



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE COLIMA

TESIS

Que para obtener el grado de doctor en Ciencias de la Tierra

(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)

presenta

GABRIEL VALDEZ MORENO

TUTOR: DR. PETER SCHAAF

2006



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.

Dedicatoria:

Quiero dedicar este trabajo a mi familia.

A mi amiga de siempre Siiri Beyer porque a pesar de la distancia siempre estamos juntos, gracias por ser mi amiga eternamente.

Dedico este trabajo a todos mis amigos.

Agradecimientos:

En esta parte de la tesis quiero expresar mi más sincero agradecimiento a la UNAM, al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por la oportunidad de fortalecer mi desarrollo académico y profesional, mismo que no podría alcanzar sin la ayuda de todos mis profesores. Agradezco al CONACYT por la beca otorgada para realizar mis estudios de doctorado.

Agradezco de manera muy especial al Dr. Peter Schaaf por sus enseñanzas en el mundo de los isótopos radiogénicos, la paciencia, tiempo, oportunidad y confianza de desarrollar este trabajo, así como sugerencias y revisiones del mismo (*Vielen Dank Herr Schaaf!*). También quiero agradecer la oportunidad de participar en el proyecto CONACyT 32330-T, del cual se obtuvieron fondos para la realización de la temporada de campo y del procesamiento químico de las muestras.

Agradezco sinceramente a todo el grupo LUGIS, con quienes compartí momentos de arduo trabajo, pero también momentos de relax, e incluso unas excelentes chelas, desde japonesas hasta alemanas y mexicanas. También quiero agradecer al personal de la biblioteca por su excelente servicio y apoyo, en especial al Lic. Arturo Méndez, Antonio, Pedro y a la Lic. Ofelia, ya que siempre que necesité material bibliográfico estuvieron en la mejor disposición de ayudarme.

Agradezco a la coordinación del posgrado del Instituto de Geofísica por el apoyo logístico durante mi estancia en el posgrado. También agradezco al LUGIS en sus diferentes áreas, al Ing. Rufino Lozano, Ing. Patricia Girón, Santiago y Sonia Angeles por su apoyo durante los análisis de

las muestras en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, sin la cual no hubiese sido posible el desarrollo de esta tesis, a las M. C: Gabriela Solis, Ma. Del Sol Hernández, Dr. Julio Morales e Ing. Teodoro Hernández por su paciencia, apoyo y trabajo durante la preparación y análisis de muestras. Gracias a Diego Aparicio por su apoyo durante la preparación de secciones delgadas y pulidas. Gracias a Ricardo Saucedo y Juan Carlos Gavilanes por su apoyo durante el trabajo de campo.

También quiero agradecer al Dr. Minoru Kusakabe por su enseñanza en el mundo de los isótopos estables durante mi estancia en Japón. Esta estancia no hubiera sido posible sin los fondos obtenidos por el programa COE-21 (*Center of Excellence for the 21st Century*, por sus siglas en inglés).

De manera especial quiero agradecer la amistad de mis compañeros y amigos del posgrado: Dr. Arce, Dra. Paty, Karina, Ivonne, Lilia, Renato, Nacho, Teresa, Isaac, Ángel y Charly. A las señoras Raquel y Felisa, gracias.

Agradezco a los Drs. Carlos Mortera y Williams Bandy quienes proporcionaron muestras de los basaltos de la Placa Rivera. Gracias Dr. Bandy por las discusiones acerca de todo sobre la Placa Rivera.

Agradezco a mis amigos y compañeros de la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Unidad Taxco por su amistad y la confianza de formar parte de este grupo de trabajo, gracias: José Luis Farfán, Martín Guerrero, Joel Ramírez, Laura, José Luis García, Javier, Oscar Talavera y Don. Vic.

Agradezco al comité de revisión conformado por los Dres. Peter Schaaf, Claus Siebe, José Jorge Aranda Gómez, José Luis Macías, Fernando Ortega, Yuri Taran y Arturo Gómez Tuena, quienes con sus sugerencias y comentarios mejoraron este trabajo.

Índice

Dedicatoria
Agradecimientos

Resumen	1
Abstract	3
Capítulo 1: INTRODUCCIÓN	5
1.1 Antecedentes	5
1.2 Estudios previos	6
1.3 Planteamiento del problema	7
Capítulo 2: ENTORNO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1 Cinturón Volcánico Transmexicano	11
2.2 Origen del Cinturón Volcánico Transmexicano	12
2.3 Zona Occidental del CVTM	13
2.4 Rift de Colima	14
2.5 Las Placas de Cocos y Rivera	15
2.6 La corteza continental en el Rift de Colima	15
Capítulo 3: ENTORNO GEOLÓGICO LOCAL	18
3.1 Complejo Volcánico de Colima (CVC)	18
3.2 Volcán El Cántaro	18
3.3 Volcán Nevado de Colima	20
3.4 Volcán Paleofuego	22
3.5 Volcán de Colima	24
3.6 El volcanismo alcalino (conos de escoria)	25
Capítulo 4: METODOLOGÍA	27
4.1 Reconocimiento geológico y muestreo	27
4.1.1 Volcán Cántaro	27
4.1.2 Volcán Nevado de Colima	28
4.1.3 Volcán Paleofuego	30
4.1.3.1 Los Hijos del Volcán	33
4.1.4 Depósito de caída de 1818	35
4.1.5 El Volcancito (1869)	35
4.1.6 Depósito de caída de 1913	37
4.1.7 Derrame de lava de 1962	38
4.1.8 Derrame de lava de 1975	39
4.1.9 Derrame de lava de 1998	40
4.1.10 Domo 2001-2002	42
4.1.11 Conos de escoria de afinidad alcalina	43
4.1.12 Xenolitos	46
4.1.13 Basamento local (batolitos de Manzanillo, Jilotlán y Aquila)	48
4.1.14 Basaltos de la Placa Rivera	50

4.2 Metodología analítica	52
4.2.1 Elementos mayores y traza	53
4.2.2 Isótopos radiogénicos (Pb-Sr-Nd)	53
4.3 Isótopos estables	58
4.3.1 Isótopos de hidrógeno	58
4.3.2 Isótopos de oxígeno	60
 Capítulo 5: PETROGRAFÍA	 65
5.1. Lavas del volcán El Cántaro	65
5.2. Lavas del volcán Nevado de Colima	68
5.3. Lavas del volcán Paleofuego	72
5.4. Lavas del Volcán de Colima	75
5.5. Conos de escoria	80
5.6. Xenolitos	81
5.7. Basamento local	85
5.8. Basaltos de la Placa Rivera	87
 Capítulo 6: GEOQUÍMICA	 89
6.1 Elementos mayores	89
6.2 Elementos traza	97
6.2.1 Elementos traza compatibles	97
6.2.2 Elementos traza incompatibles	100
6.3 Isótopos radiogénicos (Sr-Nd-Pb)	112
6.4 Isótopos estables (O, H)	118
 Capítulo 7: DISCUSIÓN	 121
7.1 Contexto tectónico	121
7.2 Profundidad de emplazamiento de los magmas del CVC	122
7.3 Fuente de los magmas	125
7.4 Aportaciones geoquímicas de la placa subducida	126
7.5 Mezcla de magmas	132
7.6 Cristalización fraccionada	135
7.7 La importancia de la corteza	138
7.8 Asimilación cortical	142
 Capítulo 8: MODELO PETROGENÉTICO	 148
8.1 Evolución geoquímica espacio temporal en el CVC	148
8.2 Relación entre el magmatismo alcalino y el magmatismo calci-alcalino	151
8.3 El papel de las placas de Cocos y Rivera y los sedimentos: Modelo de mezcla binaria	154
 Capítulo 9: CONCLUSIONES	 158
 REFERENCIAS	 160
Anexos: Tablas	177

RESUMEN

El Complejo Volcánico de Colima (CVC), una cadena volcánica que registra migración del vulcanismo de norte a sur, contiene estratovolcanes dacítico-andesíticos de afinidad calci-alkalina (Cántaro-Nevado-Paleofuego-Colima) y conos de escoria de afinidad alcalina contemporáneos entre si. La migración del vulcanismo de 1.5 Ma al presente permite documentar sus cambios geoquímicos e isotópicos a través del tiempo y el espacio en el sistema magmático. Los estratovolcanes muestran diferencias notables en la relación La/Yb (5.5-28.1) y ϵNd (+2.7 - +7), pero diferencias mínimas en las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7034-0.7037, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.55-18.62, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.55-15.60 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.24-38.41. Los conos alcalinos exhiben variaciones en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7036-0.7038, ϵNd : +3.1 - +5.9 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.62-18.71, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.56-15.61 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.34-38.56.

Los magmas calci-alkalinos en esta región son el resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera, que penetran por debajo de la Placa de América del Norte, siguiendo la prolongación del Graben del Gordo hasta llegar a la zona central del Rift de Colima. Esta subducción de dos placas distintas está evidenciada en los modelos de mezcla simple que involucra la composición isotópica de los basaltos de las Placas de Rivera y Cocos versus sedimentos turbidíticos del Pacífico. Sin embargo, los magmas alcalinos no pueden ser explicados mediante este modelo y su origen requiere de una fuente más profunda

con grados de fusión parcial bajos en una zona de peridotitas con granate residual, pero que durante su ascenso interactuaron con zonas metasomatizadas por la subducción, lo cual provocó que éstos heredaran firmas características de subducción (anomalías negativas de Nb y Ti). Por otra parte, la extensión en el Rift de Colima ayudó a que los magmas alcalinos ascendieran más rápido hacia la superficie.

El espesor cortical reportado para la zona estudiada varía entre 28 y 35 km y la corteza superior tiene una composición granodiorítica. Este espesor permitió que los magmas que ascienden a la superficie no fueran extensamente contaminados. El basamento local representado por los batolitos de Jilotlán y Manzanillo funcionó como roca huésped para los magmas durante su ascenso y diferenciación. Sin embargo, por su poco contraste isotópico no es posible evaluar la contribución de esta corteza por métodos isotópicos como Sr-Nd-Pb, pero sí mediante la combinación de $\delta^{18}\text{O}$ y el parámetro ϵNd , lo cual confirma que la asimilación del basamento local efectivamente ocurrió.

Abstract

The Colima Volcanic Complex (CVC), a north-south oriented volcanic chain (Cántaro-Nevaldo-Paleofuego-Colima), contains andesitic to dacitic stratocones with calc-alkaline affinity and contemporaneous alkaline scoria cones. N-S migration of the volcanism since 1.5 Ma to the present shows geochemical and isotopic changes through time and space. The stratocones display considerable differences in La/Yb ratios (5.5-28.1) and ϵNd values (+2.7 to +7) from Cántaro to Colima Volcano, but minimal variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7034-0.7037, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.55-18.62, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.55-15.60, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.24-38.41. The alkaline cones show the following variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7036-0.7038, ϵNd : +3.1 - +5.9, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.62-18.71, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.56-15.61, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.34-38.56.

The calc-alkaline suite is related to the contemporaneous subduction of the Rivera and Cocos plates beneath the North-American Plate, following the trajectory of El Gordo Graben to the central part of the Colima Rift. Subduction of two different plates is evidenced in simple mixing models involving the isotopic composition of basalts from the Rivera and Cocos plates versus turbiditic sediments of the Pacific. On the other hand, the alkaline suite can not be explained by this model and its origin requires a deeper source with low-grade melting of a garnet bearing zone. Magmas were contaminated during ascent with subduction-metasomatized mantle rocks, provoking inherited subduction signatures (e.g. negative Nb-Ti anomalies). Additionally, extension in the Colima Rift zone favored rapid ascent of the alkaline magmas.

The local crust in the study area is of granodioritic composition with a thickness between 28 and 35 km. Due to the low crustal thickness magmas of the CVC were not extensively contaminated during ascent. The local basement is represented by the upper Cretaceous Jilotlán and Manzanillo batholiths, which acted as host rocks for the magmas during their ascent and differentiation. However, as a result of their nearly identical Sr-Nd-Pb isotopic ratios, it is impossible to evaluate the crustal contribution during assimilation. Instead, a $\delta^{18}\text{O}$ vs $\epsilon\text{-Nd}$ plot clearly shows that contamination of the magmas by the assimilation of the local basement was an important magmatic process.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

Los estudios geoquímicos han apoyado el modelo que explica que el volcanismo en las zonas de subducción ocurre como respuesta a la fusión parcial de la cuña del manto, provocada por la adición de fluidos derivados de la placa en subducción, sedimentos y corteza oceánica alterada (p.ej. Hawkesworth et al., 1977; Gill, 1981; Tatsumi, 1989; McCulloch y Gamble, 1991). Este modelo está sustentado por estudios geoquímicos de elementos mayores y traza, isótopos radiogénicos e isótopos estables (Tatsumi, 1989; McCulloch y Gamble, 1991; White y Dupré, 1986; Kogiso et al., 1997; Taran et al., 1997; Elliott, 2003; Bindeman et al., 2005).

En este panorama general, el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), un arco volcánico relacionado a la subducción de las Placas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de América del Norte, ha sido el objeto de estudios numerosos acerca de su origen, edad y evolución (p. ej. Demant, 1978; Nixon, 1982; Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2003; Siebe et al., 2004). A pesar de esto, los estudios de la evolución magmática en volcanes individuales y/o complejos volcánicos en el CVTM aún son escasos y merecen atención especial, ya que mediante estudios sistemáticos de un solo volcán o complejo volcánico se pueden observar las variaciones geoquímicas temporales, los cambios en la fuente mantélica donde se generan los magmas, así como los procesos

petrológicos complejos y diversos que ocurren durante la diferenciación magmática.

La geoquímica en combinación con otras ramas de las ciencias de la Tierra ha demostrado ser una herramienta muy útil en la formulación de explicaciones posibles a problemas geológicos. Un ejemplo de esta combinación es el trabajo de Wilcox (1954), quién publicó una de las primeras investigaciones petrológicas elaboradas de manera sistemática y rigurosa en el volcán Parícutin. Sus resultados demostraron los procesos complejos que operan al interior de los sistemas magmáticos. Posteriormente, McBirney et al. (1987) aportaron argumentos geoquímicos e isotópicos para corroborar los procesos múltiples que operan durante la génesis de los magmas, sugiriendo la asimilación de material cortical como un proceso petrológico importante que operó durante la génesis de los magmas del volcán Parícutin.

A través del tiempo, el uso de los datos geoquímicos se ha incrementado de forma sustancial, teniendo como consecuencia el surgimiento de una gama amplia de hipótesis para explicar en alguna medida el origen y la evolución de los magmas en varias zonas del CVTM (p. ej. Luhr y Carmichael, 1980,1981; Ferrari et al., 1999; Verma, 2000; Gómez-Tuena et al., 2003; Siebe et al., 2004; Schaaf et al., 2005).

1.2 Trabajos previos

El Complejo Volcánico de Colima ha sido objeto de una gran cantidad de estudios enfocados hacia diversos aspectos, principalmente en el periodo eruptivo

reciente (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Saucedo et al., 2002; 2004), hacia los procesos geoquímicos y petrológicos (Luhr y Carmichael, 1980; 1982; Robin et al., 1987; Macías et al., 1993; Luhr, 2002; Mora et al., 2002), gases volcánicos (Taran et al., 2000, 2001, 2002) e isotópicos. Sin embargo, sólo se han obtenido datos isotópicos utilizando los sistemas combinados de Sr-Nd-Pb y se han analizado únicamente uno o dos derrames de lava y/o depósitos piroclásticos (Carmichael y De Paolo, 1980; Verma y Luhr, 1993, Wallace y Carmichael, 1994; Luhr, 1997; Lassiter y Luhr, 2001) o simplemente contemplan datos isotópicos solo de Sr (Moorbath et al., 1978). Resulta importante el estudio sistemático de los sistemas isotópicos de Sr-Nd-Pb en combinación con los isótopos de oxígeno e hidrógeno y por eso en este estudio se aportará una base de datos geoquímicos e isotópicos más amplia, ya que de esta forma es posible estudiar de manera integral el origen y la evolución de los sistemas magmáticos.

1.3 Planteamiento y objetivos del problema: variación geoquímica espacio-temporal del Complejo Volcánico de Colima.

En el CVTM se han reportado varios complejos volcánicos orientados N-S (Fig. 1), en los cuales se ha documentado que existe una migración del volcanismo de norte a sur. De esta manera, los volcanes activos se sitúan en el frente volcánico (sur), mientras que los volcanes antiguos están localizados al norte de dichos complejos volcánicos (Nixon, 1989; Delgado-Granados et al., 1995).

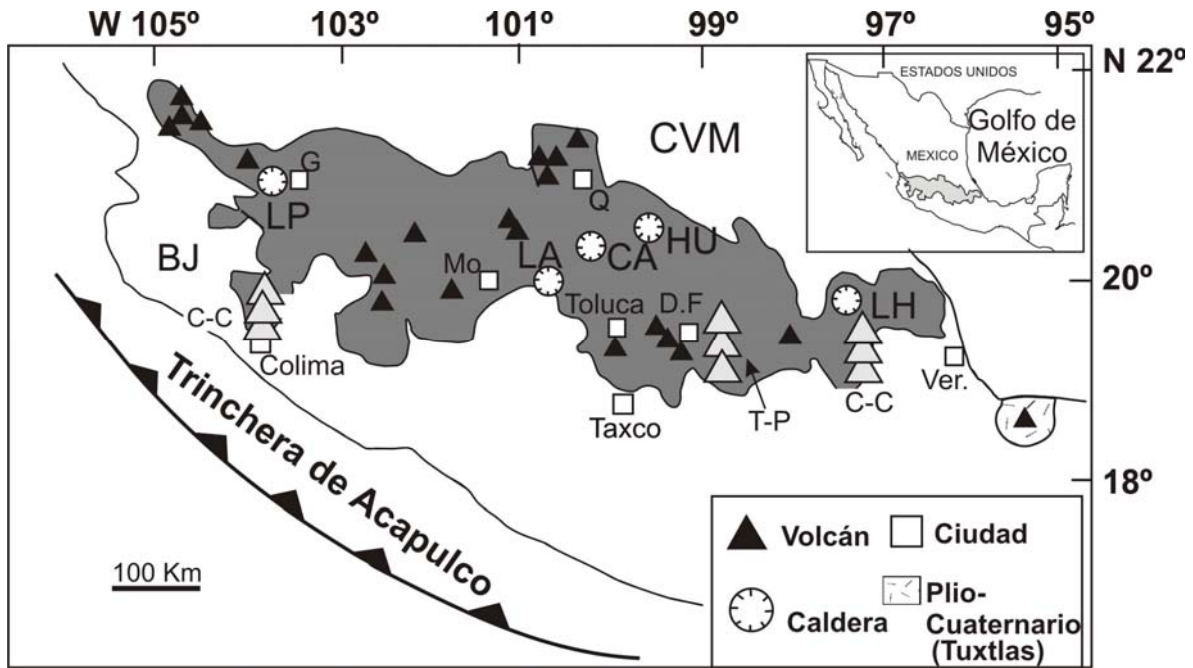


Figura 1. Esquema geológico regional (tomado de Aguirre-Díaz, 1996) que muestra la localización del CVTM, los estratovolcanes, las calderas y las cadenas volcánicas. G: Guadalajara, Q: Querétaro, Ver: Veracruz, LP: La Primavera, LA: Los Azufres, HU: Huichapan, CA: Caldera de Amealco, LH: Los Humeros, C-C: Cántaro-Colima, T-P: Telapón-Popocatepetl, C-P: Cofre de Perote-Pico de Orizaba, B.J: Bloque Jalisco.

Un buen ejemplo en la zona central del CVTM está representado por el complejo de la Sierra Nevada, formado por la cadena volcánica Tláloc-Telapón-Iztaccíhuatl-Popocatepetl (Nixon, 1989). En la zona occidental se encuentra localizado el complejo volcánico de Colima (CVC), compuesto por la cadena volcánica Cántaro–Nevado de Colima-Volcán de Colima (Fig.2; Luhr y Carmichael 1990; Komorowski et al., 1997; Cortés-Cortés et al., 2005). Sobre el CVC existen varios trabajos previos con fechamientos desde el Volcán Cántaro hasta el Volcán de Colima (Allan y Carmichael, 1984; Allan, 1986; Robin et al., 1987), mapas geológicos (Luhr y Carmichael, 1990; Robin et al., 1987; Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Cortés-Cortés et al., 2005), estudios estratigráficos (Luhr y Carmichael, 1982; Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Saucedo, 1997) y estudios petrológicos (Luhr y

Carmichael, 1980; 1981; 1982; Robin et al., 1991; Luhr, 1993; Macías et al., 1993; Luhr, 1997; Mora et al., 2002; Luhr, 2002). Por estas razones, este complejo volcánico representa un buen caso para analizar los cambios geoquímicos e isotópicos de la fuente a través del tiempo, así como los cambios geoquímicos con respecto a su distancia de la trinchera mesoamericana. Por otro lado, la presencia de xenolitos incluidos en las lavas del CVC permite identificar la naturaleza y el grado de participación de la corteza continental durante la diferenciación magmática.

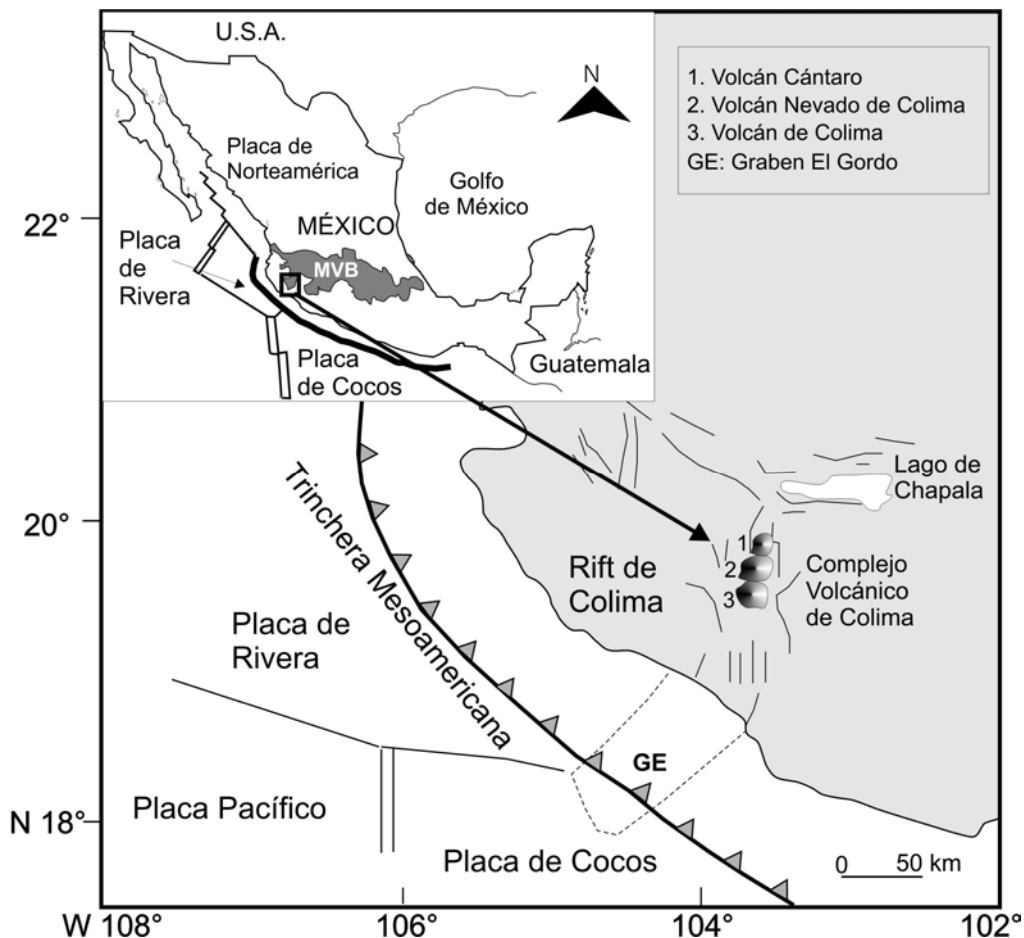


Figura 2. Ubicación del CVC en la porción occidental del CVTM (recuadro superior izquierdo). Se muestran los rasgos tectónicos más importantes de esta región (tomado de Bandy et al., 1995).

Uno de los propósitos de este trabajo es aportar para el CVC datos geoquímicos nuevos (elementos mayores y elementos traza), isótopos radiogénicos (Sr-Nd-Pb), isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) e hidrógeno (δD) a partir de un muestreo selectivo y sistemático, tomando en cuenta la edad y la distancia de los productos magmáticos con respecto a la Trinchera Mesoamericana. Por último, la interpretación de estos datos se puede hacer considerando la tectónica de la zona y la naturaleza de la corteza debajo del CVC. Adicionalmente, se persiguen los siguientes objetivos particulares:

- 1.- Establecer un modelo petrogenético que permita explicar la fuente de los magmas que alimentan al CVC.
- 2.- Proponer una hipótesis que sugiera la relación tectónica y geoquímica entre las lavas sub-alcálicas de los volcanes Cántaro, Nevado de Colima, Paleofuego y Colima con las lavas alcalinas de los conos de escoria monogenéticos, que ocurren en sus flancos.

Capítulo 2

ENTORNO GEOLÓGICO REGIONAL: El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano

El CVTM es un arco volcánico continental complejo que atraviesa la parte central de México y se extiende en dirección este-oeste por más de 1,000 km, desde las costas del Océano Pacífico, en el oeste de Nayarit, hasta las costas de Veracruz, en el Golfo de México (Fig. 1) (Demant, 1978). El volcanismo en el CVTM se atribuye a la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de América del Norte, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Fries, 1960; Demant, 1978; Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1995). Este arco volcánico contiene una gran diversidad de estructuras como conos de escoria, escudos de lava continentales, maares, domos, calderas y estratovolcanes. La mineralogía y composición química de sus productos indican que los magmas son predominantemente calci-alcalinos (Demant, 1978; Luhr y Carmichael, 1990; Komorowski et al., 1997; Carrasco-Núñez, 2000; Siebe et al., 2004).

La edad del CVTM ha estado en debate durante varios años (Mooser, 1972; Demant, 1978; Cantagrel y Robin, 1979; Demant, 1981; Robin y Cantagrel, 1982; Venegas et al., 1985; Nixon et al., 1987). Sin embargo, al parecer, la edad de inicio del CVTM como una entidad geológica distintiva comenzó durante el Mioceno medio y tardío (12-7 Ma) (Ferrari et al., 1999).

En el Mioceno la actividad del CVTM se ubicaba en la parte más alejada de la Trinchera Mesoamericana; durante éste periodo se desarrollaron estructuras volcánicas complejas, representadas por un grupo de volcanes localizados a unos

25 km de la ciudad de Querétaro. Estos volcanes son: El Zamorano (K-Ar: 10.9 ± 0.5 Ma; Carrasco-Núñez et al., 1989; Verma y Carrasco-Núñez, 2003), Palo Huérfano (K-Ar: 12.1 ± 0.6 Ma; Pérez-Venzor et al., 1996) y La Joya ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 9.9 ± 0.4 Ma; Valdéz-Moreno et al., 1998). Recientemente se han reportado sitios nuevos de volcanismo de edad miocénica como el Cerro Grande, en Puebla (K-Ar: 11.0 ± 0.6 Ma; Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000) y el Campo Volcánico de Apan, Hidalgo (K-Ar: 13.4 ± 0.6 Ma; García-Palomo et al., 2002).

El volcanismo reciente del CVTM está concentrado en la región cercana a la trinchera y está representado por los volcanes Colima, Nevado de Toluca, Popocatepetl, Malinche y Pico de Orizaba. El CVTM presenta una orientación E-W, y forma un ángulo de entre 15 y 20° con respecto a la Trinchera de Mesoamérica (Molnar y Sykes, 1969). Tradicionalmente el CVTM se ha dividido convenientemente en tres zonas: zona occidental, zona central y zona oriental, considerando principalmente las características geológicas y estructurales de cada una de estas áreas (Demant, 1978; Nixon, 1982; Pasquaré et al., 1988; Pasquaré et al., 1991; Suter, 1991; Johnson y Harrison, 1990).

2.2 Origen del Cinturón Volcánico Transmexicano

Hasta la fecha se han propuesto diversas conjeturas acerca del origen del volcanismo en el CVTM. Una de las primeras planteó la existencia de una megafactura cortical que divide el centro del país desde el Océano Pacífico hasta

el Golfo de México (Mooser, 1972). Otra es la hipótesis de una zona de debilidad cortical (Cebull y Shurbet, 1987). También ha sido propuesta una estructura tipo rift que está bajo extensión (Sheth et al., 2000). Sin embargo, el modelo para explicar el origen del CVTM mediante una pluma del manto es quizá una de las ideas más controvertidas (Moore et al., 1994; Márquez et al., 1999). A pesar de toda la diversidad de teorías, la propuesta de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de América del Norte es la que más argumentos geológicos, geofísicos y geoquímicos ha presentado (p. ej. Molnar y Sykes, 1969; Demant y Robin, 1975; Demant, 1981; Nixon, 1982; Negendank et al., 1985; Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2004; Manea et al., 2005; Siebe et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Manea et al., 2006). Así que a pesar de la gran diversidad de ideas, la mayoría de los estudiosos favorecen el concepto de la subducción para explicar el origen del CVTM.

2.3 La zona occidental del CVTM

La región occidental del CVTM (Fig. 2) se distingue por sus características petrológicas, vulcanológicas, geoquímicas y tectónicas, pero sobre todo por la presencia de una estructura tectónica denominada punto triple, localizada a 60 km al suroeste de Guadalajara. El punto triple es la intersección de tres fosas tectónicas o rifts (Demant, 1979; Luhr y Carmichael, 1981, 1990; Nixon, 1982; Garduño-Monroy et al., 1998): El rift de Tepic-Zacoalco, el cual se extiende 200 km hacia el noroeste hasta llegar al Océano Pacífico (Demant, 1979; Nelson y Carmichael, 1984; Luhr y Carmichael, 1990), el rift de Chapala de orientación E-W

que se extiende por más de 100 km hacia el este (Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi, 1985; Allan, 1986) y por último el Rift de Colima que presenta una orientación N-S, se extiende con una longitud de 150 km hasta el Océano Pacífico en donde se traslapa con el límite entre las placas de Cocos y Rivera (Allan, 1986). Este hecho posiblemente refleja el rompimiento tectónico vigente y la separación del llamado Bloque Jalisco (Luhr et al., 1985; Allan y Carmichael 1984; Bandy et al., 1995).

2.4 El Rift de Colima

El Rift de Colima es una estructura tectónica formada por tres segmentos morfológicos bien definidos (Norte, Centro, Sur) y es la frontera oriental del Bloque Jalisco (Garduño-Monrroy et al., 1998). El Bloque Jalisco es un cuerpo principalmente batolítico de edad cretácica (100-75 Ma) (Schaaf et al., 1995), el cual representa el límite suroeste de México y se encuentra limitado por los rifts Tepic-Zacoalco y Colima.

La parte norte del Rift de Colima es una cuenca bien definida de 65 km de longitud y 20 km de ancho bordeada por fallas normales (Allan y Carmichael, 1984; Allan, 1986). La parte central del Rift de Colima contiene el Complejo Volcánico de Colima (CVC) y está formada por una cuenca abierta de 50-60 km de ancho y 60 km de longitud, se encuentra limitada hacia el oeste por escarpes de fallas prominentes. La parte sur está representada por una zona compleja de 50 a 65 km de ancho por 65 km de largo, la cual se extiende hasta la costa del Pacífico. Sin embargo, en esta última zona se ha argumentado la falta de una estructura

tipo rift bien definida (Serpa et al., 1992), por lo que su existencia es motivo de discusión.

2.5 Las placas de Cocos y Rivera

Las placas oceánicas de Cocos y Rivera ubicadas en el occidente de México son el resultado de la fragmentación de la Placa de Farallón (Klitgord y Mammerickx, 1982). La edad de la Placa de Rivera como placa independiente es de 9 Ma (Klitgord y Mammerickx, 1982) y la edad de la Placa de Cocos varía de 12 y 18 Ma. En el occidente de México, los eventos sísmicos indican que la Placa de Rivera desciende con un ángulo de 10° a una profundidad de 20 km. A partir de esta profundidad el ángulo se inclina más (50°) hasta llegar a una profundidad de 40 km (Pardo y Suárez, 1993). Sin embargo, el ángulo de subducción ya no es evidente después de los ~50 km de profundidad debido a la falta de sismicidad (Pardo y Suárez, 1993). La velocidad de subducción de la Placa de Rivera se estima entre 2 y 4 cm/año (DeMets y Wilson, 1997), mientras que para la placa de Cocos, la velocidad de subducción varía de 4.8 a 7.5 cm/año (DeMets y Stein, 1990).

2.6 La corteza continental en el Rift de Colima

Tradicionalmente se considera que México es un mosaico constituido por diversos terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993). En este sentido, se ha documentado que el oeste del CVTM se encuentra

dominado por la presencia del Terreno Guerrero, el cual está compuesto por secuencias volcanosedimentarias de arcos de islas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior que fueron depositadas sobre litósfera oceánica (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Centeno-García et al., 1993; Talavera-Mendoza et al., 2000). Sin embargo, Herrera (2004) asigna una edad de Triásico a Jurásico Temprano para el Terreno Guerrero.

Algunos estudios de carácter geofísico enfocados al conocimiento del basamento al oeste de Guadalajara, indican que el basamento está representado por un sustrato de composición granítica, el cual se encuentra expuesto extensivamente en el Bloque Jalisco (Campos-Enríquez et al., 1990; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Bandy et al., 1995). Otras investigaciones geofísicas indican que el basamento por debajo de Colima tiene un espesor variable de 28 a 35 km, y está formado por rocas de composición que varía de granítica a granodiorítica (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Bandy et al., 1995; Urrutia-Fucugauchi et al., 1999).

El batolito de Manzanillo aflora al suroeste del CVC y está compuesto por granodioritas y gabros ($Rb-Sr = 69 \pm 3$ Ma). Al este del CVC aflora el batolito de Jilotlán, cuya composición varía de tonalítica a gabroica ($Rb-Sr = 68 \pm 12$ Ma) (Schaaf, 1990). Un cuerpo granodiorítico que aflora 45 km al norte del volcán Cántaro ($K-Ar = 69.43 \pm 1.14$ Ma) también ha sido reportado por Allan (1986).

La presencia de estos batolitos localizados en los alrededores del CVC (Fig. 3) con edades similares, hace pensar que estos cuerpos plutónicos representan parte del basamento del CVC. Ésto último ha sido evidenciado por la presencia de xenolitos de composición gabroica a intermedia encontrados en rocas del CVC

(Allan, 1986; Valdez-Moreno et al., 2006). Más adelante se discutirá la importancia de este tipo de basamento, así como la presencia de xenolitos en lavas del CVC.

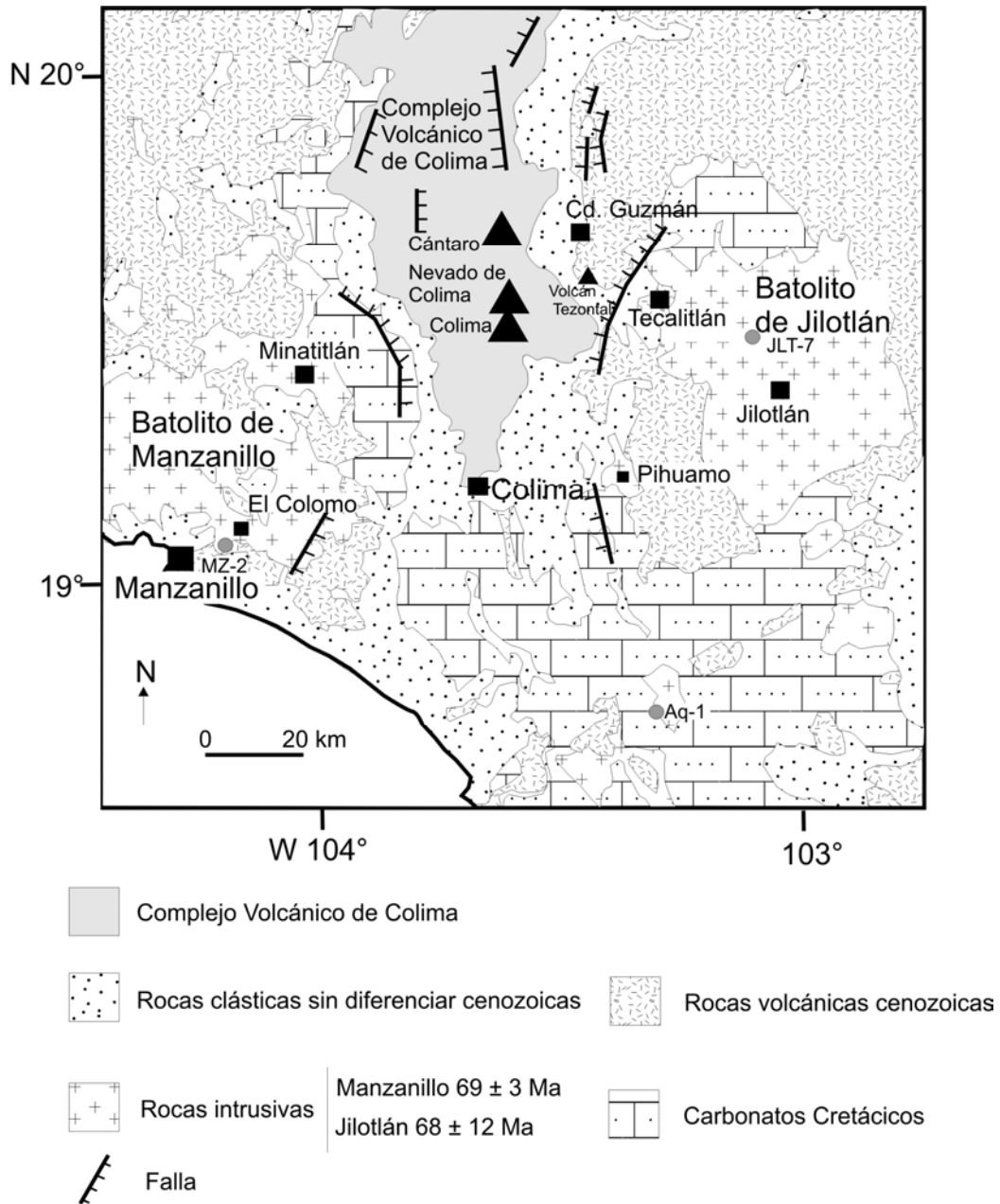


Figura 3. Esquema geológico local simplificado del Complejo Volcánico de Colima (CVC) y sus alrededores, destacando la localización de los batolitos de Manzanillo y Jilotlán. Modificado de Bandy et al. (1995). MZ-2: muestra colectada en el batolito de Manzanillo, JLT-7 (Jilotlán) y Aq-1 (Aguila).

Capítulo 3

ENTORNO GEOLÓGICO LOCAL

3.1 Geología del Complejo Volcánico de Colima

El Complejo Volcánico de Colima (CVC), se localiza en la zona occidental del CVTM, justo en la porción central del *Rift* de Colima. El CVC es una cadena volcánica de orientación Norte-Sur compuesta por tres estructuras (El Cántaro, el Nevado de Colima y el Volcán de Colima; Fig. 4). Además de estos tres edificios se considera también como parte del CVC un grupo de conos de escoria de afinidad alcalina que fueron emplazados en la parte oeste y noroeste del Nevado de Colima (Fig. 4) (Cortés-Cortés et al., 2005).

3.2 Volcán El Cántaro

La estructura volcánica localizada más al norte del CVC es El Cántaro ($19^{\circ} 42' N$, $103^{\circ} 38' O$; 2,900 msnm) (Fig. 4), cuya edad K-Ar en roca total y en hornblenda varía entre 1.7 Ma y 0.95 Ma (Allan y Carmichael, 1984; Allan, 1986). El Cántaro es un estratovolcán de composición andesítica, sobre el cual se desarrollaron varios domos de composición dacítica (Luhr y Carmichael, 1990). En trabajos recientes se ha reportado la presencia de derrames de lava intercalados con depósitos de flujo piroclástico y depósitos de caída (Cortés-Cortés et al., 2005), así como diferencias petrográficas notables respecto a los estratovolcanes Nevado de Colima y Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1990). Allan y Carmichael (1984) y Allan (1986) han reportado análisis químicos de elementos

mayores en roca total de 17 muestras del Volcán Cántaro. El Cántaro comparado con el Nevado y el Volcán de Colima difiere en varios aspectos. Los productos del Cántaro son de composición más félsica que los productos intermedios del Nevado y Volcán de Colima. En el Volcán de Colima dominan las andesitas. Petrográficamente las lavas del Nevado y Volcán de Colima son andesitas de hornblenda y presentan textura porfídica con contenidos de cristales que varían desde 30 hasta 50% en volumen, mientras que las andesitas y dacitas del Cántaro son aún más porfiríticas con cristales de hasta 1 cm de longitud, además de la presencia de fenocristales de biotita (Luhr y Carmichael, 1990), la cual no ha sido reportada en rocas del Nevado y el Volcán de Colima.

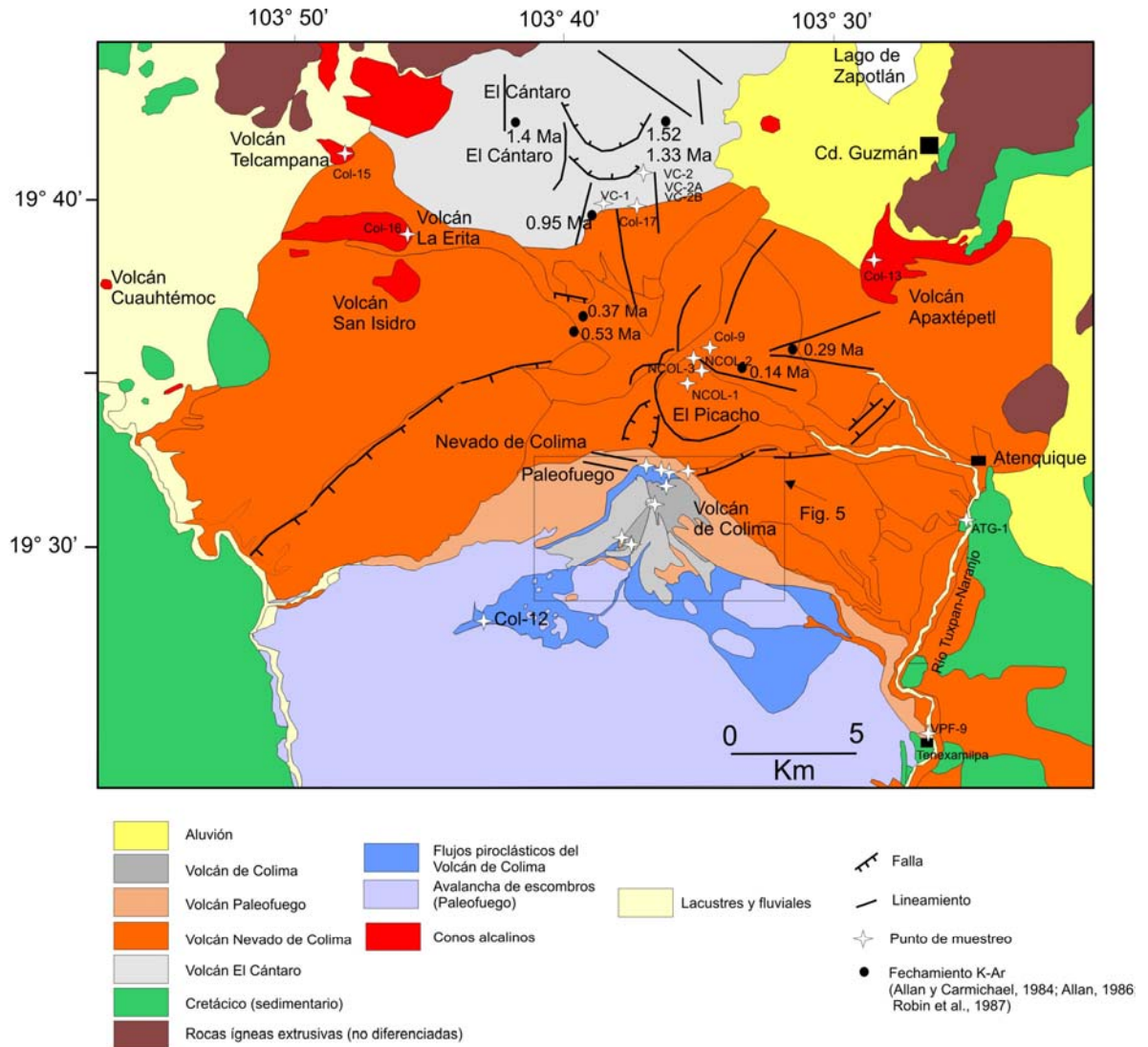


Figura 4. Esquema geológico regional generalizado del Complejo Volcánico de Colima (tomado de Cortés-Cortés et al., 2005)

3.3 Volcán Nevado de Colima

A sólo 15 km al sur del Cántaro se localiza el volcán Nevado de Colima (19° 33' 48" N, 103° 36' 30" O; 4,260 msnm), que se ubica en la parte central del CVC, y constituye el volcán de mayor volumen en todo el complejo (Fig. 4). El Nevado de Colima tuvo varias etapas de construcción, así como evidencias de eventos

destructivos de estructuras volcánicas antiguas (Robin et al., 1987; Cortés-Cortés et al., 2005). Algunos rasgos circulares indican la existencia de varios cráteres en la cima del Nevado de Colima (Mooser, 1961; Robin et al., 1987).

Robin y colaboradores (1987) reconocieron cuatro etapas de construcción del Nevado (Nevado I, II, III, IV), separadas por tres episodios de formación de cráteres de grandes dimensiones. Por otro lado, Cortés-Cortés et al. (2005) sugirieron la existencia de al menos seis periodos de construcción. Las edades por K-Ar obtenidas en roca total indican que su periodo de construcción se desarrolló entre 0.53 y 0.08 Ma (Robin et al., 1987).

La etapa Nevado I (K-Ar= 0.53 ± 0.1 Ma hasta 0.35 ± 0.05 Ma) (Robin et al., 1987) se subdivide en IA y IB. La etapa IA está caracterizada por andesitas porfíricas (57-59% SiO₂), con ortopiroxeno y clinopiroxeno, sin anfíboles. Sin embargo, es posible encontrar andesitas más ricas en sílice (61-62% SiO₂), pero más porfíricas y con anfíboles escasos. La etapa IB se caracteriza por andesitas y dacitas porfíricas con anfíbol abundante y dos piroxenos.

La etapa Nevado II no fue muy extensa y sólo se preservan rocas asociadas a ella en afloramientos pequeños. Dos dataciones por K-Ar obtenidas en roca total sugieren edades entre 0.15 y 0.20 Ma (Robin et al., 1987). Las lavas correspondientes al Nevado II son andesitas (58-59% SiO₂) con dos piroxenos y anfíboles escasos. Estas características distinguen la etapa Nevado I de la fase Nevado II (Robin et al., 1987).

La etapa Nevado III está representada por un cono de dimensiones pequeñas, compuesto por derrames de lava de espesores >20 m. Las lavas son de composición andesítica (59% SiO₂) con pocos fenocristales, que incluyen

plagioclasa sódica, dos piroxenos y vestigios de anfíbol. Para Robin et al. (1987) esta etapa corresponde a la fase terminal del Nevado. Sin embargo, para Cortés-Cortés et al. (2005) la actividad eruptiva del Nevado de Colima termina con el emplazamiento del domo llamado El Picacho, el cual representa la cima actual del Nevado. Finalmente, para Robin et al. (1987) la etapa IV corresponde a la construcción del Volcán Paleofuego.

3.4 Volcán Paleofuego

Este volcán fue construido durante el Pleistoceno tardío, en el flanco sur del Nevado de Colima (Figs. 4 y 5) (Komorowski et al., 1997). Sin embargo, aún existe controversia con respecto a la edad del Volcán Paleofuego. Robin et al. (1987) reportan una edad de 9,700 a B.P, mientras que Luhr y Prestegard (1988) reportan una edad de 4,300 a B.P. Estas edades difieren por varios miles de años. Los restos del Paleofuego definen la forma de una caldera en forma de herradura de ~5 km de diámetro abierta hacia el sur. La pared de la caldera en la zona norte está compuesta por una alternancia de derrames de lava andesítica y depósitos de bloques y ceniza, con espesores de hasta 300 m (Cortés-Cortés et al., 2005). Después del colapso del Paleofuego, en la zona sur se emplazaron dos domos andesíticos (Los Hijos del Volcán) con derrames de lava asociados.

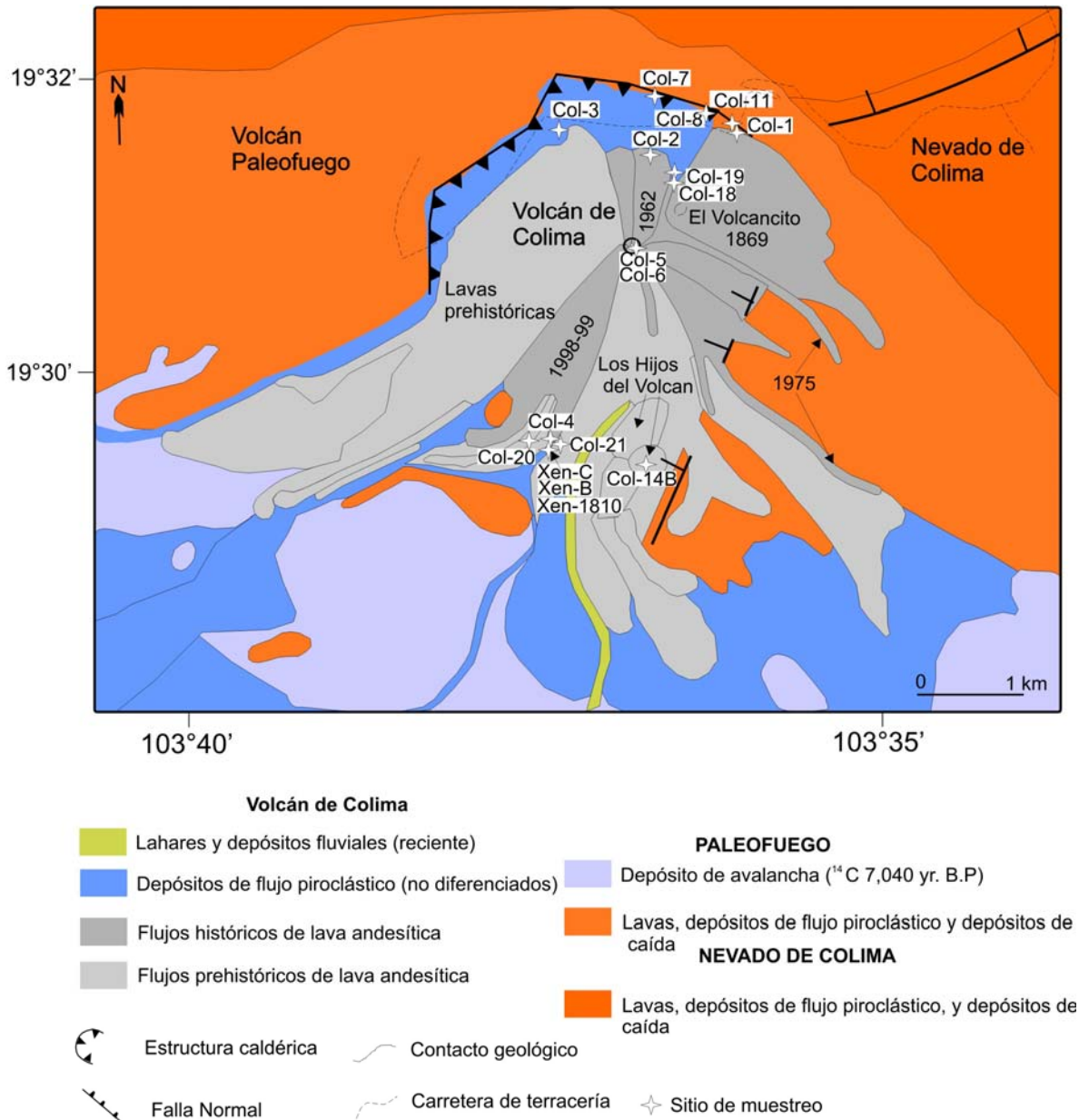


Figura 5. Esquema geológico ampliado del Volcán de Colima (tomado de Cortés-Cortés et al., 2005) con los sitios de muestreo

Los derrames de lava del Paleofuego que se emplazaron al suroeste alcanzaron distancias de hasta 20 km, los espesores varían de 20 a 30 m y afloran en la Barranca El Huacal (Mazatán, Jal.) (Cortés-Cortés et al., 2005). En el lado sureste del CVC se han reportado derrames de lava emitidos por el Paleofuego,

los cuales alcanzaron distancias de hasta 31.5 km a partir de la fuente y superan los 80 m de espesor. Estas rocas afloran en la rivera Río Tuxpan-Naranja (Cortés-Cortés et al., 2005).

3.5 Volcán de Colima

El Volcán de Colima (19° 31'N, 103° 37' W; 3,850 msnm) fue construido en la zona central de la caldera de colapso del Paleofuego (Fig. 5). Este volcán está formado por alternancias de depósitos de flujos piroclásticos (Saucedo et al., 2002), avalanchas de escombros (Robin et al., 1987; Luhr y Prestegard, 1988; Siebe et al., 1992; Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Komorowski, et al., 1997; Cortés-Cortés, 2002), depósitos de caída (Saucedo, 1997; Luhr y Carmichael, 1982) y derrames de lava en bloques de composición andesítica, los cuales han alcanzado distancias variables de 3 a 15 km a partir del cráter.

Actualmente se considera que el Volcán de Colima es el más activo de América del Norte (Luhr y Carmichael, 1980; Medina, 1983; De La Cruz-Reyna, 1993; Saucedo, 2001; Bretón et al., 2002; Mora et al., 2002). Las erupciones históricas más importantes han ocurrido en 1818 y 1913. La última erupción grande (1913) fue de dimensiones considerables, ya que durante ésta se generó una columna eruptiva de 21 km de altura, misma que provocó caída de ceniza en Saltillo, Coahuila, ciudad localizada a 721 km al NE del volcán (Saucedo, 1997). Después de 50 años de reposo el Volcán de Colima inició una nueva etapa de actividad volcánica, la cual se caracterizó por el emplazamiento de domos de lava, derrames de lava en bloques y flujos piroclásticos. Estos eventos ocurrieron

durante varios periodos (1961-1962, 1965, 1975-1976, 1981-1982, 1991, 1998-1999, 2002- 2003, 2004 y 2005). Los productos de estas erupciones han sido estudiadas por varios autores (Thorpe et al., 1977; Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1982; Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Robin et al., 1991; Komorowski et al., 1993, 1997; Mora et al., 2002; Navarro et al., 2002; Saucedo et al., 2004).

3.6 El volcanismo alcalino

El volcanismo monogenético alcalino en el Rift de Colima se ha manifestado desde hace 4.7 Ma (Allan y Carmichael, 1984). La composición química de este volcanismo contrasta con el volcanismo contemporáneo calci-alcalino que produjo los estratovolcanes. Desde el Pleistoceno tardío se desarrollaron varios conos de escoria de afinidad alcalina (basanitas, leucititas y minetas), localizados en la parte oeste y noroeste del Nevado de Colima (Fig. 4) (Luhr et al., 1989, Luhr y Carmichael, 1990; Luhr, 1997). Según el trabajo de Hooper (1995), la edad de los conos de escoria se puede dividir en tres eventos principales, un evento con edades de 212,000 a 280,000 años, un segundo evento con edades de 104,000 a 118,000 años y por último el evento más joven que fluctúa entre 22,000 y 21,500 años. Algunos de los conos más antiguos parecen ser contemporáneos con la actividad del Nevado de Colima. Sin embargo, Luhr y Carmichael (1981) han propuesto edades considerablemente más jóvenes (20,000 a 1,500 años A.P). Recientemente Cortés-Cortés et al. (2005) han propuesto una edad menor a los 18,000 años para el Volcán Apaxtepec, localizado en las cercanías del flanco sur del Nevado de Colima. Los últimos estudios, efectivamente, confirman que el

vulcanismo alcalino es relativamente joven y se reportan edades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ que varían desde 545 Ka hasta 62 Ka (Carmichael et al., 2005).

Capítulo 4

4.1 RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO Y MUESTREO

Durante el trabajo de campo y muestreo se colectaron un total de 37 muestras de roca; cuatro del volcán El Cántaro, tres del volcán Nevado de Colima, 13 del Volcán de Colima, cuatro del volcán Paleofuego, cuatro de los conos monogenéticos alcalinos, cuatro xenolitos, y cinco del basamento local (batolitos). Adicionalmente se estudiaron muestras de basaltos de la Placa Rivera provenientes del fondo oceánico y colectados por los Dres. Bandy y Mortera. Dos listas de las muestras colectadas con su petrografía, coordenadas y análisis químicos se se presentan en las Tablas 1 y 2.

4.1.1 Volcán El Cántaro

En el volcán El Cántaro se colectaron cuatro muestras (VC-1, VC-2, VC-2A, y VC-2B) en dos domos que forman parte de este complejo (Fig. 4). La muestra VC-1 corresponde a un derrame de lava masivo color gris pardo al intemperismo y gris claro en fractura fresca. Macroscópicamente, la textura de la roca es porfirítica con cristales de plagioclasa de hasta 7 mm, hornblenda de hasta 1 mm y una matriz de grano fino.

Tres muestras más fueron colectadas en un banco de material localizado en el cerro La Media Luna. La roca VC-2 es gris-café al intemperismo y gris claro en fractura fresca y presenta una textura porfirítica con cristales abundantes de hornblenda de hasta 1 mm y plagioclasa menor a 1 mm con una matriz de grano fino. En este mismo afloramiento se colectaron dos muestras más (VC- 2A, VC-

2B). La muestra VC-2B se distingue por ser la más porfirítica, contiene cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, mientras que la muestra VC-2A es menos porfirítica y contiene plagioclasa y hornblenda en una matriz microcristalina.

4.1.2 Nevado de Colima

La primera roca colectada fue tomada de El Picacho (4,200 msnm), la parte más alta del volcán Nevado de Colima (Fig. 6), la cual está formada por derrames de lava de composición andesítica.



Figura 6. Foto del cerro Picacho tomada hacia el sur, la muestra NCol-1 fue colectada en la parte inferior derecha a 4,050 msnm a 50 m al este de las antenas de microondas. La flecha indica el sitio de muestreo.

El ejemplar proviene de un derrame de lava masivo de ~20 m de espesor, color rosa pálido al intemperismo y gris pardo en fractura fresca. Los minerales observados con lupa son plagioclasa y piroxeno en una matriz de grano fino. En este afloramiento se colectaron 3 kg de muestra (NCol-1).

La siguiente zona de muestreo está al norte del Picacho a una altura de 3,660 msnm. Consiste en un derrame de lava de ~15 m de espesor, lajeado; su color de intemperismo es gris rosáceo y en fractura fresca es color gris pardo (Fig. 7). La textura de la roca es porfirítica con cristales abundantes de plagioclasa y hornblenda en proporción menor. La matriz es de grano muy fino. La clave de ésta muestra es NCol-2 y está localizada en la figura 4.



Figura 7. Derrame de lava lajeada (NCol-2) localizada al norte del Picacho a una altura de 3,660 msnm. El espesor aproximado del afloramiento es de 15 m.

Aproximadamente a 500 m al este y abajo de las antenas de micro-ondas a 3,650 msnm se localiza un derrame masivo de 15 a 20 m de espesor (Fig.8). Este derrame es de color rosa pálido al intemperismo y gris pardo en fractura fresca, con textura porfirítica con fenocristales abundantes plagioclasa, hornblenda y

piroxeno en una matriz microcristalina. La muestra colectada (3 a 4 kg) fue etiquetada con la clave NCol-3.



Figura 8. Derrame de lava proveniente del Picacho (4,200 msnm). El espesor de este derrame es de aproximadamente 20 m (muestra NCol-3).

4.1.3 Volcán Paleofuego

Se describe con el nombre de lavas Paleofuego a una secuencia de derrames de lava andesítico-dacíticos, expuestos en el borde norte de una estructura semicircular.

Esta estructura semicircular fue denominada “Caldera de sumergencia” por Mooser (1961). Sin embargo, Demant (1979) describe este rasgo estructural como

una caldera de 5 km de diámetro. Robin et al. (1987) utiliza el término de Paleofuego para referirse al antiguo Volcán de Colima el cual fue destruido por un evento tipo Santa Elena hace aproximadamente 10,000 años y del que sólo se observa el flanco norte. Luhr y Carmichael (1982) y Luhr y Prestegard (1988) se refieren a estas rocas como andesitas pre-caldera. El evento que formó la caldera del Paleofuego fue fechado por Luhr y Prestegard (1988) en 4,300 años AP. Rodríguez-Elizarrarás (1995) describió la roca que forma esta estructura como Andesita La Membrillera y reportó haber observado su contacto con las lavas del Nevado de Colima. Éste último autor reporta diques radiales en las paredes de la caldera.

En el campo se observan derrames de lava con un color de intemperismo gris rosáceo y en fractura fresca gris claro (Fig. 9). En muestra de mano se observan cristales abundantes de plagioclasa de ~3 mm, piroxeno de ~3 mm y en mucho menor cantidad cristales aciculares de hornblenda, todos incluidos en una matriz microcristalina. Se colectaron 3 kg de muestra en la pared norte a 3,175 msnm (Col-7, Col- 8). En la parte inferior de la secuencia Paleofuego, la roca presenta un color de intemperismo café pardo y en fractura fresca exhibe un color gris claro. El tamaño de grano es fino y los cristales que se pueden reconocer con lupa son plagioclasa y piroxeno en una matriz microcristalina, con la presencia de abundantes microvesículas (muestra Col-11). Los puntos de muestreo se ven en la figura 5.



Figura 9. Foto que muestra la pared norte de la caldera del antiguo volcán de Fuego (Paleofuego). La pared tiene ~ 100 m de altura desde la base.

A 3 km al sur del poblado de Tenexamilpa aflora un derrame de lava de ~80 m de espesor (Fig. 10). Este derrame es masivo y está formado por lava andesítica, la cual en ocasiones forma juntas columnares. Su aspecto es de color gris- café al intemperismo y en fractura fresca presenta una coloración gris oscuro. En muestra de mano se trata de una roca de textura porfirítica con abundantes cristales de plagioclasa de hasta 2 mm y piroxeno embebidos en una matriz de grano fino. En este sitio se colectaron 4 kg de muestra a la que se le asignó la clave VPF-9.



Figura 10. Fotografía con vista al norte que muestra el escarpe del derrame de lava del Volcán Paleofuego. Este derrame se localiza a ~30 km de la fuente, en el borde del Río Tuxpan-Naranjo. El escarpe mide mas de 80 m desde su base.

4.1. 3.1 Los Hijos del Volcán

Se conoce con el nombre de los Hijos del Volcán a dos domos de composición andesítica localizados ~3.5 km al sur del cráter actual del Volcán de Colima (Fig. 11). La edad de estos domos aún se desconoce, pero algunos autores los interpretan como parte de la etapa de construcción posterior al Paleofuego (Rodríguez-Elizarrarás, 1995) y otros autores atribuyen su emplazamiento a erupciones fisurales históricas (Demant, 1979). Estos domos están compuestos por derrames de lava en bloque. La lava presenta un caparazón

grueso compuesto por escoria de color pardo café al intemperismo y gris pardo en fractura fresca. La roca es porfirítica y contiene abundantes cristales de hornblenda y plagioclasa en una matriz de grano fino. En el sitio de muestreo se colectaron dos muestras Col-14A (escoria) y col-14 B (lava masiva) (Fig. 5).



Figura 11. Foto que muestra los domos andesíticos llamados los Hijos del Volcán. A la izquierda se observa una parte del cono del Volcán de Colima. La foto fue tomada con vista hacia el Noreste.

Volcán de Colima

4.1.4 Depósito de caída de 1818

Se considera que la erupción asociada a este depósito fue de tipo explosivo y generó flujos piroclásticos. El material de caída causó acumulación de más de 20 cm de ceniza en Cd. Guzmán (20 km al este del volcán), caída de ceniza en Querétaro, Cd. de México, San Luis Potosí (440 km) y Zacatecas (Arreola, 1915, citado en De La Cruz- Reyna, 1993).

Este depósito aflora en la parte norte del Volcán de Colima y en la zona del Nevado de Colima (Saucedo, 1997). El espesor medido en el sitio de muestreo es de 10 cm. El depósito está formado por fragmentos de pómez y líticos andesíticos angulosos soportados grano a grano. El depósito yace debajo de un paleosuelo. Sobre el paleosuelo se encuentra el depósito de caída de 1913 descrito por Saucedo (1997).

Los fragmentos de pómez colectados (Col-9) son de color café claro al intemperismo y en fractura fresca presentan un color pardo café. Los minerales que se observan son plagioclasa, piroxeno y hornblenda.

4.1.5 El Volcancito (1869).

Se conoce con este nombre a un cono adventicio que fue formado en el año de 1869 (Bárcena, 1887). Esta estructura se localiza 1 km al noreste del cráter principal del actual volcán de Fuego (Figs. 5 y 12). El Volcancito produjo derrames de lava en bloques que fluyeron hacia el noreste y sureste formando un derrame

bilobulado con un volumen estimado de 0.08 km^3 (Luhr y Carmichael 1980). La característica principal de esta lava es la gran abundancia de fenocristales de hornblenda (~5% Vol.). En el campo se observa un derrame de lava en bloques cubierto por un caparazón escoriáceo café pardo, con un color de intemperismo gris cafésáceo y en fractura fresca presenta un color gris pardo. En muestra de mano exhibe textura porfírica con abundante hornblenda de ~5 mm y plagioclasa de ~3 mm contenidas en una matriz microcristalina con abundantes vesículas pequeñas.



Figura 12. Foto hacia el sur que muestra El Volcancito (lado izquierdo de la foto) a la derecha se observa la cima del Volcán de Colima actual.

4.1.6 Depósito de caída de 1913.

Este depósito fue originado a partir de la erupción pliniana más grande del siglo XX del Volcán de Colima. La erupción produjo un depósito de pomez (0.5 km³) y una columna eruptiva de 21 km de altura (Komorowski et al., 1994; Saucedo, 1997). El colapso de la columna generó flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas que llegaron hasta 15 km del cráter. La erupción fue clasificada por Saucedo (1997) como del tipo Pliniano-Peleana. La erupción removió 100 m del edificio previo y dejó un cráter de 450 m de diámetro y por lo menos 350 m de profundidad. El depósito de caída tiene una distribución hacia el noreste en los flancos del Volcán de Colima y el Nevado de Colima. El registro más lejano de caída de ceniza es de 725 km al noreste, llegando hasta la Cd. de Saltillo, Coahuila (Saucedo, 1997).

El muestreo de este depósito se realizó aproximadamente a 3 km de la cima del volcán, en la zona del Playón (muestra Col-3). En el sitio de muestreo el depósito tiene un espesor de 35 cm, color gris pardo y contiene líticos abundantes y fragmentos de pómez angulosa. El contacto entre los clastos es grano a grano (Fig. 13). Al igual que en el depósito de 1818 se encuentran fragmentos de pómez bandeada.

Se colectaron aproximadamente 3 kg de muestra de pómez. Los fragmentos de pómez exhiben un color de intemperismo café pálido a rosáceo y en fractura fresca se observa café pardo. Los fragmentos presentan vesículas abundantes de forma irregular y los minerales que se observan con lupa son

hornblenda de ~5 mm, plagioclasa de ~3 mm y piroxenos escasos en una matriz fina.



Figura 13. Foto que muestra el depósito de caída de 1913, muy rico en liticos de color gris oscuro (La regla mide 22 cm).

4.1.7 Derrame de lava de 1962.

Este derrame se localiza al norte del cráter actual del Volcán de Colima. Se emplazó a 1 km del centro del cráter se comportó como un derrame de lava en bloques (Fig. 14). Presenta un color de intemperismo gris pardo y en fractura fresca exhibe un color gris oscuro. En muestra de mano exhibe una textura porfírica con plagioclasa y piroxeno abundantes y hornblenda escasa. En este afloramiento se tomaron aproximadamente 3 kg de muestra fresca (Col-2).



Figura 14. Foto que muestra el frente del derrame de lava en bloques empazado en 1962. El árbol (a la derecha de la foto) mide ~ 1.70 m de altura.

4.1.8 Derrame de lava de 1975.

La expulsión de esta lava comenzó en diciembre de 1975. Durante este evento se formaron tres derrames: Uno se emplazó a 500 m hacia el noreste y los otros dos fluyeron hacia el sureste. Uno de los dos derrames llegó hasta una altura de los 2,000 msnm en las faldas del volcán, y su longitud es de 5 km (Thorpe et al., 1977). La muestra de esta unidad (Col-18) fue colectada a una altura de 3,360 msnm. En este afloramiento se observa como un derrame de lava en bloques que tiene ~15 m de espesor, exhibe un color de intemperismo pardo

café y en fractura fresca es de color gris-claro. En muestra de mano la textura de la roca es porfírica con una mineralogía compuesta por abundante plagioclasa, piroxenos y hornblenda escasa, incluidos en una matriz microcristalina.

A 50 m del derrame de 1975 se colectó una muestra (Col-19) que corresponde al edificio principal del volcán justo 50 m al oeste del Volcancito, con una edad probablemente prehistórica. La roca presenta un color de intemperismo pardo oscuro y en fractura fresca exhibe un color gris oscuro. Macroscópicamente la textura es porfírica con plagioclasa abundante y glomerocristales de hornblenda.

4.1.9 Derrame de lava de 1998

Este derrame se emplazó en noviembre de 1998 e inició su descenso por el límite SSW de la cima del volcán, al mismo tiempo que se iniciaba la formación de flujos piroclásticos de tipo Merapi (Saucedo, 2001). El derrame de lava se dividió en tres brazos que fluyeron a lo largo de las barrancas Cordobán Este, Central y Cordobán Oeste. En los primeros días del año de 1999 los derrames alcanzaban distancias de 2.8, 3.1 y 2.5 km de largo sobre las tres barrancas del Cordobán, emplazándose a 2,400, 2,390, y 2,560 msnm, alcanzando espesores entre 20 y 30 m, con un volumen total calculado de $33 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Smithsonian Institution, 1999).

En el campo se observa un derrame de lava en bloques con fragmentos de hasta ~2 m de diámetro (Fig. 15). La roca exhibe un color de intemperismo gris-café a café rojizo y en fractura fresca presenta color gris oscuro. En muestra de mano se pueden observar cristales abundantes de plagioclasa de hasta 4 mm de

longitud, piroxeno (verde intenso) y pequeños cristales de hornblenda muy escasos incluidos en una matriz microcristalina. En este afloramiento se colectaron ~3 kg de muestra fresca sin costra (muestra Col- 4).



Figura 15. Frente del derrame de lava de 1998, con bloques de ~ 2 m de diámetro. Frecuentemente se observan fracturas irregulares y angulosas. Algunos bloques presentan una costra delgada café. El mango del marro mide 1.50 m de altura.

4.1.10 Domo 2001-2002

Se estudiaron dos muestras proporcionadas por Juan Carlos Gavilanes y Nick Varley, una del domo en forma de espina, emplazado en Noviembre de 2001 (Fig. 16) y otra del domo emplazado en Febrero de 2002 (Smitsonian Institution, 2002). La muestra del Domo 2001 (Col-5) es color gris pardo a gris oscuro con un aspecto porfirítico. Con lupa se observan fenocristales de plagioclasa y abundante piroxeno incluidos en una matriz más fina. La muestra del domo de 2002 (Col-6) es verde grisácea, presenta algunas vesículas pequeñas y la mineralogía que se observa con lupa está representada por plagioclasa y piroxeno inmersos en una matriz fina. Esta muestra tiene un aspecto menos compacto y un mayor contenido de piroxeno comparada con la muestra del domo de 2001. Todas las muestras del Volcán de Colima se ubican en la figura 5.



Figura 16. Fotografía que muestra el domo en forma de espina formado durante noviembre de 2001 (foto tomada por Carlos Suárez). La parte más clara de la espina tiene una altura aproximada de 40 m desde su base.

4.1.11 Conos de escoria de afinidad alcalina

El volcanismo alcalino asociado a extensión del Pleistoceno tardío (Luhr y Carmichael, 1981) formó un grupo de 11 conos monogenéticos.

El grupo de volcanes monogenéticos son: Apaxtepec (A), Telcampana (T), Comal Chico (Cc), Comal Grande (Cg), La Erita (Le), El Carpintero Norte (Cn), San Isidro (Si), El Carpintero Sur (Cs), Cuauhtémoc (Cu), Venustiano Carranza (Vc) y Usmajac (Fig. 17).

Los conos alcalinos muestreados fueron Apaxtepec (Col-13), Telcampana (Col-15), La Erita (Col-16) y Los Alpes (Col-17). A este último se le asignó el nombre de Los Alpes debido a la cercanía del poblado del mismo nombre. El volcán Apaxtepec es un cono cinerítico localizado ~7 km al sur de Cd. Guzmán que está formado por una alternancia de capas de escoria de caída de color rojizo, capas de material de caída de escoria color gris oscuro y derrames de lava. Presenta nueve cráteres pequeños y un derrame de lava asociado que fluyó hacia el sureste y alcanzó una distancia de ~4 km. La muestra colectada presenta vesículas abundantes y cristales en cantidades apreciables de olivino de ~4 mm y piroxenos en menor cantidad embebidos en una matriz microcristalina. Se colectó una cantidad de 3 kg (Col-13).

El volcán Telcampana es un cono de 180 m de altura formado por una serie de capas compuestas por fragmentos de escoria, ceniza y bombas de hasta 50 cm

de largo (Fig. 18). Las rocas exhiben textura porfírica con vesículas alargadas, cristales de plagioclasa y olivino en una matriz microcristalina (Col-15).

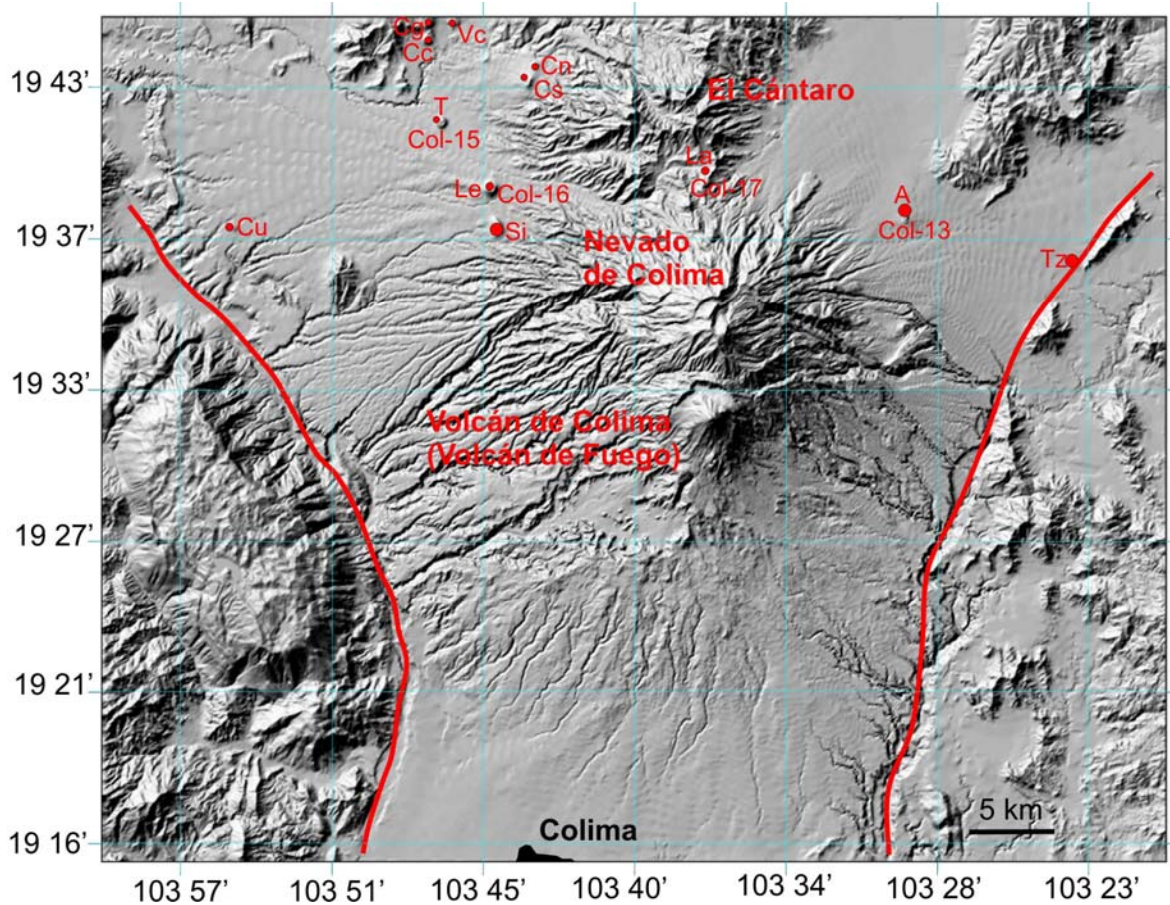


Figura 17. Localización de los conos monogenéticos de afinidad alcalina (puntos rojos). Las líneas rojas representan las fallas del Rift de Colima. Los números con la clave Col corresponden a la clave de las muestras colectadas. Cu: Cuauhtémoc, Cn: Carpintero Norte, Cs: Carpintero Sur, Vc: Volcán Comal, Cc: Comal Chico, Cg: Comal Grande, Si: San Isidro, Le: La Erita, T: Telcampana, La: Los Alpes, A: Apaxtepec, Tz: Tezontal.



Figura 18. Foto que muestra un corte de los depósitos de escoria y ceniza que forman la estructura interior del volcán Telcampana. En este afloramiento también se observa la presencia de bombas abundantes.

El volcán La Erita es un cono cinerítico formado por capas de escoria y bombas muy vesiculares con textura porfirítica y cristales de plagioclasa y olivino en una matriz de grano fino (Col-16). Por último, el volcán Los Alpes corresponde a un cono de escoria que está bordeado por lavas del Nevado de Colima y justo en la orilla de la carretera en dirección a Cd. Guzmán cerca del poblado Los Alpes.

La roca muestreada es una escoria de color de intemperismo pardo café y en fractura fresca de color gris oscuro. Se pueden observar vesículas abundantes redondeadas y una textura porfirítica con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa en una matriz de grano fino (Col-17).

4.1.12 Xenolitos

Con la finalidad de evaluar el tipo de corteza que se encuentra por debajo del CVC se colectaron varios xenolitos, sobre todo en la parte sur del Volcán de Colima que es donde se encuentra una gran cantidad de éstos como inclusiones en las lavas andesíticas del Volcán de Colima.

En la muestra Col-20, que pertenece a los derrames de lava prehistóricos localizados en la zona suroeste del Volcán de Colima, se encuentran xenolitos de 1-2 cm de longitud incorporados en los derrames de lava. Estos xenolitos presentan bordes redondeados e irregulares, exhiben una coloración externa café rojiza, una coloración interna gris verdosa, así como un aspecto afírico y son de naturaleza volcánica.

Un segundo tipo de xenolitos está representado por fragmentos de aspecto poroso de 5 a 15 cm de largo con color rosa pálido a verde pálido y gris claro con algunas motitas verdes, cuya composición química es diorítica (XEN-C, XEN-1810). Estos xenolitos se encuentran incluidos en las lavas prehistóricas andesíticas del Volcán de Colima. En general muestran bordes redondeados o angulosos y se observa vidrio en el contacto con la roca encajonante (Figs. 19 A y B).

Un tercer tipo de xenolitos es de aspecto más compacto, de hasta ~5 cm de longitud con bordes irregulares y de color gris oscuro, textura microgranular (Fig. 19C) y composición gabrónica. Se pueden observar algunas vetillas rellenas de vidrio café oscuro.

El último tipo de xenolitos observado se caracteriza por su aspecto poroso con abundante plagioclasa, hornblenda y vidrio café con bordes irregulares a subredondeados (Fig. 19D).

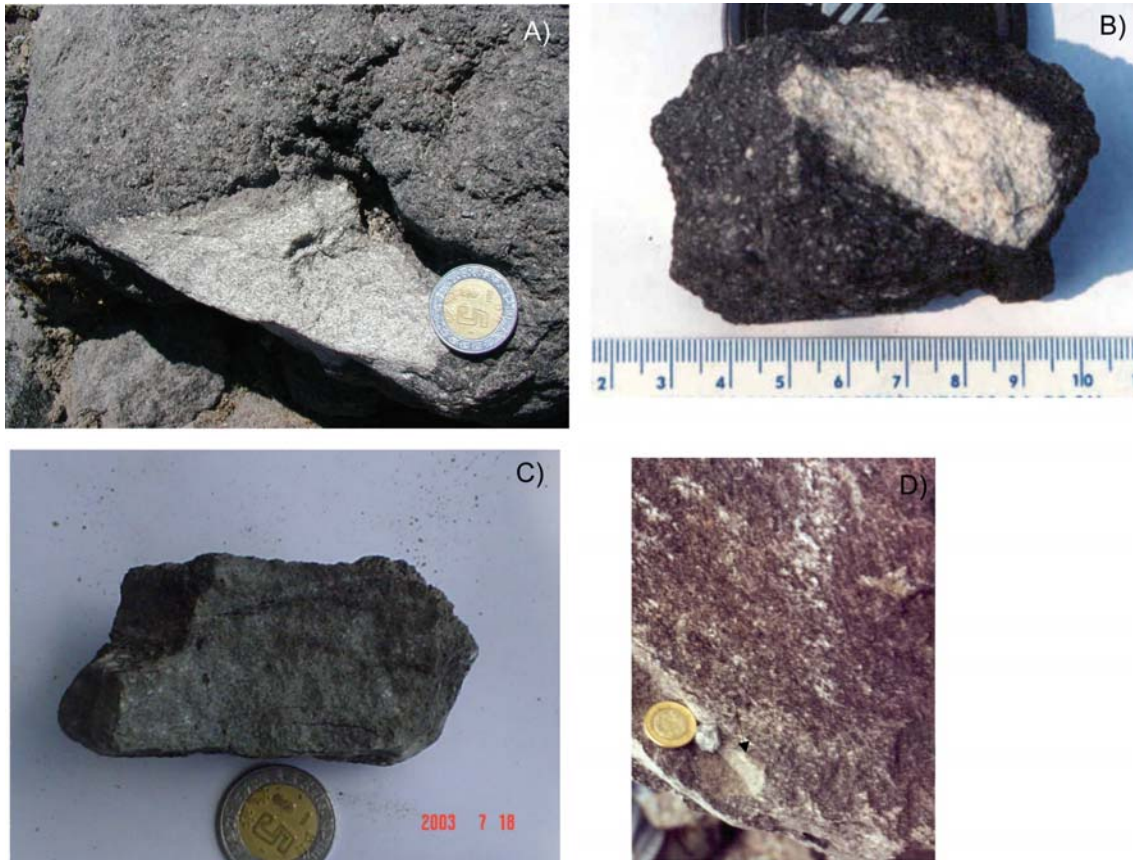


Figura 19. Fotografías de los xenolitos encontrados en las lavas del Volcán de Colima A) Xenolito Xen-C, nótese que los bordes del xenolito son angulares. B) Xenolito Xen-1810, en el cual se observan bordes redondeados a irregulares. C) Xenolito Xen-B, nótese la coloración más oscura y la textura microgranular. D) Xen 6-SA, en la zona inferior izquierda de la foto se observa que los bordes de este xenolito son redondeados. La moneda en las fotos 5 A y C mide 2.5 cm de diámetro, y la moneda de la foto 5 D mide 2.7 cm de diámetro.

4.1.13 Basamento local

Para conocer la composición mineralógica, química e isotópica de las rocas del basamento, se colectaron varios ejemplares de los intrusivos más cercanos al CVC (Fig. 3). Durante la temporada de muestreo se colectaron las rocas del basamento local que incluyen los plutones de Manzanillo (MZ-2, TCM-1), de Jilotlán (JLT-7) y de Aquila (Aq-1). Aunque en los alrededores del CVC ocurren

rocas sedimentarias mesozoicas que forman parte del basamento, se muestrearon con detalle los intrusivos dado que estos parecen haber jugado un papel más importante que el resto de las rocas del basamento, lo cual se explicará en detalle más adelante.

La muestra MZ-2 fue colectada en la carretera (MEX-200) Manzanillo-Armería (Fig. 3). En el afloramiento, la roca es de coloración gris claro al intemperismo y gris verdoso con tonalidades oscuras en superficie fresca. Macroscópicamente presenta una textura fanerítica con cristales abundantes de hornblenda, feldespatos alcalinos y cuarzo, lo cual indica que la roca es una granodiorita o tonalita. En el afloramiento se tomaron al menos 30 kg de muestra.

La muestra JLT-7 fue colectada en un corte de la carretera Tecalitlán-Jilotlán, en donde se observa bien expuesta. La muestra exhibe una coloración gris clara al intemperismo y gris oscura al fresco y presenta una textura granuda gruesa con cristales de hasta 7 mm, con una asociación mineralógica de feldespato, cuarzo, hornblenda y biotita. En este afloramiento se colectaron 30 kg de muestra.

Otro punto de afloramiento se localiza en la carretera que va de Aquila a Tepalcatepec y Apatzingán. La muestra colectada pertenece a un cuerpo plutónico cortado por la carretera. La roca presenta una coloración café parda al intemperismo y al fresco exhibe una coloración gris oscura. Macroscópicamente presenta una textura granuda gruesa (cristales de hasta 4 mm), los minerales que se pueden reconocer son plagioclasa, hornblenda y piroxeno. La mineralogía sugiere que es un gabro de hornblenda. En este afloramiento se colectaron 30 kg de roca.

Adicionalmente, se colectó una muestra (ATG-1) que aflora en la cercanía del poblado de Atenquique, a la altura del puente El Nuevo, sobre la autopista Colima-Guadalajara. La muestra ATG-1 es una roca de color pardo claro al intemperismo y café claro al fresco, con un aspecto fracturado, conteniendo vesículas abundantes rellenas con cristales de muscovita, cuarzo y turmalina formando rosetas. La mineralogía dominante de la roca es cuarzo y cantidades traza de feldespato. Esto sugiere que se trata de una meta-arenisca que probablemente sufrió metamorfismo de contacto.

4.1.14 Basaltos de la Placa Rivera

Adicionalmente se estudiaron dos muestras de basaltos oceánicos proporcionados por los Drs. William Bandy y Carlos Mortera. Estas muestras etiquetadas con las claves DS-1 y DS-2 corresponden a fragmentos de basaltos de piso oceánico perteneciente a la Placa de Rivera que fueron colectados utilizando una draga de arrastre instalada en el buque oceanográfico El Puma propiedad de la UNAM. Las muestras contienen una cubierta alterada gruesa de color café ocre, compuesta principalmente por óxido de hierro y en menor cantidad manganeso. En fractura fresca, presentan un aspecto compacto. En los cortes de las muestras, se observan dos zonas; una zona exterior de color verde oscuro (Fig. 20), compuesta por minerales de alteración, vesículas rellenas de clorita y calcita y una zona interior de color gris oscuro. Macroscópicamente se pueden observar cristales de olivino incluidos en una matriz de grano más fino y al parecer

la zona interior está mejor conservada y sin alteración visible comparada con la zona exterior.



Figura 20. Basaltos del piso oceánico de la Placa Rivera. Las fotografías muestran una zona interior más oscura y una zona exterior gris oscuro, los puntos verdes en la zona interior son cristales de olivino. La moneda mide 2 cm de diámetro.

4. 2 METODOLOGÍA ANALÍTICA

Durante el proceso de colecta de muestras se procuró que las rocas estuvieran lo suficientemente frescas y no presentaran amígdalas y/o vetillas rellenas con minerales secundarios. Los ejemplares colectados fueron descortezados utilizando un mazo de acero y la roca del afloramiento como un mortero natural para evitar la contaminación con otras rocas. De cada muestra fueron quebrados de 3 a 4 kg hasta obtener fragmentos de ~4-5 cm. Estos fragmentos fueron empaquetados en bolsas de plástico con su clave de identificación, coordenadas y su descripción macroscópica. Posteriormente, cada ejemplar fue analizado petrográficamente para asegurarse que estuviera lo más fresco posible y sin alteración de sus minerales.

En el laboratorio, cada muestra fue lavada con agua bidestilada para eliminar todos los restos de polvo y materia orgánica, y tallada con un cepillo de cerdas de plástico para evitar cualquier contaminación. Después, cada muestra fue lavada con acetona para acelerar la sequedad a temperatura ambiente. Una vez terminado todo este proceso de limpieza se procedió a la trituración de las muestras en la quebradora de quijadas, hasta obtener fragmentos menores a un centímetro. Posteriormente, cada muestra fue homogeneizada y cuarteada para pulverizarla. La pulverización se realizó en tres pasos utilizando un pulverizador con discos de acero. La primera molienda fue utilizada para la precontaminación del pulverizador y fue desechada. La segunda pulverizada fue almacenada para analizar elementos mayores y traza. La tercera molienda fue reservada para su análisis isotópico.

4.2.1 Elementos mayores y traza

Para elementos mayores se analizó un total de diez muestras por ICP (*Inductively Coupled Plasma*)- óptico en un laboratorio comercial (*Actlabs*, Canadá), treinta y una muestras se analizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM por el Ing. Quim. Rufino Lozano mediante la técnica de Fluorescencia de Rayos X (Tabla 2b). Los elementos traza, incluyendo boro, fueron obtenidos con la técnica de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*, por sus siglas en inglés) en los laboratorios de *Actlabs* (*Activation Laboratories*). El FeO fue analizado en el Instituto de Geología por la Ing. Químico Sonia Ángeles mediante la técnica de titulación con dicromato de potasio.

4.2.2 Isótopos radiogénicos (Pb-Sr-Nd)

Los análisis isotópicos de Pb-Sr-Nd se realizaron en el LUGIS del Instituto de Geofísica. Para el análisis isotópico, previamente se obtuvieron varias alícuotas de roca total obtenidas del pulverizador (150 mg), las cuales fueron lixiviadas (incluyendo los basaltos) en bombas de Teflón con HCl·6N (N: concentración normal) durante dos horas, a una temperatura constante de 90 °C, con la finalidad de eliminar el plomo ajeno a las muestras, incluyendo otros constituyentes como carbonato de calcio y sulfatos. Las muestras se dejaron reposar hasta que el material se observó sedimentado totalmente. Posteriormente, se decantó el HCl. Se agregó agua desionizada para enjuagar, dejando reposar y decantando al menos tres veces hasta que el líquido estuviera transparente. Al final del lixiviado,

el agua remanente se evaporó hasta llevar las muestras a sequedad total. El ataque químico se realizó con 3 ml de ácido fluorhídrico al 48% para disolver los silicatos y 1 ml de ácido nítrico (HNO_3)·16N para eliminar la materia orgánica, en el caso de que estuviera presente. Las muestras fueron tapadas y calentadas a 90 °C durante dos días hasta que estuvieran totalmente digeridas. Se destaparon y se dejaron evaporar hasta sequedad total. Una vez evaporadas, se les agregó de 3 a 5 ml de HCl ·6N, se taparon y calentaron durante 12 horas. Después se destaparon para evaporar el HCl . Una vez secas se agregó ácido bromhídrico (HBr)·1N, se taparon y se calentaron por dos horas. Pasadas dos horas se destaparon y se dejaron evaporar hasta sequedad total. Posteriormente se les agregó de 1 a 2 ml de HBr ·1N y se calentaron por dos horas. Finalmente las muestras fueron centrifugadas durante 30 minutos. Al terminar este paso las muestras fueron preparadas para la separación de plomo en las columnas de intercambio iónico rellenas con resina aniónica tipo DOWEX AG1-X8 desechable. Para la separación de plomo se llevó a cabo el siguiente procedimiento:

1. Para la preparación de las columnas se añaden 325 μl de resina con una pipeta y se deja asentar.
2. Se limpia la resina con 1 volumen de columna (CV: 300 μl) de agua MQ (Milli Q: calidad equivalente al agua tres veces destilada).
3. Se limpia la resina con $\frac{1}{2}$ CV de HNO_3 ·8N.

4. Se repite alternativamente 1 CV H₂O con ½ CV HCl·6N tres veces, terminando con H₂O MQ y dejando pasar completamente todo el volumen cada vez.
5. Se acondiciona la resina con 1 CV de HBr.
6. Se saca la muestra con una pipeta y se añade al centro de la columna.
7. Se añaden 300 µl de HBr·1 N.
8. Se añaden dos veces 600 µl de HBr·1 N y se dejan asentar cada vez.
9. Se agregan 300 µl de HCl·2N y se dejan pasar totalmente por la columna. Aquí se recupera la muestra para Sr y Nd.
10. Se colecta la muestra con 1.5 ml de HCl·6N. En este paso se separa el plomo.
11. Se limpian las columnas removiendo la resina con ayuda de agua MQ. Las columnas libres de resina se colocan en un recipiente con HNO₃·8N.

Para la obtención de estroncio y tierras raras, las muestras que previamente se pasaron por columnas antes de la separación de plomo, fueron recuperadas en bombas de teflón para su posterior evaporación a 90°C y llevadas a sequedad total. En seguida se agregó HCl·6N, se taparon por 48 horas, se llevaron a evaporación total y se agregó HCl·2N. Nuevamente se taparon por 12 horas, se destaparon y fueron llevadas a sequedad total. El residuo obtenido fue disuelto en

HCl·2N y centrifugado. Sr y Nd fueron separados en dos etapas. En la primera etapa se separaron el Sr y las tierras raras, en la segunda etapa se separó el neodimio. Para la separación de Sr y tierras raras se utilizaron columnas de intercambio iónico rellenas con resina catiónica tipo DOWEX AG 50W-X12. La separación se llevó a cabo mediante los pasos siguientes:

1. Disolver la muestra en 1.5 ml de HCl·2N y centrifugarla por 30 minutos.
2. Acondicionar la resina con 30 ml de HCl·2N.
3. Sacar la muestra con una pipeta Pasteur, transferirla al centro de la columna, y dejarla asentar.
4. Pipetear 4 veces con 1 ml de HCl·2N, dejando asentar el HCl cada vez.
5. Agregar 16 ml de HCl·2N y dejarlo pasar totalmente.
6. Agregar 160 ml de HCl·2N.
7. Agregar 10 ml de HCl·6N.
8. Agregar 15 ml de HCl·6N. Esta solución se colecta porque aquí está contenido el Sr.
9. Agregar 10 ml de HCl·6N.
10. Agregar 25 ml de HCl·6N y recuperar la solución. Aquí se recuperan las tierras raras.
11. Limpiar las columnas agregando 120 ml de HCl ~6N.

La muestra colectada en el paso 8 se evapora bajo lámparas de luz infraroja, se transfiere a vasos de teflón de 1.5 ml y se lleva a evaporación total. Al terminar la evaporación la muestra está lista para ser cargada sobre filamentos de renio para su medición en el espectrómetro de masas.

La solución colectada en el paso 10 se lleva a evaporación parcial y se transfiere a vasos de teflón pequeños en donde se evaporará hasta quedar seca totalmente bajo la lámpara infraroja. En este paso las muestras están listas para la separación de neodimio.

A diferencia del estroncio, el neodimio se separa en columnas más pequeñas y rellenas con polvo de teflón cubierto con HDEHP (*hydrogen diethylhexil phosphate* por sus siglas en inglés) realizando los pasos siguientes:

1. Disolver la muestra en 200 μ l de HCl-0.18N.
2. Acondicionar la resina dos veces con 5 ml de HCl-0.18N.
3. Sacar la muestra y transferirla con una pipeta Pasteur directo al centro de la columna y dejarla asentar.
4. Pipetear cuatro veces 200 μ l de HCl-0.18N y dejar asentar cada vez.
5. Agregar 5-12 ml de HCl-0.18N.
6. Agregar 3-5 ml de HCl-0.18N y recuperarlos.
7. Limpiar las columnas agregando 10 ml de HCl ~ 6N.

En el paso seis se separa el Nd. Esta solución debe ser llevada a evaporación parcial y después se transfiere a un vaso de teflón de 1.5 ml evaporándose totalmente bajo lámparas de luz infraroja. Al terminar este paso las muestras están

listas para ser cargadas sobre filamentos de renio, para ser medidas en el espectrómetro de masas.

El procedimiento se llevó a cabo siguiendo la técnica descrita en el manual interno del LUGIS, en el cual se pueden encontrar mayores detalles.

Una vez que todas las muestras fueron preparadas para su medición, estas se analizaron en un espectrómetro de masas de ionización térmica marca Finnigan (MAT-262) en el LUGIS del Instituto de Geofísica, UNAM.

4.3 Isótopos estables

Los isótopos estables (hidrógeno y oxígeno) fueron medidos bajo la tutela del Dr. Minoru Kusakabe en el laboratorio de isótopos estables del Instituto para el Estudio del Interior de la Tierra (*ISEI*, por sus siglas en inglés) de la Universidad de Okayama, Japón, como parte de una estancia académica de colaboración mediante el programa COE-21 (*Center of Excellence for the 21st Century*, por sus siglas en inglés).

4.3.1 Isótopos de hidrógeno

Los isótopos de hidrógeno fueron obtenidos en concentrados de minerales de hornblenda y biotita. El hidrógeno fue extraído como H₂O mediante calentamiento de las muestras a 1,200 °C al vacío (Fig. 21), después de eliminar el agua adsorbida a 200°C durante dos horas. Una pequeña cantidad de H₂ producida por la reacción de vapor de agua con fierro ferroso en la muestra, si la

hubo, fue oxidada a H_2O al pasar a través de un horno de CuO a $400^\circ C$. El agua extraída fue transportada a través de uranio metálico para convertirlo cuantitativamente a H_2 , y el volumen del H_2 resultante fue medido usando un manómetro calibrado (Kusakabe et al., 1999).

Finalmente el hidrógeno fue medido en el espectrómetro de masas SIRA 10 para isótopos estables y así determinar la relación D/H. Los resultados son expresados en términos del parámetro δD (delta deuterio) en permil (‰) con respecto a V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*, por sus siglas en inglés).

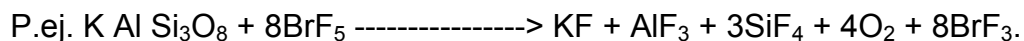


Figura 21. Calentamiento de la muestra para extraer el agua contenida en los minerales de hornblenda y biotita. Laboratorio de isótopos estables, Instituto para el Estudio del Interior de la Tierra, Universidad de Okayama, Japón.

4.3.2 Isótopos de oxígeno

Para la obtención de los isótopos de oxígeno se empleó la técnica analítica de Clayton y Mayeda (1963) y su modificación, pero con el acoplamiento de un láser (Sharp, 1992; Kusakabe et al., 2004). En principio, se aplicó la técnica para concentrados minerales y vidrio. A pesar que las muestras analizadas fueron de polvo de roca total. La metodología general se realizó mediante los pasos siguientes:

1. Pesar 2 mg de muestra.
2. Transferir la muestra a un contenedor de níquel.
3. Evacuar la cámara de reacción. Aquí se liberan gases atrapados en el sistema.
4. Precalentar la muestra durante la noche a 180 °C. Durante este paso se libera la humedad contenida en la muestra.
5. Realizar la reacción de prefluorinación con BrF₅ a 100 mbar de presión y la posterior recuperación de BrF₅.
6. Realizar la fluorinación con BrF₅ a 120 mbar de presión.
7. Realizar la reacción con el láser. Durante el bombardeo con láser, el rayo pasa a través de una ventana de fluoruro de bario (BaF₂). Para observar el bombardeo de la muestra se utiliza un binocular y un espejo localizado en la parte superior de la cámara de reacción (Fig. 22). Al llevar a cabo este paso se presenta la siguiente reacción típica de un silicato:



De los productos volátiles (BrF_5 , BrF_3 , SiF_4) sólo el oxígeno pasa a través de una trampa fría de nitrógeno líquido.

8. Purificación del oxígeno. Una vez que el oxígeno fué extraído, éste es bombeado a través de una línea de extracción para determinar la cantidad de oxígeno recuperado.
9. Colección del oxígeno purificado. El oxígeno purificado es atrapado a temperatura de nitrógeno líquido en una malla molecular 13 X (*Molecular Sieve 13X*®) constituida por una zeolita artificial. Después el O_2 puro es liberado a -116°C . El paso siguiente es transferir el oxígeno al espectrómetro de masas.
10. Medición en el espectrómetro de masas SIRA12 (Micromass, UK) para isótopos estables. La medición se lleva a cabo y se reporta como $\delta^{18}\text{O}$ en partes por mil (‰) empleando el estándar SMOW (*Standard Mean Ocean Water* por sus siglas en inglés).

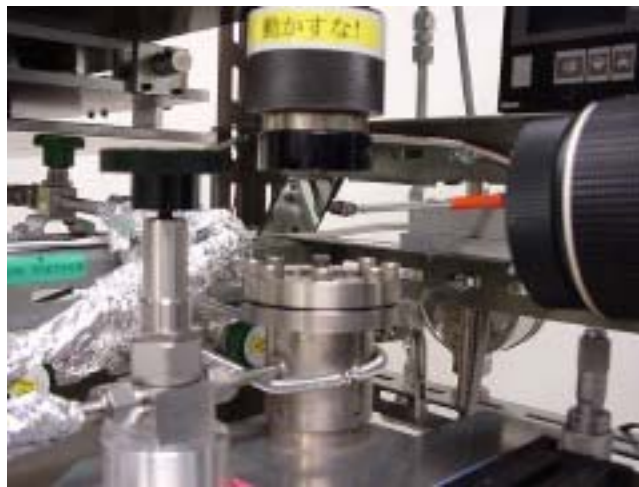


Figura 22. Cámara de reacción (centro inferior) en la que se lleva a cabo la pre-fluorinación y el bombardeo con el láser (centro superior de la foto).

Como ya se mencionó, esta metodología generalmente sólo se emplea en concentrados de minerales y vidrio. Sin embargo, las muestras que se analizaron para oxígeno corresponden a polvo de roca total. Se observó que durante los primeros experimentos la reacción se efectuaba más rápido de lo normal, como consecuencia de que el material fino reacciona incluso en condiciones atmosféricas. Además, se registró que la recuperación de oxígeno después del experimento era mayor al 100%, debido probablemente a que la humedad en el ambiente se sumaba.

En el caso del estándar medido (JFB por sus siglas en inglés; Basalto Juan de Fuca) se determinó un $\delta^{18}\text{O}$ menor de lo esperado. La razón de esto es que a la roca se ha sumado el valor $\delta^{18}\text{O}$ de la atmósfera, el cual es muy ligero, ocasionando que el valor medido sea más bajo.

Para resolver este problema se implementó una variante del procedimiento original. Ésta consistió en la conversión de la muestra de polvo en esferas de vidrio mediante el bombardeo con el láser, previo a la aplicación de BrF_5 y con la finalidad de evitar la pérdida de oxígeno que se genera durante la pre-fluorinación. Se realizaron varias pruebas para comprobar la validez de este nuevo procedimiento y calcular la recuperación de oxígeno. Por último se realizaron varias pruebas con una sola muestra para establecer la reproducibilidad del método. Los resultados fueron aceptables y se reportan en la Tabla 3 (anexo).

Las composiciones isotópicas de hidrógeno (δD) y oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) pueden aportar información acerca de la fuente del agua presente en el sistema magmático y evidencias de procesos magmáticos respectivamente. Las

composiciones isotópicas son interpretadas en términos de dos parámetros importantes: 1. El parámetro $\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{smow}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{smow}}} \right] \times 1000$, 2. El parámetro $\delta\text{D} = \left[\frac{(\text{D}/\text{H})_{\text{muestra}} - (\text{D}/\text{H})_{\text{smow}}}{(\text{D}/\text{H})_{\text{smow}}} \right] \times 1000$. Las variaciones de la composición isotópica de oxígeno e hidrógeno aportan información de la fuente de los magmas, pero también pueden aportar evidencias acerca de la mezcla de fuentes o incluso la presencia de sedimentos en la fuente de los magmas. Por otro lado, se sabe que los fluidos acuosos derivados de la deshidratación de la corteza oceánica subducida juegan un papel importante en los procesos de la generación del magma (Tatsumi, 1989) así que estudiando la isotopía de hidrógeno se pueden hacer inferencias de la participación de los fluidos en la génesis del magma.

Los datos de δD obtenidos en la hornblenda y biotita reflejan la firma isotópica del agua magmática inicial a partir de la cual se formaron, o si pudieron haber perdido su firma isotópica debido a procesos magmáticos. El rango de los valores de δD puede ser amplio debido a heterogeneidad isotópica del agua de la fuente magmática y/o por fraccionamiento durante el tiempo de formación de los minerales después de la cristalización (Deloule et al., 1991). Después de la cristalización, durante el ascenso del magma hacia la superficie, los valores de δD de biotita y hornblenda pueden ser modificados por intercambio isotópico con agua de diferente composición isotópica. Durante la erupción, bajo condiciones magmáticas secas, la hornblenda y la biotita pueden ser inestables debido a la pérdida de presión del agua (Miyagi y Matsubaya, 2003; Taran et al., 1997; Taran et al., 2002). La oxidación parcial y deshidratación de minerales durante y después

de la erupción pueden ser acompañadas por cambios notables en la composición isotópica (Miyagi and Matsubaya, 2003; Taran et al., 1997). En la Tabla 2a se presenta una comparación de los datos isotópicos de hidrógeno obtenidos en anfíbol y biotita de este trabajo y en distintos arcos volcánicos.

En el caso de la isotopía del oxígeno, esta puede ser empleada en combinación con otros sistemas isotópicos radiogénicos (Sr-Nd-Pb) para la evaluación de procesos magmáticos así como la posible fuente donde fueron generados los magmas (Hoefs, 2003).

Islas	*EI				
Kuriles	Kamchatka	Unzen	Colima	Chichón	*Popocatépetl
$\delta D(\text{‰})$	$\delta D(\text{‰})$	$\delta D(\text{‰})$	$\delta D(\text{‰})$	$\delta D(\text{‰})$	$\delta D(\text{‰})$
-40	-37	-39.5	-23.8	-37	-19.6
-46	-42	-36.7	-34.8	-36.4	
-73	-58	-44.6	-48	-36	
-61	-45	-44	-19.6	-40	
-62	-65	-40.3		-38.4	
-53	-81	-40.6		-37	
-25	-73	-38.2		-55.2	
-57	-51			-53.8	
-48	-36				
-44	-47				
-37	-57				
-26	-46				
	-58				
	-79				
	-94				
	-49				
	-58				
	-55				
	-56				

Tabla 2a. Comparación de datos isotópicos de δD de anfíboles y biotitas de rocas magmáticas en arcos volcánicos. Los datos fueron tomados de Taran et al., 1997 (Islas Kuriles y Kamchatka), Kusakabe et al., 1999 (Unzen), Taran *(El Chichón y Popocatépetl; com. Personal).

CAPÍTULO 5

PETROGRAFÍA

Se realizaron observaciones petrográficas de las rocas estudiadas en secciones delgadas y pulidas mediante el microscopio petrográfico. El análisis modal (Tabla 1) se hizo con un contador de puntos acoplado al microscopio. Durante el conteo se distinguió entre fenocristales (>0.3 mm de longitud), microfenocristales (0.03-0.3 mm) y matriz, utilizando el criterio de Wilcox (1954). Se contaron entre 800 y 1000 puntos por cada sección delgada. A continuación se describen las observaciones petrográficas en el orden siguiente: Volcán Cántaro, Nevado de Colima, Paleofuego, Colima, conos alcalinos, xenolitos, basamento local (batolitos) y basaltos de la Placa Rivera.

5.1 Lavas del Volcán Cántaro

Del Volcán Cántaro se analizaron cuatro muestras de algunos de los domos que lo forman (Tabla 1). Estas muestras tienen un tipo de fenocristales distinto de las lavas del Nevado de Colima, Paleofuego y Volcán de Colima, (p.ej. biotita) tal como ya se ha señalado en estudios previos (Allan y Carmichael, 1984; Luhr y Carmichael, 1990). La textura de las rocas es invariablemente porfirítica y el grado de cristalinidad es hipocristalino. Los fenocristales son de plagioclasa, hornblenda, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita, titanomagnetita y apatito (como accesorio) embebidos en una matriz compuesta por vidrio café y microlitos. Los microlitos son

de la misma mineralogía que los fenocristales, a excepción de la biotita y la hornblenda; encontrándose en un arreglo pilotaxítico y/o hialopílitico (Fig. 23).

La plagioclasa es el mineral más abundante y se presenta como fenocristal euhedral a subhedral de hasta 3 mm de longitud cuyo volumen en las muestras varía de 18.5 a 35.9% (Tabla 1). Frecuentemente se encuentra corroído y presenta textura de tamiz, así como maclas polisintéticas. En ocasiones la plagioclasa se encuentra como inclusión en biotita (VC-2B) o formando cristales >2mm, euhedrales a subhedrales con bordes ligeramente corroídos. También puede encontrarse formando ensambles de fenocristales que sugieren historias complejas de crecimiento, y además, invariablemente está contenida en la matriz en forma de microlitos. Por su parte, la hornblenda forma fenocristales euhedrales de hasta 2.5 mm de longitud y una abundancia variable del 0.3% al 8.3% (Tabla 1). En ocasiones se encuentra totalmente remplazada por opacita, formando fantasmas que aún conservan la forma típica de la hornblenda (Fig. 23A). Es recurrente observar hornblenda con coronas de reacción de titanomagnetita y piroxeno. En la muestra VC-2B la hornblenda se presenta como un fenocristal euhedral a subhedral muy abundante (8.3%) exhibiendo pleocroísmo de café a verde intenso y sin bordes de reacción.

En casi todas las muestras se observa clinopiroxeno (augita) en relativa abundancia (2.7 a 4.9%), excepto en la muestra VC-2B. La augita forma fenocristales hasta de 0.8 mm de longitud y es euhedral a subhedral, frecuentemente contiene inclusiones abundantes de apatito y titanomagnetita, y esporádicamente tiene sus bordes corroídos. El ortopiroxeno (hiperstena) también es un mineral abundante (2.2 a 3.4%); se encuentra como fenocristal euhedral a

subhedral de hasta 1.2 mm de longitud. Ocasionalmente muestra bordes ligeramente corroídos y además se observan inclusiones de apatito formando arreglos concéntricos en el interior de los fenocristales. También, es recurrente su presencia en glomerocristales en asociación con augita y titanomagnetita. Por último, la biotita se encuentra como fenocristales euhedrales hasta de 2.5 mm de longitud, con una abundancia de hasta 2% (VC-2B). Regularmente exhibe crucero perfecto, pleocroísmo intenso de café pálido a café y frecuentemente contiene inclusiones de titanomagnetita. En la muestra VC-1 se le observa como fenocristales anhedrales a subhedrales (Figs. 23B, C, D).

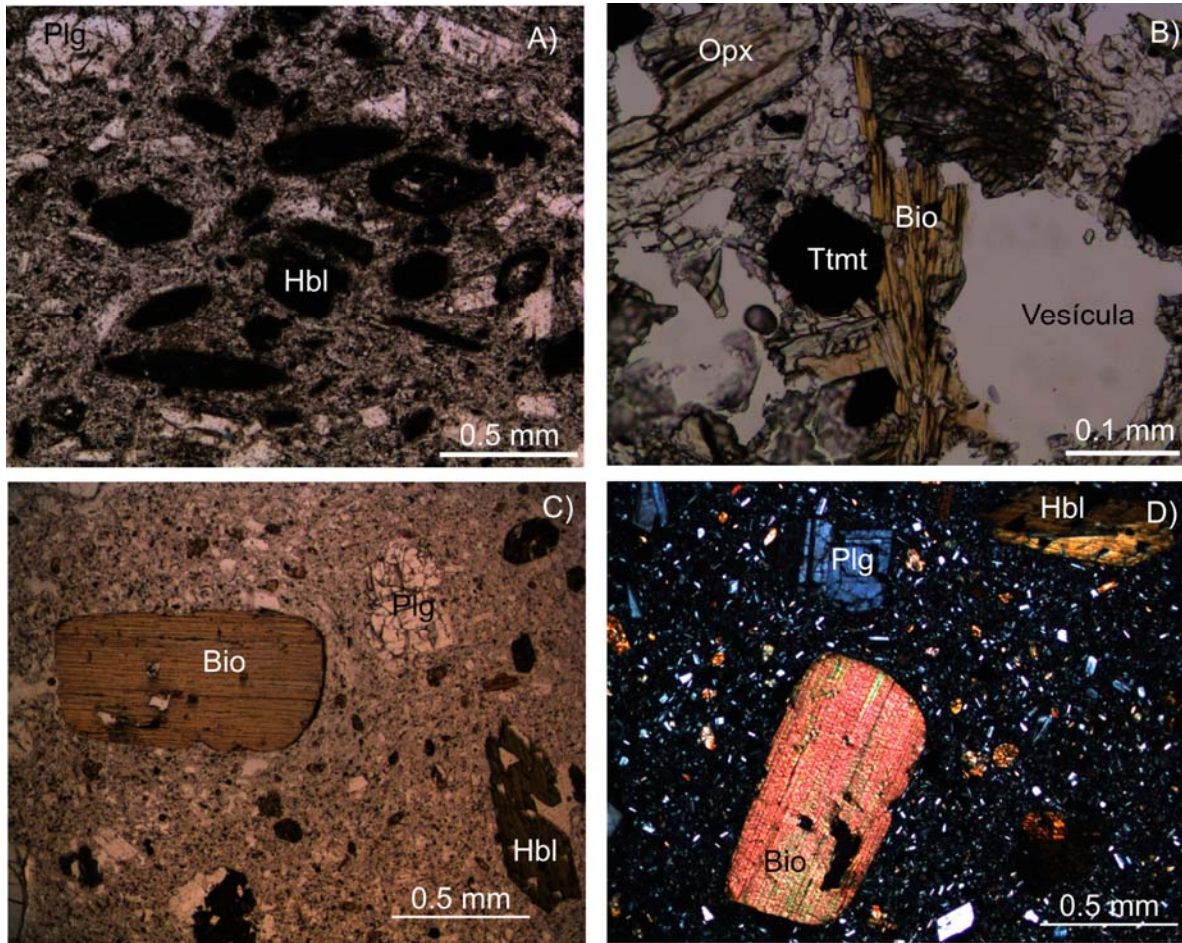


Figura 23. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas del Cántaro. A) Fantasmas de hornblenda (Hbl) y fenocristales de plagioclasa (Plg) en un arreglo porfírico (VC-2, foto en luz paralela). B) Fenocristales de biotita (Bio), titanomagnetita (Ttmt) y ortopiroxeno (Opx) (VC-1, foto en luz paralela). C) Fotografía en luz paralela que muestra fenocristales de biotita (Bio), plagioclasa (Plg) y hornblenda (Hbl) (muestra VC-2B). D) Fotografía en luz polarizada que muestra los altos colores de interferencia de la biotita (VC-2B).

5.2 Lavas del Volcán Nevado de Colima

Las rocas del Nevado de Colima presentan una textura invariablemente porfírica (Figs. 24A, B), con un ensamble mineralógico de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, \pm hornblenda, titanomagnetita y cantidades traza de olivino y apatito como mineral accesorio. Los fenocristales están incluidos en una

matriz con un arreglo que varía de pilotaxítico a hialopíltico. La característica distintiva de estas rocas es la presencia de fenocristales de plagioclasa de 1 mm de longitud con bordes corroídos, con inclusiones numerosas de apatito, titanomagnetita y piroxeno formando texturas poiquilíticas (Fig. 24C) y la presencia de fenocristales de olivino (Fig. 24D).

Generalmente la plagioclasa se observa como fenocristal euhedral de hasta 3 mm de longitud máxima con maclas polisintéticas y zonación oscilatoria. Es la fase mineral más abundante y su contenido varía de 26.2 a 32.4 %. En ocasiones se observa como fenocristal ligeramente corroído, con textura de tamiz (Fig. 24A) y con inclusiones de clinopiroxeno formando texturas poiquilíticas (Figs. 24C, D). Regularmente los fenocristales de apatito incluidos en la plagioclasa se observan orientados al azar o formando un arreglo concéntrico (Fig. 24D). La augita está presente como fenocristal euhedral y subhedral (Fig. 24A) de 0.9 mm y su abundancia varía de 1.4 a 3.6%. Regularmente la augita está maclada, reabsorbida y con inclusiones de titanomagnetita. Esporádicamente se observa como fenocristal zonado e intercrecido con ortopiroxeno (rara vez con plagioclasa), y ocasionalmente forma agregados glomeroporfídicos.

La hiperstena forma fenocristales euhedrales y subhedrales de 0.6 mm, exhibiendo el pleocroismo típico de verde pálido a rosa pálido. Su contenido varía de 2.1 a 3.5 %. Algunas veces está ligeramente corroída por la matriz, presenta inclusiones abundantes de magnetita y apatito, se encuentra intercrecida con clinopiroxeno y regularmente forma agregados del mismo mineral. Es poco frecuente observarla como fenocristal con textura poiquilítica, en donde la fase incluida es clinopiroxeno.

Por su parte, la hornblenda se encuentra como fenocristal anhedral y subhedral, con dimensiones máximas de hasta 2.5 mm, varía de 0.5 a 6.90 % Vol. y exhibe color café rojizo con pleocroismo intenso. En su gran mayoría tiene bordes de titanomagnetita de grano fino (opacita) y esporádicamente presenta coronas de reacción de titanomagnetita y piroxeno. También puede observarse como fenocristal relicto que ha sido total o parcialmente remplazado por óxidos de Fe y Ti (Fig. 24E).

Una característica importante es la presencia, aunque escasa, de fenocristales de olivino subhedrales (< 1% Vol.). Estos minerales miden hasta 0.6 mm de longitud, exhiben fracturas concoidales y bordes ligeramente corroídos (Fig. 24F).

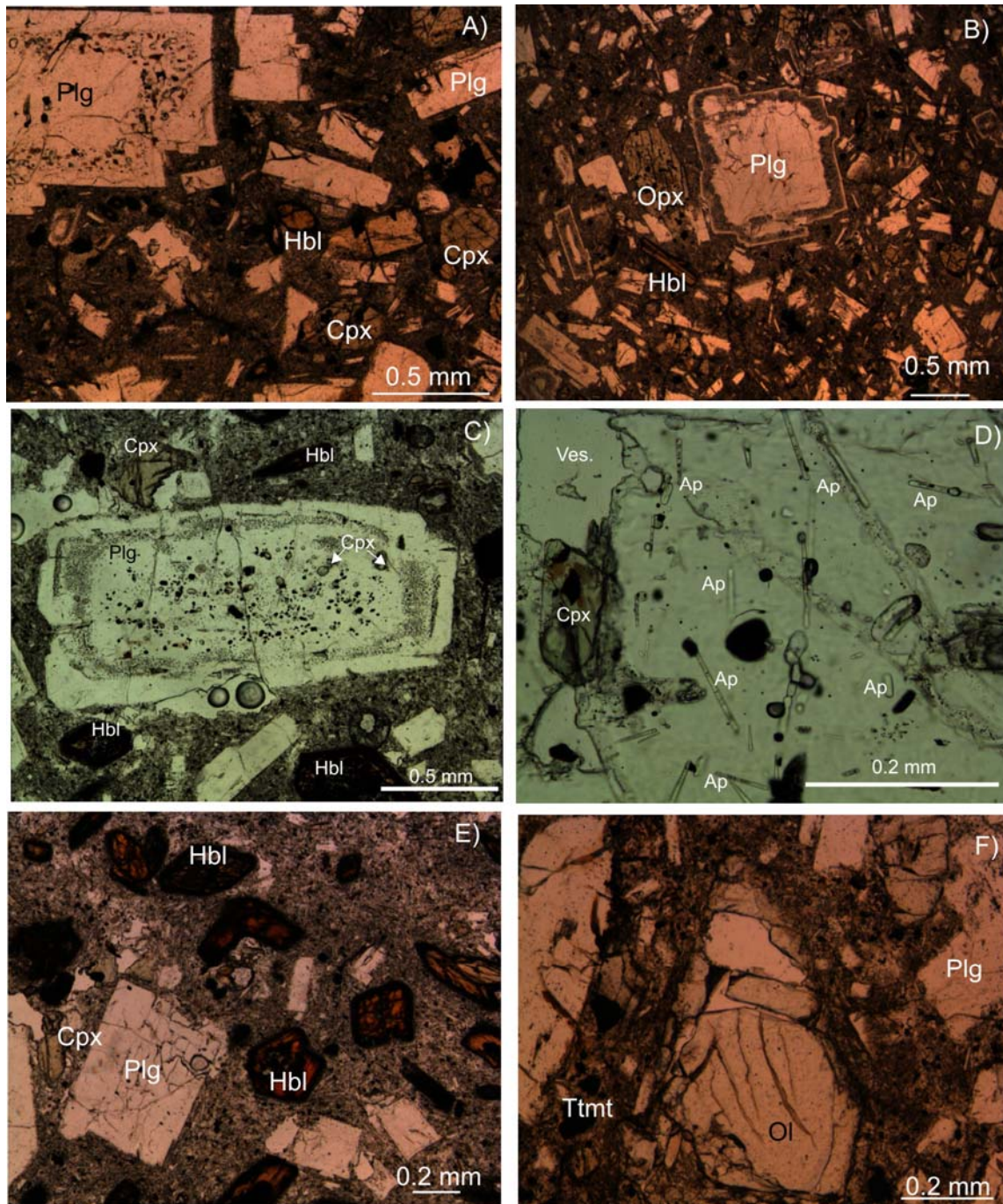


Figura 24. Fotomicrografías en luz paralela que muestran la petrografía de las lavas estudiadas del Volcán Nevado de Colima. A) Arreglo porfírico con fenocristales de plagioclasa (Plg), hornblenda (Hbl) y clinopiroxeno (Cpx) inmersos en una matriz microcristalina (NCol-2). B) Plagioclasa con bordes corroídos y un nuevo borde de reacción; ortopiroxeno (Opx). Aquí es notable la textura porfírica de la roca (NCol-2). C) Fenocristal de plagioclasa con su borde corroído, exhibe inclusiones de clinopiroxeno y minerales opacos (Ncol-3). D) Fenocristal de plagioclasa con abundantes inclusiones de apatito (Ap), Ves: vesícula (NCol-3). E) Hornblenda café-rojiza, con bordes bien desarrollados de opacita. Nótese la abundancia de hornblenda y plagioclasa y la textura porfírica (NCol-3). F) Fenocristal subhedral de olivino (Ol) con fracturas concoidales inmerso en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa y titanomagnetita (NCol-1).

5.3 Lavas del Volcán Paleofuego

Generalmente, las rocas del Paleofuego son porfiríticas, con una asociación mineral formada por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda y titanomagnetita. La matriz varía de microcristalina a hipocristalina con abundante vidrio café y microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos en un arreglo pilotaxítico a hialopilítico.

La plagioclasa se observa como fenocristal euhedral y subhedral de hasta ~3 mm de longitud, con maclas polisintéticas y zonación oscilatoria. Su contenido varía de 37.2 a 38.9 %. En ocasiones se observa con textura de tamiz con inclusiones de vidrio café. Algunas veces tiene sus bordes ligeramente corroídos (Fig. 25A) y con frecuencia se observan abundantes inclusiones de apatito y clinopiroxeno formando una textura poiquilítica (Fig. 25B). Frecuentemente se observa como glomerocristal junto con hiperstena, augita y titanomagnetita. En la muestra Col-7 (de un dique que corta las lavas del Paleofuego) (Tabla 1), la plagioclasa contiene inclusiones de hornblenda y piroxeno.

La hiperstena se encuentra como fenocristal euhedral y subhedral de hasta 1 mm de longitud, corroído ligeramente, y varía de 4 a 5.6 % Vol. Por lo general, presenta inclusiones de titanomagnetita y algunas veces de plagioclasa (Figs. 25C, D). Por su parte, la augita forma fenocristales euhedrales y subhedrales de ~1 mm de longitud y varía de 0.6 a 3.2 %. Además, forma agregados glomeroporfídicos y presenta maclas e inclusiones de titanomagnetita. En

ocasiones se encuentra formando intercrecimientos con plagioclasa y esporádicamente se observa remplazado por titanomagnetita (Fig. 25E). Es usual observar sus bordes ligeramente corroidos e intercrecimientos con titanomagnetitas vermiculares (Fig. 25E). Además, ocasionalmente se encuentra remplazada por titanomagnetita.

En casi todas las muestras estudiadas de la secuencia Paleofuego la hornblenda se encuentra como relicto, estando parcialmente reemplazada por titanomagnetita y rodeada por pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno que forman coronas de reacción. Sin embargo, en la muestra Col-7 (dique), abundantes (hasta 4.5 %) fenocristales alargados de hornblenda verde claramente la distinguen del resto de las muestras. En este caso la hornblenda es un fenocristal euhedral a subhedral, con un borde de reacción poco desarrollado formado por opacita (Fig. 25 A). Esporádicamente se encuentra intercrecida con ortopiroxeno, o se observa con golfos de corrosión. Nuevamente en el caso del dique (Col-7), la augita es poco abundante (0.88%); mientras que la hiperstena es más abundante (4.1%), y ambas son fenocristales euhedrales y subhedrales, maclados, con inclusiones de magnetita (0.3%), ligeramente corroidas por la matriz y en general son menos abundantes que la hornblenda. Por último, un olivino probable está casi completamente remplazado por minerales opacos (Fig. 25 F)

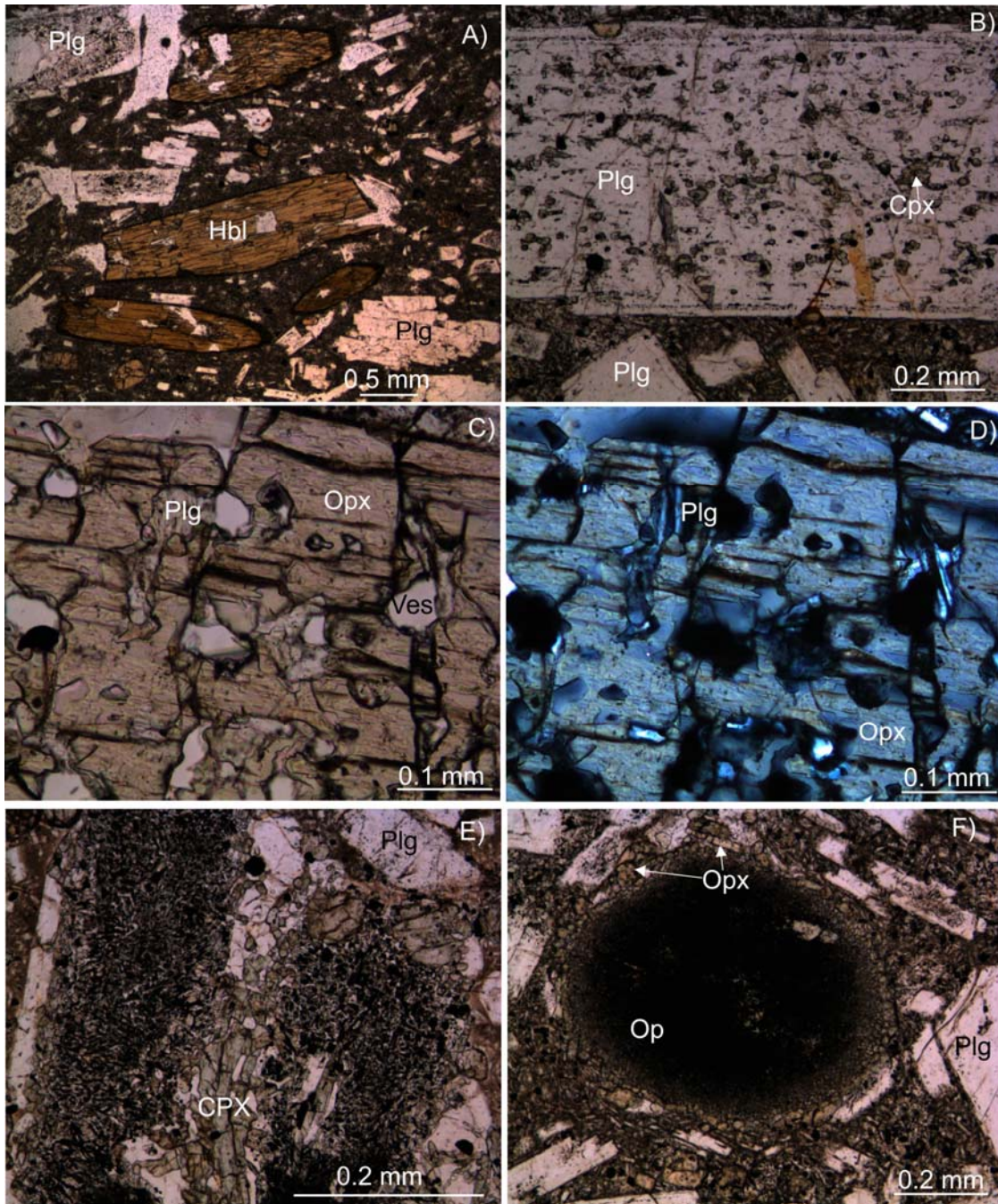


Figura 25. Fotomicrografías que exhiben algunas características petrográficas del Volcán Paleofuego. A) Hornblenda con bordes de opacita ligeramente desarrollados y plagioclasa con textura de tamiz embebidos en una matriz de microlitos de plagioclasa (Col-7, foto en luz paralela). B) Fenocristal de plagioclasa con abundantes inclusiones de clinopiroxeno en un arreglo poiquilítico; nótese el borde corroído de la plagioclasa (VPF-9, foto en luz paralela). C) Ortopyroxeno con inclusiones de plagioclasa en un arreglo poiquilítico (luz paralela) (VPF-9). D) Ortopyroxeno con textura poiquilítica (VPF-9, foto en luz polarizada). E) Clinopiroxeno (Cpx) intensamente corroído y remplazado por plagioclasa y titanomagnetita en un arreglo simplectítico o vermicular (VPF-9, foto en luz paralela). F) Vestigio de un posible olivino completamente remplazado por titanomagnetita; nótese la corona de reacción compuesta por ortopyroxeno (Op: minerales opacos) (VPF-9, foto en luz paralela).

5.4 Lavas del Volcán de Colima

Las lavas del Volcán de Colima son porfíricas, con un grado de cristalinidad hipocristalino y contienen una asociación mineralógica formada por fenocristales de plagioclasa, augita, hiperstena, cantidades variables de hornblenda, titanomagnetita y apatito como mineral accesorio. Esporádicamente se puede observar olivino con coronas de reacción compuestas por titanomagnetita formando texturas simplectíticas (p.ej. Col-3; Figs. 26B, C). Todos los fenocristales están inmersos en una matriz que varía de pilotaxítica a hialopilitica, y en este último caso el vidrio cuando está presente es de color café.

La plagioclasa es la fase mineral más abundante, varía de 14.9 a 28% Vol. y se encuentra como fenocristal euhedral y subhedral de 2.5 a 3.5 mm de longitud. Se distinguen por lo menos tres generaciones de esta fase mineral. La primera población se observa como fenocristales grandes intensamente corroídos, formando plagioclasa con texturas de tamiz y ensambles que sugieren historias complejas de crecimiento. En algunos bordes de la plagioclasa se observa una corrosión ligera. Esporádicamente se encuentra plagioclasa zonada, maclada y con inclusiones de hornblenda, apatito o vidrio café (Fig. 26A). Menos común es la presencia de plagioclasa con el centro del cristal preservado y los bordes ligeramente corroídos. Ocasionalmente está intercrecida con ortopiroxeno o en algunos casos se encuentra ortopiroxeno como inclusión dentro de la plagioclasa formando una textura poiquilítica. La segunda población se presenta como fenocristal euhedral, algunas veces ligeramente corroído del borde, con maclas

polisintéticas y con zonamiento oscilatorio. La última población está limitada a la matriz en forma de microlitos.

La augita se encuentra como fenocristales euhedrales o subhedrales, de ~0.5 mm a 1.5 mm de longitud y varía de 0.5 a 4.4 % Vol. Frecuentemente contiene inclusiones de apatito y magnetita y regularmente se observan fenocristales maclados y corroídos del centro o borde del fenocristal. Ocasionalmente se encuentra formando agregados glomeroporfídicos con dimensiones de hasta 2 cm de longitud, formando texturas de tamiz y a veces contiene inclusiones de hornblenda, plagioclasa, titanomagnetita y vidrio café. Algunas veces se observan intercrecimientos de hiperstena y clinopiroxeno, o glomerocristales formados por hiperstena, augita, plagioclasa y titanomagnetita. Algunos fenocristales de clinopiroxeno muestran texturas poiquilíticas con plagioclasa tabular y vidrio café incluidos. Una característica particular de las lavas de 2001 y 2002 son las texturas vermiculares o simplectíticas en las cuales la titanomagnetita está remplazando a los piroxenos. Esporádicamente el piroxeno se puede observar parcialmente oxidado.

Por su parte, la hiperstena forma fenocristales euhedrales y subhedrales de 0.75 a 1.2 mm de longitud con una abundancia de 2.3 a 8% Vol., exhibiendo pleocroismo de verde pálido a rosa pálido y bordes ligeramente corroídos y oxidados. En algunas ocasiones forma agregados glomeroporfídicos junto con augita. Es común observar fenocristales intensamente corroídos, formando texturas de tamiz con inclusiones de vidrio café e inclusiones de apatito, titanomagnetita y hornblenda. Los microcristales de apatito contenidos como inclusiones exhiben un ordenamiento paralelo a las líneas de zoneamiento. Es

común observar hiperstena con zoneamiento oscilatorio. En ocasiones se encuentra junto con fenocristales anhedrales de olivino que han permanecido como remanentes y están bordeados por un grupo de fenocristales de ortopiroxeno. En el contacto entre los olivinos e hiperstena se observa el crecimiento de titanomagnetita con texturas vermiculares o simplectíticas (Figs. 26B, C), frecuentemente como glomerocristales de 2.5 mm junto con plagioclasa y titanomagnetita. Con frecuencia la titanomagnetita esta incluida dentro del ortopiroxeno.

La hornblenda se observa como fenocristal euhedral y subhedral de 0.25 a 3.5 mm, varía de 0.1 a 6.5 % Vol. y exhibe pleocroismo muy intenso de verde a café rojizo. Regularmente muestra bordes de reacción compuestos por titanomagnetita de grano fino (opacita) (Fig. 26D) y también se observa como fenocristal maclado y zonado. Con frecuencia forma agregados intensamente corroidos hasta quedar fantasmas o relictos de esta fase mineral. También se observan fenocristales corroidos y remplazados por plagioclasa, piroxeno y magnetita o formando coronas de reacción compuestas por plagioclasa y clinopiroxeno (Figs. 26E, F). Ocasionalmente exhiben texturas poiquilíticas con inclusiones de plagioclasa, apatito, piroxeno y titanomagnetita o también formando golfos de corrosión. En las muestras Col-3 (1913) y Col-9 (1818), la hornblenda se encuentra bien preservada y sin bordes de reacción. Esporádicamente se observan glomerocristales de hasta 5 mm de longitud junto con hiperstena, augita, plagioclasa y titanomagnetita. En este punto, es claro hacer notar que la hornblenda experimentó una transformación hacia una nueva asociación mineral compuesta por plagioclasa, piroxeno y titanomagnetita (Fig. 26E).

Por último, el olivino es una fase poco común (0.1% Vol.), pero se puede observar en algunas muestras como fenocristal anhedral de ~0.5 mm de longitud con inclusiones de espinela y bordes corroídos (bordes de reacción compuestos por titanomagnetita en un arreglo simplectítico (Figs. 26B, C).

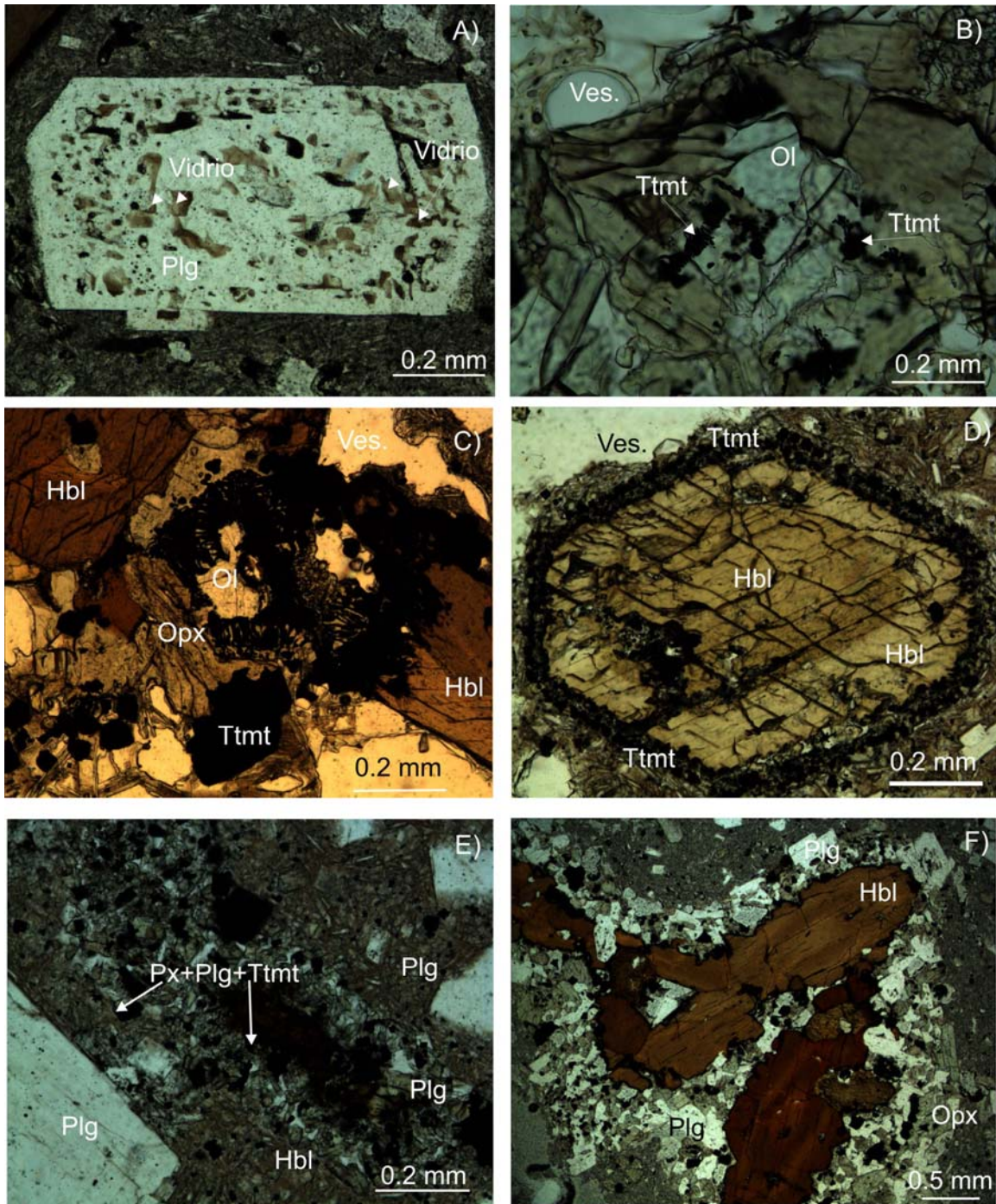


Figura 26. Fotomicrografías en luz paralela que muestran algunas características petrográficas de las lavas del Volcán de Colima. A) Fenocristal de plagioclasa con abundantes inclusiones de vidrio café (Col-1). B) Olivino parcialmente remplazado por titanomagnetita y rodeado por piroxeno (Col-3). C) Olivino rodeado por titanomagnetita con textura simplectítica, ortopiroxeno y hornblenda (Col-9). D) Fenocristal de hornblenda con borde de reacción compuesto por opacita, piroxeno y plagioclasa. Nótese la zonación del fenocristal (Col-14B). E) Fenocristal de hornblenda parcialmente remplazado por piroxeno, plagioclasa y titanomagnetita (Col-2). F) Hornblenda parcialmente remplazada por plagioclasa y titanomagnetita (Col-1).

5.5 Conos de escoria

Las rocas de los volcanes monogenéticos localizados al norte del Complejo Volcánico de Colima (volcán La Erita, Apaxtepec, Telcampana y Los Alpes) presentan características petrográficas muy distintas a las lavas de los volcanes Cántaro, Nevado de Colima, Paleofuego y Volcán de Colima.

Petrográficamente tienen texturas porfiríticas y vesiculares (Fig. 27A). La asociación mineral está representada por fenocristales de olivino como la fase más abundante, seguida por clinopiroxeno, incluidos en una matriz compuesta por vidrio y microlitos, titanomagnetita, clinopiroxeno y cantidades menores de plagioclasa; en ocasiones la matriz es criptocristalina.

El olivino se encuentra como fenocristal euhedral y subhedral de hasta 2 mm de longitud, con abundantes inclusiones de cromita y tiene una abundancia que varía de 4.7 a 12.4 %. En ocasiones se observa con grados variables de corrosión formando golfos de corrosión o bahías (Figs. 27B, C). La augita se presenta como fenocristal euhedral y subhedral de hasta 1.2 mm de longitud, relativamente abundante (0.2 a 7.1 %) y en ocasiones con texturas de reloj de arena y maclas simples. En general se encuentra como fenocristal, pero también está limitado a la matriz. Frecuentemente se observa maclado, zonado y formando glomerocristales junto con olivino (Fig. 27D). Por último, la plagioclasa es un mineral poco abundante y se observa limitada a la matriz en forma de microlitos.

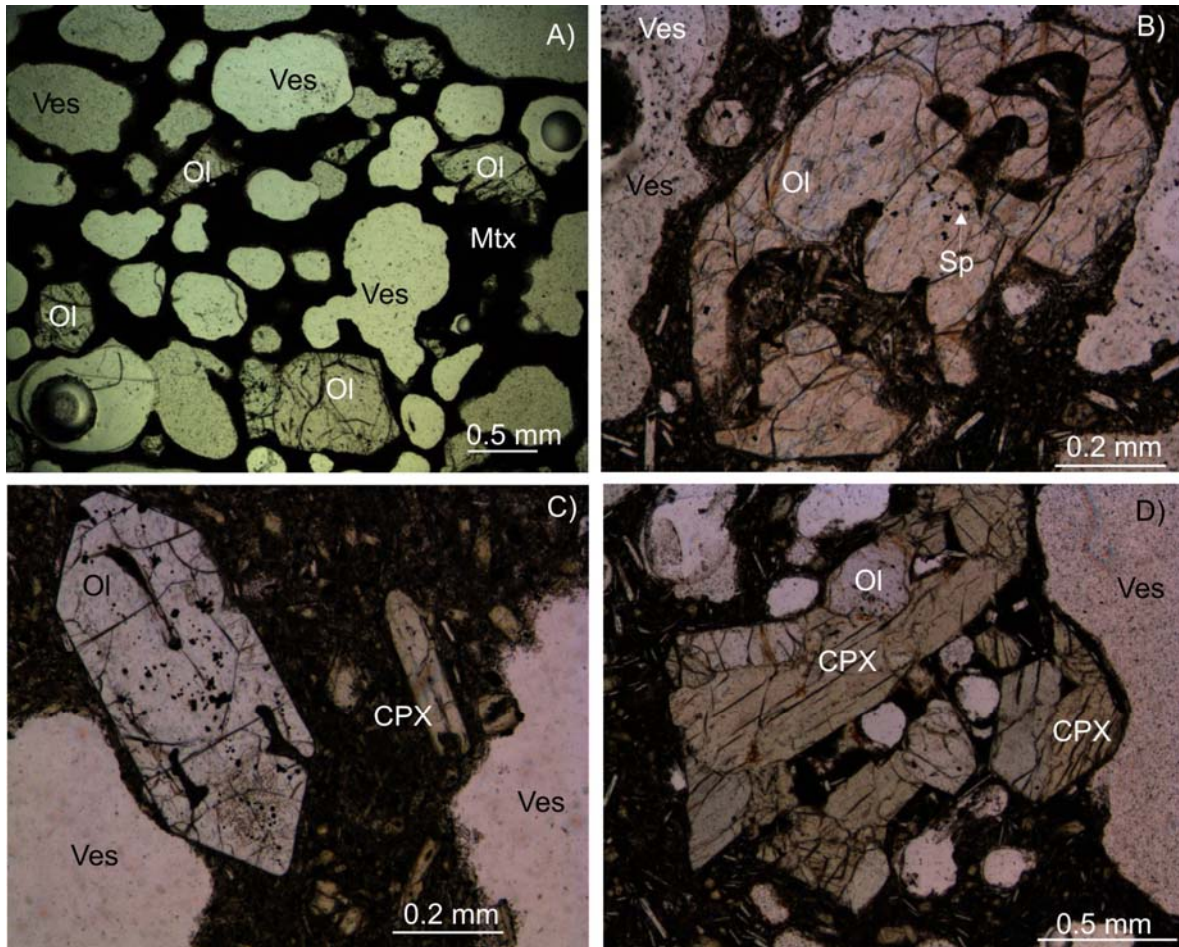


Figura 27. Fotomicrografías en luz paralela de los principales fenocristales observados en las rocas de los conos alcalinos. A) Textura vacuolar con fenocristales subhedrales de olivino (Col-16). Nótese las formas irregulares de las vesículas. B) Fenocristal subhedral de olivino (Ol) con inclusiones de cromita (Sp); nótese la intensa corrosión del olivino (Col-13). C) Fenocristal euhedral de olivino (Ol) con ligera corrosión y clinopiroxeno subhedral (augita) inmerso en una matriz de grano fino (Col-15). D) Fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol) embebidos en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y vidrio (Mtx). Ves: vesícula (Col-17).

5.6 Xenolitos

Los xenolitos encontrados en la muestra Col-20 son de composición diorítica y se pueden dividir en dos tipos principales. Los primeros exhiben texturas de enfriamiento, representadas por cristales aciculares de plagioclasa, ortopiroxeno \pm hornblenda orientados al azar, con abundante vidrio café intersticial, así como vesículas abundantes. Los bordes de estos xenolitos

muestran abundante vidrio café. El segundo tipo son xenolitos que presentan intercrecimientos con texturas vermiculares entre plagioclasa y piroxeno. El piroxeno contiene inclusiones de hornblenda y titanomagnetita. Es claro observar que los bordes de estos xenolitos contienen abundante vidrio café, así como corrosión en los bordes de los minerales como ortopiroxeno.

El xenolito máfico (XEN-B) presenta una textura microgranular y contiene una asociación mineralógica compuesta por plagioclasa, augita, hiperstena, titanomagnetita, vidrio café \pm hornblenda. La augita está siendo remplazada por cristales de forma tabular corta de plagioclasa y abundante vidrio café (Figs. 28A, B). Es notable la gran cantidad de titanomagnetita. Los bordes del xenolito en el contacto con la roca encajonante se distinguen por la gran abundancia de vidrio café. En estos bordes la augita y la titanomagnetita comenzaron a cristalizar preferentemente. En el caso de la hornblenda se observa que fué remplazada por plagioclasa y piroxeno. Con base en la mineralogía y proporciones minerales se infiere que la composición de estos xenolitos es gabrónica.

Los xenolitos de composición intermedios, XEN-1810 y XEN-C, exhiben texturas microgranulares. Los bordes de los xenolitos presentan una abundancia mayor de vidrio café. La asociación mineral presente es plagioclasa, piroxeno \pm cuarzo y vidrio. Como minerales accesorios se observan apatito, zircón, esfena y rutilo. La mineralogía remanentes y sus texturas indican un origen plutónico y una composición química diorítica.

La muestra XEN-1810 exhibe una textura microgranular, aunque con abundantes vesículas. El cuarzo es poco abundante, pero presenta fusión intensa

lo que resulta en la formación de vidrio, bordes irregulares y golfos de corrosión o bahías (Figs. 28C, D). Se sabe que el cuarzo no es un mineral presente en las lavas del Volcán de Colima; de igual forma, la esfena y el rutilo generalmente son minerales accesorios de las rocas plutónicas, lo cual sugiere que estos xenolitos con cuarzo no pueden ser parte del sistema magmático que alimenta al VC. La textura y mineralogía remanente indican que la roca original fue de origen plutónico y de composición diorítica.

La muestra XEN6-SA es un xenolito de ~5 cm encontrado como inclusión dentro de una andesita de edad prehistórica; presenta bordes irregulares, color gris pardo y es de apariencia vesicular. Bajo el microscopio se observa una textura poiquilítica con fenocristales de ortopiroxeno intensamente corroidos y remplazados por fenocristales tabulares cortos de plagioclasa (Figs. 28E, F). Se observa abundante vidrio café formando un mosaico junto con la plagioclasa. También es frecuente observar fenocristales de hornblenda con coronas de reacción formadas por piroxeno y titanomagnetita. La composición química es gabraíca.

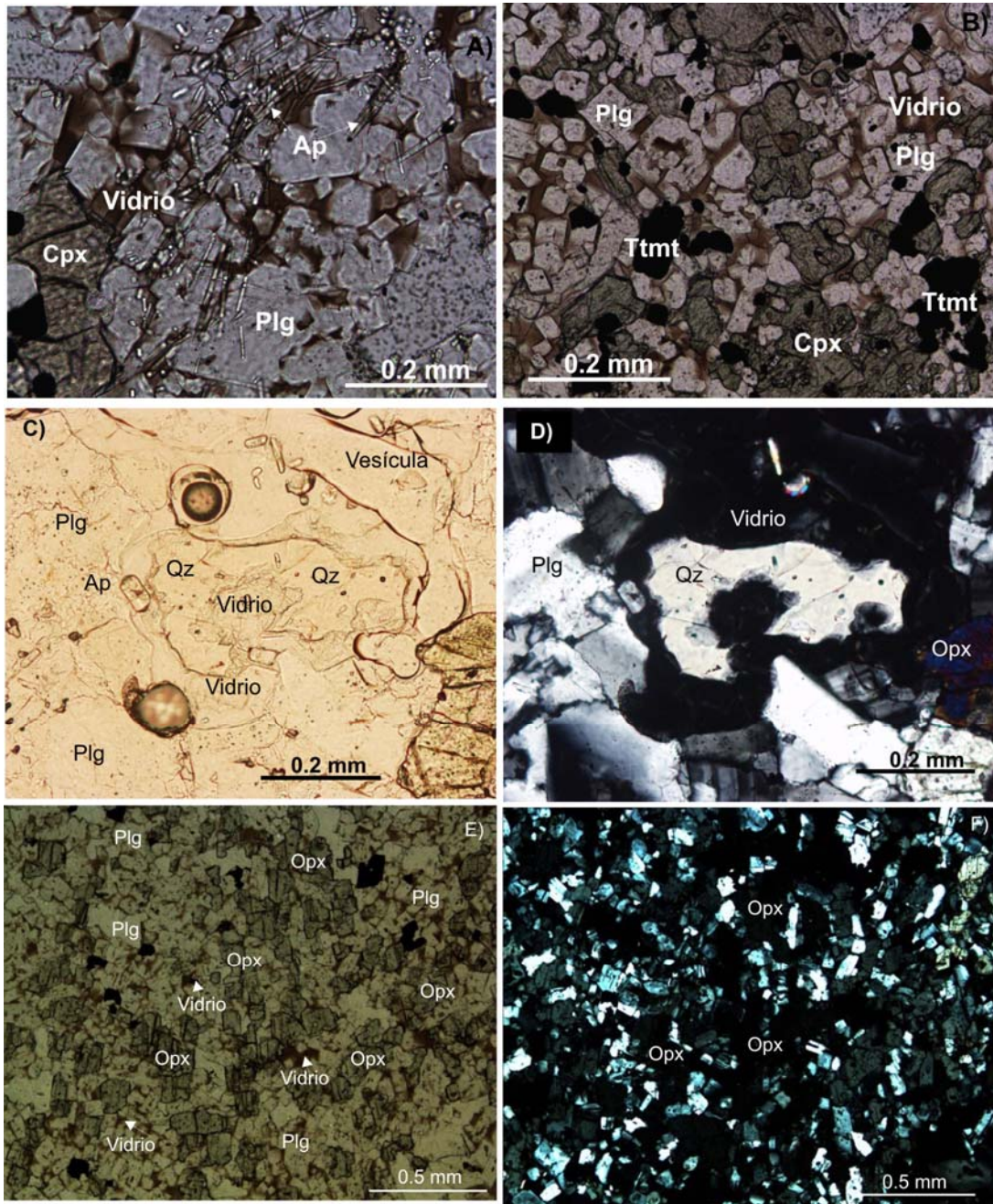


Figura 28. Fotomicrografías de los xenolitos mostrando sus características petrográficas. A) Xenolito Xen-B, foto en luz paralela. Obsérvese la presencia de vidrio café y la abundancia de apatito (Ap). B) Xenolito Xen-B, foto en luz paralela. Nótese la presencia del clinopiroxeno (Cpx) parcialmente fundido y remplazado por cristales tabulares de plagioclasa (Plg), titanomagnetita (Ttmt). C) Mineralogía y textura del xenolito Xen1810, foto en luz paralela. D) Foto en luz polarizada del Xen1810. Nótese la bahía de corrosión en el cuarzo (Qz). E) Xenolito Xen6-SA, foto en luz paralela. Exhibe un megacristal de ortopiroxeno, el cual fue remplazado por plagioclasa tabular. Nótese la presencia de abundante vidrio café prácticamente en toda la muestra. F) Foto en luz polarizada del xenolito Xen-6-SA. Obsérvese la extinción recta para el ortopiroxeno.

5.7 Basamento local

Las rocas del basamento plutónico local fueron colectadas en los intrusivos de Manzanillo, Jilotlán y Aquila. Las muestras de estos batolitos presentan texturas de grano grueso con cristales de hasta 8 mm de longitud y con un grado de cristalinidad holocristalino. La asociación mineral de la muestra perteneciente al Batolito de Manzanillo (Figs. 29A, B) está compuesta por plagioclasa, feldespato de potasio, cuarzo, hornblenda, biotita, minerales opacos, y como minerales accesorios, apatito y zircón. La muestra del Batolito de Jilotlán (JLT-7; Figs. 29C, D) presenta una asociación mineral de plagioclasa, ortoclasa, biotita, hornblenda (verde), minerales opacos y apatito, zircón y epidota como accesorios.

La diferencia de la muestra de Jilotlán (JLT-7) con respecto a la muestra del intrusivo de Manzanillo es una abundancia mayor de biotita en JLT-7, así como cantidades pequeñas de piroxeno como inclusión dentro de la hornblenda, y plagioclasa ligeramente sericitizada. La muestra del intrusivo de Aquila (Aq-1) tiene una asociación mineral compuesta por plagioclasa con abundante sericita, hornblenda, clinopiroxeno incluido en la hornblenda y minerales opacos. La epidota también está presente así como zeolitas y calcita, aunque en cantidades menores. La diferencia más notable en (Aq-1) es la ausencia de cuarzo y feldespatos así como la presencia de cristales grandes de hornblenda con textura poiquilítica, en la cual están incluidos cristales de clinopiroxeno y plagioclasa (Fig. 29E, F). Por último, la muestra colectada en las cercanías de Tecomán (TCM-1) exhibe una textura de grano grueso y una asociación mineral compuesta por feldespatos alcalinos, cuarzo y plagioclasa.

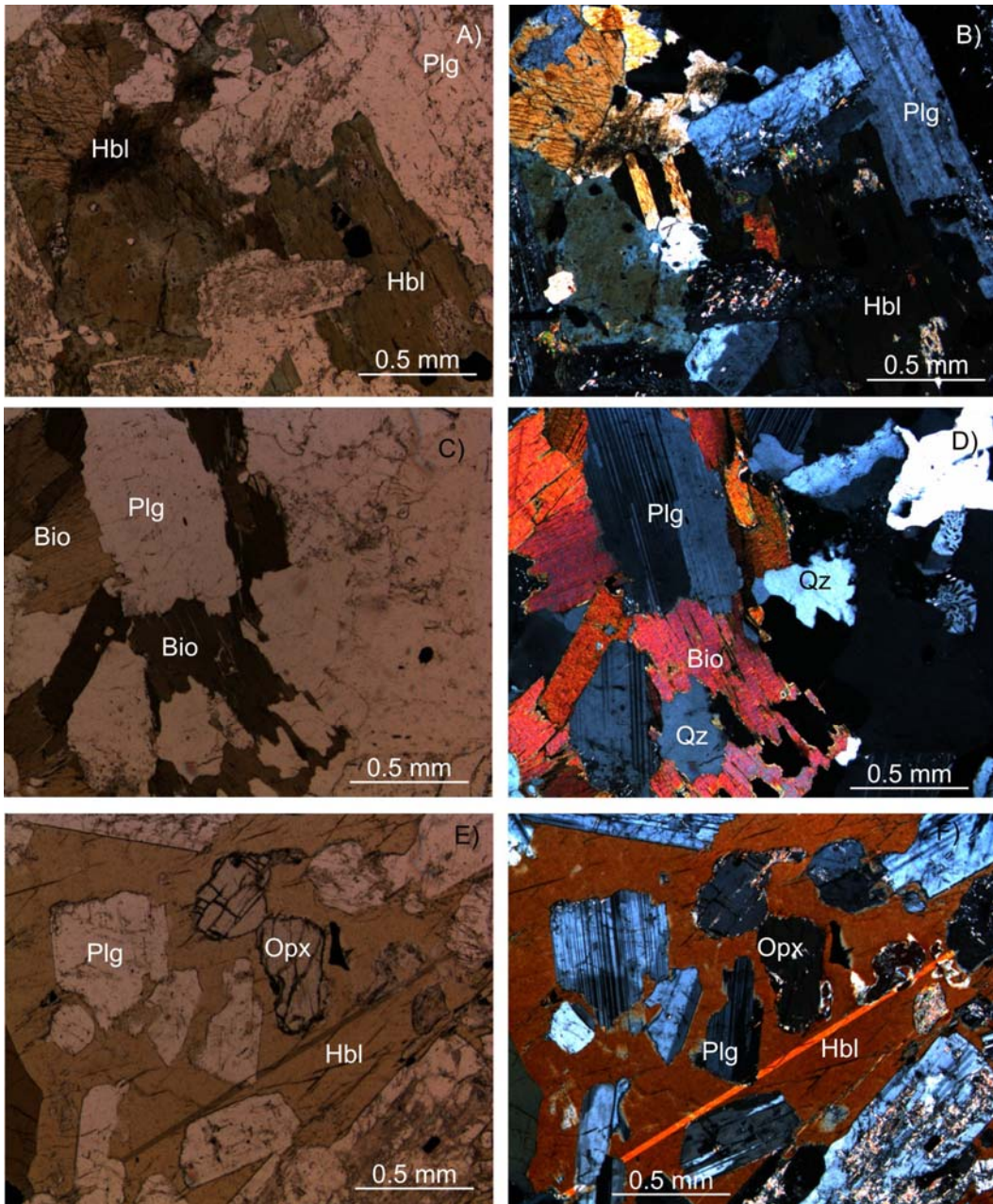


Figura 29. Fotomicrografías que muestran las características petrográficas de las rocas del basamento local. A) Granodiorita del Batolito de Manzanillo (MZ-2, foto en luz paralela), plagioclasa (Plg), hornblenda (Hbl). B) Batolito de Manzanillo (MZ-2, foto en luz polarizada). C) Batolito de Jilotlán (JLT-7, foto en luz paralela). D) Batolito de Jilotlán (JLT-7, foto en luz polarizada). Plagioclasa (plg), biotita (Bio) y cuarzo (Qz). Nótese los colores altos de interferencia de la biotita. E) Textura poiquilítica observada en las muestras de Aquila (Aq-1) (luz paralela). F) Cristales de ortopiroxeno (Opx) y plagioclasa (Plg) incluidos en la hornblenda (Hbl) (Aq-1, foto en luz polarizada).

5.8 Basaltos de la Placa Rivera

Las muestras estudiadas de la Placa Rivera presentan una textura variolítica, en el cual los cristales aciculares de plagioclasa y clinopiroxeno están intercrecidos (Fig. 30A). La mineralogía está compuesta por fenocristales de olivino euhedral a subhedral de hasta 2 mm, (Fig. 30B). Regularmente se observan minerales opacos formando un arreglo de enrejado (Fig. 30C). En las rocas se observan dos zonas distintas, una zona interior y una exterior. La zona exterior presenta alteración mayor; la cual está compuesta por clorita abundante, provocando que la zona tenga una coloración verdosa. En menor cantidad se observan amígdalas de calcita. En ocasiones se observan vesículas circulares, las cuales están rellenas de minerales de color verde con hábito radial (Fig. 30D). La zona interior se observa prácticamente libre de clorita. Los fenocristales de olivino se encuentran bien preservados, la matriz también se encuentra preservada y sin alteración.

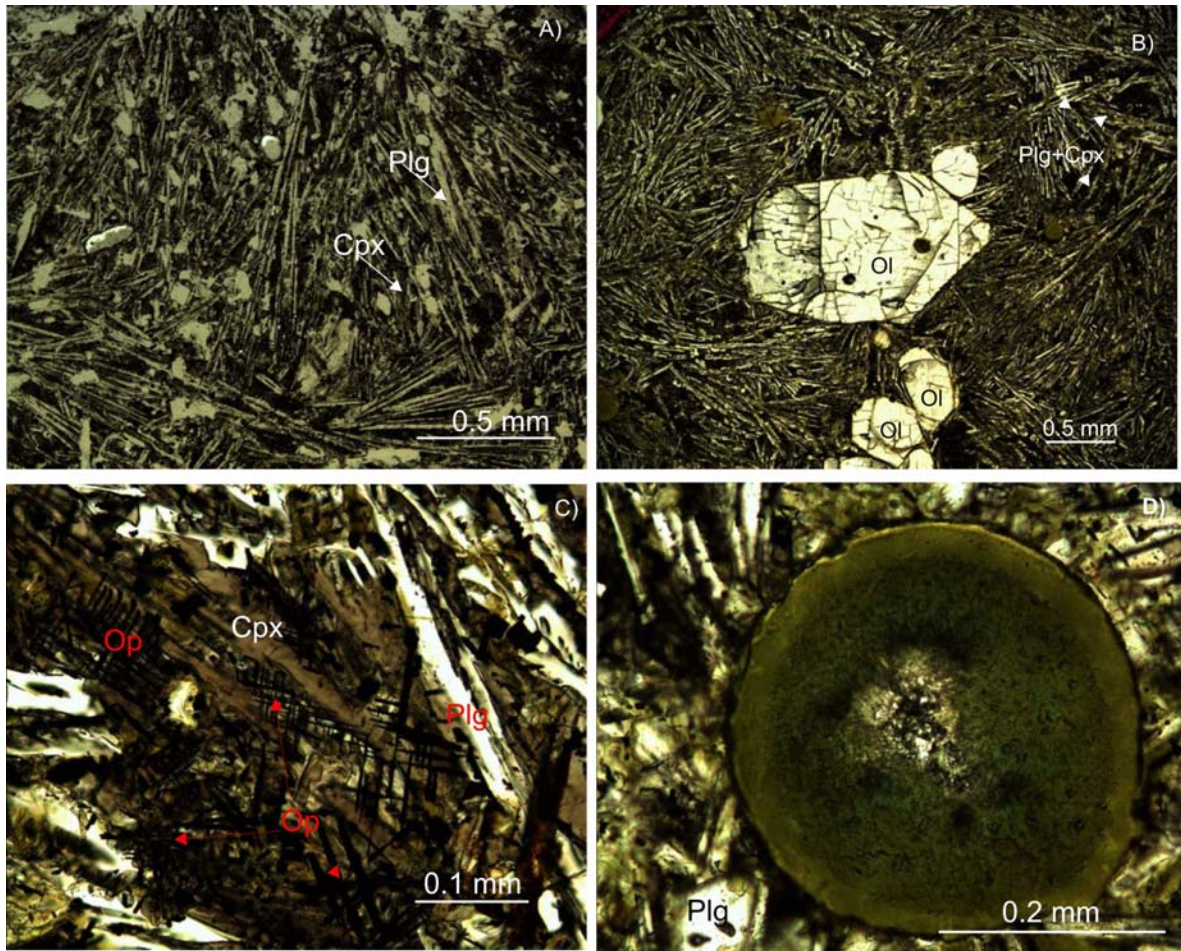


Fig. 30. Fotomicrografías en luz paralela que muestran las características texturales y mineralógicas de los basaltos de la Placa Rivera. A) Textura variolítica, en la cual la plagioclasa y clinopiroxeno exhiben formas aciculares (D51-INT). B) Olivino (Ol) euhedral a subhedral dispuesto en una matriz formada por clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Plg) (D51-EXT). C) Intercrecimiento entre la plagioclasa y clinopiroxeno. Nótese el arreglo en enrejado de los minerales opacos (Op) (D51-EXT). D) Vesícula rellena por minerales de alteración hidrotermal (color verde) (D51-EXT).

Capítulo 6

GEOQUÍMICA

Los resultados geoquímicos obtenidos para cada serie de muestras se describen en el orden siguiente: Volcán Cántaro, Nevado, Paleofuego, Colima, conos alcalinos, xenolitos, intrusivos (basamento local) y por último basaltos de la Placa Rivera. Los datos para elementos mayores y traza se reportan en la Tabla 2b.

6.1. Elementos mayores

El diagrama de TAS (Total Alkalies vs. Silica, por sus siglas en inglés; Le Bas et al., 1986) (Fig. 33a) se utilizó para clasificar la litología de las muestras. Las rocas del Cántaro son andesitas, dacitas y una muestra se clasifica como traquiandesita, para el Nevado se tienen solamente andesitas, el Paleofuego contiene andesitas y dacitas y en el caso del Volcán de Colima únicamente hay andesitas. Las rocas de los conos alcalinos se clasifican como basanitas y una traquiandesita basáltica (Col-17). Químicamente, por su textura y mineralógicamente, los xenolitos (Xen-B, XENSA-6) son gabros, mientras que los xenolitos XEN-C y XEN-1810 son sienodiorita y diorita respectivamente. Utilizando el diagrama de Cox et al. (1979), las rocas pertenecientes a los batolitos se clasifican como gabro (Aq-1), sienodiorita (JLT-7), granodiorita (Mz-2) y granito (TCM-1). Sin embargo, con fines prácticos se ilustran en el diagrama TAS junto con el resto de las series del CVC.

La distinción entre la serie alcalina y sub-alcalina se realizó utilizando el diagrama de Irvine y Baragar (1971). Claramente, las rocas del Cántaro, Nevado, Paleofuego, Volcán de Colima, xenolitos, batolitos y basaltos de la Placa Rivera pertenecen a la serie sub-alcalina, mientras que tres de las muestras correspondientes a los conos cineríticos se ubican en la serie alcalina (Fig. 33b), y sólo una de este grupo se localiza casi en el límite de la serie sub-alcalina. Cabe mencionar que los basaltos de la Placa Rivera son de afinidad toleítica.

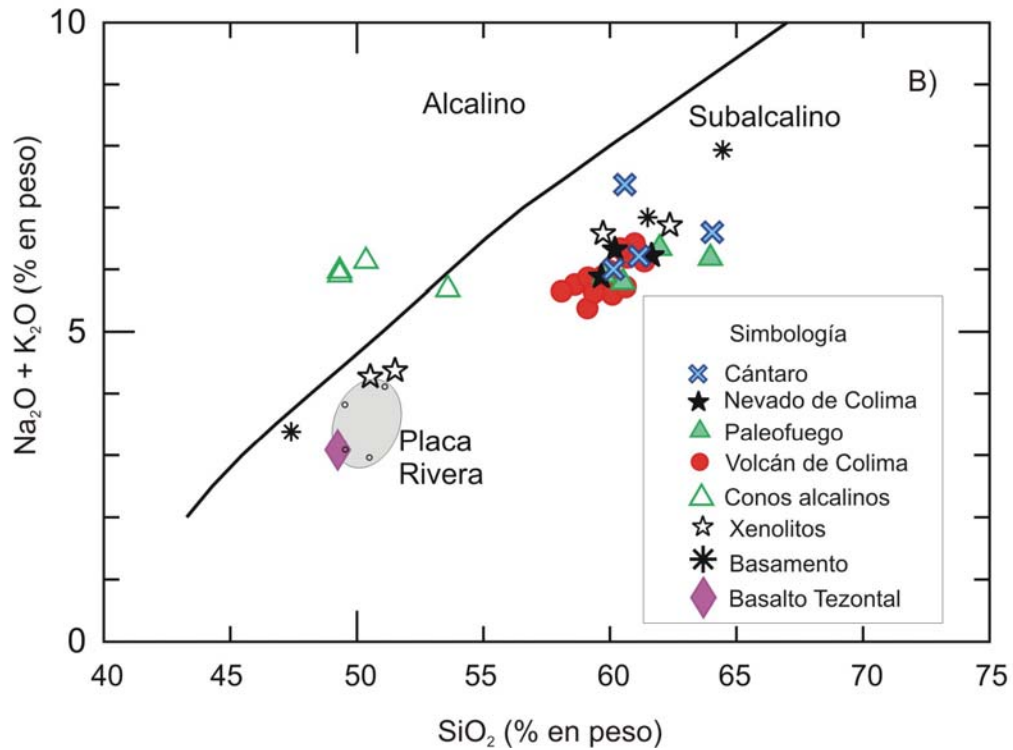
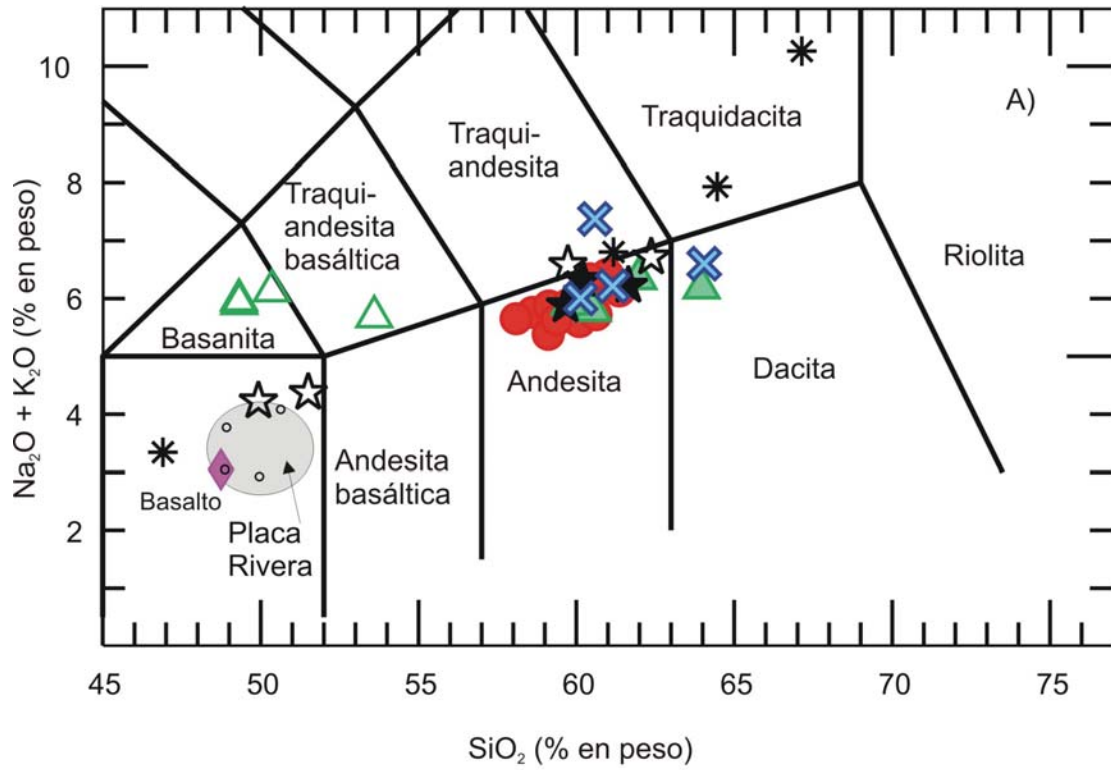


Figura 33. a) Diagrama de TAS (Le Bas et al., 1986) para todas las series de muestras estudiadas.

b) Diagrama de Irvine y Baragar (1971) para distinguir entre las series alcalinas y sub-alcalinas.

Las variaciones químicas de elementos mayores que se observan con respecto a SiO_2 (como índice de diferenciación) se visualizan de manera adecuada en diagramas tipo Harker (Fig. 31) y son discutidas después de haberse normalizado al 100% en base seca y de haberse recalculado el contenido de Fe_2O_3 y FeO utilizando el valor de Fe_2O_3 (total) obtenido por Fluorescencia de Rayos X y el FeO obtenido por titulación (Ragland, 1989, ver Tabla 2).

El SiO_2 varía de 60.1 a 64 % en peso para las rocas del Cántaro, de 59.6 a 61.6 % en peso para las del Nevado, de 59.8 a 63.9 % en peso para las del Paleofuego, de 58.1 a 61.4 % en peso para las del Volcán de Colima. Los conos alcalinos varían de 49.3 a 53.6 % en peso, los xenolitos de 49.9 a 62.4 % en peso, los intrusivos del basamento de 46.9 a 67.1 % en peso y por último para los basaltos de la Placa Rivera la variación es de 48.9 a 50.6 % en peso. En todos los diagramas se presenta como comparación la muestra basalto Tezontal, el cual fue estudiado por Luhr (1997), dado que es el único basalto calci-alcalino reportado en la zona y cuya composición podría considerarse la más similar al magma parental de las andesitas del CVC (Luhr, 1981).

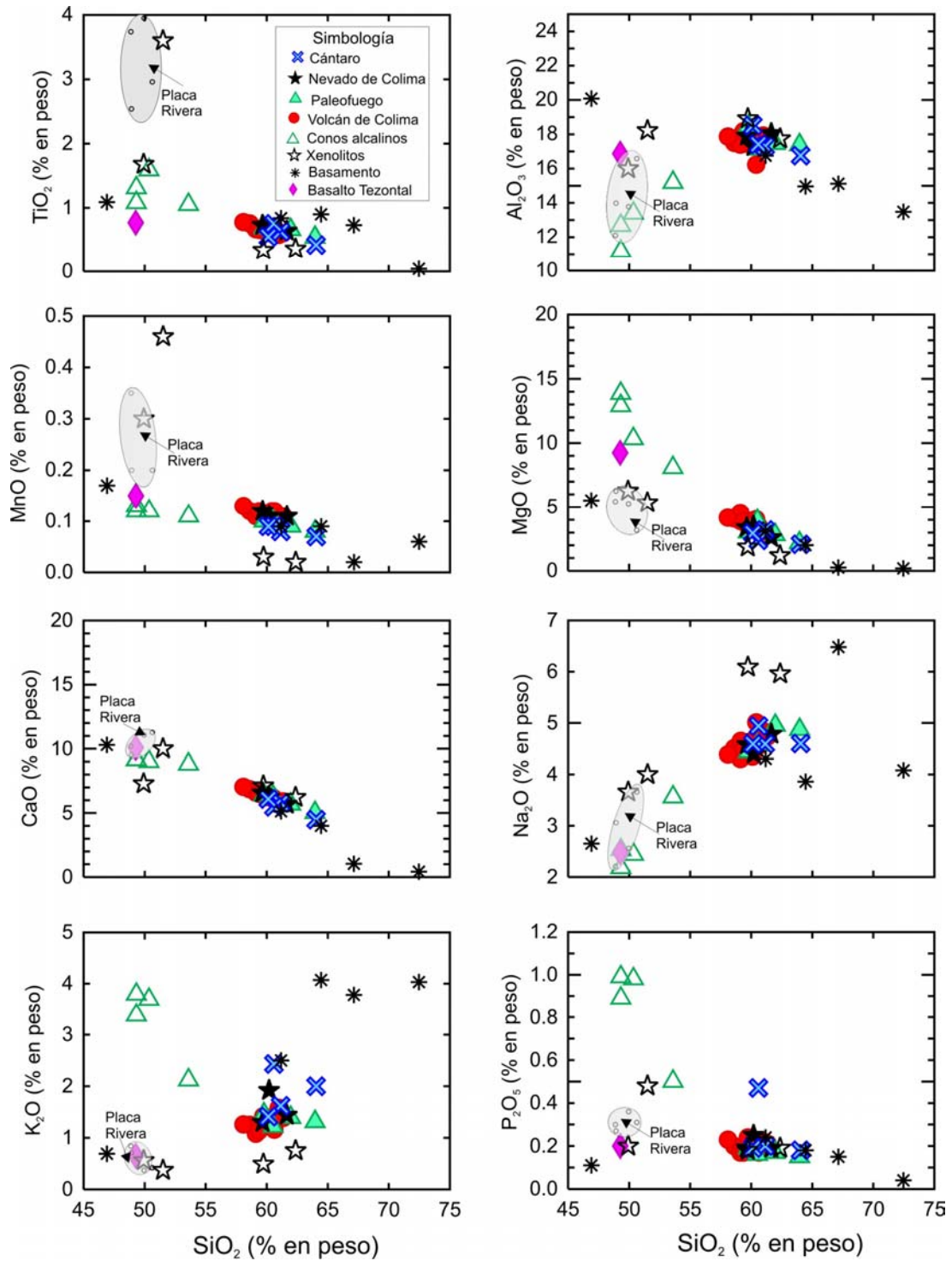


Figura 31. Diagramas de Harker para todas las series de muestras del CVC, xenolitos, basamento plutónico y basaltos de la Placa de Rivera.

En el caso del MgO, las rocas varían de 2.1 a 3.2 % en peso para el Cántaro, de 2.6 a 3.5 % en peso para el Nevado, de 2.2 a 3.9 % en peso para el Paleofuego y de 2.8 a 4.5 % en peso para el Volcán de Colima. Los conos alcalinos exhiben las variaciones más amplias de 8.1 a 13.9 % en peso. Los xenolitos varían de 1.2 a 6.3 % en peso, los batolitos de 0.2 a 5.5 % en peso y en el caso de los basaltos de la Placa Rivera, de 3.2 a 6.2 % en peso.

En los diagramas de Harker se nota que la serie de rocas del Cántaro presenta ligero empobrecimiento en TiO_2 , Al_2O_3 , MnO, MgO, CaO y P_2O_5 con respecto al incremento de SiO_2 ; mientras que K_2O y Na_2O no forman tendencias bien definidas (Figs. 31 y 32). En el Nevado, se observa una disminución de MgO, CaO y TiO_2 conforme aumenta el SiO_2 , probablemente como consecuencia de la cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y titanomagnetita respectivamente (Gill, 1981; Wilson, 1993). El resto de los elementos mayores no forman tendencias definidas. En el caso del Paleofuego se observa una ligera disminución de TiO_2 , MnO y CaO conforme aumenta el contenido de SiO_2 . El Na_2O tiende a incrementarse formando una tendencia positiva (Fig. 32).

En el Volcán de Colima se observa un claro empobrecimiento de TiO_2 , MnO, MgO y CaO a medida que incrementa el SiO_2 , debido a la cristalización de titanomagnetita, clinopiroxeno y plagioclasa respectivamente. El Na_2O aumenta a medida que el contenido de SiO_2 se incrementa, formando una pendiente positiva bien definida, lo cual puede ser interpretado como la consecuencia de una acumulación de plagioclasa (Wilson, 1993). Una observación interesante es que el K_2O forma una inflexión pequeña en 59% de SiO_2 (Fig. 32), a partir de aquí se

observa un aumento de K_2O , generando una pendiente positiva, lo que podría ser explicado por la cristalización de la hornblenda (Gill, 1981). El P_2O_5 muestra una disminución también hasta el 59% de SiO_2 , a partir de donde se observa un ligero incremento de P_2O_5 , de ahí la pendiente se hace positiva, lo cual puede ser explicado por la presencia de apatito (Wilson, 1993). Es importante notar que estos cambios de pendiente también se pueden observar para TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O y K_2O , justo en 59% de SiO_2 (Fig. 32). Los cambios de pendiente observados pueden indicar la cristalización fraccionada de una fase mineral nueva (Cox et al., 1979; Rollinson, 1993; Wilson, 1993).

Los conos alcalinos (Fig. 31) presentan una disminución clara de MgO con el aumento de SiO_2 , lo cual puede ser consecuencia de la cristalización fraccionada de olivino, mientras que Al_2O_3 y Na_2O se incrementan a medida que el SiO_2 aumenta. Sin embargo, el TiO_2 , CaO , P_2O_5 , K_2O y MnO no presentan tendencias bien definidas. En el caso de los xenolitos no se distinguen pendientes bien definidas, a excepción del Na_2O , el cual exhibe una tendencia positiva y del MgO , el cual muestra una disminución a medida que aumenta el SiO_2 . Las muestras de los batolitos presentan una clara disminución de P_2O_5 , MgO , MnO , Al_2O_3 y CaO con el incremento de SiO_2 , como consecuencia de la cristalización de apatito, clinopiroxeno y plagioclasa respectivamente, mientras que TiO_2 , Na_2O y K_2O presentan una dispersión notable. Finalmente, las muestras de los basaltos de la Placa de Rivera no exhiben pendientes bien definidas en ninguno de los elementos mayores.

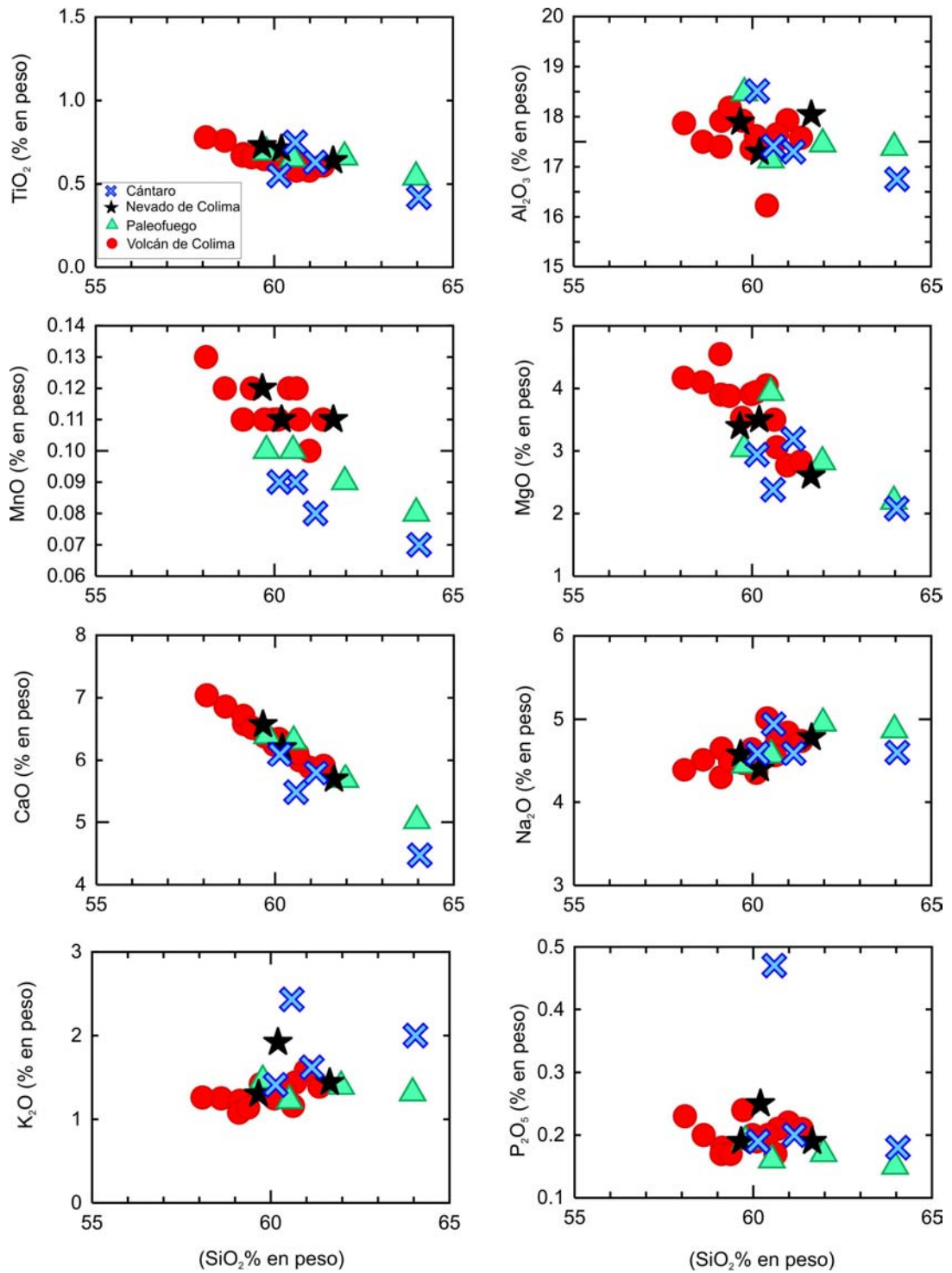


Figura 32. Diagramas de Harker en un rango ampliado para las series del CVC, la simbología es la misma que la figura anterior.

6.2 Elementos traza

Las variaciones de los elementos traza fueron analizadas con la ayuda de diagramas de Harker (Figs. 34, 35, 36). Después se discuten mediante el uso de diagramas multielementos (Fig. 37) normalizados al manto primitivo utilizando los valores de Sun y McDonough (1989).

6.2.1 Elementos traza compatibles

Las muestras del Cántaro y del Nevado de Colima presentan una disminución de cobalto y vanadio a medida que aumenta el contenido de SiO_2 , este comportamiento puede ser explicado por la cristalización de clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti, respectivamente (Wilson, 1993); el cromo y níquel no tienen tendencias definidas. El Paleofuego también presenta una clara disminución de cobalto y vanadio a medida que aumenta el contenido de silicio, así como de cromo y níquel, con excepción la muestra (Col-7). El Volcán de Colima presenta pendientes negativas para el cobalto y el vanadio y un aumento de níquel hasta el 59% de SiO_2 , observándose arriba de este valor una clara disminución a medida que aumenta el contenido de SiO_2 . El contenido de cromo en general disminuye conforme incrementa el silicio, aunque se observa una dispersión importante de los datos (Fig. 34), probablemente debido al contenido variable de fenocristales de clinopiroxeno.

Los conos alcalinos presentan una notable disminución de níquel y cromo a medida que aumenta el SiO_2 , probablemente como consecuencia de la

cristalización fraccionada de olivino y espinela rica en cromo, ya que estos dos minerales tienden a concentrar Ni y Cr respectivamente (Wilson, 1993). Olivino y espinela rica en cromo se observaron en las láminas delgadas. El cobalto muestra una ligera disminución conforme aumenta el SiO₂, mientras que el vanadio no presenta una tendencia clara (Fig. 34). En el caso de los xenolitos, el cromo y níquel no muestran variaciones importantes con el incremento de SiO₂; el vanadio es el elemento que exhibe una disminución importante conforme aumenta el contenido de silicio, mientras que el cobalto muestra una ligera disminución a medida que incrementa el SiO₂.

Los batolitos muestran una dispersión notable respecto al contenido de cromo, mientras que el vanadio y cobalto presentan una disminución a medida que incrementa el SiO₂. El níquel no muestra variación en su contenido con el incremento de SiO₂. Por último, los basaltos de la Placa Rivera no presentan variaciones importantes en cromo y vanadio, sin embargo, el cobalto y níquel sí muestran una variación importante, como consecuencia de la cristalización de clinopiroxeno y olivino (Green, 1980; Wilson, 1993). A pesar de esto, no forman tendencias definidas a medida que aumenta el contenido de silicio.

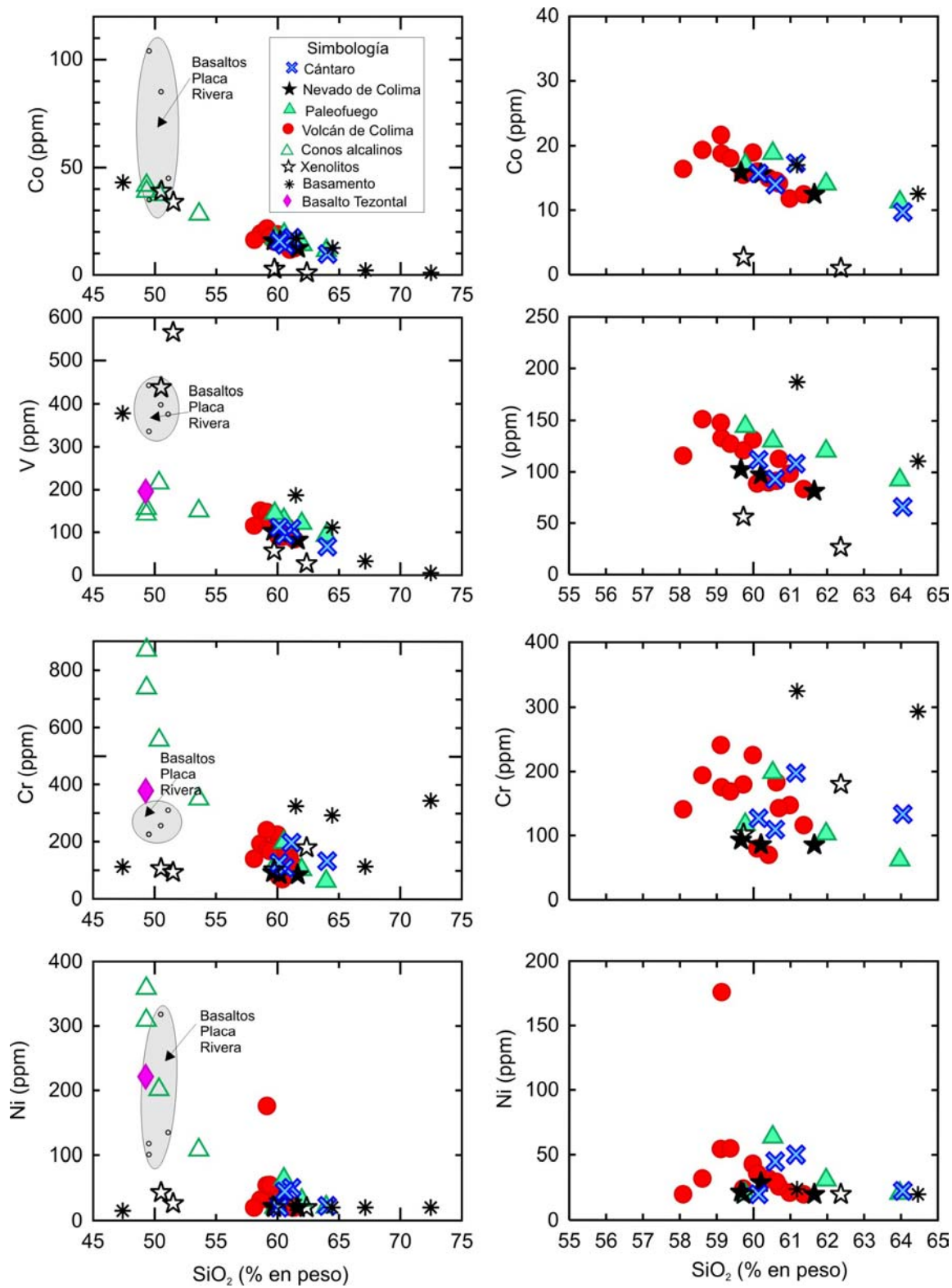


Figura 34. Diagramas de Harker para elementos compatibles. Los primeros cuatro diagramas presentan los datos para Co, V, Cr y Ni para todas las series estudiadas. En el lado derecho se presentan los diagramas ampliados para el CVC.

6.2.2 Elementos traza incompatibles

Las variaciones de los elementos móviles en fluidos acuosos (LILE, *Large Ion Lithophile Elements*, por sus siglás en inglés) tales como Cs, Ba, Sr, Rb, fueron evaluadas con respecto al contenido de SiO₂. El Cántaro no presenta tendencias coherentes definidas, pero sí exhibe algunas ligeras variaciones, sobre todo de cesio, bario, y estroncio (Fig. 35). En el caso de los elementos HFSE (*High Field Strength Elements*, por sus siglás en inglés) tales como Nb, Ta, Hf, Zr y otros como La, Ce, U y Th tampoco se ven tendencias claras a medida que aumenta el SiO₂, aunque sí presenta ligeras variaciones, sobre todo para el Nb (Figs. 36a; 36b).

En las muestras del Nevado no se observan tendencias claras para los elementos como Ba, Sr, Rb, excepto el Cs que sí exhibe una correlación positiva. En el caso de los elementos como Nb, Ta, Hf, Zr, La, Ce no se exhiben variaciones importantes con respecto al incremento de SiO₂. El U y Th presentan la variación mayor (Figs. 35, 36a), probablemente asociada a la presencia importante de apatito, el cual fue observado en las secciones delgadas.

El Paleofuego no varía en elementos como Cs, Ba, Sr, Rb. Sin embargo, el B muestra la variación más importante a medida que aumenta el contenido de SiO₂. Respecto a Nb, Ta, Hf y Zr las variaciones son muy sutiles con respecto al incremento de SiO₂. El La, Ce, U y Th tampoco tienen tendencias definidas.

El Volcán de Colima muestra un incremento muy ligero de Cs, Ba y Rb a medida que aumenta el silicio, mientras que el Sr no forma una pendiente definida. Nuevamente, el único elemento que varía considerablemente es el boro, aunque

se nota una dispersión importante de los datos (Fig. 36 b). Los elementos Nb, Ta, Hf y Zr no presentan variaciones visibles con respecto al incremento de SiO₂; únicamente el Nb presenta una ligera variación, sin embargo no es posible observar una tendencia definida con respecto al incremento de SiO₂. Los elementos La, Ce, U y Th no tienen variaciones claras.

Los conos alcalinos presentan una disminución notable de Ba y Sr a medida que aumenta el SiO₂ y una variación de Cs poco notable, mientras que la del rubidio es muy ligera, sin formar una tendencia bien definida. El Nb y Ta no exhiben un rango de variación importante con respecto al incremento de SiO₂. Los elementos Hf, Zr, La, y Ce sí muestran variaciones claras, aunque por lo general no forman tendencias coherentes. El U y Th presentan pendientes negativas bien definidas. Los xenolitos presentan contenidos bajos en Cs, Ba, Rb, sin mostrar tendencias claras con el aumento del SiO₂. En el caso del Sr, no se observan variaciones coherentes a medida que incrementa el SiO₂. Una observación importante es que la concentración de Sr en los xenolitos (XEN-C, XEN-1810) es muy similar o incluso ligeramente más alta que en los productos volcánicos del CVC portadores de estos xenolitos. Los elementos Nb, Ta, Hf, Zr, La, Ce, U y Th no presentan variaciones notables a medida que incrementa el SiO₂ y no forman tendencias claras.

Las rocas del basamento (batolitos) exhiben concentraciones altas de Cs y Rb, excepto en el gabro Aq-1. El Cs y Rb forman tendencias positivas, posiblemente debido a la acumulación de hornblenda y biotita, mientras que el Sr forma una tendencia negativa, lo cual concuerda con un fraccionamiento de plagioclasa. Por último el Ba no tiene una pendiente definida.

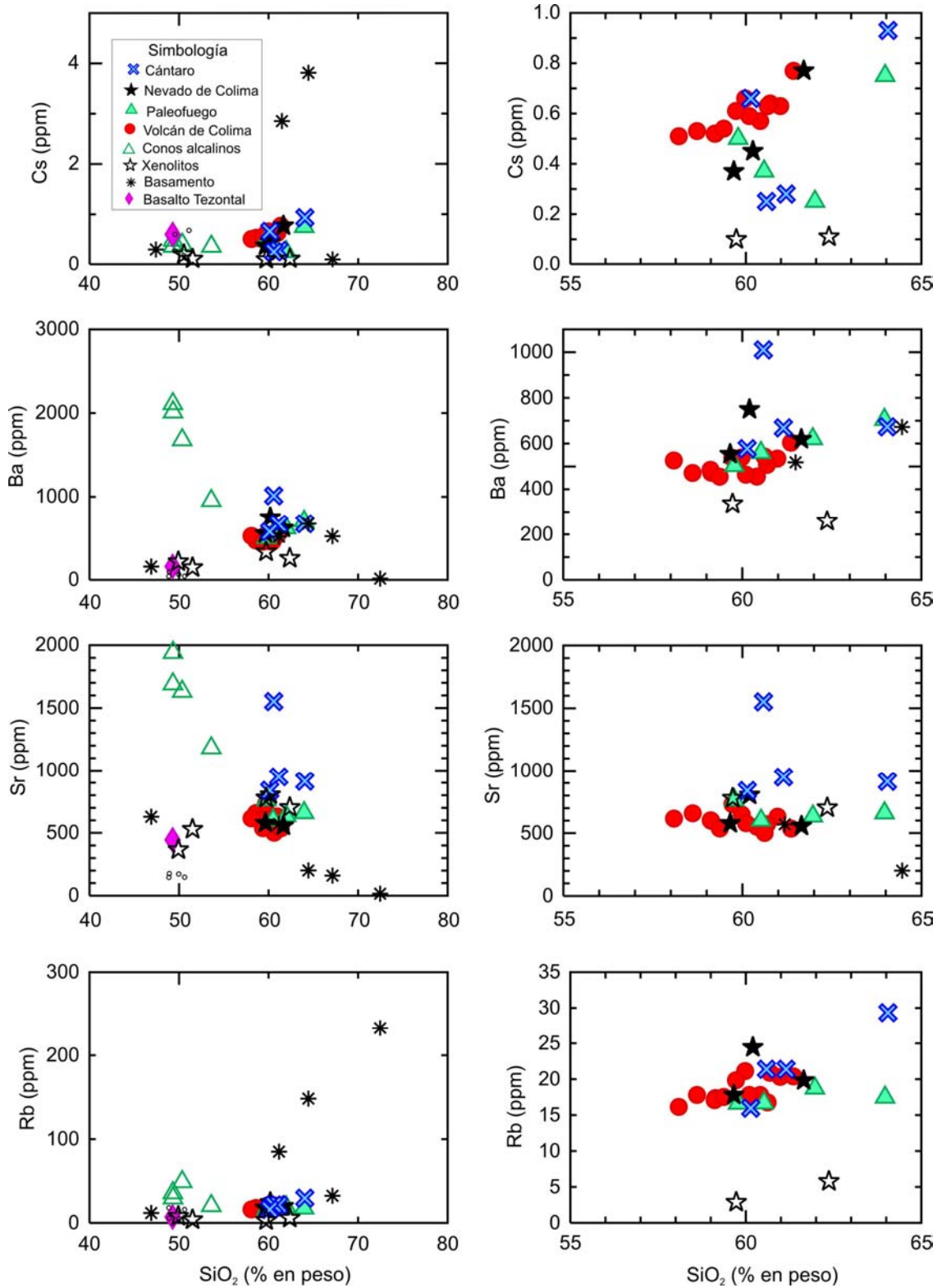


Figura 35. Diagramas de Harker para algunos elementos incompatibles de todas las series estudiadas. A la derecha se observa una ampliación de cada diagrama.

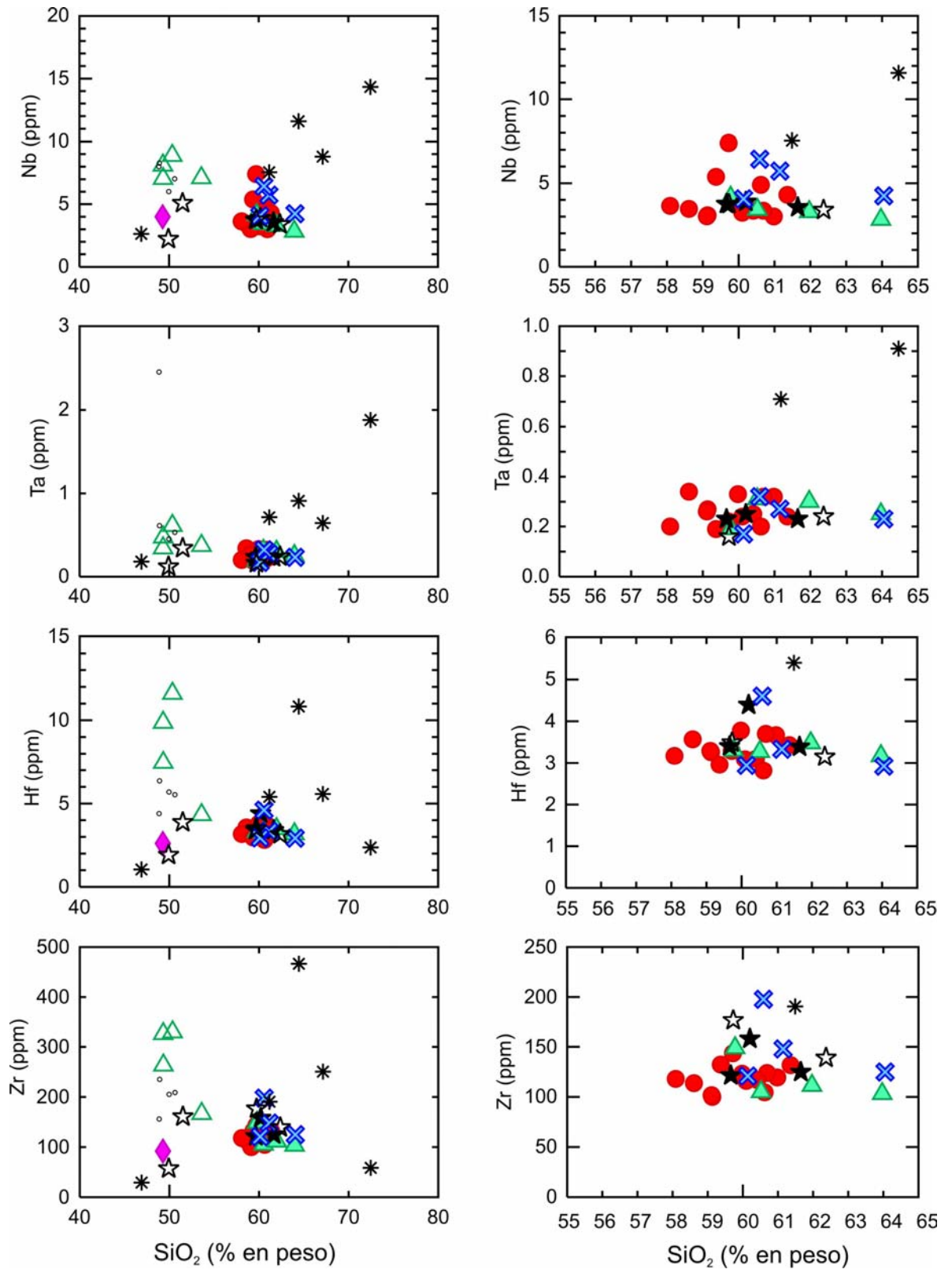


Figura 36a. Diagramas de Harker para elementos HFSE de todas las series de muestras. A la derecha se presenta una ampliación de cada diagrama para el CVC. Simbología como en la figura 35.

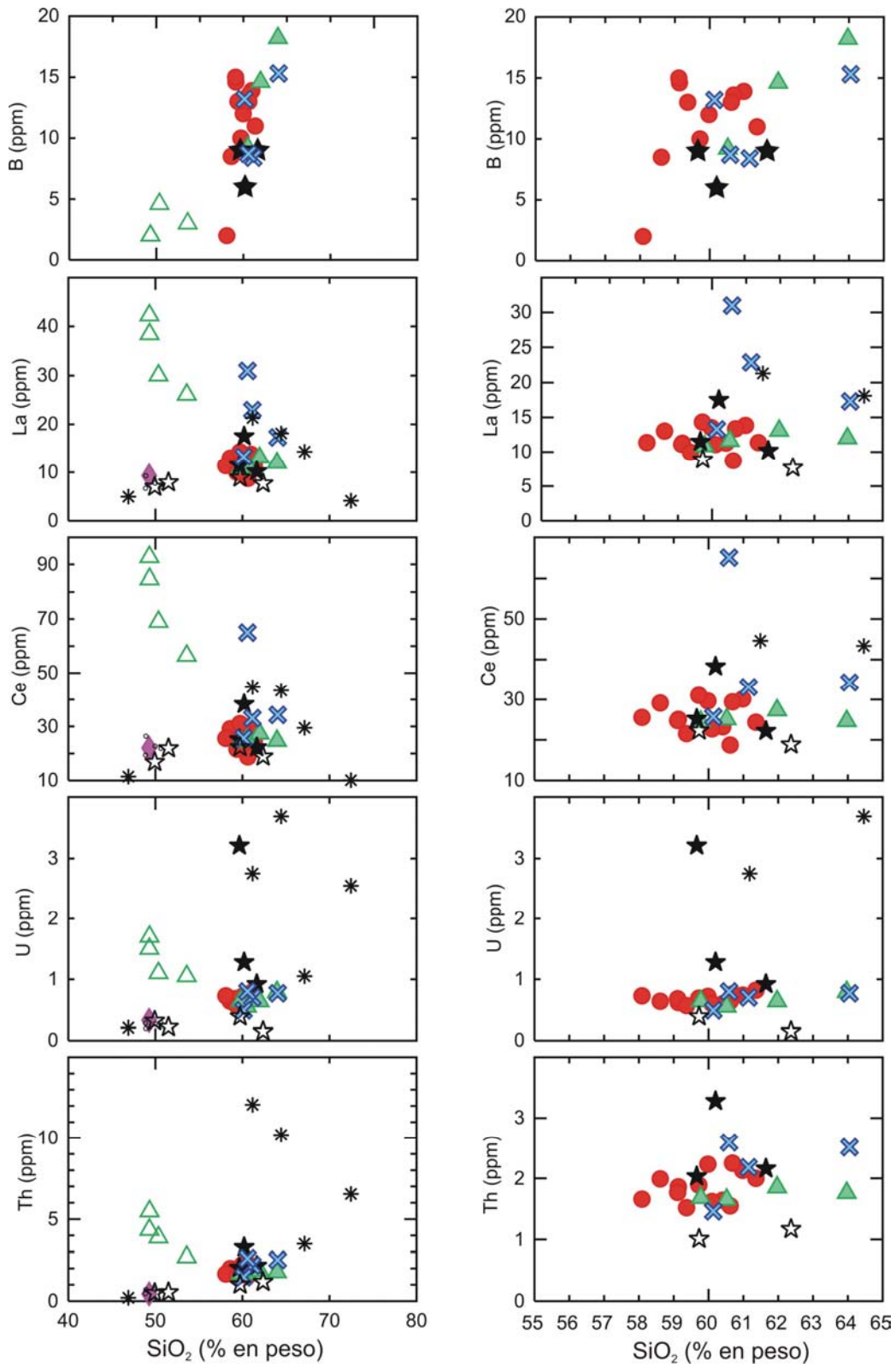


Figura 36b. Diagramas de Harker para los elementos HFSE, a la derecha se muestran los diagramas ampliados de la serie del CVC. Simbología como en la figura 35.

El Nb y Ta (Fig. 36a) presentan tendencias ligeramente positivas con el incremento del contenido en SiO₂, mientras que Hf y Zr no forman pendientes definidas, aunque sí muestran las concentraciones más altas respecto a todas las series descritas, nuevamente con la excepción del gabro de Aquila (Aq-1). El La y Ce tienen variaciones importantes, pero no forman una pendiente definida. Th y U también exhiben variaciones importantes comparado con todas las series de muestras (Fig. 36b).

Por último, los basaltos de la Placa Rivera no exhiben incrementos importantes de Cs, Ba, Sr y Rb con el aumento de SiO₂, ni presentan tendencias definidas. El Nb, Ta, Hf, Zr, La, Ce, U, Th no muestran variaciones importantes con respecto al contenido de silicio, excepto una muestra que presenta la más alta concentración de Ta (DS-1 EXT) (Figs. 36a y 36b).

Los diagramas multielementos se presentan en las figuras 37 y 38. En el caso del Cántaro se observan picos positivos de Ba, K, Pb y Sr, mientras que Nb y Ti exhiben picos negativos. Típicamente, estas características se observan en los arcos volcánicos construidos en ambientes de subducción (Hawkesworth et al., 1977; Gill, 1981; Tatsumi, 1989; McCulloch y Gamble, 1991). El Nevado de Colima también presenta picos positivos de Ba, K, U, Pb y Sr aunque de menor intensidad comparados con el Cántaro, mientras los elementos Nb y Ti muestran picos negativos. El Paleofuego y el Volcán de Colima presentan picos positivos o enriquecimientos de Ba, K, Pb, Sr y picos ligeramente positivos de Zr, mientras que los elementos Nb y Ti muestran anomalías o picos negativos. En general, el grupo de los estratovolcanes del CVC (Nevado, Paleofuego y Colima) presentan patrones multielementos similares. De P a Eu se pueden observar curvas

convexas distintas entre el Nevado, Paleofuego y Volcán de Colima, probablemente debido al fraccionamiento de apatito como receptor de estos elementos (e.g. Siebe et al., 2004). Sin embargo, el Cántaro muestra diferencias claras respecto a la forma de los patrones multielementos, así como en los rangos de variación y la forma de la curva que se forma de fósforo a europio (Fig. 37a).

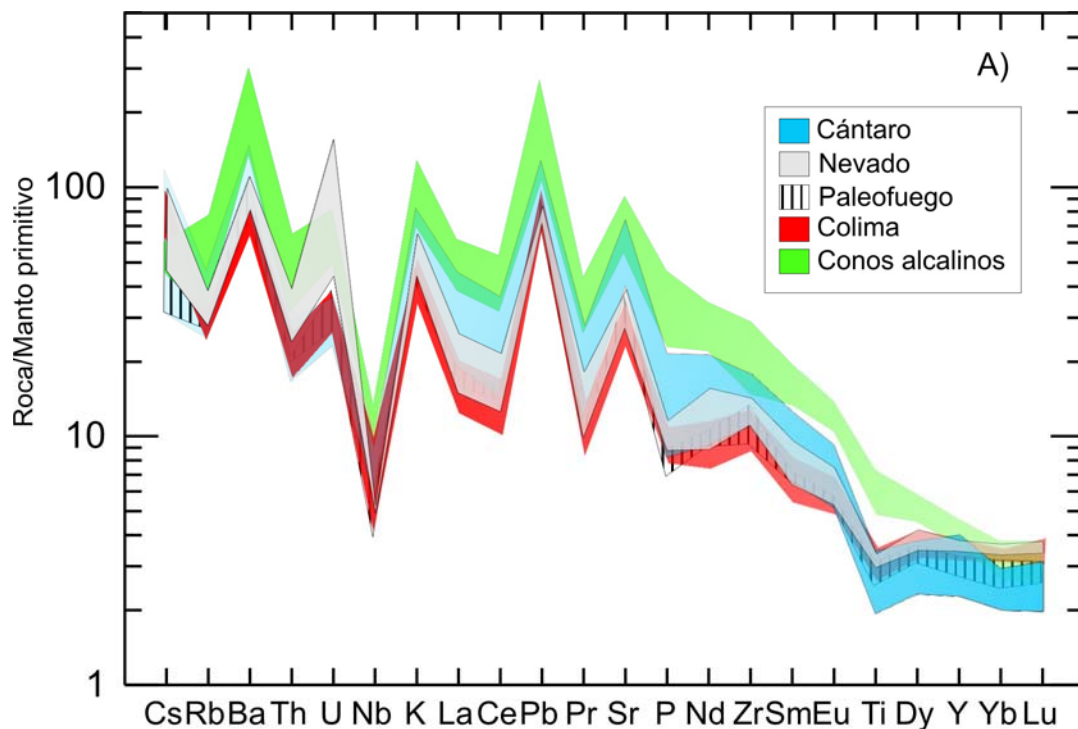


Figura 37. Diagramas multielementos normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989); a) Diagrama para las series del CVC.

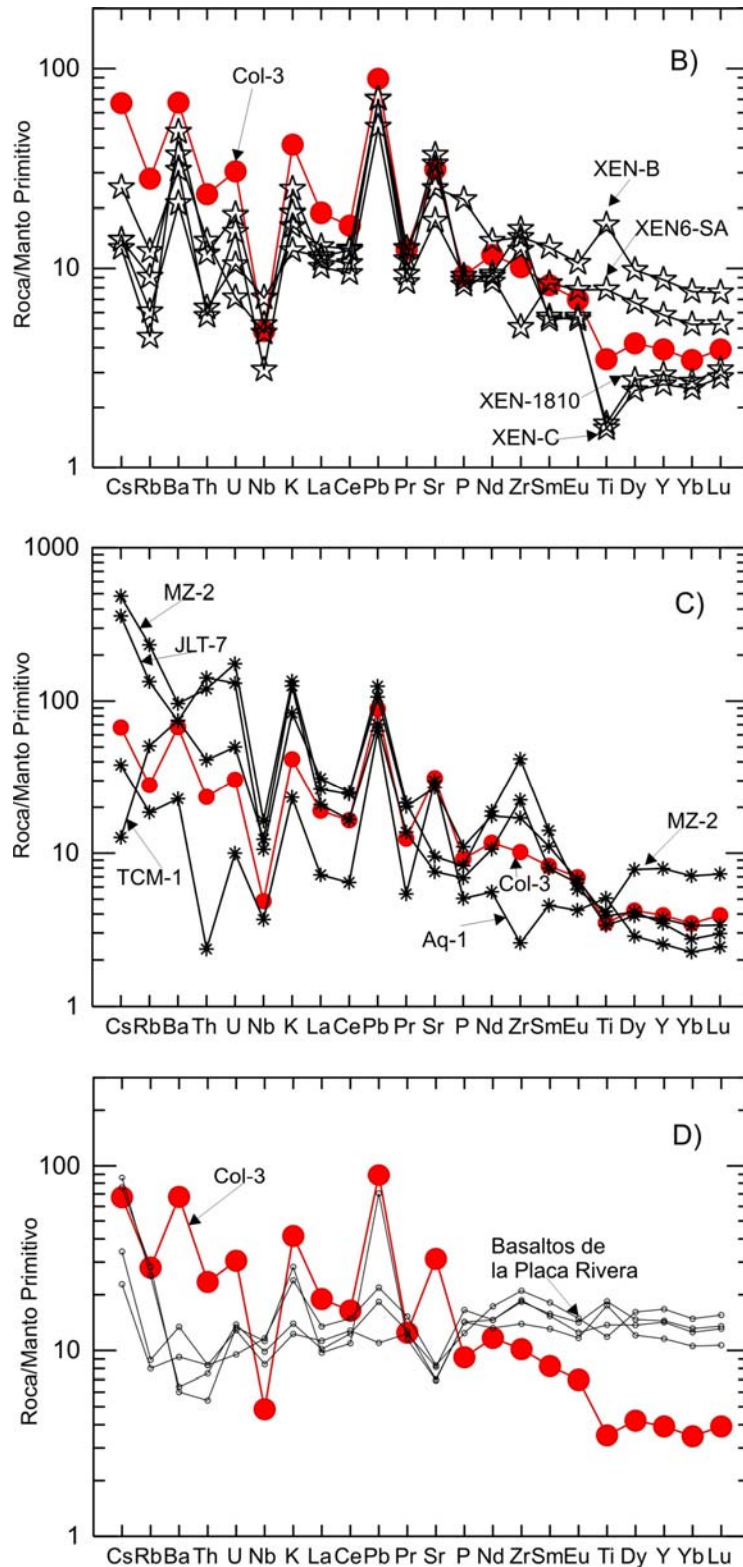


Figura 37. Diagramas multielementos normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989); b) Diagrama para los xenolitos, c) basamento plutónico local y d) basaltos de la Placa Rivera. En los diagramas b, c, y d se grafica para comparación la muestra Col-3 (pómez de caída de 1913).

Los conos alcalinos presentan picos positivos de Ba, K, Pb y Sr, mientras que Nb muestra un pico negativo visible. Una característica notoria de esta serie de rocas es la formación de una pendiente negativa, desde Sr hasta Lu (Fig. 37a). Los xenolitos (Fig. 37b) presentan picos positivos de Ba, U, K, Pb, Sr. Algunos xenolitos tienen picos ligeramente positivos de Zr, excepto una muestra que exhibe un pico claramente negativo. Esto se puede explicar por la presencia o ausencia de zircón, el cual fue observado bajo el microscopio. Los picos negativos más pronunciados se observan en Nb y Ti. Sin embargo, una muestra exhibe un pico positivo de Ti, lo cual concuerda con una cantidad importante de titanomagnetita observada en las secciones delgadas. Por otra parte, las muestras de los batolitos (Fig. 37c) presentan picos positivos de K, Pb y Zr, excepto el gabro de Aquila (Aq-1), que forma picos negativos de Zr y Th y tiene los más bajos contenidos en Cs y Rb en comparación con los batolitos de Jilotlán y Manzanillo. En cuanto al comportamiento de Sr, éste presenta picos positivos en los intrusivos de Aquila y Jilotlán, mientras que en las dos muestras restantes no forma picos. El Nb y Ti exhiben picos negativos, a excepción del gabro de Aquila (Aq-1) que presenta un pico positivo de Ti.

Por último, las muestras de los basaltos de la Placa Rivera (Fig. 37d) presentan patrones con picos positivos, menos pronunciados, de U, K, Pb y ligeramente positivos en Zr. En cuanto a Nb y Sr forman picos negativos y lo más notable del patrón de multielementos es la curva casi plana desde P hasta Lu. El Ti exhibe picos positivos en dos muestras, una muestra presenta un pico negativo y otra no presenta una anomalía clara. Estas diferencias se deben a que son dos

muestras de la zona exterior (alterada) y dos muestras de la zona del núcleo de los basaltos (fresca) (Fig. 20).

Las tierras raras (*Rare Earth Elements*, REE por sus siglas en inglés) en las muestras del CVC exhiben en conjunto un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE, por sus siglas en inglés) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE, por sus siglas en inglés) (Fig. 38a). Cántaro: La/Yb: 10.73-28.11, La/Sm: 4.54-5.84; Nevado: La/Yb: 6.27-10.46, La/Sm: 3.5-4.12; Paleofuego: La/Yb: 7.46-9.86, La/Sm: 3.74-4.09 y Volcán de Colima: La/Yb: 5.51-9.11, La/Sm: 3.35-4.10. Además, es notable que las tierras raras pesadas presentan un comportamiento casi plano desde Ho hasta Lu. La diferencia más significativa para el Cántaro es el enriquecimiento claro en LREE y variaciones más amplias en la relación La/Yb y La/Sm. En el caso de los conos alcalinos, éstos exhiben un enriquecimiento más pronunciado de las LREE respecto a las HREE, lo que resulta en la formación de pendientes claramente negativas y cocientes muy variables de La/Yb: 16.16-31.43 y La/Sm: 3.81-5.02.

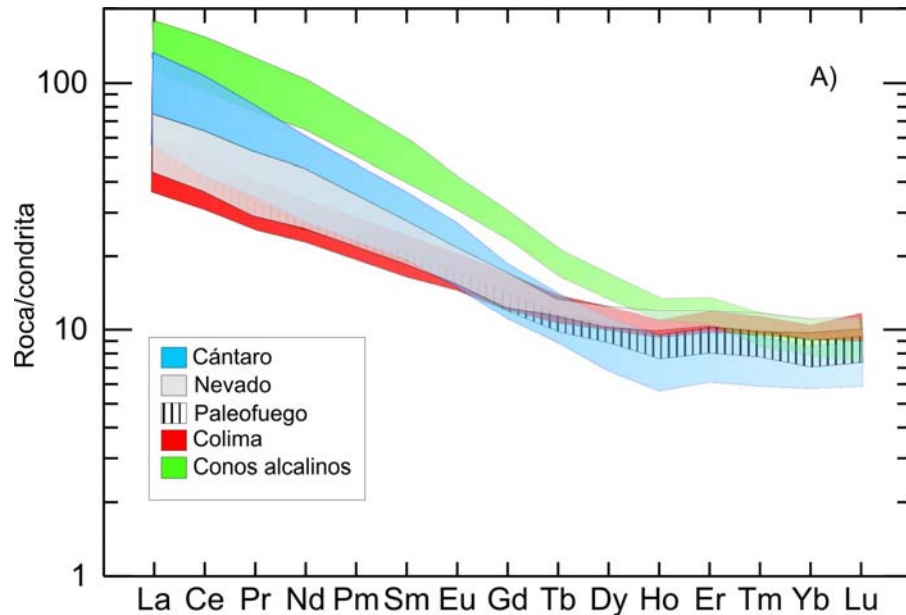


Figura 38) Diagrama de tierras raras normalizados a condritas usando valores de Sun y McDonough (1989). a) Diagrama para las series del CVC.

Los xenolitos presentan dos comportamientos diferentes, dependiendo de su composición. Los xenolitos máficos (gabros) presentan un patrón de REE prácticamente plano, y una anomalía ligeramente negativa de Eu, como se observa en la muestra Xen-B (Fig. 38b). Los xenolitos de composición intermedia presentan un enriquecimiento de las LREE con respecto a las HREE, un pico de Eu ligeramente positivo y una forma cóncava para las HREE. La variación de La/Yb: 2.09-7.19 y La/Sm: 1.39-3.62 es menor comparada con la que exhiben las rocas del CVC.

Los batolitos exhiben enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE (La/Yb: 4.45-15.78; La/Sm: 2.45-4.33) y sólo en una muestra se observa una anomalía claramente negativa de Eu, además de una forma plana para las HREE (Fig. 38c). Por último, los basaltos de la Placa Rivera presentan un patrón prácticamente plano de las LREE con respecto a las HREE, un pequeño pico

negativo de Eu, así como valores bajos de la relación La/Yb: 1.12-1.28, y La/Sm: 1.02-1.15 (Fig. 38d).

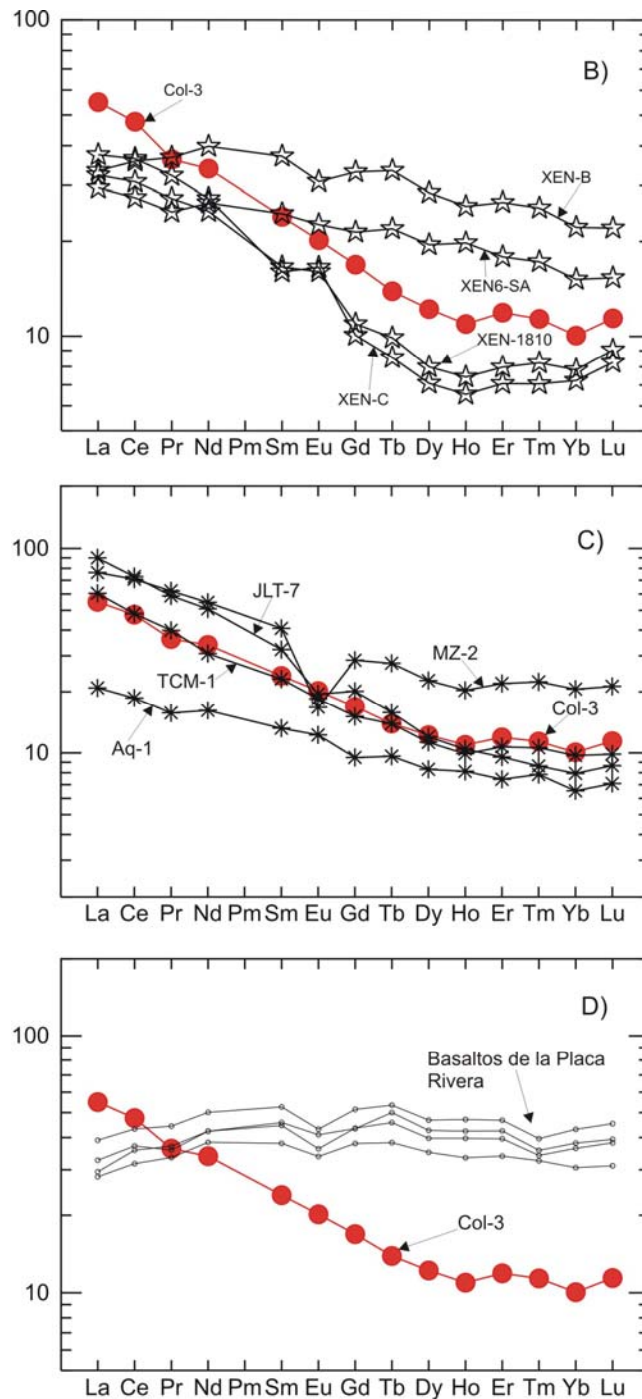


Figura 38. Diagramas de tierras raras normalizados a condritas usando valores de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama para los xenolitos, c) basamento plutónico local y d) basaltos de la Placa Rivera. En las figuras b, c y d se grafica la muestra Col-3 (pómez de caída de 1913) para comparación.

6.3 Isótopos de Sr-Nd-Pb

Los resultados isotópicos de Sr, Nd y Pb se presentan en la Tabla 3 para todas las muestras.

Respecto a las variaciones isotópicas observadas para las series distintas de muestras, el Cántaro presenta cocientes isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían de 0.7036 a 0.7037, ϵNd : +2.7 a +4.7, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.56 a 18.62, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.55 a 15.61, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.25 a 38.39. En el caso del Nevado se obtuvieron relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7034 a 0.7035, ϵNd : +4.9 a +5.9, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.59 a 18.62, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.57 a 15.58, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.29 a 38.34. El Paleofuego presenta variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7035 a 0.7036, ϵNd : +4.6 a +5.7, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.56 a 18.58, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.56 a 15.57, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.27 a 38.34.

El Volcán de Colima muestra variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7035 a 0.7036, ϵNd : +5.3 a +7.0, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.57 a 18.61, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.56 a 15.59, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.25 a 38.41. Los conos alcalinos tienen relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7036 a 0.7038, valores de ϵNd : +3.1 a +5.9, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.62 a 18.71, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.57 a 15.61, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.34 a 38.56. Los xenolitos presentan variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7038 a 0.7039, ϵNd : +4.6 a +6.9, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.56 a 18.59, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.55 a 15.59, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.25 a 38.35. Los batolitos (Manzanillo, Jilotlán y Aquila; basamento local) muestran variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7037 a 0.7040, ϵNd : +3.6 a +5.3, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.55 a 18.66, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.56 a 15.60, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.26 a 38.45. Por último los basaltos de la Placa Rivera muestran valores muy bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7024 a 0.7025, y muy altos de ϵNd : +11.6 a

+12.1, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17.74 a 17.81, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.42 a 15.45, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37.22 a 37.35.

En la figura 39 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd), se comparan los datos obtenidos en este trabajo con los sedimentos de la Placa de Cocos (Verma, 2000), turbiditas del Pacífico (McLennan et al., 1990), basaltos de las Placas de Cocos (Verma, 2000) y Rivera, xenolitos y batolitos de Manzanillo y Jilotlán (Schaaf, 1990). Se observa que la serie de muestras del CVC se localiza entre el campo formado por los sedimentos de la Placa de Cocos y los campos formados por los basaltos de las Placas de Cocos y Rivera. Además se nota claramente que los batolitos de Manzanillo y Jilotlán se traslapan y se localizan muy cerca del CVC. Los xenolitos se encuentran en una posición intermedia entre los batolitos de Manzanillo y Jilotlán, todo esto deriva en un reducido contraste isotópico.

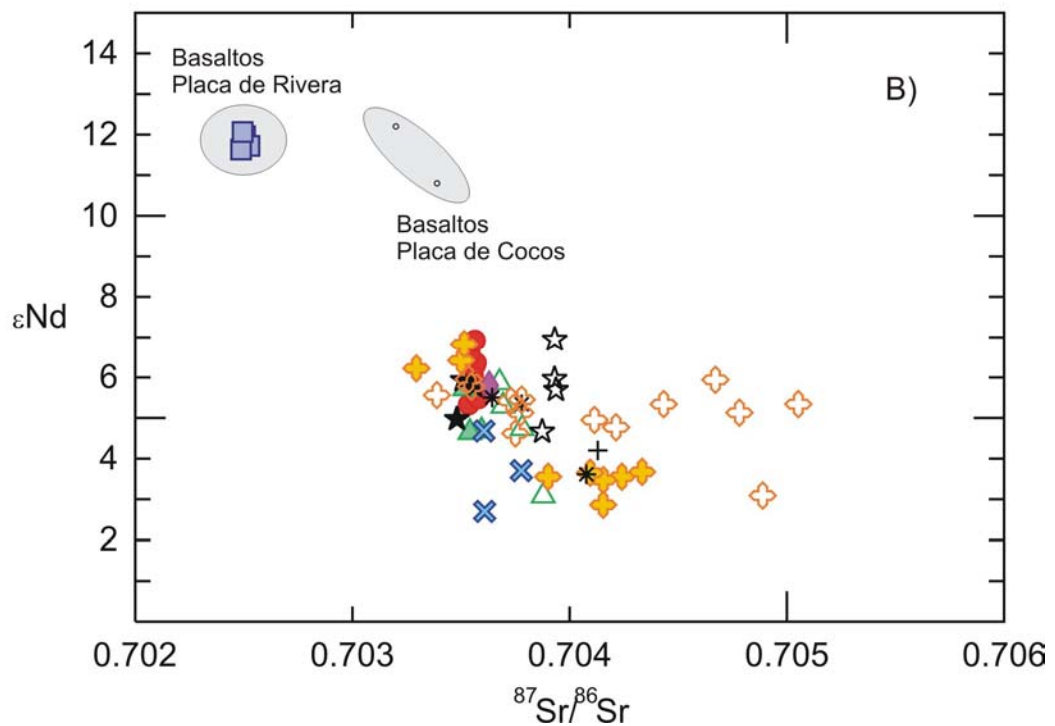
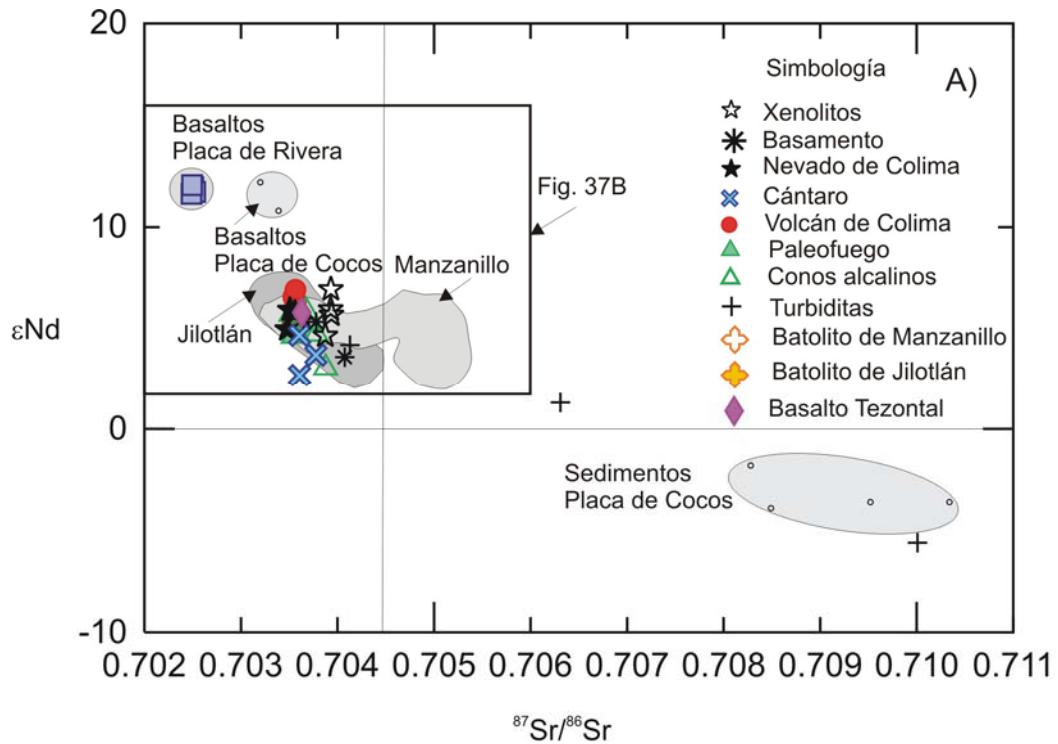


Figura 39. a) Diagrama de $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd} para las series de muestras del CVC, sedimentos de la Placa de Cocos, basaltos de la Placa de Cocos (Verma, 2000) y Placa de Rivera, batolitos de Jilotlán y Manzanillo (Schaaf, 1990), turbiditas (McLennan et al., 1990), xenolitos y basamento plutónico local, b) área ampliada de la figura 39a.

Los isótopos de plomo se graficaron en diagramas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 40) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 41). Los datos de este trabajo se comparan con sedimentos de la placa de Cocos (Verma, 2000), basaltos de la placa de Cocos (Verma, 2000) y Rivera, xenolitos y con las rocas del basamento plutónico local (Mz-2, Aq-1, JLT-7). Lo más notable es que los datos del CVC se ubican entre los campos formados por los sedimentos de la Placa de Cocos y los basaltos de las Placas de Cocos y Rivera. Además, es importante observar que las rocas del basamento local se traslapan con el campo formado por los sedimentos de la Placa de Cocos. La figura 41 presenta los datos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y muestra que las rocas de los volcanes Cántaro, Nevado, Paleofuego y Colima nuevamente se localizan entre los campos de los sedimentos de la Placa de Cocos y los basaltos de las Placas de Cocos y Rivera, pero también apuntan hacia los xenolitos. Algo interesante es que los conos alcalinos muestran una mayor variación, apuntan hacia los valores enriquecidos de sedimentos de la Placa de Cocos e incluso se traslapan con el campo formado por los sedimentos. La diferencia entre los valores isotópicos de Sr-Nd y Pb para los basaltos de la Placa de Cocos y Rivera se observa en la figura 39b, 40a). Los basaltos de la Placa Rivera tienen los valores de ϵNd más altos comparados con los basaltos de la Placa de Cocos, los valores de Sr son más altos para los basaltos de la Placa de Cocos, por último los valores isotópicos de Pb son notablemente más bajos para los basaltos de la Placa de Rivera comparados con los basaltos de la Placa de Cocos.

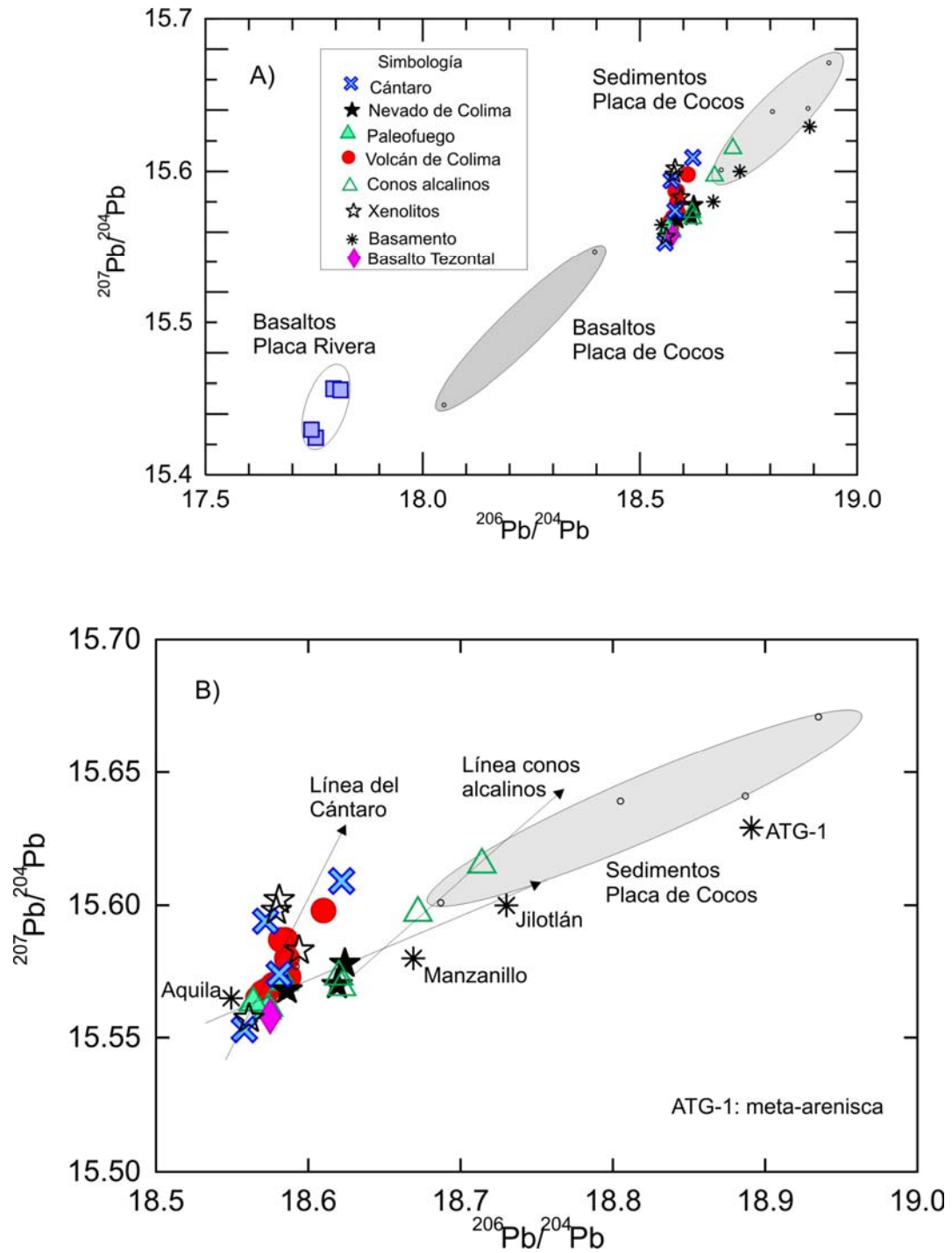


Figura 40. a) Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para todas las series de muestras analizadas en este trabajo y su comparación con datos de sedimentos de la Placa de Cocos y basaltos de las Placas de Cocos (Verma, 2000) y Rivera. b) Ampliación del diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Las líneas representan las tendencias seguidas para cada serie de muestras.

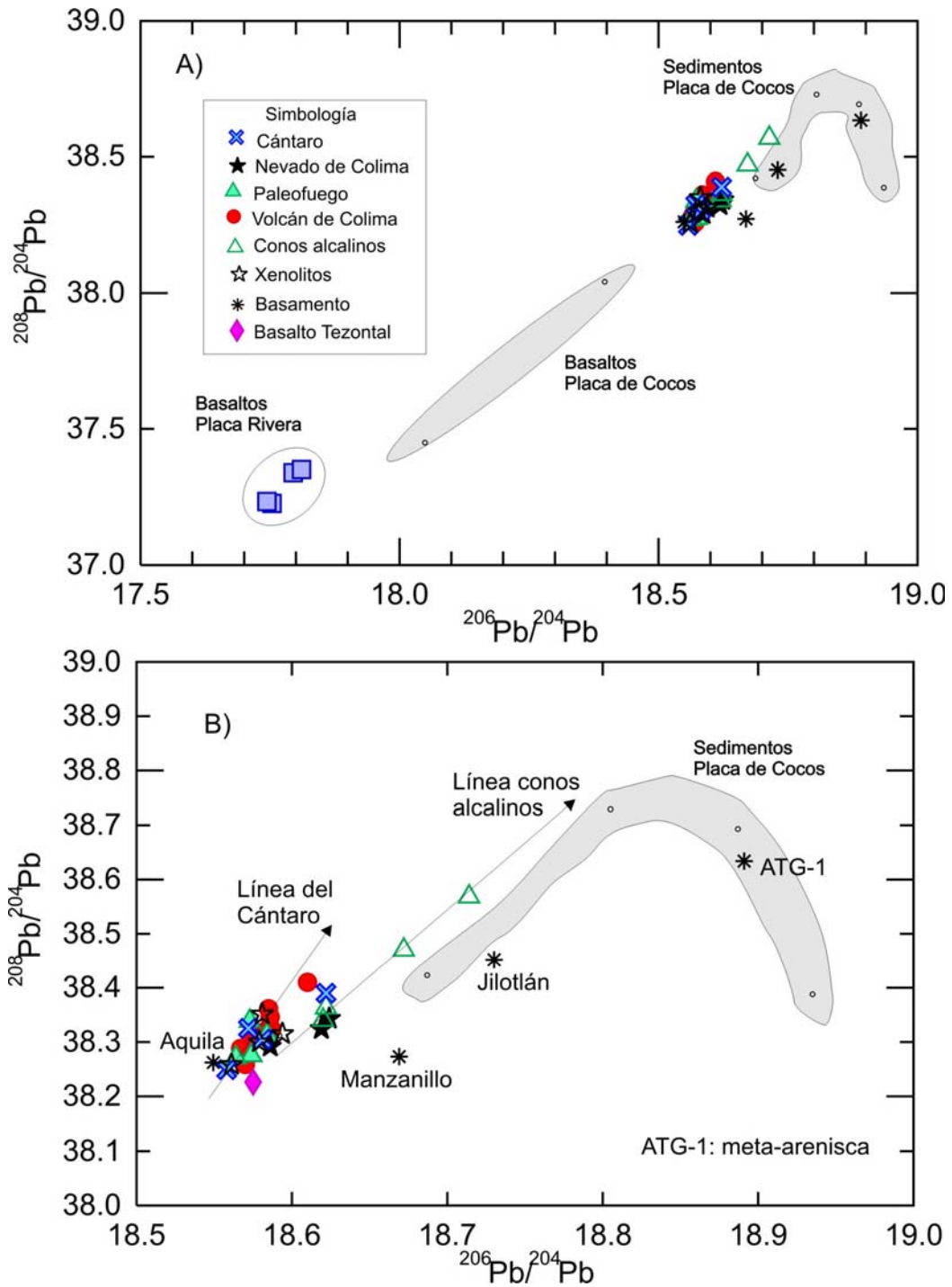


Figura 41. a) Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para todas las series de muestras analizadas en este trabajo y su comparación con datos de sedimentos de la Placa de Cocos y basaltos de las Placas de Cocos (Verma, 2000) y Rivera. b) Diagrama ampliado de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Las líneas representan las tendencias seguidas para cada serie de muestras.

6.4 Isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) e hidrógeno (δD)

De los isótopos de oxígeno sólo se presentan resultados para algunas series de muestras (Tabla 3). El Paleofuego presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$: 5.7 a 6.5‰. El Volcán de Colima varía de $\delta^{18}\text{O}$: 5.7 a 6.8‰. Los conos alcalinos exhiben variaciones de $\delta^{18}\text{O}$: 5.7 a 6.6‰ y los xenolitos muestran una variación de $\delta^{18}\text{O}$: 6.4 a 7.1‰, la cual es notablemente más alta que la que presentan las muestras de los estratovolcanes de Colima y Paleofuego.

Los resultados se presentan en dos diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 42a y $\delta^{18}\text{O}$ vs. ϵNd ; Fig. 42b), en las que se comparan con los datos de los xenolitos y de los batolitos de Jilotlán y Manzanillo. En la figura 42a se observa que las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los volcanes de Colima y Paleofuego permanecen relativamente constantes a la vez que el valor $\delta^{18}\text{O}$ forma un arreglo vertical con una variación importante, mientras que las muestras de los conos alcalinos apuntan hacia algunos de los xenolitos. En el diagrama de $\delta^{18}\text{O}$ vs. ϵNd (Fig. 42b) se observa una tendencia negativa mucho más clara formada por los datos de los volcanes de Colima, Paleofuego y los conos alcalinos. Quizás lo más importante es que estas series de datos apuntan hacia los valores de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al batolito de Jilotlán y algunos valores del batolito de Manzanillo, lo que sugiere la posible asimilación de material de esta naturaleza, observación que más adelante se discutirá.

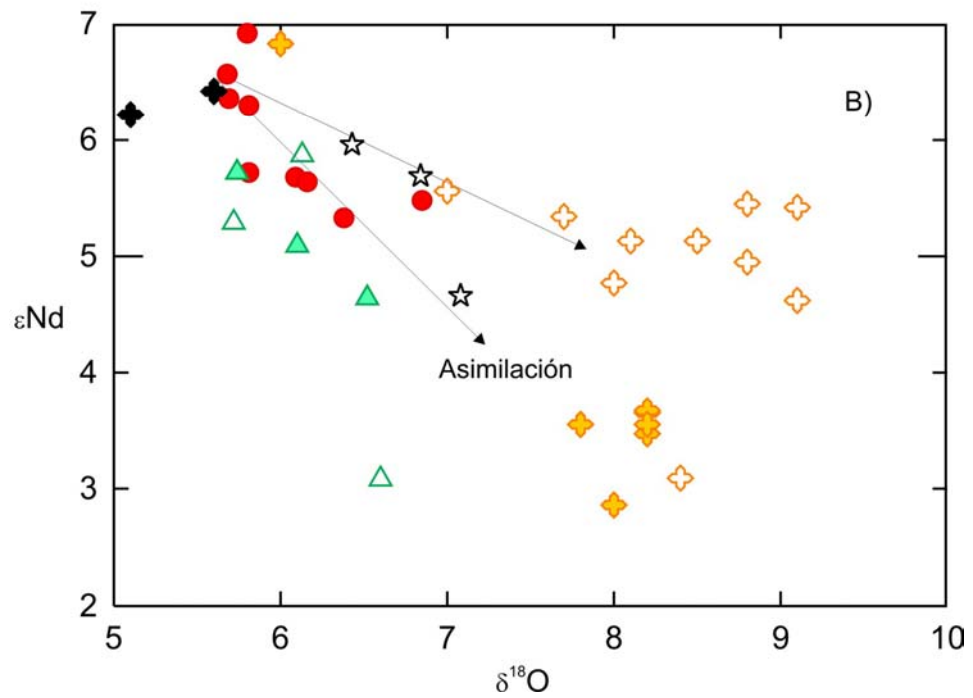
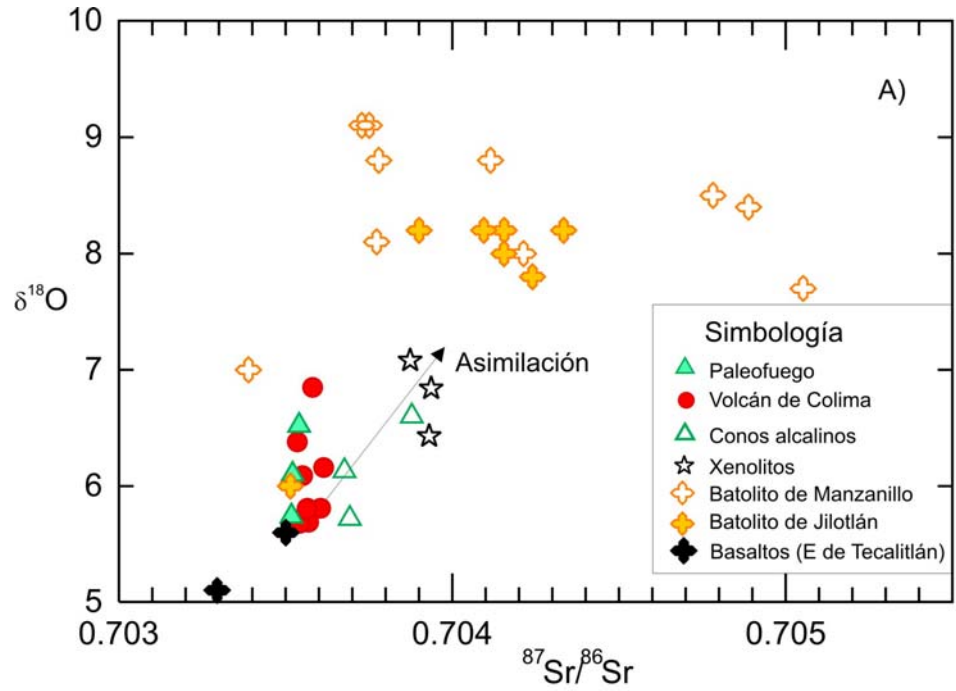


Figura 42. a) $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) $\delta^{18}\text{O}$ vs. ϵNd en el que se muestran los datos del Volcán de Colima, Paleofuego, conos alcalinos y xenolitos, comparados con los batolitos de Jilotlán y Manzanillo, así como la trayectoria esperada durante la asimilación.

En el caso de los isótopos de hidrógeno se reportan sólo tres datos, uno para el Cántaro obtenido en biotita (δH : -48‰), para el Paleofuego (δH : -23.8‰) y para el Volcán de Colima (δH : -34.8‰) obtenidos en hornblenda. Es preciso mencionar que para la obtención de datos de isótopos de hidrógeno la hornblenda y biotita no deben de presentar señales de reacción; este requisito sólo lo cumplieron estas tres muestras (Tabla 3). De hecho, la mayor parte de las hornblendas se encuentran visiblemente reemplazadas por opacitas, lo que hace complicado el estudio de los isótopos de hidrógeno. Sin embargo, con los datos obtenidos en las muestras frescas se puede deducir que los valores indican un origen magmático para el agua contenida en éstos minerales (Miyagi y Matsubaya, 2003).

Capítulo 7

DISCUSIÓN

En los dos últimos capítulos se abordará el problema del origen de las rocas intermedias del Complejo Volcánico de Colima (CVC) y su relación con el magmatismo alcalino adyacente, representado por el grupo de conos de escoria. Además, se planteará un modelo petrológico que involucra la participación simultánea de las Placas oceánicas de Cocos y Rivera. En éste trabajo se empleará la combinación de isótopos radiogénicos y estables en la búsqueda de un modelo probable para explicar el origen de las rocas intermedias del CVC. Otro punto que se discutirá en el capítulo posterior es la variación geoquímica e isotópica a través del tiempo en el CVC, así como también en función de la distancia desde la Trinchera Mesoamericana.

7.1 Contexto tectónico

Espacialmente, el CVC está localizado cerca del oeste del CVTM, solamente a 175 km al NE de la Trinchera Mesoamericana, en donde la zona limítrofe entre las Placas de Cocos y Rivera se subduce por debajo de la Placa de América del Norte (Fig. 2). El límite entre las dos placas oceánicas tiene una orientación de 40° NE, de acuerdo con Bandy et al. (1995) y se extiende desde el Graben El Gordo hasta por lo menos las coordenadas 19.3° N y 103° W (Fig. 2). Los mismos autores sugieren que la divergencia a lo largo del límite induce convección térmica del manto y provoca levantamiento, adelgazamiento y

estiramiento de la corteza continental. Además, proponen que el límite manto-corteza está localizado a una profundidad de 28 a 35 km. Por otra parte, la geometría de la placa de Rivera fue discutida por Pardo y Suárez (1993), quienes consideran una inclinación inicial de 10° a una profundidad de 20 km, ésta inclinación aumenta gradualmente hasta llegar a los 50° a una profundidad de 40 km, y finalmente estiman una profundidad de 100 km por debajo del Volcán de Colima.

Con este esquema tectónico en mente, la parte siguiente de este capítulo estará dirigida hacia aspectos diversos de generación de magmas calci-alcalinos y alcalinos en el CVC, la influencia de la corteza continental, la profundidad de emplazamiento de los magmas, la fuente mantélica, la influencia de la placa subducida, la mezcla de magmas, cristalización fraccionada, y por último la asimilación cortical o una combinación de cristalización fraccionada y asimilación simultánea (AFC, por sus siglas en inglés).

7.2 Profundidad de emplazamiento de los magmas del CVC

Algunos estudios indican que la mayoría de los magmas de composición andesítica se almacenaron en cámaras magmáticas someras antes de ser expulsados a la superficie (< 20 km) (Gill, 1981). En el caso de los magmas andesíticos del CVC, éstos muestran evidencias geoquímicas y mineralógicas que indican su probable almacenamiento en cámaras magmáticas someras. La asociación mineral plg + opx + cpx ± hornblenda + titanomagnetita sugiere que los magmas se estabilizaron a presiones corticales (<10 kb; entre 2 y 4 Kb) (Martel et

al., 1999). Por otra parte, estudios sísmicos también estiman profundidades de la cámara magmática por debajo del Volcán de Colima entre 5 y 10 km (Medina et al., 1996), entre 4 y 7 km (Núñez-Cornú et al., 1994) y entre 4 y 9 km (Zamora, 2003). Los patrones de tierras raras (Fig. 37), así como los cocientes La/Yb: 5.51-28.11 y Sm/Yb: 3.35-5.84 (Fig. 43) también son consistentes con los magmas estabilizados en una fuente sin granate. Los patrones de REE de los magmas alcalinos y probablemente también los magmas del Cántaro sugieren que se estabilizaron a profundidades mayores, debido a que la relación La/Yb= 16.16 - 31.42 (Fig. 43) indica una zona con granate en la fuente mantélica. La asociación mineralógica de ol-sp + cpx + tmt también sugieren que los magmas se estabilizaron a profundidades mayores (Jaques y Green, 1980). Los magmas alcalinos probablemente no se almacenaron en cámaras magmáticas, sino que es factible que hayan ascendido a través de fracturas a una velocidad más rápida que los magmas andesíticos, dado que su viscosidad es menor que la de estos últimos.

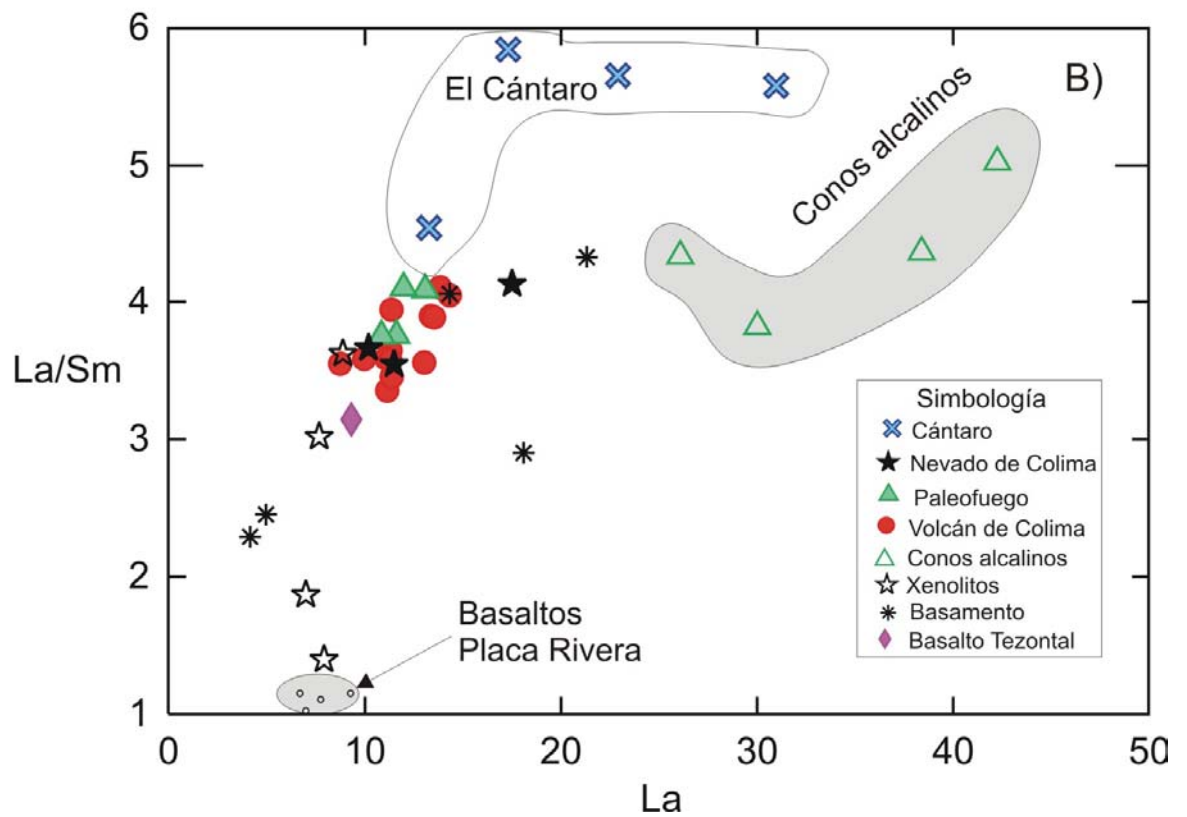
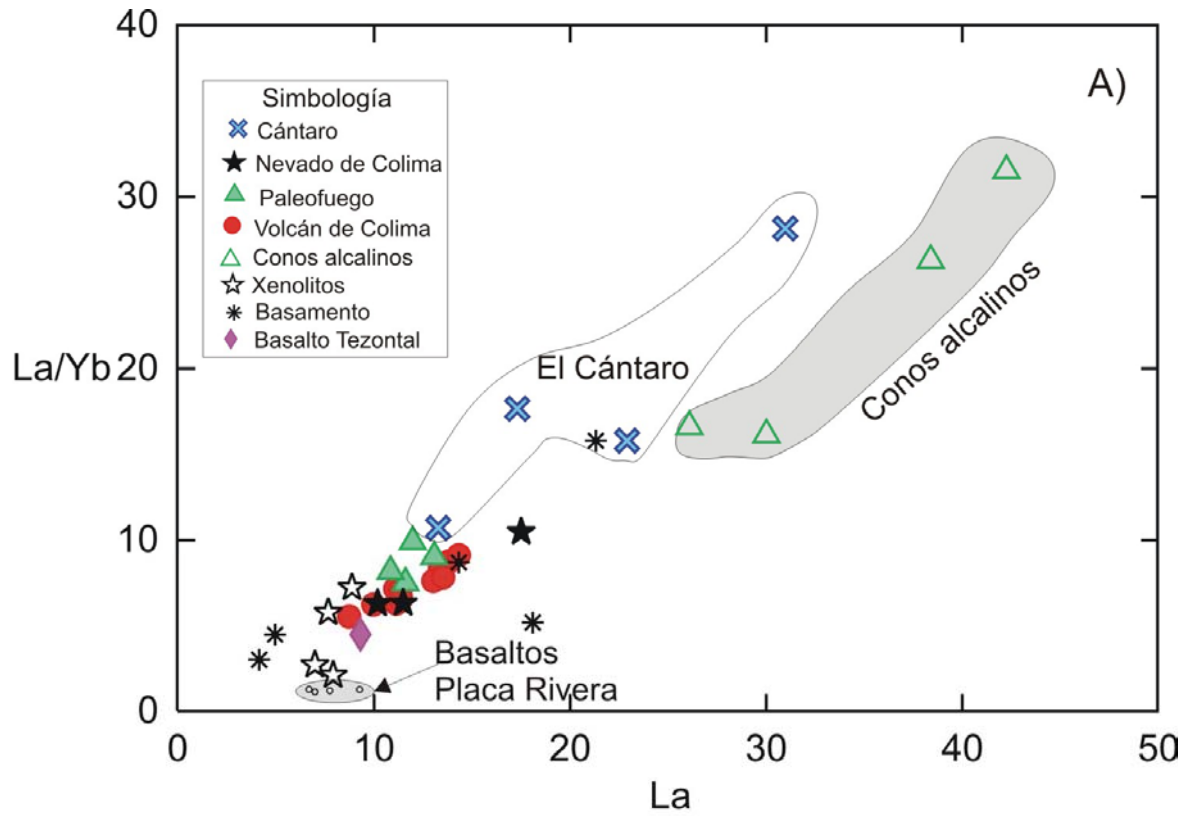


Figura 43. a) Diagrama que muestra la relación La/Yb vs. La . b) Diagrama de La vs. La/Sm .

7.3 Fuente de los magmas

La fuente del manto puede ser inferida a partir de cocientes elementales de Zr, Hf, Ta, Nb, y REE como Dy, Ho, Er y Lu, pues se sabe que estos elementos pertenecientes a los HFSE (*High Field Strength Elements*) comúnmente son insolubles en fluidos acuosos (Tatsumi, 1989; McCulloch y Gamble, 1991; Davidson, 1996). Los cocientes elementales como Nb/Ta, Zr/Hf pueden ser utilizados para inferir la firma geoquímica de la fuente mantélica, dado que los coeficientes de partición para ambos elementos son muy similares. Particularmente en el caso de la relación Nb/Ta puede servir como una medida del grado de empobrecimiento de la fuente. Los dos elementos tienen la misma valencia y aparentemente el mismo radio iónico (Shannon, 1976), y la dificultad de fraccionarlos durante la fusión parcial ha sido ampliamente reconocida (Elliot, 2003). Así que los líquidos magmáticos deben preservar fielmente la relación Nb/Ta de la fuente mantélica (Elliot, 2003). Siguiendo esta lógica, en el caso de los magmas calci-alcalinos del CVC, las características geoquímicas (p. ej. Nb/Ta, Zr/Nb, Zr/Hf), y por otro lado la isotopía de Sr, Nd, Pb y O, parecen indicar que los magmas provienen de una fuente mantélica, localizada en la cuña del manto debajo del CVC (Fig. 44).

En cambio la composición de los basaltos alcalinos sugiere que fueron generados en un manto más profundo, pero durante su ascenso probablemente interactuaron con una zona metasomatizada con fluidos de subducción.

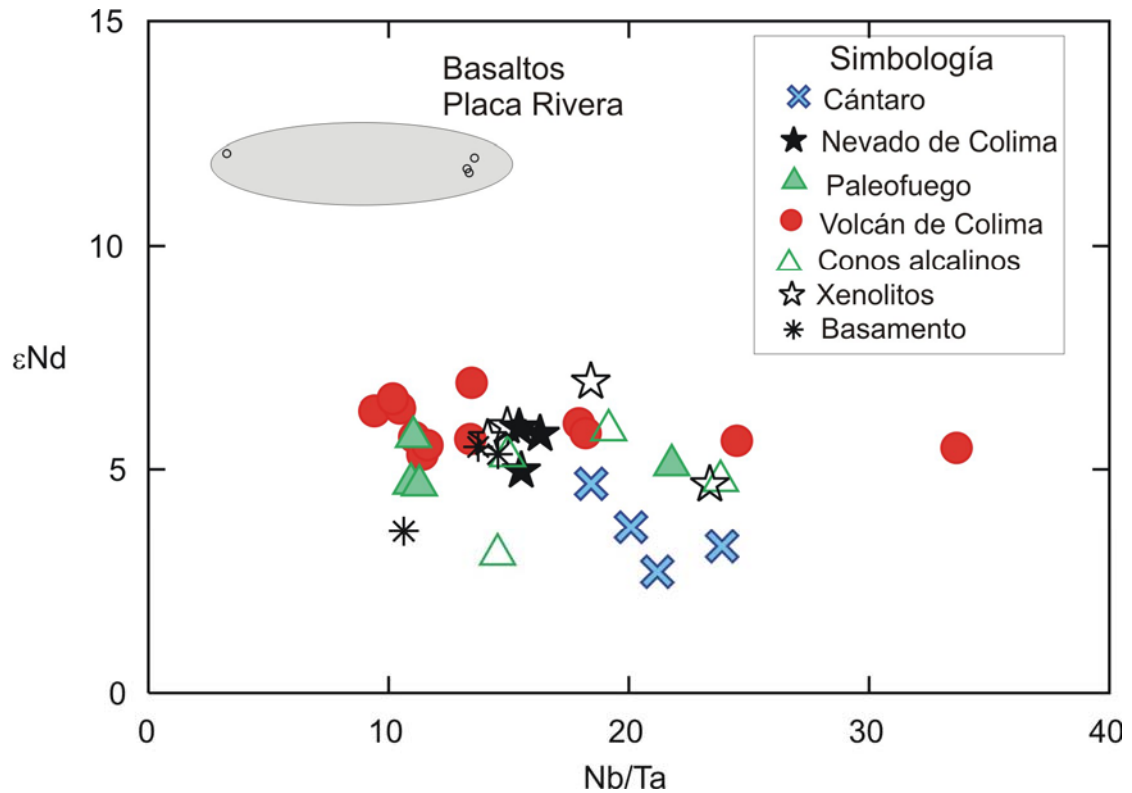


Figura 44. Diagrama Nb/Ta vs. ϵ_{Nd} en el que se presentan los datos del CVC comparados con los de los basaltos de la Placa Rivera.

7. 4 Aportaciones geoquímicas de la placa subducida

Las firmas de subducción en los magmas relativamente evolucionados pueden ser difíciles de identificar debido a que los procesos de diferenciación y contaminación cortical, en alguna medida pueden enmascarar los contenidos elementales e isotópicos provenientes de la placa subducida (Davidson, 1996). Sin embargo, como es el caso de las rocas andesíticas del CVC, tales muestras aún exhiben características geoquímicas derivadas del proceso de subducción. Los picos positivos (enriquecimientos) en Pb, Ba, K y Sr en los diagramas multielementos normalizados con valores del manto primitivo (Fig. 37), cocientes

elementales altos de LILE/HFSE (P.ej. Ba/Nb:72-249, Ba/La: 29-62)(Fig. 45), son algunas evidencias de una firma geoquímica que sugiere la presencia de componentes de subducción (Hawkesworth et al., 1977; Arculus y Johnson, 1981; McCulloch y Gamble, 1991; Tatsumi y Eggins, 1995; Elliot, 2003). Sin embargo, los picos positivos de Pb, Ba, K y Sr también pueden ser atribuidos a la contaminación cortical. Por otro lado, es evidente que la subducción juega un papel importante en las firmas geoquímicas impartidas a los magmas debajo del CVC, lo cual ha sido discutido por Luhr (1992). El problema ahora es distinguir entre subducción y contaminación.

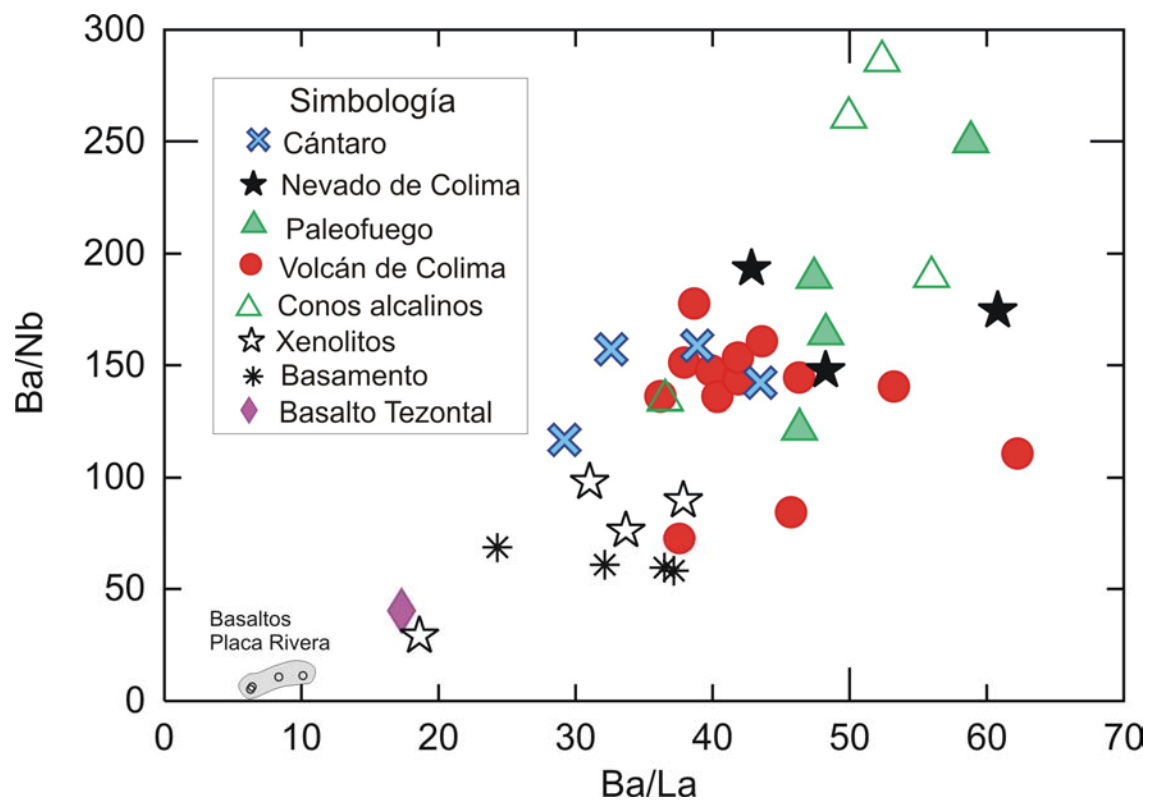


Figura 45. Diagrama que muestra la relación Ba/Nb y Ba/La comparada con las muestras de los basaltos de la Placa Rivera.

Como consecuencia de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa América del Norte, en el área de Colima (Fig. 2) la litósfera

oceánica relativamente joven y caliente está siendo subducida con un ángulo de 50° (Pardo y Suárez, 1993; 1995). Aquí es importante notar que, en contraste, por debajo del sector central y oriental del CVTM, la Placa de Cocos está siendo subducida con un ángulo de menos inclinación ($\sim 15^\circ$). Además, esta última se compone por material más viejo y frío (Pardo y Suárez, 1993; 1995; Manea y Manea, 2004). Estas diferencias podrían explicar las variaciones en distintos elementos móviles como B, Cs y Rb a lo largo del CVTM, y corresponder a las estructuras térmicas distintas de la placa oceánica, como ha sido propuesto por Gómez-Tuena et al. (2004).

El B es un elemento extremadamente móvil durante la deshidratación de la placa subducida, mientras que el Nb es altamente inmóvil (Moran et al., 1992; Bebout et al., 1993; Ishikawa y Tera, 1997). El cociente de las concentraciones (Nb/B) es un indicador muy sensible para determinar procesos de subducción (Ishikawa y Tera, 1997), además no es afectado significativamente por procesos de fusión parcial ni cristalización fraccionada (Ishikawa y Tera, 1997). En este sentido los valores encontrados para las rocas calcoalcalinas del CVC son $Nb/B < 0.7$ (Fig. 46), aunque se tiene un valor de 1.82 para una sola muestra, en general los valores son más bajos que los reportados por Ryan et al. (1996) en zonas tipo OIB ($Nb/B = 5$ a 50) o en MORB ($Nb/B = 2$ a 5), lo cual sugiere que en la generación de las rocas del CVC participaron fluidos enriquecidos en B derivados de la subducción. Sin embargo, también es posible la participación de la corteza continental dado que ésta presenta valores bajos de la relación Nb/B. Los conos

alcalinos tienen una relación Nb/B alta, probablemente debido al metasomatismo de la cuña del manto (Fig. 46).

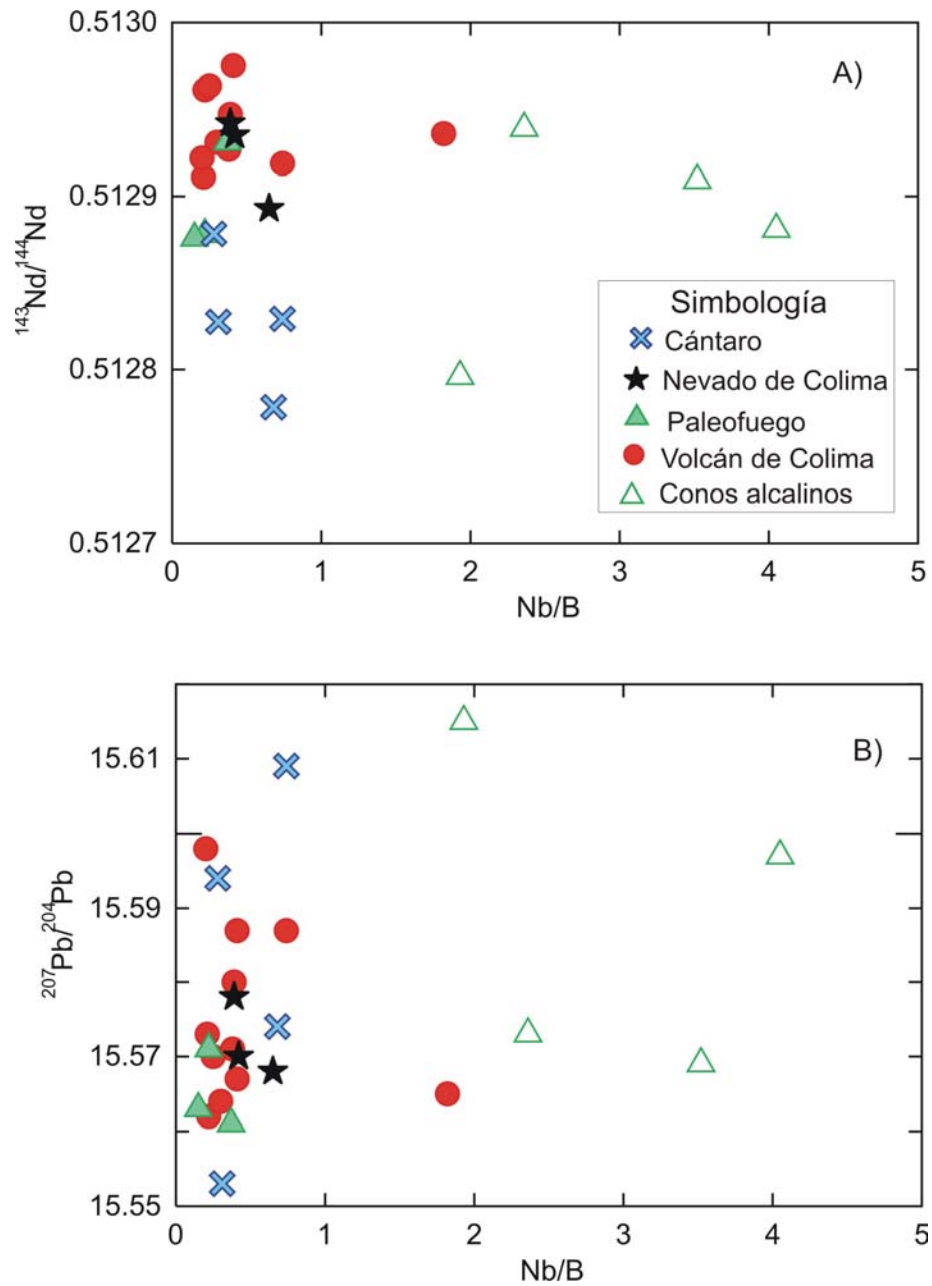


Figura 46. A) Diagrama que muestra las variaciones entre la relación Nb/B vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. B) Diagrama que muestra la variación entre Nb/B y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Por otro lado, se ha inferido que la disminución de B a través de los arcos volcánicos puede reflejar los cambios en la composición de la placa subducida

(p.ej. disminución de B/Be) a medida que la placa desciende y se calienta (Leeman, 1996). En este sentido, probablemente las concentraciones de B (8-18 ppm) y Be (1-2 ppm) de los magmas del CVC reflejan las características de la placa oceánica subducida, así como de la naturaleza y cantidad de los sedimentos subducidos por debajo de la Placa de América del Norte. Sin embargo, aún no se tiene una base de datos analíticos suficientemente grande de la composición de los sedimentos que subducen por debajo del área del CVC y por lo tanto resulta difícil evaluar su contribución.

En el caso de las muestras del CVC, excepto los conos alcalinos, se observan valores ligeramente bajos de Cs y Rb (60-100 veces valores del manto primitivo; Fig. 37) en comparación con otros volcanes del CVTM, como el volcán Popocatepetl, localizado en la región central del CVTM (110-120 veces los valores del manto primitivo; Schaaf et al., 2005), lo cual podría confirmar los argumentos de Gómez-Tuena et al. (2004), quienes resaltan la importancia de los fluidos derivados de la placa subducida en la generación de los magmas. Sin embargo, estas variaciones también pueden ser explicadas mediante una mezcla de componentes procedentes de un manto superior heterogéneo, así como asimilación de litologías diferentes de la corteza continental (Schaaf et al., 2004).

Por otra parte, los isótopos de Sr-Nd-Pb son trazadores sensibles de las contribuciones de la cuña del manto y la litósfera oceánica en magmas asociados a zonas de subducción (Tatsumi y Eggins, 1995). Se ha documentado que en los arcos volcánicos continentales se despliegan arreglos con tendencias negativas en los diagramas de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Hawkesworth et al., 1993). Los magmas asociados a subducción típicamente exhiben arreglos con pendientes

pronunciadas en los diagramas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Generalmente se ubican en áreas intermedias entre MORB y/o traslapándose con éstos y las zonas representadas por los sedimentos locales (Hawkesworth et al., 1993), lo cual sugiere la incorporación de Pb derivado de los sedimentos incorporados a la fuente de los magmas asociados a la subducción (Fig. 40).

En cuanto a los datos isotópicos del CVC presentados en diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figs. 39, 40, 41, respectivamente), se observa que los valores de las rocas del CVC se localizan en una región intermedia entre los valores de los basaltos de cordillera meso-oceánica (MORB: Placas de Rivera y Cocos) y sedimentos correspondientes a la Placa de Cocos y turbiditas, lo que sugiere que ambos componentes pueden ser en alguna medida materiales involucrados en la generación de los magmas parentales. Más adelante se presentan los resultados de un modelado hecho para explicar el papel de estos componentes de subducción en la génesis de las rocas del CVC.

Las relaciones isotópicas de Sr-Nd y Pb son más bajas para el CVC comparadas con otros centros volcánicos como el Nevado de Toluca y Popocatepetl (Fig. 47) (Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005).

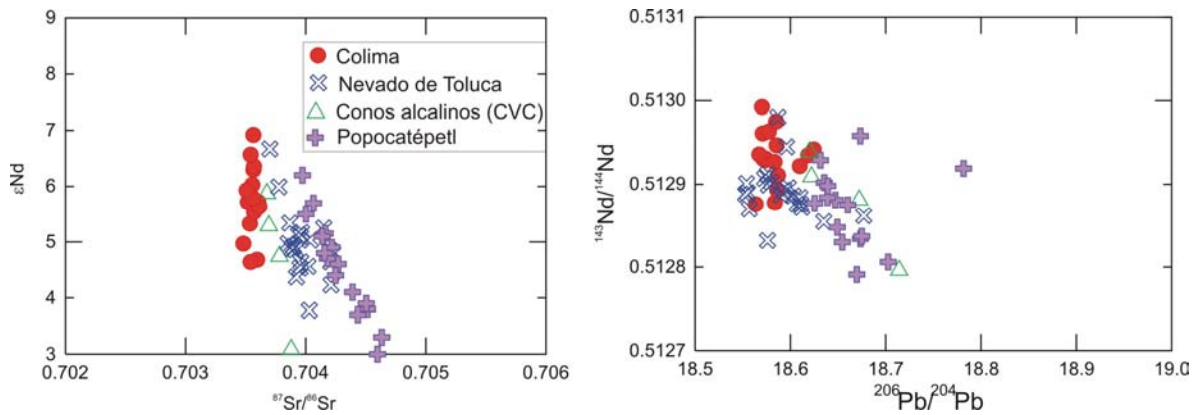


Figura 47. Variaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb de los volcanes Colima, Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004), Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) y conos alcalinos del Complejo Volcánico de Colima (CVC).

7.4 Mezcla de magmas

La mezcla de magmas ha sido probablemente un proceso magmático importante durante la evolución del CVC. Específicamente este proceso ha sido discutido por Luhr y Carmichael (1980), Robin et al. (1991) y Mora et al. (2002) en el Volcán de Colima. La mezcla de magmas ocurrió previamente al periodo de 1818-1913, donde un líquido magmático diferenciado fue perturbado por la inyección de un pulso máfico. Ésta idea fue propuesta por Robin et al. (1991), quien sugirió que las fases efusivas y explosivas corresponden a la etapa de inyección de un pulso nuevo de magma en el sistema. Por otro lado, Luhr y Carmichael (1980) interpretaron los enriquecimientos anómalos de elementos traza compatibles encontrados en andesitas de hornblenda y olivino del Volcán de Colima como el resultado de procesos de mezcla de magmas. Estos autores también discutieron sobre las evidencias texturales, tales como la presencia de inclusiones abundantes de vidrio observadas en núcleos de plagioclasa rodeados

por bordes sódicos libres de inclusiones, así como de zonamientos inversos en ortopiroxenos y clinopiroxenos. Mora et al. (2002) propusieron una mezcla de dos magmas andesíticos con contenidos diferentes de sílice, grados distintos de diferenciación y contenido de cristales.

En este trabajo se destaca la observación de fenocristales de olivino (p. ej. en los depósitos de 1913), con un borde de reacción, el cual está formado por titanomagnetita con textura simplectítica, piroxeno, plagioclasa y hornblenda lo que sugiere un desequilibrio con el magma que los rodea. Además, se puede esperar un origen basáltico en el manto para estos fenocristales (Fig. 26B). Se sabe que el olivino puede desaparecer al reaccionar con el líquido a medida que la temperatura disminuye (Eggler, 1972; Grove et al., 1997), así que el olivino no es una fase estable en magmas andesíticos con temperaturas $<950^{\circ}\text{C}$ (Martel et al., 1999). Las evidencias de corrosión y reemplazamiento de plagioclasa, piroxeno y hornblenda, descritas en el capítulo 5 (Figs. 25, 26, 27) sugieren procesos complejos de desequilibrio entre los fenocristales y el magma. La plagioclasa con textura de tamiz, se pudo haber desarrollado por el aumento de la temperatura en el sistema magmático o por la pérdida de presión (Vance, 1965; Cox et al., 1979). El ortopiroxeno con evidencias de corrosión y la cristalización de hornblenda normalmente se atribuye al incremento del contenido de agua en el magma durante la cristalización (Naney, 1983). Quizás una de las características más notables en las muestras del CVC, es la presencia de hornblenda con bordes de reacción compuestas por opacita. Estos bordes pudieron formarse como respuesta de la pérdida de agua del magma durante su ascenso procedente de un

almacén localizado a 8 km de profundidad en condiciones aproximadamente adiabáticas (Rutherford y Hill, 1993), es decir durante la descompresión.

Las evidencias petrográficas de corrosión y remplazamiento en los fenocristales, sugieren desequilibrio térmico y composicional, o desequilibrio inducido por la pérdida de presión durante el ascenso de los magmas (Cox et al., 1979). Durante el ascenso, los magmas andesíticos pueden perder agua y como consecuencia precipitar plagioclasa; si el magma asciende rápidamente el agua se retiene, lo cual puede estabilizar a los fenocristales de hornblenda a expensas de la plagioclasa (Carmichael et al., 1996). Todas estas observaciones indican que debió existir algún proceso que desencadenó el desequilibrio. Probablemente ocurrió la inyección de un magma básico en cantidades muy pequeñas, como fue sugerido por Robin et al. (1991), pero aún faltan más evidencias para sustentar esta idea. Sin embargo, es posible que los fenocristales de olivino rodeados por un anillo de reacción con texturas simplectíticas representen vestigios de este magma básico.

La homogeneidad isotópica en los isótopos de estroncio de las andesitas del CVC no permite la identificación de los componentes individuales de la mezcla entre un componente básico y un componente más evolucionado. Además, los fenocristales de olivino son muy escasos (~0.1%; Tabla 1) en comparación con las abundancias observadas en otros estrato-volcanes del CVTM (p.ej. Iztaccíhuatl [Nixon, 1988]; Popocatepetl [Schaaf et al., 2005]). La homogeneidad marcada de las relaciones isotópicas de Sr sugiere que los procesos de mezcla no fueron dominantes en la génesis de los magmas del CVC, sin embargo no se niega que este proceso pudo ocurrir, dado que si existe mezcla entre un componente

primitivo y un componente diferenciado pertenecientes al mismo sistema magmático, entonces no deberían existir diferencias isotópicas. Aunque también cabe la posibilidad de un proceso de mezcla entre dos componentes sin contraste composicional marcado (Mora et al., 2002). Las características de desequilibrio, también han sido interpretadas como la causa de la convección dentro de un cuerpo magmático con una sola composición, esto se logra mediante la pérdida de calor en el techo y paredes de la cámara magmática (Couch et al., 2001). En el caso de los isótopos de Nd y Pb, éstos muestran ligeras variaciones, las cuales pueden ser explicadas como el producto de la asimilación cortical o la adición de sedimentos provenientes de la placa subducida. Nuevamente el problema de la distinción entre la subducción y la contaminación cortical está presente. Más adelante se discutirá este problema.

7.6 Cristalización fraccionada

Sin duda que la cristalización fraccionada ocurrió durante la diferenciación de los magmas calci-alcálicos del CVC. Las evidencias petrográficas observadas en las lavas como la presencia de fenocristales euhedrales de plagioclasa, piroxeno (hiperstena y augita) y hornblenda, acompañada por algunos arreglos o tendencias elementales (p. ej. tendencias negativas de CaO, MgO, TiO₂, y cambios de pendiente en las tendencias lineales de los elementos traza compatibles (Cr, Ni, Co) que indican la cristalización de una fase nueva como el clinopiroxeno (Cox et al., 1979; Wilson, 1993)) (Figs. 32, 34), sugieren que la evolución de los magmas andesíticos fue dominada por la cristalización

fraccionada de piroxeno, plagioclasa, titanomagnetita \pm hornblenda. Por otro lado, los datos isotópicos de Sr sugieren a la cristalización fraccionada como un proceso presente durante la génesis de magmas, en el diagrama de $1/\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 48a) se observa una distribución horizontal y muy homogénea de cocientes isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Este comportamiento es característico de los magmas que han experimentado dicho proceso de diferenciación (Briquet y Lancelot, 1979).

Además, surge la pregunta si los magmas del CVC pudieron haberse fraccionado en un sistema abierto o cerrado. El problema puede ser parcialmente resuelto mediante la observación de las variaciones de los isótopos de oxígeno. Taylor y Sheppard (1986) encontraron que durante la cristalización fraccionada en un sistema cerrado, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del líquido final nunca se desvía apreciablemente del valor de $\delta^{18}\text{O}$ del líquido inicial. En este caso referido por Taylor y Sheppard (1986) se observaría un incremento muy ligero de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (<0.2-0.8 ‰) durante la diferenciación. Los autores concluyen que en principio, las variaciones mayores a 1 ‰ deberían involucrar otros procesos adicionales a la cristalización fraccionada, lo cual es el caso en los magmas del CVC, que presentan variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ mayores a 1.17 ‰ (Tabla 3).

Es notable que en las muestras del CVC no se observa una correlación sistemática entre la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y el SiO_2 . Como comparación se graficó un dato correspondiente a un basalto calci-alcalino (basalto Tezontal) localizado al sureste de Ciudad Guzmán y al este de Tecalitlán, Jalisco (Fig. 48b). Este basalto puede representar una composición similar a la del magma parental de las rocas del CVC (Luhr, 1997). El basalto Tezontal exhibe relaciones

isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ casi idénticas a las que tienen los magmas del CVC (Fig. 48b). Esta observación sugiere la presencia de procesos tipo AFC (*Assimilation-Fractional-Crystallization*, por sus siglas en inglés) que involucran asimilantes con diferencias isotópicas pequeñas comparadas con las del magma ascendente. La evidencia física más clara de asimilación cortical de los magmas del CVC, radica en la presencia de xenolitos de naturaleza plutónica parcialmente fundidos y descritos anteriormente. En el siguiente capítulo se discutirá la asimilación cortical como un proceso de sistema abierto que ocurrió durante la petrogénesis de los magmas del CVC.

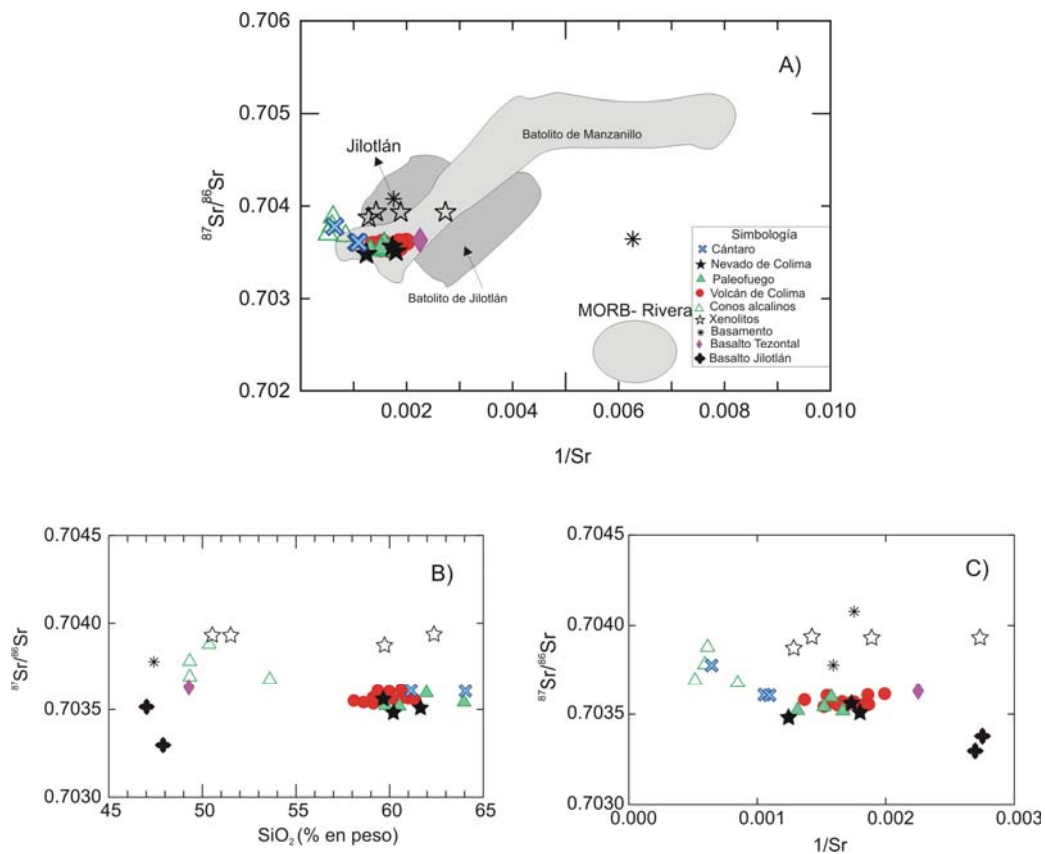


Figura 48. a) Diagrama que muestra la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$, presentando los datos del CVC, xenolitos, basamento y basalto del Volcán Tezontal. b) Diagrama en el cual se grafica SiO_2 versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para muestras del CVC, xenolitos, basamento y el basalto Tezontal (Luhr, 1997).

7.7 La importancia de la corteza

La zona central del arco volcánico continental de los Andes presenta algunas características similares a las que se encuentran en el CVTM y por tanto puede servir como un caso análogo. En los Andes se ha documentado que el espesor cortical, la edad de la corteza, así como su composición litológica influyen de forma importante en la adquisición de firmas geoquímicas e isotópicas de los magmas (Thorpe et al., 1984; Hildreth y Moorbath, 1988; Davidson et al., 1991; Kay et al., 1991; Tormey et al., 1991). Hildreth y Moorbath (1988) destacan la importancia de una corteza joven de naturaleza gabrónica o tonalítica, la cual puede aportar fundidos parciales que no tienen un contraste isotópico notable comparado con los magmas cuaternarios de los volcanes andinos. En este caso, los datos isotópicos de Sr formarían tendencias o arreglos sub-horizontales en un diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$. Además, Hildreth y Moorbath (1988) sugieren que la interacción química entre el magma y la corteza en los Andes está en gran medida relacionada al espesor cortical. Quizás la mayor contribución de estos autores es la propuesta de la existencia de una zona denominada MASH (*Melting, Assimilation, Storage and Homogeneization*, por sus siglas en inglés). En esta zona, los valores químicos e isotópicos de cada volcán estarían regulados principalmente por la mezcla de magmas provenientes del manto y magmas derivados de la corteza inferior. No obstante, mencionan que pueden ocurrir procesos de asimilación cortical y de AFC durante el ascenso de los magmas que se almacenan en cámaras magmáticas. Es decir, además del proceso principal

(mezcla de magmas en zonas MASH), sobre las firmas geoquímicas de cada volcán influyen también, tanto la profundidad de su zona MASH, como la edad, composición y contribución de la corteza inferior.

En cuanto al estudio presente, en la región de Colima se ha documentado la presencia de un cinturón plutónico que varía en edad del Cretácico tardío al Paleoceno y que se extiende a lo largo de la costa desde Puerto Vallarta hasta Manzanillo con una elevación promedio de 1000 msnm (Zimmermann et al., 1988; Wallace et al., 1992; Schaaf et al., 1995). En sus investigaciones submarinas a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (18°-19°N), Mercier de Lépinay et al. (1997) reportan la presencia de granodioritas y gabros con edades obtenidas en apatitos por trazas de fisión de 57.3 ± 3 Ma y 55.7 ± 2.5 Ma. Estas edades del periodo pre-Eoceno, resultan contemporáneas con las de los plutones costeros del Pacífico mexicano, localizados entre Puerto Vallarta y Manzanillo (Schaaf et al., 1995).

Por otra parte, es probable que estos cuerpos intrusivos se extiendan aún por debajo del CVC, formando parte del basamento local, según lo indica la presencia de xenolitos de origen plutónico incluidos en las lavas del Volcán de Colima y en los lamprófiro de los conos de escoria localizados alrededor del CVC (Allan y Carmichael, 1984). En consecuencia, así como en el caso de los Andes centrales (Hildreth y Moorbath, 1988), no extrañaría que algunas de las características de los magmas expulsados en el CVC, hayan sido adquiridas durante su paso a través de estos cuerpos intrusivos corticales (Fig. 49). Las rocas carbonatadas que afloran en los alrededores del CVC no parecen haber jugado un papel importante en la composición química de las rocas extruidas (ver Fig. 3). En este trabajo se aportan evidencias que los plutones que forman esta cordillera del

Pacífico (Mercier de Lépinay et al., 1997), ya sea como roca huésped para las zonas de acumulación de magmas, o su fusión parcial durante la interacción con los magmas en zonas MASH, han afectado en alguna medida las características geoquímicas de las lavas del CVC (Fig.49). Más adelante se discutirán los argumentos geoquímicos y petrográficos que sustentan esta idea. Por el momento se ha puesto en relieve la información geológica local.

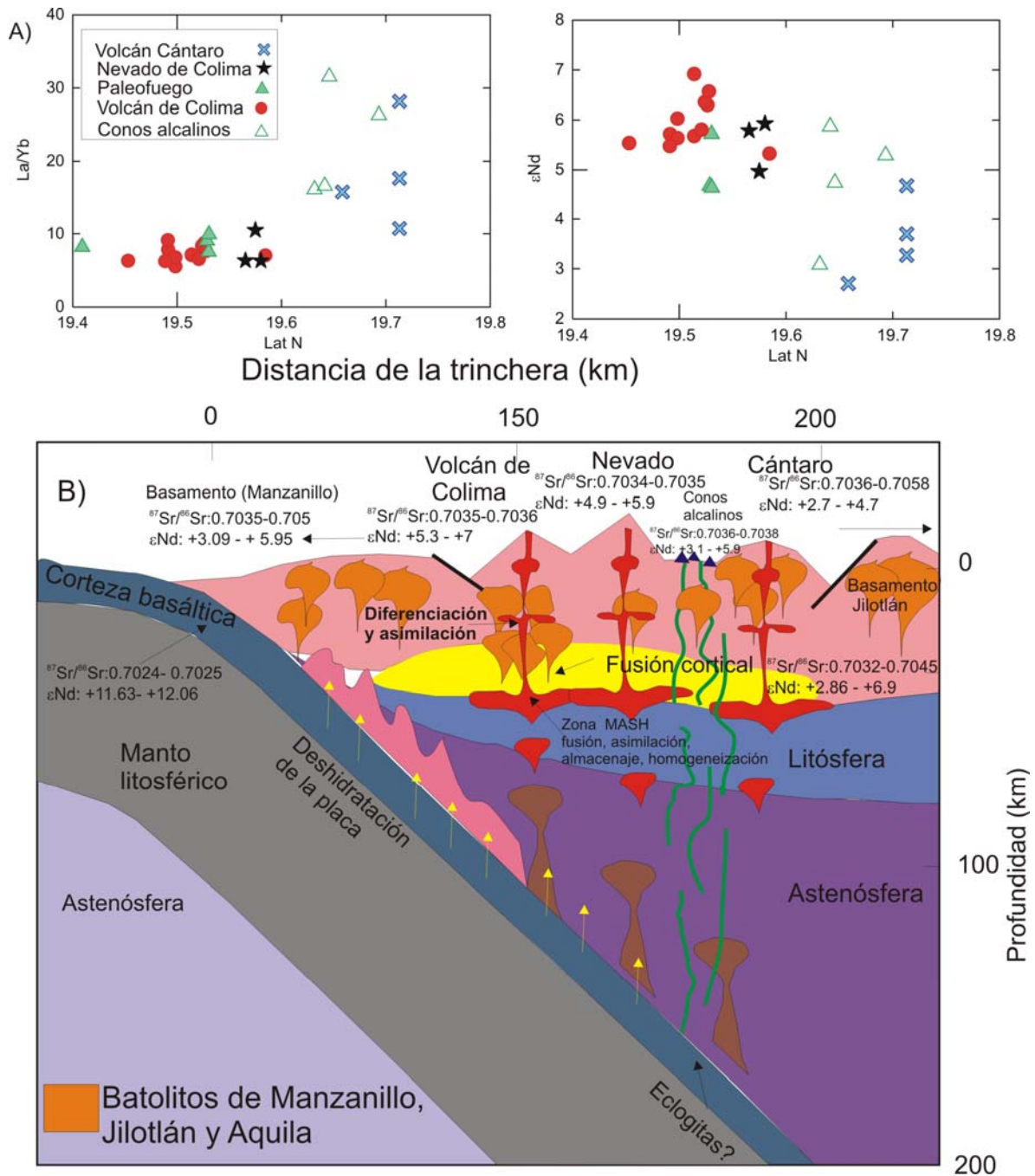


Figura 49. A) Diagramas que muestran la variación de la relación La/Yb y ϵNd con respecto a la latitud. B) Esquema que muestra la localización de los volcanes del CVC con respecto a la trinchera y su posible escenario de generación, así como las firmas isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y ϵNd para cada centro volcánico y valores isotópicos del basamento con el que interactúan los magmas (batolitos de Manzanillo y Jilotlán) y la Placa de Rivera.

7.8 Asimilación cortical

En principio, los métodos isotópicos representan una herramienta ideal para resolver el problema de la asimilación cortical. Las firmas isotópicas generalmente no cambian durante los procesos de cristalización fraccionada o la fusión parcial (Dickin, 1995), pero sí lo hacen durante la interacción con materiales corticales (De Paolo y Wasserburg, 1979).

Considerando que la corteza debajo del CVC tiene un espesor que varía entre 28 y 35 km y que el basamento es en promedio granodiorítico con una edad de ~69 Ma (Allan, 1986; Schaaf, 1990) se discute la importancia de la asimilación cortical durante la petrogénesis de los magmas en el CVC, con base en las evidencias aportadas por las observaciones de campo, así como la petrografía y la geoquímica.

Los xenolitos de composición máfica e intermedia de origen plutónico, que se encuentran incluidos en algunos magmas andesíticos de edad prehistórica (p.ej. Col-20), presentan en si mismos suficiente evidencia que indica la interacción entre el magma y la corteza durante el ascenso del magma. Las evidencias petrográficas de fusión parcial de estos xenolitos se presentan en la figura 28, donde se observa claramente la presencia de vidrio café e incoloro, fenocristales de cuarzo con bahías o golfos de corrosión, piroxeno intensamente corroído y parcialmente remplazado por vidrio, además de abundante plagioclasa como producto del remplazamiento. La presencia de vidrio sugiere que el líquido formado en los bordes del xenolito se enfrió rápidamente (Cox et al., 1979). Durante el ascenso del magma andesítico, se formaron cristales tabulares

robustos de plagioclasa que remplazaron al piroxeno, tal y como está evidenciado por acumulaciones de cristales con vidrio café intersticial (Fig. 28). Esto sugiere que los xenolitos fueron atrapados por magmas andesíticos que tenían una temperatura superior a la del solidus del xenolito.

Con base en los nuevos datos para el CVC, se propone que la fusión parcial de la cuña del manto donde se originaron los magmas del CVC ocurrió en una zona carente de granate, excepto para el Volcán Cántaro, el cual presenta evidencias de granate en la fuente mantélica (Fig. 49). La primera formación de líquido magmático de composición basáltica se llevó a cabo en una zona relativamente profunda (zona de estabilidad de la espinela (entre 70 y 30 km) (Wilson, 1993)). Las evidencias más significativas para apoyar esta idea son los patrones heredados de REE y la relación La/Yb (Fig. 38; 49) así como la información existente acerca del espesor cortical (28-35 km), el cual no es suficiente para equilibrar el granate en la corteza. Durante el ascenso, el magma ya diferenciado fue acumulado en un almacén localizado a profundidades someras (4-9 km; p. ej. Medina et al., 1996). La acumulación ocurrió dentro de cámaras magmáticas basálticas alojadas en los complejos plutónicos o batolitos localizados debajo del CVC (Fig. 49), donde estas rocas plutónicas fueron parcialmente digeridas (Fig. 28). Como el basamento debajo del CVC está formado por rocas similares a los intrusivos de Manzanillo, Jilotlán y Aquila (Fig. 3), los magmas del CVC experimentaron cristalización fraccionada intensa y fueron “contaminados” con un basamento plutónico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7033-0.7051; ϵNd : +2.9 a 6.8) con firmas isotópicas muy similares a las del magma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7035-0.7038; ϵNd : +2.7 a

+7). Por esta razón no se observan evidencias isotópicas claras de asimilación de material cortical. Es importante mencionar que los batolitos de Manzanillo, Jilotlán y Aquila representan las rocas plutónicas isotópicamente más primitivas hasta ahora analizadas de la porción mexicana de la cordillera de América del Norte (Schaaf, 1990) (Fig. 49).

Las interpretaciones plasmadas hasta este momento, en general concuerdan con las propuestas por Lassiter y Luhr (2001), quienes han discutido un modelo basado en el sistema isotópico Re-Os. En este modelo sus autores postulan proporciones pequeñas de contaminación con la corteza inferior, la cual produce sólo cambios pequeños en las firmas isotópicas de Sr, Nd, y Pb de los magmas. En el trabajo presente, en cambio, se propone la asimilación de basamento subvolcánico local de origen plutónico localizado a profundidades más someras, es decir entre 4 y 7 km de profundidad.

Una aportación importante del presente trabajo es la obtención e interpretación de los datos isotópicos de oxígeno, así como su combinación con los sistemas isotópicos de Sr y Nd. Los isótopos de oxígeno en los magmas del CVC difieren sustancialmente de los de los batolitos de Manzanillo y Jilotlán (Fig. 42a, 42b). Sólo tres muestras (gabros) de estos complejos se sitúan dentro o muy cerca del campo que restringe al CVC ($\delta^{18}\text{O}$ de +6.0 a +7.0 ‰). Las otras rocas (gabros, tonalitas y granodioritas) exhiben valores significativamente más altos de $\delta^{18}\text{O}$ (+7.7 a +9.1 ‰; valores de Schaaf [1990]). Para su mejor comparación, se presenta una gráfica (Fig. 42a) en la que se muestran valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes a dos muestras localizadas al este de Tecalitlán

cuya composición es máfica, estas muestras se utilizaron para construir el modelo dado que tienen datos reportados de $\delta^{18}\text{O}$, mientras que el basalto Tezontal no contiene datos. Estas muestras también pueden ser consideradas como ejemplares representativos con composición similar a un fundido primitivo parcial del manto superior sin diferenciación importante, pues exhiben los valores más bajos en $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comparados con los de la serie de muestras del CVC. Las muestras del CVC (excepto los conos de escoria), se ubican sobre una línea de mezcla trazada entre dos miembros finales representados por una componente basáltica y una componente plutónica (Fig. 42a). Los datos del CVC no presentan una correlación visible entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ como se esperaría durante la contaminación cortical con rocas de los plutones de Manzanillo y Jilotlán (Fig. 42a). Sin embargo, presentan relaciones isotópicas constantes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a $\delta^{18}\text{O}$. Las variaciones isotópicas de oxígeno podrían reflejar asimilación cortical (AFC) y cristalización fraccionada, ya que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ son del orden de 1.17 ‰ (Taylor and Sheppard, 1986). Hasta este punto, lo más destacable de la combinación entre sistemas isotópicos radiogénicos y estables, es el arreglo con una pendiente negativa que se forma al graficar la combinación de ϵNd y $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 42b). En la gráfica se observa una disminución de ϵNd a medida que incrementan los valores de $\delta^{18}\text{O}$, apuntando hacia los campos formados por los batolitos de Manzanillo y Jilotlán. Esta observación sugiere que la asimilación cortical ocurrió (probablemente entre 3 y 8 km) durante la petrogénesis de los magmas del CVC y que el basamento, representado por los batolitos de Manzanillo y Jilotlán, juega un papel en la petrogénesis de los

magmas del CVC. De hecho, se puede elaborar un modelo de mezcla simple (Fig. 50) utilizando la fórmula descrita por Faure (1986).

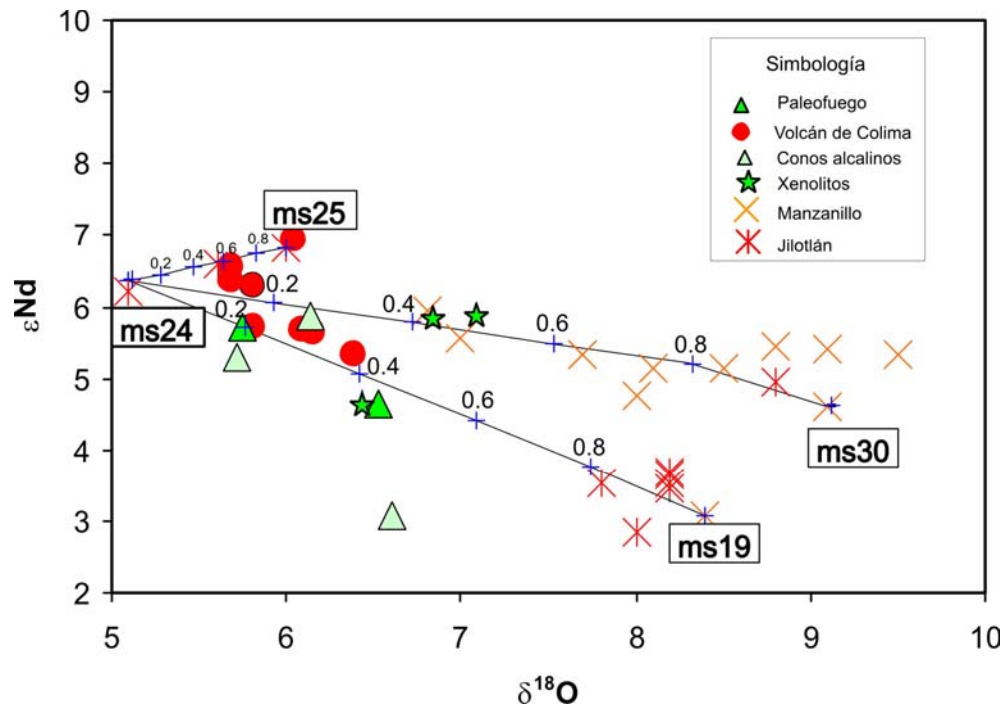


Figura 50. Modelo de mezcla simple utilizando como magma parental una roca de composición basáltica localizada en la región de Jilotlán: ms24 (basalto): $\delta^{18}\text{O}$ = 5.1‰ ϵNd = +6.22 y diversos contaminantes (ms25 (gabro): $\delta^{18}\text{O}$ = 6‰ ϵNd = +6.83, ms19 (granito): $\delta^{18}\text{O}$ = 8.4‰ ϵNd = +3.09, ms30 (granodiorita): $\delta^{18}\text{O}$ = 9.1‰ ϵNd = +4.62). Las proporciones de mezcla son de 0.2, 0.4, 0.6, 0.8. Se utilizó la fórmula $XM = XAf + XB(1-f)$. XM: Concentración del elemento en la mezcla, XA: Concentración del elemento en la componente A, XB: Concentración del elemento en la componente B, f: proporción del componente A en la mezcla.

Como se puede observar los modelos (Fig. 50), en buena medida pueden explicar que a partir de un magma parental representado por el basalto (ms24) que asimila una corteza de composición granítica (ms19) y granodiorítica (ms30) se pueden generar líneas de mezcla que pueden explicar la asimilación de material representado por los batolitos de Jilotlán y Manzanillo en distintas proporciones. Sin embargo, en el futuro se tendrá que emplear un magma parental más adecuado para el modelo. Por el momento, permite explicar en alguna

medida que a través de la asimilación de material plutónico se generan las tendencias negativas con enriquecimientos de $\delta^{18}\text{O}$ y una disminución del ϵNd .

Capítulo 8

MODELO PETROGENÉTICO

8.1 Evolución geoquímica e isotópica espacio-temporal del CVC.

Con base en los fechamientos reportados por Allan y Carmichael (1984), Allan (1986), Robin et al. (1987) y en los datos geoquímicos e isotópicos de este trabajo se puede establecer una discusión sobre los cambios geoquímicos a través del tiempo ocurridos en la cadena volcánica Cántaro-Nevado-Volcán de Colima. Los fechamientos radiométricos indican que el foco del vulcanismo estuvo localizado hace 1.5 – 0.95 Ma al norte del CVC, justo en el volcán Cántaro, a ~175 km de la Trinchera Mesoamericana. Durante este periodo fueron emplazados magmas andesíticos y dacíticos (SiO_2 : 60-64%), caracterizados por tener una asociación mineralógica (plg + hbl + bio + tmt), La/Yb:10.7-28, un enriquecimiento de las LREE con respecto a las HREE, patrones multielementos con una firma típica de subducción (anomalías negativas de Nb y Ti), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7036 a 0.7058, y el parámetro de ϵNd : +2.7 a +4.7, comparativamente más bajo que el de los volcanes Nevado, Paleofuego y Colima (Fig. 49).

Hace 0.53 Ma la fuente cambió de sitio hacia el S y el vulcanismo estuvo localizado a unos 17 km al sur del Cántaro desarrollándose el Nevado de Colima, donde permaneció entre 0.53 y 0.08 Ma. En este periodo se construyó el estratovolcán más grande del CVC, el cual contiene la acumulación mayor de andesitas y dacitas de todo el complejo. Esto implica que el aporte magmático fue mayor durante este periodo. Las características mineralógicas y geoquímicas más

importantes de los productos del Nevado de Colima incluyen la presencia de olivino y apatito abundante en algunas lavas, así como una abundancia mayor de U (> 3 ppm), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7034 a 0.7035, ϵNd : +4.9 a +5.9, La/Yb: 6.27-10.46, enriquecimientos en las LREE respecto a HREE y patrones multielementos característicos de magmas de subducción. La última etapa de actividad del Nevado ocurrió alrededor de 30,000 años. Durante este periodo se formó el domo El Picacho (Cortés-Cortés et al., 2005). Contemporáneamente a las últimas etapas de actividad del Nevado, 4.5 km hacia el S, se desarrolló el Volcán Paleofuego, el cual pudo haber tenido una altura de 4,100 msnm antes de su colapso en los últimos 10,000 años (Komorowski et al., 1997). Además, este volcán emitió derrames de lava importantes que alcanzaron más de 20 km de distancia a partir de la fuente, así como avalanchas de escombros de gran volumen emplazadas hacia el sur (Komorowski et al., 1997; Cortés-Cortés et al., 2005). La última avalancha de escombros fue el resultado del colapso parcial del edificio Paleofuego y formó una caldera abierta hacia el sur. La composición de sus productos varía de andesítica a dacítica, muestra patrones de REE con enriquecimientos en las LREE con respecto a las HREE, La/Yb: 7.46-9.86, firmas geoquímicas de subducción y características isotópicas que varían de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7035 a 0.7036, ϵNd : de +4.6 a + 5.7, muy parecidos a los valores del Nevado de Colima.

Por último, el actual Volcán de Colima se emplazó dentro de la caldera del Paleofuego. Este edificio volcánico está constituido por una alternancia de derrames de lava en bloque, flujos piroclásticos y depósitos de caída. Localizado a

175 km de la trinchera, en el frente sur de la cadena volcánica Cántaro-Colima, el Volcán de Colima constituye el nuevo y actualmente centro activo de emisión de lavas, cuya composición es andesítica, con variaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7035 a 0.7036, ϵNd +5.3 a +7, relativamente más empobrecidas que el resto de las series del CVC y la relación La/Yb varía de 5.51 a 9.11.

Contemporáneamente con el desarrollo del magmatismo calci-alcálido, se formaron algunos conos de escoria de afinidad alcalina (Luhr y Carmichael, 1982) con características geoquímicas muy distintas que incluyen enriquecimientos prominentes en las LREE con respecto a las HREE, una relación La/Yb de 16 a 31, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7036 a 0.7038 y ϵNd de +3.1 a +5.9, lo cual sugiere que los magmas alcalinos provienen de una fuente más profunda (con granate residual) que los magmas calci-alcálidos.

En resumen, las variaciones elementales e isotópicas más importantes que se observan de norte a sur son la relación La/Yb y ϵNd ; con los valores de La/Yb más altos para el Cántaro y conos alcalinos y más bajos para el Volcán de Colima (Fig. 49), mientras que el parámetro ϵNd es menor para el Cántaro y los conos alcalinos y mayor para el Volcán de Colima. Esta observación implica que los magmas, en el caso del Cántaro provienen de una fuente más profunda y que experimentaron contaminación cortical en un grado ligeramente más alto.

8.2 Relación entre el magmatismo alcalino y calci-alcalino

La relación espacio-temporal entre el magmatismo alcalino y calci-alcalino en el CVC, es uno de los problemas que más interrogantes presenta y en este trabajo se propondrá una hipótesis alternativa a las ideas previas, no sin antes mencionarlas.

El origen de las rocas alcalinas ha sido relacionado a los esfuerzos tectónicos que formaron al Rift de Colima y quizás al rompimiento de la zona occidental de México y su futuro desprendimiento del continente (Luhr y Carmichael, 1981; Allan y Carmichael, 1984), mientras que el origen de las rocas calci-alcalinas es el resultado de la subducción de las Placas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de América del Norte (Demant, 1978). Las dos series magmáticas y su asociación espacio temporal pueden ser una consecuencia de la superposición de los dos regímenes tectónicos: de subducción (asociado a las andesitas) y rifting (asociado a los magmas alcalinos) (Demant, 1978). Por otro lado se ha reportado la evidencia de mezcla pre-eruptiva entre los productos alcalinos y calci-alcalinos, registrada en depósitos de escoria en las pendientes del Nevado y el Volcán de Colima. Estas evidencias han sido interpretadas como el resultado de una inyección de magma basáltico alcalino dentro de un sistema subvolcánico calci-alcalino debajo del Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1981). Por otro lado, se ha propuesto que no existe un proceso petrogenético simple para explicar la relación entre el magmatismo calci-alcalino y alcalino, pero se han documentado evidencias de mezcla entre magmas alcalinos y calci-alcalinos (Luhr y Carmichael, 1982). Para Luhr et al. (1989) los magmas alcalinos y calci-

alcalinos provienen de la misma fuente del manto. Sus argumentos se basan en los patrones multielementos con similitudes entre basaltos calci-alcalinos y los lamprófiros, aunque los lamprófiros exhiben enriquecimientos mayores en Ti, K, P, Ba y Sr y empobrecimientos en Nb y Ti. Además, para Luhr et al. (1989) las variaciones isotópicas limitadas de Sr-Nd-Pb son consistentes con un mismo origen para las dos series magmáticas. De hecho Luhr (1997) argumenta que los lamprófiros son la esencia geoquímica de la subducción. Una propuesta interesante es la existencia de flogopita en la fuente de los magmas en el oeste de México, probablemente en forma de vetas ricas en flogopita que cortan las peridotitas astenosféricas (Carmichael et al., 1996). Sin embargo, si éste fuera el caso, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ debería ser mucho más radiogénica debido a que la flogopita contiene una alta relación Rb/Sr (Gómez-Tuena et al., 2005). Por último, Luhr et al. (1989) mencionan que los basaltos calci-alcalinos son generados por la fusión parcial de la misma fuente, la cual diluye la componente de las vetas con grandes proporciones de la fusión de la pared peridotítica.

La pregunta es: ¿pueden los magmas calci-alcalinos provenir de la misma fuente (cuña del manto) que los magmas alcalinos? Tal vez no, ya que las características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas de la serie alcalina sugieren una fuente del manto más enriquecida ($>$ Rb, Sr, K, Ba) o más profunda e incluso metasomatizada por los fluidos de la subducción. Además, las rocas alcalinas muestran una influencia clara de la componente de subducción con anomalías negativas de Nb y Ti. Sin embargo, la relación Nb/Ta y ϵNd de los conos alcalinos son similares a las de las rocas calcialcalinas. Esto hace pensar

que la fuente es la misma. Probablemente, ambos tipos de rocas podrían estar relacionadas simplemente a distintos grados de fusión parcial, como lo sugieren Luhr (1997).

Los magmas calci-alcálicos, al parecer, provienen de una fuente empobrecida (cuña del manto). Por otro lado, la prolongación del límite entre las placas Rivera y Cocos abajo del continente, evidenciado por el Graben del Gordo es muy importante (Nixon, 1982; Bandy et al., 1995), ya que ha servido como un camino que facilita el ascenso de los magmas debajo del CVC. Los magmas originalmente fueron de composición basáltica procedentes de un manto empobrecido (tipo MORB + la adición de sedimentos). Esto tendría una consecuencia notable sobre la firma geoquímica de los magmas. En este contexto también resulta importante la naturaleza de la corteza que está en contacto con los magmas durante su ascenso. Lo cierto es que las dos series magmáticas (calci-alcálica y alcálica) han experimentado caminos distintos de diferenciación magmática, pero también podrían provenir de fuentes diferentes y esto tiene como consecuencia que los productos finales sean distintos en cuanto a su composición mineralógica, geoquímica e isotópica. También es importante notar que ambas series magmáticas podrían representar grados distintos de fusión parcial y también grados distintos de cristalización fraccionada. Las características de los diagramas de REE, como la pendiente pronunciada y la relación relativamente alta de La/Yb indican que las rocas de la serie alcálica poseen grados bajos de fusión parcial y provienen de una fuente más profunda con cantidades variables de granate residual ($>La/Yb$). En cambio, la serie calci-alcálica tiene pendientes más

suaves y relaciones La/Yb más bajas. Esto puede explicarse por un mayor grado de fusión parcial y una fuente más somera sin granate residual en ella.

8.3 El papel de las Placas Cocos y Rivera y de los sedimentos: Modelo de mezcla binaria

Para abordar el tema del modelado por mezcla binaria o mezcla simple, es necesario describir las ecuaciones que generan las curvas del comportamiento elemental e isotópico durante la mezcla binaria propuestas por Allegre y Minster (1978), DePaolo (1981) y Faure (1986). En este apartado se emplea la ecuación de Faure (1986, p. 148):

$$R_M^X = \frac{R_A X_A f + R_B X_B (1-f)}{X_A f + X_B (1-f)}$$

R_M^X = Relación isotópica de X en una mezcla de componentes A y B

X_A y X_B = Concentraciones de X en A y B (ppm)

f = Fracción en peso de A

En el modelo se consideran los parámetros siguientes para calcular las curvas de mezcla simple para la combinación entre las turbiditas (A) y los basaltos de la Placa Rivera (B): ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)A: 0.70413, SrA: 482 ppm, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)A: 0.51205, NdA: 14.5 ppm, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)B: 0.702488, SrB: 172 ppm ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)B: 0.513234, NdB: 19.78 ppm. Para calcular las curvas de mezcla entre las turbiditas y los basaltos alterados de la Placa de Cocos se usaron: (A): ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)A: 0.70413, SrA:482 ppm ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)A: 0.51205, NdA: 14.5 ppm (B): ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)B:

0.7032, SrB: 65 ppm ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)B: 0.51326, NdB: 4.04 ppm. Por último, la proporción entre componentes de mezcla para calcular la curva de mezcla fue de 0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1 (Figs. 51 b y c).

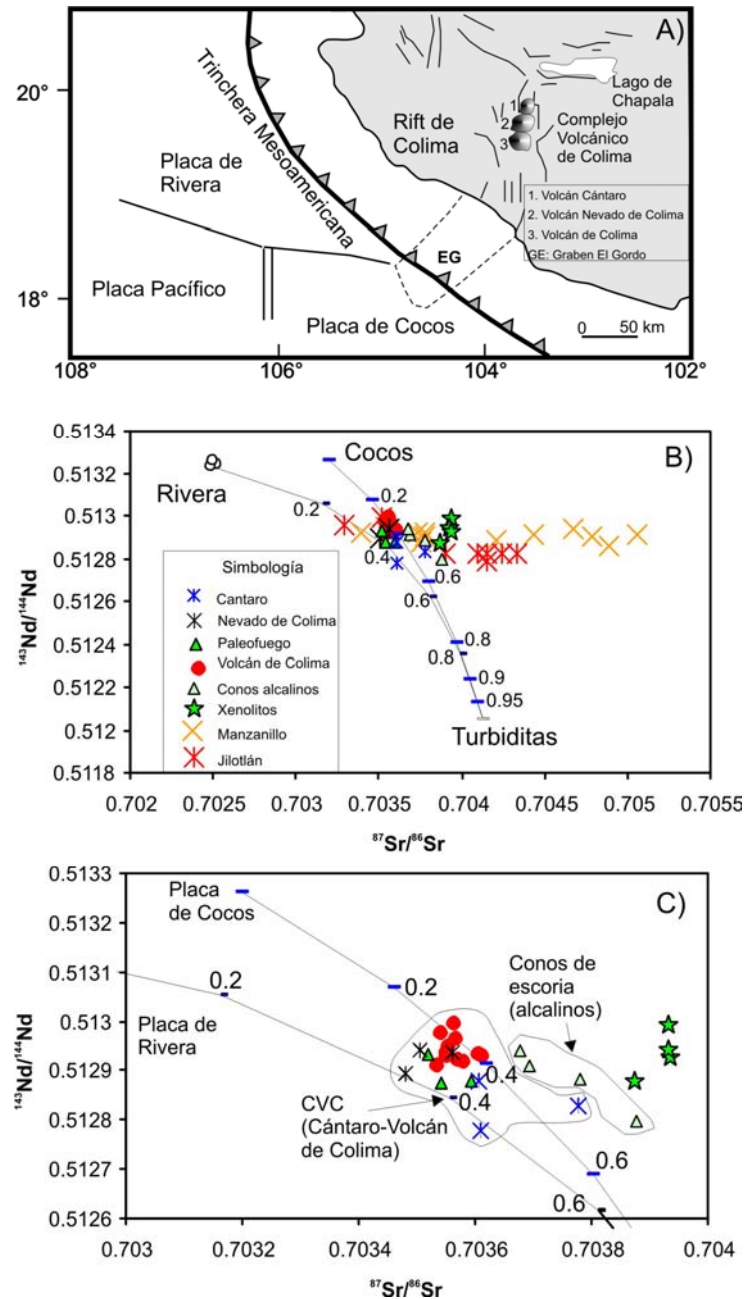


Figura 51. A) Esquema tectónico regional del CVC y su relación con el rift de Colima así como la zona de subducción. B) Modelo de mezcla simple entre turbiditas y basaltos de las Placas de Rivera y Cocos utilizando los parámetros descritos en el texto. C) Ampliación de la figura 51 C.

Después de obtener las curvas de mezcla, es interesante observar que en buena medida, los datos isotópicos de Sr y Nd del CVC, excepto los conos alcalinos, se pueden explicar mediante la mezcla simple entre dos componentes: 1.) Una componente tipo MORB (basaltos alterados de la Placa de Cocos), utilizando los datos de Verma (2000) y los datos obtenidos en este trabajo para los basaltos de la Placa Rivera y 2.) Una componente sedimentaria representada por las turbiditas del Pacífico analizadas por McLennan et al. (1990). Los datos isotópicos del CVC se pueden explicar mediante una combinación entre las placas oceánicas de Cocos y Rivera y los sedimentos turbidíticos del Pacífico. Esto podría sugerir la participación simultánea de las placas de Cocos y Rivera en la generación de los magmas durante la subducción en el oeste del CVM (Fig. 51 a). De hecho, Nixon (1982) propuso que el límite entre las placas Cocos y Rivera es la continuación de la placa subducida hacia el continente y su proyección hacia el Rift de Colima, lo cual también fue propuesto por Bandy et al. (1995), por lo que la idea de la subducción simultánea (Cocos-Rivera) por debajo de América del Norte no es nueva (Figs. 51 b y c; Fig 52). Por otro lado, las firmas isotópicas de los conos alcalinos no pueden ser explicadas por el mismo modelo de mezcla simple. En cambio, se observa que los datos se alejan de las curvas de mezcla entre MORB y sedimentos, lo cual es congruente con la idea de que los basaltos alcalinos provienen de una fuente más profunda del manto, pero que sufrieron una interacción con los fluidos de subducción.

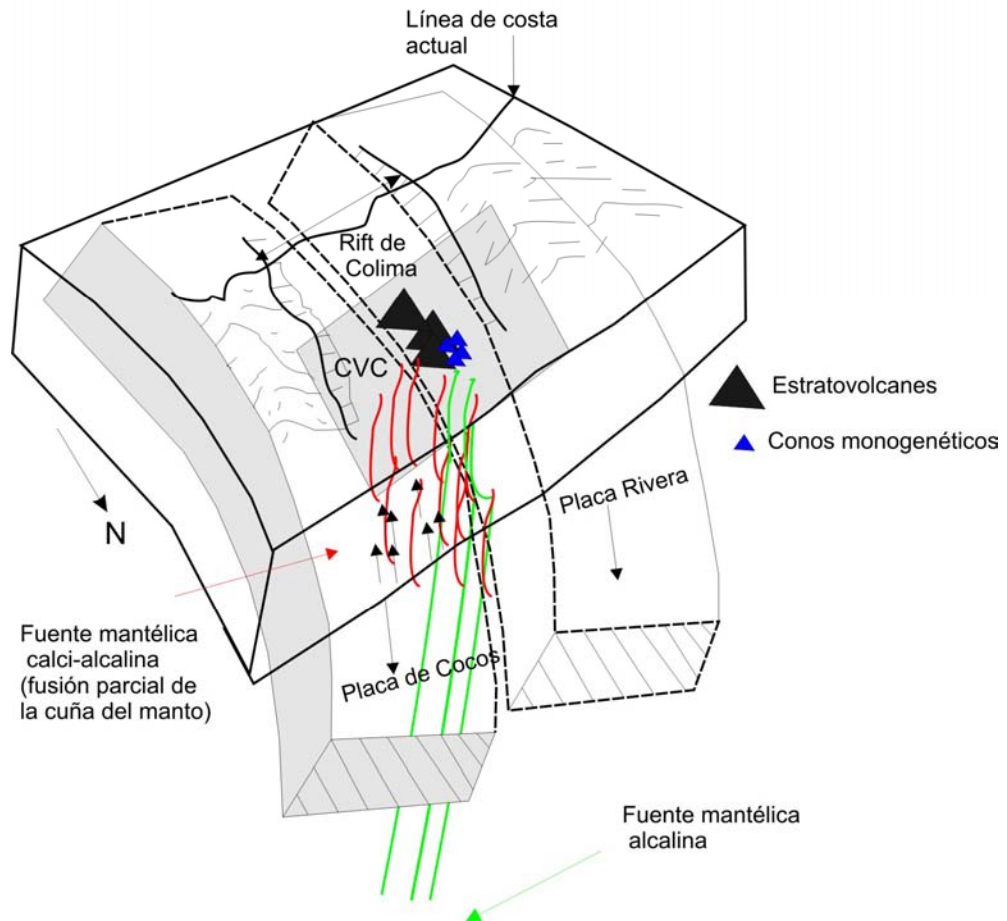
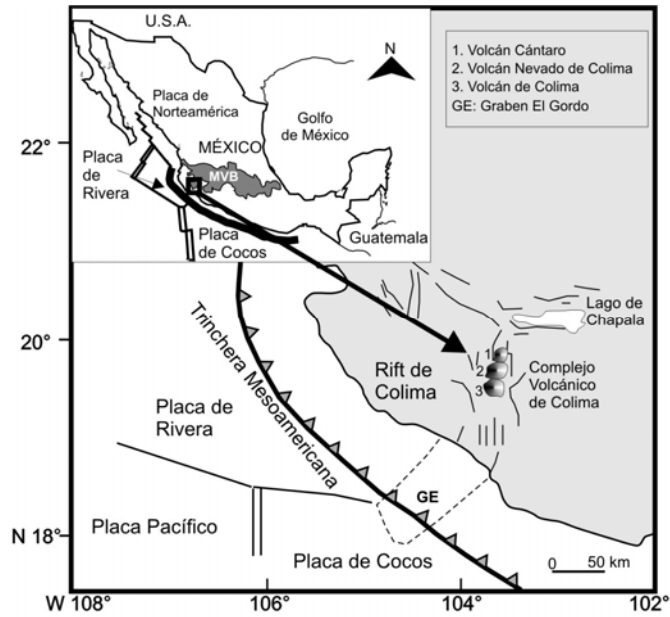


Figura 52. Probable escenario de la subducción simultánea de las Placas de Cocos y Rivera y su relación con el magmatismo calci-alcalino y alcalino. El volcanismo alcalino estaría asociado a una fuente más profunda y su ascenso sería a través del límite entre las dos placas.

9. Conclusiones

Explicar en detalle el origen de las andesitas del CVC es una tarea compleja, ya que al parecer la composición química de las rocas de los centros volcánicos que lo forman involucran combinaciones de fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación. Estos sistemas complejos requieren de estudios integrales y detallados incluyendo trabajo de campo, petrografía, análisis de isótopos, elementos mayores y elementos traza, con la finalidad de delimitar los modelos posibles que expliquen la petrogénesis de estos sistemas.

En este trabajo se utilizó una combinación de herramientas geoquímicas, isotópicas, petrográficas y geológicas para investigar el proceso y/o los procesos que intervienen durante la génesis de las andesitas del CVC. La incorporación de datos geoquímicos de la corteza local para evaluar su posible contribución fue importante. El arreglo de pendiente negativa que presenta la combinación de ϵNd y $\delta^{18}\text{O}$ en la serie de las rocas del CVC (disminución de ϵNd en medida que incrementan los valores de $\delta^{18}\text{O}$) indica asimilación de rocas del basamento (intrusivos de Manzanillo y Jilotlán). Sin embargo, esta propuesta de contaminación adolece de un magma parental adecuado por lo que se en el futuro tendrá que encontrar el basalto parental ideal.

Los datos isotópicos de Sr-Nd de las andesitas del CVC (con excepción de los conos alcalinos) se podrían explicar mediante la mezcla simple entre dos componentes: 1.) Una componente representada por un MORB (basaltos

alterados), utilizando los datos de Verma (2000) y los datos obtenidos en este trabajo para los basaltos de la Placa Rivera y 2.) Una componente sedimentaria representada por las turbiditas del Pacífico analizadas por McLennan et al. (1990). Esto podría implicar la participación simultánea de las placas de Cocos y Rivera durante la subducción por debajo de Norteamérica siguiendo la trayectoria del Graben del Gordo hasta llegar al Rift de Colima. Por otro lado, las firmas isotópicas de los conos alcalinos no pueden ser explicadas por el mismo modelo de mezcla simple. En cambio se observa que los datos se alejan de las curvas de mezcla entre MORB y sedimentos, lo cual podría confirmar que los basaltos alcalinos provienen de una fuente más enriquecida o más profunda, pero que durante su ascenso interactuaron con los fluidos de subducción.

Por último, es importante mencionar que los datos isotópicos de Sr-Nd-Pb obtenidos para el CVC son más primitivos en comparación con otros volcanes del CVTM. Esto puede tener su origen en diferencias del espesor cortical y de la composición de la corteza reportada en forma de xenolitos. Debajo del CVC, el espesor de la corteza es más delgado, mientras que al oriente (Popocatepetl y Pico de Orizaba) el espesor aumenta.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 10-35.
- Allan, J., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 473-485.
- Allan, J., y Carmichael, I.S.E., 1984, Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 88, p. 203-216.
- Allegre, C. J., y Minster, J. F. 1978, Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 38, p. 1-25.
- Arculus, R., y Johnson, R., 1981, Island-arc magma sources: a geochemical assessment of the roles of slab-derived components and crustal contamination: *Geochemical Journal*, v. 15, p. 133-109.
- Bandy, W., Mortera-Gutiérrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., y Hilde, T., 1995, The subducted Rivera-Cocos boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift: *Geophysical Research Letters*, v. 22, p. 3075-3078.
- Bárcena, M., 1887, Informe sobre el estado actual del Volcán de Colima, Mexico: Imp. Sec. Fomento, México, 328-365 p.
- Bebout, G., Ryan, J., y Leeman, B., 1993, B-Be systematics in subduction-related metamorphic rocks: Characterization of the subducted component: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 2227-2237.
- Bindeman, I., Eiler, J., Yogodzinski, G., Tatsumi, Y., Stern, C., Grove, T., Portnyagin, M., Hoernle, K., y Danyushevsky, L., 2005, Oxygen isotope evidence for slab melting in modern and ancient subduction zones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 480-496.
- Bretón, G., Ramírez, J., y Navarro, C., 2002, Summary of the historical eruptive activity of Volcan de Colima Mexico 1519-2000: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 21-46.
- Briquet, L., y Lancelot, J., 1979, Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 43, p. 385-396.
- Campa, M., y Coney, P., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.

- Campos-Enrriquez, O., Arroyo-Esquivel, M., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1990, Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data: *Tectonophysics*, v. 172, p. 77-90.
- Cantagrel, J., y Robin, C., 1979, K-Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 99-114.
- Carmichael, I., y De Paolo, D., 1980, Nd and Sr isotopes in lavas of Colima, Mexico: *GSA, Abstracts with programs*, v. 12, p. 398.
- Carmichael, I., Lange, R., y Luhr, J., 1996, Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, p. 302-333.
- Carmichael, I. S.E., Frey, H.M., Lange, R.A., y Hall, C.M., 2005, The Pleistocene cinder cones surrounding Volcán Colima, Mexico re-visited: eruption ages and volumes, oxidation states, and sulfur content: *Bulletin of Volcanology*, v. 168, p. 407-419.
- Carrasco-Núñez, G., 2000, Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., y Stock, J. M., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 334, p. 247-262.
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M., y Verma, P., 1989, Geología del volcán Zamorano, Estado de Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 8, p. 194-201.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., y Lozano, V., 1997, Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico. Geological Society of America Map and Chart Series MCH081. Geological Society of America, Boulder, CO, p. 1-10.
- Cebull, S., y Shurbet, D., 1987, Mexican Volcanic Belt, an-intraplate transform: *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 1-13.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P., Patchett, P., y Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, p. 419-422.
- Clayton, R., y Mayeda, T., 1962. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 27, p. 43-52.

- Couch, S., Sparks, R., y Carroll, M., 2001, Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers: *Nature*, v. 411, p. 1037-1039.
- Cortés-Cortés, A., 2002, Depósitos de avalancha y flujos de escombros originados hace 3,600 años por el colapso del sector suroeste del Volcán de Colima: México, D.F, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 121 p.
- Cortés-Cortés, A., Garduño-Monroy, V. H., Navarro, C., Komorowski, J. C., Saucedo, R., Macías, J. L., y Gavilanes, J. C., 2005, Geología del Complejo Volcánico de Colima: Instituto de Geología, UNAM Cartas Geológicas y Mineras 10.
- Cox, K. G., Bell, J. D., y Pankhurst, R. J., 1979, *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, U.K, 450 p.
- Davidson, P., Harmon, R., y Wörner, G., 1991, The source of Central Andean magmas; some considerations: *en* Harmon, R. S., y Rapela, C., (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 265, p. 233-243.
- Davidson, J., 1996, Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism, *en*: Bebout, G., Scholl, D., Kirby, S., y Platt (Eds.): *Subduction. Top to Bottom*, American Geophysical Union, Geophysical monograph 96, p. 251-262.
- De La Cruz Reyna, S., 1993, Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 55, p. 51-68.
- De Paolo, D., y Wasserburg, G., 1979, Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 615-627.
- De Paolo, D. J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189- 202.
- Delgado-Granados, H., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1985, The structure of the Chapala Graben, México: *Transactions American Geophysical Union, EOS*, 66, p. 1090.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., y Ban, M., 1995, Southwestward volcanic migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 341-352.

- Deloule, E., Albarede, F., y Sheppard, M., 1991, Hydrogen isotope heterogeneities in the mantle from ion-probe analysis of amphiboles from ultramafic rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 105, p. 543-553.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 2, p. 172-187.
- Demant, A., 1979, Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 3, p. 39-57.
- Demant, A., 1981, Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano, *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 5, p. 217-222.
- Demant, A., y Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 1, p. 66-79.
- DeMets, C., y Wilson, D., 1997, Relative motions of the Pacific, Rivera, North American and Cocos plates since 0.78 Ma: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 2789-2806.
- DeMets, C., y Stein, S., 1990, Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in Southwestern Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 21930-21948.
- Dickin, A., 1995, *Radiogenic isotope geology*, Cambridge University Press. 490 p.
- Eggler, D., 1972, Amphibole stability in H₂O-undersaturated calc-alkaline melts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 15, p. 28-34.
- Elliot, T., 2003, Tracers of slab, en: Eiler, J., (Ed.) *Inside the Subduction Factory*, Geophysical Monograph 138, American Geophysical Union, 311 p.
- Faure, G., 1986, *Principles of Isotopic Geology*, John Wiley & Sons. 589 p.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Nuñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, v. 27, p. 303-306.
- Fries, C., 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* 60, 236 p.

- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, G., y Mora, J., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 41, p. 133-150.
- Garduño-Monrroy, V., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruíz, J., Cortés-Cortés, A., Uribe-Cifuentes, R., 1998, La falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 132-144.
- Gill, J., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer Verlag. 391 p.
- Gómez-Tuena, A., y Carrasco-Núñez, G., 2000, Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 318, p. 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., y Carrasco-Nunéz, G., 2003, Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (8), p. 1 -33.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Lagatta, A., and Ortega-Gutiérrez, F., 2004, Chemically contrasting slab-derived fluxes in the Mexican Volcanic Belt (MVB) and their relation to the thermal structure of the Mexican subduction zone: *International Geological Congress, Florence. Abstracts*, p. 1028.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., y Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, temas selectos de la geología mexicana, tomo LVIII, Núm. 3*, p. 229-287.
- Green, T. H., 1980, Island arc and continent-building magmatism and petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry: *Tectonophysics*, v. 63, p. 367-385.
- Grove, T., Donnelly-Nolan, J., y Housh, T., 1997, Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 127, p. 205-223.
- Hawkesworth, C., O'Nions, R., Pankhurst, R., Hamilton, P., y Evensen, N., 1977, A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from scotia sea: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 253-262.

- Hawkesworth, C., Gallagher, K., Hergt, J., y McDermott, F., 1993, Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 342, p. 179-191.
- Herrera, M., 2004, Geología precenozoica de la región de Tejupilco, estado de México, y sus implicaciones tectónicas, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado, p. 225.
- Hildreth, W., y Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the andes of Central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.
- Hoefs, J., 2003, *Stable isotope geochemistry*, Springer, p. 244.
- Hooper, D., 1995, Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato volcanic fields, México: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 321-340.
- Irvine, T., y Baragar, W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Ishikawa, T., y Tera, F., 1997, Source, composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge: Constraints from across-arc variations of B/Nb and B isotopes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 152, p. 123-138.
- Jaques, A., y Green, D., 1980, Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 287-310.
- Johnson, C., y Harrison, C., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 64, p. 187-210.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V., y Minizaga, 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): en Harmon, R. S., y Rapela, C., (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 265, p. 113-137.
- Klitgord, K., y Mammerckix, J., 1982, Northern East Pacific Rise: magnetic anomaly and bathymetric framework: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 6725-6750.

- Kogiso, T., Tatsumi, Y., y Nakano, S., 1997, Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 193-205.
- Komorowski, J., Navarro, C., Cortés, A., Siebe, C., y Rodríguez, S., 1993, Multiple collapse of Volcán de Colima, Mexico, since 10,000 Y. B.P.: Implications for eruptive style, magma yield, edifice stability and volcanic risk. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. General Assembly, Canberra, Australia. Abstracts*, p. 60.
- Komorowski, J. C., Saucedo-Girón, R., Cortés, A., y Navarro, C., 1994, The 1913 paroxysmal eruption of Colima volcano (Mexico): field characteristics of flow and fall deposits, eruptive processes, and implications of older historical pyroclastic sequences: *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's International Volcanological Congress, Ankara, Turkey, Sep. 12-16 Abstracts*, p. 69.
- Komorowski, J., Navarro, C., Cortés-Cortés, A., Saucedo, R., Gavilanes, J. C., Siebe, C., Espíndola, J., y Rodríguez-Elizarrarás, S., 1997, The Colima Volcanic Complex: Part I: Quaternary multiple debris-avalanche deposits, Part II: Historical pyroclastic sequences (1913, 1991, 1994), *IAVCEI, Excursion Guide*, 56 p.
- Kusakabe, M., Sato, H., Nakada, S., y Kitamura, T., 1999, Water contents and Hydrogen isotopic ratios of rocks and minerals from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 89, p. 231-242.
- Kusakabe, M., Maruyama, S., Nakamura, T., y Yada, T., 2004, CO₂ laser-BrF₅ fluorination technique for analysis of oxygen three isotopes of rocks and minerals: *Journal of Mass Spectrometry Society of Japan*, v. 52, p. 205-212.
- Lassiter, J., and Luhr, J., 2001, Osmium abundance and isotope variations in mafic Mexican volcanic rocks: Evidence for crustal contamination and constraints on the geochemical behavior of osmium during partial melting and fractional crystallization: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, Paper number 2000GC000116.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.

- Leeman, W., 1996, Boron and other fluid-mobile elements in volcanic arc lavas: Implications for subduction processes, *en*: Bebout, G., Scholl, D., Kirby, S., y Platt (Eds.): Subduction. Top to Bottom, American Geophysical Union, Geophysical monograph 96, p. 269-276.
- Luhr, J., 1992, Slab-derived fluids and partial melting in subduction zones: insights from two contrasting Mexican volcanoes (Colima and Ceboruco): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 54, p. 1-8.
- Luhr, J., 1993, Petrology and geochemistry of satage-I andesites and dacites from the caldera wall of Volcan Colima, Mexico: *Geofisica Internacional*, v. 32, p. 591-603.
- Luhr, J., 1997, Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt: *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 473-500.
- Luhr, J. F., 2002, Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcán de Colima, México: Implications for the end of the current eruptive cycle: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 169-194.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I.S.E., 1980, The Colima Volcanic Complex, Mexico. I. Post – Caldera andesites from Volcán Colima: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 71, p. 343-372.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I., 1981, The Colima Volcanic Complex, Mexico: Part II: Late-Quaternary Cinder Cones: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 76, p. 127-147.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I.S.E., 1982, The Colima Volcanic Complex, Mexico. III. Ash and scoria fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 80, p. 262-275.
- Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1990, Geology of Volcán de Colima: Instituto de Geología UNAM, Boletín 107. 101 p.
- Luhr, J., Nelson, S., Allan, J., y Carmichael, I. S. E., 1985, Active rifting in south-western Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading -ridge jump: *Geology*, v. 13, p. 54-57.
- Luhr, J.F., y Prestegard, K. L., 1988, Caldera formation at Volcán de Colima, Mexico, by a large Holocene volcanic debris avalanche: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 35, p. 335-348.

- Luhr, J. F., Allan, J., Carmichael, I. S.E., Nelson, S., y Hasenaka, T., 1989, Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, B4, p. 4515-4350.
- Macías, J., Capaccioni, B., Conticeli, S., Giannini, L., Martini, M., y Rodríguez, S., 1993, Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, Mexico: Constraints on their genesis and evolution: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 575-589.
- Manea, V., Manea, M., Kostoglodov, V., y Sewell, G., 2005, Thermo-mechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 149, p. 165-186.
- Manea, V., Manea, M., Kostoglodov, V., y Sewell, G., 2006, Intraslab seismicity and thermal stress in the subducted Cocos plate beneath central México: *Tectonophysics*, v. 420, p. 349-408.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., y Verma, S., 1999, Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: *Geology*, v. 27, p. 51-54.
- Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F., y Scaillet, B., 1999, Effects of f_{O_2} and H_2O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 29,453-29, 470.
- Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J., y Macías, J., 2004, Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Gethermal Research*, v. 138, p. 77-110.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., y Armstrong, R. L., 1987, Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 4-20.
- McCulloch, M., y Gamble, J., 1991, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 102, p. 358-374.
- McLennan, S., Taylor, S., McCulloch, M., and Maynard, J., 1990, Geochemical and Sr-Nd isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2015-2050.
- Medina, F., 1983, Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, México (1560-1980): *Geofísica*

Internacional, v. 22, p. 157-178.

Medina, F., Espíndola, J., De la Fuente, M., y Mena, M., 1996, A gravity model of the Colima, Mexico region: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 409-414.

Mercier de Lepinay, B., Michaud, F., Calmus, T., Bourgois, J., Poupeau, G., Saint-Marc, P., y Nautimate Group., 1997, Large Neogene subsidence event along the Middle America Trench off Mexico (18°-19°): Evidence from submersible observations: *Geology*, v. 25, p. 387-390.

Miyagi, I., y Matsubaya, O., 2003, Hydrogen isotopic composition of hornblende and biotite phenocrysts from Japanese island arc volcanoes: Evaluation of alteration process of the Hydrogen isotopic ratios by degassing and re-equilibration: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 126, p. 157-168.

Molina-Garza, R., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data: *Journal of Geodynamics*, v. 27, p. 181-201.

Molnar, P., y Sykes, L., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America Region from focal mechanisms and seismicity: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 1639-1684.

Moorbath, S., Thorpe, R., and Gibson, I., 1978, Strontium isotope evidence for petrogenesis of Mexican andesites: *Nature*, v. 271, p. 437-439.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I., y Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 383-394.

Mooser, F., 1961, Los volcanes de Colima, en *Fenómenos Geológicos de algunos volcanes mexicanos*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 61, p. 49-71.

Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt: Structure and tectonics: *Geofísica internacional*, v. 12, p. 55-70.

Mora, J. C., Macías, J. L., Saucedo, R., Orlando, A., Manetti, P., y Vaselli, O., 2002, Petrology of the 1998-2000 products of Volcán de Colima, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 195-212.

Moran, A., Sisson, V., y Leeman, B., 1992, Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subduction processes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 111, p. 331-349.

- Naney, M., 1983, Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems: *American Journal of Science*, v. 238, p. 993-1033.
- Navarro, C., Gavilanes-Ruíz, J., y Cortés-Cortés, A., 2002, Movement and emplacement of lava flows at Volcán Colima, México: November 1998-February 1999: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 155-167.
- Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., y Werle, D., 1985, Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 477-575.
- Nelson, S., y Carmichael, I., 1984, Pleistocene to recent alkalic volcanism in the region of Sangangüey Volcano, Nayarit, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 321-335.
- Nixon, G., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 514-523.
- Nixon, G., 1988, Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx: *Journal of Petrology*, v. 29, p. 265-303.
- Nixon, G., 1989, The Geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, 219, 58 p.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R., y Harakal, J., 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 109-158.
- Núñez-Cornú, F., Nava, F., De la Cruz-Reyna, S., Jiménez, Z., Valencia, C., y García-Arthur, R., 1994, Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 56, p. 228-237.
- Pardo, M., y Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath of Jalisco Block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 2391-2394.
- Pardo, M., y Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 12,357-12,373.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., y Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 146, p. 353-364.

- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., y Vezzoli, L., 1991, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH072.
- Pérez-Venzor, J., Aranda-Gómez, J., McDowell, F., y Solorio-Munguía, J., 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 174-183.
- Ragland, P., 1989, *Basic analytical petrology*, Oxford University Press, New York, 369 p.
- Robin, C., y Cantagrel, J., 1982, Le Pico de Orizaba (Mexique). Structure et evolution d' un grand volcan andesitique complexe: *Bulletin of Volcanology*, v. 45, p. 299-315.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J. M., Gourgaud, A., y Vincent, P. M., 1987, Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, p. 99-113.
- Robin, C., Camus, G., y Gourgaud, A., 1991, Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 45, p. 209-225.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., 1995, Estratigrafía y estructura del Volcán de Colima, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 22-46.
- Rodríguez, S., 2005, Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 181-199.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J., Espíndola, J., and Saucedo, R., 1991, Field observations of pristine block and ash flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 48, p. 399-412.
- Rollinson, H., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: John Wiley & Sons, p. 351.
- Rutherford, M., y Hill, P., 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, No. B11, p. 19, 667-19, 685.
- Ryan, J., Morris, J., Bebout, G., y Leeman, B., 1996, Describing chemical fluxes in subduction zones: Insights from "Depth- Profiling" studies of arc and forearc rocks, *en*: Bebout , G., Scholl, D., Kirby, S., y

- Platt (Eds.): Subduction. Top to Bottom, American Geophysical Union, Geophysical monograph 96, p. 263-268.
- Saucedo, G. R., 1997, Reconstrucción de la erupción de 1913 del Volcán de Colima: Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Tesis de maestría p. 185.
- Saucedo, G. R., 2001, Erupciones de 1991 y 1998-1999 del Volcán de Colima: Mecanismos de transporte y depositación de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de doctorado, p. 132.
- Saucedo, R., Macías, J., Bursik, M., Mora, J., Gavilanes, J., y Cortés, A., 2002, Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of Volcán de Colima, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 129-153.
- Saucedo, R., Macías, J., y Bursik, M., 2004, Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, México: *Bulletin of Volcanology*, v. 66, p. 291-306.
- 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: Universidad de Munich, Alemania, Tesis doctoral, p. 202.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solis-Pichardo, G., Tolson, G., y Kôhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
- Schaaf, P., Martínez-Serrano, R., Siebe, C., Macías, J.L., Carrasco, G., Castro, R., y Valdez, G., 2004, Heterogeneous magma compositions of Transmexican Volcanic Belt stratovolcanoes – geochemical and isotopic evidence for different basement compositions *in* Aguirre, G., Macías, J.L., and Siebe, C., eds., Neogene-Quaternary continental margin volcanism. Proceedings of the GSA Penrose Conference, Publicación Especial, Instituto de Geología, UNAM, p. 68.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., y Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1243-1282.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, p.153.

- Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R., y Pavlis, T., 1992, A geophysical investigation in the southern Jalisco block in the State of Colima, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 474-492.
- Shannon, R., 1976, Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides: *Acta crystallografica*, v. 32, p. 751-767.
- Sharp, Z., 1992, In situ laser microprobe techniques for stable isotope analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 101, p. 3-9.
- Sheth, H., Torres-Alvarado, I., y Verma, S., 2000, Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, v. 42, p. 1116-1132.
- Siebe, C., Rodríguez-Elizarrarás, S., Stoopes, G., Komorowsky, J., y Sheridan, M., 1992, How many debris avalanche deposits at the Colima Volcanic Complex or: Quo Vadimus?. *Tercera reunion Nacional Volcán de Colima. Resúmenes*, p. 15-16.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., y Abrams, M., 2004, Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 130, p. 197-226.
- Smithsonian Institution, 1999, *Bulletin of Global Volcanism Network*, v. 24, no.1.
- Smithsonian Institution, 2002, *Bulletin of Global Volcanism Network*, v. 27, no. 5.
- Sun, S., y McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes en Saunders, A., and Norry, M., (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London. Special Publication, v. 42, p. 313-345.
- Suter, M., 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, en Slemmons, D., Engdahl, E., Zoback, E., y Blackwell, D., (Eds.), *Neotectonics of North America: Boulder Colorado, Geological Society of America, Decade Map v.1*.
- Talavera-Mendoza, O., y Suastegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 297-324.
- Taran, Y., Pokrovsky, B., y Volynets, Y., 1997, Hydrogen isotopes in hornblendes and biotites from Quaternary volcanic rocks of Kamchatka-Kurile arc system: *Geochemical Journal*, v. 31, p. 203-221.
- Taran, Y., Bernard, A., Gavilanes, J., y Africano, F., 2000, Native gold in mineral precipitates from high-

- temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico: *Applied Geochemistry*, v. 15, p. 337-346.
- Taran, Y., Bernard, A., Gavilanes, J., Lunezheva, E., Cortés, A., y Armienta, M., 2001, Chemistry and mineralogy of high-temperature gas discharges from Colima volcano, México. Implications for magmatic gas-atmosphere interaction: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 108, p. 245-264.
- Taran, Y., Kusakabe, M., Mora, J. C., y Valdez, G., 2002, Hydrogen isotopic composition of hornblendes from active volcanoes of Mexico. Implication for origin of magmatic water: *GEOS*, v. 22, p.261.
- Tatsumi, Y., 1989, Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, B4, p. 4697- 4707.
- Tatsumi, Y., y Eggins, S., 1995, *Subduction zones magmatism*, Blackwell Science, 211 p.
- Taylor Jr., B., y Sheppard, S., 1986, *Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics* en Valley, J., Taylor Jr., H., and O'Neil, J. (Eds.), *Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy*, v. 16, Mineralogical Society of America, Book Crafters, Inc., Chelsea, Michigan, p. 227-271.
- Thorpe, R. S., Gibson, I. L., y Vizcaino, J. S., 1977, Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano: *Nature*, v. 265, p. 724-725.
- Thorpe, S., Francis, P., y O'Callaghan, L., 1984, Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A310, p. 675-692.
- Tormey, D., Hickey-Vargas, R., Frey, F., y López-Escobar, L., 1991, Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations: en Harmon, R. S., y Rapela, C., (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 265*, p. 57-77.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Molina-Garza, R., 1992, Gravity modelling of regional crustal and upper mantle structure of Guerrero terrane - 1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 493-507.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., Bandy, W., and Mortera-Gutierrez, C., 1999, Crustal structure of Colima rift, western Mexico: gravity models revisited: *Geofísica Internacional*, v. 38, p. 205-216.

- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G., y López-Martínez, M., 1998, El volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato-un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 181-197.
- Valdez-Moreno, G., Schaaf, P., Macías, J.L., y Kusakabe, M., 2006, New Sr-Nd-Pb-O isotope data for Colima volcano and evidence for the nature of the local basement, en Siebe, C., Macías, J.L., y Aguirre-Díaz, G. J., (Eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico: Geological Society of America Special Paper 402*, p. 45-63.
- Vance, J., 1965, Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning: *Journal of Geology*, v. 73, p. 637-651.
- Venegas, S., Herrera, J., y Maciel, F., 1985, Algunas características de la faja volcánica mexicana y de sus recursos geotérmicos: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 47-81.
- Verma, S., 2000, Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 334*, p. 195-222.
- Verma, S., y Luhr, J., 1993, Sr-Nd-Pb isotope and trace element geochemistry of calc-alkaline andesites from Volcán Colima, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 617-631.
- Verma, S., y Carrasco-Núñez, C., 2003, Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcan Zamorano, central Mexico: Implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces: *International Geology Review*, v. 45, p.724-752.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E, Richter, K., y Becker, T., 1992, Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance: *Geology*, v. 20, p. 625-628.
- Wallace, P., y Carmichael, I. S. E., 1994, Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, p. 345-361.
- White, W., y Dupré, B., 1986, Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: Isotopic and trace element constraints: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, No. B6, p. 5927-5941.
- Wilcox, R.E., 1954, Petrology of Paricutin volcano, México. *US Geological Survey Bulletin*, 965C, p. 281-353.

Wilson, M., 1993, Igneous petrogenesis: A global tectonic Approach: Chapman and Hall, p. 466.

Zamora- Camacho, A., 2003, La presencia de familias de temblores en la sismicidad asociada a la erupción del 21 de noviembre de 1998 del Volcán de Colima y su relación con el proceso eruptivo, México, D.F. Instituto de Geofísica, UNAM. Tesis de maestría, 67 p.

Zimmermann, J., Stussi, J., Gonzalez-Partida, E., y Arnold, M., 1988, K/Ar evidence age and compositional zoning in the Puerto Vallarta-Rio Santiago Batholith (Jalisco-Mexico): Journal of South American Earth Sciences, v. 1, p. 276-274.

Tabla 1. Análisis mineralógicos modales en muestras del Complejo Volcánico de Colima.

Fecha de erupción	Volcán	Tipo de muestra	Tipo de roca	Puntos muestra	Latitud	Long.	Altitud msnm	plg	opx	cpx	hbl	ttmt	ol	bio	matriz (%)	cristales (%)	Total
0.95 Ma*	Cántaro	lava	andesita	550 VC-1	19°39' 30"	103°37' 04"	2,330	32.5	3.5	4.9	0.0	1.3	0.0	0	57.8	42.2	100
1.52-1.33 Ma*	Cántaro	lava	andesita	1000 VC-2A	19°42'47"	103°36'52"	2,303	35.9	2.2	2.7	0.3	1.0	0.0	0	57.9	42.1	100
1.52-1.33 Ma*	Cántaro	lava	dacita	1000 VC-2B	19°42'47"	103°36'52"	2,303	18.5	0.0	0.0	8.3	0.1	0.0	2	71.1	28.9	100
?	Nevado	lava	andesita	1000 Ncol-1	19°33'54"	103°36'56"	4,050	32.4	3.5	3.6	0.0	1.2	0.1	0	59.2	40.8	100
0.29-0.14 Ma°	Nevado	lava	andesita	1000 Ncol-2	19°34'49"	103°36'26"	3,660	28.3	2.0	1.5	0.5	1.0	0.0	0	66.7	33.3	100
0.29-0.14 Ma°	Nevado	lava	andesita	1000 Ncol-3	19°34'30"	103°36'20"	3,650	26.2	2.1	1.4	6.9	1.6	0.0	0	61.8	38.2	100
?	Paleofuego	lava	andesita	800 Col-7	19°31'49"	103°37'06"	3,100	22.6	4.1	0.9	4.5	0.4	0.0	0	67.5	32.5	100
?	Paleofuego	lava	andesita	800 Col-8	19°31'43"	103°36'24"	3,175	37.6	5.6	3.3	0.0	0.5	0.0	0	53.0	47.0	100
?	Paleofuego	lava	andesita	1000 VFP-9	19°24'33"	103°29'2"	900	38.9	6.9	2.3	0.0	1.5	0.0	0	50.4	49.6	100
?	Paleofuego	lava	dacita	800 Col-11	19°31'50"	103°37'1"	2,980	37.3	4.0	0.6	0.0	0.5	0.0	0	57.6	42.4	100
1869	Colima	lava	andesita	800 Col-1	19°31'35"	103°36'20"	3,150	24.6	2.3	0.9	1.8	1.6	0.0	0	68.9	31.1	100
1962	Colima	lava	andesita	800 Col-2	19°31'26"	103°37'4"	3,190	41.5	4.6	2.8	0.0	1.4	0.0	0	49.8	50.3	100
1913	Colima	pómez	andesita	800 Col-3	19°31'40"	103°37'29"	3,120	14.9	2.9	4.4	3.3	0.5	0.1	0	74.0	26.0	100
1998	Colima	lava	andesita	800 Col-4	19°29'29"	103°37'31"	2,300	27.8	5.4	2.6	1.0	0.8	0.1	0	62.4	37.6	100
2001	Colima	lava	andesita	800 Col-5	19°30'50"	103°37'2"	3,800	32.1	7.1	4.4	0.0	0.9	0.0	0	55.5	44.5	100
2002	Colima	lava	andesita	800 Col-6	19°30'50"	103°37'2"	3,800	25.8	8.0	4.1	0.1	1.3	0.0	0	60.8	39.3	100
1818	Colima	pómez	andesita	800 Col-9	19°35'4"	103°35'54"	3,380	18.8	6.5	0.5	0.0	0.3	0.1	0	73.9	26.1	100
1913	Colima	escoria	andesita	800 Col-12	19°27'11"	103°42'49"	1,250	15.4	5.4	2.0	0.3	1.0	0.0	0	76.0	24.0	100
?	Colima	lava	andesita	800 Col-14B	19°29'55"	103°37'42"	2,420	28.5	4.3	1.4	6.5	1.6	0.0	0	57.8	42.3	100
1975	Colima	lava	andesita	1000 Col-18	19°29'54"	103°37'8"	3,360	31.2	4.3	2.6	0.5	1.4	0.0	0	60.0	40.0	100
Prehistórico	Colima	lava	andesita	1000 Col-19	19°31'15"	103°36'43"	3,300	30.4	3.7	2.6	0.0	0.1	0.1	0	63.1	36.9	100
Prehistórico	Colima	lava	andesita	1000 Col-20	19°29'28"	103°37'44"	2,520	25.8	4.9	2.1	0.0	0.7	0.0	0	66.5	33.5	100
Prehistórico	Colima	lava	andesita	837 Col-21	19°29'19"	103°07'25"	2,450	39.3	5.5	1.3	2.9	0.1	0.0	0	50.9	49.1	100
62 Ka X	Conos	escoria	basanita	800 Col-13	19°37'54"	103°29'42"	1,650	3.4	0.0	1.9	0.0	0.0	9.1	0	85.6	14.4	100
140 Ka X	Conos	escoria	basanita	800 Col-15	19°41'36"	103°47'19"	1,380	0.1	0.0	7.1	0.0	0.0	12.4	0	80.4	19.6	100
165 Ka X	Conos	escoria	basanita	544 Col-16	19°38'45"	103°45'30"	1,560	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	11.4	0	88.4	11.6	100
?	Conos	escoria	traq-and-bas	1000 Col-17	19°38'29"	103°36'7"	2,240	0.3	0.0	3.3	0.0	0.0	4.8	0	91.6	8.4	100

Las edades fueron tomadas de la literatura: * Allan y Carmichael (1984); Allan (1986)

° Robin y Boudal (1987), X Carmichael et al. (2005)

plg: plagioclasa, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, hbl: hornblenda, ttmt: opacos, ol: olivino, bio: biotita

Tabla 2b. Elementos mayores y traza en muestras del Complejo Volcánico de Colima.

Muestra	Volcán Cántarc				Nevado de Colima			Paleofuego				Volcán de Colima				
	VC-1	VC-2	VC-2A	VC-2B	NCOL-1	NCOL-2	NCOL-3	Col-7	Col-8	VPF-9	Col-11	Col-1	Col-2	Col-3	Col-4	Col-5
Localidad	Cerro	Cerro La Media Luna	Cerro La Media Luna	Cerro La Media Luna	El Picacho 50 m de la torre de microondas	300 m al Norte del Picacho	Norte del Picacho	El Playón	El Playón	Tenexamilpa Río Naranjo	El Playón	El Playón	El Playón	El Playón	Barraanca Cordobán	Cráter
msnm	2,330	2,303	2,303	2,303	4,050	3,660	3,650	3,100	3,175	900	2,980	3,150	3,190	3,120	2,300	3,800
Lat N	19°39'30"	19°42'47"	19°42'47"	19°42'47"	19°33'54"	19°34'49"	19°34'30"	19°31'49"	19°31'43"	19°24'33"	19°31'50"	19°31'35"	19°31'26"	19°31'40"	19°29'29"	19°30'50"
Long W	103°37'04"	103°36'52"	103°36'52"	103°36'52"	103°36'56"	103°36'26"	103°36'20"	103°37'06"	103°36'24"	103°29'22"	103°37'11"	103°36'20"	103°37'4"	103°37'29"	103°37'31"	103°37'02"
Técnica analítica	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	ICP	ICP	FRX	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	FRX
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	ACTLABS	ACTLABS	LUGIS	ACTLABS	ACTLABS	ACTLABS	ACTLABS	ACTLABS	LUGIS
Edad-Erupción	0.95 Ma* domo	1.52- 1.33 Ma* domo	1.52- 1.33 Ma* domo	1.52- 1.33 Ma* domo	?	0.29-0.14 Ma* lava	0.29-0.14 Ma* lava	?	?	?	?	1869 lava	1962 lava	1913 pómez	1998 lava	2001 domo
Tipo de material	domo	domo	domo	domo	lava	lava	lava	lava	lava	lava	dique	lava	lava	pómez	lava	domo
SiO ₂	60.65	60.16	59.30	64.43	59.64	61.38	60.13	59.85	61.44	59.31	63.09	60.67	60.32	58.20	59.68	60.09
TiO ₂	0.63	0.75	0.54	0.42	0.73	0.64	0.71	0.65	0.65	0.68	0.54	0.58	0.65	0.75	0.64	0.66
Al ₂ O ₃	17.16	17.29	18.25	16.85	17.88	17.96	17.27	16.94	17.30	18.33	17.14	17.84	17.54	17.38	17.27	16.14
Fe ₂ O ₃	2.35	3.73	2.11	1.87	1.98	1.77	1.90	2.20	2.16	2.11	2.05	2.59	2.07	2.60	1.79	1.99
FeO	2.83	1.47	3.45	1.88	3.70	3.17	3.62	3.28	2.75	3.72	2.52	2.67	3.47	3.62	3.85	3.81
MnO	0.08	0.09	0.09	0.07	0.12	0.11	0.11	0.10	0.09	0.10	0.08	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12
MgO	3.16	2.37	2.90	2.09	3.39	2.59	3.50	3.89	2.80	3.00	2.16	2.76	3.04	4.07	3.89	4.03
CaO	5.74	5.44	6.01	4.49	6.57	5.67	6.19	6.23	5.63	6.34	4.95	5.85	5.95	6.81	6.22	6.23
Na ₂ O	4.56	4.90	4.53	4.63	4.58	4.76	4.39	4.52	4.91	4.40	4.80	4.82	4.72	4.48	4.62	4.98
K ₂ O	1.60	2.41	1.39	2.02	1.30	1.43	1.92	1.21	1.38	1.44	1.29	1.57	1.43	1.24	1.33	1.32
P ₂ O ₅	0.20	0.47	0.18	0.18	0.19	0.19	0.25	0.16	0.17	0.19	0.15	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20
LOI	0.38	0.27	0.62	1.21	-0.06	0.31	-0.09	-0.07	-0.18	0.24	0.12	0.03	-0.07	0.09	-0.15	-0.02
SUMA	99.33	99.34	99.36	100.14	100.02	99.98	99.90	98.96	99.10	99.86	98.88	99.71	99.44	99.55	99.44	99.55
Ni	50	45	20	23	22	20	29	64	31	20	21	21	26	32	43	32
V	108	93	112	66	103	82	97	130	120	144	93	99	113	151	132	90
Cr	197	109	127	133	93	85	86	198	102	117	62	147	143	194	226	70
Co	17	14	16	10	16	12	16	19	14	17	11	12	14	19	19	15
Cu	30	28	44	17	40	19	35	65	27	44	31	20	24	30	34	19
Zn	84	82	83	64	66	49	57	74	53	87	65	125	70	78	75	135
Ga	19.24	19.83	19.20	18.00	18.20	18.46	18.67	19.99	20.47	20.24	19.67	19.36	19.24	20.57	21.22	n.a
Ge	1.45	1.34	1.39	1.38	1.15	0.91	1.02	1.36	1.19	1.55	1.14	1.19	1.27	1.34	1.37	n.a
Rb	21.37	21.38	15.95	29.34	17.79	19.81	24.43	16.65	18.71	16.61	17.45	20.33	20.88	17.80	21.11	17.80
Sr	947.76	1550.00	839.48	912.82	577.46	555.80	804.37	600.38	633.97	761.33	658.47	630.44	571.02	658.47	648.30	551.00
Y	18.16	12.32	12.99	10.33	15.74	15.72	16.78	15.39	14.80	14.11	12.45	14.81	16.10	17.84	17.34	16.69
Zr	147.81	197.68	120.78	124.76	121.38	124.81	157.95	104.89	111.15	148.82	103.11	119.41	123.88	113.77	123.20	117.00
Nb	5.72	6.43	4.06	4.24	3.75	3.55	3.88	3.42	3.28	4.14	2.82	3.01	3.35	3.46	3.65	3.35
Cs	0.28	0.25	0.66	0.93	0.37	0.77	0.45	0.37	0.25	0.50	0.75	0.63	0.64	0.53	0.66	0.57
Ba	668.55	1010.00	577.24	672.88	553.76	619.04	749.76	559.95	619.92	502.51	704.56	534.54	506.51	471.24	539.19	456.00
La	22.90	30.97	13.27	17.30	11.48	10.18	17.50	11.60	13.07	10.84	11.97	13.83	13.36	13.02	13.52	11.30
Ce	33.08	64.97	25.67	34.27	25.20	22.19	38.28	25.07	27.30	24.45	24.64	30.13	29.42	29.13	29.66	23.23
Pr	4.91	7.70	3.30	3.95	3.24	2.76	4.92	2.96	3.15	3.08	2.82	3.46	3.36	3.44	3.44	2.92
Nd	18.97	28.73	12.72	14.43	14.30	11.92	20.64	13.14	14.21	11.96	12.37	15.23	15.10	15.82	15.60	12.56
Sm	4.05	5.55	2.92	2.96	3.24	2.78	4.24	3.09	3.20	2.89	2.92	3.37	3.43	3.66	3.48	3.10
Eu	1.21	1.57	0.92	0.87	1.02	0.89	1.25	1.00	0.98	0.98	0.91	1.01	1.06	1.17	1.10	1.01
Gd	3.78	3.84	2.64	2.28	3.03	2.51	3.48	2.93	2.91	2.69	2.50	3.04	3.07	3.47	3.17	3.02
Tb	0.53	0.48	0.41	0.33	0.50	0.42	0.49	0.44	0.43	0.42	0.37	0.45	0.47	0.52	0.49	0.49
Dy	2.83	2.33	2.10	1.73	3.09	2.56	2.93	2.71	2.58	2.36	2.26	2.69	2.80	3.10	3.00	2.97
Ho	0.54	0.41	0.43	0.32	0.66	0.55	0.60	0.54	0.51	0.47	0.44	0.52	0.56	0.62	0.60	0.62
Er	1.66	1.18	1.35	1.01	1.99	1.69	1.79	1.69	1.61	1.46	1.35	1.70	1.81	1.97	1.88	1.69
Tm	0.24	0.17	0.19	0.15	0.29	0.25	0.26	0.25	0.24	0.22	0.20	0.26	0.27	0.29	0.28	0.25
Yb	1.45	1.10	1.24	0.98	1.82	1.62	1.67	1.55	1.45	1.33	1.21	1.58	1.60	1.71	1.73	1.60
Lu	0.23	0.17	0.20	0.15	0.28	0.25	0.25	0.24	0.23	0.22	0.19	0.26	0.27	0.29	0.29	0.25
Hf	3.33	4.60	2.94	2.92	3.40	3.39	4.39	3.27	3.48	3.30	3.17	3.67	3.70	3.57	3.78	3.10
Ta	0.27	0.32	0.17	0.23	0.23	0.23	0.25	0.31	0.30	0.19	0.25	0.32	0.32	0.34	0.33	0.25
Tl	0.12	0.06	0.15	0.18	0.08	0.08	0.05	0.05	0.06	0.14	0.05	0.09	0.10	0.17	0.10	n.d
Pb	5.30	8.92	5.68	6.70	5.85	5.00	5.00	5.00	5.00	5.10	6.32	6.22	6.25	6.31	6.97	5.22
Th	2.18	2.59	1.46	2.51	2.03	2.16	3.28	1.65	1.85	1.68	1.76	2.13	2.25	1.99	2.23	1.64
U	0.70	0.80	0.49	0.77	3.21	0.92	1.28	0.55	0.64	0.64	0.79	0.74	0.76	0.64	0.72	0.60
B	8.40	8.70	13.20	15.30	9.00	9.00	6.00	9.20	14.60	n.a	18.20	13.90	13.60	8.50	12.00	0.00
Be	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.00	1.00	n.a	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
La/Yb	15.79	28.12	10.74	17.61	6.29	6.27	10.47	7.47	9.01	8.15	9.87	8.78	8.34	7.62	7.80	7.06

* Las edades fueron tomadas de Allan y Carmichael (1984) y Allan (1986)

° Robin y Boudal (1987)

X Carmichael et al. (2005)

Schaaf (1990)

1 Las técnica analítica empleada para determinar todos los elementos traza fue ICP-MS

Fe2O3 calculado=(Fe2O3*0.15)

FeOcalculado=(Fe2O3*0.85*0.8998)

Muestra	Conos alcalinos									Xenolitos				Basamento					
	Col-6	Col-9	Col-12	Col-14B	Col-18	Col-19	Col-20	Col-21	Col-13	Col-15	Col-16	Col-17	XEN-C	XEN-18-1C	XEN-B	XEN6-SA	TCM-1	MZ-2	JLT-7
Localidad	Cráter	Flanco sur del Nevado	San Antonio	Los Hijos del Volcán	Volcancito norte	Volcancito norte	Flanco Sur	Flanco Sur	Cantera Apastepec	Volcán Telcampana	Volcán La Erita	Cantera Los Alpes	Barranca Cordobán	Barranca Cordobán	Barranca Cordobán	Barranca San Antonio	Tecomán	Manzanillo	Jilotlán
msnm	3.800	3.380	1.250	2.420	3.360	3.300	2.520	2.450	1.650	1.380	1.560	2.240	2.400	2.500	2.400	2.054	42	32	1.291
Lat N	19°30' 50"	19°35'4"	19°27'11"	19°29'55"	19°29'54"	19°31'15"	19°29'28"	19°29'19"	19°37'54"	19°41'36"	19°38'45"	19°38'29"	19°29'19"	19°29'19"	19°29'19"	19°27'37"	18°49'36"	19°00'28"	19°23'42"
Long W	103°37' 02"	103°35'54"	103°42'49"	103°37' 42"	103°37'08"	103°36'43"	103°37'44"	103°37'25"	103°29'42"	103°47'19"	103°45'30"	103°36'7"	103°07'25"	103°07'25"	103°07'25"	103°37'12"	103°50'48"	104°14'37"	103°04'21"
Técnica analítica	FRX	ICP	ICP	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	ICP	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX
Laboratorio	LUGIS	ACTLABS	ACTLABS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	ACTLABS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS
Edad-Erupción	2002	1818	1913	Prehistórica	1975	Prehistórica	Prehistórica	Prehistórica	62 kaX	140 kaX	165 kaX	?	?	?	?	?	?	69 ±3 Ma#	68 ±12 Ma#
Tipo de material	domo	pómez	escoria	domo	lava	lava	lava	lava	escoria	escoria	escoria	escoria	Xenolito	Xenolito	Xenolito	Xenolito	granito	granodiorita	granito
SiO ₂	59.93	58.14	58.79	60.58	61.42	58.05	58.17	58.72	49.58	48.88	48.57	53.10	61.73	65.09	46.18	50.28	68.78	63.93	60.84
TiO ₂	0.63	0.66	0.67	0.58	0.61	0.78	0.64	0.65	1.57	1.07	1.29	1.04	0.35	0.38	3.23	1.70	0.75	0.89	0.83
Al ₂ O ₃	17.57	17.62	17.31	17.47	17.60	17.86	17.45	17.98	13.18	12.55	11.00	15.04	19.54	18.51	16.33	16.11	15.48	14.84	16.66
Fe ₂ O ₃	2.34	1.57	1.71	2.48	1.95	1.97	2.10	2.37	4.46	5.48	4.74	3.37	0.69	0.22	9.05	5.44	2.33	1.42	1.89
FeO	3.27	4.04	4.23	3.36	3.43	4.16	3.65	3.55	3.85	2.82	3.59	3.78	0.85	0.65	7.24	7.90	0.48	3.96	3.55
MnO	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.13	0.11	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.04	0.02	0.41	0.30	0.02	0.09	0.09
MgO	3.93	3.83	4.53	3.50	2.83	4.17	3.44	3.84	10.17	12.78	13.65	8.01	1.93	1.25	4.78	6.30	0.26	2.00	3.09
CaO	6.32	6.47	6.67	6.11	5.92	7.04	6.21	6.45	8.86	9.06	9.01	8.72	7.35	6.49	8.95	7.34	1.07	3.96	5.11
Na ₂ O	4.34	4.57	4.28	4.56	4.74	4.39	4.36	4.44	2.40	2.51	2.15	3.53	6.29	6.22	3.59	3.68	6.64	3.83	4.28
K ₂ O	1.25	1.20	1.07	1.16	1.39	1.26	1.38	1.13	3.63	3.35	3.73	2.10	0.51	0.79	0.33	0.57	3.87	4.04	2.48
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.17	0.17	0.21	0.23	0.24	0.17	0.96	0.88	0.97	0.50	0.18	0.20	0.43	0.20	0.15	0.18	0.24
LOI	0.03	0.33	0.12	0.00	-0.09	-0.04	1.99	0.13	-0.02	0.16	0.58	0.33	0.30	0.32	-0.53	-0.38	0.67	0.22	0.48
SUMA	99.90	98.72	99.66	100.09	100.12	100.00	99.74	99.54	98.75	99.67	99.40	99.63	99.75	100.13	100.00	99.44	100.50	99.36	99.53
Ni	36	176	54	30	20	20	24	55	201	309	358	108	20	20	26	43	20	20	24
V	89	133	148	92	84	116	121	128	215	142	156	150	56	27	565	437	32	111	187
Cr	80	175	241	183	116	141	179	168	555	738	870	349	102	180	93	106	114	293	325
Co	16	19	22	15	12	16	15	18	37	39	42	28	3	1	34	39	2	13	17
Cu	31	84	31	17	22	21	22	34	84	32	58	68	14	33	350	37	23	29	49
Zn	60	74	81	67	82	71	89	83	74	80	92	82	30	30	327	182	30	89	82
Ga	n.a	18.78	20.37	17.52	18.14	17.81	18.25	17.91	17.81	15.21	14.87	18.71	20.62	20.22	25.40	n.a	16.53	19.11	n.a
Ge	n.a	1.04	1.23	1.17	1.15	1.10	1.50	1.46	1.54	1.29	1.53	1.18	1.57	1.48	2.63	n.a	0.84	1.83	n.a
Rb	17.80	17.37	17.07	16.76	20.38	16.14	19.84	17.51	48.90	29.45	35.58	20.24	2.88	5.77	3.86	7.75	32.24	148.26	85.00
Sr	579.00	597.59	602.44	502.27	535.80	615.76	731.42	537.67	1630.00	1940.00	1690.00	1180.00	778.98	701.98	529.13	366.00	159.44	200.72	570.00
Y	16.27	15.63	16.59	14.90	16.48	17.05	16.05	16.25	20.94	18.09	16.72	18.58	11.91	13.34	39.90	26.56	16.92	36.06	15.76
Zr	116.00	99.98	101.67	104.50	131.72	117.99	143.54	132.24	329.35	262.99	325.94	166.35	176.45	138.95	160.78	56.87	250.34	466.36	190.55
Nb	3.23	3.08	3.02	4.90	4.30	3.64	7.40	5.38	8.87	7.03	8.10	7.09	3.74	3.39	5.08	2.21	8.79	11.58	7.55
Cs	0.59	0.52	0.52	0.63	0.77	0.51	0.61	0.54	0.40	0.48	0.36	0.36	0.10	0.11	0.11	0.20	0.10	3.81	2.85
Ba	464.00	472.46	485.29	543.24	603.96	525.93	537.92	455.31	1680.00	2010.00	2110.00	952.77	335.89	258.11	147.29	216.60	522.49	672.33	517.59
La	11.08	11.29	11.13	8.73	11.35	11.36	14.32	9.96	30.01	38.39	42.25	26.08	8.87	7.66	7.91	6.98	14.32	18.09	21.31
Ce	22.73	25.07	24.79	18.74	24.37	25.57	31.04	21.57	68.98	84.65	92.73	56.40	22.28	18.84	21.88	16.79	29.45	43.36	44.62
Pr	2.86	2.94	2.96	2.39	3.08	3.33	3.78	2.66	8.30	10.82	11.78	7.20	3.06	2.59	3.49	2.35	3.79	5.90	5.58
Nd	12.38	13.40	13.90	10.35	13.08	14.63	14.91	10.90	38.20	45.87	48.15	30.12	12.72	11.61	18.59	12.34	14.36	25.49	23.72
Sm	3.09	3.16	3.32	2.46	2.88	3.29	3.54	2.78	7.86	8.79	8.41	6.01	2.45	2.54	5.67	3.74	3.53	6.24	4.92
Eu	1.01	1.00	1.06	0.84	0.96	1.07	1.09	0.93	2.20	2.40	2.25	1.77	0.96	0.93	1.79	1.31	1.07	0.97	1.13
Gd	2.94	2.95	3.22	2.44	2.73	3.01	3.12	2.73	6.14	6.09	5.50	4.78	2.07	2.25	6.80	4.40	3.10	5.86	4.13
Tb	0.47	0.47	0.49	0.40	0.43	0.48	0.51	0.47	0.80	0.69	0.63	0.62	0.32	0.37	1.25	0.82	0.52	1.03	0.59
Dy	2.90	2.86	3.05	2.50	2.68	2.93	2.77	2.68	4.33	3.58	3.33	3.43	1.80	2.03	7.23	4.96	2.86	5.76	3.04
Ho	0.60	0.57	0.60	0.52	0.57	0.62	0.53	0.53	0.76	0.62	0.61	0.64	0.37	0.42	1.46	1.12	0.56	1.15	0.59
Er	1.64	1.76	1.87	1.60	1.75	1.85	1.69	1.68	2.24	1.77	1.70	1.83	1.17	1.32	4.39	2.96	1.77	3.63	1.58
Tm	0.24	0.27	0.29	0.25	0.27	0.27	0.25	0.25	0.30	0.23	0.22	0.25	0.18	0.21	0.65	0.44	0.27	0.57	0.22
Yb	1.55	1.61	1.77	1.58	1.68	1.74	1.57	1.60	1.86	1.46	1.34	1.57	1.23	1.33	3.77	2.58	1.65	3.50	1.35
Lu	0.24	0.25	0.28	0.23	0.27	0.26	0.26	0.25	0.28	0.20	0.19	0.23	0.21	0.23	0.56	0.39	0.25	0.54	0.22
Hf	3.09	3.26	3.29	2.82	3.43	3.17	3.29	2.96	11.59	7.45	9.86	4.32	3.49	3.15	3.87	1.91	5.57	10.82	5.40
Ta	0.24	0.27	0.26	0.20	0.24	0.20	0.22	0.19	0.61	0.47	0.34	0.37	0.16	0.24	0.34	0.12	0.64	0.91	0.71
Tl	n.d	0.08	0.05	0.08	0.10	0.09	0.15	0.07	0.07	0.07	0.20	0.09	0.08	n.d	n.d	n.d	0.07	0.47	n.d
Pb	5.50	5.00	5.22	5.00	6.04	5.61	6.38	5.77	11.11	9.19	18.92	7.58	5.00	5.00	5.00	3.62	5.00	8.87	7.55
Th	1.62	1.86	1.77	1.55	2.00	1.66	1.89	1.52	3.88	5.47	4.34	2.68	1.01	1.17	0.54	0.49	3.49	10.20	12.06
U	0.60	0.62	0.68	0.64	0.82	0.73	0.69	0.57	1.10	1.70	1.50	1.05	0.39	0.15	0.22	0.32	1.05	3.69	2.75
B	0.00	14.60	15.00	13.00	11.00	2.00	10.00	13.00	4.60	2.00	2.00	3.00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Be	0.00	1.00	1.00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	5.00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.27	n.a	n.a	2.34
La/Yb	7.15	7.01	6.29	5.52	6.77	6.53	9.12	6.23	16.16										

		meta-arenisca	Basaltos de la Placa Rivera			
Muestra	Aq-1	ATG-1	D5-2 EXT	D5-2 INT	D5-1 INT	D5-1 EXT
Localidad	Aguila	Puente El Nuevo	Placa Rivera	Placa Rivera	Placa Rivera	Placa Rivera
msnm	628	1,090				
Lat N	18°37'22"	19°30'32"				
Long W	103°26'53"	103°26'34"				
Técnica analítica	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS
Edad-Erupción	?	?	?	?	?	?
Tipo de material	gabro	meta-arenisca	lava	lava	lava	lava
SiO ₂	46.42	75.77	48.66	50.50	49.68	48.64
TiO ₂	1.08	0.04	2.53	2.95	3.93	3.72
Al ₂ O ₃	19.88	14.10	13.92	16.54	13.70	12.04
Fe ₂ O ₃	5.32	0.27	6.05	3.53	2.83	8.57
FeO	6.34	0.51	7.56	6.51	8.54	6.6
MnO	0.17	0.07	0.20	0.20	0.30	0.35
MgO	5.45	0.20	6.22	3.18	5.24	5.40
CaO	10.19	0.44	9.48	11.24	11.00	10.15
Na ₂ O	2.62	4.26	3.05	3.65	2.55	2.20
K ₂ O	0.68	4.22	0.71	0.42	0.37	0.84
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.27	0.31	0.36	0.30
LOI	0.89	0.31	0.36	0.04	0.07	0.61
SUMA	99.14	100.24	98.99	99.06	98.57	99.41
Ni	15	20	118	135	318	101
V	378	5	442	376	398	336
Cr	112	344	226	310	256	226
Co	43	1	104	45	85	35
Cu	151	10	260	64	n.a	n.a
Zn	72	46	324	109	n.a	n.a
Ga	n.a	20.98	n.a	n.a	22.00	18
Ge	n.a	2.09	n.a	n.a	1.40	1.2
Rb	11.77	232.92	5.66	16.01	5.09	18.00
Sr	628.40	15.63	175.50	147.65	172.27	146.00
Y	11.55	17.43	75.99	64.55	65.81	52.60
Zr	28.91	58.32	235.20	209.00	205.13	156.00
Nb	2.62	14.33	8.28	7.03	6.01	8.00
Cs	0.30	8.52	0.27	0.68	0.18	0.60
Ba	159.05	15.31	93.65	44.69	64.55	42.00
La	4.95	4.14	9.26	6.98	7.74	6.68
Ce	11.40	10.09	26.43	21.88	22.71	19.40
Pr	1.49	1.35	4.21	3.52	3.40	3.18
Nd	7.54	5.84	23.40	19.77	19.78	17.90
Sm	2.02	1.81	8.05	6.82	7.00	5.81
Eu	0.71	0.12	2.50	2.10	2.38	1.96
Gd	1.95	2.37	10.57	8.94	8.91	7.80
Tb	0.36	0.45	2.00	1.71	1.87	1.43
Dy	2.11	2.74	11.88	10.10	10.83	8.91
Ho	0.46	0.52	2.66	2.25	2.40	1.89
Er	1.23	1.51	7.73	6.55	7.03	5.61
Tm	0.20	0.23	1.01	0.87	0.91	0.83
Yb	1.11	1.38	7.32	6.18	6.47	5.20
Lu	0.18	0.19	1.15	0.97	1.00	0.79
Hf	1.04	2.36	6.36	5.53	5.69	4.40
Ta	0.18	1.88	0.61	0.53	0.45	2.45
Tl	n.d	1.88	n.d	n.d	n.d	n.d
Pb	4.52	12.75	1.55	1.30	0.78	5.00
Th	0.20	6.54	0.71	0.64	0.71	0.46
U	0.21	2.55	0.20	0.29	0.27	0.28
B	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Be	0.98	n.a	0.98	0.88	0.60	n.a
La/Yb	4.459	3.01	1.27	1.13	1.20	1.28

Tabla 3. Datos isotópicos del Complejo Volcánico de Colima, xenolitos, rocas del basamento y basaltos de la Placa Rivera.

Muestra	Volcán	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma_{\text{abs.}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma_{\text{abs.}}$	ϵNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma_{\text{rel.}}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma_{\text{rel.}}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma_{\text{rel.}}$	$\delta^{18}\text{O}$	σ	δD	σ
VC-1	Cántaro	0.703609	38	0.512778	23	2.7	18.581	0.021	15.574	0.037	38.305	0.028	n.a	n.c	n.a	
VC-2	Cántaro	0.703778	37	0.512829	24	3.7	18.622	0.031	15.609	0.068	38.390	0.052	n.a	n.c	n.a	
VC-2A	Cántaro	n.a	37	0.512828	16	3.27	18.558	0.066	15.553	0.099	38.249	0.113	n.a	n.c	n.a	
VC-2B	Cántaro	0.703606	38	0.512878	17	4.68	18.572	0.031	15.594	0.053	38.325	0.042	n.a	n.c	-48	
NCOL-1	Nevado	0.70356	36	0.512935	17	5.79	18.619	0.048	15.570	0.048	38.324	0.047	n.a	n.c	n.a	
NCOL-2	Nevado	0.703508	39	0.512942	18	5.93	18.624	0.025	15.578	0.031	38.343	0.032	n.a	n.c	n.a	
NCOL-3	Nevado	0.703481	36	0.512893	23	4.97	18.586	0.050	15.568	0.066	38.292	0.084	n.a	n.c	n.a	
Col-7	PFGO	0.703518	38	0.512931	21	5.72	18.574	0.037	15.561	0.038	38.275	0.040	5.74	0.32	-23.8	n.c
Col-8	PFGO	0.703595	33	0.512878	24	4.68	18.584	0.050	15.571	0.049	38.313	0.050	n.a	n.c	n.a	
VPF-9	PFGO	0.703521	34	0.512899	14	5.09	18.573	0.045	15.560	0.062	38.338	0.071	6.10	0.10	n.a	
Col-11	PFGO	0.703541	37	0.512876	19	4.64	18.564	0.027	15.563	0.028	38.271	0.029	6.52	0.01	n.a	
Col-1	Colima	0.703565	37	0.512961	20	6.3	18.571	0.062	15.562	0.690	38.288	0.087	5.81	0.07	n.a	
Col-2	Colima	0.703569	32	0.512964	19	6.36	18.577	0.049	15.570	0.055	38.315	0.065	5.69	0.11	n.a	
Col-3	Colima	0.703542	37	0.512975	21	6.57	18.585	0.035	15.587	0.041	38.361	0.048	5.68	0.00	-34.8	n.c
Col-4	Colima	0.703605	38	0.512931	23	5.72	18.571	0.030	15.564	0.030	38.285	0.032	5.81	0.13	n.a	
Col-5	Colima	0.703551	39	0.512929	24	5.68	18.573	0.031	15.568	0.032	38.298	0.034	6.09	0.10	n.a	
Col-6	Colima	0.703564	40	0.512993	16	6.92	18.570	0.035	15.563	0.040	38.285	0.048	5.80	0.35	n.a	
Col-9	Colima	0.703535	39	0.512911	20	5.33	18.587	0.047	15.573	0.050	38.323	0.053	6.38	0.02	n.a	
Col-12	Colima	0.70357	38	0.512922	15	5.54	18.610	0.075	15.598	0.089	38.410	0.111	n.a	n.c	n.a	
Col-14B	Colima	0.703614	39	0.512927	18	5.64	18.583	0.042	15.571	0.040	38.320	0.042	6.16	n.c	n.a	
Col-18	Colima	0.703555	39	0.512947	16	6.03	18.586	0.037	15.580	0.039	38.346	0.038	n.a	n.c	n.a	
Col-19	Colima	0.703551	39	0.512936	25	5.81	18.567	0.059	15.565	0.061	38.288	0.063	n.a	n.c	n.a	
Col-20	Colima	0.703581	39	0.512919	18	5.48	18.582	0.019	15.587	0.040	38.314	0.030	6.85	0.10	n.a	
Col-21	Colima	0.703609	37	n.a	n.c	n.a	18.570	0.018	15.567	0.033	38.259	0.020	n.a	n.c	n.a	
Col-13	Conos alc.	0.703879	38	0.512796	16	3.08	18.714	0.055	15.615	0.061	38.568	0.071	na	n.c	n.a	
Col-15	Conos alc.	0.703693	36	0.512909	18	5.29	18.622	0.040	15.569	0.039	38.363	0.041	5.72	0.02	n.a	
Col-16	Conos alc.	0.703782	38	0.512881	14	4.74	18.672	0.040	15.597	0.044	38.470	0.046	n.a	n.c	n.a	
Col-17	Conos alc.	0.703677	30	0.512939	14	5.87	18.620	0.038	15.573	0.036	38.340	0.037	6.13	0.04	n.a	
XEN-C	Xenolito	0.703874	39	0.512877	15	4.66	18.579	0.028	15.598	0.099	38.300	0.040	7.08	n.c	n.a	
XEN-18-10-03	Xenolito	0.703937	40	0.512930	16	5.69	18.594	0.032	15.583	0.107	38.315	0.053	6.84	0.10	n.a	
XEN-B	Xenolito	0.703931	38	0.512944	23	5.96	18.581	0.033	15.602	0.055	38.351	0.053	6.43	0.18	na	
XEN6-SA	Xenolito	0.703932	33	0.512994	21	6.94	18.561	0.018	15.557	0.019	38.258	0.021	n.a	n.c	na	
TCM-1	Basamento	0.703644	37	0.512920	18	5.50	n.a	n.c	n.a	n.c	n.a	n.c	n.a	n.c	na	
ATG-1	Basamento	0.751693	34	0.512721	22	1.62	18.891	0.025	15.629	0.053	38.634	0.042	n.a	n.c	na	
MZ-2	Basamento	n.a		n.a	n.c	n.a	18.669	0.024	15.580	0.053	38.273	0.036	n.a	n.c	na	
JLT-7	Basamento	0.704077	38	0.512823	18	3.61	18.730	0.020	15.600	0.023	38.452	0.027	n.a	n.c	na	
Aq-1	Basamento	0.703780	35	0.512912	17	5.34	18.550	0.098	15.565	0.110	38.262	0.122	n.a	n.c	na	
DS-2 EXT	Rivera	0.702506	39	0.513251	18	11.96	17.754	0.036	15.424	0.040	37.227	0.045	n.a	n.c	na	
DS-2 INT	Rivera	0.702526	41	0.513239	19	11.72	17.744	0.031	15.430	0.035	37.234	0.041	n.a	n.c	na	
DS-1 INT	Rivera	0.702488	39	0.513234	27	11.63	17.795	0.059	15.456	0.067	37.338	0.088	n.a	n.c	na	
DS-1 EXT	Rivera	0.702495	39	0.513256	19	12.06	17.811	0.060	15.456	0.069	37.350	0.082	n.a	n.c	na	

n.a: no analizado, n.c: no calculado

Tabla 3. Datos isotópicos de Sr-Nd y Pb. Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Los valores $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 21$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 317$); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511874 \pm 22$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 159$).

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.90 \pm 0.05\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.08\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.52 \pm 0.11\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$, $n = 119$).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blanco total) y 56 pg Pb (blanco de química).

Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>).