



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA DEL ARCO VOLCÁNICO  
CHIAPANECO (AVC) PORCIÓN NORTE, CHIAPAS, MÉXICO**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

**MAESTRA EN CIENCIAS**

(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)

PRESENTA

**MARIELA CARRERA MUÑOZ**

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JUAN CARLOS MORA CHAPARRO



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*Dedicatorias:*

*A mis padres:*

*Alvaro Carrera Hernández*

*Eloisa Muñoz Andrade*

*A mis hermanos:*

*Damar y Erick*

*Son mi vida entera, los amo.*

## **Agradecimientos**

Deseo agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica.

A mi asesor y director de tesis, el Dr. Juan Carlos Mora Chaparro, también a los miembros de mi jurado por sus valiosos comentarios en la revisión y enriquecimiento de este trabajo: Dra. Barbara M. Martiny, Dr. Peter Schaaf, Dr. José Luis Arce Saldaña y al Dr. Gerardo Aguirre Díaz.

A Conacyt por la beca otorgada para la realización de la maestría, también agradezco al apoyo de los proyectos CONACYT 48506-F y PAPIIT IN103909-3 (Dr. Juan Carlos Mora Chaparro)

Al personal técnico del Taller de Laminación del Instituto de Geología y al técnico Ing. Carlos Linares López del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), por la enseñanza, ayuda y realización de los análisis químicos de minerales.

Al Ing. Teodoro Hernández Treviño por la ayuda proporcionada en el trabajo de molienda y pulverización y por la amistad que me proporcionó en el tiempo que estuve en el posgrado. También a la M. en Geog. Fabiola Mendiola del Laboratorio de sedimentología volcánica del Instituto de Geofísica por su ayuda en la preparación de mis muestras para sus posteriores análisis. Asimismo deseo agradecer a la Quím. Patricia Girón García y Santiago Avilés del Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología por su apoyo durante los análisis de elementos mayores y traza.

Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geofísica, en especial a la Maestra Gabriela Solís Pichardo, por la realización de los análisis isotópicos, así como la oportunidad, el tiempo, ayuda y apoyo que me dedicó en la enseñanza de los análisis isotópicos.

A la coordinación del posgrado del Instituto de Geofísica por el apoyo y ayuda en los diferentes trámites de mi estancia en el posgrado.

A la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra.

En particular deseo agradecer a Mario Ramírez por su gran ayuda desinteresada en el trabajo de campo y por la confianza que me ha brindado. Del mismo modo agradezco a Haidit Figueroa, Anita Garciadiego y Edmundo Sánchez por las repetidas salidas a campo que tuvimos para el estado de Chiapas, sin ustedes no se hubieran obtenido los resultados que hay hasta el momento. La verdad es que valoro mucho su amistad.

También deseo agradecer a Héctor y Rogelio por ayudarme con el procesamiento de mis muestras, pero sobre todo por la amistad que me han brindado en todo este tiempo.

A toda mi familia y a los valores que me han enseñado.

A mis amigos y compañeros Grisi, Israel, Oscar Gustavo, Fausto, Lenin, Nohemí, Diego, Rodrigo, Karla, Sonia, Briones, Carmen, Memo, Viridiana, Ana Lucía, Chuchox, Emmanuel y Daniel.

A Rayita por compartir su tiempo conmigo, por hacer realidad mi sueño, te quiero mucho.

Gracias a todas aquellas personas que de manera directa o indirecta me han ayudado y han estado siempre conmigo.

## INDICE

<b>RESUMEN</b>	<b>vii</b>
<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>Localización</b>	<b>1</b>
<b>Antecedentes</b>	<b>3</b>
<b>Importancia de estudio</b>	<b>4</b>
<b>Objetivos</b>	<b>4</b>
<b>Metodología</b>	<b>4</b>
<b>CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL</b>	<b>7</b>
<b>Marco Volcánico Regional</b>	<b>7</b>
<b>Marco Tectónico Regional</b>	<b>9</b>
<b>Provincias Fisiográficas y Tectónicas</b>	<b>10</b>
<b>Estratigrafía</b>	<b>12</b>
<b>CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA LOCAL</b>	<b>14</b>
<b>Domos volcánicos de la porción norte del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC)</b>	<b>18</b>
DOMO VOLCÁNICO CALVARIO (DVCa)	18
DOMO VOLCÁNICO BUENAVISTA (DVBu)	19
DOMO VOLCÁNICO OCOTAL (DVOc)	20
DOMO VOLCÁNICO BANDERA (DVBa)	21
DOMO VOLCÁNICO DANTA (DVDa)	22
DOMO VOLCÁNICO SAN MIGUEL (DVSM)	23
DOMO VOLCÁNICO TAPALAPA (DVTa)	24
<b>CAPÍTULO 4. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA</b>	<b>26</b>
<b>Características Petrográficas de los domos volcánicos</b>	<b>26</b>
DOMO VOLCÁNICO CALVARIO (DVCa)	26
DOMO VOLCÁNICO BUENAVISTA (DVBu)	28
DOMO VOLCÁNICO OCOTAL (DVOc)	34
DOMO VOLCÁNICO BANDERA (DVBa)	36
DOMO VOLCÁNICO DANTA (DVDa)	38
DOMO VOLCÁNICO SAN MIGUEL (DVSM)	40
DOMO VOLCÁNICO TAPALAPA (DVTa)	42
<b>Geoquímica de Roca Total</b>	<b>49</b>
ELEMENTOS MAYORES	49
ELEMENTOS TRAZA	54
DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS	56
DIAGRAMA DE TIERRAS RARAS (REE)	58
<b>Geoquímica Isotópica de Sr, Nd y Pb</b>	<b>60</b>

<b>CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN</b>	<b>66</b>
<b>Petrología</b>	<b>67</b>
<b>Geoquímica</b>	<b>68</b>
<b>Isótopos de Sr, Nd y Pb</b>	<b>69</b>
<b>Comparación del Arco Volcánico Chiapaneco con el     Arco Volcánico Centroamericano y la Faja Volcánica     Transmexicana</b>	<b>74</b>
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>77</b>
<b>REFERENCIAS</b>	<b>79</b>
<b>ANEXO</b>	<b>87</b>

## RESUMEN

En el presente trabajo se identificaron siete domos volcánicos: Calvario, Buenavista, Ocotál, Bandera, Danta, San Miguel y Tapalapa, los cuales conforman a la porción norte del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC). Se considera que la edad de emplazamiento de estas estructuras fue a partir del Plioceno (aproximadamente 2 Ma). Se presentan por primera vez las características petrográficas y geoquímicas de los domos volcánicos.

Las rocas de los domos volcánicos son de composición química traquiandesítica, con minerales de plagioclasa, ortopiroxenos, clinopiroxenos, hornblenda, biotita y óxidos de Fe-Ti inmersos en una matriz de microlitos y vidrio. Los fenocristales muestran rasgos de reabsorción, textura de tamiz y bordes corroídos, evidenciando variaciones de temperatura y/o presión en el sistema magmático.

Mediante el análisis de geoquímica se caracterizaron los magmas de los domos volcánicos y los depósitos de flujos de bloques y cenizas, y se compararon con las rocas del volcán Chichón y con la parte central del AVC, los cuales pertenecen a la serie calciálcálica, con un contenido de medio a alto en potasio y una composición química intermedia.

Se determinó que en las rocas de los domos volcánicos hay una existencia de un enriquecimiento de los elementos LILE y Pb con respecto a los HFSE, y también hay un enriquecimiento de los elementos de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas, este comportamiento es característico de magmas asociados a procesos de subducción en arcos volcánicos.

Se encontró que las rocas del AVC presentan enriquecimiento en elementos como el  $K_2O$ , Rb y LREE, así como en relaciones isotópicas de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  y de  $^{208}Pb/^{204}Pb$  comparados con otras rocas andesíticas del AVCA y de la FVTM. Se sugiere que estos enriquecimientos se pueden relacionar a una contaminación de la corteza continental en los magmas del AVC.

## **ABSTRACT**

In the present study identified seven volcanic domes: Calvario, Buenavista, Ocotal, Bandera, Danta, San Miguel and Tapalapa, which form the northern portion of the Chiapas Volcanic Arc (AVC). It is considered that the age of emplacement of these structures was from the Pliocene (about 2 Ma). Are presented for the first time the petrographic and geochemical characteristics of the volcanic domes.

The rocks are volcanic domes trachyandesites chemistry with minerals of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, hornblende, biotite and Fe-Ti oxides within a matrix of microlites and glass. The phenocrysts show reabsorption features, sieve texture and corroded edges, showing changes in temperature or pressure in the magmatic system.

Through geochemical analysis characterized the magmas of the volcanic domes and deposits of block and ash flows, and compared with the rocks of the volcano El Chichon and the central part of the AVC, which belong to the calc-alkaline series with a medium to high content of potassium and a chemical composition intermediate.

It was determined that the rocks of the volcanic domes is an existence of an enrichment of LILE and Pb elements with respect to HFSE, and there is an enrichment of light rare earth elements with respect to heavy rare earth elements, this behavior is characteristic of magmas associated with subduction processes in volcanic arcs.

Found that rocks of AVC have enrichment in elements such as K<sub>2</sub>O, Rb and LREE, as well as isotope ratios of <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and isotope ratios and <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb compared with other andesitic rocks of the TMVB AVCA. It is suggested that these enrichments may be related to contamination of continental crust in the magma of AVC.

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

### Localización

La porción norte del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) se localiza a 47 km de Tuxtla Gutiérrez, capital del estado de Chiapas, México, entre las coordenadas 93°11'42" - 93°00'58" de longitud oeste y 17°14'16" - 17°07'37" latitud norte (coordenadas UTM 15Q 479243 y 1905880; 15Q 498282 y 1893615) (Figura 1).

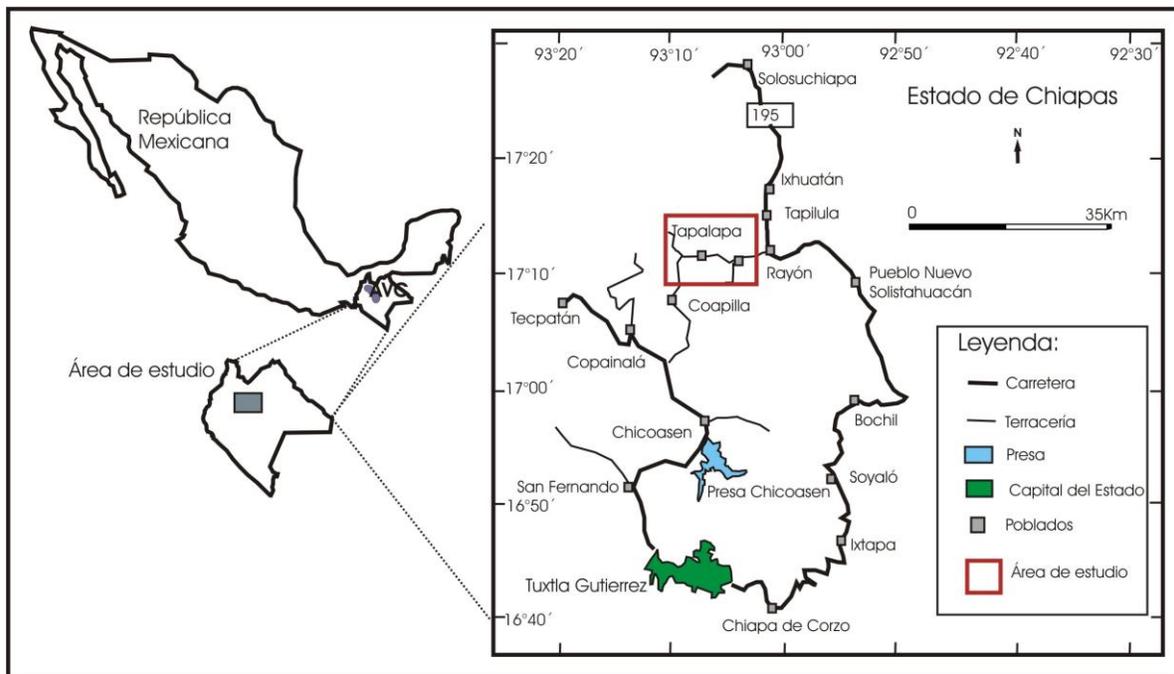


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

El área que abarca la porción norte del AVC es de aproximadamente 235 km<sup>2</sup> y está compuesta de siete domos volcánicos los cuales son el Calvario (DVCa), Tapalapa (DVTa), Danta (DVDa), Ocotal (DVOc), Buenavista (DVBu), Bandera (DVBa) y San Miguel (DVSM). Estas estructuras se localizan al norte del complejo dómico Tzontehuitz, que es la última estructura de la parte central del AVC, y al sureste del volcán Chichón (Figura 2).

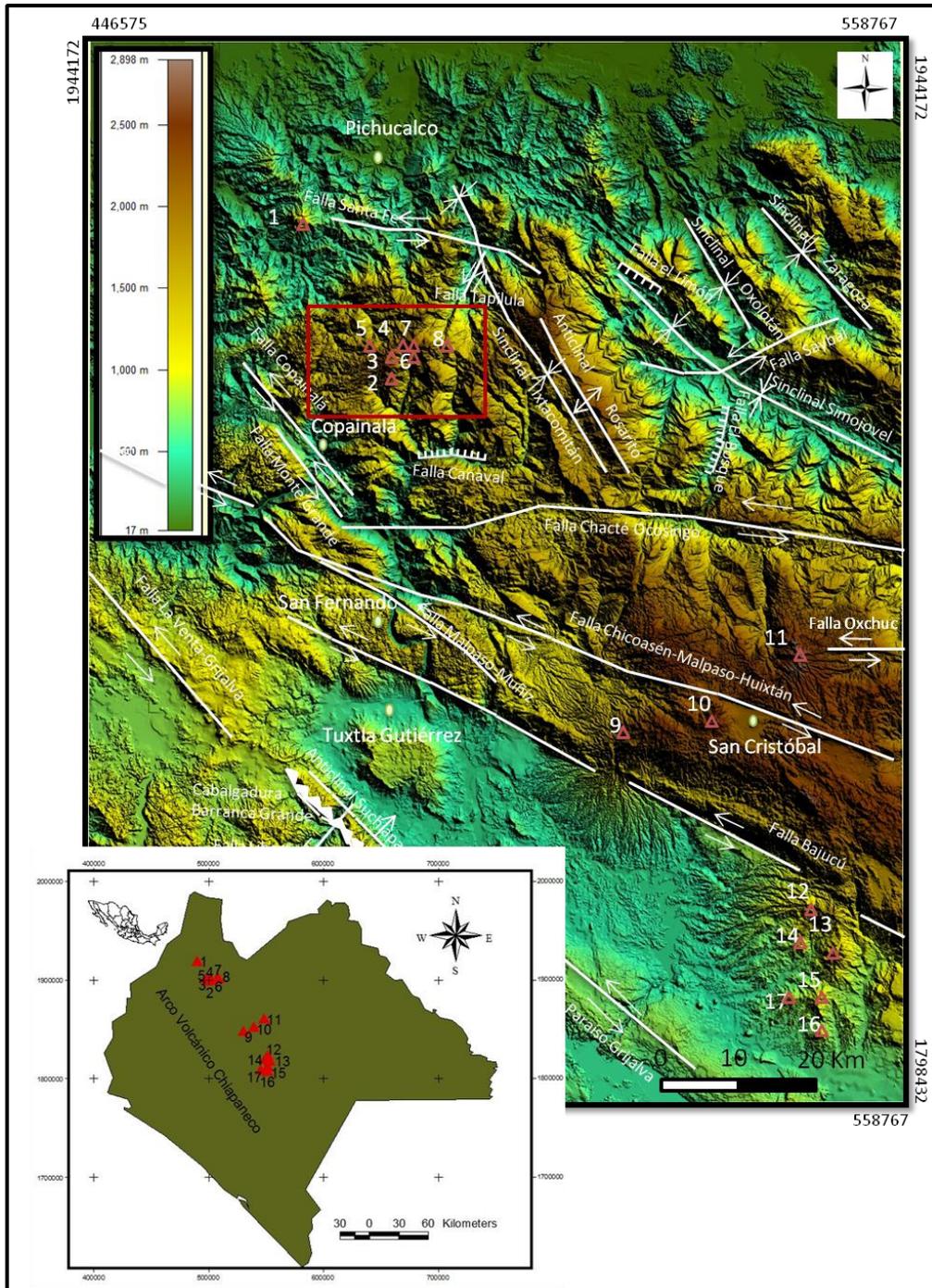


Figura 2. Modelo digital de elevación mostrando la ubicación de las estructuras volcánicas del Arco Volcánico Chiapaneco: 1) volcán Chichón; 2) Calvario; 3) Tapalapa; 4) Danta; 5) Ocotal; 6) Buenavista; 7) Bandera; 8) San Miguel; 9) Navenchauc; 10) Huitepec; 11) Tzontehuitz; 12) La Iglesia; 13) Mispía; 14) La Lanza; 15) Santotón; 16) Venustiano Carranza; 17) Miguel Hidalgo. En el recuadro de color rojo se muestra la ubicación del área de estudio. Las estructuras geológicas se tomaron de Islas Tenorio et al., 2004 y Martínez Amador et al., 2005.

## **Antecedentes**

El trabajo más antiguo que se tiene acerca del AVC es por Damon y Montesinos (1978) quienes mencionan por primera vez la existencia del arco, el cual inicia en los límites de Tabasco con el volcán Chichón y se extiende hasta el poblado de Venustiano Carranza con el domo volcánico que lleva el mismo nombre del poblado. La longitud del arco es de aproximadamente 150 km y está compuesto por volcanes alineados irregularmente en dirección NO.

Jaimes-Viera (2006) y Mora et al. (2007) realizaron el primer estudio geológico-geoquímico sólo de la parte central del AVC y proponen la primera cartografía de esta área. Estos autores describen las características petrológicas y geoquímicas de las diferentes estructuras volcánicas que conforman la parte central del AVC: cráter de explosión Navenchouc (CEN), estructura de colapso Apas (ECA), los domos volcánicos La Iglesia, Santotón, Venustiano Carranza, Amahuitz, Miguel Hidalgo, Mispía, La Lanza, Huitepec y el complejo dómico Tzontehuitz. Los autores concluyen, de forma general, que la distribución de estas estructuras volcánicas está regida por una falla orientada norte-sur, a la cual denominaron falla Venustiano Carranza-Tzontehuitz. Los productos emitidos por las estructuras volcánicas son calcialcalinas con contenido de potasio de medio a alto, los cuales caen dentro del campo de las andesitas y dacitas, originadas en un ambiente de subducción donde la placa de Cocos subduce a la placa Norteamericana.

En la porción norte del AVC sólo se hace alusión de la existencia de rocas volcánicas: Castro-Mora (1999) menciona la existencia de rocas extrusivas terciarias en la región, mientras que Islas Tenorio et al. (2004) indican la existencia de un vulcanismo terciario-cuaternario, y señalan que en el área de estudio hay andesita y brecha andesítica, intercalada con depósitos de lapilli. Sin embargo hasta el momento no se ha desarrollado una cartografía a detalle, ni mucho menos un análisis petrográfico y geoquímico de las rocas en esta zona de estudio.

## **Importancia de estudio**

La porción norte del AVC ha sido muy poco estudiada hasta el momento y por tanto se carece de características geológicas, petrológicas, geoquímicas e isotópicas. Por ello en este trabajo se pretende entender el origen, la evolución de los magmas en el área de estudio y su relación con el magmatismo de las estructuras del AVC.

## **Objetivos**

El objetivo principal de este trabajo es definir la cartografía y las características petrogenéticas de las rocas de las estructuras volcánicas en la porción norte del AVC.

Para el desarrollo de la presente tesis se consideraron los siguientes objetivos particulares, que ayudará a definir el objetivo principal:

- Cartografía del área de estudio, escala 1:50 000.
- Realizar un análisis petrográfico, geoquímico e isotópico (Sr, Nd y Pb) de los domos volcánicos pertenecientes a la porción norte del AVC.
- Determinar el origen y evolución de los magmas emitidos por las estructuras volcánicas en la porción norte del AVC.
- Analizar la relación de la actividad magmática en el área de estudio con la parte central del AVC.

## **Metodología**

La metodología que se empleó para la realización de este trabajo fue la siguiente:

Trabajo de Gabinete:

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación de la información bibliográfica existente, además de la adquisición de la carta topográfica Tecpatán a escala 1:50 000, y de fotografías aéreas con escala 1:75 000, con la finalidad de realizar la cartografía escala 1:50 000 del área de estudio. Asimismo se elaboró material

gráfico y tablas de los análisis petrográficos, geoquímicos e isotópicos que se llevaron a cabo mediante la realización de este trabajo. Después de cada etapa de campo, laboratorio y gabinete se interpretaron los resultados obtenidos, para finalmente llegar a la redacción de esta tesis.

Trabajo de campo:

En el trabajo de campo se fue modificando la cartografía ya elaborada en gabinete, se identificaron los siete domos volcánicos, y se describieron sus estructuras, texturas y depósitos asociados. También se realizó la recolección de muestras de los domos volcánicos, tomando en cuenta que no estuvieran alteradas por intemperismo, algún contacto con agua de arroyos o con fracturamiento presentando vetillas de minerales secundarios, para no modificar los resultados petrográficos, geoquímicos e isotópicos.

Trabajo de laboratorio:

Esta etapa consistió en la selección y preparación de 14 muestras para los análisis petrográficos, químicos e isotópicos.

En primer lugar se descostraron las muestras para eliminar las zonas superficiales alteradas de los bloques colectados, después se fragmentaron a tamaños más pequeños (aproximadamente 5 cm) y se dividieron en tres grupos: para el análisis petrográfico, geoquímico e isotópico.

En la determinación de las características petrográficas de las muestras de rocas de las estructuras volcánicas se realizaron 14 secciones delgadas y 2 secciones pulidas, las cuales fueron elaboradas en el taller de laminación del Instituto de Geología, UNAM. Las descripciones petrográficas se hicieron con el microscopio petrográfico Olympus en la sala de microscopios del departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, UNAM.

Se realizaron análisis químicos de las principales fases minerales (plagioclasas, piroxenos, hornblenda y óxidos) y vidrio de las secciones pulidas de las rocas representativas de los domos Tapalapa y Buenavista, ya que son las rocas que presentaban las mejores características físicas de los minerales. Los análisis se realizaron en el Laboratorio Universitario de Petrología, del Instituto de Geofísica, con la microsonda electrónica de barrido JEOL modelo JXA-8900R, equipado con

cinco espectrómetros de longitud de onda de energía dispersada de rayos X. Las condiciones que se utilizaron para medir los distintos minerales (excepto vidrios) son las siguientes: voltaje de aceleración de 20 kv; apertura de corriente de 20 nA, diámetro del haz de electrones de 1  $\mu\text{m}$ . Las condiciones que se utilizaron para medir los vidrios son las siguientes: voltaje de aceleración de 20 kv; apertura de corriente de 15 nA; diámetro del haz de electrones 1-5  $\mu\text{m}$ .

En la determinación de concentraciones de elementos mayores y traza así como de las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb se utilizó la metodología descrita en los manuales internos de procedimientos del LUGIS (<http://www.geologia.unam.mx/geoq/lugis/manual.html>). Una vez que se fragmentó la roca a tamaños de 5 cm aproximadamente y se lavaron las muestras debidamente, se introdujeron a la quebradora de acero para obtener fragmentos de aproximadamente 1 cm, posteriormente las muestras se pulverizaron a un tamaño menor a 75  $\mu$  en un pulverizador de anillos de acero, con lo cual la posible contaminación significativa hacia la muestra es en pequeñas cantidades de Fe y Cr. Por último las muestras se cuartearon y homogeneizaron para sus posteriores análisis.

Con el objetivo de conocer las concentraciones de elementos mayores y traza se analizaron 9 muestras en el laboratorio de fluorescencia de rayos X en el LUGIS del Instituto de Geología utilizando un espectrómetro secuencial de rayos X, SRS 3000 marca SIEMENS y se analizaron 5 muestras por ICP MS en Activation Laboratories de Ancaster (Actlabs) de Canadá. Para los análisis isotópicos se seleccionaron 7 muestras (una por estructura volcánica); estos análisis isotópicos se realizaron en las instalaciones del LUGIS del Instituto de Geofísica. En la determinación de las relaciones isotópicas se separaron los elementos de Sr, Nd y Pb por medio de columnas de intercambio iónico DOWEX (Sr y tierras raras), de columnas para tierras raras (Nd) y de columnas para Pb común para posteriormente medir sus isótopos mediante un espectrómetro de masas Finningan MAT 262.

## **CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL**

### **Marco Volcánico Regional**

#### **ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO (AVC)**

El Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) es una cadena irregular de volcanes en dirección NO-SE y tiene una longitud aproximada de 150 km (Damon y Montesinos, 1978) (Figura 3). En el extremo NO se encuentra el volcán Chichón el cual es un complejo volcánico formado por cráteres y domos, su magmatismo inició hace 0.37 Ma con la emisión de domos de lava y la actividad más reciente del volcán fué la erupción de 1982 (Layer et al., 2009). A 10 km hacia al este del volcán, en el poblado de Chapultenango se encuentra un dique de 1.1 Ma de composición traquibasáltica (García-Palomo et al., 2004). El área de estudio se encuentra a 22 km hacia el SE del volcán Chichón el cual está conformado por siete domos volcánicos y forman la porción norte del AVC.

La parte central del AVC está compuesto por ocho domos volcánicos, un cráter de explosión, una estructura de colapso y un complejo cónico (Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007; Layer et al., 2009). La estructura volcánica más antigua de la parte central del AVC es el complejo cónico Tzontehuitz con 2.14 Ma y la estructura más reciente reportada hasta el momento es el domo volcánico Venustiano Carranza con 0.22 Ma (Jaimes-Viera et al., 2007).

El AVC se encuentra entre dos grandes provincias volcánicas: la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y el Arco Volcánico Centroamericano (AVCA) (Figura 3).

#### **FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA (FVTM)**

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental constituido por cerca de 8 000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, se extiende desde las costas del Pacífico hasta las costas del Golfo de México (Gómez-Tuena et al., 2005). El arco tiene aproximadamente 1 000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, formando un ángulo cercano a los

16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Demant, 1978; Nixon, 1982; Gómez-Tuena et al., 2005).

La placa de Cocos se encuentra a una profundidad de 100 km bajo el frente volcánico de la FVTM (Pardo y Suárez, 1995), y forma un ángulo inicial de alrededor de 15° volviéndose casi horizontal bajo la placa Norteamericana (Suárez et al., 1990).

El espesor cortical de la FVTM varía y se incrementa desde las costas hacia el interior del continente. La región con el mayor espesor cortical se localiza en el sector oriental de la FVTM, extendiéndose desde el frente volcánico hasta el norte de Puebla. Los valores mayores se encuentran sobre todo en las cercanías del Valle de México y el Valle de Toluca (aproximadamente 47 km). El sector central de la FVTM muestra un espesor cortical relativamente menor (de 30 a 40 km). Las zonas en donde la corteza es más delgada se localizan hacia las costas del Pacífico y el golfo de México (de 15 a 20 km) (Urrutia-Fucugauchi, 1986).

La FVTM se construyó del Mioceno al Cuaternario con acumulación de lavas y material piroclástico (Demant, 1978; Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2005). La FVTM se ha dividido en tres sectores con base en su geología y tectónica (Demant, 1978): una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple entre los *rifts* de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002) y una porción oriental entre el sistema y la costa del Golfo de México.

El origen de la FVTM es hoy en día una controversia, en general la gran mayoría de los autores que se han dedicado a la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas en el arco mexicano se inclinan a pensar que la FVTM debe estar influenciada por las placas de Cocos y Rivera en subducción, sin embargo otros investigadores como Verma y colaboradores consideran que el magmatismo en la FVTM es el producto de un sistema activo de *rift* continental que opera en el centro de México (referidos en Gómez-Tuena et al., 2005).

## ARCO VOLCÁNICO CENTROAMERICANO (AVCA)

Existen numerosos artículos que mencionan la descripción del Arco Volcánico Centroamericano (AVCA). Entre los trabajos que destacan se encuentran los de Carr et al. (1982) y Donnelly et al. (1990) quienes mencionan al AVCA como una cadena de volcanes que inicia en su extremo NO con el Complejo Volcánico Tacaná y se extiende en una franja paralela a la Trinchera Mesoamericana con una longitud aproximada de 1, 300 km desde la frontera de México con Guatemala hasta el centro de Costa Rica. El AVCA se formó como resultado de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe.

La placa de Cocos se encuentra aproximadamente a 100 km de profundidad bajo el AVCA en Guatemala (Carr et al., 2003), y el espesor cortical en Tapachula, Chiapas es de 17 km (Narcia-López et al., 2004).

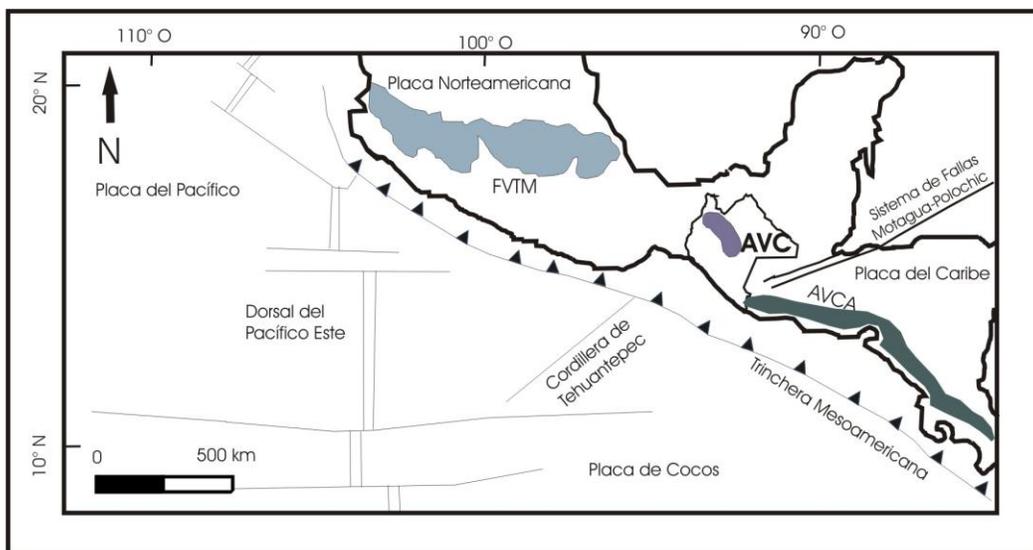


Figura 3. Marco tectónico regional, en donde se muestran las placas Norteamericana, Cocos, Caribe y Pacífico, también el sistema de fallas Motagua-Polochic, la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), el Arco Volcánico Centroamericano (AVCA), y el Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) (modificado de Tepley et al., 2000).

### Marco Tectónico Regional

El AVC se localiza en la zona de interacción de tres placas tectónicas: Norteamericana, Caribe y Cocos. El límite entre la placa Caribe y Norteamericana

está definido por un sistema de fallas con desplazamiento lateral izquierdo que ha sido denominado como sistema de fallas Motagua-Polochic (Figura 3). Este sistema de fallas tiene una orientación general este-oeste, observado por los cauces de los ríos de Motagua y Polochic, cruza Guatemala y cambia de dirección NO-SE en su continuación en la parte de Chiapas (Guzmán-Speziale et al., 1989; Sedlock et al., 1993).

El límite entre las placas Norteamericana y Cocos está definido por la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, la cual se distribuye en forma paralela a la costa pacífica de México. Diferentes estudios han mostrado que esta zona de subducción muestra variaciones en el ángulo de subducción. La placa de Cocos buza aproximadamente 25° al noroeste de la cordillera de Tehuantepec en Oaxaca y 40° al sureste de la cordillera de Tehuantepec en Chiapas (Rebollar et al., 1998). La profundidad a la que se encuentra la placa es de aproximadamente 200 km bajo el arco (Manea y Manea, 2006). El AVC está localizado a una distancia aproximada de 335 km de la Trinchera Mesoamericana y el espesor de la corteza en Tuxtla Gutiérrez, capital del estado de Chiapas es de 49 km (Narcia-López et al., 2004).

## **Provincias Fisiográficas y Tectónicas**

### **PROVINCIA FISIOGRÁFICA**

Meneses-Rocha (1991) divide al estado de Chiapas en siete provincias fisiográficas, cada una con características litológicas únicas. Las provincias son: 1) Planicie Costera del Pacífico, 2) Sierra Madre, 3) Depresión Central, 4) Los Altos de Chiapas, 5) Montañas del Este, 6) Montañas del Norte y 7) Planicie Costera del Golfo de México (Figura 4).

El área de estudio se localiza en la provincia fisiográfica Montañas del Norte (Figura 4) la cual es una provincia de montañas y valles orientados hacia la dirección ONO, con altitudes que van de 100 a 2000 msnm.

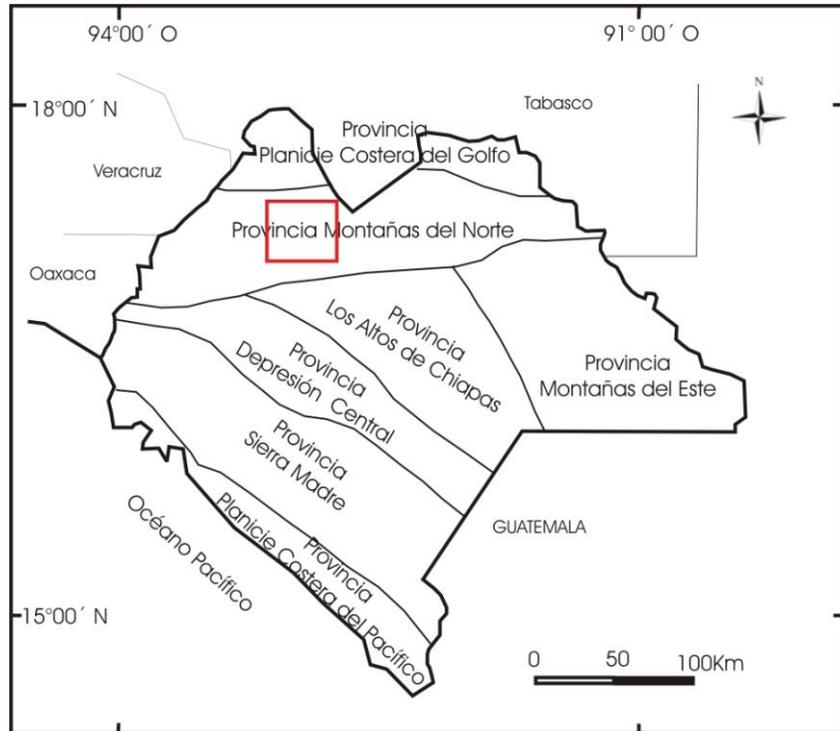


Figura 4. Provincias fisiográficas del estado de Chiapas (Meneses-Rocha, 1991). El recuadro color rojo muestra la ubicación del área de estudio.

## PROVINCIAS TECTÓNICAS

De la Rosa et al. (1989) dividieron al estado de Chiapas en las siguientes provincias tectónicas: a) Macizo Granítico de Chiapas; b) Anticlinorio de Comalapa; c) Sinclinorio Central; d) Fallas de Transcurrencia; e) Simojovel; f) Miramar; g) Arco de la Libertad y h) Provincia de Yucatán.

El área de estudio se encuentra en la provincia tectónica de Simojovel, se caracteriza por presentar estructuras geológicas estrechas en sedimentos terciarios, con fallas inversas longitudinales al plegamiento y de desplazamiento horizontal perpendicular a ellas, probablemente formadas durante el Mioceno-

Plioceno (De la Rosa et al., 1989). Los pliegues tienen una orientación preferencial NO-SE con asimetría hacia el SO, encontrándose algunos de ellos truncados por fallas que presentan desplazamientos laterales (De la Rosa et al., 1989). En esta provincia se encuentran los anticlinales San Pedro, Chapultenango y Chibol, también los sinclinales Simojovel, Oxolotán, Ixtacomitán y Maspac; así como las fallas Itzantún-Sontic, Pueblo Nuevo y Yajalón (De la Rosa et al., 1989) (Figura 5).

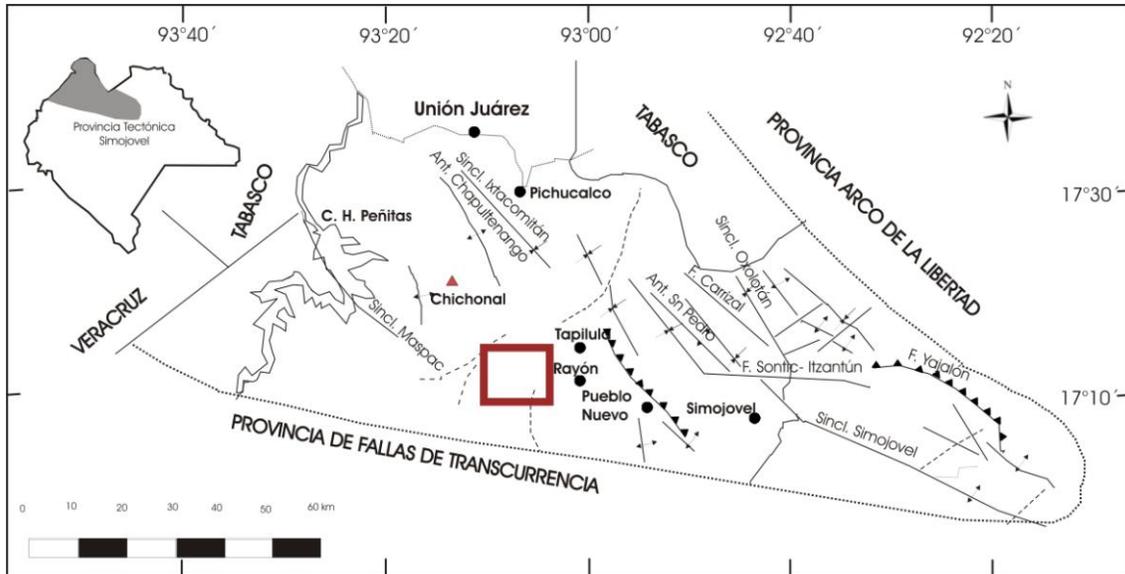


Figura 5. Provincia Tectónica Simojovel, en donde se muestran los principales datos estructurales (tomado de De la Rosa et al., 1989). En el recuadro de color rojo se muestra la ubicación del área de estudio.

## Estratigrafía

La formación más antigua en el área de influencia de los domos volcánicos que se tiene reportada es del Jurásico Medio (Calloviano), la cual lleva como nombre Formación San Ricardo (Figura 6) y está conformada en su base por calizas cristalinas dolomitizadas sobre las que descansan areniscas y lutitas con intercalaciones de yeso; la formación se depositó en un ambiente de plataforma litoral con aporte de terrígenos (Sánchez Montes de Oca, 1979). Subyaciendo de manera concordante y transicional se encuentra la Formación Sierra Madre (del Aptiano al Santoniano) (Figura 6) constituida por caliza y dolomía con una

estratificación en capas muy gruesas de 1 a 3 m de espesor; el ambiente de depósito es de facies de plataforma, cuenca y talud (Sánchez Montes de Oca, 1979). Esta formación se encuentra cubierta por una alternancia de caliza y lutita con nódulos, lentes y bandas de pedernal de la Formación Angostura (Figura 6), y de acuerdo con López-Ramos (1973) se considera de una edad del Campaniano al Maastrichtiano.

En el Paleoceno se depositó lutita y arenisca de la Formación Soyaló (González Alvarado, 1967) (Figura 6) formada en un ambiente de depósito de cuenca. La formación fue cubierta por limolita, lutita, conglomerado y arenisca de la Formación El Bosque (Figura 6) en el Eoceno, depositadas en un ambiente litoral y continental (Arvizú y Dávila, 1982). Durante el Oligoceno ocurre la sedimentación de caliza, lutita y arenisca de la Formación Mompuyil (Figura 6) en un ambiente de plataforma somera a litoral, pasando a facies lagunares (González Alvarado, 1967). En el Mioceno ocurre un evento compresivo que generó plegamiento intenso y fallamiento principalmente con corrimiento lateral izquierdo (Sánchez Montes de Oca, 1979). A partir del Plioceno ocurre el evento magmático que da origen a la formación de los domos volcánicos y sus correspondientes flujos de bloques y cenizas (Figura 6).

Por último en el Pleistoceno y Holoceno tiene lugar el depósito de sedimentos recientes y materiales de ambiente aluvial (Figura 6).

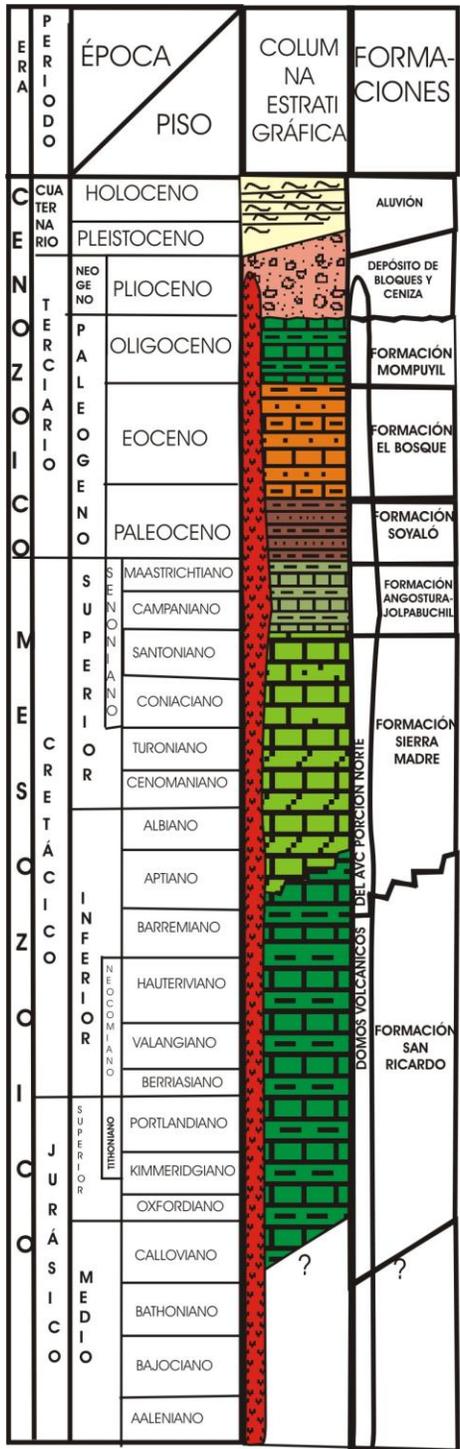


Figura 6. Columna estratigráfica compuesta del área de estudio (Modificado de Islas Tenorio et al., 2004).

### CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA LOCAL

En el presente trabajo se reconocieron siete domos volcánicos (Figura 7) anteriormente mencionados mediante labor de campo y gabinete. Con esta actividad se realizó la cartografía del área de estudio (Figura 8). Los nombres asignados a las estructuras volcánicas son informales desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica y se establecieron de acuerdo a la carta topográfica Tecpatán 1:50 000 de INEGI, y a los poblados más cercanos a las estructuras. El orden que se utilizó en las unidades que se describirán a continuación fue utilizando como criterio el grado de meteorización de la roca, el grado de desarrollo de suelo y a la profundidad de la red de drenaje en cada domo volcánico.

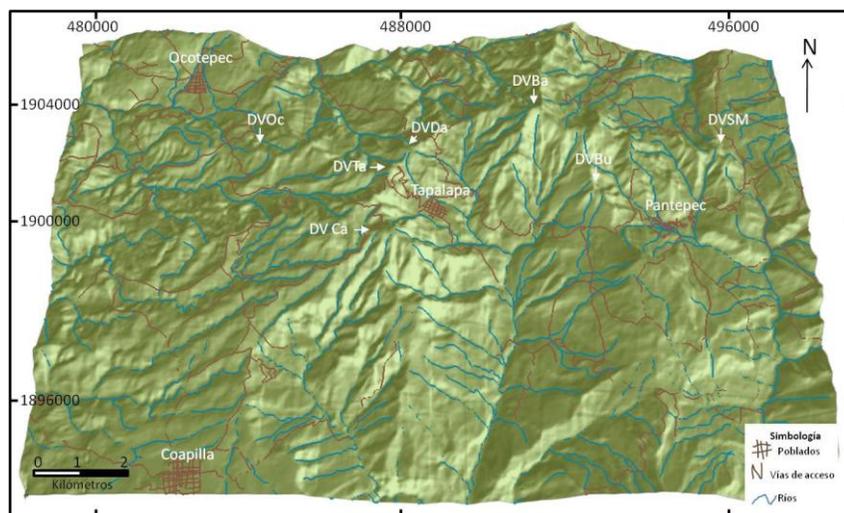


Figura 7. Modelo digital de elevación en donde se observa a los siete domos volcánicos: Calvario (DVCa), Buenavista (DVBU), Ocotal (DVOc), Bandera (DVBa), Danta (DVDa), San Miguel (DVSM) y Tapalapa (DVTa). También se observa la red hidrológica y las vías de acceso del área de estudio.

El basamento local de la zona de estudio es la Formación Mompuyil (los datos estructurales impresos en el basamento se encuentran referidos en la Tabla 1) (Figuras 6 y 8). Sobre esta unidad se han depositado los productos volcánicos de la porción norte del AVC y asociados a los domos volcánicos Calvario, Tapalapa, Danta, Ocotal y Bandera se encuentran depósitos de flujos de bloques y cenizas (Figura 8).

## Cartografía de la porción norte del Arco Volcánico Chiapaneco

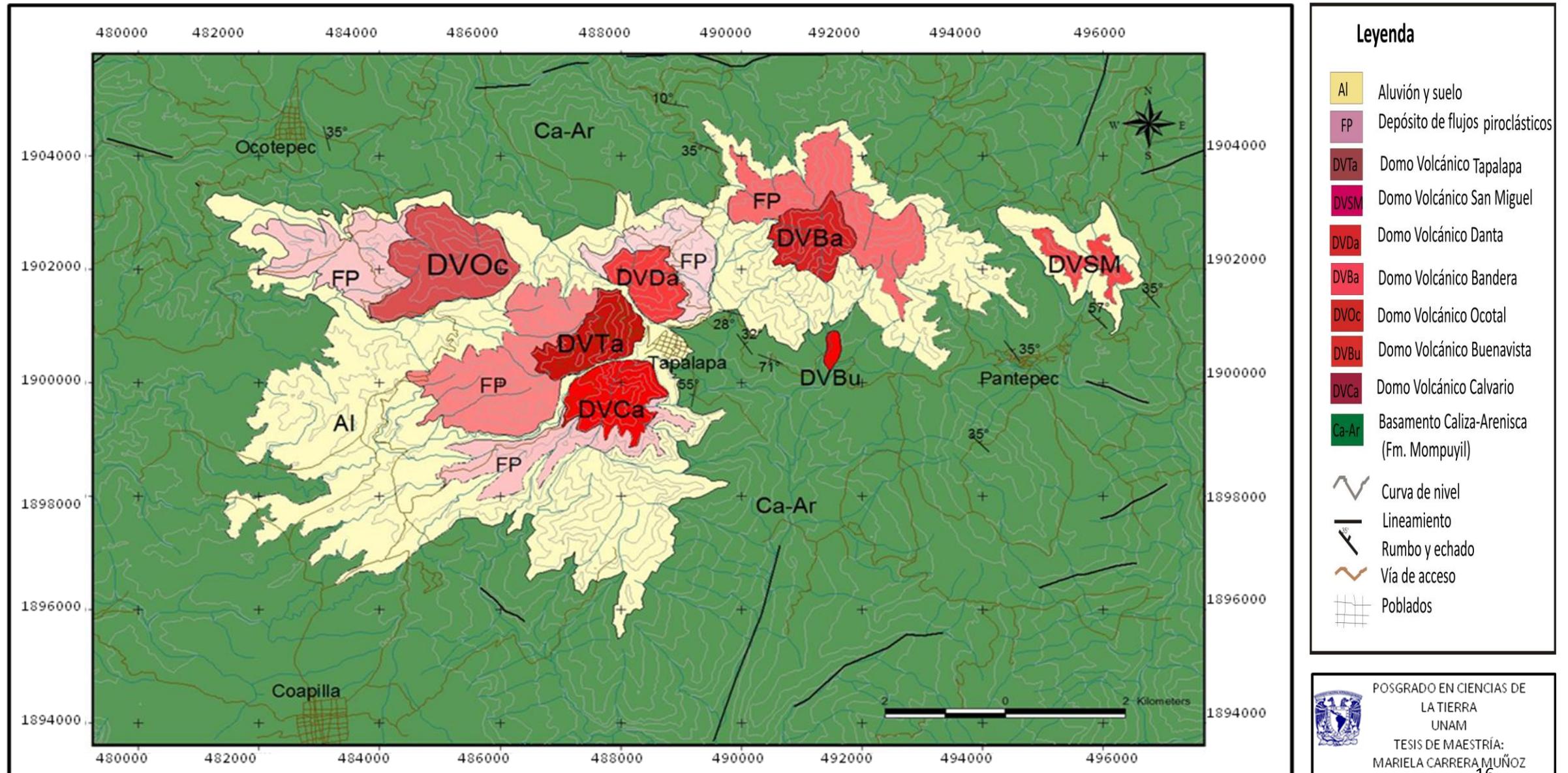


Figura 8. Cartografía de la porción norte del Arco Volcánico Chiapaneco.

La zona limítrofe al área de estudio está afectada por las siguientes estructuras geológicas principalmente con orientación NO-SE: anticlinales (Rosarito), sinclinales (Vergel y Simojovel), fallas normales (Limón, Chavarría y Garrido Canaval) y fallas laterales sinestrales (Copainalá, Monte Grande y Saybal). También se encuentra la Falla Tapilula de componente sinistral con una orientación NE-SO y la Falla Chacté-Ocosingo con movimiento lateral izquierdo y dirección E-O (Islas Tenorio et al., 2004) (Figura 9).

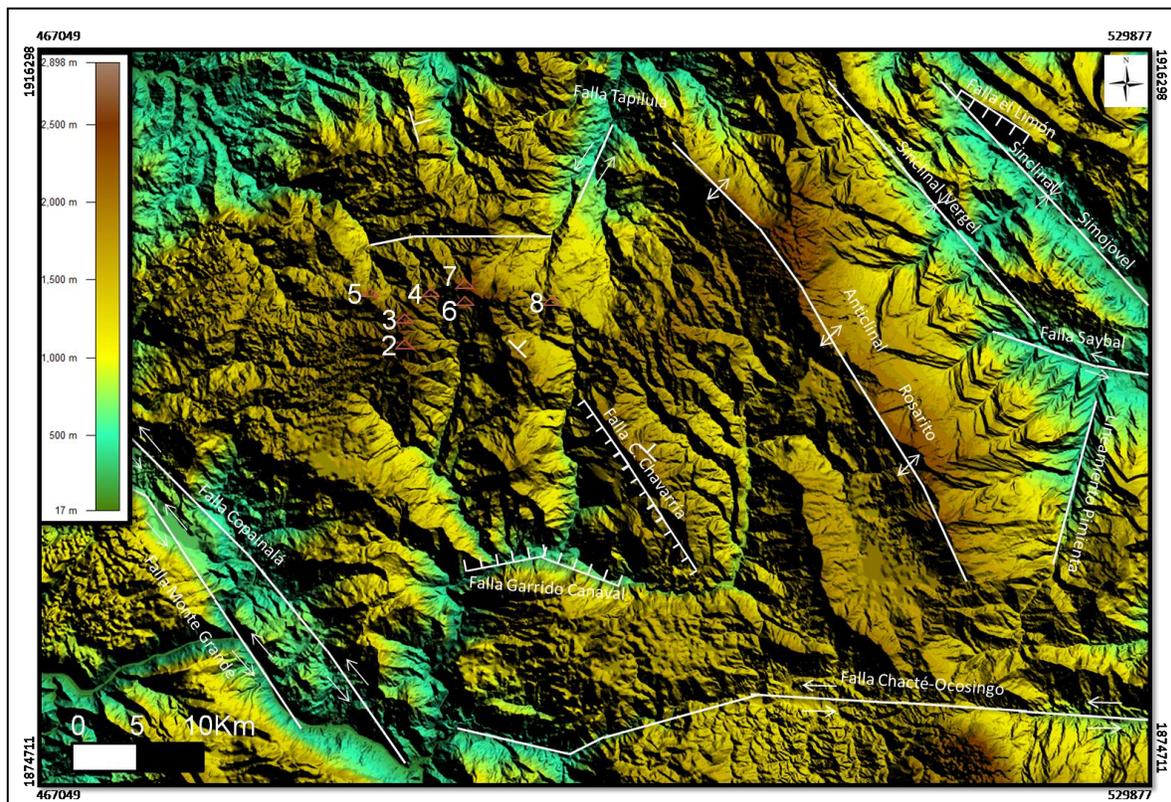


Figura 9. Modelo digital de elevación en el cual se muestran las estructuras geológicas tomadas de Islas Tenorio et al., (2004) (anticlinales, sinclinales, fallas normales y fallas laterales con movimiento sinistral) principalmente con orientación NO-SE; 2) Calvario (DVCa); 3) Tapalapa (DVTa); 4) Danta (DVDa); 5) Ocotal (DVOc); 6) Buenavista (DVBu); 7) Bandera (DVBa); 8) San Miguel(DVSM).

## **Domos volcánicos de la porción norte del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC)**

### **DOMO VOLCÁNICO CALVARIO (DVCa)**

El domo volcánico Calvario (15Q 0487149 y 1899631) se localiza al SSO del poblado Tapalapa, tiene una altura de 320 m al nivel del terreno, una longitud de 1.42 km, un perímetro de 7.27 km y cubre un área de 1.7 km<sup>2</sup>. El domo está constituido por roca de color café (intemperismo) y gris (roca sana), y las paredes del domo exhiben una estructura esferoidal debido al intemperismo. En muestra de mano la textura es porfídica con fenocristales de plagioclasa anhedral de hasta 2 mm de longitud, piroxenos en cristales subhedrales de tamaños de 1 mm, anfíboles en cristales euhedrales de 2 mm de longitud y biotitas subhedrales de 1 mm de longitud. Los cristales están inmersos en una matriz de color gris claro (Figura 10a, b, c).

Asociado al domo hay un depósito de flujo de bloques y cenizas extendiéndose hacia el SO con una longitud de 2.2 km y un espesor de 6 m, este flujo es de color café rojizo en zonas intemperizadas y gris claro en zonas no intemperizadas, presenta una estructura masiva, sus clastos son subredondeados con diámetros que varían de 1 m a 5 cm soportados por una matriz de grano fino (<2 mm), sus constituyentes son monolitológicos mostrando las mismas características litológicas que las rocas de las paredes del domo volcánico, por lo que se atribuye su origen a un colapso gravitacional de una parte del domo volcánico (Figuras 8 y 10d).

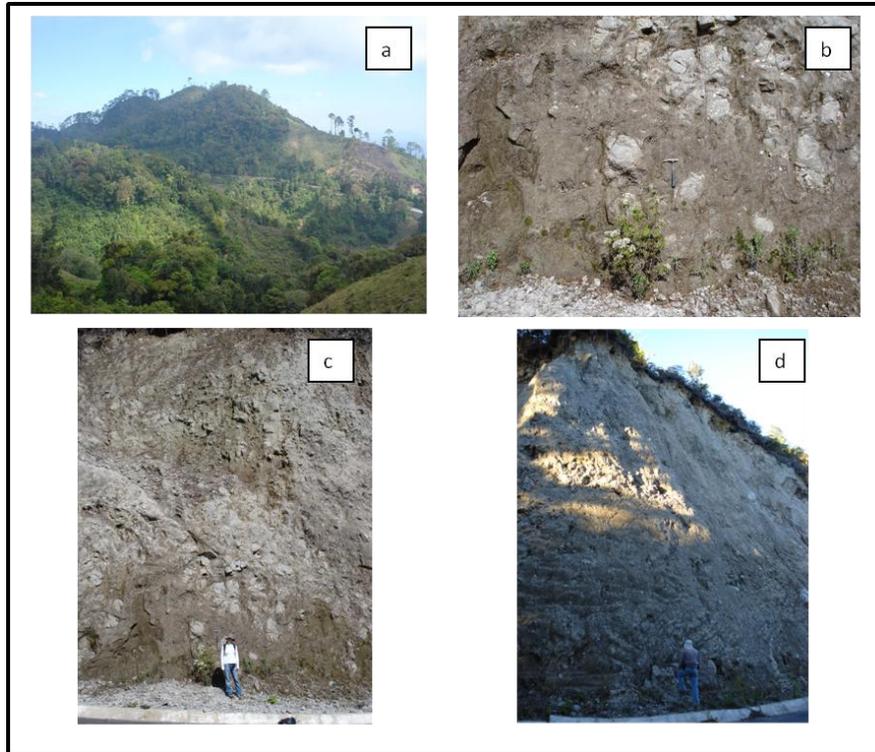


Figura 10. a) Domo volcánico Calvario con una altura de 320 m al nivel del terreno, b) y c) pared del DVCa en donde se muestra el intemperismo con estructura de exfoliación, d) se muestra el flujo de bloques y ceniza asociado al domo Calvario con un espesor de 6m.

### DOMO VOLCÁNICO BUENAVISTA (DVBu)

El domo volcánico Buenavista (15Q 0489815 y 1901271) se localiza a 1 km al ENE de Tapalapa, tiene una altura de 100 m sobre el nivel del terreno, su perímetro es de 0.84 km y cubre un área de 0.03 km<sup>2</sup>. El domo presenta una textura masiva con diaclasamiento (Figura 11a, y b), la roca es de color gris con fenocristales de plagioclasa de 1.5 mm de longitud en forma subhedral, piroxenos de 1 mm de forma subhedral y anfíboles subhedrales y euhedrales de hasta 7 mm de longitud que en ocasiones llegan a formar cúmulos. Todas las fases minerales se encuentran inmersas en una matriz de color gris.



Figura 11. a) Domo volcánico Buenavista con una altura de 100 m sobre el nivel del terreno, se encuentra remarcado por una línea color negro, b) Pared del DVBu mostrando diaclasamiento.

### DOMO VOLCÁNICO OCOTAL (DVOc)

El domo volcánico Ocotal (15Q 0485142 y 1901913) se localiza a 3.76 km al SE de la población Ocoteppec, tiene una altura de 340 m sobre el nivel del terreno, presenta un perímetro de 11.40 km y un área de 3.73 km<sup>2</sup>. La roca que conforma al domo es de color gris oscuro en roca sana con estructura masiva y en algunas ocasiones muestra diaclasamiento (Figura 12a, b). La textura de la roca es porfídica con fenocristales de plagioclasa anhedral y subhedral de 2 mm, piroxeno subhedral de 1 mm de longitud, anfíbol de 2 mm de longitud con forma euhedral y biotita en cristales subhedrales de 1 mm de longitud, todos los fenocristales se encuentran inmersos en una matriz de color gris oscuro.

Asociado al DVOc se encuentra un flujo de bloques y ceniza con una longitud de 2 km dirigiéndose hacia el NO (Figura 8). El flujo es masivo de color gris, con fragmentos subredondeados de 80 cm a 4 cm de diámetro, estos bloques son idénticos a las rocas de las paredes del domo volcánico y se encuentran soportados por una matriz de ceniza.

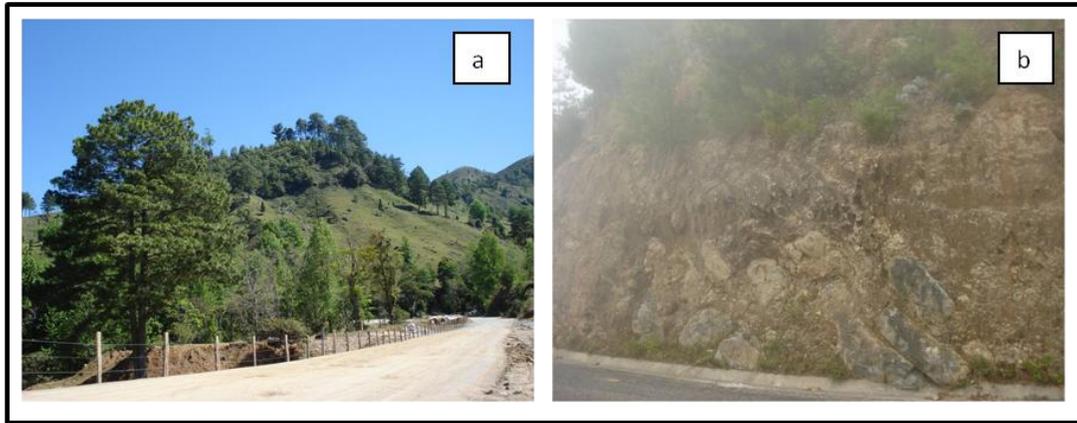


Figura 12. a) Domo Volcánico Ocotál, su altura es de 340 m sobre el nivel del terreno, b) Pared del DVOc mostrando diaclasamiento.

### DOMO VOLCÁNICO BANDERA (DVBa)

El domo volcánico Bandera (15Q 049739/1901669) se localiza a 3 km al NE del poblado Tapalapa, su altura es de 500 m sobre el nivel del terreno, tiene una longitud de 1.66 km, un perímetro de 6.30 km y un área de 1.65 km<sup>2</sup> (Figura 13a y b). La estructura del domo es masiva de color gris en roca sana, su textura en muestra de mano es porfídica con fenocristales de plagioclasas en forma subhedral de 2 mm de longitud, piroxeno de hasta 1 mm de longitud de forma subhedral, anfíbol euhedral de 1 mm de longitud y biotita subhedral de 1 mm. Los cristales se encuentran inmersos en una matriz de color gris oscuro.

Asociado al DVBa se tiene un depósito de flujo de bloques y ceniza con una longitud de 1.5 km y una dirección hacia el NNE (Figura 8). El flujo es masivo de color gris con fragmentos soportados por una matriz de ceniza. Los clastos son monolitológicos con un diámetro que varía de 1 m a 5 cm mostrando las mismas características del domo volcánico Bandera.

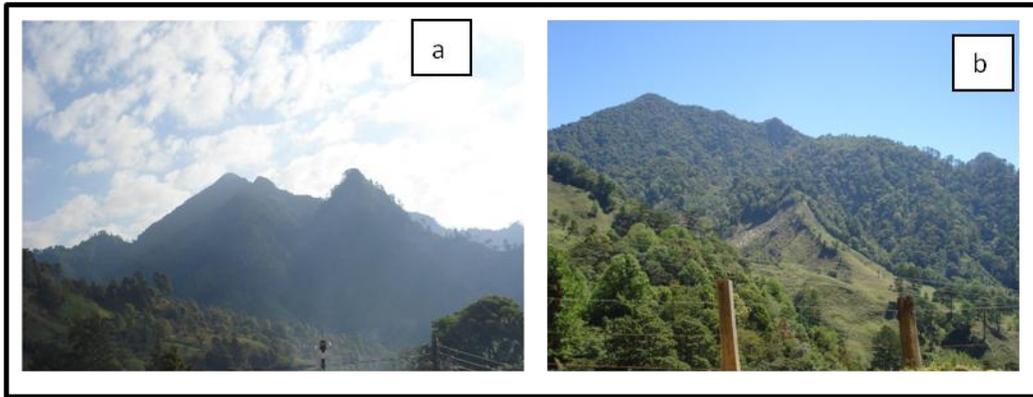


Figura 13 a) y b). Domo Volcánico Bandera, la altura del domo es de 500 m sobre el nivel del terreno.

### DOMO VOLCÁNICO DANTA (DVDa)

El domo volcánico Danta (15Q 0488242 y 1901795) se localiza a 500 m al norte del poblado Tapalapa. La altura del DVDa es de 420 m a partir del terreno circundante, su longitud es de 1.51 km, su perímetro es de 5.08 km y su área es de 1.15 km<sup>2</sup>. La roca de las paredes del domo son de color café al intemperismo y color gris en roca sana, su estructura es masiva (Figura 14a, b). En muestra de mano exhibe una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa en forma euhedral y subhedral de 2 mm de longitud, anfíboles de hasta 7 mm de longitud de forma euhedral, piroxenos en cristales subhedrales de 2 mm de longitud y biotita con forma subhedral de 2 mm de longitud, todos los cristales se encuentran inmersos en una matriz de color gris. En este domo se localizó en zonas muy puntuales (coordenadas UTM 15Q 0488577 y 1901087) un sistema de pequeñas venas mineralizadas orientadas al azar donde se encontró calcopirita y una alteración argílica en la zona.

Asociado al DVDa se encuentra un depósito de flujo de bloques y cenizas extendiéndose hacia el NE con una longitud de 750 m, su espesor es de 2 m. El depósito es monolitológico, de estructura masiva y presenta un color café rojizo en zonas intemperizadas, mientras en zonas sanas es de color gris. Los bloques de

este depósito muestran las mismas características texturales a las rocas de la pared del domo volcánico, son de forma subredondeada y se encuentran soportados por una matriz de ceniza.

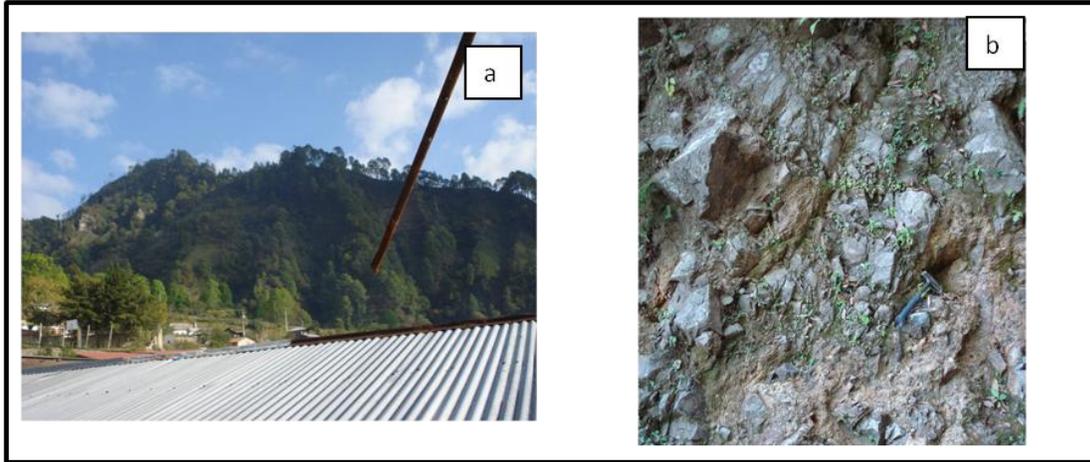


Figura 14. a) Domo volcánico Danta, su altura es de 420 m sobre el nivel del terreno, b) Pared del DVDA en donde se muestra diaclasamiento.

### DOMO VOLCÁNICO SAN MIGUEL (DVSM)

El domo volcánico San Miguel (15Q 0495995 y 1902182) se localiza a 2 km al NE del poblado Pantepec, tiene una altura de 140 m sobre el nivel del terreno, un perímetro de 7.68 km y cubre un área de 0.71 km<sup>2</sup> (Figura 15). La estructura de las paredes del domo es masiva y presenta un color gris. En muestra de mano estas rocas tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa subhedral de 2 mm, piroxeno subhedral de 1 mm y anfíboles euhedrales de 2 mm. Los cristales están inmersos en una matriz de color gris claro.

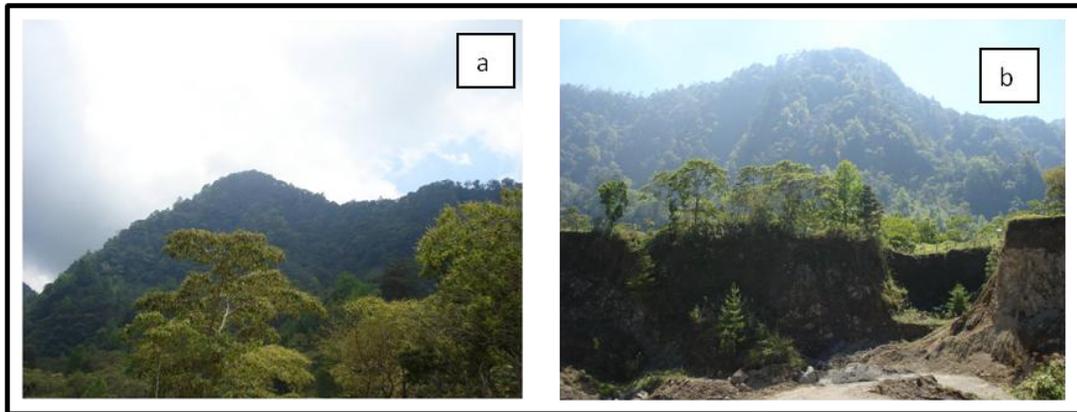


Figura 15. a) Domo volcánico San Miguel con una altura de 140 m sobre el nivel del terreno, b) se muestra al DVSM en el fondo, en las faldas se logra apreciar un pie de monte del domo.

### DOMO VOLCÁNICO TAPALAPA (DVTa)

En las faldas del domo volcánico Tapalapa (coordenadas UTM 15Q 0487254 y 1900340) se encuentra el poblado que lleva el mismo nombre. El DVTa posee una altura de 500 m al nivel del terreno, una longitud de 1.98 km y un ancho de 0.75 km, su perímetro es de 6.20 km y su área es de 1.52 km<sup>2</sup>. Las rocas que componen la estructura del domo son de color café al intemperismo y color gris en roca sana, tiene una estructura masiva muy fracturada (Figura 16a, b, c, d). La textura de la roca es porfídica con fenocristales de plagioclasa subhedral de 3 mm, piroxenos subhedrales de 1mm, anfíbol subhedral de hasta 2 mm y biotita de 1 mm de longitud en forma tabular. Los cristales se encuentran inmersos en una matriz de color gris.



Figura 16. a) Domo volcánico Tapalapa con una altura de 500 m sobre el nivel del terreno, b), c), d) pared del DVTa donde se observa el diaclasamiento.

Relacionado a esta estructura se encuentra un depósito de flujos de bloques y cenizas, que se extiende hacia el SO, con una longitud de 2 km (Figura 8). El flujo es masivo de color gris, compuesto por fragmentos subredondeados (de 1.5 m a 6 cm de diámetro) soportados por una matriz de ceniza. Los clastos del depósito presentan las mismas características texturales al domo volcánico Tapalapa.

## **CAPÍTULO 4. PETROGRAFÍA y GEOQUÍMICA**

### **Características petrográficas de los domos volcánicos**

Para determinar las características petrográficas de los domos volcánicos y de los líticos recolectados en los depósitos de flujos de bloques y ceniza se elaboraron 14 secciones delgadas y dos secciones pulidas de muestras de mano sin alteración visible. Las secciones pulidas se hicieron a las rocas de los domos volcánicos Tapalapa y Buenavista, con el objetivo de obtener la composición química de las principales fases minerales (plagioclasa, piroxeno, hornblenda, óxido de Fe-Ti y vidrio) por ser estas las más representativas y mejor conservadas de todas las muestras recolectadas. Los análisis de composición química se llevaron a cabo con la microsonda electrónica de barrido (ver metodología).

#### **DOMO VOLCÁNICO CALVARIO (DVCa)**

Las rocas del domo volcánico Calvario, bajo el microscopio petrográfico tienen un grado de cristalinidad hipocristalino, y una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa > clinopiroxeno > biotita > ortopiroxeno > hornblenda > óxidos de Fe-Ti. Estos cristales se encuentran rodeados por una matriz de cristales y vidrio (Figura 17).

Los fenocristales (>0.3 mm) de plagioclasa son subhedrales, con maclado tipo Carlsbad y también albítico, y algunos cristales presentan zoneamiento oscilatorio. El margen de algunos cristales es de forma irregular y con bordes corroídos mostrando rasgos de reabsorción y disolución. También son comunes inclusiones de apatito, óxidos de Fe-Ti y piroxenos (Figura 17a). Los microfenocristales (0.03-0.3 mm) se encuentran en la matriz, con forma subhedral y con macla carlsbad.

Los cristales de ortopiroxeno (enstatita) son prismáticos subhedrales del tamaño de 0.3 mm, son incoloros en luz paralela y tienen bajo grado de birrefringencia. En los cristales se observan inclusiones de óxidos de Fe-Ti y de apatito. Los clinopiroxenos (augita-diópsido) son del tamaño de 0.5 mm con forma subhedral a anhedral, en luz paralela son incoloros, poseen alta birrefringencia, y llegan a

tener maclado (Figura 17d). Algunos cristales presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti, y también se encuentran como cristales incluidos en fenocristales de plagioclasas.

Los cristales de hornblenda son prismáticos subhedrales de 0.5 mm de longitud, tienen color pardo con pleocroísmo a verde, muestran bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti así como inclusiones de los mismos y de plagioclasas (Figura 17c).

Los cristales de biotita son de forma tabular subhedral y tienen un tamaño aproximado de 0.5 mm, su color es pardo con pleocroísmo a pardo amarillento, en la mayoría de los cristales se observan inclusiones de óxidos de Fe-Ti y plagioclasas. Los bordes de los cristales de biotita presentan bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti, algunos cristales están reemplazados por óxidos formando fantasmas que aún conservan la forma de biotita (Figura 17b).

Los óxidos de Fe-Ti son de formas subhedrales, se encuentran como inclusiones en los cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita, también están como bordes de reacción en los cristales de biotita y hornblenda e igualmente se localizan en la matriz (Figura 17d).

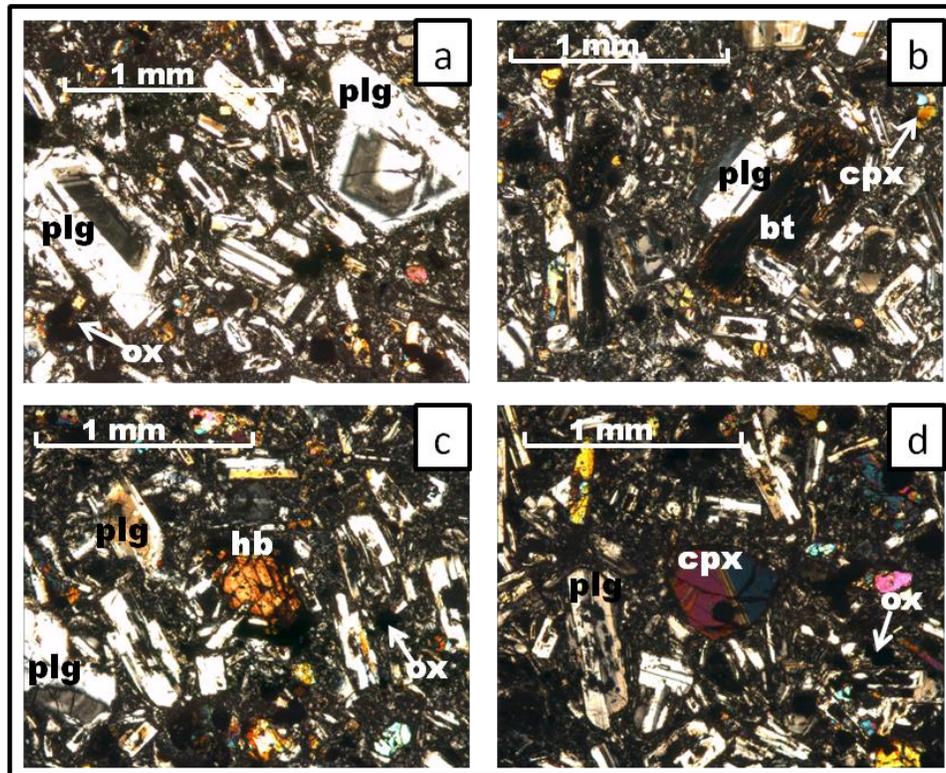


Figura 17. Fotomicrografías del domo volcánico Calvario que muestran las principales fases minerales en nicoles cruzados: a) se observa la textura porfídica de la roca, en la parte superior derecha hay una plagioclasa con zoneamiento y borde corroído; b) en la parte central se observa un cristal de biotita sustituido por óxidos de Fe-Ti; c) el cristal de hornblenda presenta un borde de reacción de óxidos de Fe-Ti; d) el cristal de clinopiroxeno se encuentra maclado. Abreviaciones: plg: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, hb: hornblenda, bt: biotita, ox: óxido de Fe-Ti.

### DOMO VOLCÁNICO BUENAVISTA (DVBu)

El domo volcánico Buenavista presenta un grado de cristalinidad hipocristalino, compuesto por fenocristales rodeados por una matriz de cristales orientados y vidrio. El arreglo de los componentes de esta roca les da una textura traquítica con fenocristales de plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > hornblenda > óxidos de Fe-Ti. En las muestras se llegan a observar glomerocristales de plg+ cpx+ opx+ ox. A continuación se describen los minerales presentes en la muestra (Figura 18):

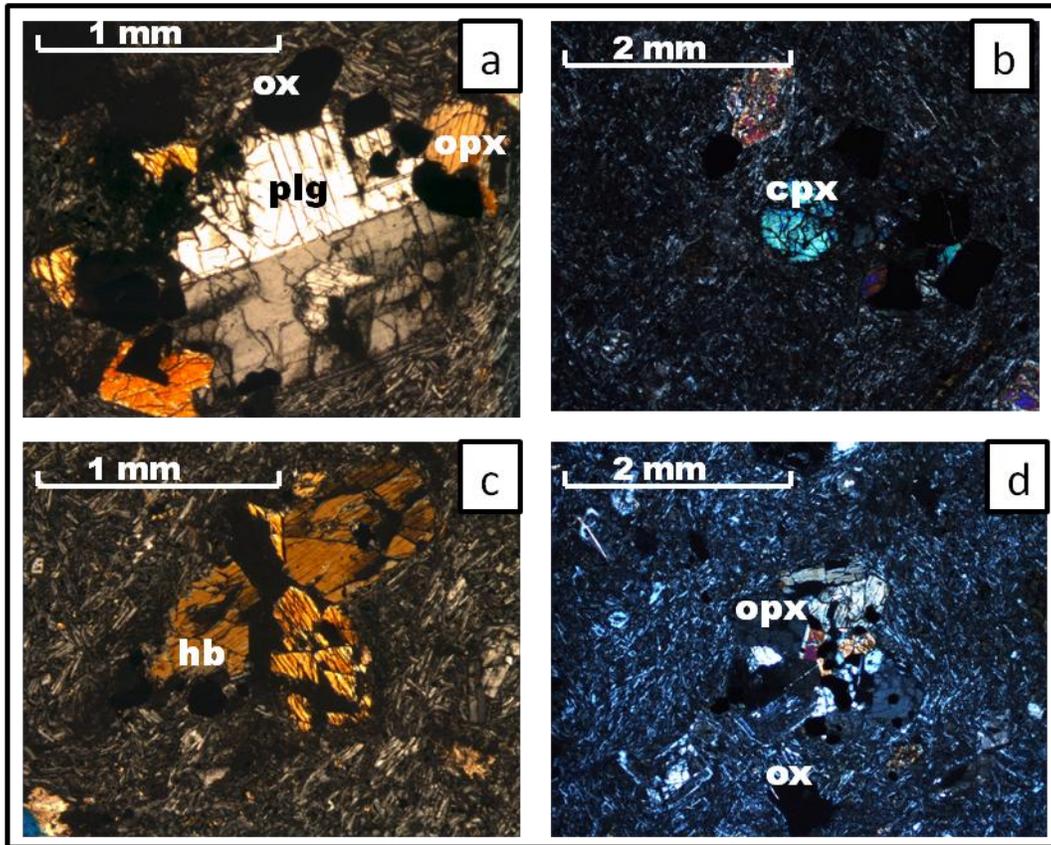


Figura 18. Fotomicrografía del domo volcánico Buenavista en nicols cruzados: a) fenocristal de plagioclasa con óxidos de Fe-Ti y ortopiroxenos en los bordes del cristal, además los bordes de la plagioclasa se encuentran corroídos; b) cristal de clinopiroxeno inmerso en una matriz de cristales y vidrio; c) cristal de hornblenda con bordes corroídos e inclusiones de óxidos de Fe-Ti; d) glomerocristal de plg+ cpx+ opx+ ox. Abreviaciones: plg: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, hb: hornblenda, ox: óxido de Fe-Ti.

Los fenocristales de plagioclasa (>0.3 mm) tienen una forma tabular subhedral, con un tamaño de 1 mm, su maclado es tipo Carlsbad y muestran zoneamiento, algunos cristales presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti, y otros tienen bordes corroídos (Figura 18a). Los microfenocristales de plagioclasa (0.03-0.3 mm) se encuentran en forma tabular siguiendo una dirección de flujo.

Como una forma de clasificar las plagioclasas, se realizó el estudio de microsonda electrónica para conocer su composición química. El análisis se realizó en el núcleo, núcleo-borde (n-b) y borde de nueve cristales, los cuales varían en composición de andesina a bitownita (Figura 19, Tabla 2). El contenido de anortita (An) en el núcleo varía de An<sub>56</sub>-An<sub>85</sub> mientras que el borde varía de An<sub>56</sub>-An<sub>86</sub>

(Figura 19). También se realizó el análisis a microfenocristales de plagioclasa (0.03-0.3 mm) de la matriz con un contenido de anortita en el núcleo de  $An_{34}-An_{46}$ . El procedimiento de la determinación de la anortita se describe al final de la Tabla 2.

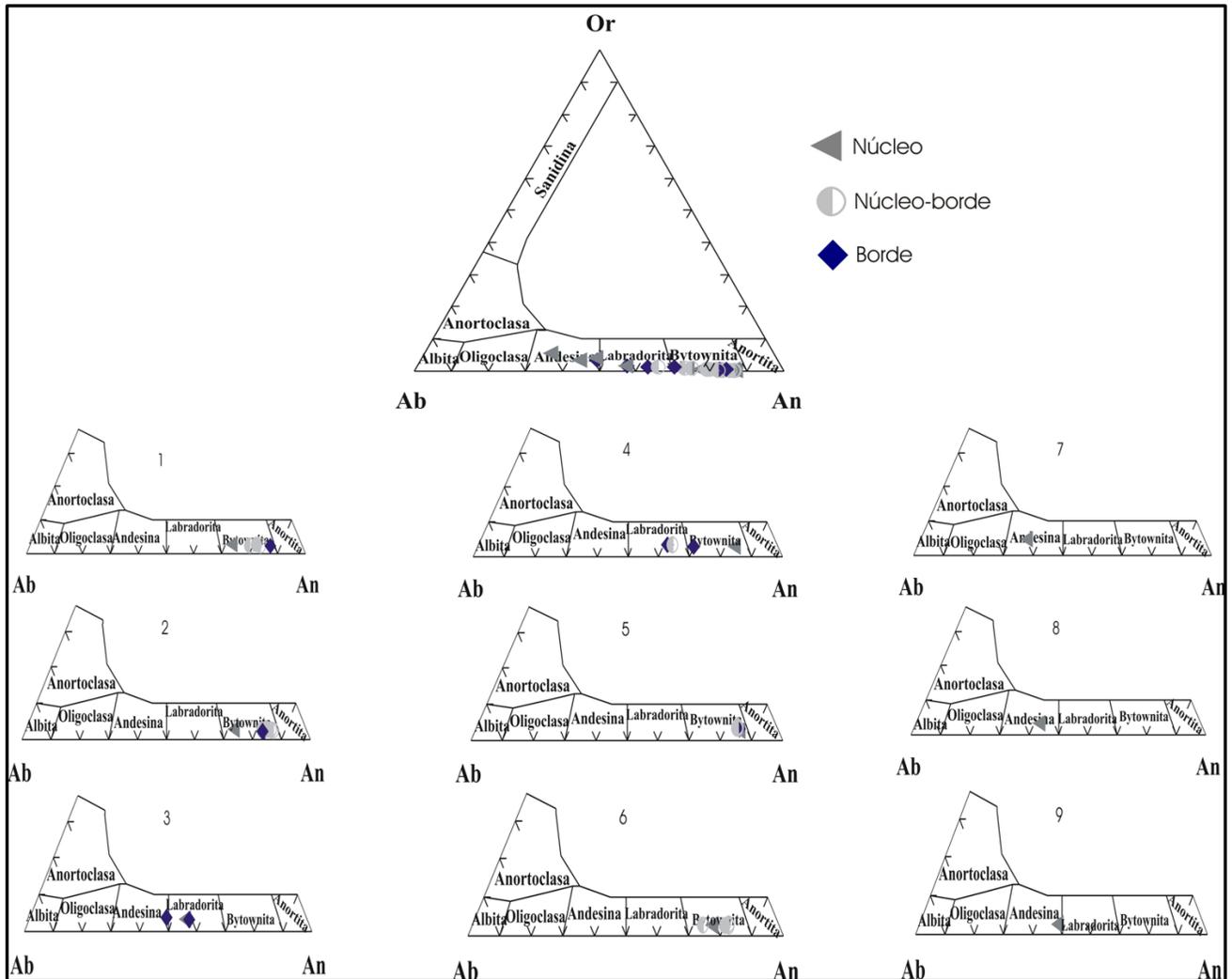


Figura 19. Diagrama ternario de anortita (An), albita (Ab) y ortoclasa (Or) para la clasificación de plagioclasas en muestras pertenecientes al domo volcánico Buenavista. Se muestran núcleos, núcleo-borde y bordes de los cristales. La composición de la plagioclasa varía de bitownita a andesina.

Las gráficas de la Figura 20 muestran las variaciones del contenido de anortita en los cristales de plagioclasa analizados en el núcleo, núcleo borde (n-b) y borde. En general, el contenido de anortita en los cristales se conserva casi constante de núcleo a borde.

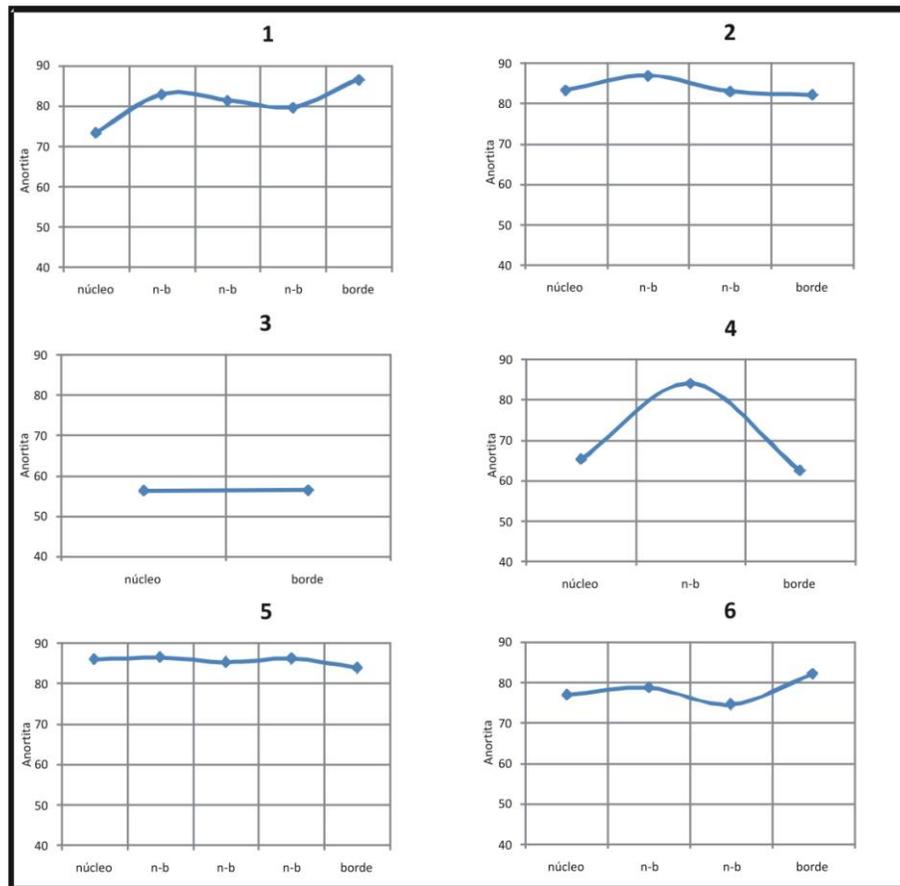


Figura 20. Graficas donde se muestra la variación del contenido de anortita vs. núcleo a borde de las plagioclasas analizadas por microsonda electrónica correspondientes al domo volcánico Buenavista.

Los ortopiroxenos son prismáticos subhedrales de 0.5 mm con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Los cristales de clinopiroxeno son incoloros a verde en luz paralela, se presentan en forma subhedral con un tamaño menor de 1 mm, algunos cristales muestran maclado, así como bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Los piroxenos llegan a formar glomero cristales junto con las plagioclasa y los óxidos de Fe-Ti (Figura 18d).

Se realizó el análisis químico de cinco cristales en su núcleo y borde de los piroxenos y su composición química obtenida es muy homogénea variando de diópsido a augita (Tabla 3, Figura 21). La composición del núcleo de los cristales de diópsido es de  $Wo_{43.59-46.28}$   $En_{39.80-43.02}$   $Fs_{12.36-13.91}$  y los bordes varían de  $Wo_{44.32-46.10}$   $En_{40.08-40.91}$   $Fs_{12.98-15.40}$ . La composición química de los núcleos de augita es de  $Wo_{45.85}$   $En_{39.17}$   $Fs_{14.97}$ , y el borde es de  $Wo_{45.69}$   $En_{41.51}$   $Fs_{12.793}$ . (Figura 21, Tabla 3). El procedimiento de la determinación de wollastonita, enstatita y ferrosillita se describe al final de la Tabla 3.

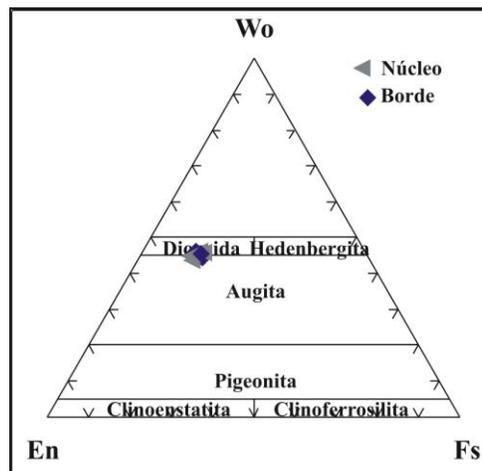


Figura 21. Diagrama triangular de wollastonita (Wo), enstatita (En) y ferrosillita (Fs) para la clasificación de los cristales de clinopiroxenos en muestras pertenecientes al domo volcánico Buenavista. Se muestran núcleos y bordes de los cristales. Los datos caen dentro del campo de la augita y diópsido.

La hornblenda es de forma subhedral de 1.5 mm de longitud, su color es pardo con pleocroísmo a verde en luz paralela. Algunos cristales presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti y plagioclasas, con bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti (Figura 18c). Se realizó el análisis químico de cuatro anfíboles en su núcleo y su borde, la composición química de los anfíboles es bastante homogénea, todos los ejemplares corresponden a anfíboles cálcicos. Sobre la base de la relación  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  vs. Si las muestras se proyectan en el campo de estabilidad de hornblenda- magnesio hastingsita (Figura 22, Tabla 4). Los detalles del cálculo de cationes se muestran al final de la Tabla 4.

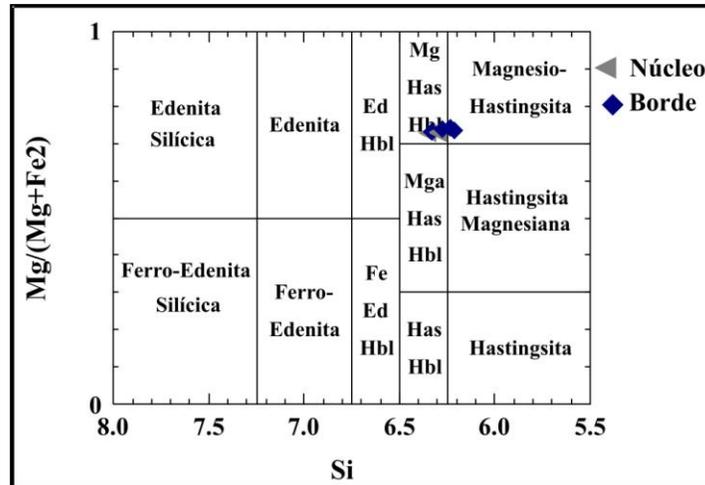


Figura 22. Diagrama de Si vs.  $Mg/(Mg+Fe_2)$  para la clasificación de los anfíboles en muestras pertenecientes al domo volcánico Buenavista. Los datos caen en campo de hornblenda- magnesio hastingsita.

Los óxidos de Fe-Ti son de color negro en nicoles cruzados y luz paralela, con formas subhedrales de 0.5 mm de diámetro. Los óxidos de Fe-Ti se encuentran como cristales aislados en la matriz, incluidos en las otras fases minerales o como bordes de reacción en los cristales (Figura 18a, b, d).

Se analizaron nueve cristales de óxidos de Fe-Ti en su núcleo con microsonda electrónica para conocer su composición química. Se determinó con base a los análisis químicos que los cristales son titanomagnetitas y forman parte de la “serie de la espinela” (ulvoespinela magnetita). La fracción molar de la titanomagnetita varía de  $X'_{Usp} = 0.20$  a  $0.26$  y con una composición muy homogénea de  $TiO_2$  (9)- $FeO$  (36)- $Fe_2O_3$  (50) (Figura 23, Tabla 5). Los detalles del cálculo de  $TiO$ ,  $FeO$  y  $Fe_2O_3$  se encuentran al final de la Tabla 5.

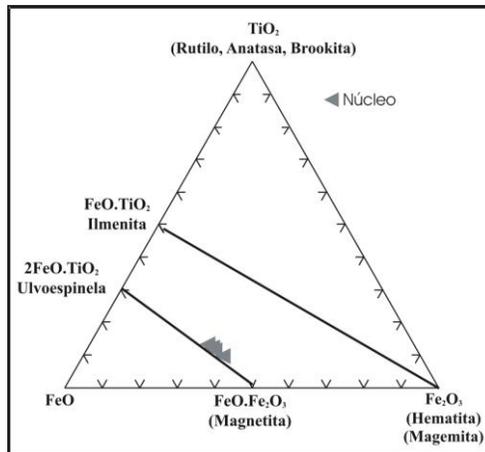


Figura 23. Diagrama ternario Feo-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> de clasificación de óxidos en muestras pertenecientes al domo volcánico Buenavista.

### DOMO VOLCÁNICO OCOTAL (DVOc)

El domo volcánico Ocotál está compuesto por rocas hipocristalinas, de textura porfídica. Los fenocristales presentes en las muestras son plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > óxidos de Fe-Ti > biotita > hornblenda (Figura 24).

Los fenocristales (>0.3 mm) de plagioclasa son de forma subhedral de 1 mm de longitud, algunos cristales presentan maclado tipo Carlsbad y zoneamiento oscilatorio. Los cristales llegan a tener textura de tamiz. Unos cristales se observan corroídos, y presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti, apatito y en menor proporción de piroxeno. Ciertas plagioclasas presentan un anillo con inclusiones de vidrio, rodeados por un nuevo borde de cristalización (Figura 24a). Los microfenocristales (0.03-0.3 mm) son subhedral de forma alargada.

Los ortopiroxenos (enstatita) son prismáticos subhedral de 0.5 mm de longitud, son incoloros en luz paralela. Los cristales llegan a presentar inclusiones de óxidos de Fe-Ti y en menor proporción plagioclasa y apatito. Los clinopiroxenos (augita-diópsido) son subhedral de 0.5 mm de longitud, algunos cristales presentan maclado y se llegan a acumular formando glomerocristales con óxidos

de Fe-Ti. En su mayoría los cristales presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito (Figura 24b).

La hornblenda es prismática subhedral menor a 0.5 mm de longitud, su color es pardo con pleocroísmo a verde, tienen inclusiones de plagioclasa y presentan bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti (Figura 24c).

Las biotitas son tabulares subhedrales de 1 mm de longitud, su color es pardo intenso con pleocroísmo a pardo, los cristales presentan bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti. Algunos cristales se encuentran corroídos en sus bordes y totalmente reemplazados por óxidos de Fe-Ti, también se observan como fantasmas y en su lugar se encuentran cristales de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Las biotitas tienen inclusiones de óxidos de Fe-Ti, plagioclasas y piroxeno (Figura 24d).

Los óxidos de Fe-Ti son anhedrales y subhedrales, se encuentran como cristales aislados en la matriz, en los bordes de los cristales e incluidos en los cristales de biotita y hornblenda (Figura 24).

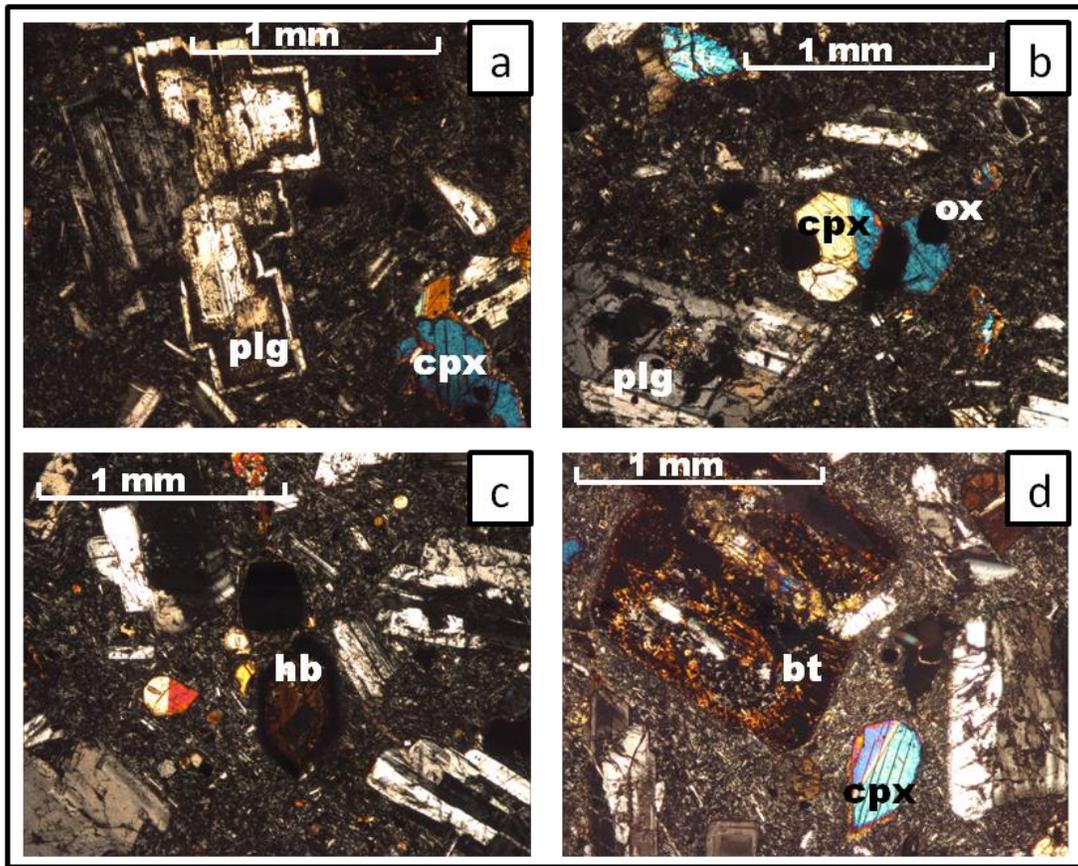


Figura 24. Fotomicrografía del domo volcánico Ocotal en nicoles cruzados: a) cristal de plagioclasa con un anillo de inclusiones de vidrio, rodeados por un nuevo borde de cristalización; b) clinopiroxeno maclado y con inclusión de óxido de Fe-Ti; c) hornblenda con bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti; d) cristales de biotita con inclusiones de óxidos de Fe-Ti y plagioclasa. Abreviaciones: plg: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, hb: hornblenda, bt: biotita, ox: óxido de Fe-Ti.

### DOMO VOLCÁNICO BANDERA (DVBa)

El domo volcánico Bandera está compuesto por rocas con textura porfídica formada por fenocristales y microfenocristales rodeados por una matriz de cristales y vidrio. Los cristales de las principales fases minerales son de plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > biotita > óxido de Fe-Ti >> hornblenda (Figura 25).

Los fenocristales de plagioclasa (0.03-0.3 mm) son de 1 mm de longitud, con maclado tipo Carlsbad, y zoneamiento oscilatorio. Algunos cristales presentan textura de tamiz e inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito, otros llegan a

observarse corroídos en la parte externa del cristal. En ciertos cristales la reabsorción ocurre en forma de anillo, paralelo a los planos de crecimiento, el cual es seguido de un nuevo borde de cristalización (Figura 25a y c).

Los ortopiroxenos (enstatita) son prismáticos subhedrales de 0.5 mm de longitud, son incoloros en luz paralela y tienen débil birrefringencia, presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Los clinopiroxenos (augita-diópsido) son incoloros en luz paralela, de formas prismáticas y tabulares subhedrales de 0.5 mm de diámetro. Los cristales muestran maclado y llegan a tener inclusiones de óxidos de Fe-Ti y en menor proporción apatito (Figura 25c)

La hornblenda es de forma subhedral de 0.5 mm de largo, su color es pardo con pleocroísmo a verde en luz paralela. Los cristales presentan bordes de reacción y se encuentran parcial o totalmente reemplazados por óxidos de Fe-Ti (Figura 25d).

La biotita es tabular subhedral de 0.5 mm de longitud, su color es pardo con pleocroísmo a color pardo intenso. Los cristales presentan bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti, tienen inclusiones de óxidos y plagioclasas, en ocasiones se observan corroídos en la parte externa y en algunos casos sólo quedo el esqueleto del cristal ya que fue sustituida por óxidos de Fe-Ti (Figura 25b).

Los óxidos de Fe-Ti son de formas subhedrales y anhedrales con longitudes menores a 0.5 mm. Se encuentran incluidos en los cristales de plagioclasa, piroxeno y biotita, también están en los bordes de cristales de biotita e igualmente se hallan dispersos en toda la matriz.

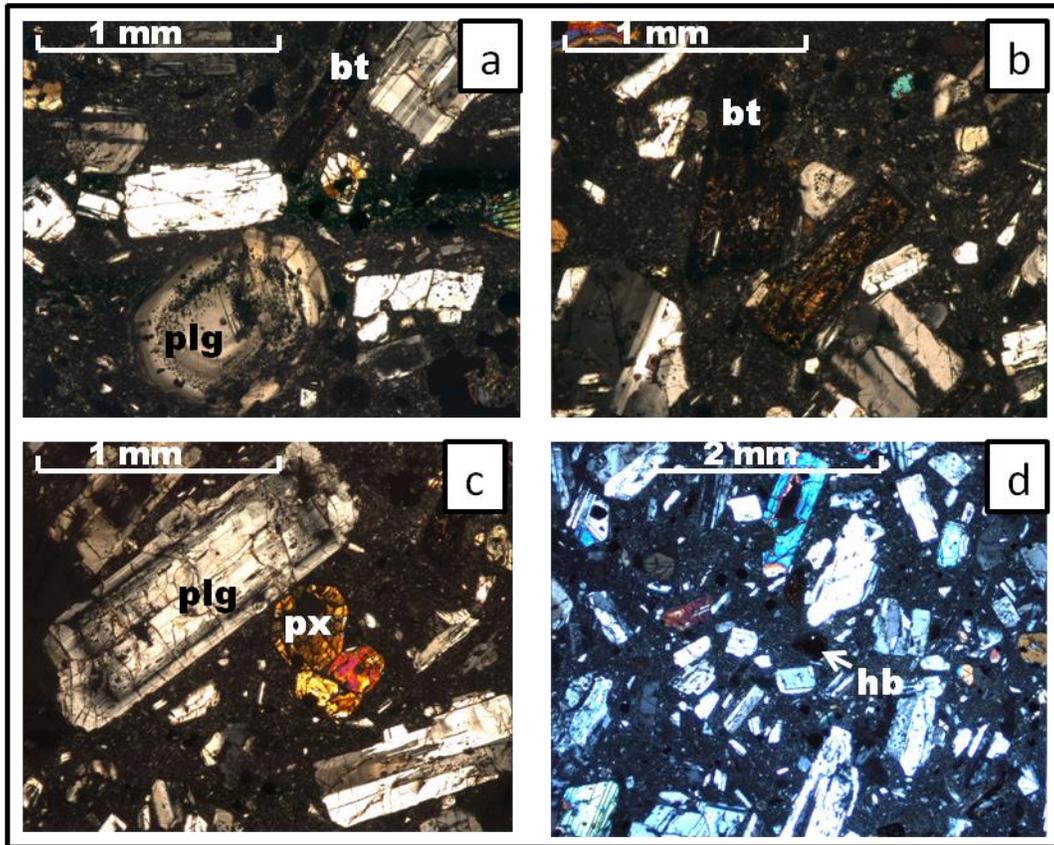


Figura 25. Fotomicrografía del domo volcánico Bandera en nicoles cruzados: a) cristal de plagioclasa con un borde en forma de anillo de inclusiones de vidrio, seguido de un nuevo borde de cristalización; b) biotita con inclusiones de óxidos de Fe-Ti, con bordes corroídos y bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti; c) cristal de plagioclasa con bordes corroídos; d) cristal de anfíbol con bordes de reacción de óxidos. Abreviaciones: plg: plagioclasa, px: piroxeno, hb: hornblenda, bt: biotita.

#### DOMO VOLCÁNICO DANTA (DVDa)

Las rocas del domo volcánico Danta tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa > hornblenda > clinopiroxeno > ortopiroxeno > óxidos de Fe-Ti > biotita. Las rocas son hipocristalinas con matriz de vidrio y cristales. Se llega a encontrar glomerocristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y óxidos de Fe-Ti (Figura 26).

Los fenocristales (>0.3 mm) de plagioclasa son subhedrales, con maclado tipo Carlsbad, algunos cristales tienen zoneamiento oscilatorio (Figura 26a). Los

cristales llegan a tener textura de tamiz y se llegan a observar corroídos en su parte externa. Los fenocristales tienen inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito. Los microfenocristales (0.03-0.3 mm) son de forma subhedral, con maclas y algunos presentan disolución en su borde.

Los ortopiroxenos (enstatita) son incoloros en luz paralela con birrefringencia débil, poseen forma subhedral, con dimensiones menores a 0.5 mm, presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito, y algunos cristales se encuentran reabsorbidos. Los clinopiroxenos (augita-diópsido) son incoloros en luz paralela con alta birrefringencia, los cristales son subhedrales y tienen diámetros menores a 0.5 mm (Figura 26b). Algunos cristales muestran bordes con disolución e inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

La hornblenda es de forma subhedral y llega a alcanzar 5 mm de longitud, aunque por lo general son de 1.5 mm de longitud (Figura 26c). Los cristales son de color verde con pleocroísmo a pardo, presentan bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti, e inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Algunas hornblendas se llegan a observar corroídas en sus bordes.

La biotita tiene 0.5 mm de largo con forma subhedral, su color es pardo con fuerte pleocroísmo a pardo amarillento. La mayoría de los cristales de biotita exhiben bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti (Figura 26b).

Los óxidos de Fe-Ti son anhedrales, menores a 0.5 mm de longitud, se presentan distribuidos en toda la matriz, así como en los bordes de los cristales de anfíbol, biotita, e incluídos en los cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita (Figura 26a y b).

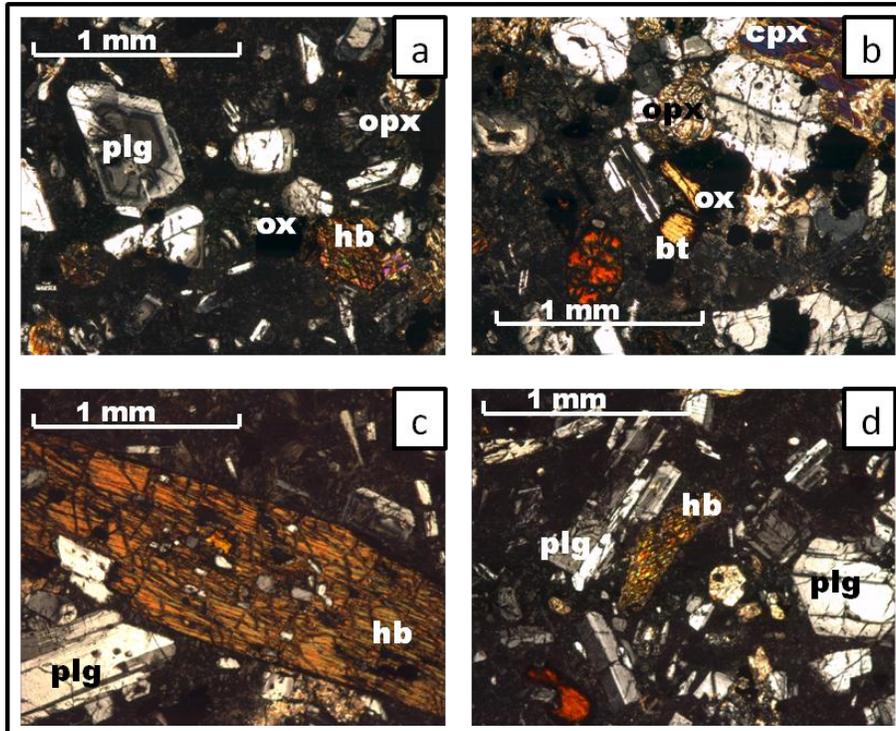


Figura 26. Fotomicrografía del domo volcánico Danta en nicoles cruzados: a) se observa la textura porfídica de la roca, en la parte izquierda se muestra una plagioclasa con zoneamiento; b) en la parte superior derecha hay un glomerocristal formado por la asociación de plg+ opx+ cpx+ bt+ ox; c) hay un fenocristal con inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti; d) en el centro hay una hornblenda con bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti. Abreviaciones: plg: plagioclasa, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, hb: hornblenda, bt: biotita, ox: óxido de Fe-Ti.

## DOMO VOLCÁNICO SAN MIGUEL (DVSM)

El domo volcánico San Miguel tiene una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > óxidos de Fe-Ti >> hornblenda rodeados por una matriz de microlitos y vidrio, lo que le dan a la roca un grado hipocristalino (Figura 27).

Las plagioclasas son de forma subhedral con una longitud de 1 mm. Los cristales tienen maclado tipo Carlsbad y zoneamiento oscilatorio. Algunos cristales muestran inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito exhibiendo bordes ligeramente corroídos (Figura 27b y c). Ciertas plagioclasas tienen un plano en forma de anillos con inclusiones de vidrio seguido por un plano sano de crecimiento.

Los ortopiroxenos (enstatita) son prismáticos subhedrales de 0.5 mm de diámetro, son incoloros en luz paralela (Figura 27a). Los clinopiroxenos (augita-diópsido) son prismáticos subhedrales de 0.5 mm de diámetro, presentan maclado e inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito (Figura 27b).

La hornblenda es de 1 mm de longitud, de forma tabular subhedral y de color pardo con pleocroísmo a verde en luz paralela con inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Algunos fenocristales de hornblenda presentan bordes de óxidos de Fe-Ti y se observan parcialmente sustituidos por los óxidos de Fe-Ti (Figura 27d).

Los óxidos de Fe-Ti son subhedrales, y se encuentran en la matriz de la roca, así como en los bordes de reacción de los anfíboles e incluidos en las plagioclasas, anfíboles y piroxenos (Figura 27c).

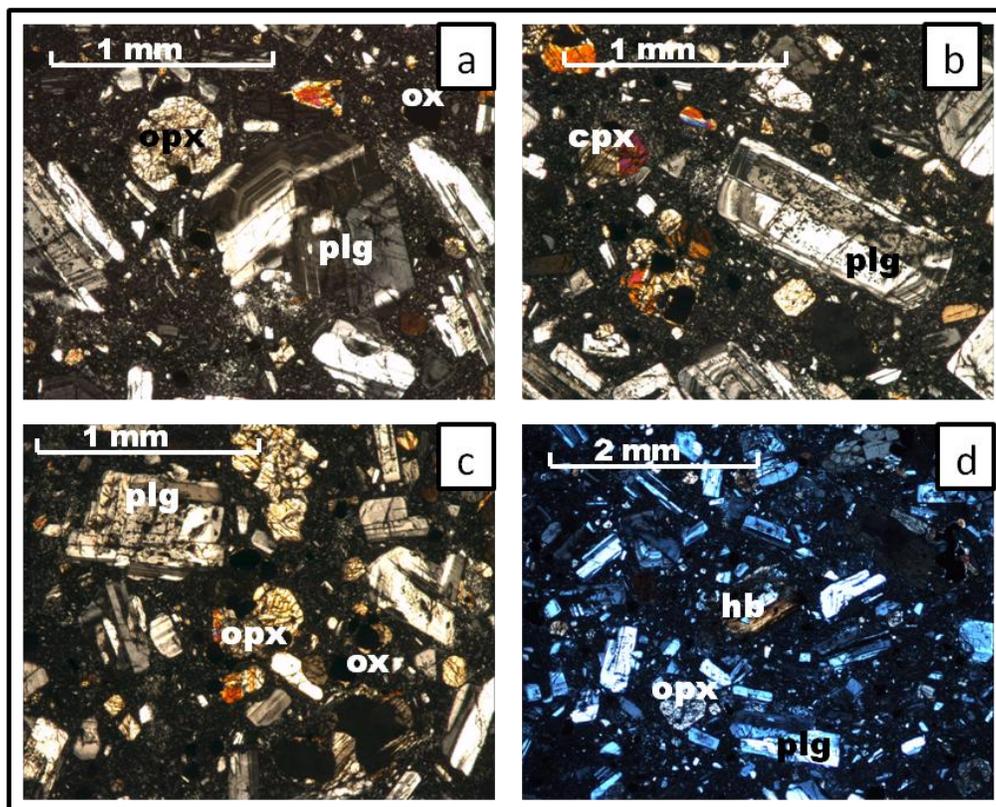


Figura 27. Fotomicrografía del domo volcánico San Miguel en nicóles cruzados: a) plagioclasa con zoneamiento y borde corroído; b) plagioclasa con textura de tamiz, en la parte superior izquierda hay un clinopiroxeno maclado; c) en la parte superior izquierda se muestra una plagioclasa con

textura de tamiz; d) hornblenda con borde de reacción de óxidos de Fe-Ti. Abreviaciones: plg: plagioclasa, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, hb: hornblenda, ox: óxido de Fe-Ti.

## DOMO VOLCÁNICO TAPALAPA (DVTa)

Las rocas del domo volcánico Tapalapa son hipocristalinos con textura porfídica y están compuestas por cristales de plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > biotita > óxidos de Fe-Ti > hornblenda inmersos en una matriz de cristales y vidrio. En ocasiones se llegan a encontrar glomerocristales formados por la asociación de opx+ cpx+ ox (Figura 28c).

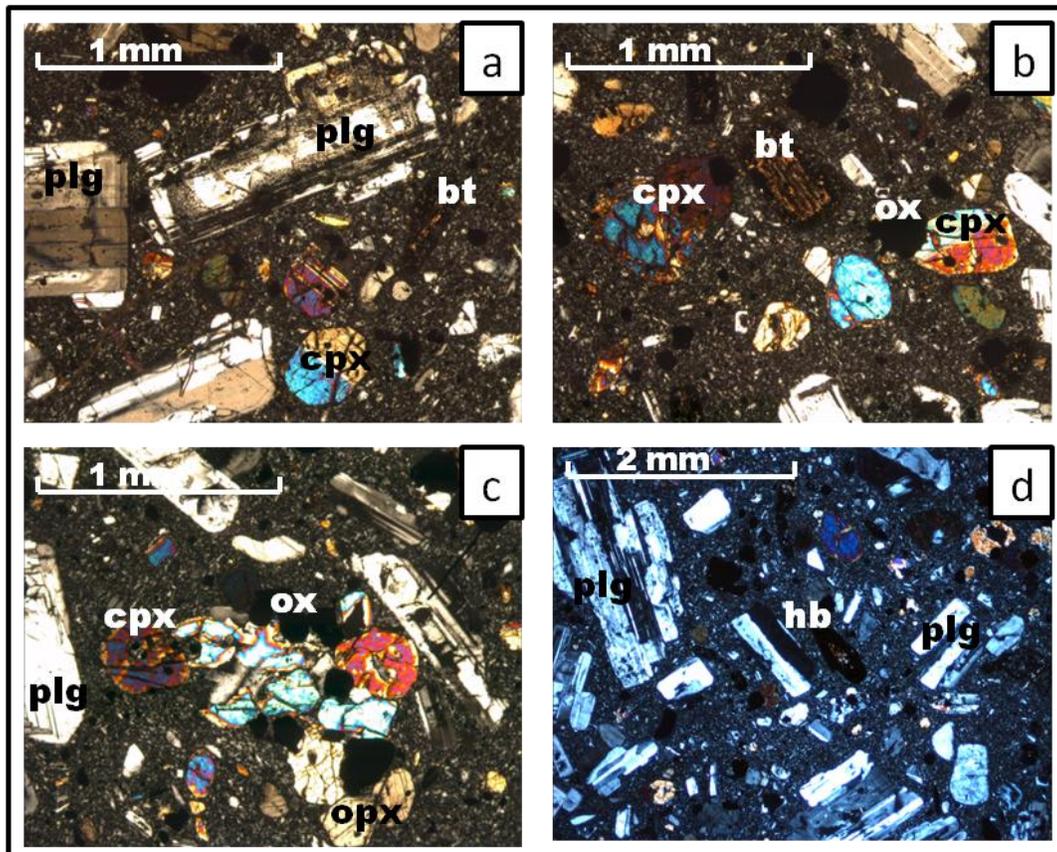


Figura 28. Fotomicrografías del domo volcánico Tapalapa en nicols cruzados: a) plagioclasa con inclusiones de vidrio alrededor de un plano de crecimiento (en forma de anillo), el cual es rodeado por otro anillo delgado de crecimiento; b) se observa del lado derecho un clinopiroxeno maclado, del lado izquierdo un clinopiroxeno con bordes de reacción, la biotita muestra bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti; c) glomerocristal formado por la asociación de opx+cpx+ox; d) hornblenda con bordes de óxidos de Fe-Ti. Abreviaciones: plg: plagioclasa, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, hb: hornblenda, bt: biotita, ox: óxido de Fe-Ti.

Los fenocristales de plagioclasa tienen una forma subhedral de 1.5 mm de longitud, muestran maclado tipo Carlsbad y zoneamiento oscilatorio. En algunos cristales se observan inclusiones de minerales de apatito, óxidos de Fe-Ti y en ocasiones piroxenos. Ciertos cristales exhiben bordes ligeramente corroídos y textura de tamiz. Varios de los cristales presentan inclusiones de vidrio en forma de anillo, el cual es rodeado por otro anillo delgado de crecimiento (Figura 28a).

Como una forma de clasificar las plagioclasas, se realizó el estudio de nueve cristales de plagioclasa en microsonda electrónica para conocer su composición química. El análisis se realizó en el núcleo, núcleo-borde (n-b) y borde de los cristales, los cuales varían en composición de andesina a bitownita (Figura 29, Tabla 6). El contenido de anortita en el núcleo varía de An<sub>45</sub>-An<sub>56</sub> mientras que el borde varía de An<sub>45</sub>-An<sub>76</sub> (Figura 29).

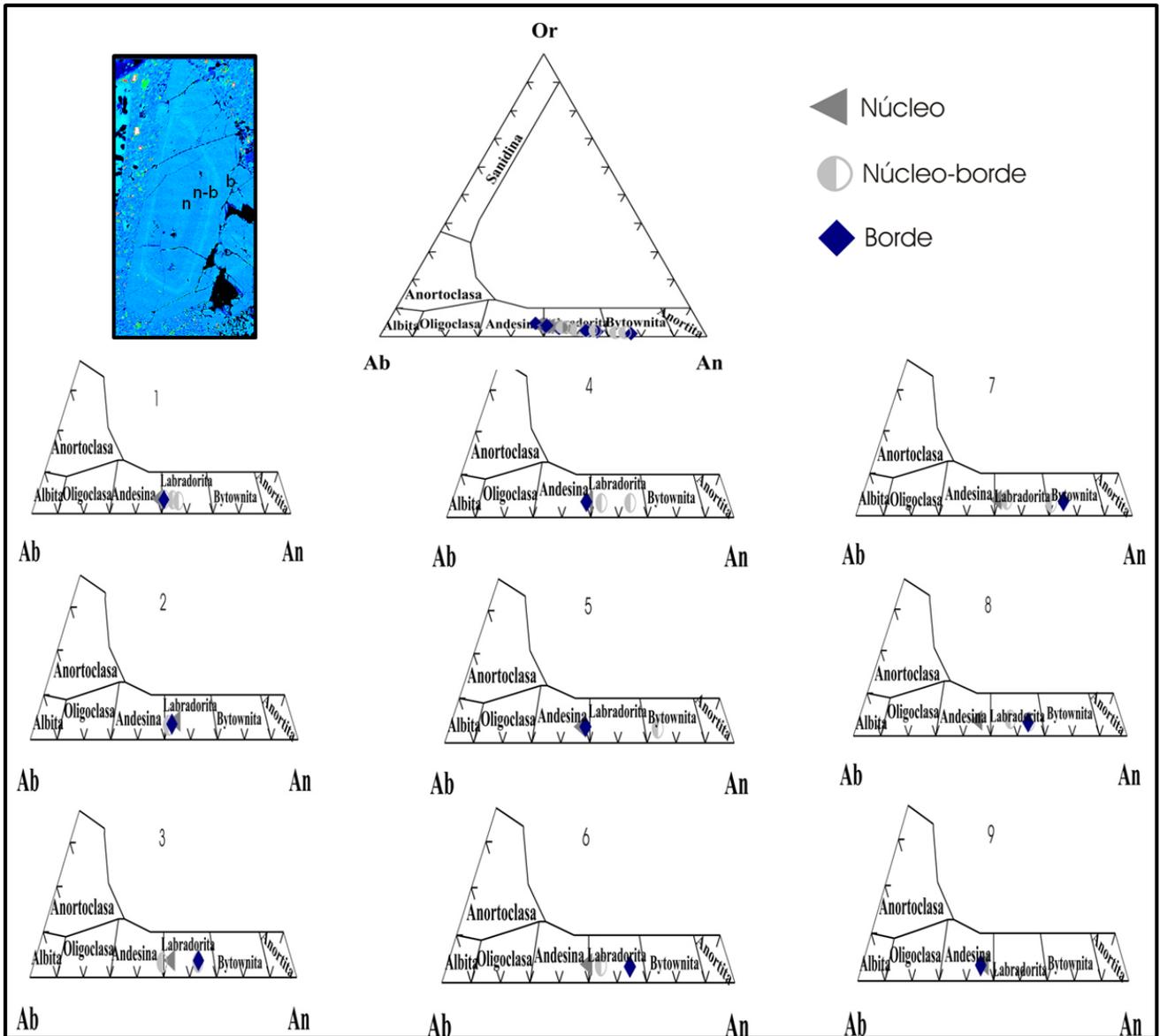


Figura 29. Diagrama ternario de anortita (An), albita (Ab) y ortoclasa (Or) para la clasificación de plagioclasas en muestras pertenecientes al domo volcánico Tapalapa. La composición de la plagioclase varía de andesina a bitownita. Se muestran núcleos, núcleo-borde y bordes de los cristales. En la parte superior izquierda se encuentra la microfotografía a falso color, donde se señala el núcleo (n), núcleo-borde (n-b) y borde (b).

Las gráficas de la Figura 30 son una representación de las variaciones químicas en los planos de crecimiento núcleo, núcleo-borde (n-b), y borde del contenido de anortita en las plagioclasas. Las variaciones químicas obtenidas describen una variación oscilatoria en las graficas 1 y 7, una variación de tipo inverso donde el

contenido de anortita aumenta de núcleo a borde en 3, 6 y 8, una variación de inverso a normal donde el contenido de anortita aumenta y después disminuye de núcleo a borde 4 y 5. Y por último en las gráficas 2 y 9 no se observa una variación, debido a que el contenido de anortita se mantiene prácticamente horizontal desde su núcleo hasta el borde.

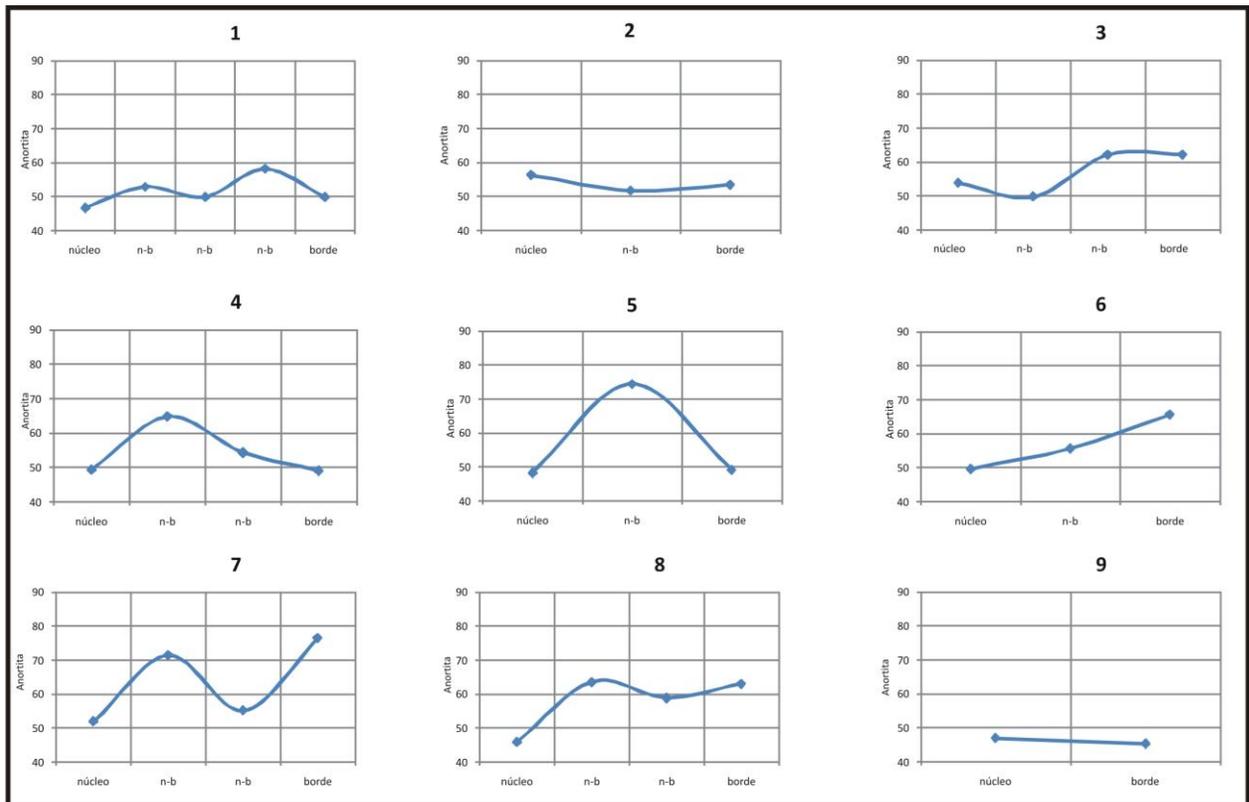


Figura 30. Gráficas donde muestra la variación del contenido de anortita vs. núcleo a borde de las plagioclasas analizadas por microsonda electrónica correspondientes al domo volcánico Tapalapa.

Los ortopiroxenos son prismáticos subhedrales incoloros en luz paralela, de baja birrefringencia, tienen 0.5 mm de longitud y presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti y de apatito (Figura 28c). La composición química del ortopiroxeno en su núcleo es  $Wo_{30} En_{67} Fs_{30}$  (donde Wo es wollastonita, En es enstatita y Fs es ferrosilita), mientras que para el borde es de  $Wo_{30} En_{66} Fs_{30}$ . La variación química entre el núcleo y borde es mínima y caen dentro del campo de la enstatita (Figura 31, Tabla 7).

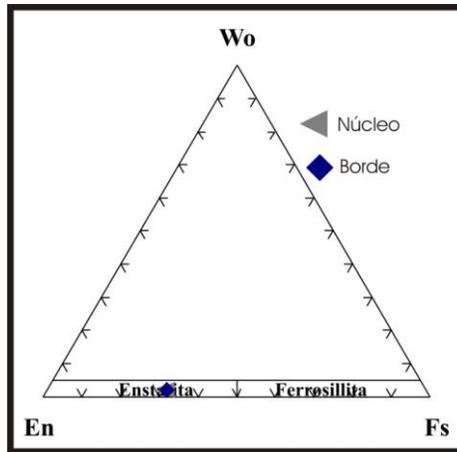


Figura 31. Diagrama triangular de wollastonita (Wo), enstatita (En) y ferrosillita (Fs) para la clasificación de ortopiroxenos en muestras pertenecientes al domo volcánico Tapalapa. Se muestra núcleo y borde del cristal. Los datos caen dentro del campo de la enstatita.

Los clinopiroxenos son incoloros en luz paralela, de forma prismática subhedral con un tamaño máximo de 1 mm, presentan maclado y llegan a tener inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito. Los cristales se llegan a acumular formando glomero-cristales junto con los óxidos de Fe-Ti y el ortopiroxeno (Figura 18c). La composición química obtenida en nueve cristales es de augita y diópsido (Tabla 7, Figura 32). Los núcleos varían para la augita de  $Wo_{43.72-45.25} En_{40.98-41.72} Fs_{13.42-14.70}$  y los bordes varían de  $Wo_{43-44} En_{41-41} Fs_{14-15}$ , mientras que para el diópsido el núcleo es de  $Wo_{46} En_{39} Fs_{13}$ , y el borde es de  $Wo_{46} En_{37} Fs_{15}$ . (Figura 32, Tabla 7).

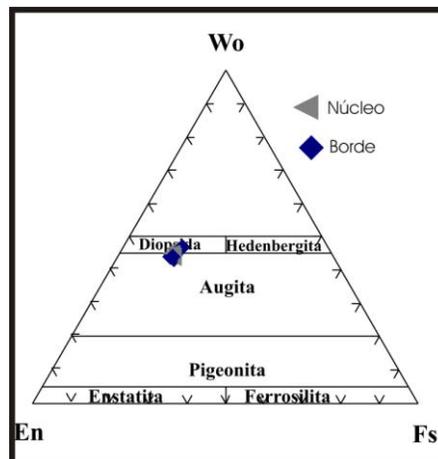


Figura 32. Diagrama triangular de wollastonita (Wo), enstatita (En) y ferrosillita (Fs) para la clasificación de clinopiroxenos en muestras pertenecientes al domo volcánico Tapalapa. Se

muestran núcleos y bordes de los cristales. Los datos caen dentro del campo de la augita y diópsido.

La hornblenda es de color pardo con pleocroísmo a verde en luz paralela, y predominan los de 0.5 mm de longitud. Los cristales en su mayoría son subhedrales, tienen bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti, y algunos muestran inclusiones de óxidos de Fe-Ti y de plagioclasas. En ocasiones sólo se observa el esqueleto, completamente sustituidos por óxidos de Fe-Ti (Figura 28d), por esta razón no se realizó el análisis de composición química del mineral.

La biotita es de color pardo en luz paralela y presentan pleocroísmo a color pardo intenso. Los cristales son de 0.5 mm de forma subhedral, tabular, y tienen bordes de reacción de inclusiones de óxidos. La biotita ha sido reemplazada parcial o totalmente por óxidos de Fe-Ti (Figura 28b), por lo tanto, no fue posible el análisis de su composición química.

Los óxidos de Fe-Ti son de forma subhedral, de color negro en nicols cruzados y luz paralela, y presentan un tamaño máximo de 0.5 mm. Los cristales se encuentran dispersos en la matriz, como inclusiones en los fenocristales de las otras fases minerales, y como bordes de reacción en hornblenda, piroxenos y micas.

Se analizaron en microsonda electrónica ocho cristales de óxidos que se encontraban en equilibrio con la matriz para conocer su composición química. Con base en los análisis químicos se determinó que los cristales son titanomagnetitas y forman parte de la "serie de la espinela" (ulvoespinela magnetita). La fracción molar de la titanomagnetita varía de  $X'_{Usp} = 0.27$  a  $0.29$ , y una composición de  $TiO_2$  (10)- FeO (39)- $Fe_2O_3$  (50) (Figura 33, Tabla 8).

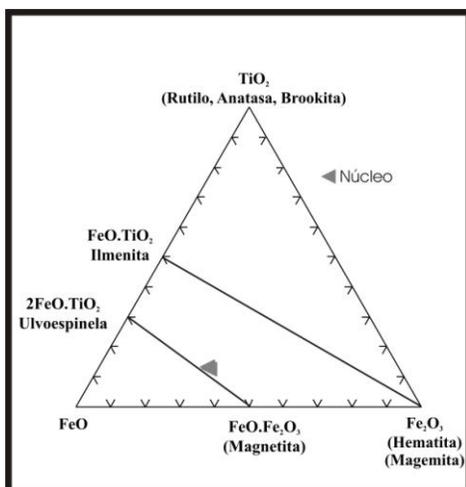


Figura 33. Diagrama triangular FeO-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de clasificación de óxidos en muestras pertenecientes al domo volcánico Tapalapa.

La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasas, óxidos de Fe-Ti y vidrio. Se realizó el análisis del vidrio en microsonda electrónica para conocer su composición química, el cual tiene un promedio de 73% en peso de SiO<sub>2</sub> y se clasifica como riolitas en el diagrama TAS (Total Álcalis vs. Silica, por sus siglas en inglés; Le Bas et al., 1986) (Figura 34, Tabla 9).

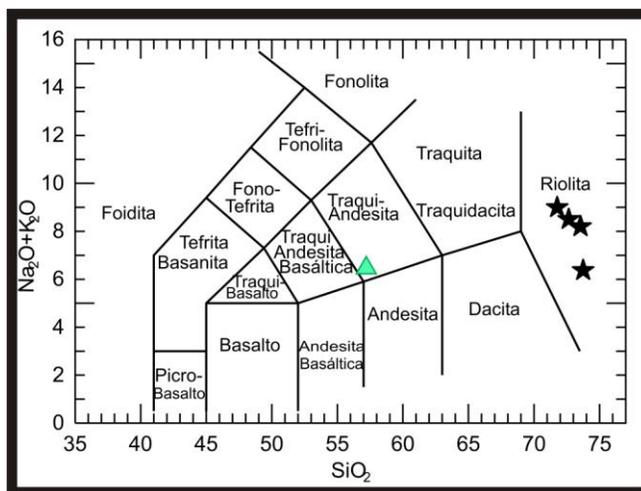


Figura 34. Diagrama de clasificación de los vidrios del domo Tapalapa. El triángulo verde indica la composición de la roca del domo Tapalapa, las estrellas color negro indican la composición química de los vidrios analizados del domo volcánico Tapalapa.

## **Geoquímica de Roca Total**

El análisis químico de roca total se llevo a cabo en 14 muestras representativas de los domos volcánicos, los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 10. Los métodos utilizados para obtener las concentraciones de los elementos presentes en las muestras fueron por fluorescencia de rayos X (FRX) y espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) (ver metodología).

Los resultados dados en el laboratorio son la suma de los elementos mayores y menores más la pérdida por calcinación (PxC). La PxC es la cantidad de materia que se pierde al calcinar una muestra, es decir, es un indicativo del contenido de volátiles en una muestra. Por lo tanto se deben normalizar las concentraciones al 100% en base anhidra. La razón por la que se manejan los datos de forma anhidra es para eliminar todos los volátiles que contenía la muestra ( $H_2O$ , F, S) y puedan alterar su composición química.

Los datos de las muestras mar-57 (domo volcánico Danta), mar-38 (domo volcánico Ocotal), cal-05 y mar-52 (domo volcánico Buenavista) presentan una PxC alta de 2 a 4 %, y no se consideran totalmente confiables, sin embargo, representan un acercamiento a la composición de la roca. Por lo tanto para definir las tendencias, estas muestras no se tomaron totalmente en cuenta para los elementos mayores y traza.

### **ELEMENTOS MAYORES**

Los elementos mayores (Si, Al, Fe, Mg, Na, K y Ca) son aquellos cuyas concentraciones rebasan el 1%, los elementos menores (Ti, Mn, P) tienen concentraciones entre 1 y 0.1%. Las concentraciones de los elementos mayores y traza se expresan en porcentaje en peso en forma de óxido:  $SiO_2$ , FeO, MgO, MnO, CaO,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  y  $P_2O_5$  (Tabla 10).

Las concentraciones de estos elementos se normalizaron en condiciones anhidras y se realizaron diagramas binarios y ternarios para obtener diferentes gráficos de clasificación y discriminación para rocas volcánicas.

Los resultados de este estudio se compararon con respecto a las rocas de los domos de la parte central del AVC (Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007) y rocas asociadas al cráter de 1982 y de clastos juveniles asociados a productos piroclásticos del volcán Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003; Layer et al., 2009).

Las rocas de los domos volcánicos y de los productos volcánicos asociados fueron clasificados utilizando el diagrama TAS (Total Álcalis vs. Silica, por sus siglas en inglés) propuesto por Le Bas et al. (1986), el cual representa la relación existente entre los porcentajes en peso del contenido en sílice ( $\text{SiO}_2$ ) y álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). Las rocas analizadas son de composición traquiandesítica con una variación en  $\text{SiO}_2$  de 57- 61% en peso y en álcalis de 5.5-6.7% en peso (Figura 35A). Las rocas de la parte central del AVC caen en los campos de andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas, dacitas y traquidacitas con un intervalo de sílice de 55 a 65% en peso (Jaimes-Viera, 2006), mientras que las rocas del volcán Chichón caen en el campo de traquiandesitas con un contenido en sílice de 56 a 62% en peso (Figura 35A).

En el diagrama de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs. sílice ( $\text{SiO}_2$ ) propuesto por Irvine y Baragar (1971), donde se reporta la curva que divide el campo de las rocas alcalinas y el campo de las rocas subalcalinas, las rocas analizadas caen dentro del campo subalcalino, al igual que las rocas del volcán Chichón y la parte central del AVC (Figura 35B).

El diagrama ternario AFM (álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) -  $\text{FeO}^*$  ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) -  $\text{MgO}$ ) propuesto por Irvine y Baragar (1971) muestra la separación entre las series toleítica y calcialcalina dentro de la serie subalcalina. Se observa que las rocas de los domos presentan una tendencia típica calcialcalina, las rocas de la parte central del AVC y el volcán Chichón presentan la misma tendencia (Figura 35C).

En el diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  propuesto por Gill (1981) utilizado para diferenciar a la serie de rocas orogénicas con base en su contenido de potasio. Las rocas pertenecientes al área de estudio caen en el campo calcialcalino con un alto

contenido en potasio, las rocas de la parte central del AVC presentan un contenido de medio a alto en potasio y las rocas del volcán Chichón muestran también un contenido alto en potasio (Figura 35D).

El comportamiento reportado en estos diagramas es típico de las rocas cuyo origen está relacionado a un ambiente de subducción.

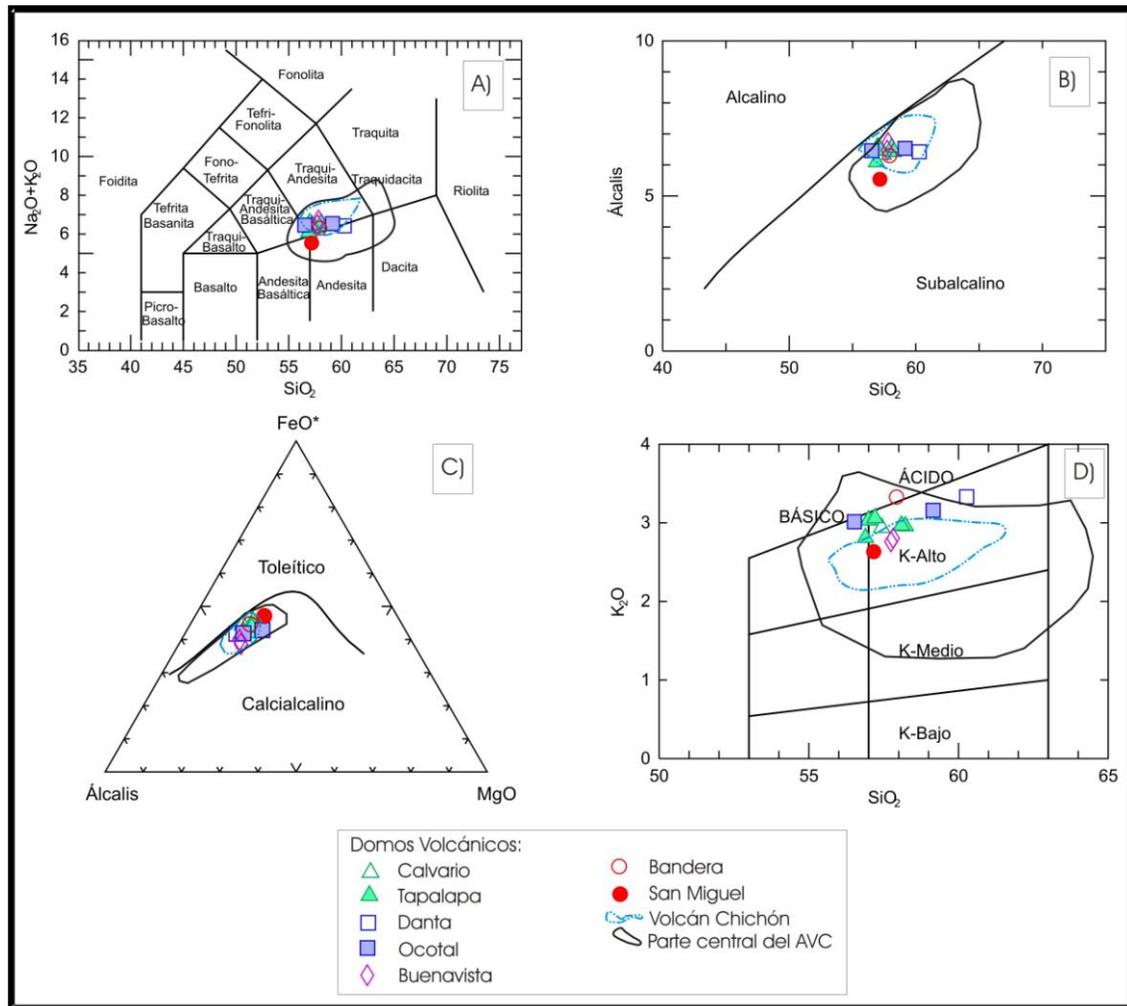


Figura 35. A) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), para la clasificación química de las rocas; B) diagrama alcalis vs. sílice (Irvine y Baragar, 1971), para la determinación de la serie alcalina o subalcalina de las rocas; C) diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), donde se muestra una tendencia típica del campo calcialcalino; D) diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  (Gill, 1981), para diferenciar a la serie de rocas orgénicas en base a su contenido en potasio. Para los cuatro diagramas se graficaron los datos de este trabajo junto con los del volcán Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003 y Layer et al., 2009) y los datos de la parte central del AVC (Jaimes-Viera, 2006).

Los elementos mayores también se utilizan para la construcción de diagramas binarios, llamados tipo Harker, donde se usó como índice de diferenciación el  $\text{SiO}_2$ . Los diagramas de variación química tipo Harker permiten comprender el comportamiento de cada uno de los elementos mayores conforme aumenta el contenido en sílice y por consiguiente interpretar él o los procesos magmáticos presentes durante la formación de las rocas.

El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$  presentan una tendencia negativa, es decir decrecen en abundancia conforme va aumentando el contenido en  $\text{SiO}_2$ , lo cual se puede explicar por un proceso de cristalización fraccionada de piroxenos, hornblenda y biotita en las rocas, mientras que para el  $\text{K}_2\text{O}$  hay una tendencia positiva, es decir, aumentan conforme el contenido en sílice también aumenta. El  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  no presentan una tendencia definida con respecto al contenido en sílice (Figura 36).

Los datos la parte central del AVC indican que el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  presentan de manera general una correlación negativa conforme aumenta el contenido de sílice (55 a 65%peso), mientras que para el  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se aprecia una fuerte dispersión con respecto al  $\text{SiO}_2$  (Figura 36). Los datos del volcán el Chichón muestran una correlación negativa en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  con respecto al  $\text{SiO}_2$  (56 a 61%peso), el  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{CaO}$  no presentan alguna correlación ya que se mantienen constantes sus valores mostrando una línea horizontal con respecto al  $\text{SiO}_2$ , y por último el  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  presentan un poco de dispersión aunque tienen una tendencia positiva con respecto al  $\text{SiO}_2$  (Figura 36).

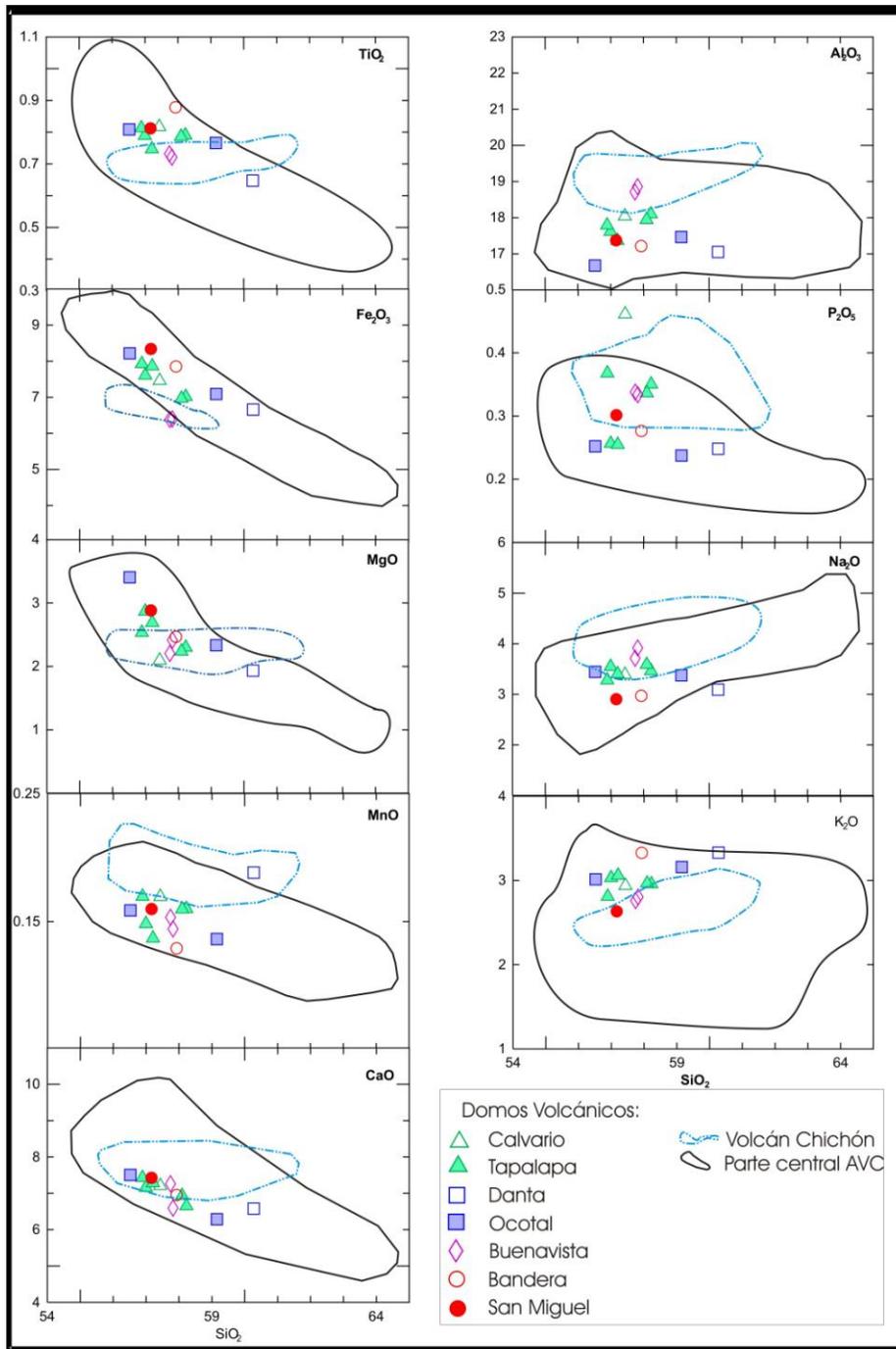


Figura 36. Diagrama de Harker de las rocas de los domos del AVC parte norte, datos del volcán Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003 y Layer et al., 2009) y de la parte central del AVC (Jaimes-Viera, 2006 y Mora et al., 2007).

## ELEMENTOS TRAZA

Un elemento traza se puede definir como un elemento que está presente en una roca en una concentración inferior a 0.1% en peso y se expresa en partes por millón (ppm). Algunos de los elementos traza de importancia en la geoquímica son: Ni, Cr, V, Co, Nb, Th, Zr, Ba, Rb y Sr. Los elementos traza se encuentran con mayor frecuencia al sustituir a los elementos mayores en los minerales formadores de rocas. El estudio de los elementos traza es de gran importancia ya que por sus características de movilidad o inmovilidad química resultan más eficientes para discriminar entre los procesos petrológicos que los elementos mayores (Rollinson, 1993).

Los elementos traza pueden dividirse de acuerdo a la proporción existente entre carga y el radio, y de esta relación se tienen los siguientes grupos:

Elementos de radio iónico grande (LILE *large-ion lithophile elements*, Rb, Sr, Ba, Cs). Estos elementos pueden sustituir al potasio en la retícula de los silicatos. No entran dentro de la retícula de los minerales máficos, por lo que son también elementos incompatibles a estos minerales. La corteza continental se encuentra enriquecida en LILE, ya que estos elementos son móviles y son acarreados por las fases fluidas (Rollinson, 1993).

Elementos de alto potencial iónico (HFSE: *high field strength elements*). Estos elementos son denominados así por su alta carga iónica y radio iónico relativamente pequeño. Se encuentran representados por Zr, Hf, Ta y Nb. Son insolubles en fases fluidas, por lo tanto son inmóviles durante procesos de intemperismo y metamorfismo. Su incompatibilidad está en función de su alta carga y no del radio iónico (Rollinson, 1993).

En la figura 37 se muestran las variaciones de algunos elementos traza de las rocas analizadas con respecto al SiO<sub>2</sub>. El V muestra una tendencia lineal negativa, el Co, Zr, Sr, Rb, Ba presentan una tendencia lineal casi horizontal, mientras que el Cr, Nb, Th, no muestran alguna tendencia con respecto al SiO<sub>2</sub> (Figura 37).

El comportamiento de las rocas de la parte central del AVC no muestra alguna tendencia de los elementos traza con respecto al  $\text{SiO}_2$  (Figura 37), mientras que en las rocas pertenecientes al volcán Chichón el Rb, Zr, Nb y Ba presentan una tendencia positiva con respecto al  $\text{SiO}_2$ . El Cr y Co tienen una tendencia negativa y el V, Th y Sr no presentan alguna tendencia lineal conforme aumenta el  $\text{SiO}_2$ .

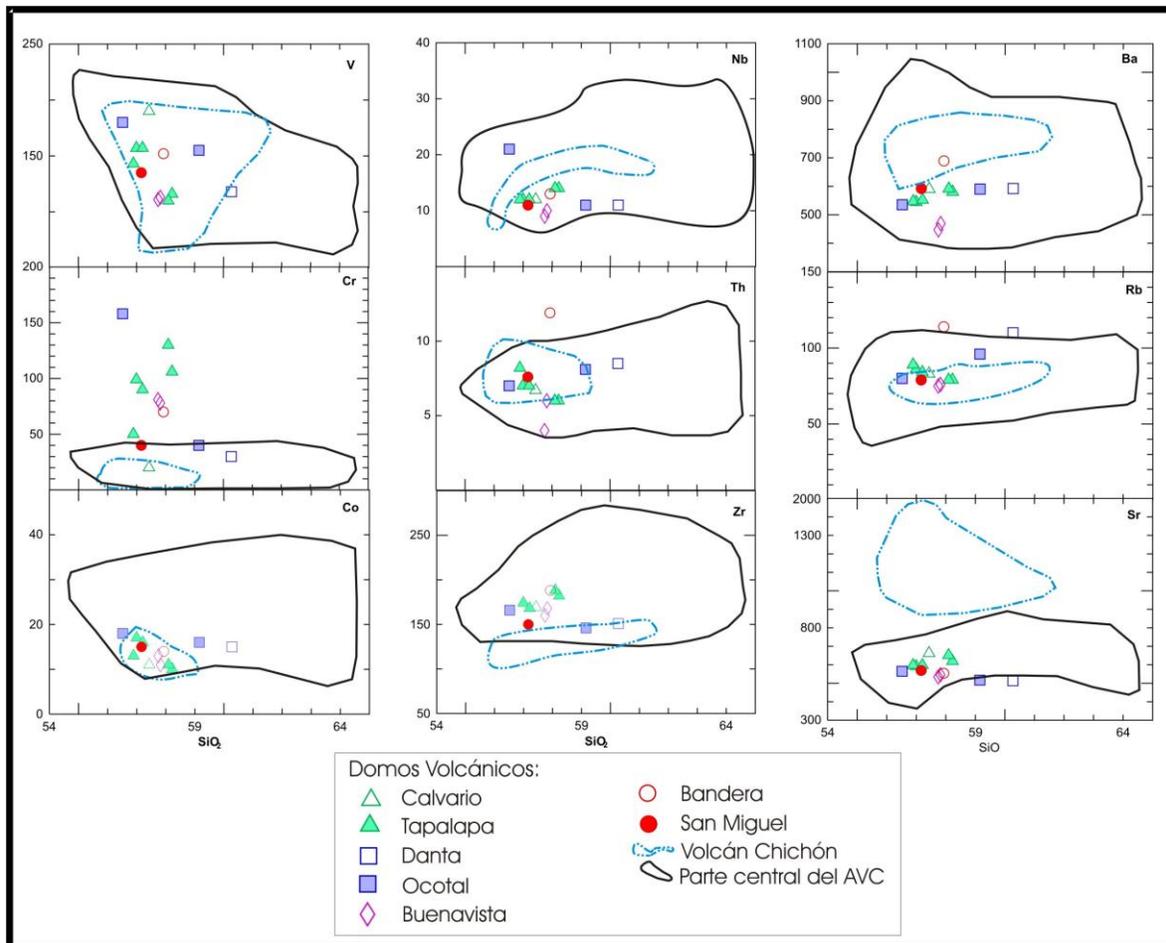


Figura 37. Diagrama de Harker del comportamiento de los elementos traza vs.  $\text{SiO}_2$ % en peso de las rocas de los domos del AVC parte norte. Se graficaron los datos del trabajo junto con los del volcán Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003 y Layer et al., 2009) y los datos de la parte central del AVC (Jaimes-Viera, 2006 y Mora et al., 2007).

## DIAGRAMA MULTIELEMENTOS

Los diagramas multielementos normalizados se fundamentan en una agrupación de elementos traza con respecto a una mineralogía típica del manto. Hay tres formas de normalizar los datos de los elementos traza para su presentación en diagramas multielementos, los cuales son los siguientes: condrita, manto “primitivo” y MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*) (Rollinson, 1993). En el presente trabajo se utilizó una normalización con respecto al manto primitivo, propuesto por Sun y McDonough (1989), normalización que toma en cuenta la composición del manto antes de la formación de la corteza. Las concentraciones de los elementos se grafican en una escala logarítmica y el orden de los veintidós elementos en este diagrama es debido al grado de incompatibilidad de los elementos en los basaltos oceánicos, la cual se muestra a continuación: Cs~ Rb~ Ba> Th> U~ Nb~ K> La> Ce~ Pb> Pr~ Sr> P~ Nd> Zr~ Sm> Eu~ Ti> Dy> Y> Yb> Lu (Sun y McDonough, 1989).

En el diagrama multielementos de la Figura 38, los patrones de elementos traza muestran enriquecimiento en elementos LILE (Cs, Rb, Ba) y Pb con respecto a los elementos HFSE (Zr) y HREE (Dy, Yb, Lu). Los datos de la parte central del AVC y del volcán Chichón muestran un patrón similar a las rocas del área de estudio.

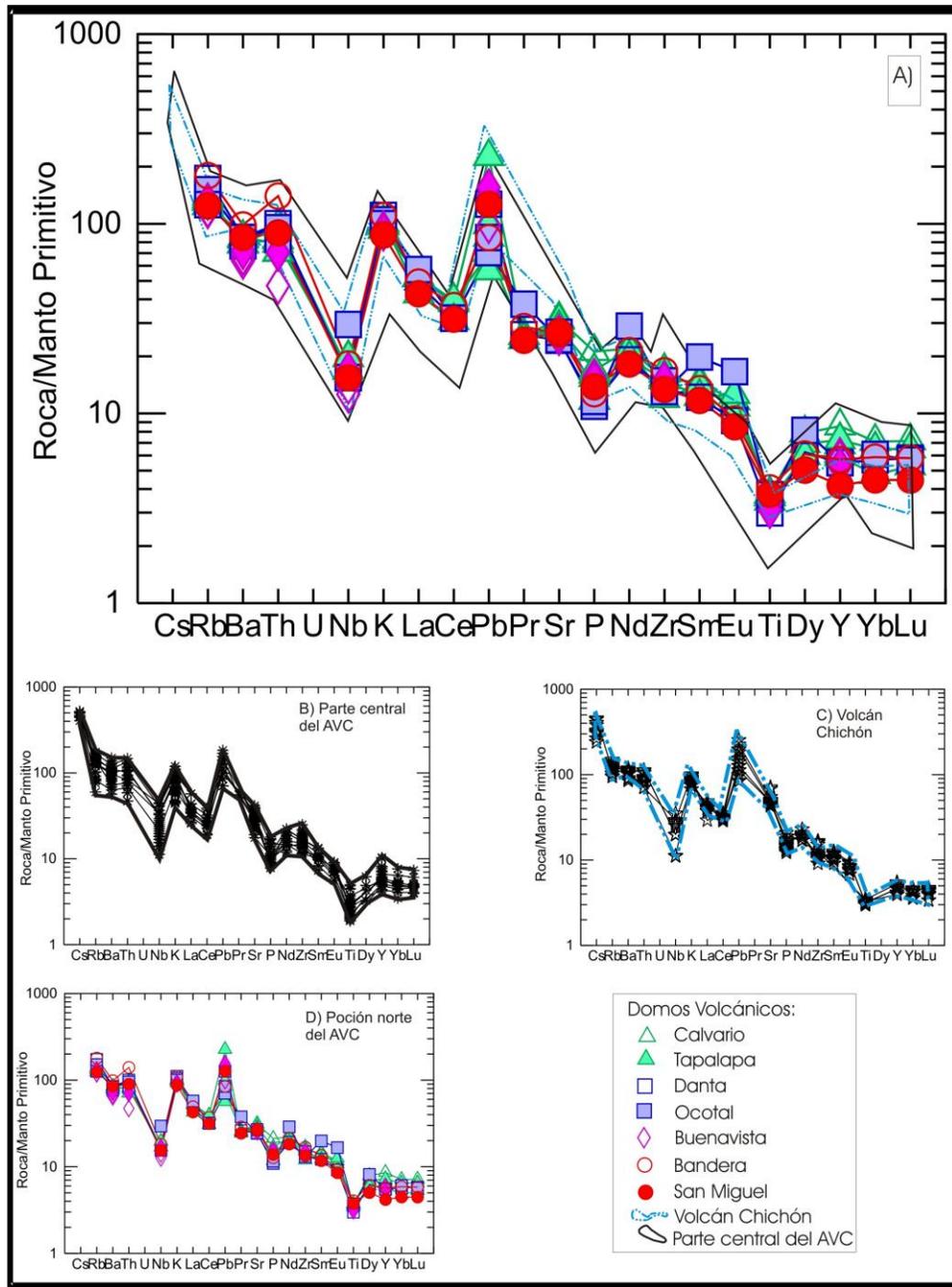


Figura 38. Diagrama multielementos normalizado con los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989). A) Se graficaron los datos del trabajo junto con los del volcán Chichón (Espindola et al., 2000; Macías et al., 2003 y Layer et al., 2009) y los datos de la parte central del AVC (Jaimes-Viera, 2006 y Mora et al., 2007); B) se graficaron sólo los datos de la parte central del AVC; C) en esta gráfica sólo se muestran los datos del volcán Chichón; y D) se muestran los datos del área de estudio.

## DIAGRAMA DE TIERRAS RARAS (REE)

Las Tierras Raras (REE: *Rare Earth Elements*) pertenecen a la serie de los lantánidos con número atómico del 57 al 71 (La al Lu). Estos elementos se han clasificado en tres grupos de acuerdo al número atómico. Los elementos que tienen un número atómico bajo son llamados Tierras Raras Ligeras (LREE, por sus siglas en inglés), los que tienen número atómico altos son Tierras Raras Pesadas (HREE, por sus siglas en inglés); y los que tienen un número atómico intermedio son Tierras Raras Intermedias (MREE, por sus siglas en inglés) (Rollinson, 1993).

Al igual que en los diagramas multielementos, el diagrama de las tierras raras se puede normalizar con respecto a condritas, manto primitivo o MORB, en este trabajo se normalizaron a las tierras raras con respecto a las condritas por Nakamura (1974) y Haskin et al. (1968, para los elementos Pr, Tb, Ho y Tm) ya que sus valores desde un punto de vista estadístico son más razonables (Rock, 1987). Se usan los valores de los meteoritos condriticos porque representan las concentraciones más primitivas del sistema solar (Rollinson, 1993).

Las concentraciones de los elementos de las tierras raras se grafican con respecto a su número atómico en una escala logarítmica base 10. Los patrones en los diagramas normalizados de una roca dependerán de la composición de la fuente, del grado de fusión, la mineralogía residual de la fuente, y del tipo de minerales que pudieron haber fraccionado del magma. Por ello durante los procesos de cristalización fraccionada y diferenciación magmáticas los elementos de las tierras raras pesados tienden a concentrarse en el manto, mientras que los ligeros son más compatibles con la corteza. Los elementos ligeros se concentran en apatitos, los elementos intermedios son retenidos principalmente por hornblenda y por último los pesados son retenidos notablemente por el granate, zircón y hornblenda y en menor cantidad por el clinopiroxeno.

En el diagrama de tierras raras, normalizado con respecto a la condrita de Nakamura (1974) se observa un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE)

con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Las rocas de la parte central del AVC y del volcán Chichón presentan un patrón similar a las rocas del área de estudio (Figura 39).

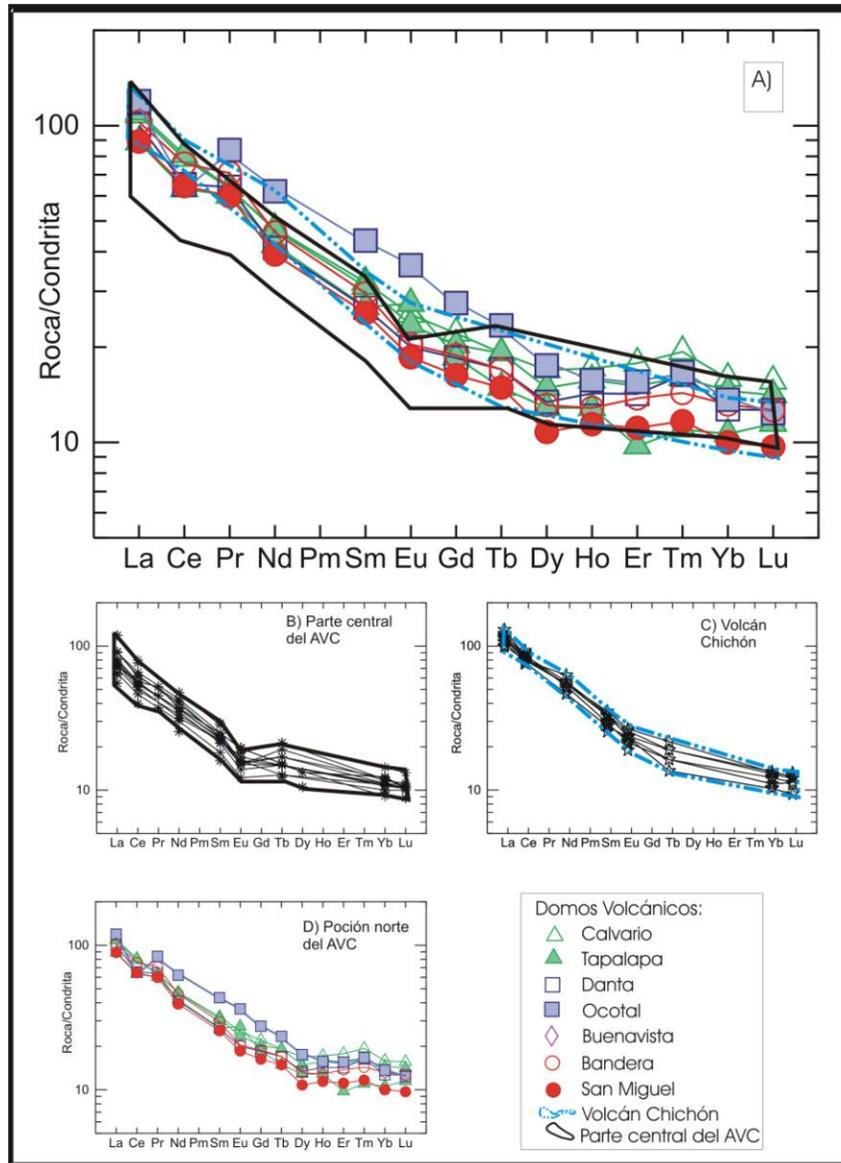


Figura 39. Diagrama de las Tierras Raras de las rocas de la porción norte del AVC. Concentraciones normalizadas con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y Haskin et al. (1968, para los elementos Pr, Tb, Ho y Tm). A) Se graficaron los datos del trabajo junto con los datos del volcán Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003 y Layer et al., 2009) y de la parte central del AVC (Jaimes-Viera, 2006 y Mora et al., 2007); B) se graficaron sólo los datos de la parte central del AVC; C) en esta gráfica sólo se muestran los datos del volcán Chichón; y D) se muestran los datos del área de estudio.

## Geoquímica Isotópica de Sr, Nd y Pb

La geoquímica isotópica de Sr, Nd y Pb tiene una importante área de aplicación en la génesis de las rocas, así como en los procesos magmáticos que intervinieron durante su génesis, tales como el proceso de contaminación que sufren los magmas a su paso al ir ascendiendo por la corteza.

### Rb-Sr

El rubidio (Rb) tiene dos isótopos naturales  $^{85}\text{Rb}$  y  $^{87}\text{Rb}$ , del cual el  $^{87}\text{Rb}$  decae al  $^{87}\text{Sr}$  estable, por emisión beta. El estroncio (Sr) tiene cuatro isótopos naturales  $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$  y  $^{88}\text{Sr}$ . El Sr es un elemento compatible con el manto, mientras que el Rb es un elemento incompatible con respecto al manto, por lo tanto la corteza terrestre presenta un enriquecimiento en este elemento. Consecuentemente, la relación Rb/Sr en el magma incrementa gradualmente durante el proceso de cristalización progresiva (Wilson, 1989).

Con el decaimiento  $^{87}\text{Rb}$  a  $^{87}\text{Sr}$ , las concentraciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  presentan variaciones isotópicas más elevadas en la corteza que con respecto al manto, esta diferencia es fundamental para estudios petrogenéticos de rocas ígneas, ya que permite realizar un seguimiento de los efectos de contaminación de la corteza y de los magmas derivados del manto. Sin embargo, para ello se debe conocer el rango de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que caracterizan a los materiales de la corteza, además de entender la evolución isotópica del Sr en el manto a lo largo del curso del tiempo geológico (Wilson, 1989).

### Sm-Nd

El samario (Sm) y neodimio (Nd) son elementos de REE, sus concentraciones en rocas ígneas incrementan con el grado de diferenciación y son elementos incompatibles. El samario presenta 20 isótopos inestables y 7 isótopos estables, mientras que el neodimio tiene 19 isótopos inestables y 7 isótopos estables. El  $^{147}\text{Sm}$  decae al  $^{143}\text{Nd}$  por partícula  $\alpha$ . Las rocas típicas corticales tienen

proporciones Sm/Nd menores que las rocas derivadas del manto superior, debido a que el Nd es más incompatible que el Sm, por lo tanto este se concentra más en la corteza que el Sm. Con el tiempo esto conduce a una baja relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en la corteza (formada hace 3.5 Ga) y a una alta relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en el manto (Wilson, 1989).

A continuación en la Figura 40 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$ ) se muestran las variaciones de los análisis isotópicos de Sr y Nd, realizados a siete muestras perteneciendo una por domo volcánico (Tabla 11) y se compararon los datos con el volcán Chichón (García-Palomo et al., 2004), la parte central del AVC (Mora y Layer, en revisión), el macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002 y Pompa-Mera, 2009) y el AVCA (Bolge et al., 2009 y Carr et al., 2007) (Figura 40A).

Se observa que las rocas del área de estudio presentan relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que varían de 0.704860 a 0.706584, mayores que el valor isotópico global de la Tierra (*Bulk Earth*) y  $\epsilon\text{Nd}$  varía de +2 a -3 (Tabla 11). Los datos presentan en el diagrama de manera general una correlación negativa (Figura 40B). Las muestras analizadas tienen valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más altas, y en la mayoría de los casos los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  más bajos comparados con el AVCA y el volcán Chichón. Con respecto a la parte central del AVC se presenta una tendencia lineal subparalela comparadas a las rocas de estudio (Figura 40A).

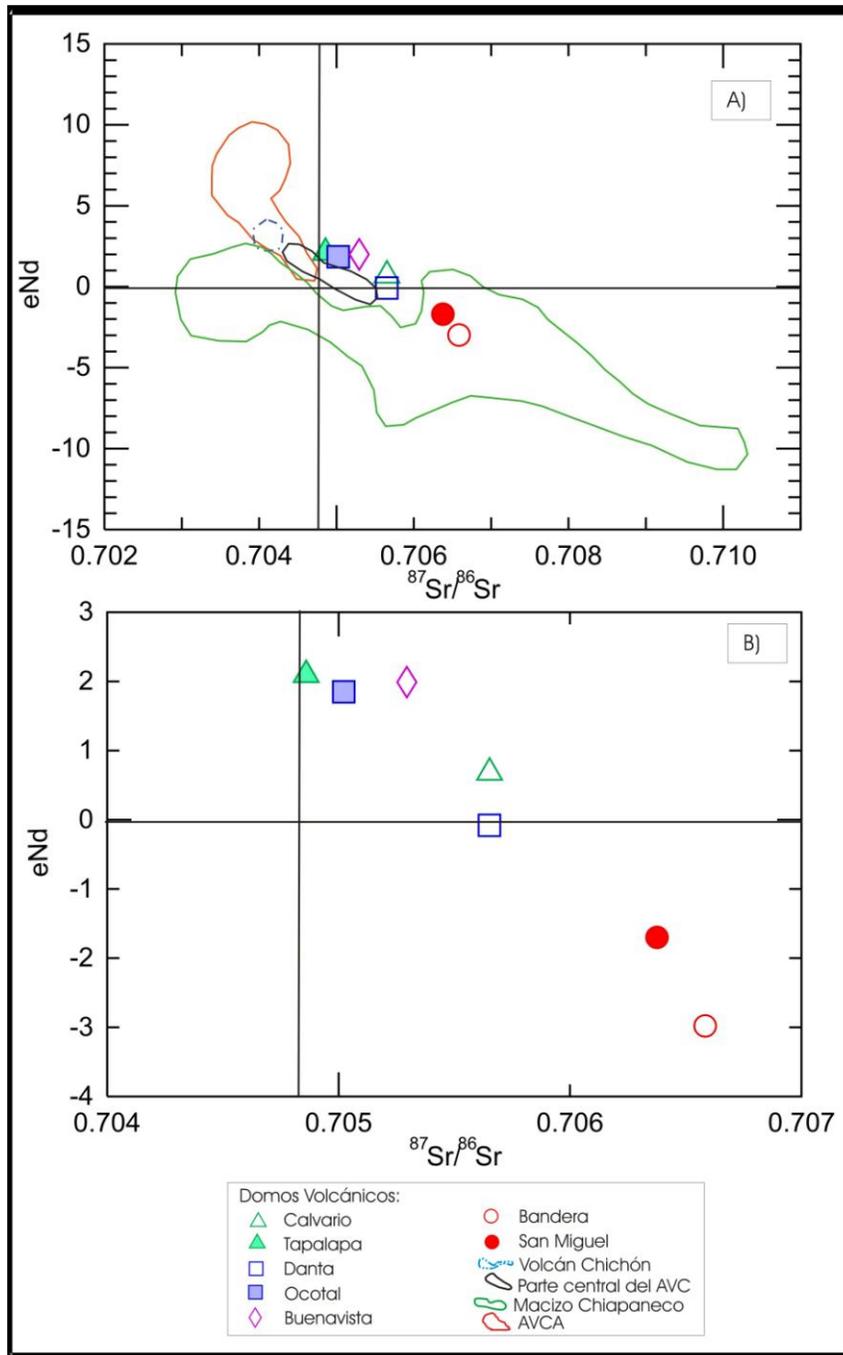


Figura 40. A) Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$  en donde se muestran los datos de la porción norte del AVC, y también los datos del Chichón (García-Palomo et al., 2004), de la parte central del AVC (Mora y Layer, en revisión), del macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002 y Pompa-Mera, 2009) y del AVCA (Bolge et al., 2009 y Carr et al., 2007); B) en el diagrama sólo se presentan los valores de los domos volcánicos, mostrando una tendencia negativa.

También se determinaron las relaciones isotópicas de Pb para el área de estudio.

El plomo (Pb) tiene cuatro isótopos naturales:  $^{208}\text{Pb}$  (52.4%),  $^{206}\text{Pb}$  (22.1%),  $^{207}\text{Pb}$  (24.1%) y  $^{204}\text{Pb}$  (1.4%). Los isótopos  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}$  constituyen los núcleos atómicos más pesados y estables en la tabla de los núclidos, son radiogénicos y productos de tres diferentes series de decaimiento ( $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ , respectivamente). El  $^{204}\text{Pb}$  es el único isótopo de plomo no radiogénico y es estable. El plomo es escaso en el manto, y se concentra en la corteza continental junto con el uranio (U) y torio (Th). La corteza oceánica tiene contenido elevado de U y Th (comparado con el manto) así como los sedimentos derivados de la corteza. El plomo es relativamente móvil en procesos corticales, por lo tanto es una medida sensible a los componentes de origen cortical (incluyendo sedimento) en sistemas isotópicos del manto (Wilson, 1989).

La relación isotópica del  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en el área de estudio tiene una variación de 18.8358 a 18.9930, la relación de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  varía de 15.6040 a 15.6304 y por último la relación del  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  varía de 38.5830 a 38.8337 (Tabla 12).

En la Figura 41 se graficó  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y en la Figura 42 se graficó  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Los datos de este trabajo se compararon con la parte central del AVC (Mora y Layer, en revisión), y el AVCA (Bolge et al., 2009 y Carr et al., 2007). Se observa que las relaciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  del área de estudio y la parte central del AVC son más altas con respecto a la mayoría de las muestras del AVCA, aunque las muestras más radiogénicas del AVCA tienen valores muy similares a las muestras de estudio y a las de la parte central del AVC. En la Figura 41B se muestran los miembros composicionales del manto, y se observa que las muestras del AVC tienen valores similares a los del campo EMII, el cual es un manto enriquecido con valores altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

En el diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  se observa una correlación positiva de las rocas analizadas, y también las rocas del AVCA y de la parte central del AVC. Las muestras analizadas presentan relaciones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  similares

o menos radiogénicas con respecto a las rocas de la parte central del AVC, y el rango de variación en el AVCA es mucho más amplio (Figura 42).

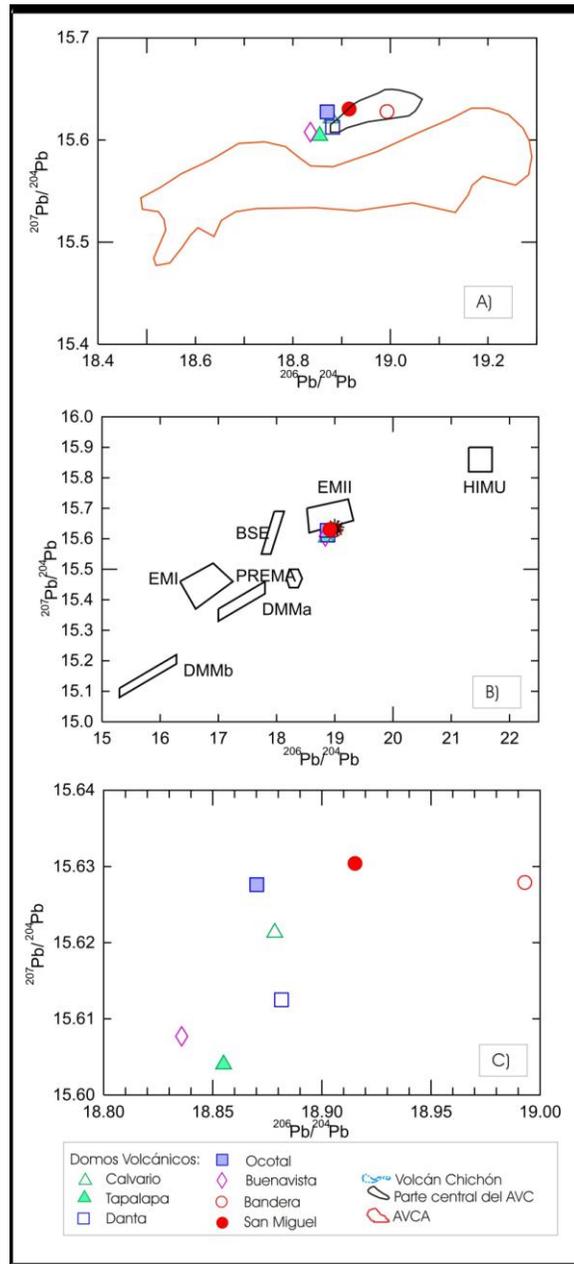


Figura 41. Diagrama de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . En la parte superior se muestran los datos del área de trabajo comparados con los datos de la parte central del AVC (Mora y Layer, en revisión) y del AVCA (Bolge et al., 2009 y Carr et al., 2007); B) se muestran los miembros composicionales del manto: DM= manto empobrecido, HIMU= manto con altas proporciones de uranio, EMI= manto enriquecido, valores bajos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , EMII= manto enriquecido con valores altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , PREMA= manto prevalente, BSE= fuente primaria uniforme, los datos del AVC se encuentran en el campo EMII; C) sólo se muestran los datos del área de estudio.

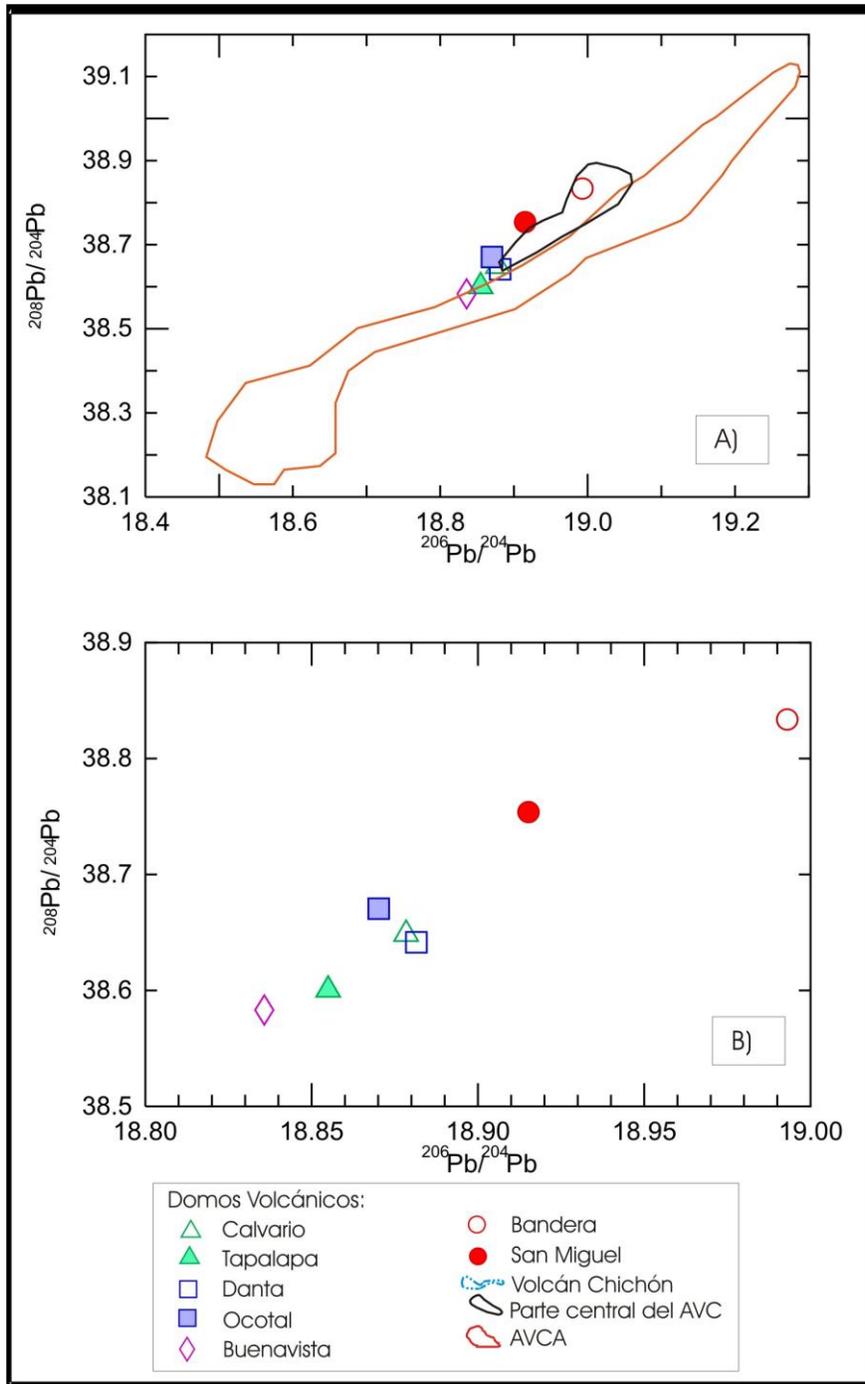


Figura 42 Diagrama de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en la parte superior se muestran los datos del trabajo comparados con los datos del AVC Parte Central (Mora y Layer, en revisión) y del AVCA (Bolge et al., 2009 y Carr et al., 2007); B) se muestran los datos del área de estudio con una correlación positiva.

## **CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN**

El área de estudio ha sido muy poco estudiada en el aspecto volcánico e ígneo; la cartografía analizada por Castro-Mora (1999) e Islas Tenorio et al. (2004) sólo mencionan la existencia de rocas ígneas volcánicas sin hacer un análisis más a detalle. En la elaboración de una cartografía a escala 1:50 000 se logró determinar la existencia de siete domos volcánicos (Calvario, Buenavista, Ocotál, Bandera, Danta, San Miguel y Tapalapa) que tienen formas con dimensiones independientes, distintos grados de intemperismo y diferente espacio de emplazamiento. No se logró identificar y diferenciar la relación en tiempo de emplazamiento de cada estructura debido a la abundante vegetación que las cubre.

Sánchez Montes de Oca (1979) considera que el vulcanismo del AVC abarca desde el Plioceno al Cuaternario y menciona que son eventos posttectónicos del plegamiento ocurrido en el Mioceno. Padilla y Sánchez (2007) considera que la máxima etapa de deformación en Chiapas ocurrió en el Mioceno medio, formando pliegues orientados NO-SE y con vergencia al noreste. Por otro lado, los fechamientos que se han realizado en los volcanes del AVC, precisamente revelan que se formaron a partir del Plioceno, edad de la estructura más antigua hasta el momento fechada (complejo dómico Tzontehuitz) (Damon y Montesinos, 1978; Capaul, 1987; Jaimes-Viera, 2007). Por lo tanto, con base a las dataciones reportadas del AVC y al plegamiento que hay en el basamento (Formación Mompuyil) del área de estudio, con dirección principal NO-SE y vergencia al NE (Figura 8), se puede inferir que los fenómenos volcánicos de la porción norte del AVC posiblemente comenzaron su actividad a partir del Plioceno (aproximadamente 2 Ma).

Con respecto a los depósitos volcánicos asociados a los domos volcánicos Calvario, Ocotál, Bandera, Danta y Tapalapa, en este trabajo se identifican como depósitos de flujos de bloques y cenizas y se delimitó la distribución para cada flujo, así como la fuente de origen. La correlación de cada uno de los depósitos

con la estructura de la cual se originaron fue factible por la posición geográfica del flujo y mediante la comparación de la composición mineralógica y textural que presentaban en muestra de mano y bajo el microscopio petrográfico los líticos del depósito de flujo de bloques y ceniza y las rocas del domo. Como resultado de esta correlación nos permite sugerir que los depósitos de flujos de bloques y cenizas se originaron por el colapso gravitacional de una parte de cada una de las estructuras volcánicas.

## **Petrología**

Petrográficamente los domos volcánicos Calvario, Tapalapa, Danta, Ocotul y Bandera presentan cristales de plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno + hornblenda + biotita + óxidos de Fe-Ti, y como mineral secundario apatito, mientras que los domos volcánicos Buenavista y San Miguel en muestra de mano y bajo el microscopio presentan los mismos cristales a excepción de la biotita.

Algunos fenocristales de plagioclasas presentan condiciones de desequilibrio durante su crecimiento como bordes corroídos, rasgos de reabsorción con anillos concéntricos de inclusiones de vidrio, seguidos por una nueva cristalización alrededor de los mismos. Estas texturas nos pueden sugerir que durante la formación y crecimiento de los cristales hubo variaciones en la temperatura y/o en la presión en el sistema magmático (Cox et al., 1979).

Las plagioclasas presentes en las rocas del domo volcánico Tapalapa presentan variación en su contenido de anortita de An<sub>45</sub> a An<sub>76</sub> clasificándose como andesina a bitownita. Las plagioclasas analizadas en las rocas del domo volcánico Buenavista varían en su composición química de andesina a bitownita con un contenido en An<sub>56</sub> a An<sub>86</sub> y la composición de los microlitos de la matriz varía de An<sub>34</sub> a An<sub>48</sub>. La composición química de las plagioclasas del volcán Chichón varían de andesina a bitownita con un contenido de An<sub>32</sub> a An<sub>80</sub> (Luhr, 1984; Macías et al., 2003). Por último, la composición química de la plagioclasa en la parte central del AVC varía de andesina a bitownita con un contenido de An<sub>37</sub> a An<sub>76</sub> (Mora y Layer, en revisión). El rango de variación de anortita en el AVC es

similar, aunque cabe destacar que el rango de variación de anortita es muy amplio en las estructuras volcánicas del AVC.

Los cristales de hornblenda en los domos volcánicos, presentan bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti, y algunos cristales se están totalmente reemplazados por óxidos de Fe-Ti. Los cristales de hornblenda en las rocas analizadas caen en el campo de los anfíboles cálcicos y se clasificaron como hornblenda magnesio-hastingsita, similar composición química fue encontrada en los cristales del volcán Chichón y parte central del AVC (Macías et al., 2003; Luhr, 1984; Mora y Layer, en revisión).

Los cristales de biotita presentan evidencias de desequilibrio, ya que muestran bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti y en algunos casos han reemplazado totalmente al cristal de biotita. En el domo volcánico Calvario prácticamente todas las biotitas se encontraban reemplazadas por óxidos de Fe-Ti, y sólo se mostraba el esqueleto del cristal. En los domos volcánicos Bandera, Ocotlán y Tapalapa se observó que los cristales de biotita tienen un nivel menor de reemplazamiento de óxidos de Fe-Ti con respecto a los cristales de las rocas del domo volcánico Calvario, mientras que el domo volcánico Danta tiene biotitas con un menor grado de reemplazamiento de óxidos con respecto a todos los demás domos volcánicos.

Rutherford y Hill (1993) consideran que los bordes de óxidos en hornblendas se deben a las descompresiones en un sistema magmático. De esta manera, los óxidos de Fe-Ti formados en los bordes de cristales de hornblenda y de biotita, en las rocas de los domos volcánicos, pueden deberse a la descompresión causada por el ascenso de los magmas.

Por otro lado la presencia de hornblenda y biotita en las rocas de los domos volcánicos evidencia la naturaleza hidratada de los magmas.

## **Geoquímica**

La evolución de los magmas que dan origen a rocas volcánicas frecuentemente está caracterizada por más de un proceso de evolución magmática. Estos

procesos pueden deducirse en el comportamiento de cada uno de los elementos mayores y traza respecto a un índice de diferenciación. Esta observación se realizó utilizando los diagramas Harker de cada uno de los óxidos de los elementos mayores con respecto al  $\text{SiO}_2$ . En los elementos mayores se pueden generar tendencias positivas o negativas a consecuencia del grado variable de fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magmas o contaminación de la corteza (Wilson, 1989). En nuestro caso, las tendencias negativas del  $\text{MgO}$  y el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se pueden interpretar como la cristalización fraccionada de piroxenos, hornblenda y biotita. En la Figura 43 se muestra el diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , donde se observa una correlación positiva (a excepción la muestra del Domo Danta) entre la relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  y el incremento de  $\text{SiO}_2$ . La correlación positiva indica la existencia de fraccionamiento importante del clinopiroxeno (Schaaf et al., 2005).

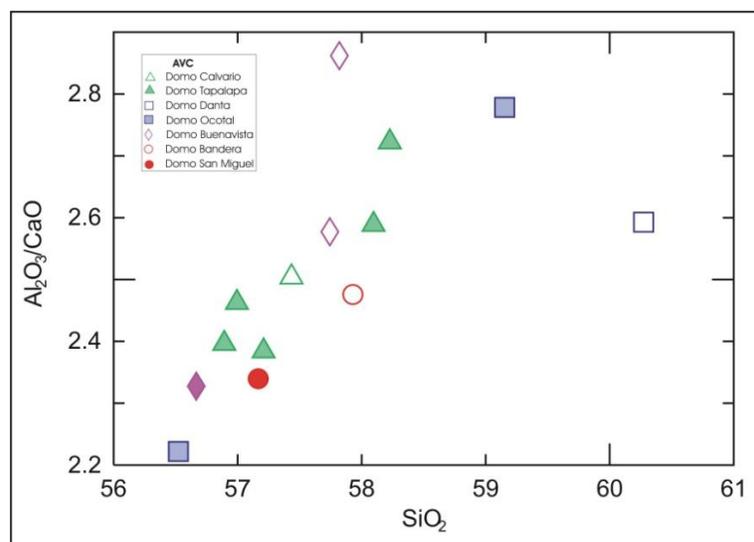


Figura 43. Diagrama de  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  para las rocas del área de estudio, mostrando una correlación positiva e indicando un fraccionamiento del clinopiroxeno.

Los elementos traza (Figura 37) en general no muestran una tendencia lineal con respecto al incremento del  $\text{SiO}_2$ , esta dispersión registrada probablemente se puede asociar a contaminación del magma por asimilación de la corteza durante su ascenso.

El Ba (LILE) es un elemento móvil e incompatible que puede relacionarse con los elementos en subducción, el Nb (HFSE) es un elemento inmóvil y altamente incompatible y el La (LREE) es un elemento incompatible (Wilson, 1989). Fitton et al. (1988) menciona que las rocas relacionadas a subducción presentan una relación  $Ba/Nb > 28$ . En el área de estudio la relación  $Ba/Nb$  se concentra en un intervalo de 41 a 53, por lo tanto se puede inferir que el origen de los magmas se relaciona con un ambiente tectónico de subducción. Las rocas del volcán Chichón y de la parte central del AVC muestran valores mayores a 28, así que también se sugiere un origen de los magmas en un ambiente de subducción (Figura 44).

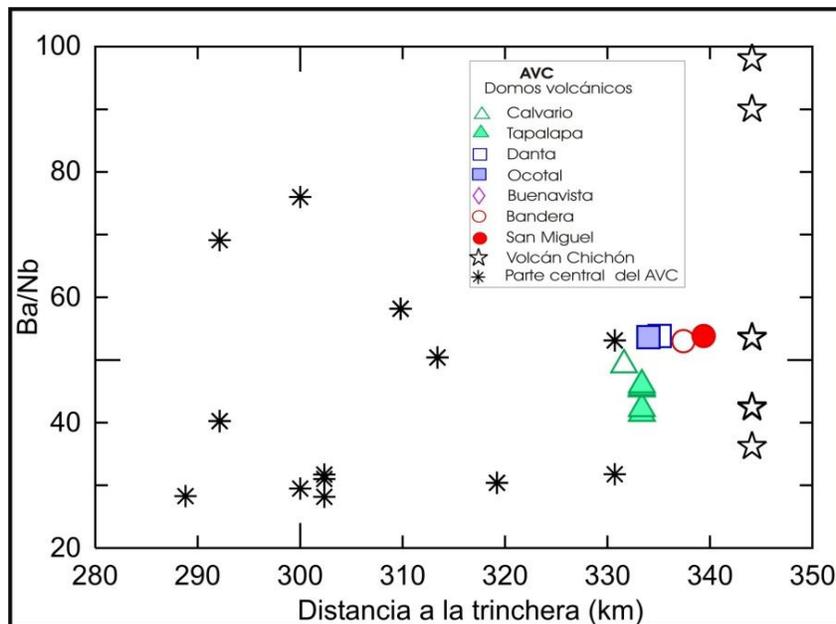


Figura 44. Se muestra el cociente  $Ba/Nb$  vs. distancia a la trinchera (km). Las rocas del AVC presentan relaciones de  $Ba/Nb$  mayores a 28, sugiriendo que las rocas son relacionadas a subducción.

La relación  $Ba/La$  también es un indicador de componentes de subducción, ya que su alta relación parece ser consecuencia del enriquecimiento de este elemento en la cuña del manto por fluidos en la zona de subducción ricos en Ba. Este elemento se considera un elemento móvil en los fluidos acuosos derivados de la deshidratación de la placa (Wilson, 1989). En la Figura 45 se muestra el

comportamiento entre la relación Ba/La versus la distancia a la que se encuentran las estructuras volcánicas de la trinchera Mesoamericana. En esta gráfica se observa que las rocas del volcán Chichón y algunas rocas de la parte central del AVC exhiben mayores relaciones de Ba/La que las rocas de la porción norte del AVC, lo que se puede interpretar como una mayor aportación del elemento Ba derivado de los sedimentos oceánicos subducidos que acompañan a la placa en subducción.

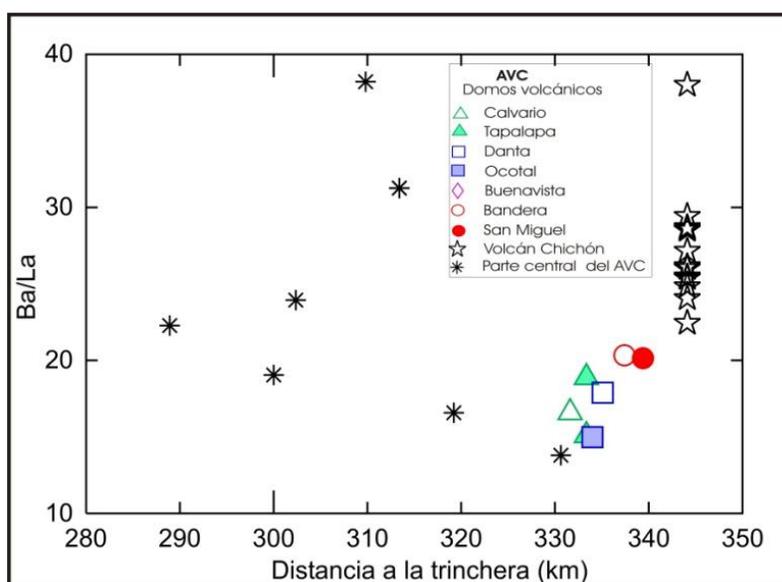


Figura 45. Se muestra el cociente Ba/Nb vs. distancia a lo largo del arco (km). Las rocas del AVC presentan relaciones de Ba/Nb mayores a 28, sugiriendo que las rocas son relacionadas a subducción.

En la Figura 38 hay un enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE, que es característico de rocas volcánicas calcialcalinas relacionadas a un ambiente de subducción debido a que los LILE se encuentran enriquecidos en la corteza continental. En la Figura 38 se muestra una anomalía positiva del elemento Pb, y puede reflejar la influencia de sedimentos incorporados en la placa subducida, ya que el Pb es un elemento incompatible.

La anomalía del Pb y la relación Ba/La en el AVC, pueden ser indicativos de una zona de subducción donde existe aporte de fluidos derivados de la deshidratación de la placa subducente. Estos fluidos pueden enriquecer al manto en elementos

incompatibles (Wilson, 1989), originando fusión parcial y un probable metasomatismo en una zona de la cuña del manto (Brenan et al., 1995).

### **Isótopos de Sr, Nd y Pb**

Tatsumi y Eggins, (1995) mencionan que los isótopos de Sr-Nd-Pb son trazadores sensibles de las contribuciones de la cuña del manto y de la litósfera oceánica en los magmas asociados a zonas de subducción.

En el diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figura 41B) las muestras del AVC caen en el campo EMII (manto enriquecido con valores altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). Tatsumi y Kogiso (2003) consideran que los sedimentos marinos subducidos son un componente esencial del EMII en el metasomatismo del manto, por lo tanto se puede reafirmar que en el AVC hubo una contribución de los sedimentos subducidos en la cuña del manto.

En la Figura 46 se hace una comparación de las rocas del área de estudio con las rocas del volcán Chichón (García-Palomo et al., 2004) y la parte central del AVC (Mora y Layer, en revisión) de los isótopos Sr-Nd-Pb. Las rocas de los domos volcánicos Bandera, San Miguel, Calvario y Danta presentan una mayor relación isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que las rocas de los demás domos volcánicos y las rocas del volcán Chichón y de la parte central del AVC, mientras que para el  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  las rocas de los domos volcánicos Bandera y San Miguel presentan menor relación que las rocas de los demás domos volcánicos y las rocas del volcán Chichón y de la parte central del AVC, y por último las rocas de los domos volcánicos San Miguel, Bandera y las rocas de la parte central del AVC presentan las mayores relaciones de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Por lo tanto se puede sugerir que las rocas de los domos volcánicos San Miguel y Bandera tienen un mayor grado de asimilación de corteza continental antigua que las rocas de los demás domos volcánicos, de la parte central del AVC y del volcán Chichón.

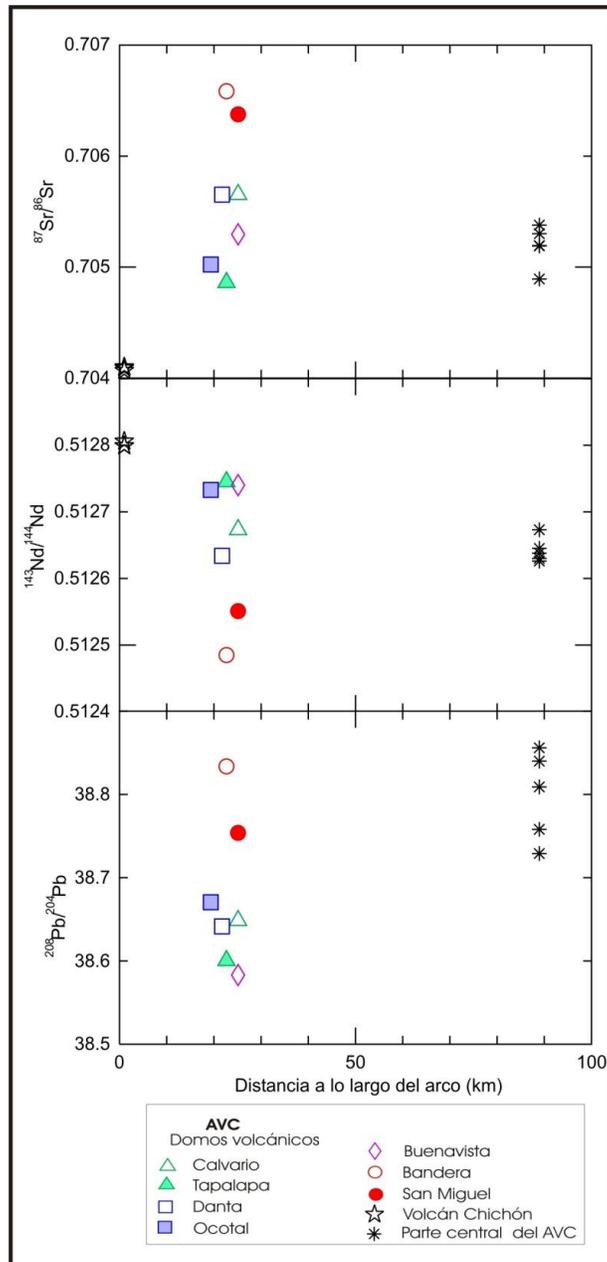


Figura 46. Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs. distancia a lo largo del arco del AVC, se comparan los datos del área de estudio con los del volcán Chichón García-Palomo, et al., 2004, y de la parte central del AVC (Mora y Layer, en revisión).

Con base en los datos obtenidos del AVC, se puede sugerir que el magmatismo de arco se originó por la fusión parcial de una zona de la cuña del manto, que fue metasomatizada por fluidos derivados de la deshidratación de la placa subducente (por sedimentos marinos subducidos como el Pb y el Ba). Estos fluidos derivados enriquecieron al manto en elementos incompatibles (Wilson, 1989).

## **Comparación del Arco Volcánico Chiapaneco con el Arco Volcánico Centroamericano y la Faja Volcánica Transmexicana**

Los volcanes del AVC presentan ciertas características en común, por ejemplo, el AVC se caracteriza por tener complejos volcánicos y domos volcánicos de una composición química intermedia con abundancia en rocas traquiandesíticas, que esencialmente contrasta con el AVCA y la FVTM, ya que sus volcanes presentan rocas más máficas (abundantes basaltos y andesitas basálticas) y frecuentemente rocas con composición bimodal (basaltos y riolitas) (Capaul, 1987).

Se comparó a las rocas del AVC (datos de este trabajo; Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003; Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007; Layer et al., 2009) con rocas calciocalinas del AVCA (Bolge et al., 2009; Carr et al., 2007) y de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005) que tuvieran una composición química andesítica, con un contenido en SiO<sub>2</sub> de 56 a 63% en peso, con el objetivo de tener una mejor visualización en enriquecimiento de elementos incompatibles con respecto a su índice de diferenciación en los tres arcos volcánicos. La característica química que se distingue del AVC con respecto al AVCA y a la FVTM es que tienen un mayor enriquecimiento en elementos incompatibles como el K<sub>2</sub>O, Rb y en elementos de las LREE como el La (Figura 47). Por otro lado, las rocas del área de estudio y de la parte central del AVC muestran mayores relaciones isotópicas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y de <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb que el AVCA y la FVTM (Figura 47).

Luhr et al. (1984) sugirió que el enriquecimiento de los elementos incompatibles y LREE son debido a la gran distancia que hay del volcán Chichón a la Trinchera Mesoamericana (335 km), o también a la subducción de la cordillera de Tehuantepec bajo Chiapas (la cordillera es una zona de fractura en la placa de Cocos, misma que si se proyecta hacia el continente queda por debajo del volcán Chichón), según el cual pudo contener grandes cantidades de sulfuros derivados hidrotermalmente que contribuyeron a los magmas del volcán Chichón. Por otro lado, De Ignacio et al. (2003) sugirieron que la cordillera de Tehuantepec provoca un cambio en la configuración de la placa de Cocos, favoreciendo la entrada de un

manto astenosférico, provocando la fusión directa de la placa oceánica y generando magmas transicionales calcialcalinos y adaquíticos en el volcán Chichón. Asimismo, Manea y Manea (2006) proponen que el volcanismo traquiandesítico del volcán Chichón es debido a la llegada de la cordillera de Tehuantepec altamente serpentizada bajo al AVC. La deserpentinización de la cordillera de Tehuantepec pudo haber liberado cantidades significativas de agua al manto, favoreciendo a la fusión de la cuña del manto.

En el presente trabajo, como se había mencionado anteriormente, se considera que hubo aporte de fluidos derivados de la deshidratación de la placa de Cocos, enriqueciendo al manto en elementos como el Ba y el Pb. No se considera que hubo fusión parcial de la placa que subduce, ya que en nuestra área de estudio no hay una alta relación de La/Yb (el AVC presenta valores de 10 a 20), sus relaciones isotópicas del AVC no son menores de 0.7040 de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 40) y las relaciones Nd-Sr no son muy parecidas a las del MORB (Defant y Drummond, 1990).

También tomando en cuenta al espesor cortical, el cual es de 49 km en Tuxtla Gutiérrez (Narcia-López et al., 2004), y al enriquecimiento de elementos incompatibles, además de mayores valores isotópicos de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , y bajas relaciones isotópicas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en el AVC (Figura 47), nos pueden sugerir que sus magmas sufrieron contaminación de la corteza continental (Wilson, 1989; Carr et al., 2003), enriqueciendo al magma en los elementos y relaciones isotópicas antes mencionadas.

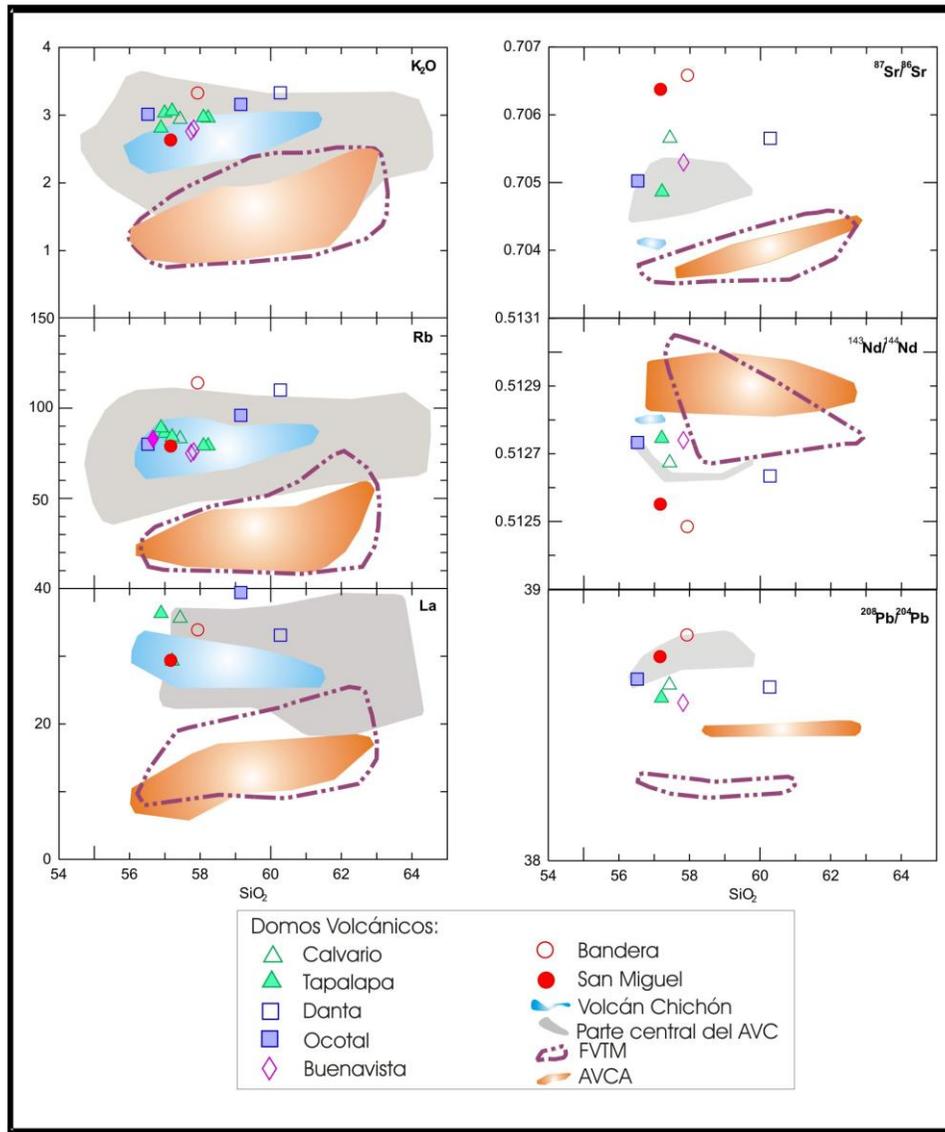


Figura 47. Diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, La,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , se comparan los datos del AVC (datos de este trabajo; Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003; Jaimes-Viera, 2006; Mora et al., 2007; Layer et al., 2009) con respecto al AVCA (Bolge et al., 2009; Carr et al., 2007) y a la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005).

## CONCLUSIONES

Se presenta por primera vez la cartografía 1:50 000, así como descripción de las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de siete domos volcánicos (Calvario, Buenavista, Ocotál, Bandera, Danta, San Miguel y Tapalapa) pertenecientes a la porción norte del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC).

A pesar de la falta de fechamientos, los datos geocronológicos publicados anteriormente y las relaciones estratigráficas sugieren que la actividad volcánica del que dio origen a la porción norte del AVC fue a partir del Plioceno, aproximadamente hace 2 Ma.

Las rocas de los domos Calvario, Tapalapa, Danta, Ocotál y Bandera presentan textura porfídica y una asociación mineral de plg + opx + cpx + hb + biotita + óxidos de Fe-Ti y como mineral accesorio apatito, inmersos en una matriz de microlitos y vidrio, mientras que los domos Buenavista y San Miguel presentan la misma mineralogía a excepción del mineral biotita.

Las condiciones de desequilibrio en los fenocristales de plagioclasa como bordes corroídos y rasgos de reabsorción nos pueden sugerir que durante la formación y crecimiento de los cristales hubo variaciones en la temperatura y/o en la presión en el sistema magmático.

La presencia de hornblenda y biotita son consistentes con magmas hidratados, y la presencia de óxidos de Fe-Ti en los bordes de los cristales o como reemplazamiento se puede deber a la descompresión causada por el ascenso de los magmas.

Las rocas de los domos volcánicos del área de estudio presentan una composición traquiandesítica, con contenido de potasio alto y muestran una tendencia calcialcalina.

El enriquecimiento de los elementos LILE y el Pb con respecto al empobrecimiento de los HFSE, así como las evidencias isotópicas del Pb, pueden ser indicativos

que el AVC tuvo su origen magmático en una zona de subducción, donde probablemente hubo aporte de fluidos derivados de la deshidratación de la placa subducente, provocando fusión parcial en la cuña del manto.

De acuerdo a la isotopía Sr-Nd-Pb se puede deducir que los domos volcánicos San Miguel y Bandera tienen un mayor grado de asimilación de corteza continental antigua que las rocas de los demás domos volcánicos y del resto del AVC.

El AVC presenta enriquecimiento en elementos incompatibles así como mayores valores isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  comparados con rocas andesíticas del AVCA y de la FVTM. Se sugiere que estos enriquecimientos pueden deberse a contaminación de la corteza continental en los magmas del AVC.

## REFERENCIAS

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L., Xu, S., 2002, El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 55, p. 12-29.

Allan, J., 1986, Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of American Bulletin, v. 97, p. 473-485.

Arvizú, G., Dávila, M., 1982, Exploración Geológica de los proyectos La Línea y Boca del Cerro, Río Usumacinta, Chiapas: Comisión Federal de Electricidad, Informe Interno.

Bolge, L.L., Carr, M.J., Milidakis, K.I., Lindsay, F.N., Feigenson, M.D., 2009, Correlating geochemistry, tectonics, and volcanic volume along the Central American Volcanic front: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 10, Q12S18, doi: 10.1029/2009GC002704.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., 1995, Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas: Nature, v. 378, p. 54-56.

Capaul, W.A., 1987, Volcanoes of the Chiapas Volcanic Belt, Mexico: MSc thesis, Michigan Technological University, 93 p.

Carr, M.J., Feigenson, M.D., Patino, L.C., 2007, Petrology and geochemistry of lavas, in Central America: Geology, Resources and Hazards, en Bundschuh, J., Alvarado, G.E., eds., Chap. 22, p. 565-590, Taylor and Francis, London.

Carr, M.J., Feigenson, M.D., Patino, L.C., Walker, J.A., 2003, Volcanism and geochemistry in Central America: Progress and problems, en Eiler, J., Abers, G., eds., Inside the Subduction Factory: American Geophysical Monograph, Washington, D.C., v. 138, p. 153-179.

Carr, M.J., Rose, W.I., Stoiber, R.E., 1982, Regional distribution and character of active andesite igneous-Central America, in Thorpe, R.S., ed., Andesites: Orogenic andesites and related rocks: John Wiley & Sons, New York, p. 149-166.

Castro-Mora, J., 1999, Monografía Geológico-Minera del estado de Chiapas: Consejo de Recursos Minerales, México, 180 p.

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979, The Interpretation of Igneous Rocks: London, George Allen & Unwin, 450 p.

Damon P., Montesinos, E., 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México: Arizona Geological Society Digest, v. 11, p. 155-168.

De Ignacio, C., Castineiras, P., Marquez, A., Oyarzun, R., Lillo, J., Lopez, I., 2003, El Chichón volcano (Chiapas volcanic belt, México) transitional calc-alkaline to adakitic-like magmatism: Petrologic and tectonic implications: International Geology Review, v. 45, p. 1020-1028.

De la Rosa, J.L., 1989, Geología del Estado de Chiapas: Comisión Federal de Electricidad, México, 192 p.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: Nature, v. 347, p. 662-665.

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

Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C., López-Ramos, E., 1990, Northern Central America: the Maya and Chortis block, en Dengo, G., Case, J.E., eds., The Caribbean region: Boulder, CO, Geological Society of America, The Geology of North America, v. H, p. 37-76.

Espíndola, J.M., Macías, J.L., Tilling, R.I., Sheridan, M.F., 2000, Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, México) during the Holocene, and its impact on human activity: *Bulletin of Volcanology*, v. 62, p. 90-104.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from Sierra Madre Occidental to Mexican Volcanic Belt: *Geology*, v. 27, p. 91-105.

Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., Leeman, W.P., 1988, The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basin magmas in the western United States, in *Oceanic and Continental lithosphere: similarities and differences*, Menzies M.A and Cox K.G. (eds): *Journal of Petrology*, Special Lithosphere Issue, special volumen 1988, p. 331-349.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Espíndola, J.M., 2004, Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 247-268.

Gill, J.B., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 390 p.

Gómez-Tuena, A., Orozco Esquivel, M., 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 LVII, núm. 3, p. 227-285.

Guzmán-Speziale, M., Pennington, W.D., Matumoto, D., 1989, The triple junction of North American, Cocos and Caribbean plates: *Seismicity Tectonics: Tectonics*, v. 8, p. 981-997.

Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, en Ahres, L.H., ed., *Origin and distribution of the elements*, v. 1: Oxford, Pergamon, p. 889-911.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 2005, Carta topográfica Tecpatán (E15C49), Escala 1:50, 000, segunda edición 2004.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of the Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

Islas Tenorio, J.J., Gómez, A., Ramírez, M.G., Moreno, J.P., 2004, Carta Geológico-Minera Villahermosa clave E15-8, escala 1:250, 000: Consejo de Recursos Minerales, México, 77 p.

Jaimes-Viera, M.C., 2006, Geología y Geoquímica de la parte Central del Arco Volcánico Chiapaneco, México: Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, 138 p.

Jaimes-Viera, M.C., Mora, J.C., Layer, P.W., 2007, New Chronologic data from the Central Part of the Chiapanecan Volcanic Arc, Chiapas, México: El Chichon Volcano: Twenty-five years later, publicación especial 6, Instituto de Geología, UNAM, p. 50.

Layer, P.W., García-Palomo, A., Jones, D., Macías, J.L., Arce, J.L., Mora J.C., 2009, El Chichón volcanic complex, Chiapas, México: Stages of evolution based on field mapping and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology: Geofísica Internacional, v. 48, p. 33-54.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rock based on the alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.

López-Ramos, E., 1973, Estudio Geológico de la península de Yucatán: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 25, p. 25-72.

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E, Varekamp, J.C, 1984, The 1982 eruptions of El Chichón Volcan, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 23, p. 69-108.

Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Espíndola J.M., Saucedo, R., Manetti, P., 2003, A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, México: Explosive volcanism inked to reheating of a magma reservoir: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 1-18.

Manea, V., Manea, M., 2006, Origin of the modern Chiapanecan Volcanic arc in southern México inferred from thermal models, en Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J., Patino, L.C., Vallance, J., *Volcanic hazards in Central America: Geological Society of America, Special Paper*, v. 411, p. 27-38.

Martínez Amador, H., Rosendo Brito, B., Fitz Bravo., C., 2005, Carta Geológica-Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11: Servicio Geológico Mexicano, México.

Meneses-Rocha, J.J., 1991, Tectonic Development of the Ixtapa Graben, Chiapas, México: Tesis de doctorado, University of Texas, Austin, 308p.

Mora, J.C., Jaimes-Viera, M.C, Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., Pompa-Mera, V., Godinez, M.L., 2007, Geology and Geochemistry characteristics of the Chiapanecan Volcanic Arc (Central Area), Chiapas, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 162, p. 43-72.

Mora, J.C., Layer, P.W., New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the Central Part Chiapanecan Volcanic Arc, Chiapas, Mexico: *Geofísica Internacional*, (en revisión).

Nakamura, N., 1974, Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.

Narcia-López, C., Castro, R.R., Rebollar, C.J., 2004, Determination of crustal thickness beneath Chiapas, Mexico using *S* and *Sp* waves: *Geophysical Journal International*, v. 157, p. 215-228.

Nixon, G.T, 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p 514-523.

Padilla y Sánchez, R.J., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 69, p.19-42.

Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 12 357-12 373.

Pompa-Mera, V., 2009, Geoquímica y Geocronología de los Complejos Intrusivos en el sureste de Chiapas, México: Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, p.144.

Rebollar, C., Espíndola, V., Uribe, A., Mendoza, A., Pérez-Verttti, A., 1998, Distributions of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, México: Geofísica Internacional, v. 38, p. 95-106.

Rock, N.M.S., 1987, The need for standardization of normalized multi-element diagrams in geochemistry: a comment: Geochemical Journal, v. 21, p. 75-84.

Rollinson, H., 1993, Using geochemical dating data; evaluation, presentation, interpretation: Essex, England, Longman Group, 352 p.

Rutherford, M.J., Hill, P.M., 1993, Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 19667-19685.

Sánchez Montes de Oca, R., 1979, Geología petrolera de la sierra de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 31, p. 67-97.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico: Journal of Petrology, v. 46, p. 1243-1282.

Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F., Kohler, H., 2002, The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics, in Miller, H., ed., Contributions to Latin-American Geology. –N. Jb. Geol. Paläont. Abh., v. 225, p. 1-23.

Sedlock, R. L., Ortega Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Special Paper Geological Society of America, v. 278, p. 1-143.

Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., David, C., 1990, Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in Guerrero gap, México: Nature, v. 345, p. 336-338.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, en Saunders, A.D., Norry, M.J., eds., Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London, Special Publication, v. 42, p. 313-345.

Tepley, F.J., Davidson, J.P., Tilling, R.I, Arth, J.G., 2000, Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón volcano, Mexico: Journal of Petrology, v. 41, p. 1397-1411.

Tsatsumi, Y., Eggins, S., 1995, Subduction zones magmatism Frontiers in Earth Sciences: Cambridge, MA, Blackwell Science, 211 p.

Tsatsumi, Y., Kogiso, T., 2003, The subduction factory: its role in the evolution of the Earth crust and mantle, en Larter, R.D., Leat, P.T., eds., Intra-Oceanic subduction systems: Tectonic and magmatism processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 219, p. 55-80.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986, Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-Preliminary report: Geofísica Internacional, v. 25, p. 559-573.

Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis: London, Chapman and Hall, 466 p.

## ANEXO

**Tabla 1.** En la tabla se encuentra la localización de los datos de estratificación en las rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Mompuyil tomados en campo.

Longitud	Latitud	Roca	Estructura	Rumbo de la capa echado	
490059	1900661	Caliza	Bancos de 1m	305	32
490497	1900395	Caliza	bancos de 1m	158	71
494501	1900548	Caliza	Bancos	305	35
495918	1901100	Arenisca con arcillas	Estratificada	315	57
496805	1901469	Caliza	Bancos	310	35
489450	1904141	Caliza con arenisca		155	35
488889	1904873	Caliza	Bancos	350	10
483118	1904300	Caliza	Bancos	284	35
489846	1901224	Caliza	Estratos 15cm	165	28
489217	1899770	Arenisca	Estratificada	80	55
493955	1898928	Caliza	Estratificada	315	35

**Tabla 2.** Análisis químico de los cristales de plagioclasa correspondientes al domo volcánico Buenavista (DVBu). El análisis se realizó en el núcleo, núcleo-borde (n-b) y borde de los cristales.

Muestra	mar-52				
Domo	Buenavista		Latitud	1901242	
Mineral	Plagioclasa		Longitud	489770	
Análisis	52-c1a-pl1 núcleo	52-c1a-pl2 n-b	52-c1a-pl3 n-b	52-c1a-pl4 n-b	52-c1a-pl5 borde
Cristal	1				
SiO <sub>2</sub>	50.31	48.30	48.25	48.41	46.70
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.70	32.28	32.49	32.13	33.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.53	0.51	0.49	0.52	0.51
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	14.52	16.22	16.36	15.86	17.21
Na <sub>2</sub> O	2.84	1.81	2.02	2.19	1.45
K <sub>2</sub> O	0.15	0.07	0.09	0.08	0.06
Total	99.12	99.26	99.76	99.23	99.52
Recalculo					
Si	9.26	8.91	8.87	8.94	8.63
Al	6.65	7.02	7.04	6.99	7.30
Fe <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub>	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.86	3.21	3.23	3.14	3.41
Na	1.02	0.65	0.72	0.78	0.52
K	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Suma de Cationes	19.93	19.90	19.97	19.96	19.97
Sitios estructurales					
X	15.92	15.93	15.91	15.93	15.94
Z	4.01	3.96	4.06	4.03	4.03
Miembros					
Ab	25.90	16.70	18.20	19.90	13.20
An	73.20	82.80	81.30	79.60	86.50
Or	0.90	0.40	0.50	0.50	0.30

**Continuación de la Tabla 2.**

Muestra		mar-52			
Domo	Buenavista			Latitud	1901242
Mineral	Plagioclasa			Longitud	489770
Análisis	52-c1b-pl3 núcleo	52-c1b-pl2 n-b	52-c1b-pl4 n-b	52-c1b-pl5 n-b	52-c1b-pl6 borbe
Cristal	2				
SiO <sub>2</sub>	48.40	47.69	46.46	47.08	48.59
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.53	33.03	33.14	32.52	32.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.53	0.49	0.51	0.51	0.55
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	16.36	16.93	17.23	16.44	16.57
Na <sub>2</sub> O	1.78	1.41	1.41	1.81	1.94
K <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.05	0.09	0.09
Total	99.72	99.66	98.86	98.49	100.35
Recalculo					
Si	8.89	8.78	8.65	8.78	8.89
Al	7.04	7.16	7.27	7.14	7.01
Fe <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub>	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	3.22	3.34	3.44	3.29	3.25
Na	0.64	0.50	0.51	0.66	0.69
K	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Suma de Cationes	19.90	19.89	19.96	19.98	19.95
Sitios estructurales					
X	15.94	15.94	15.92	15.92	15.90
Z	3.97	3.95	4.05	4.05	4.05
Miembros					
Ab	16.40	13.00	12.90	16.50	17.40
An	83.30	86.60	86.90	82.90	82.10
Or	0.30	0.40	0.30	0.60	0.50

**Continuación de Tabla 2.**

Muestra	mar-52									
Domo	Buenavista		Latitud	1901242						
Mineral	Plagioclasa		Longitud	489770						
Análisis	52-c1c-pl2 núcleo	52- c1c- pl1 borde	52-c1d- pl3 núcleo	52-c1d- pl2 n-b	52- c1d- pl1 borde	52- c2a- pl1 núcleo	52- c2a- pl2 n-b	52- c2a- pl3 n-b	52- c2a- pl4 n-b	52- c2a- pl5 borde
	3					4				
SiO2	55.47	55.52	53.34	48.23	53.53	48.10	48.21	48.08	47.57	48.95
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al2O3	28.10	28.54	29.45	32.59	29.42	32.96	32.85	32.79	32.40	32.55
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.37	0.43	0.48	0.46	0.46	0.50	0.49	0.48	0.52	0.50
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.02	0.04	0.06	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.35	11.75	13.06	16.59	12.67	17.11	17.18	16.87	16.96	16.78
Na2O	4.67	4.80	3.69	1.68	4.06	1.50	1.45	1.59	1.48	1.72
K2O	0.29	0.30	0.24	0.07	0.24	0.08	0.07	0.05	0.05	0.08
Total	100.28	101.38	100.32	99.64	100.44	100.28	100.31	99.91	99.03	100.62
Recalculo										
Si	9.98	9.91	9.64	8.87	9.67	8.81	8.82	8.83	8.82	8.92
Al	5.95	6.00	6.27	7.06	6.26	7.11	7.08	7.09	7.07	6.98
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.19	2.25	2.53	3.27	2.45	3.36	3.37	3.32	3.37	3.28
Na	1.63	1.66	1.29	0.60	1.42	0.53	0.52	0.56	0.53	0.61
K	0.07	0.07	0.06	0.02	0.06	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Suma de Cationes Sitios estructurales	19.88	19.95	19.88	19.90	19.94	19.91	19.89	19.90	19.90	19.89
X	15.94	15.90	15.92	15.93	15.92	15.91	15.90	15.92	15.90	15.90
Z	3.95	4.05	3.97	3.97	4.01	3.99	3.99	3.98	4.01	3.99
Miembros										
Ab	42.00	41.80	33.40	15.40	36.20	13.60	13.20	14.50	13.60	15.60
An	56.30	56.50	65.20	84.10	62.40	85.90	86.40	85.20	86.10	83.90
Or	1.70	1.70	1.40	0.40	1.40	0.50	0.40	0.30	0.30	0.50

**Continuación de Tabla 2.**

Muestra	mar-52							
Domo	Buenavista			Latitud	1901242			
Mineral	Plagioclasa			Longitud	489770			
Análisis	52-c2b-pl1 núcleo	52-c2b-pl2 n-b	52-c2b-pl3 n-b	52-c2b-pl4 borde	52-c2c-pl1 matriz	52-c2c-pl2 matriz	52-c2c-pl3 matriz	52-c2c-pl4 matriz
	5				6	7	8	9
SiO2	50.28	49.60	50.59	48.48	60.67	58.30	57.06	65.25
TiO2	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03	0.07
Al2O3	31.29	31.85	31.07	32.35	24.56	25.90	26.36	20.59
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.51	0.51	0.49	0.51	0.52	0.70	0.58	0.41
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.06	0.04	0.06	0.03	0.02	0.08	0.06	0.05
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	15.38	15.76	15.04	16.38	7.18	8.82	9.70	3.11
Na2O	2.50	2.31	2.75	1.94	7.03	6.15	5.64	6.37
K2O	0.11	0.10	0.14	0.07	0.98	0.61	0.73	4.54
Total	100.14	100.17	100.16	99.77	100.98	100.58	100.15	100.38
Recalculo								
Si	9.17	9.06	9.22	8.91	10.76	10.43	10.28	11.61
Al	6.72	6.85	6.67	7.00	5.13	5.46	5.59	4.32
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe2	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.11	0.09	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	3.01	3.08	2.94	3.23	1.36	1.69	1.87	0.59
Na	0.88	0.82	0.97	0.69	2.42	2.13	1.97	2.20
K	0.03	0.02	0.03	0.02	0.22	0.14	0.17	1.03
Suma de Cationes Sitios estructurales	19.91	19.92	19.93	19.93	19.98	19.97	19.99	19.83
X	15.90	15.91	15.90	15.91	15.90	15.88	15.87	15.94
Z	4.01	4.01	4.03	4.02	4.09	4.09	4.11	3.89
Miembros								
Ab	22.60	20.80	24.60	17.60	60.40	53.80	49.10	57.50
An	76.80	78.60	74.50	82.00	34.00	42.70	46.70	15.50
Or	0.70	0.60	0.80	0.40	5.60	3.50	4.20	27.00

Análisis químico de plagioclasas de las rocas del domo volcánico Buenavista. El recalcu se hizo en base a 32 oxígenos. En la clasificación de los feldespatos se utiliza el diagrama ternario: anortita (An), albita (Ab, ortoclasa (Or). Las formulas empleadas para conocer a estos miembros son las siguientes:

$$An = 100 * Ca / (Ca + Na + K)$$

$$Ab = 100 * Na / (Ca + Na + K)$$

$$Or = 100 * K / (Ca + Na + K)$$

De acuerdo a lo anterior se necesita conocer a los moles de cationes y oxígenos. El cálculo se lleva a cabo a partir de los datos dados en óxidos por los análisis de microsonda; se debe realizar una conversión de los datos en óxidos a moles de cationes y oxígenos.

Para la determinación de los moles de cationes y oxígenos presentes se debe seguir los siguientes pasos:

Dividir el porcentaje en peso medido (% en peso) por el peso molecular para cada óxido, y como resultado da las proporciones moleculares. Una vez conocidas las proporciones moleculares de cada óxido que entran a formar parte de la molécula del mineral, se multiplican las proporciones moleculares por el número de cationes que hay en la molécula de los óxidos para obtener los moles de cationes, llamado proporción catiónica. Después se multiplican las proporciones moleculares por el número de oxígenos que contiene el óxido para obtener los moles de oxígenos, llamado proporción aniónica o número de oxígenos, y de esta forma se sabe cuántos oxígenos combinan con cada catión.

Los resultados de los cálculos molares deben ahora ser recalculados en base a un número de oxígenos o de cationes dados por formula estructural del mineral (feldespato). Para ellos se necesita un valor de conversión que transforme el total de cationes u oxígenos al número apropiado para el mineral.

De acuerdo con el programa Minpet 2.0 para el análisis de feldespato se hace en base a 32 oxígenos; así el factor de conversión es 32 dividido por los moles totales de oxígeno. Todos los valores de cationes se multiplican por el factor de conversión apropiado para dar cantidades molares normalizadas.

Por último usando las cantidades de cationes normalizadas, se pueden llenar los sitios estructurales de cationes en los minerales. En el caso del feldespato X y Z son los sitios estructurales.

$$X = Si, Al$$

$$Z = Ti, Fe_2, Mg, Ca, Na, K$$

**Tabla 3.** Análisis químico de los cristales de piroxeno del domo volcánico Buenavista (DVBu). El análisis se realizó en el núcleo y en el borde de los cristales.

Muestra	mar-52								
Domo	Buenavista		Latitud 1901242						
Mineral	Piroxeno		Longitud 489770						
Muestra	mar52- c2d-px1	mar52- c2d-px2	mar52- c2d-px3	mar52- c2d-px6	mar52- c2d-px4	mar52- c2d-px5	mar52- c2d-px7	mar52- c2d-px8	mar52- c2d-px9
	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo
SiO <sub>2</sub>	52.35	50.80	48.39	50.62	49.86	50.78	51.73	49.69	51.64
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.70	0.94	0.68	0.79	0.67	0.45	0.89	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.59	3.71	5.40	3.67	4.34	3.65	2.88	4.93	3.09
FeO	8.03	8.89	8.78	7.55	8.22	7.63	7.50	8.64	7.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.29	0.44	0.21	0.28	0.22	0.22	0.24	0.27	0.20
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
MgO	15.00	13.70	13.20	14.27	13.56	13.87	14.80	13.81	14.94
CaO	21.15	20.98	21.50	21.85	21.94	21.75	21.86	21.76	21.72
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.38	0.34	0.35	0.37	0.32	0.30	0.43	0.33
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	100.10	99.61	98.76	99.31	99.30	98.88	99.78	100.43	99.93
Miembros									
WO	43.59	44.32	45.85	45.69	46.29	46.10	45.08	45.40	44.77
EN	43.02	40.28	39.17	41.52	39.81	40.91	42.45	40.08	42.86
FS	13.39	15.40	14.98	12.79	13.91	12.99	12.47	14.52	12.37

Análisis químico de piroxenos en rocas del domo volcánico Buenavista, normalizados a 6 átomos de oxígeno y recalculados sobre la base de 4 cationes.

En la clasificación de los piroxenos se utilizó el diagrama de clasificación de los piroxenos de wollastonita (Wo), enstatita (En), ferrosillita (Fs). Las fórmulas empleadas para conocer a estos miembros son las siguientes, una vez que se han calculado los cationes:

$$\text{En} = 100 * \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$$

$$\text{Fs} = 100 * (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$$

$$\text{Wo} = 100 * \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$$

**Tabla 4.** Análisis químico de los cristales de anfíbol correspondientes al domo volcánico Buenavista (DVBu). El análisis se realizó en el núcleo y en el borde de los cristales.

Muestra	mar-52							
Domo	Buenavista							
Mineral	Anfíbol							
	Latitud				Longitud			
	1901242				489770			
Muestra	mar52c1	mar52c1	mar52c1	mar52c1	mar52c1	mar52c1	mar52c1	mar52c1
	canf1	canf2	eanf1	eanf2	fanf1	fanf2	fanf3	fanf4
	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde
SiO2	43.51	42.14	42.77	43.03	42.85	42.34	42.70	42.91
TiO2	2.44	2.70	2.81	2.53	2.69	2.62	2.48	2.58
Al2O3	10.82	11.18	10.77	10.50	10.88	10.90	10.71	10.85
FeO	11.99	12.11	11.55	11.96	12.01	11.96	12.18	12.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.26	0.27	0.27	0.26	0.27	0.25	0.31	0.29
MgO	14.41	14.19	14.30	14.40	14.26	14.49	14.27	14.56
CaO	11.35	11.47	11.36	11.34	11.20	11.41	11.27	11.38
Na2O	2.56	2.44	2.54	2.44	2.46	2.52	2.52	2.49
K2O	1.06	1.02	1.00	1.00	1.04	1.01	1.11	1.06
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.40	97.51	97.36	97.46	97.65	97.50	97.54	98.10
H2O	2.07	2.05	2.05	2.05	2.06	2.05	2.05	2.07
CTotal	100.47	99.56	99.41	99.51	99.71	99.55	99.59	100.17
Sitios estructural es T								
TSi	6.35	6.21	6.31	6.33	6.30	6.23	6.29	6.27
TAl	1.65	1.79	1.69	1.67	1.70	1.77	1.71	1.73
TFe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Sitios estructural es C								
CAI	0.21	0.15	0.18	0.15	0.18	0.12	0.15	0.14
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CFe3	0.30	0.36	0.26	0.32	0.34	0.37	0.33	0.35
CTi	0.27	0.30	0.31	0.28	0.30	0.29	0.28	0.28

CMg	3.13	3.12	3.14	3.16	3.13	3.18	3.14	3.17
CFe2	1.08	1.06	1.08	1.07	1.05	1.02	1.08	1.03
CMn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Suma_ cationes	15.80	15.79	15.80	15.77	15.77	15.80	15.81	15.79
Suma_ oxígenos	23.04	23.00	23.04	23.01	23.03	23.00	23.01	23.00

Análisis químicos del mineral hornblenda por microsonda electrónica. El recalcu se realizo con base a 23 oxígenos.

La abundancia catiónica en los anfíboles fue recalculada, asumiendo que la suma catiónica es igual a 15, excluyendo Na y K (15-NK) donde todo el Fe presente se encuentra como FeO. Las relaciones de  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  son luego recalculadas según el mínimo estequiométrico asumiendo una carga correspondiente a 46.

Las muestras caen dentro del grupo de anfíboles cálcicos:

Si (Na+K) es mayor o igual que 0.50 y Ti es menor que 0.50 y  $Fe^{2+}$  es menor o igual a Al. Entonces es una hornblenda-magnesio hastingsita.

Los sitios estructurales del mineral anfíbol son los siguientes:

T= Si, Al,  $Fe^3$ , Ti

C = Al, Cr,  $Fe^3$ , Ti, Mg,  $Fe^2$ , Mn, Ca

**Tabla 5.** Análisis químico de los cristales de óxidos correspondientes al domo volcánico Buenavista (DVBu). El análisis se realizó en el núcleo.

Muestra	mar-52								
Domo	Buenavista			Latitud 1901242					
Mineral	óxidos			Longitud 489770					
Análisis	52c1hox2	52c1f4	52c1f5	52c1f6	52c1f7	52c1f4a	52c1f5b	52c1f6c	52c1f7d
SiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	9.14	8.69	8.78	8.87	7.02	9.07	8.98	8.78	8.98
Al2O3	1.97	2.01	2.34	2.56	1.87	1.81	1.89	2.18	1.93
FeO	80.82	82.87	79.88	78.96	84.84	81.19	81.15	81.49	80.74
MnO	1.16	1.06	1.12	1.15	1.03	1.19	1.17	1.19	1.16
MgO	1.33	1.38	1.46	1.55	1.45	1.30	1.41	1.43	1.33
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Total	94.42	96.01	93.57	93.08	96.20	94.56	94.60	95.07	94.13
Proporciones molares de cationes normalizados a 3 sitios									
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.26	0.24	0.25	0.25	0.19	0.26	0.25	0.25	0.25
Al	0.09	0.09	0.10	0.11	0.08	0.08	0.08	0.10	0.09
Fe2+	2.54	2.56	2.53	2.51	2.61	2.55	2.55	2.54	2.55
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	0.07	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Carga catión	6.60	6.57	6.60	6.62	6.47	6.59	6.59	6.59	6.60
Fe3+ calc.	1.40	1.43	1.40	1.38	1.53	1.41	1.41	1.41	1.40
Fe2+ calc.	1.15	1.13	1.13	1.13	1.08	1.15	1.14	1.13	1.14
FeOcalc	36.45	36.62	35.76	35.54	35.16	36.45	36.23	36.21	36.21
Fe2O3calc.	49.30	51.39	49.03	48.25	55.22	49.73	49.92	50.32	49.48
X(Fe2+, S2+)	0.91	0.91	0.91	0.90	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
X(Fe3+, S3+)	0.94	0.94	0.93	0.92	0.95	0.95	0.94	0.94	0.94
X' Usp	0.26	0.25	0.26	0.26	0.20	0.26	0.26	0.25	0.26
Recalculo cationes									
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.11	0.11	0.11	0.11	0.09	0.11	0.11	0.11	0.11
Al	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Fe	1.12	1.15	1.11	1.10	1.18	1.13	1.13	1.13	1.12
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Normalizado a	2.26	2.22	2.27	2.28	2.21	2.26	2.25	2.24	2.27

3 cationes

Proporción molar

TiO <sub>2</sub>	9.14	8.69	8.78	8.87	7.02	9.07	8.98	8.78	8.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49.30	51.39	49.03	48.25	55.22	49.73	49.92	50.32	49.48
FeO	36.45	36.62	35.76	35.54	35.16	36.45	36.23	36.21	36.21

Porcentajes

TiO <sub>2</sub>	12.29	11.56	12.01	12.22	9.51	12.18	12.09	11.83	12.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.18	34.23	33.57	33.28	37.47	33.40	33.64	33.92	33.45
FeO	54.53	54.21	54.42	54.49	53.02	54.42	54.27	54.26	54.42

Análisis químicos de minerales opacos en rocas del domo volcánico Tapalapa. Una vez que dieron los resultados de los óxidos de los elementos mayores en % en peso se debe recalculer para obtener los cationes. El recalclo se realizó con base a 3 cationes.

También es necesario calcular el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = (\text{Cálculo de Fe}^{3+} / (3/ \text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Cr})) * 79.85$$

$$\text{Cálculo de Fe}^{3+} = 8 - (4 * (\text{Si} + \text{Ti}) + 3 * (\text{Al} + \text{Cr}) + 2 * (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca})).$$

Para el cálculo de FeO se realiza lo siguiente:

$$\text{FeO} = (\text{Cálculo de Fe}^{2+} / (3/ \text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Cr})) * 71.85$$

$$\text{Cálculo de Fe}^{2+} = \text{Fe}^{2+} - \text{Cálculo de Fe}^{3+}$$

Una vez que se tiene el valor de TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO se normaliza al 100% para poder graficarlo en el diagrama ternario de TiO<sub>2</sub>- Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO.

La formula de X<sub>usp</sub> es la siguiente:

$$X'_{usp} = \text{Ti} * X(\text{Fe}^{2+}, \text{S}^{2+}) / [0.5 * \text{Fe}^{3+} \text{ calc.} * X(\text{Fe}^{3+}, \text{S}^{3+}) * \text{Ti} * X(\text{Fe}^{2+}, \text{S}^{2+})]$$

**Tabla 6.** Análisis químico de los cristales de plagioclasa correspondientes al domo volcánico Tapalapa (DVTa). El análisis se realizó en el núcleo, núcleo-borde (n-b) y borde de los cristales.

Muestra	tap06							
Domo	Tapalapa	Latitud 1901076						
Mineral	Plagioclasa	Longitud 487803						
Análisis	c11plg1 núcleo	c11plg2 n-b	c11plg3 n-b	c11plg4 n-b	c11plg5 borde	c11plg6 núcleo	c11plg7 n-b	c11plg8 borde
Cristal	1				2			
SiO2	57.09	55.43	54.94	52.56	55.86	54.62	55.78	54.68
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Al2O3	26.30	27.48	26.84	28.56	26.90	27.81	27.02	27.30
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.30	0.30	0.30	0.30	0.28	0.36	0.37	0.40
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02
MgO	0.10	0.11	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	9.47	10.53	10.08	11.77	10.11	11.25	10.20	10.86
Na2O	5.57	4.85	5.20	4.40	5.22	4.52	4.85	4.91
K2O	0.62	0.52	0.60	0.40	0.60	0.47	0.62	0.48
Total	99.44	99.22	98.07	98.14	99.07	99.19	98.95	98.78
Recalculo								
Si	10.32	10.07	10.11	9.71	10.16	9.95	10.15	10.01
Al	5.60	5.88	5.81	6.21	5.76	5.97	5.79	5.88
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.83	2.05	1.99	2.33	1.97	2.20	1.99	2.13
Na	1.95	1.71	1.86	1.58	1.84	1.60	1.71	1.74
K	0.14	0.12	0.14	0.10	0.14	0.11	0.14	0.11
Suma de Cationes Sitios estructurales	19.92	19.90	19.98	20.01	19.94	19.91	19.87	19.97
X	15.92	15.95	15.92	15.92	15.92	15.92	15.94	15.89
Z	4.00	3.95	4.06	4.09	4.02	4.00	3.93	4.08
Miembros								
Ab	49.70	44.00	46.60	39.40	46.60	40.90	44.50	43.80
An	46.70	52.90	49.90	58.20	49.90	56.30	51.70	53.40
Or	3.60	3.10	3.50	2.40	3.50	2.80	3.70	2.80

**Continuación de la Tabla 6.**

Muestra	tap06							
Domo	Tapalapa		Latitud	1901076				
Mineral	Plagioclasa		Longitud	487803				
Análisis	c12plg1 núcleo	c12plg2 n-b	c12plg3 n-b	c12plg4 borde	c12plg5 núcleo	c12plg6 n-b	c12plg7 n-b	c12plg8 borde
	3				4			
SiO2	55.06	55.80	52.11	52.11	55.43	51.90	54.71	56.16
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Al2O3	27.44	26.90	28.92	28.92	26.86	29.04	27.47	26.67
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.29	0.36	0.38	0.38	0.32	0.35	0.37	0.39
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
MgO	0.11	0.11	0.13	0.13	0.10	0.13	0.10	0.10
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	10.74	10.06	12.39	12.39	9.97	12.71	10.53	9.99
Na2O	4.76	5.26	3.96	3.96	5.21	3.62	4.57	5.33
K2O	0.50	0.55	0.34	0.34	0.68	0.32	0.49	0.62
Total	98.94	99.03	98.25	98.25	98.57	98.10	98.27	99.27
Recalculo								
Si	10.04	10.16	9.63	9.63	10.14	9.60	10.03	10.20
Al	5.89	5.76	6.29	6.29	5.79	6.33	5.93	5.70
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.10	1.96	2.45	2.45	1.95	2.52	2.07	1.94
Na	1.68	1.86	1.42	1.42	1.85	1.30	1.63	1.88
K	0.12	0.13	0.08	0.08	0.16	0.08	0.12	0.14
Suma de Cationes	19.91	19.95	19.97	19.97	19.96	19.91	19.86	19.95
Sitios estructurales								
X	15.93	15.92	15.92	15.92	15.93	15.93	15.97	15.90
Z	3.98	4.03	4.05	4.05	4.04	3.99	3.90	4.05
Miembros								
Ab	43.20	47.10	35.90	35.90	46.60	33.30	42.70	47.30
An	53.80	49.70	62.10	62.10	49.40	64.70	54.30	49.10
Or	3.00	3.20	2.00	2.00	4.00	2.00	3.00	3.60

**Continuación de la Tabla 6.**

Muestra	tap06					
Domo	Tapalapa			Latitud	1901076	
Mineral	Plagioclasa			Longitud	487803	
Análisis	c21plg1	c21plg2	c21plg3	c22plg1	c22plg2	c22plg3
	núcleo	n-b	borde	núcleo	c-b	borde
	5			6		
SiO2	56.10	49.38	55.76	55.70	54.09	51.26
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al2O3	26.55	30.78	26.84	26.37	27.42	29.10
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.38	0.38	0.34	0.34	0.37	0.58
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
MgO	0.10	0.15	0.11	0.11	0.12	0.14
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	9.72	14.55	9.88	10.06	11.10	13.08
Na2O	5.37	2.64	5.24	5.28	4.55	3.61
K2O	0.63	0.22	0.64	0.55	0.54	0.31
Total	98.83	98.10	98.81	98.41	98.19	98.09
Recalculo						
Si	10.22	9.19	10.17	10.20	9.96	9.52
Al	5.70	6.74	5.76	5.69	5.95	6.36
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.90	2.90	1.93	1.97	2.19	2.60
Na	1.90	0.95	1.85	1.88	1.62	1.30
K	0.15	0.05	0.15	0.13	0.13	0.07
Suma de Cationes Sitios estructurales	19.94	19.93	19.94	19.95	19.93	19.98
X	15.92	15.93	15.93	15.89	15.91	15.88
Z	4.02	4.01	4.01	4.06	4.03	4.10
Miembros						
Ab	48.20	24.40	47.10	47.20	41.20	32.70
An	48.20	74.30	49.10	49.60	55.60	65.50
Or	3.70	1.30	3.80	3.20	3.20	1.80

**Continuación de la Tabla 6.**

Muestra	tap06									
Domo	Tapalapa	Plagioclasa		Latitud	19010 76					
Mineral	Plagioclasa		Longitud	48780 3						
Análisis	c22plg4	c22plg5	c22plg6	c22plg7	c23plg1	c23plg2	c23plg3	c23plg4	c23plg5	c23plg6
	núcleo	n-b	n-b	borde	núcleo	n-b	n-b	borde	núcleo	borde
	7			8			9			
SiO2	55.40	49.88	54.36	48.55	57.00	52.02	53.68	52.24	56.59	57.07
TiO2	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Al2O3	27.07	30.44	27.74	31.33	25.97	29.03	28.28	29.00	26.30	26.07
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.33	0.39	0.31	0.35	0.34	0.43	0.39	0.38	0.33	0.33
MnO	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.02	0.00	0.01	0.03
MgO	0.11	0.15	0.11	0.16	0.10	0.13	0.12	0.13	0.10	0.09
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	10.32	13.99	10.97	15.18	9.22	12.66	11.69	12.64	9.40	9.01
Na2O	4.93	2.94	4.59	2.49	5.56	3.80	4.25	3.86	5.39	5.49
K2O	0.57	0.25	0.53	0.16	0.71	0.33	0.42	0.37	0.72	0.78
Total	98.77	98.06	98.63	98.21	98.93	98.44	98.86	98.62	98.84	98.90
Recalculo										
Si	10.11	9.27	9.95	9.04	10.36	9.60	9.83	9.62	10.30	10.37
Al	5.82	6.66	5.98	6.87	5.56	6.31	6.10	6.29	5.64	5.58
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.02	2.79	2.15	3.03	1.79	2.50	2.29	2.49	1.83	1.75
Na	1.75	1.06	1.63	0.90	1.96	1.36	1.51	1.38	1.90	1.93
K	0.13	0.06	0.12	0.04	0.17	0.08	0.10	0.09	0.17	0.18
Suma de										
Cationes	19.91	19.94	19.92	19.98	19.92	19.96	19.92	19.96	19.91	19.89
Sitios										
estructurales										
X	15.93	15.94	15.94	15.92	15.92	15.91	15.92	15.91	15.93	15.94
Z	3.98	4.01	3.99	4.06	4.00	4.05	4.00	4.05	3.98	3.95
Miembros										
Ab	44.80	27.10	41.70	22.60	50.00	34.50	38.70	34.80	48.70	50.00

An	51.80	71.40	55.10	76.40	45.80	63.50	58.80	63.00	47.00	45.30
Or	3.40	1.50	3.20	1.00	4.20	2.00	2.50	2.20	4.30	4.70

En la clasificación de los feldespatos se utiliza el diagrama ternario: anortita (An), albita (Ab), ortoclasa (Or). Las formulas empleadas para conocer a estos miembros son las siguientes:

$$An = 100 * Ca / (Ca + Na + K)$$

$$Ab = 100 * Na / (Ca + Na + K)$$

$$Or = 100 * K / (Ca + Na + K)$$

De acuerdo a lo anterior se necesita conocer a los moles de cationes y oxígenos. El cálculo se lleva a cabo a partir de los datos dados en óxidos por los análisis de microsonda; se debe realizar una conversión de los datos en óxidos a moles de cationes y oxígenos.

Para la determinación de los moles de cationes y oxígenos presentes se debe seguir los siguientes pasos:

Dividir el porcentaje en peso medido (% en peso) por el peso molecular para cada óxido, y como resultado da las proporciones moleculares. Una vez conocidas las proporciones moleculares de cada óxido que entran a formar parte de la molécula del mineral, se multiplican las proporciones moleculares por el número de cationes que hay en la molécula de los óxidos para obtener los moles de cationes, llamado proporción catiónica. Después se multiplican las proporciones moleculares por el número de oxígenos que contiene el óxido para obtener los moles de oxígenos, llamado proporción aniónica o número de oxígenos, y de esta forma se sabe cuántos oxígenos combinan con cada catión.

Los resultados de los cálculos molares deben ahora ser recalculados en base a un número de oxígenos o de cationes dados por formula estructural del mineral (feldespato). Para ellos se necesita un valor de conversión que transforme el total de cationes u oxígenos al número apropiado para el mineral.

De acuerdo con el programa Minpet 2.0 para el análisis de feldespato se hace en base a 32 oxígenos; así el factor de conversión es 32 dividido por los moles totales de oxígeno. Todos los valores de cationes se multiplican por el factor de conversión apropiado para dar cantidades molares normalizadas.

Por último usando las cantidades de cationes normalizadas, se pueden llenar los sitios estructurales de cationes en los minerales. En el caso del feldespato X y Z son los sitios estructurales.

$$X = Si, Al$$

$$Z = Ti, Fe_2, Mg, Ca, Na, K$$

**Tabla 7.** Análisis químico de los cristales de piroxeno correspondientes al domo volcánico Tapalapa (DVTa). El análisis se realizó en el núcleo y en el borde de los cristales.

Muestra	tap06									
Domo	Tapalapa				Latitud 1901076					
Mineral	Piroxeno				Longitud 487803					
Análisis	c11px1	c11px2	c11px3	c11px4	c11px5	c11px6	c11px7	c11px8	c12px1	c12px2
	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde
Cristal	1		2		3		4		5	
SiO2	51.35	51.81	51.73	51.45	51.50	51.76	51.64	51.20	51.78	51.94
TiO2	0.29	0.24	0.29	0.33	0.29	0.28	0.36	0.37	0.28	0.29
Al2O3	1.47	1.25	1.35	1.61	1.32	1.32	1.53	1.90	1.39	1.40
FeO	9.07	9.15	9.22	9.51	9.39	9.34	8.85	9.52	8.82	9.16
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
NiO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	14.90	15.00	15.00	14.84	14.90	14.87	14.72	14.80	14.91	14.95
CaO	22.03	22.01	21.67	21.56	21.80	21.77	22.48	21.64	22.47	21.76
Na2O	0.34	0.33	0.30	0.38	0.35	0.35	0.33	0.31	0.28	0.32
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.46	99.79	99.58	99.67	99.55	99.66	99.92	99.73	99.95	99.82
Miembros										
WO	44.20	43.99	43.55	43.45	43.72	43.76	45.07	43.57	44.84	43.78
EN	41.61	41.73	41.95	41.60	41.57	41.59	41.06	41.47	41.40	41.84
FS	14.20	14.28	14.50	14.96	14.71	14.65	13.86	14.96	13.76	14.39

**Continuación de la Tabla 7.**

Muestra	tap06									
Domo	Tapalapa			Latitud 1901076						
Mineral	Piroxeno			Longitud 487803						
Análisis	c21px1	c21px2	c21px3	c21px4	c22px1	c22px2	c22px3	c22px4	c22px5	c22px6
	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde
Cristal	6		7		8		9		10	
SiO2	49.26	47.10	51.69	51.80	52.26	51.75	52.26	51.98	54.19	53.96
TiO2	0.67	1.13	0.23	0.23	0.29	0.29	0.29	0.29	0.10	0.15
Al2O3	3.62	5.43	1.01	1.10	1.23	1.38	1.44	1.60	0.56	0.65
FeO	8.78	9.57	9.17	9.14	8.78	8.71	8.56	9.14	20.39	20.36
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	14.19	12.95	14.76	14.93	14.58	14.89	14.78	14.81	24.94	24.76
CaO	23.10	22.49	22.13	21.73	22.35	21.78	22.52	21.67	1.01	1.11
Na2O	0.18	0.27	0.35	0.37	0.42	0.27	0.31	0.35	0.03	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.81	98.93	99.35	99.32	99.90	99.09	100.16	99.83	101.26	101.03
Miembros										
WO	46.47	46.88	44.42	43.77	45.16	44.18	45.26	43.86	1.96	2.16
EN	39.73	37.56	41.21	41.85	40.99	42.03	41.32	41.71	67.18	66.95
FS	13.80	15.56	14.38	14.38	13.85	13.79	13.43	14.44	30.87	30.90

Análisis químico de piroxenos en rocas del domo volcánico Tapalapa, normalizados a 6 átomos de oxígeno y recalculados sobre la base de cuatro cationes.

La mayoría de las técnicas utilizadas para analizar los piroxenos son incapaces de discriminar entre el hierro ferroso y férrico; Minpet 2.02 calcula el contenido de Fe<sup>3+</sup> por balance de cargas.

En la clasificación de los piroxenos se utilizó el diagrama de clasificación de los piroxenos de wollastonita (Wo), enstatita (En), ferrosillita (Fs). Las fórmulas empleadas para conocer a estos miembros son las siguientes, una vez que se han calculado los cationes:

$$\text{En} = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$$

$$\text{Fs} = 100 \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$$

$$\text{Wo} = 100 \cdot \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$$

**Tabla 8.** Análisis químico de los cristales de óxidos correspondientes al domo volcánico Tapalapa (DVTa). El análisis se realizó en el núcleo.

Muestra	tap06							
Domo	Tapalapa	Latitud			1901076			
Mineral	óxidos	Longitud			487803			
Análisis	c11ox1	c11Ox2	c11Ox3	C21ox1	c21ox2	c21ox3	c21ox4	c23ox1
SiO2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	10.06	10.30	10.38	10.19	9.86	10.44	10.53	9.82
Al2O3	1.30	1.15	1.32	1.23	1.18	1.43	0.93	1.23
FeO	84.20	84.27	84.10	84.63	84.95	83.28	83.76	84.43
MnO	0.65	0.64	0.67	0.66	0.65	0.70	0.79	0.63
MgO	1.04	1.12	1.21	1.14	1.02	1.42	0.90	1.16
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.06	0.04	0.07	0.02	0.03	0.00	0.02
Tot.	97.25	97.48	97.68	97.86	97.66	97.27	96.91	97.27
Proporciones molares de cationes normalizados a 3 sitios								
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.28	0.28	0.29	0.28	0.27	0.29	0.29	0.27
Al	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05
Fe2+	2.59	2.58	2.57	2.58	2.60	2.55	2.59	2.59
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.05	0.06
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Carga catión	6.61	6.62	6.63	6.61	6.59	6.64	6.63	6.60
Fe3+ calc.	1.39	1.38	1.37	1.39	1.41	1.36	1.37	1.40
Fe2+ calc.	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.19	1.22	1.19
FeOcalc	39.07	39.24	39.23	39.24	39.06	38.79	39.38	38.70
Fe2O3calc.	50.16	50.04	49.87	50.44	51.00	49.44	49.33	50.83
X(Fe2+,S2+)	0.94	0.94	0.93	0.94	0.94	0.92	0.94	0.93
X(Fe3+, S3+)	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.97	0.96
X' Usp	0.28	0.29	0.29	0.28	0.27	0.29	0.29	0.27
Recalculo cationes								
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12
Al	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Fe	1.17	1.17	1.17	1.18	1.18	1.16	1.17	1.18
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Normalizado a 3 cationes	2.21	2.20	2.20	2.19	2.20	2.20	2.22	2.21
Proporción molar								
TiO2	10.06	10.30	10.38	10.19	9.86	10.44	10.53	9.82
Fe2O3	50.16	50.04	49.87	50.44	51.00	49.44	49.33	50.83
FeO	39.07	39.24	39.23	39.24	39.06	38.79	39.38	38.70
Porcentajes								

TiO <sub>2</sub>	12.80	13.05	13.14	12.89	12.51	13.33	13.32	12.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.91	31.70	31.60	31.92	32.38	31.59	31.24	32.48
FeO	55.28	55.26	55.25	55.19	55.11	55.09	55.43	54.97

Análisis químicos de minerales opacos en rocas del domo volcánico Tapalapa. Una vez que dieron los resultados de los óxidos de los elementos mayores en % en peso se debe recalculer para obtener los cationes. El recalcu se realizó con base a 3 cationes.

También es necesario calcular el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = (\text{Cálculo de Fe}^{3+} / (3/ \text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Cr})) * 79.85$$

$$\text{Cálculo de Fe}^{3+} = 8 - (4 * (\text{Si} + \text{Ti}) + 3 * (\text{Al} + \text{Cr}) + 2 * (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca})).$$

Para el cálculo de FeO se realiza lo siguiente:

$$\text{FeO} = (\text{Cálculo de Fe}^{2+} / (3/ \text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Cr})) * 71.85$$

$$\text{Cálculo de Fe}^{2+} = \text{Fe}^{2+} - \text{Cálculo de Fe}^{3+}$$

Una vez que se tiene el valor de TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO se normaliza al 100% para poder graficarlo en el diagrama ternario de TiO<sub>2</sub>- Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – FeO.

La formula de X<sub>usp</sub> es la siguiente:

$$X'_{usp} = \text{Ti} * X(\text{Fe}^{2+}, \text{S}^{2+}) / [0.5 * \text{Fe}^{3+} \text{ calc.} * X(\text{Fe}^{3+}, \text{S}^{3+}) * \text{Ti} * X(\text{Fe}^{2+}, \text{S}^{2+})]$$

**Tabla 9.** Análisis químico de los cristales de vidrio correspondientes al domo volcánico Tapalapa (DVTa).

Muestra	tap06					
Domo	Tapalapa				Latitud	1901076
Mineral	Vidrio				Longitud	487803
Muestra	Tap06vd3	Tap06vd7	Tap06vd10	Tap06vd15	tap-06	
SiO <sub>2</sub>	73.55	73.75	71.77	72.66	57.21	
TiO <sub>2</sub>	1.77	2.01	1.76	1.44	0.75	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.67	11.49	14.11	14.46	17.36	
FeO	1.47	1.75	1.08	1.38	6.23	
MnO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.14	
MgO	0.06	0.09	0.03	0.02	2.69	
CaO	0.71	0.88	0.75	0.76	7.28	
Na <sub>2</sub> O	2.76	2.70	2.73	2.50	3.40	
K <sub>2</sub> O	5.44	3.68	6.27	6.00	3.06	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	
Total	98.43	96.34	98.52	99.24	100.00	

**Condiciones del equipo:**

De la Tabla 2 a la 9 se realizaron los análisis químicos de los cristales con el equipo de microsonda electrónica de barrido en el Laboratorio Universitario de Petrología, Instituto de Geofísica, UNAM, con el equipo de microsonda electrónica de barrido JEOL modelo JXA-8900R. La platina (para introducir muestras hasta de 100 mm X 100 mm X 50 mm) permite un área de análisis de 90 mm X 90 mm. Cuenta con cuatro tipos de cristales TAP (5.69 ~93.0 Å), PETJ (1.93 ~ 8.10 Å), LIF (0.889 ~ 3.73 Å) y LDE2 (23.2 ~ 88.0 Å) que combinados permiten medir concentraciones de elementos en un rango que va del 5B al 92U.

**Tabla 10.** Análisis químicos de roca total de los domos volcánicos del área de estudio.

Muestra	**mar-04	*cal-01	*mar-09	*mar-14	**mar-44	**tap-06	**mar-57
Domo	Calvario	Tapalapa	Tapalapa	Tapalapa	Tapalapa	Tapalapa	Danta
Latitud	1899631	1900300	1900340	19010777	1899816	1901076	1901087
Longitud	487149	487445	487254	487794	486569	487803	488577
SiO <sub>2</sub>	57.31	57.55	57.88	56.94	55.71	56.86	58.29
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.78	0.78	0.79	0.80	0.74	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.00	17.89	17.87	17.60	17.42	17.26	16.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	7.44	6.93	6.94	7.60	7.76	7.81	6.44
MnO	0.17	0.16	0.16	0.15	0.17	0.14	0.18
MgO	2.09	2.27	2.23	2.86	2.48	2.67	1.87
CaO	7.19	6.57	6.91	7.15	7.27	7.24	6.36
Na <sub>2</sub> O	3.38	3.42	3.57	3.54	3.21	3.38	2.99
K <sub>2</sub> O	2.93	2.92	2.95	3.03	2.75	3.04	3.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.46	0.35	0.34	0.26	0.36	0.25	0.24
PXC	0.63	1.05	0.64	0.14	0.34	0.49	2.53
Total	100.41	99.89	100.27	100.05	98.26	99.88	99.24
ppm							
Rb	83.00	79.00	79.00	86.00	89.00	84.00	110.00
Sr	662.00	619.00	651.00	591.00	597.00	597.00	513.00
Ba	590.00	580.00	591.00	544.00	547.00	552.00	592.00
Y	39.00	31.00	29.00	28.00	33.00	27.00	25.00
Zr	169.00	182.00	188.00	174.00	134.00	168.00	151.00
Nb	12.00	14.00	14.00	12.00	12.00	12.00	11.00
V	190.00	116.00	110.00	157.00	143.00	157.00	118.00
Cr	20.00	106.00	130.00	99.00	50.00	90.00	30.00
Co	11.00	10.00	11.00	17.00	13.00	16.00	15.00
Ni	20.00	8.00	8.00	11.00	20.00	11.00	20.00
Cu	10.00	4.00	6.00	34.00	10.00	37.00	20.00
Zn	30.00	59.00	60.00	58.00	60.00	56.00	80.00
Th	6.70	6.00	6.00	7.00	8.20	7.00	8.50
Pb	5.00	4.00	6.00	5.00	16.00	7.00	9.00
La	35.60	nm	nm	nm	36.30	29.26	33.10
Ce	68.10	nm	nm	nm	69.90	54.56	56.50
Pr	7.09	nm	nm	nm	7.11	6.75	7.17
Nd	29.80	nm	nm	nm	29.50	26.48	25.90
Sm	6.50	nm	nm	nm	6.30	5.44	5.40
Eu	1.95	nm	nm	nm	1.81	2.11	1.54
Gd	6.10	nm	nm	nm	5.60	5.12	5.10
Tb	0.90	nm	nm	nm	0.90	0.70	0.80
Dy	5.80	nm	nm	nm	5.10	4.41	4.60
Ho	1.20	nm	nm	nm	1.10	0.90	1.00
Er	4.00	nm	nm	nm	3.40	2.19	3.20
Tm	0.58	nm	nm	nm	0.48	0.33	0.49
Yb	3.50	nm	nm	nm	3.20	2.34	2.80
Lu	0.53	nm	nm	nm	0.48	0.39	0.43

**Continuación Tabla 10.**

Muestra	**mar-38	*mar-42	*cal-05	*mar-52	*tap-13	**mar-26	**mar-61
Domo	Ocotal	Ocotal	Buenavista	Buenavista	Buenavista	Bandera	San Miguel
Latitud	1900753	1903374	1901271	1901242	1900503	1903690	1903175
Longitud	485354	484580	489815	489770	491467	492555	495317
SiO <sub>2</sub>	57.31	56.28	55.39	56.13	56.26	56.57	56.89
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.81	0.70	0.70	0.67	0.86	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.92	16.61	17.95	18.31	18.20	16.81	17.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6.87	8.18	6.13	6.21	7.65	7.67	8.30
MnO	0.13	0.16	0.15	0.14	0.14	0.13	0.16
MgO	2.26	3.39	2.11	2.34	2.41	2.41	2.87
CaO	6.09	7.47	6.96	6.40	7.82	6.79	7.39
Na <sub>2</sub> O	3.27	3.43	3.56	3.80	3.13	2.90	2.89
K <sub>2</sub> O	3.06	3.00	2.65	2.72	2.70	3.25	2.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.25	0.32	0.32	0.32	0.27	0.30
PxC	1.51	0.66	4.25	2.96	0.58	0.94	0.07
Total	98.39	100.24	100.17	100.03	99.86	98.59	99.59
ppm							
Rb	96.00	80.00	75.00	76.00	83.00	114.00	79.00
Sr	517.00	565.00	534.00	546.00	558.00	554.00	569.00
Ba	590.00	535.00	447.00	469.00	503.00	689.00	592.00
Y	25.00	155.00	26.00	27.00	24.00	26.00	19.00
Zr	146.00	166.00	160.00	168.00	166.00	188.00	150.00
Nb	11.00	21.00	9.00	10.00	12.00	13.00	11.00
V	155.00	180.00	111.00	113.00	109.00	152.00	135.00
Cr	40.00	158.00	81.00	78.00	102.00	70.00	40.00
Co	16.00	18.00	13.00	11.00	10.00	14.00	15.00
Ni	20.00	22.00	8.00	9.00	8.00	20.00	20.00
Cu	30.00	32.00	10.00	10.00	3.00	20.00	30.00
Zn	50.00	62.00	73.00	87.00	76.00	70.00	100.00
Th	8.10	7.00	4.00	6.00	6.00	11.90	7.60
Pb	5.00	6.00	7.00	10.00	11.00	6.00	9.00
La	39.40	nm	nm	nm	nm	33.90	29.40
Ce	56.30	nm	nm	nm	nm	65.70	55.80
Pr	10.40	nm	nm	nm	nm	7.93	6.71
Nd	39.10	nm	nm	nm	nm	29.00	24.70
Sm	8.80	nm	nm	nm	nm	6.00	5.20
Eu	2.79	nm	nm	nm	nm	1.57	1.43
Gd	7.60	nm	nm	nm	nm	5.20	4.50
Tb	1.10	nm	nm	nm	nm	0.80	0.70
Dy	6.00	nm	nm	nm	nm	4.50	3.70
Ho	1.10	nm	nm	nm	nm	0.90	0.80
Er	3.50	nm	nm	nm	nm	3.10	2.50
Tm	0.50	nm	nm	nm	nm	0.43	0.35
Yb	3.00	nm	nm	nm	nm	2.90	2.20
Lu	0.42	nm	nm	nm	nm	0.43	0.33

\*FRX-LUGIS, Instituto de Geología; \*\*ICP, Análisis efectuados en Actlabs, Canadá; nm: no medidos; elementos mayores (%peso); elementos traza (ppm); PxC: pérdida por calcinación.

**Tabla 11.** Datos de análisis isotópico de Sr y Nd de las rocas del área de estudio.

Muestra	Domo	87Sr/86Sr	1	2	n	143Nd/144Nd	1	2	n	εNd
			sd*= ±1σ abs	SE(M)= 2σ <sub>abs</sub> /raiz n			sd*= ±1σ abs	SE(M)= 2σ <sub>abs</sub> /raiz n		
MAR4 WR	Calvario	0.705653	39	11	55	0.512673	20	5	58	+0.68
MAR4 WR II	Calvario	0.705641	38	10	54	0.512663	20	6	46	+0.49
TAP06 WR	Tapalapa	0.704860	40	11	58	0.512745	18	5	55	+2.09
MAR57 WR	Danta	0.705652	39	11	55	0.512634	20	5	59	-0.08
MAR52 WR	Buenavista	0.705295	37	10	58	0.512740	22	6	46	+1.99
MAR42 WR	Ocotal	0.705023	38	10	58	0.512733	20	5	55	+1.85
MAR26WR	Bandera	0.706584	39	11	54	0.512485	16	4	55	-2.98
MAR61 WR	San Miguel	0.706376	36	10	56	0.512551	19	5	55	-1.70

**Tabla 12.** Datos de análisis isotópico de Pb de las rocas del área de estudio.

Muestra	Domo	206Pb/204Pb	1SD %	207Pb/204Pb	1SD %	208Pb/204Pb	1SD %	n
			(% std err)		(% std err)		(% std err)	
MAR4 WR	Calvario	18.8784	0.029	15.6213	0.031	38.6484	0.030	96
MAR4 WR II	Calvario	18.8738	0.027	15.6171	0.029	38.6363	0.031	97
TAP06 WR	Tapalapa	18.8550	0.040	15.6040	0.051	38.6003	0.059	96
MAR57 WR	Danta	18.8815	0.020	15.6125	0.020	38.6414	0.022	100
MAR52 WR	Buenavista	18.8358	0.025	15.6077	0.031	38.5830	0.039	99
MAR42 WR	Ocotal	18.8702	0.043	15.6276	0.061	38.6705	0.081	51
MAR26WR	Bandera	18.9930	0.026	15.6279	0.030	38.8337	0.034	98
MAR61 WR	San Miguel	18.9152	0.055	15.6304	0.076	38.7538	0.106	49

**En Tabla 10 y 11.** Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Institutos de Geofísica y Geología, 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 ( $1sd = \pm 1\sigma_{abs}$ ) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos.  $2 SE(M) = 2\sigma_{abs} / \text{raiz } n$ . Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 24$  ( $\pm 1\sigma_{abs}$ ,  $n = 405$ ); para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511867 \pm 27$  ( $\pm 1\sigma_{abs}$ ,  $n = 209$ ).

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):  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.90 \pm 0.08\%$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.44 \pm 0.12\%$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.55 \pm 0.16\%$  ( $\pm 1\sigma_{rel}$ ,  $n = 11$ ).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.02 ng Sr, 0.34 ng Nd (blanco total) y 92 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>).