



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

VULCANOLOGÍA

**ORIGEN Y CONDICIONES PRE ERUPTIVAS DE MAGMAS
RIOLÍTICOS DEL VOLCÁN GUANGOCHÉ, CAMPO VOLCÁNICO
LOS AZUFRES, MICHOACÁN**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

ELIZABETH RANGEL GRANADOS

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA
Instituto de Geología

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dr. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA; Instituto de Geología, UNAM
Dr. PETER SCHAAF; Instituto de Geofísica, UNAM
Dr. GABRIEL VALDEZ MORENO; Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAG

Ciudad Universitaria, CDMX, noviembre 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso



DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*Long is the way and hard, that out of hell
leads up to light.*

-JOHN MILTON-

 Dedicado con mucho amor a
mis padres, hermano y esposo 

*I want to know how God created this world. I am not interested in this or that phenomenon, in the
spectrum of this or that element. I want to know his thoughts, the rest are details.*

-EINSTEIN-

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS-----	I
RESUMEN-----	III
ABSTRACT-----	IV

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1.- INTRODUCCIÓN-----	1
1.1.1.- El volcán Guangoche como caso de estudio-----	3
1.2.- OBJETIVOS-----	3
1.2.1.- Objetivo general-----	3
1.2.2.- Objetivos particulares-----	3
1.3.- LOCALIZACIÓN-----	4
1.4.- ESTUDIOS PREVIOS-----	4

CAPÍTULO 2. CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1.- LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA-----	7
2.2.- EL CAMPO VOLCÁNICO LOS AZUFRES-----	9
2.2.1.- Estratigrafía del CVLA-----	11
<i>Basamento pre volcánico-----</i>	11
- Complejo Arteaga (<i>Flysch Patámbaro o Sucesión Metamórfica Tzitzio</i>) – Triásico-----	11
- Formación Cutzamala – Cretácico Tardío-Paleógeno-----	11
<i>Basamento volcánico-----</i>	12
- Sucesión Volcánica Sierra Mil Cumbres – (23-14 Ma)-----	12
- Complejo Volcánico Pucuateo (14.5 Ma)-----	13
- Secuencia Sierra Santa Inés (14.4 Ma) e Ignimbrita Santa Inés (4.7-3.4 Ma)-----	13
<i>Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (1.57-0.6 Ma)-----</i>	13
<i>Vulcanismo del Campo Volcánico Los Azufres (~1.5 Ma - <26 ka)-----</i>	14
2.2.2.- El Volcán Guangoche-----	15
<i>Secuencia Piroclástica Blanca-----</i>	17

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

3.1.- METODOLOGÍA-----	19
3.1.1.- Trabajo de campo-----	19
3.1.2.- Trabajo de laboratorio-----	19
<i>Análisis petrográficos-----</i>	20

<i>Análisis químicos de roca total y análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb</i>	21
<i>Inclusiones vítreas</i>	24
<i>Petrología experimental</i>	25
3.2.- TÉCNICAS ANALÍTICAS	29
3.2.1.- Espectrometría de masas	29
3.2.2.- Espectroscopía infrarroja por transformadas de Fourier	30
<i>Determinación de las concentraciones de H₂O y CO₂</i>	31
3.2.3.- Microsonda electrónica	34

CAPÍTULO 4. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

4.1.- PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL	36
4.1.1.- Clastos de pómez blanca	36
4.1.2.- Clastos de pómez bandeada	37
4.1.3.- Características y composición química de la paragénesis mineral	39
4.2.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	42
4.2.1.- Geoquímica de elementos mayores	44
<i>Nomenclatura y clasificación</i>	44
<i>Diagramas binarios de variación</i>	45
4.2.2.- Geoquímica de elementos traza y tierras raras	45
<i>Diagramas binarios de variación</i>	46
<i>- Elementos compatibles</i>	46
<i>- Elementos incompatibles</i>	47
<i>Diagramas multielementos</i>	49
4.2.3.- Geoquímica isotópica de Sr, Nd y Pb	51

CAPÍTULO 5. CONDICIONES PRE ERUPTIVAS DEL MAGMA DE LA SPB

5.1.- TEMPERATURA PRE ERUPTIVA DEL MAGMA DE LA SPB	55
5.1.1.- Geotermómetro de óxidos de Fe-Ti	55
<i>Pruebas de equilibrio químico de los óxidos de Fe-Ti</i>	57
<i>Resultados</i>	59
5.1.2.- Geotermómetro TitaniQ	61
5.2.- CONTENIDO DE VOLÁTILES	62
5.2.1.- Volátiles magmáticos	62
5.2.2.- Inclusiones vítreas	62
5.2.3.- Resultados	64

<i>Características de las MI</i> -----	64
<i>Concentración de H₂O y CO₂, y composición química del vidrio de las MI</i> -----	64
5.3.- REGIÓN DE ALMACENAMIENTO DEL MAGMA DE LA SPB -----	66
5.3.1.- Volátiles (H₂O y CO₂) disueltos en las MI -----	67
5.3.2.- Experimentos de equilibrio de fases saturados en agua -----	67
<i>Resultados</i> -----	68

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

6.1.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS -----	71
6.1.1.- Génesis y evolución del sistema de almacenamiento del magma de la SPB ----	71
<i>Condiciones pre eruptivas del magma riolítico de la SPB</i> -----	71
<i>Evidencias de la existencia de un mush cristalino por debajo del volcán Guangoche</i> -----	73
<i>Evolución del sistema de almacenamiento de la SPB</i> -----	75
6.1.2.- Génesis de los magmas riolíticos del CVLA -----	79
<i>Fusión parcial de rocas corticales</i> -----	79
<i>Cristalización fraccionada (CF) versus Cristalización fraccionada combinada con asimilación cortical (AFC)</i> -----	82
6.1.3.- Componentes de la subducción y fuente mantélica a partir de los magmas máficos del CVLA -----	86
<i>Contribución de los componentes del slab: fluidos acuosos versus sedimentos</i> -----	87
<i>Caracterización de la fuente mantélica</i> -----	89
6.2.- CONCLUSIONES -----	92

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----	94
---	----

ANEXOS

ANEXO 1- Tablas-----	112
ANEXO 2- Descripciones petrográficas de algunas estructuras del CVLA-----	134
ANEXO 3- Fuentes involucradas en la petrogénesis de los magmas del CVLA-----	142

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado en Ciencias de la Tierra y a los Institutos de Geología y Geofísica por abrirme sus puertas y darme la oportunidad de fortalecer mi desarrollo académico y profesional. También agradezco que me proporcionaran lo necesario (equipos y materiales) para elaborar el presente trabajo.

Doy gracias al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (tía Cony) por la beca que me otorgó para mis estudios de doctorado, así como por la beca mixta conferida para realizar una estancia académica en la Universidad de Texas, Austin.

Agradezco al proyecto PAPIIT IN104214 a cargo del Dr. José Luis Arce Saldaña, por el financiamiento concedido para este trabajo de investigación.

De manera especial agradezco a mi tutor, el Dr. José Luis Arce Saldaña, por sus enseñanzas, paciencia, confianza y todo el apoyo brindado fuera del Instituto. Este último agradecimiento se extiende a su esposa Silvia e hijos Fer y Santi.

Agradezco a los Dres. Peter Schaaf y Gabriel Valdez Moreno por tener la disponibilidad de formar parte de mi comité tutor. Sus observaciones y sugerencias guiaron a este proyecto por buen camino.

A mis sinodales: Dr. Claus Siebe Grabach, Dr. Giovanni Sosa Ceballos, Dr. Peter Schaaf y Dr. José Luis Macías Vázquez, quiero agradecerles el tiempo que emplearon para revisar mi tesis, así como sus sugerencias, comentarios y correcciones; sin duda enriquecieron y mejoraron la calidad de este trabajo.

Agradezco al personal del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por su tutoría en la realización de los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb; específicamente a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por su ayuda en los trabajos analíticos en el laboratorio de química ultrapura y al Ing. Gerardo Arrieta por su ayuda con las mediciones.

Muchas gracias a la M. en C. Adela Margarita Reyes y al Ing. Carlos Linares, técnicos académicos del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), así como a la Dra. Noemi Salazar, técnica académica del Laboratorio Unidad de Microanálisis (LUMA), por sus asistencias con las microsondas electrónicas. También agradezco a la Quím. María Patricia Girón y a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por realizar los análisis de FRX e ICP-MS, respectivamente. A la Quím. Blanca Sonia Ángeles por su asistencia en el microscopio electrónico de barrido, a la Geól. María del Consuelo Macias por su apoyo y disposición en el uso del taller de molienda, y al Mtro. Jaime Díaz Ortega, al Sr. Eligio y a la Sra. Martha por toda su ayuda, disposición y facilidades brindadas para que pudiera elaborar mis láminas delgadas.

Un enorme gracias al Prof. James E. Gardner por recibirme y brindarme todas las facilidades durante mi estancia en la Universidad de Texas. También le agradezco todas sus asesorías y disposición para resolver mis dudas. Asimismo, doy gracias al Dr. Kenneth Befus, al Dr.

Donggao Zhao y a Brent Jackson (también de la Universidad de Texas) por ser tan pacientes y amables conmigo, y por ayudarme a realizar mis análisis con la microsonda electrónica; así como por enseñarme a preparar mis inclusiones vítreas y a utilizar el FTIR.

De manera especial le doy gracias a las secretarias del posgrado: María Luisa Reyes y Gloria Alba, por realizar de manera eficiente todos mis papeleos y trámites; así como por las charlas, confianza y amistad.

Agradezco a la Dra. Gabriela Gómez Vasconcelos y al Ing. Iván Herrera (sensei) por tomarse un tiempo para leer mi artículo de investigación y hacerle observaciones. Éstas últimas ayudaron mucho a mejorarlo.

A Mauricio Amaya le agradezco todos los cursos y asesorías de ArcMap. A Hugo González le doy gracias por todas las palabras de aliento brindadas en los momentos más duros y desesperantes.

Agradezco enormemente al Dr. Gustavo Tolson por sus enseñanzas y darme la oportunidad de ayudarlo con sus clases en la Facultad de Ingeniería. Además le agradezco todo su apoyo incondicional, su increíble hospitalidad y amistad. Muchas gracias también a Clau por recibirnos en su casa cuando lo requerimos.

A Lau García y Gaby Reyes les agradezco su hospitalidad durante mis visitas a Morelia, así como su confianza y amistad. Esta última es muy importante para mí.

Infinitas gracias a Mildred Zepeda, Rodrigo Gutiérrez y Atzhiri Hernández por compartir techo con nosotros, de verdad fue de gran ayuda. También les agradezco todos los gratos momentos que hemos compartido, se han convertido en una parte importante en mi vida.

A mis queridos “hermanos martillo”: Sarita Arroyo, Dianita Flores, Gess Montoya, Lucero Mendoza, Adhi Ávila, Fer Jiménez, Paty Salinas y Sandra Luz, les agradezco extraordinariamente todos los maravillosos y felices momentos que tuvimos fuera y dentro del Instituto. Son personas increíblemente valiosas para mí.

Agradezco a mis papás María Estela Granados Juárez y Eduardo Rangel Enríquez el haberme brindado todo su apoyo, amor y los buenos valores que hoy me definen. A mi hermano Edgar Rangel agradezco todos sus cuidados y cariño. Los quiero mucho.

Por último quiero agradecer infinitamente a Alberto Vásquez Serrano, el pilar de mi vida. Agradezco el que me hayas tenido tanta paciencia y que me hayas apoyado incondicionalmente...creo que sin ti, jamás lo hubiera logrado. Te amo.

RESUMEN

En el Pleistoceno tardío, el volcán Guangoche ubicado en el Campo Volcánico Los Azufres (CVLA), Michoacán, dentro la Faja Volcánica Trans-Mexicana, registró varias erupciones explosivas y en menor cantidad efusivas de composición riolítica (76.07 ± 0.86 % en peso de SiO_2), tres de ellas de tipo Subpliniano-Pliniano, que representan la actividad más reciente en el CVLA (entre 31 y <26 ka). El magmatismo en este campo inició hace 1.5 Ma con la emisión de andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas. Para las riolitas se reconocieron dos grupos de magmas con contenidos contrastantes en Ba (alto Ba: 890-430 ppm y bajo Ba: 158-70 ppm), estas últimas típicas en el volcán Guangoche. En este trabajo se estudian las variables intensivas (temperatura, estado de oxidación, contenido de volátiles y presión de almacenamiento) del magma que originó a una de las erupciones Plinianas de mayor magnitud del volcán Guangoche que tuvo lugar hace ~ 29 ka (Secuencia Piroclástica Blanca; SPB), con el fin de determinar las características y evolución de su sistema magmático. Adicionalmente se discuten los procesos de generación de los magmas riolíticos del CVLA y del volcán Guangoche.

Con base en datos petrológicos, inclusiones de vidrio y experimentales, se plantea que antes de la erupción, el magma de la SPB (riolita de bajo Ba) contenía cristales de biotita, óxidos de Fe-Ti, anfíbol, sanidino y cuarzo (en un ~ 14 % vol.), inmersos en una matriz vítrea de composición riolítica (77.24 ± 0.11 % en peso de SiO_2). Este magma se encontraba almacenado entre 2.8 y 3.9 km de profundidad (~ 65 -90 MPa) y a una temperatura de $769 \pm 8^\circ\text{C}$. Las concentraciones de H_2O (3.8-6.3 % en peso) y CO_2 (23-218 ppm) disuelto en las inclusiones en cristales de cuarzo de la SPB, junto con las características texturales de la asociación mineral de los productos juveniles de dicha secuencia, permiten plantear que el magma de la SPB fue producido por la extracción de líquido residual a partir de un *mush* cristalino de composición cuarzofeldespática, localizado a profundidades de entre 2.8 y 9.1 km (88-209 MPa). Además, el gran tamaño (hasta 3 mm) de algunos cristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa con rasgos de desequilibrio, así como su textura glomeroporfídica, sugieren que éstos representan partes incorporadas de dicho *mush* (antecristales). La extracción del fundido probablemente fue disparado por la llegada de un magma relativamente más caliente en la base del *mush*.

Las riolitas de alto Ba, por su parte, pudieron ser originadas a partir de una andesita basáltica que experimentó entre un 40 y 65 % de cristalización fraccionada de plagioclasa (55%), clinopiroxeno (20%), olivino (5%), ortopiroxeno (5%), anfíbol (5%) y óxidos de Fe-Ti (5%), de manera simultánea con la asimilación de rocas intrusivas cuarzomonzoníticas y/o areniscas.

ABSTRACT

During the late Pleistocene, Guangoche volcano located in the Los Azufres Volcanic Field (LAVF), Michoacán, in the Trans-Mexican Volcanic Belt, recorded several explosive eruptions and minor effusive events of rhyolitic composition (76.07 ± 0.88 wt. % SiO_2). Three of these events were Subplinian-Plinian type and represent the most recent activity at the LAVF. The magmatism in this field started since 1.5 Ma with the emission of basaltic andesites, andesites, dacites, and rhyolites. Two groups of rhyolitic magmas with contrasting contents in Ba were recognized (high Ba: 890-490 ppm and low Ba: 158-70 ppm), the latter typical of Guangoche volcano. In this work intensive variables were investigated (temperature, oxidation state, volatile contents, and storage pressure) for the magma that produced one of the largest Plinian eruptions that took place ca. 29,000 yrs BP at Guangoche volcano (White Pyroclastic Sequence; WPS), in order to determine characteristics and evolution of the magmatic system. Additionally, it is discussed the genesis of the rhyolitic magmas of the LAVF and Guangoche volcano.

Petrologic data, combined with quartz-hosted melt inclusion results and water saturated experiments, suggest that before the WPS eruption (low-Ba rhyolite), the magma was stored between 2.8 and 3.9 km depth (~ 65 -90 MPa) at a temperature of $769 \pm 8^\circ\text{C}$, and had a mineral assemblage of biotite, Fe-Ti oxides, amphibole, sanidine, and quartz (~ 14 % vol.) in a rhyolitic melt (77.3 wt. % in SiO_2). On other hand, H_2O (3.6-6.3 wt. %) and CO_2 (24-203 ppm) contents of melt inclusions, and the textural characteristics of the mineral assemblage of the juvenile products, suggest that the WPS magma was produced by the extraction of residual melt from a quartzo-feldspathic crystal-mush, located between 2.8 and 9.1 km depth (88-209 MPa). Furthermore, the presence of large sanidine, quartz, plagioclase, and amphibole phenocrysts, and the glomeroporphyritic textures, suggest that these phenocrysts were assimilated from such crystal-mush during melt extraction, triggered by the arrival of a relatively hotter magma at the base of the mush, which eventually reheated it and melted it, generating the WPS magma.

The high-Ba rhyolites, on the other hand, could be originated by an AFC process, from a basaltic andesite that underwent fractional crystallization (40-65 %) of plagioclase (55%), clinopyroxene (20%), olivine (5%), orthopyroxene (5%), amphibole (5%) and Fe-Ti oxides (5%), and the assimilation of quartz-monzonite rocks and/or sandstones.

CAPÍTULO 1



INTRODUCCIÓN

...primero se formaron la tierra, las montañas y los valles;
se dividieron las corrientes de agua, los arroyos se fueron
corriendo libremente entre los cerros y las aguas
quedaron separadas cuando aparecieron las montañas...

Popol Vuh

¹ Domo riolítico del volcán Guangoche. Fotografía tomada con vista hacia el norte.

1.1.- INTRODUCCIÓN

Los magmas riolíticos son magmas evolucionados que se caracterizan por tener elevados contenidos en sílice, aluminio y álcalis, así como por bajos contenidos en magnesio y fierro (Rogers y Hawkesworth, 2000). Típicamente presentan temperaturas de entre 700 y 1,000°C, son altamente viscosos (10^7 - 10^{10} poise; considerando una composición libre de volátiles) y contienen altas concentraciones de H₂O (>7 % en peso) y bajas de CO₂ con valores típicos <200 ppm (Johnson *et al.*, 1994; Blatt y Tracy, 1999; Wallace *et al.*, 2000). Este tipo de magmatismo comúnmente está asociado a erupciones efusivas con la formación de domos de lava (p.ej. Siebe y Verma, 1988; Befus *et al.*, 2014; Befus y Gardner, 2016) o a erupciones altamente explosivas con la creación de estructuras caldéricas y la emisión de ignimbritas y depósitos de caída de gran volumen (p.ej. Hildreth, 1979; Chesner *et al.*, 1991; Allan *et al.*, 2013; Befus y Gardner, 2016; Sosa-Ceballos *et al.*, 2018). No obstante, aunque en menor medida, también puede manifestarse a través de erupciones Subplinianas-Plinianas de magnitud moderada (~VEI 4) (p.ej. Lara, 2009; Castro *et al.*, 2013; Rueda *et al.*, 2013). El estudio de los magmas riolíticos, específicamente los emitidos por este último tipo de erupciones, es importante, ya que se ha observado en erupciones recientes (p.ej. volcanes Chaitén y Cordón Caulle, Chile) que a pesar de la alta viscosidad que los caracteriza, éstos pueden llegar a ser lo suficientemente móviles como para ascender desde su reservorio a la superficie a tasas muy altas (con velocidades del orden de 1 m/s en comparación con erupciones explosivas asociadas a magmas intermedios, los cuales tienen tasas de ascenso con velocidades de algunos cm/s; Rutherford, 2008; Castro y Dingwell, 2009), generando erupciones explosivas; aunque esto puede tener lugar siempre y cuando dicho reservorio se encuentre sepultado en la corteza terrestre a no más de 10 km de profundidad (Castro y Dingwell, 2009; Castro *et al.*, 2013). Las características anteriores dan como resultado erupciones explosivas precedidas por actividad precursora con poca duración (~24-48 hrs; p.ej. Castro y Dingwell, 2009; Castro *et al.*, 2013), lo que dificulta los esfuerzos para mitigar riesgos ante una posible erupción (Castro *et al.*, 2013).

Dos de los aspectos más importantes a estudiar en los magmas riolíticos son: 1) Los procesos petrogenéticos involucrados en su origen y ascenso a través de la corteza terrestre; 2) las condiciones fisicoquímicas que presentaba el magma antes de su expulsión a la superficie (condiciones pre eruptivas) a través de erupciones volcánicas. La generación de magmas riolíticos puede deberse generalmente a procesos petrogenéticos como cristalización fraccionada a partir de magmas basálticos, cristalización fraccionada combinada con asimilación

cortical (AFC; *Assimilation Fractional Crystallization*, por sus siglas en inglés), fusión parcial de la corteza continental y la extracción de magmas residuales a partir de un *mush* cristalino² de composición intermedia (p.ej. MacDonald *et al.*, 1987; Conrad *et al.*, 1988; McCulloch *et al.*, 1994; Riley *et al.*, 2001; Bachmann y Bergantz, 2004; 2008; Allan *et al.*, 2013). Estos procesos se pueden dilucidar a partir del comportamiento distintivo que presentan los elementos traza y tierras raras (Rollinson, 1993), y mediante las concentraciones de los isótopos radiogénicos, tales como Sr, Nd y Pb, los cuales al no sufrir eventos de fraccionamiento químico, brindan información sobre la fuente a partir de la cual pudieron haber sido extraídos los magmas (Faure, 1986). Adicionalmente, las características texturales de las rocas, ayudan a conocer la historia de enfriamiento, así como las tasas de ascenso y descompresión del magma (p.ej. Blundy y Cashman, 2001).

Por otro lado, las condiciones pre eruptivas son una serie de parámetros que describen las características fisicoquímicas que presentaba el magma antes de hacer erupción, y cuyos valores no dependen de la cantidad de magma en el sistema (variables intensivas). Estos parámetros incluyen a la temperatura, presión, estado de oxidación, concentración de volátiles, cristalinidad y composición del fundido (Blundy y Cashman, 2008), y su estudio puede ayudar a determinar aspectos importantes como la viscosidad y densidad de los magmas (variables importantes que influyen en el comportamiento eruptivo que puede presentar un volcán), las características de un sistema magmático (ubicación y dimensiones del reservorio, composición, mineralogía y temperatura del magma), así como los cambios en la profundidad que éste puede llegar a presentar (p.ej. Gardner *et al.*, 1995; Cottrell *et al.*, 1999; Arce *et al.*, 2006; 2013; Andújar y Scaillet, 2012; Andújar *et al.*, 2013; Cadoux *et al.*, 2014; Macías *et al.*, 2017). La presión, temperatura y estado de oxidación se pueden determinar con la composición química de las fases (minerales y vidrio) coexistentes en los magmas, empleando los denominados geotermobarómetros (p.ej. Andersen y Lindsley, 1988; Holland y Blundy, 1994; Putirka, 2008; Ghiorso y Evans, 2008). La concentración y composición de las especies volátiles se puede calcular con el análisis de inclusiones vítreas contenidas en los fenocristales (feldespatos, cuarzos, anfíboles, olivinos y/o piroxenos) presentes en los magmas (p.ej. Wallace *et al.*, 1999; Befus y Gardner, 2016). Mientras que el grado de cristalización se puede establecer mediante un análisis modal (Blundy y Cashman, 2008). Adicionalmente, la presión, temperatura,

² Reservorio que comprende una red de cristales (con 45-70 % de cristalinidad) que es porosa y permeable, con presencia de fundido entre los poros (Jackson *et al.*, 2018).

contenido de volátiles pre eruptivos y composición del fundido también se pueden obtener mediante aproximaciones o simulaciones experimentales del sistema magmático, a partir de la recreación de las fases minerales presentes en las muestras naturales (p.ej. Gardner *et al.*, 1995; Cottrell *et al.*, 1999; Izbekov *et al.*, 2004; Costa *et al.*, 2004; Arce *et al.*, 2006; Cadoux *et al.*, 2014; Castro *et al.*, 2013; Macías *et al.*, 2017).

Con lo anterior es posible refinar estudios geofísicos (sísmicos y potenciales), y modelar el sistema magmático para conocer su evolución en el tiempo y espacio, integrando información de monitoreo y estudios petrológicos en volcanes activos (p.ej. Blundy *et al.*, 2006; Castro *et al.*, 2013), con el fin de entender el comportamiento de un volcán para mitigar riesgos.

1.1.1.- El volcán Guangoche como caso de estudio

El volcán Guangoche se localiza en el centro de México, dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), y ha tenido intensa actividad volcánica explosiva y efusiva de composición riolítica en los últimos ~31 ka (Rangel, 2013). En particular, la actividad explosiva del volcán Guangoche está representada por cinco secuencias piroclásticas, tres de ellas originadas por erupciones de tipo subPliniano-Pliniano. En este trabajo se estudia la denominada Secuencia Piroclástica Blanca (SPB), que representa una de las erupciones más grandes ocurridas en el volcán Guangoche hace ~29 ka (Rangel, 2013). Dicha secuencia, al igual que otros productos del volcán, ofrecen una oportunidad para estudiar a detalle los magmas de composición riolítica con la ayuda de análisis petrográficos, químicos, mineralógicos, isotópicos, de inclusiones vítreas y de petrología experimental, para así poder generar un modelo del sistema magmático del volcán, además de establecer los mecanismos de evolución que dieron origen a sus magmas riolíticos.

1.2.- OBJETIVOS

1.2.1.- Objetivo general

Establecer el origen y la evolución de los magmas riolíticos del volcán Guangoche y generar un modelo del sistema magmático para la erupción que generó a la SPB.

1.2.2.- Objetivos particulares

1. Caracterizar petrográficamente y químicamente a los magmas del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) y volcán Guangoche; lo último mediante el análisis de elementos mayores, traza e isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb en roca total.

2. Establecer los mecanismos de diferenciación magmática que dieron origen a los magmas riolíticos del CVLA y volcán Guangoche, a través de sus características petrográficas, concentración de elementos mayores, traza y tierras raras, relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, así como con la elaboración de modelos petrogenéticos.
3. Determinar la composición mineralógica de los productos juveniles de la erupción SPB.
4. Constreñir las condiciones pre eruptivas (presión, temperatura, estado de oxidación, contenido de H₂O y CO₂) a las que estuvo sujeto el magma que dio origen a la erupción de la SPB; mediante el análisis geotermométrico, de inclusiones vítreas y de experimentos de equilibrio de fases saturados en agua.
5. Proponer un modelo que explique el origen, evolución y condiciones bajo las cuales estuvo sujeto el magma de la SPB antes de la erupción.

1.3.- LOCALIZACIÓN

El volcán Guangoche se ubica en el extremo noreste del estado de Michoacán, aproximadamente a 17 km al noroeste de Ciudad Hidalgo, dentro del CVLA, hacia la porción suroeste (Figura 1). Tiene una altitud de 2,760 metros sobre el nivel del mar y su centro geográfico se sitúa en las coordenadas UTM 14Q 320,596 m E y 2, 182,010 m N. Se encuentra rodeado por varios poblados, los más importantes son: Ojo de Agua del Cuervo, Ojo de Agua de Bucio y Yerbabuena al norte; Cuchipitio, San Pedro Jácuaro, Rincón de Rubios y San Matías El Grande al este; y Huajúbaro, Cieneguillas y Zirándaro al oeste (Figura 1). Por su parte, el sistema hidrográfico que rodea al volcán está caracterizado por dos ríos perennes principales, El Arenal y San Pedro, que corren de forma general de norte a sur (Figura 1); así como por varias corrientes intermitentes.

Las principales vías de acceso al volcán son la autopista No.15D que va de Atlacomulco a Guadalajara, pasando al norte del CVLA, y la carretera federal No. 15 Toluca-Morelia, que pasa por el sur. Ambas carreteras están conectadas por la carretera Ciudad Hidalgo-Ucareo, que atraviesa al CVLA de norte a sur (Figura 1).

1.4.- ESTUDIOS PREVIOS

En México el magmatismo riolítico se encuentra expuesto principalmente en las provincias geológicas de la Sierra Madre Occidental y la FVTM. En esta última asociado principalmente a estructuras caldéricas (p.ej. Amazcala [Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001], Amealco

[Aguirre-Díaz, 1996; 2001], Huichapan [Aguirre-Díaz *et al.*, 1997; Verma, 2001a], Los Azufres [Gutiérrez y Aumento, 1982; Dobson y Mahood, 1985; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994, entre otros], Los Humeros [Ferriz y Mahood, 1987; Verma, 2000a], La Primavera [Mahood, 1981a y b; Mahood y Halliday, 1988], Aocolco [López-Hernández y Castillo-Hernández, 1997; Verma, 2001b]), domos de lava y depósitos de corrientes piroclásticas de densidad (p.ej. Grupo Guadalajara e ignimbritas San Gaspar [Gilbert *et al.*, 1985], volcán Las Navajas [Nelson y Hegre, 1990], domos la Magdalena [Harris, 1986; Lewis-Kenedi *et al.*, 2005, entre otros]), y cuyo origen ha sido atribuido a distintos procesos de diferenciación magmática, tales como fusión parcial de la corteza superior, AFC, cristalización fraccionada y mezcla inhomogénea de magmas o *mingling*.

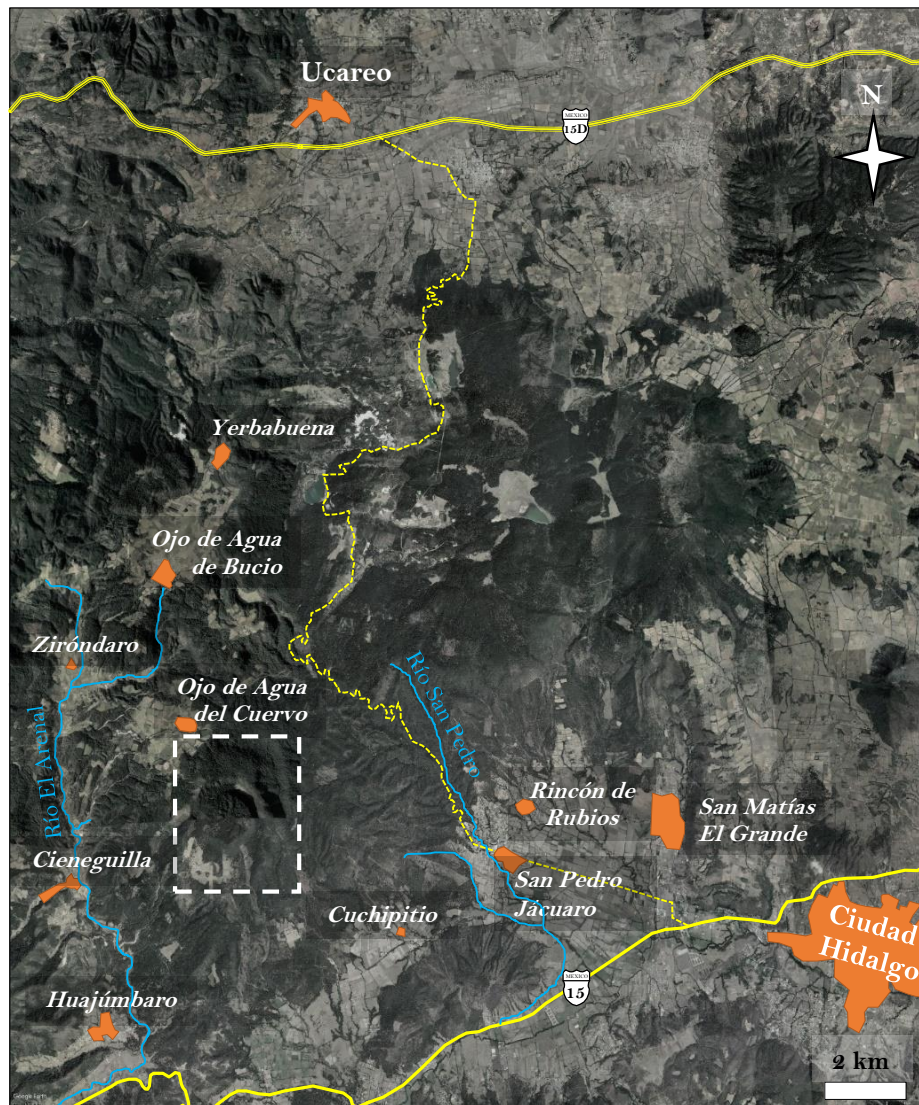


Figura 1. Imagen de satélite (Landsat) que muestra la localización del volcán Guangoche (enmarcado en un recuadro blanco) dentro del Campo Volcánico Los Azufres. La imagen fue obtenida de la página de internet del *Global Land Cover Facility* (<http://www.landcover.org/>).

Un caso particular de magmatismo riolítico dentro de la FVTM lo representa el CVLA, ubicado al NE del estado de Michoacán. La actividad volcánica en este campo inició hace 1.5 Ma, con la emisión de magmas de diversa composición desde andesitas basálticas a riolitas (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012). Estudios previos basados en el análisis petrográfico y geoquímico de elementos mayores realizado en roca total, han atribuido esta variación composicional a la diferenciación de magmas máficos en una cámara magmática, la cual es periódicamente reabastecida, propiciando a su vez procesos de mezcla de magmas, que dan lugar a magmas dacíticos (Cathelineau *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994). Por lo tanto, se ha establecido que los magmas máficos y riolíticos se encuentran relacionados genéticamente. No obstante, estudios más recientes (Rangel, 2013) han revelado que no todos los magmas riolíticos del CVLA pueden ser explicados a partir de este supuesto. Rangel (2013) determinó dos tipos de magmas riolíticos a partir de sus características geoquímicas, dividiéndolas en riolitas de alto Ba y riolitas de bajo Ba. Estas últimas se encuentran representadas por los depósitos piroclásticos y domos de lava asociados al volcán Guangoche y por algunas estructuras volcánicas del CVLA.

Es de interés el estudio de las riolitas de bajo Ba, ya que normalmente este elemento tiende a aumentar conforme aumenta el grado de evolución magmática (Kelleher y Cameron, 1990) y porque su origen no ha sido explicado de manera convincente; tal es el caso del Domo Cerro Pinto, ubicado en la cuenca de Serdán-Oriental, el cual presenta patrones de tierras raras relativamente planos, con una anomalía negativa muy pronunciada en Eu, así como un empobrecimiento en Ba (30-50 ppm) y Sr (21-22 ppm) (Ferriz y Mahood, 1986; 1987). Sumado a lo anterior, también hay pocos ejemplos de erupciones Subplinianas-Plinianas en la FVTM de composición riolítica (p.ej. Pómez Quetzalapa del Complejo Volcánico Las Cumbres con una edad de hace 20 ka [Rodríguez *et al.*, 2002] y Pómez Multicapas de hace ~31 ka proveniente del volcán Tláloc [Rueda *et al.*, 2013]), por lo que se tiene poca o nula información sobre su origen y las condiciones de su almacenamiento.

CAPÍTULO 2



1

CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

Si los volcanes están bien deshollinados arden sin erupciones, lenta y regularmente. Las erupciones de los volcanes son como el fuego de la chimenea. Evidentemente, en nuestra Tierra somos demasiado pequeños para deshollinar nuestros volcanes. Por eso nos dan tantos disgustos.

Antoine de Saint-Exupéry, *El Principito*

¹ Volcán dacítico El Mozo ubicado al norte del volcán Guangoche, dentro del Campo Volcánico Los Azufres. Fotografía tomada desde uno de los flancos occidentales de la mesa El Bosque.

2.1.- LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA

La FVTM es un arco volcánico continental activo desde el Mioceno Medio, generado por la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos por debajo de la placa continental Norteamericana, a lo largo de la Trincheras Mesoamericana (Figura 2); en donde la placa de Rivera se subduce con un ángulo de inclinación de 40° (Yang *et al.*, 2009) a una tasa de convergencia de ~ 30 mm/año, mientras que la placa de Cocos se subduce con ángulos de entre 35° , 15° y 0° , a velocidades de 50 a 90 mm/año (DeMets y Traylen, 2000; DeMets, 2001; Kim *et al.*, 2010; Pérez-Campos *et al.*, 2008).

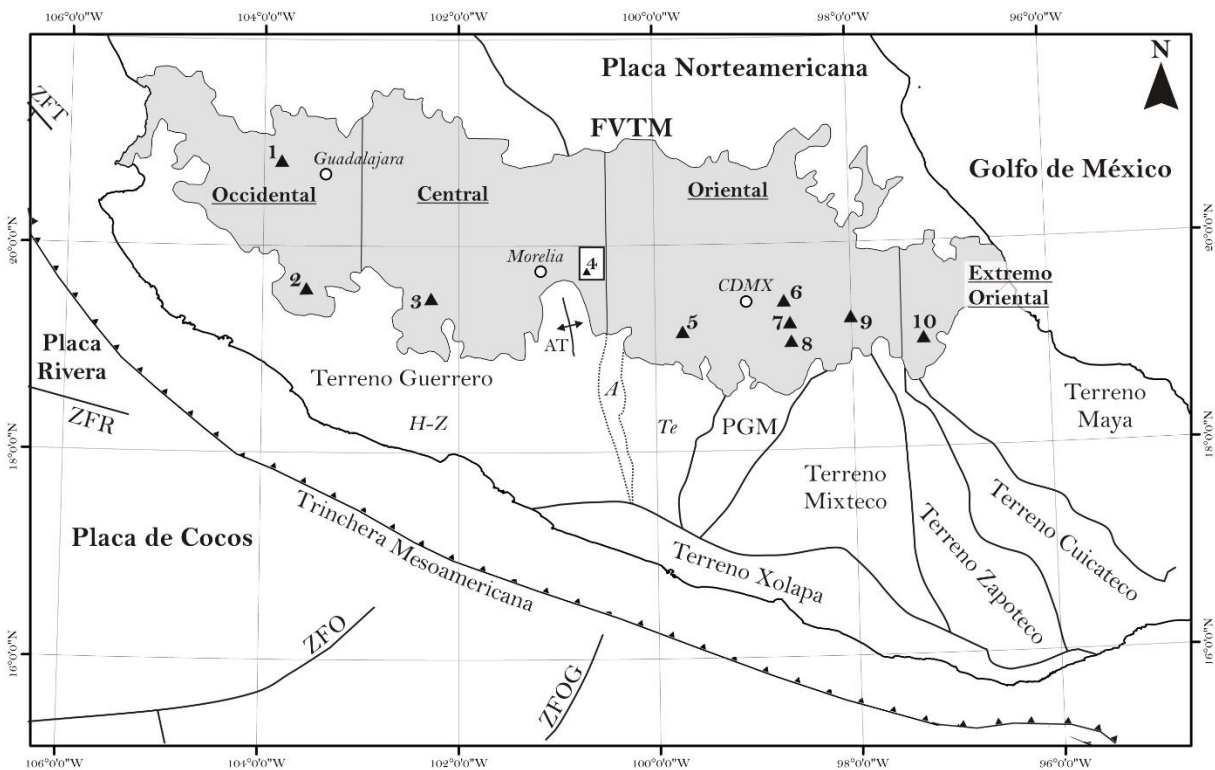


Figura 2. Contexto tectónico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) donde se observa su división y distribución a lo largo del centro de México. En el mapa se incluyen los diferentes terrenos tectonoestratigráficos que conforman el basamento de la FVTM, además de los subterrenos (H-Z= Huetamo-Zihuatanejo; A= Arcelia; T= Teloloapan) del Terreno Guerrero y la localización del anticlinal Tzitzio (AT). También se muestra la ubicación del Campo Volcánico Los Azufres (recuadro blanco), así como la localización de algunos de los estratovolcanes más importantes de la FVTM. 1= Tequila; 2= Colima; 3= Tancítaro; 4= Guangoche; 5= Nevado de Toluca; 6= Tlaloc; 7= Iztaccíhuatl; 8= Popocatepetl; 9= Malinche; 10= Pico de Orizaba. ZFT = Zona de fractura Tamayo; ZFR = Zona de fractura Rivera; ZFO = Zona de fractura Orozco; ZFOG = Zona de fractura O'Gorman. Modificado de Ferrari *et al.* (2012).

Este arco volcánico típicamente presenta una orientación oblicua con respecto a la trincheras formando un ángulo de $\sim 16^\circ$, por lo que se distribuye con una dirección preferencial E-O en su parte central y oriental, y ONO-ESE en su parte occidental a lo largo del centro de México,

extendiéndose casi por 1,000 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Figura 2). Asimismo tiene una anchura de entre 90 y 230 km y abarca un área de $\sim 160,000$ km² (Ferrari *et al.*, 2012). El vulcanismo en esta provincia incluye a más de 8,000 edificios volcánicos y algunos cuerpos intrusivos con composiciones químicas que van de máficas a silíceas y con afinidades calcoalcalinas (principalmente), toleíticas y alcalinas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Con base en diferencias en la geometría de subducción, espesor de la corteza continental y geología del basamento, Ferrari *et al.* (2012) dividieron a la FVTM en cuatro sectores (Figura 2). El sector occidental que abarca desde las costas del Pacífico hasta el punto triple formado por los grábenes de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala. Bajo este sector se subduce la placa de Rivera y la FVTM está emplazada sobre un basamento del Mesozoico, perteneciente a la parte occidental del terreno Guerrero (subterreno Huetamo-Zihuatanejo; Centeno-García *et al.*, 2008 y referencias ahí citadas), el cual a su vez, está intrusionado por batolitos del Cretácico Tardío-Paleoceno (Schaaf *et al.*, 1995) y está cubierto por ignimbritas silíceas del Oligoceno-Mioceno Temprano de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2012). El espesor de la corteza continental en este sector llega a tener entre 25 y 40 km (Ferrari *et al.*, 2012).

El sector central se extiende entre los meridianos 103°00' y 100°30' oeste, en donde se subduce la placa de Cocos, específicamente aquella parte que se encuentra al oeste de la fractura de Orozco. En este sector, la corteza tiene un espesor de entre 35 y 40 km y está constituido por un basamento Mesozoico, representado por la parte oriental del terreno Guerrero (subterrenos Huetamo-Zihuatanejo, Arcelia, y Teloloapan; Ortíz-Hernández *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009); el cual a su vez, está intrusionado por granitoides del Eoceno-Oligoceno y cubierto por lavas basálticas-riolíticas, así como por depósitos ignimbríticos del Eoceno-Mioceno Medio (Ferrari *et al.*, 2012).

El sector oriental (Long. O 100°30' - 97°30') se caracteriza por tener un espesor de la corteza de entre 45 y 50 km, así como un basamento conformado por rocas Precámbricas, Paleozoicas y Cretácicas pertenecientes a los terrenos Zapoteco, Mixteco y la Plataforma Guerrero-Morelos, respectivamente (Figura 2). En este sector en donde subduce la placa de Cocos entre las fracturas Orozco y O'Gorman (Ferrari *et al.*, 2012), el ángulo de subducción es subhorizontal cerca de la trinchera (15°) y plano hasta 200 km tierra adentro, donde después cambia

bruscamente de ángulo (inclinándose 75° aproximadamente) justo debajo del actual frente volcánico (Pérez-Campos *et al.*, 2008; Husker y Davis, 2009).

El sector extremo oriental comprende el este del meridiano $97^\circ 30'$ oeste, en donde se subduce la parte de la placa de Cocos que está entre la fractura O’Gorman y el *ridge* de Tehuantepec. El basamento que predomina en este sector corresponde al terreno Maya de edad Precámbrica (Mesoproterozoico) y el arco volcánico está emplazado sobre una corteza parcialmente adelgazada por la apertura del Golfo de México, por lo que esta última llega a tener espesores de entre 20 y 35 km (Ferrari *et al.*, 2012).

2.2.- EL CAMPO VOLCÁNICO LOS AZUFRES

El CVLA, que forma parte del sector central de la FVTM (Figura 2), es un centro silíceo del Pleistoceno Tardío ubicado aproximadamente a 340 km de la Trinchera Mesoamericana, dentro de una depresión semicircular (27 x 26 km) que probablemente representa los remanentes de una o varias calderas de colapso (caldera Los Azufres) del Mioceno Tardío-Plioceno (Ferrari *et al.*, 1991; Robin y Pradal, 1993; Ferrari *et al.*, 1993). Este campo está caracterizado por concentrar en un área de ~ 700 km² una considerable cantidad de productos efusivos y explosivos relacionados con vulcanismo félsico que coexisten en temporalidad con volúmenes menores de vulcanismo efusivo máfico e intermedio. Estudios previos relacionan a este magmatismo como parte del fenómeno de resurgencia y vulcanismo posterior a la caldera de Los Azufres (Pradal y Robin, 1985; Pradal, 1990). Sin embargo, estudios recientes (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) sugieren que el vulcanismo del campo es totalmente ajeno a la actividad de dicha caldera.

El campo se encuentra delimitado al oeste por la Sierra Mil Cumbres y la cuenca del Lago de Cuitzeo, al este por el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, al sur por el Complejo Volcánico Pucuató y la Sierra El Fraile y al norte por la Sierra Santa Inés (Figura 3). Asimismo, alberga al segundo campo geotérmico más importante de México (con una capacidad geotermoeléctrica instalada de 248 MWe; CeMIEGeo, 2018), el cual se encuentra en el centro del CVLA, en donde afloran domo riolíticos con edades de 1.23-0.23 Ma (Dobson y Mahood, 1985; Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012). Adicionalmente, se encuentra afectado por dos sistemas de fallas normales con dirección NE-SO y E-O; este último se considera activo y tiene expresión morfológica en todo el campo geotérmico, en donde se destacan las fallas Agua Fría y Marítaro (Arce *et al.*, 2012; Figura 3).

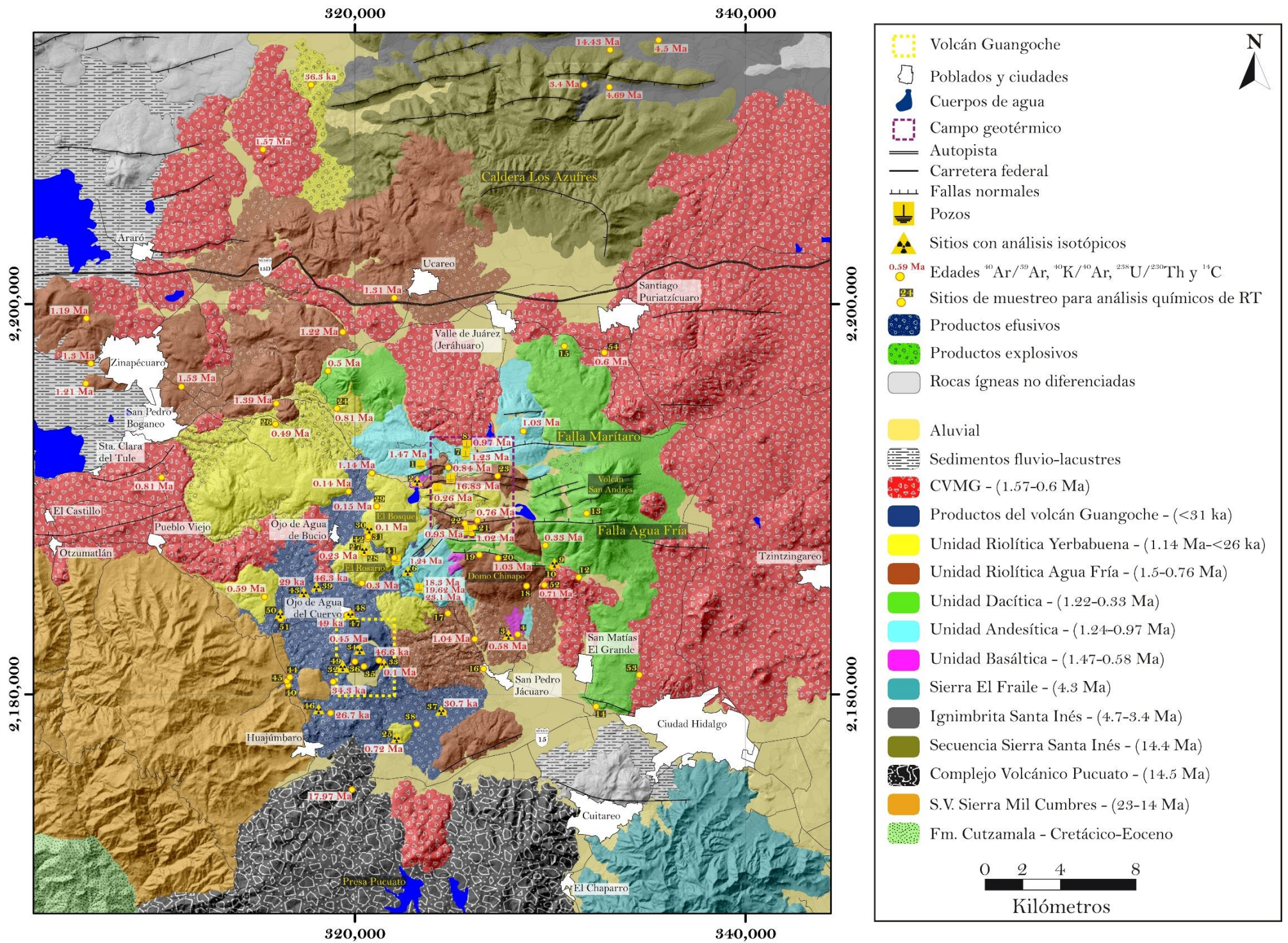


Figura 3. Mapa geológico del área del Campo Volcánico Los Azufres y sus alrededores. Modificado de Macías *et al.* (2008) y Rangel (2013). RT = roca total.

2.2.1.- Estratigrafía del CVLA

Basamento pre volcánico

- Complejo Arteaga (Flysch Patámbaro o Sucesión Metamórfica Tzitzio) - Triásico

Las rocas más antiguas sobre las cuales está construido el CVLA, afloran aproximadamente a 20 km al suroeste del volcán Guangoche, en el núcleo del anticlinal Tzitzio, el cual tiene un eje con orientación NNO-SSE (Figura 2). Estas rocas son de edad Triásica (257-202 Ma; Martini *et al.*, 2009; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007) y corresponden a una sucesión de lutitas y areniscas ricas en muscovita de grano medio a fino, con metamorfismo de bajo grado (Martini *et al.*, 2009). Las estructuras sedimentarias que presenta esta sucesión son características de depósitos turbidíticos distales (Centeno-García, 1994). Estas rocas recibieron el nombre de Flysch Patámbaro (Pasquaré *et al.*, 1991) y Sucesión Metamórfica Tzitzio (Martini *et al.*, 2009), no obstante, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) y Centeno-García *et al.* (1993, 2008) las correlacionaron con el Complejo Arteaga (Formación Varales), que incluye a una serie de rocas triásicas expuestas de manera dispersa a lo largo del subterreno Huetamo-Zihuatanejo (perteneciente al terreno Guerrero) y que son consideradas como el basamento de dicho subterreno.

- Formación Cutzamala – Cretácico Tardío-Paleógeno

Esta formación conforma los flancos del anticlinal Tzitzio, aflora aproximadamente a 14 km al suroeste del volcán Guangoche (Figura 3) y descansa de manera discordante sobre las metaturbiditas del Complejo Arteaga. Las rocas que conforman a esta formación constan de una sucesión espesa de depósitos continentales de color rojizo y con un tamaño de grano grueso a medio, que se desarrollaron en ambientes fluviales y planicies de inundación (Altamira-Areyán, 2002; Martini *et al.*, 2009). De manera general la formación está constituida por una sucesión de conglomerados, areniscas y lutitas, con algunas intercalaciones de flujos de lava de composición andesítica que se incrementan hacia la cima (Altamira-Areyán, 2002; Martini *et al.*, 2009). Un evento de acortamiento generado durante el depósito de la Formación Cutzamala, permitió dividir a dicha sucesión en una parte inferior plegada y en una parte superior no plegada. La parte superior está cortada por abundantes cuerpos intrusivos (relacionados con los plutones de la Huacana, San Jerónimo-Guayameo y Montecillos) que desarrollaron aureolas de metamorfismo (Martini *et al.*, 2009).

A pesar de que la edad de la Formación Cutzamala no está bien constreñida, a la parte inferior se le ha asignado una edad del Cretácico Tardío (Santoniano-Maastrichtiano) con base en asociaciones palinológicas, fósiles de dinosaurio y edades isotópicas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de flujos de lava y clastos volcánicos (Altamira-Areyán, 2002; Benammi *et al.*, 2005; Martini *et al.*, 2009). Para la parte superior no hay información disponible de la edad, pero considerando que ésta se encuentra afectada por abundantes cuerpos intrusivos del Eoceno Medio-Tardío y que la edad más joven para la parte inferior es del Maastrichtiano, se sugiere una edad del Paleoceno-Eoceno Temprano (Martini *et al.*, 2009).

Las rocas de la Formación Cutzamala han sido descritas con el nombre de Grupo Balsas, secuencias molásicas, Grupo Galeana y Formación Tzitzio (Pantoja-Alor, 1959; Fries, 1960; De Cserna *et al.*, 1978; Campa y Ramírez, 1979; Pasquaré *et al.*, 1991).

Basamento volcánico

- Sucesión Volcánica Sierra Mil Cumbres – (23-14 Ma)

La Sucesión Volcánica Sierra Mil Cumbres aflora aproximadamente 5 km al suroeste del volcán Guangoche, consta de rocas volcánicas del Mioceno Temprano-Medio que descansan discordantemente sobre el basamento pre volcánico del CVLA (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015) (Figura 3). Esta sierra ha sido descrita como un alto estructural (horst) con orientación ENE-OSO y está constituida por lavas máficas en su base, cubiertas por vulcanismo bimodal de tipo explosivo y efusivo hacia su cima. Este vulcanismo bimodal ha sido agrupado por Gómez-Vasconcelos *et al.* (2015) en cuatro estructuras: caldera de la Escalera (23-16.3 Ma), complejo volcánico Garnica (18.3-17.9 Ma), la caldera de Atécuaro (19.4-16.3 Ma) y el complejo volcánico Indaparapeo (17.5-14.1 Ma). Rocas de esta sucesión volcánica en el CVLA, fueron cortadas por pozos exploratorios (Figura 3; Anexo 1-Tabla 1) realizados por la CFE en los años 90s y de acuerdo a lo propuesto por Gómez-Vasconcelos *et al.* (2015) dichas rocas corresponden a los productos relacionados con el complejo volcánico Garnica.

La Sierra Mil Cumbres ha sido correlacionada con el Supergrupo Volcánico Superior perteneciente a la Sierra Madre Occidental (Pasquaré *et al.*, 1991); no obstante, otros autores consideran que representa el inicio del vulcanismo de la FVTM (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) o la transición entre las últimas etapas de la Sierra Madre Occidental y las primeras etapas de la FVTM (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015).

- Complejo Volcánico Pucuato (14.5 Ma)

El Complejo Volcánico Pucuato abarca un área de aproximadamente 100 km² y aflora a unos 5 km al sur del volcán Guangoche (Figura 3). Este complejo consiste de una brecha basal de composición andesítica, sobreyacida por dos ignimbritas (una soldada y la otra sin soldar) y un depósito de caída en la parte superior (Ferrari *et al.* 1991; Macías *et al.* 2008). Una muestra de la ignimbrita soldada fue fechada en 14.47 ± 0.54 Ma (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) (Anexo 1-Tabla 1).

La fuente que dio origen a esta secuencia no ha sido bien esclarecida y ha sido tema de debate (Robin y Pradal, 1993; Ferrari *et al.*, 1993); no obstante, se ha propuesto que puede estar relacionada a un colapso ocurrido durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano en el área de Los Azufres (Ferrari *et al.*, 1991), o que puede estar asociada con un posible colapso de aproximadamente 6 km de diámetro observado en los alrededores de la Presa Pucuato (Robin y Pradal, 1993).

- Secuencia Sierra Santa Inés (14.4 Ma) e Ignimbrita Santa Inés (4.7-3.4 Ma)

La Secuencia Sierra Santa Inés se ubica aproximadamente a 25 km al noreste del volcán Guangoche (Figura 3), entre los poblados de Ucareo y Tarandacuao. Está constituida por brechas e ignimbritas que están cubiertas por lavas de composición andesítica y dacítica fechadas en 14.5 ± 0.2 Ma (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) (Anexo 1-Tabla 1). Estas rocas pertenecen a un antiguo estratovolcán, el cual se encuentra afectado por fallas normales concéntricas que le dan una morfología semicircular (Garduño-Monroy, 1987) atribuida al colapso que originó a la caldera Los Azufres durante el Plioceno, hace aproximadamente 4.7-3.4 Ma (Pradal, 1990; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) (Anexo 1-Tabla 1). Los productos emitidos durante la formación de dicha caldera, están representados por la Ignimbrita Tarandacuao o Santa Inés (Pradal, 1990; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994), que se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas de la Sierra de Santa Inés distribuyéndose hacia el noreste de dicha sierra.

Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (1.57-0.6 Ma)

En los alrededores y dentro del CVLA, existen abundantes flujos de lava y conos cineríticos asociados con el vulcanismo monogenético del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. En general, estas rocas tienen composiciones andesítico basálticas y andesíticas (ver Capítulo 4,

Figura 17a; Anexo 1-Tabla 7) y están constituidas por cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino, este último mineral presente sólo en las rocas más máficas. Los productos pertenecientes a este campo y dentro del área de estudio, arrojaron edades de aproximadamente 1.6 a 0.6 Ma (Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) (Anexo 1-Tabla 1); sin embargo se han fechado rocas con edades de hasta 5 Ma en otras partes del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Guilbaud *et al.*, 2012; Kshirsagar *et al.*, 2015).

Vulcanismo del Campo Volcánico Los Azufres (~1.5 Ma - <26 ka)

El vulcanismo relacionado con el CVLA, se caracteriza por tener una amplia variación composicional (andesitas basálticas hasta riolitas) que comenzó con la emisión de magmas máficos hace ~1.5 Ma y culminó hace <26 ka con la emisión de magmas riolíticos provenientes del volcán Guangoche. Dicha diversidad química permitió que los productos del campo se agruparan en cuatro unidades: Unidad Basáltica, Andesítica, Dacítica y Riolítica (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012).

La Unidad Basáltica está representada por rocas de composición andesítico basáltica y traquiandesítico basáltica (ver Capítulo 4, Figura 17a; Anexo 1-Tabla 7) con un rango en edad de 1.47 a 0.58 Ma (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) (Anexo 1-Tabla 1). Estas rocas afloran de manera escasa en el CVLA, principalmente en los alrededores del domo riolítico El Chinapo, al sur del campo geotérmico (Figura 3). Asimismo, están presentes al oeste del campo geotérmico y a 505-510 m de profundidad en el pozo exploratorio AZ-54 (afloramiento #1; Figura 3) realizado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) (Macías *et al.*, 2008). De manera general, las rocas de la Unidad Basáltica tienen texturas porfídicas con fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno, inmersos en una matriz de plagioclasa con textura intersticial².

Las rocas de la Unidad Andesítica afloran al norte y al suroeste del campo geotérmico en donde forman varios flujos y conos de lava (Figura 3). Comúnmente presentan texturas afaníticas con escasos cristales de plagioclasa y ortopiroxeno, y se les ha asignado un rango de edad de 1.24 a 0.97 Ma (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) (Anexo 1-Tabla 1; Figura 3). Al igual que la Unidad Basáltica, estas rocas se han correlacionado a profundidad en varios pozos realizados por la CFE (AZ4, 7, 8, 9, 10, 13, 14, 15, 20, 28, 30, 32, 45, 50, 56, 58, 60, 61, 67, 69;

² Una descripción petrográfica más detallada de rocas representativas de cada unidad del CVLA se presenta en la sección de anexos (Anexo 2) de este trabajo.

la localización de algunos de estos pozos se puede observar en la figura 3; afloramientos #7 y #8) (Macías *et al.*, 2008).

La Unidad Dacítica consiste de varios conos y domos de lava, así como de un estratovolcán que conforma la cúspide más alta del CVLA (3,600 msnm; volcán San Andrés); afloran al este, sur y noroeste del campo geotérmico (Figura 3). Fechamientos isotópicos realizados por los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ han arrojado edades de entre 1.02 y 0.33 Ma (Dobson y Mahood, 1985; Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) (Anexo 1-Tabla 1; Figura 3). Por otro lado, las lavas del volcán San Andrés están constituidas por rocas porfídicas con cristales de plagioclasa, piroxeno (clino y ortopiroxeno), anfíbol, biotita, cuarzo y circón; en donde resalta la presencia de grandes fenocristales de plagioclasa (con ~4 mm de longitud) con rasgos de desequilibrio químico (textura de tamiz), así como de enclaves de composición andesítica (ver Capítulo 4, Figura 17a) que presentan vidrio vesicular intersticial.

La Unidad Riolítica se distribuye a lo largo del sector occidental y central del CVLA (Figura 3) y se divide en dos subunidades de acuerdo a su edad (Dobson y Mahood, 1985; Macías *et al.*, 2008). La subunidad Agua Fría (1.5-0.76 Ma; Anexo 1-Tabla 1) aflora al noroeste del CVLA y dentro del campo geotérmico, en donde está cortada por el sistema de fallas E-O (Figura 3) y se encuentra alterada por fluidos hidrotermales. Algunas rocas de esta subunidad tienen una textura porfídica y están constituidas por cristales de feldespato, cuarzo, anfíbol y biotita. Por su parte, la subunidad Yerbabuena (1.14 Ma a <26 ka; Anexo 1-Tabla 1) emplazada principalmente al suroeste del CVLA (Figura 3), está representada por flujos de lava con morfología de meseta, domos de lava y depósitos piroclásticos; en donde se incluyen a los productos del volcán Guangoche. En general, estas estructuras no se encuentran afectadas por fallas (Dobson y Mahood, 1985) y sus rocas tienen texturas porfídicas con cristales de feldespato (plagioclasa y sanidino), cuarzo, biotita, anfíbol y ortopiroxeno, encontrándose este último mineral solo en algunas estructuras.

2.2.2.- El volcán Guangoche

El Guangoche es un pequeño estratovolcán de composición riolítica. Consiste de un edificio conformado por intercalaciones de lavas y depósitos piroclásticos, el cual está afectado por un cráter con forma de herradura, con dimensiones de 1.6 x 2.5 km de diámetro (Figura 4). La geometría de dicho cráter ha sido atribuida al colapso del flanco sur del volcán, ocasionado posiblemente por la intensa alteración hidrotermal que presentaba el edificio y por la actividad

tectónica de la zona (Rangel, 2013). Asimismo, el cráter alberga a un domo de lava de composición riolítica de 1.5 x 1.6 km de diámetro (Figura 4) y un volumen de 0.31 km³, que representa el último evento eruptivo ocurrido en el volcán Guangoche (Rangel, 2013). Fragmentos de lava pertenecientes al domo y al edificio afectado por el cráter, fueron fechados por ⁴⁰Ar/³⁹Ar en 0.45 ± 0.08 Ma y 0.10 ± 0.06 Ma, respectivamente (Anexo 1-Tabla 1), mientras que edades obtenidas en cristales de circón (por medio del método ²³⁸U /²³⁰Th) incluidos en las rocas del domo, arrojaron un rango de edad mínima de cristalización que se encuentra entre $153^{+17.4}_{-15.0}$ ka y $46.6^{+1.8}_{-2.7}$ ka (Salinas-Montoya, 2017) (Anexo 1-Tabla 1; Figura 3).



Figura 4. Vista panorámica del perfil oeste del volcán Guangoche.

La actividad del sistema magmático del volcán pudo haber iniciado hace aproximadamente 250 ka, con base en fechamientos ²³⁸U /²³⁰Th realizados en cristales de circón de las últimas cuatro erupciones del Guangoche (Salinas-Montoya, 2017), mientras que los productos relacionados con el volcán sugieren que actividad explosiva y en menor medida efusiva, ha tenido lugar en los últimos 31 ka (Arce *et al.*, 2012; Rangel, 2013) (Anexo 1-Tabla 1). En este periodo de tiempo, el Guangoche experimentó al menos 2 eventos efusivos, así como 5 eventos explosivos; estos últimos caracterizados por el desarrollo y colapso de columnas eruptivas de tipo Pliniano-subPliniano (generando corrientes piroclásticas de densidad y depósitos de caída), y por eventos de destrucción de domo (depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza).

Dentro de estos eventos se incluyen en orden cronológico a las secuencias piroclásticas Cuchipitio (30.65 ± 0.16 ka), Blanca (29.03 ± 0.16 ka), Agua Blanca (26.7 ± 0.45 ka), Ocre y Multicapas (Rangel, 2013) (Figuras 5a y 3; Anexo 1-Tabla 1). No ha sido posible establecer la edad de las últimas dos erupciones, sin embargo, fechamientos realizados en cristales de circón sugieren edades mínimas de cristalización de $49^{+3.2}_{-5.2}$ ka y $34.3^{+4.8}_{-5.0}$ ka para las secuencias piroclásticas Ocre y Multicapas, respectivamente (Salinas-Montoya, 2017) (Anexo 1-Tabla 1; Figura 3).

Secuencia Piroclástica Blanca

Esta secuencia es producto de la erupción más grande (VEI 5) ocurrida en el volcán Guangoche, que tuvo lugar hace 29.03 ± 0.16 ka. La secuencia está constituida de la base a la cima por varias capas de depósitos de corrientes piroclásticas de densidad diluidas, originadas por actividad freatomagmática (Figura 5b), sobreyacidas por un depósito de caída de pómez, el cual a su vez está cubierto por tres depósitos de corrientes piroclásticas de densidad concentradas, ricos en pómez (Arce *et al.*, 2012) (Figura 5b). En general, los depósitos están compuestos por clastos de pómez blanca y bandeada, cristales sueltos de cuarzo > biotita > feldespatos >> anfíbol, así como por fragmentos líticos accidentales y accesorios.

El depósito de caída de pómez fue originado por una erupción Pliniana, la cual desarrolló una columna eruptiva sostenida y estable de ~ 22 km de altura, que dispersó el material piroclástico al este del volcán, cubriendo un área de 178 km² dentro de la isopaca de 15 cm. Durante la erupción se arrojaron 0.53 km³ de magma (1.26 km³ de tefra) con una tasa de emisión de 7.0×10^7 kg/s durante aproximadamente 5 horas. El colapso de la columna eruptiva ocasionó el emplazamiento hacia el noreste y norte del volcán, de las tres corrientes piroclásticas de densidad (Rangel, 2013).

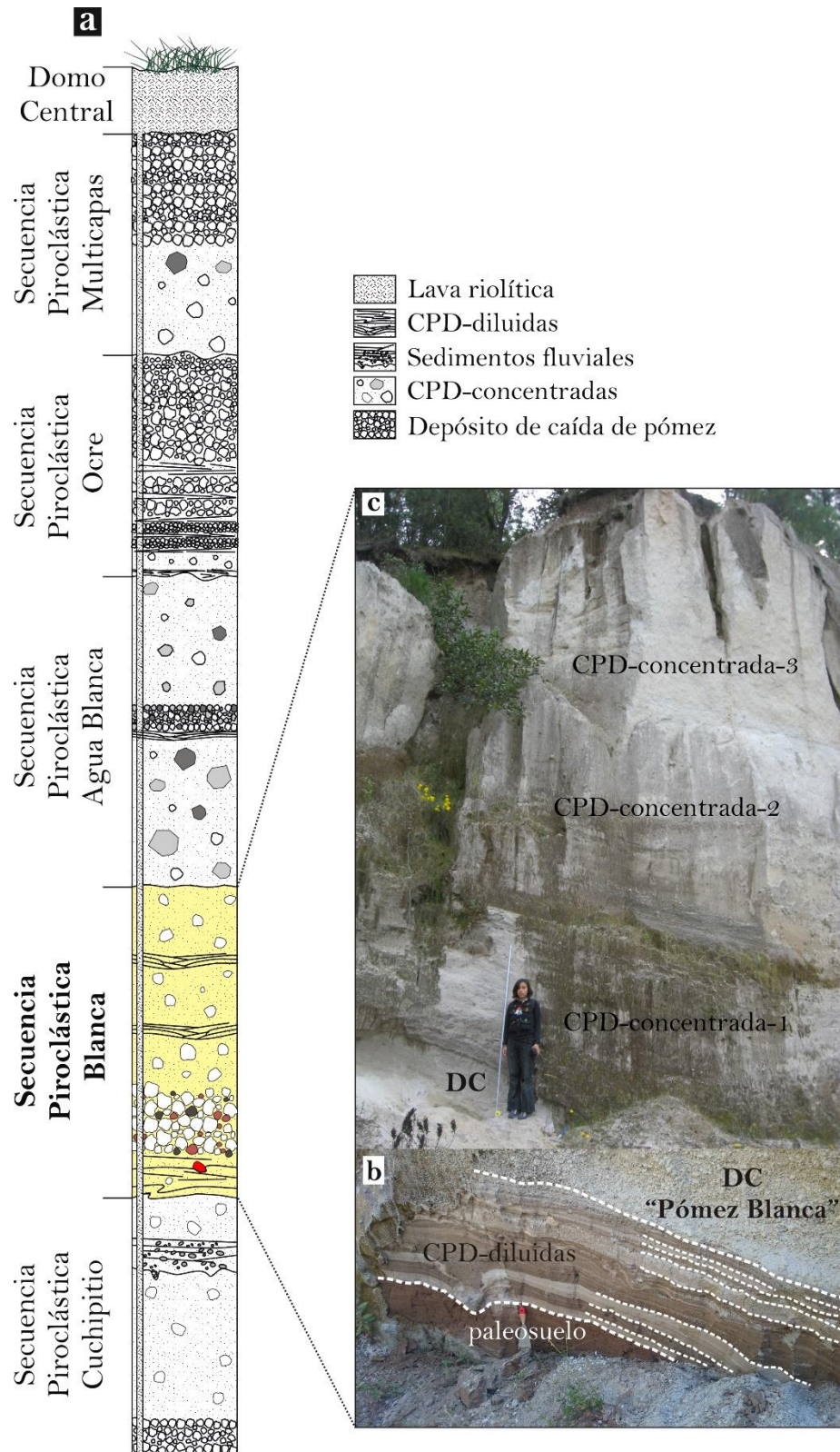


Figura 5. a) Columna estratigráfica compuesta de los productos emitidos por el volcán Guangoche en los últimos ~31 ka. b-c) Afloramientos (#32 y #39; Figura 3) de los depósitos que conforman a la Secuencia Piroclástica Blanca. DC = Depósito de caída; CPD = Corrientes piroclásticas de densidad.

CAPÍTULO 3



1

METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

En su origen las montañas tenían grandes alas. Volaban por el cielo y se posaban en la tierra, a su capricho. Entonces la tierra temblaba y vacilaba. Indra cortó las alas a las montañas. Fijó a las montañas a tierra para estabilizarla. Las alas se convirtieron en nubes. A partir de entonces las nubes se recogen en torno a las cimas.

Roberto Calasso, *La ruina de Kasch*

¹ Río El Arenal que corre con una dirección norte-sur a lo largo de la porción occidente del Campo Volcánico Los Azufres.

En este capítulo se describen de manera detallada las diversas metodologías y técnicas analíticas que se utilizaron para alcanzar los objetivos planteados en el presente trabajo.

3.1.- METODOLOGÍA

3.1.1.- Trabajo de campo

Tomando como base los mapas geológicos y estudios previos sobre el CVLA (p.ej. Dobson y Mahood, 1985; Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012; Rangel, 2013) y con el fin de establecer si los productos del volcán Guangoche tienen una relación genética con las rocas menos evolucionadas del CVLA, el objetivo principal de las campañas de campo consistió en el muestreo de los diferentes depósitos provenientes del volcán Guangoche, así como de algunas estructuras (domos, mesas y flujos de lava) pertenecientes al CVLA.

Las muestras de las diferentes estructuras abarcan toda la gama composicional presente en el campo, pero se excluyeron aquellas cercanas a la zona geotérmica debido al alto grado de alteración hidrotermal que éstas presentan. Las muestras se obtuvieron con un marro de acero, seleccionando aquellas con el aspecto más fresco y con la menor evidencia de alteración hidrotermal o intemperismo. Todos los especímenes fueron descostrados, con el fin de eliminar la capa superficial de alteración. Asimismo, se colectaron de 3 a 5 kg de roca por estructura muestreada.

Por otra parte, las muestras de los depósitos piroclásticos consistieron en clastos de pómez que fueron muestreados a partir de columnas estratigráficas bien documentadas. Cabe mencionar que debido a que este trabajo se enfoca principalmente en la SPB, el muestreo en esta fue más detallado, por lo que se colectaron clastos de pómez blanca, clastos de pómez bandeada y muestra total del depósito. Dichas muestras fueron tomadas de la parte media-inferior del depósito de caída perteneciente a la SPB, a partir de una columna estratigráfica ubicada a una distancia de ~4.3 km al noroeste del volcán Guangoche (afloramiento #39; Figura 3), siendo esta la más representativa de la SPB.

La ubicación de los sitios muestreados se presenta en la Figura 3.

3.1.2.- Trabajo de laboratorio

Con el material colectado durante el trabajo de campo se realizaron diferentes análisis de laboratorio: petrográficos, químicos de roca total, isotópicos de Sr, Nd y Pb, microsonda electrónica, geotermométricos, inclusiones vítreas y petrología experimental. A partir de

algunos clastos de pómez blanca de la SPB, se realizaron concentrados de cristales de óxido de Fe-Ti, anfíbol y cuarzo, los cuales fueron destinados para análisis de microsonda electrónica y de inclusiones vítreas, respectivamente. Para esto se trituraron varios clastos de pómez en un mortero de ágata. La separación de los óxidos de Fe-Ti se realizó primero con la ayuda de un imán, mientras que una selección más detallada fue realizada manualmente con un microscopio estereoscópico; este último procedimiento también fue utilizado para separar a los cristales de anfíbol y cuarzo. Posteriormente, los minerales separados se montaron en un portaobjetos, se cubrieron con resina epóxica, y se procedió a realizar una sección pulida.

Análisis petrográficos

La caracterización textural y mineralógica de los fragmentos juveniles pertenecientes a la SPB del volcán Guangoche y de las muestras de lava de las estructuras del CVLA², se llevó a cabo mediante el análisis petrográfico de 30 secciones pulidas, de las cuales 7 corresponden a clastos de pómez blanca, 10 a clastos de pómez bandeada y 13 a fragmentos de lava. Cinco secciones pulidas de clastos de pómez blanca fueron seleccionadas para el análisis modal, utilizando un contador de puntos manual acoplado a la platina de un microscopio petrográfico. Para estos análisis se contabilizaron entre 200 y 300 puntos (Tabla I), con una distancia entre puntos de 2 mm, que corresponde al tamaño del cristal más grande observado en las secciones analizadas (Van der Plas y Tobi, 1965); se consideraron fenocristales y microfenocristales, así como vidrio de la matriz y vesículas (Tabla I). El número de puntos contados en este estudio corresponde a una desviación estándar ($\pm 2\sigma$) de entre ~ 0.1 y 6.5 % (Van der Plas y Tobi, 1965) (Tabla I).

Tabla I. Resultados de los análisis modales efectuados en los clastos de pómez blanca de la SPB.

	PB-1	PB-2	PB-3	PB-4	PB-5	Promedio		SD
	np					% modal	$\pm 2\sigma$	
Vidrio	128	113	80	142	104	113.4	48.8	6.5
Vesículas	51	91	99	107	83	86.2	37.3	6.4
Cuarzo	19	21	10	15	15	16.0	7.0	3.5
Sanidino	5	5	6	12	7	7.0	3.0	2
Plagioclasa	7	3	6	12	3	6.2	2.6	2
Biotita	3	0	3	3	2	2.2	1.0	1
Oxidos de Fe-Ti	2	0	1	1	0	0.8	0.4	0.4
Minerales acc.	0	0	0	1	0	0.2	0.1	0.1
Total	215	233	205	293	214	232		

np = número de puntos contados; SD = desviación estándar.

² La descripción petrográfica de las muestras de lava del CVLA, se presenta en el Anexo 2 de este trabajo.

Análisis químicos de roca total y análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb

La concentración de los elementos mayores, traza y tierras raras, así como las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las muestras de lava de las estructuras del CVLA y de los clastos de pómez de los productos del volcán Guangoche, fueron obtenidas con las técnicas analíticas de fluorescencia de rayos X (FRX), espectrometría de masas con plasma inductivamente acopado (ICP-MS) y espectrometría de masas con fuente iónica térmica (TIMS). En total se realizaron 13 análisis químicos de roca total, así como 18 análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb (Anexo 1-Tablas 7 y 8). Para este tipo de análisis, las muestras fueron trituradas y pulverizadas en el taller de molienda del Instituto de Geología, UNAM. Para la trituración se utilizó una prensa hidráulica para obtener fragmentos <5 cm. Posteriormente los fragmentos más frescos y sin evidencia de xenocristales o enclaves, fueron seleccionados manualmente y lavados con un cepillo de cerdas de plástico y agua destilada. Finalmente, se pusieron a secar a temperatura ambiente, quedando listos para el proceso de pulverizado. Para este último se utilizó un molino vibratorio Herzog-HSM100 con discos de acero. El polvo obtenido de cada muestra fue homogenizado y cuarteado con el objetivo de obtener alícuotas representativas de la muestra original, en donde ~ 20 gr y ~ 5 gr de polvo fueron destinados para los análisis químicos de roca total por FRX e ICP-MS, respectivamente; mientras que ~ 200 mg fueron destinados para los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb.

Para el análisis de elementos mayores por FRX, se utilizaron tabletas de muestra fundida que fueron elaboradas calentado a $1,100^{\circ}\text{C}$ y enfriando una mezcla que incluye 1 gr de muestra en polvo, 4.5 gr de LiBO_2 y 4.5 gr de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995). Por su parte, la medición de las concentraciones se realizó siguiendo la metodología descrita por Lozano-Santa Cruz y Bernal (2005) y utilizando un espectrómetro secuencial de rayos X Rigaku ZSX Primus II, previamente calibrado con Muestras Internacionales de Referencia Geoquímica. Ambos procedimientos se realizaron en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, UNAM, en el Instituto de Geología.

La preparación y medición de las muestras para la determinación de la concentración de los elementos traza y tierras raras por ICP-MS, se realizó por el personal del Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM en Juriquilla, Querétaro, siguiendo la metodología descrita en Mori *et al.* (2007). Las muestras previamente digeridas en una serie de ácidos (HF , 8N HNO_3 , 16N HNO_3 , 8N HNO_3), fueron diluidas en una solución estándar de preparación interna que contiene 0.2N HNO_3 , 10 partes por billón (ppb) de Ge, 5 ppb de In, 5

partes por millón (ppm) de Tm, y 5 ppb de Bi, con el fin de proveer las concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento y para obtener la señal necesaria para adquirir datos de alta precisión (Mori, 2007). Las concentraciones de elementos traza y tierras raras se midieron con un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción, modelo Thermo Series XII.

Las muestras para los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb fueron preparadas en el laboratorio de química ultra pura del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM, en donde el objetivo principal fue el de separar químicamente a los elementos de interés de la muestra. Para esto, los polvos de las muestras previamente pesados (100-150 mg) y colocados en viales de teflón, fueron sometidos a procesos de lixiviado (con el fin de remover el Pb del ambiente) y digestión en ácidos. Para el lixiviado se añadieron a los viales ~10 ml de 6N HCl y se colocaron sobre una parrilla a una temperatura de entre 90 y 100°C por una hora. Pasado este tiempo, el HCl fue decantado y enjuagado con agua MilliQ. Todo el proceso se repitió una vez más. El proceso de digestión se realizó agregando ~1 ml de 16N HNO₃ y ~5 ml de HF, y calentando en una parrilla a 90 – 100°C por dos días. Después se secaron las muestras por completo. Al residuo seco se le agregaron ~5 ml de 6N HCl, que posteriormente fueron evaporados en una parrilla. Este último procedimiento se repitió con ~3 y 0.5 ml de 1N HBr.

Posteriormente, se procedió a realizar la separación de los elementos. El Pb se separó en pequeñas columnas de intercambio iónico de teflón, rellenas con resina aniónica (Figura 6a), y haciendo pasar a través de ellas 300 µl-1200 µl 1N HBr y 300 µl 2N HCl, y se colectó en un vial con 1.5 ml de 6N HCl. El Sr y las tierras raras por su parte, fueron separados en columnas de intercambio iónico hechas de vidrio de cuarzo, rellenas con resina catiónica (Figura 6b) y haciendo pasar a través de ellas 160 ml de 2N HCl, así como cantidades variables (10, 15, 10, 25 ml) de 6N HCl. El Sr se recuperó en solución cuando 15 ml de 6N HCl pasaron a través de las columnas, mientras que la solución con tierras raras se recuperó cuando pasaron los 25 ml de 6N HCl. Finalmente, a partir de la solución que contiene a las tierras raras, se separó el Nd a través de columnas pequeñas de intercambio iónico de vidrio de cuarzo rellenas con una resina de polvo de teflón revestido con ácido bis-etilhexil fosfórico (Figura 6c) y agregando a éstas, cantidades variables de 0.18N HCl y 0.4N HCl.

Todas las soluciones recuperadas con los elementos, se pusieron a secar ya sea sobre una parrilla a una temperatura de entre 90 y 100°C (Pb), o bajo lámparas de luz infrarroja (Sr, Nd) (Figura 6d), para recuperar el residuo que contiene al elemento separado.

Una vez separados químicamente los elementos a medir, estos fueron diluidos en HCl (para el Sr y Nd) y en una solución compuesta de gel de sílice y ácido fosfórico (para el Pb) y cargados a 1 Ampere en filamentos de renio previamente desgasificados. Después, los filamentos con la muestra cargada se calentaron lentamente aumentando la corriente eléctrica hasta alcanzar la incandescencia del filamento (~ 2 A). Los filamentos ya calentados fueron colocados en portamuestras (*magazin*), los cuales a su vez fueron situados en la cámara donde se encuentra la fuente iónica del espectrómetro de masas, para su medición.

El procedimiento detallado de la preparación química de las muestras puede consultarse en la página WEB del LUGIS³.

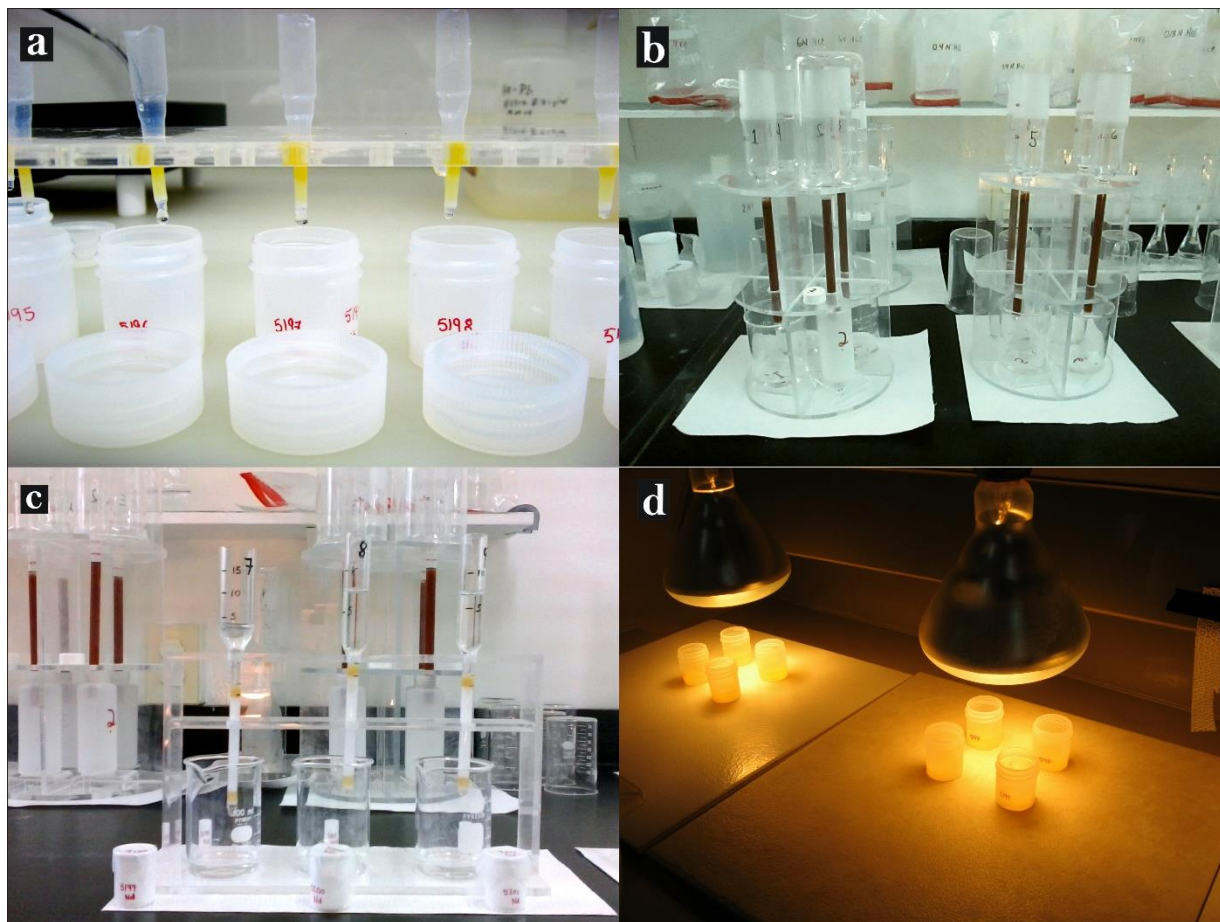


Figura 6. a-c) Columnas de intercambio iónico para la separación del plomo (a), estroncio y tierras raras (b), y neodimio (c). d) Lámparas de luz infrarroja.

³ <http://www.geofisica.unam.mx/iframes/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>

Inclusiones vítreas

El contenido de volátiles (H_2O y CO_2) disueltos en el magma de la SPB se determinó mediante el estudio de inclusiones vítreas en cristales de cuarzo. Para esto, primero se separaron manualmente cristales de cuarzo con ayuda de un microscopio estereoscópico. Estos cristales fueron obtenidos tanto de clastos de pómez blanca previamente triturados en un mortero de ágata, como de la fracción -1ϕ (2 mm) de una muestra total del depósito tamizada a intervalos de 1ϕ . Los cristales de cuarzo seleccionados fueron sumergidos en aceite mineral y observados en un microscopio petrográfico, en donde se buscaron y eligieron aquellos cristales con las inclusiones más grandes y libres de fracturas. El índice de refracción (1.678; Cervantes y Wallace, 2003) que tiene el aceite mineral, permite que la inclusión pueda ser observada en tres dimensiones, facilitando su descripción y separación (Lowenstern, 1995).

Una vez separados los cristales con inclusiones, se colocaron sobre papel aluminio y se cubrieron con resina epóxica (Figura 7a). La pieza de la resina con el cristal dentro, fue desbastado con ayuda de un abrasivo de óxido de aluminio de $20\ \mu\text{m}$, hasta descubrir el cristal de cuarzo (Figura 7b). Seguidamente, el lado descubierto se pegó sobre un portaobjetos con una resina denominada *crystal bond*, la cual tiene la cualidad de enfriarse instantáneamente y de despegarse cuando se calienta a $\sim 125^\circ\text{C}$. Nuevamente, con abrasivos de óxido de aluminio de $20\ \mu\text{m}$ y $3\ \mu\text{m}$, se desbastó el cristal hasta que se descubrió la inclusión. Después, éste se pulió con una pasta de diamante con un tamaño de grano de $1\ \mu\text{m}$ (Figura 7c). Una vez que la inclusión y el cristal de cuarzo quedaron perfectamente pulidos, este último se despegó del portaobjetos calentando la muestra sobre una parrilla a una temperatura de 125°C , consecutivamente se volteó, se volvió a pegar (por su lado pulido) con *crystal bond* y se realizó de nuevo el mismo procedimiento de desbastado (hasta descubrir la inclusión) y pulido; quedando un cristal de cuarzo con la inclusión descubierta y pulida por ambos lados. El proceso de preparación continuó con la remoción del cristal del portaobjetos con ayuda de acetona (Figura 7d). Por último se lavaron los cristales con acetona y después con etanol y fueron colocados en cajas individuales para su posterior análisis por medio de espectroscopía infrarroja por transformadas de Fourier (FTIR; con la cual se cuantificó el contenido de H_2O y CO_2 de las inclusiones) y microsonda electrónica (para determinar la composición química del vidrio de las inclusiones, así como el contenido de titanio $[\text{Ti}]$ y aluminio $[\text{Al}]$ en los cristales de cuarzo, esto último con el fin de determinar su variación de temperatura empleando el geotermómetro desarrollado por Wark y Watson, 2006).

En total se prepararon 32 cristales de cuarzo, de los cuales 18 pertenecen a cristales separados de los clastos de pómez y 14 pertenecen a los cristales obtenidos de la muestra total; cabe mencionar que a partir de aquí, estas muestras serán referidas como inclusiones en cuarzos en pómez (Cp-MI) e inclusiones en cuarzos sueltos, respectivamente (Cs-MI).

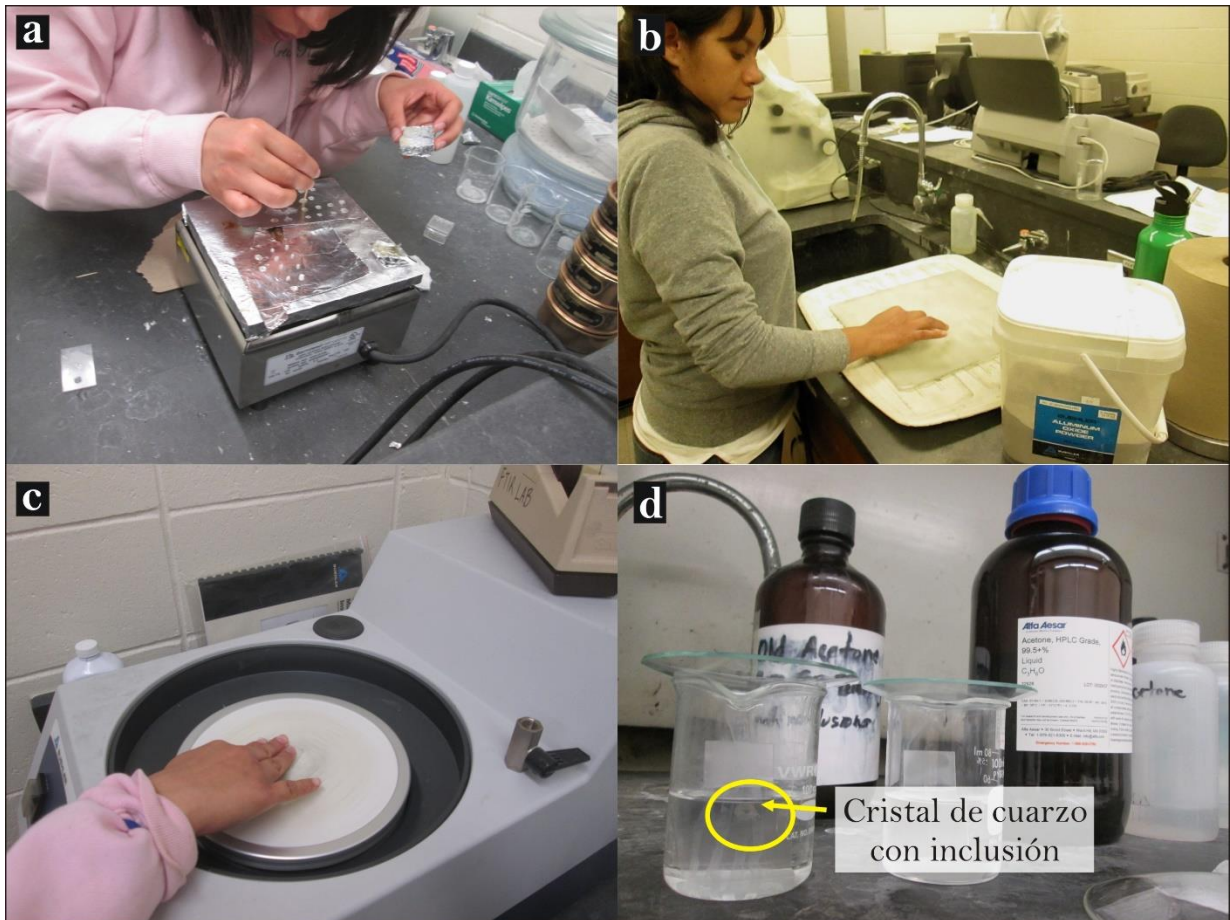


Figura 7. a) Encapsulado de los cristales de cuarzo con resina epóxica. b) Proceso de desbastado del cristal de cuarzo con abrasivos de óxido de aluminio. c) Proceso de pulimiento del cuarzo y la inclusión. d) Desprendimiento del cristal con acetona.

Petrología experimental

Para constreñir los campos de estabilidad de las fases presentes en el magma de la SPB antes de que éste hiciera erupción, así como la presión pre eruptiva del sistema de almacenamiento del magma, se realizaron 14 experimentos de equilibrio de fases saturados en agua, en el laboratorio de Petrología Experimental del Instituto de Geología de la UNAM. Los experimentos fueron realizados en un rango de temperatura y presión de 700 a 880°C y de 50 a 200 MPa, respectivamente, y en condiciones de óxido-reducción cercanas a la curva del búfer Níquel-Óxido de Níquel (NNO). La presión se alcanzó añadiendo suficiente agua a las cargas

experimentales (Figura 8a) y fue generada con un sistema hidráulico de presión, mientras que la temperatura fue fijada con muflas y medida con un termopar tipo K colocado en la base del tubo de presión, justo en el lugar donde se ubica la cápsula del experimento (Figura 8b). Finalmente, para tener un control de la fugacidad del oxígeno se introdujo una barra de níquel en el tubo de presión (Gardner *et al.*, 1995) (Figura 8c).

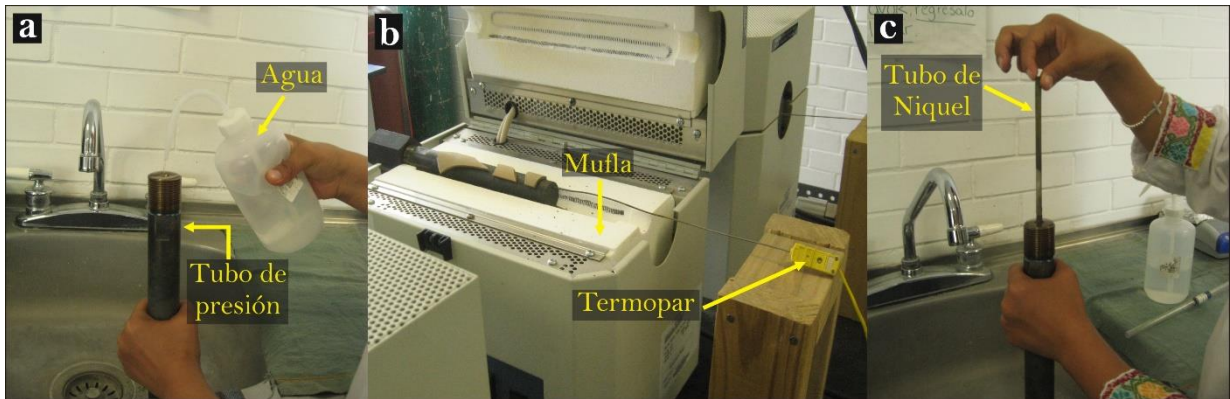


Figura 8. Material y equipo utilizados para alcanzar las condiciones de presión (a), temperatura (b) y fugacidad del oxígeno (c) en los experimentos de equilibrio de fases.

La metodología empleada para llevar a cabo los experimentos inició triturando ligeramente en un mortero de ágata (hasta obtener un polvo de grano grueso), un clasto de pómez blanca del depósito de caída de la SPB y removiendo varios de los megacristales (>1 mm de diámetro) de cuarzo y feldespato que se encontraban dentro del clasto, lo anterior con el objetivo de obtener la composición del magma reactivo y que éste fuera representativo (debido a que si se introducen varios de los megacristales, la composición total podría estar más enriquecida en sílice, calcio, sodio y potasio), minimizando la exposición de los núcleos de los fenocristales (principalmente de cristales de feldespato) y la incorporación de posibles cristales en desequilibrio (Pichavant *et al.*, 2007).

Posteriormente, una alícuota (344 mg) de este material fue sometida a alta temperatura (880°C) y alta presión (200 MPa) para producir un material rico en fundido (*melt*) (experimento Gua-01), mientras que otra alícuota (325 mg) se corrió en condiciones de baja temperatura (700°C) y baja presión (100 MPa) para formar un material rico en cristales (experimento Gua-02). Alícuotas de estos experimentos (entre 14 y 26 mg), sirvieron como material inicial para realizar una serie de experimentos de cristalización (usando el material rico en fundido) y fusión (usando el material rico en cristales). Cabe mencionar que se elaboraron algunos experimentos reversos de fusión y cristalización, en el que se corrieron dos cargas al mismo tiempo en el

mismo tubo de presión, con el fin de evaluar el equilibrio cristal-fundido-vapor en ambas direcciones (Cottrell *et al.*, 1999).

Para todos los experimentos se utilizaron tubos de una aleación de plata-paladio ($\text{Ag}_{70}\text{Pd}_{30}$) de 5 mm de diámetro (para los experimentos iniciales) y de 2 mm de diámetro (para los experimentos de cristalización y fusión); los cuales fueron soldados por un extremo con un soplete de oxi-acetileno (Figura 9a). Consecutivamente, se añadió en los tubos entre 10 y 244 mg de muestra de pómez o de alícuotas de los experimentos iniciales (Figura 9b), así como agua destilada, la cual se introdujo con una jeringa de aguja cementada (Figura 9c). La cantidad de agua destilada fue la suficiente para asegurar que cada experimento se corrió en condiciones saturadas, así la presión del fluido que en este caso corresponderá a la presión del agua, será igual a la presión total. De hecho para el caso del magma de la SPB, se puede considerar que éste se encontraba saturado en volátiles, debido a la presencia de anfíbol y biotita en los clastos de pómez, por lo que correr los experimentos en condiciones saturadas en agua es una muy buena aproximación. Posteriormente, los tubos fueron soldados por su otro extremo para obtener cápsulas completamente selladas (Figura 9d). Cabe mencionar que las cápsulas fueron pesadas en una báscula de precisión en repetidas ocasiones a lo largo de los distintos pasos de preparación del experimento, para controlar la cantidad de material y agua añadidos y para tener la certeza de un perfecto sellado de la cápsula. Para este último aspecto, la cápsula fue pesada inmediatamente después de que fue sellada por ambos lados (peso inicial), después se calentó en una plancha a 100°C por aproximadamente 5 minutos y se volvió a pesar (peso final). Si la cápsula está libre de fugas, los pesos inicial y final tienen que ser similares o iguales. A continuación, en el tubo de presión se introdujo la cápsula sellada (Figura 9e), se agregó agua, y se colocó una barra de níquel (Figura 8a y c). Al finalizar este montaje, se realizaron las conexiones correspondientes al sistema de presión (Figura 9f y g) y se fijaron las condiciones de presión y temperatura del experimento.

Después de 6 a 28 días, los experimentos fueron retirados de las muflas y enfriados rápidamente utilizando primero aire comprimido (Figura 9h e i) y luego sumergiéndolos en un recipiente con agua templada. Esto se realizó con el objetivo de conservar las condiciones de presión a las cuales se corrió cada experimento. Todas las cápsulas fueron removidas de sus tubos de presión y pesadas con el fin de descartar la presencia de fugas durante los experimentos. En seguida, se abrieron para extraer las muestras experimentales; es importante resaltar que al abrir las cápsulas de todos los experimentos, se escuchó un ligero silbido debido

al escape de fluidos, lo cual sugiere que las cargas experimentales estuvieron saturadas en agua, dando lugar a la formación de una fase de vapor dentro de las cápsulas.

Finalmente, con las muestras experimentales resultantes se elaboraron secciones pulidas para su análisis con el microscopio petrográfico, el microscopio electrónico de barrido y la microsonda electrónica, en donde se empleó espectroscopia de energía dispersiva de rayos X (EDS) con el propósito de identificar las fases estables desarrolladas, así como espectroscopia de longitud de onda dispersiva de rayos X (WDS) para determinar la composición del vidrio formado durante los experimentos.

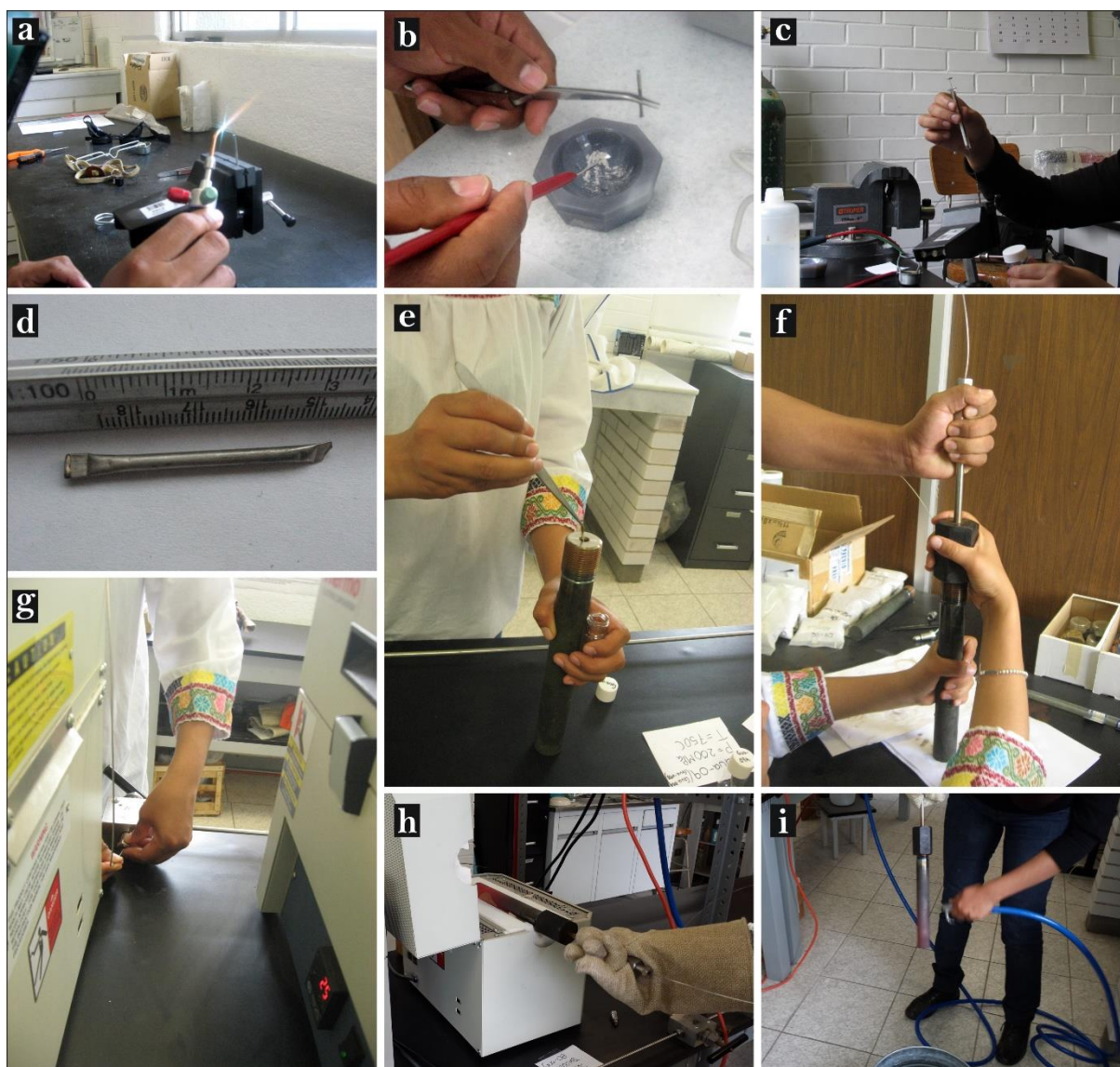


Figura 9. Procedimiento para la preparación de los experimentos de equilibrio de fases. **a)** Sellado del tubo de plata-paladio con oxi-acetileno. **b-c)** Colocación de muestra y agua destilada en el tubo de plata-paladio. **d)** Tubo de plata-paladio soldado por ambos lados (cápsula). **e)** Inserción de la cápsula al tubo de presión. **f-g)** Conexiones del sistema de presión. **h)** Remoción del tubo de presión de la mufla. **i)** Enfriamiento del experimento con aire comprimido.

3.2.- TÉCNICAS ANALÍTICAS

En los siguientes párrafos se describen las técnicas analíticas empleadas en este trabajo; en donde se incluyen las técnicas de espectrometría de masas, FTIR, y microsonda electrónica.

3.2.1.- Espectrometría de masas

Para utilizar a los isótopos radiogénicos como trazadores petrogenéticos y como herramientas de fechamiento, el objetivo de un espectrómetro de masas es el de medir dichos isótopos junto con los no radiogénicos, tomando como base sus masas y movimientos en campos magnéticos y eléctricos (Faure, 1986; Dickin, 2005). Para esto, los átomos de un elemento químico son ionizados en una cámara de vacío, durante el calentamiento de un filamento de metal (Dickin, 2005). Los iones resultantes cargados positivamente son acelerados por un campo de alta tensión, hacia un campo magnético generado por un electroimán (Figura 10), cuyos polos están debidamente posicionados para que el flujo del campo magnético sea perpendicular a la dirección de desplazamiento de los iones. Lo anterior provoca que el haz de iones sea desviado (Figura 10) hacia caminos circulares, cuyo radio es proporcional a la masa de los isótopos, por lo que los iones son seleccionados acorde a sus masas. Los iones separados continúan su camino a través de un tubo analizador hasta llegar al colector (copa Faraday) que está posicionado atrás de una placa con hendiduras (Figura 10). El voltaje de aceleración en la fuente y en el campo magnético, se ajusta de tal manera que uno de los haces de iones es enfocado a través de la hendidura del colector y entra en la copa detectora, mientras que los otros chocan con las paredes metálicas del tubo analizador (Figura 10) y son neutralizados. Las abundancias relativas de cada isótopo pueden ser medidas a partir de los valores relativos de la corriente de electrones producida por cada flujo de iones separados, de acuerdo a sus masas (Faure, 1986; Allègre, 2008).

Las mediciones de las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las muestras seleccionadas, se realizaron en el LUGIS del Instituto de Geofísica, UNAM, en dos sesiones; para lo cual se utilizaron dos espectrómetros de masas con fuente de ionización térmica, marcas Thermo-Scientific Triton Plus (para medir las relaciones de Sr y Nd) y Finnigan MAT 262 (para la medición de las relaciones de Pb), equipados con 9 y 8 colectores Faraday, respectivamente.

Durante las mediciones, se analizaron entre 60, 70 y 100 relaciones isotópicas para el Sr, Nd y Pb, respectivamente. Asimismo, las relaciones isotópicas del Sr y Nd, fueron corregidas por fraccionamiento de masas, normalizando los valores a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} =$

0.7219. Paralelamente se analizaron los estándares NBS-987 ($^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.710230$) y La Jolla ($^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$). Los valores de dichos estándares medidos durante las sesiones fueron 0.710242 ± 11^4 ($\pm 1\sigma^5$; $n^6 = 30$), 0.710243 ± 12 ($n = 32$) y 0.511846 ± 7 ($n = 24$ y 27) para las relaciones de Sr y Nd, respectivamente. El fraccionamiento de masas de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió comparándolas con los valores promedio del LUGIS para el estándar NBS-981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.937096$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.491345$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.721317$). Los valores del estándar medidos durante las sesiones fueron $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.8963 \pm 0.12$ %, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4372 \pm 0.19$ %, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.5284 \pm 0.25$ %; ($n = 7$) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.8946 \pm 0.07$ %, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4330 \pm 0.11$ % y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.5304 \pm 0.15$ % ($n = 26$).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras resultaron en 0.23 ng Sr, 0.23 ng Nd y 850 pg Pb (blancos de procedimiento total).

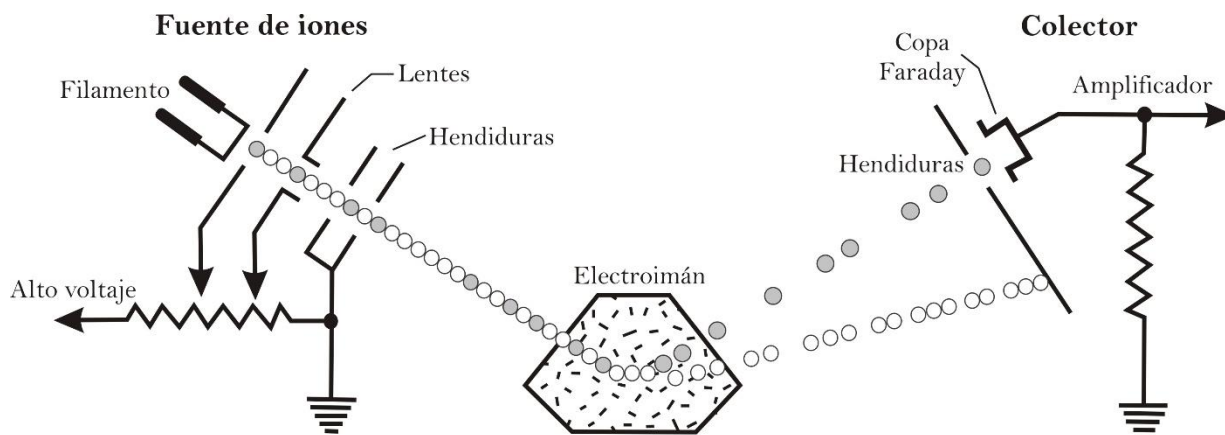


Figura 10. Esquema que ilustra el principio de medición del espectrómetro de masas. Después de Faul (1966).

3.2.2.- Espectroscopía infrarroja por transformadas de Fourier

Es una técnica microanalítica rápida y no destructiva, utilizada para cuantificar la cantidad de volátiles (H_2O y CO_2) que se encuentran disueltos en los vidrios silicatados, mediante la incidencia de radiación infrarroja hacia una muestra en particular. En este caso cada volátil absorberá dichos rayos de acuerdo a las características vibracionales de sus átomos. Asimismo, provee información sobre las especies del agua (agua molecular [H_2O_m], hidroxilo [OH]) y del carbono-oxígeno (CO , carbonato [CO_3^{2-}], CO_2) con una alta precisión (Ihinger *et al.*, 1994).

⁴ Valor de la desviación estándar para los dos últimos dígitos.

⁵ La desviación estándar de todas las relaciones isotópicas, está dada por $\pm 1\sigma$.

⁶ "n" representa el número de mediciones realizadas.

El proceso de análisis de una muestra por medio de FTIR se describe por Ihinger *et al.* (1994) y a continuación se describe brevemente: Desde la fuente se emite un haz de energía infrarroja, el cual pasa hacia un *beamsplitter* (divisor de haz) que lo separa en dos haces de igual intensidad. Uno de estos haces se dirige hacia un espejo fijo, mientras que el otro se dirige hacia un espejo en movimiento. Ambos espejos reflejan los dos haces de regreso hacia el *beamsplitter*, en donde se recombinan y dirigen hacia la muestra. Algo de esta radiación es absorbida por la muestra, mientras que otra pasa a través de ella, dando como resultado un interferograma que representa la absorción y transmisión molecular relacionada con las características vibracionales de los átomos de cada una de las especies volátiles presentes en la muestra. Posteriormente, el interferograma viaja hacia un detector que mide la señal del interferograma, la cual es enviada y digitalizada por una computadora, en donde se le aplican las transformadas de Fourier. El espectro infrarrojo resultante de este proceso se utilizará para determinar la cantidad de radiación infrarroja que absorbió y transmitió cada una de las especies volátiles de interés (absorbancia), la cual a su vez será de suma importancia para determinar la concentración de dichas especies, ya que la absorbancia es directamente proporcional a la concentración de un componente volátil en particular.

Determinación de las concentraciones de H₂O y CO₂

Los espectros infrarrojos de las especies del agua (H₂O_m y OH; para obtener el contenido de H₂O_{total}) y el CO₂ molecular de las 32 inclusiones vítreas alojadas en los cristales de cuarzo de la SPB, fueron medidos con un espectrómetro ThermoElectron Nicolet 6,700 y un microscopio Continuum IR en la Universidad de Texas, Austin (Figura 11a) de la siguiente manera: Uno a uno los cristales de cuarzo, doblemente pulidos, fueron colocados sobre una placa de NaCl, la cual a su vez fue montada en un portamuestras (Figura 11b). Este último se situó debajo de los objetivos del microscopio, en donde se localizaron, enfocaron y analizaron las inclusiones vítreas. El espectro infrarrojo del CO₂ molecular en todas las muestras, fue colectado en la región infrarroja media (4,000 a 650 cm⁻¹) (Lowenstern, 2000), utilizando una fuente de luz infrarroja y un *beamsplitter* de KBr (Figura 11c); mientras que los espectros infrarrojos de las especies del agua, se colectaron en la región infrarroja cercana (7,800 a 4,000 cm⁻¹), utilizando luz blanca y un *beamsplitter* de CaF₂ (Gardner *et al.*, 2014). Después de medir cada inclusión, sobre la placa de NaCl sin muestra, se realizó un análisis, el cual sirvió como referencia (*background*).

Los espectros infrarrojos resultantes de ambos análisis (en la placa de NaCl sin muestra y en la inclusión) consistieron cada uno en 60 escaneos con una resolución de 4 cm^{-1} y fueron empleados para calcular la absorbancia de cada una de las especies volátiles. Para esto, se determinó la intensidad de las bandas infrarrojas a números de onda de $5,230$, $4,520$ y $2,350\text{ cm}^{-1}$ para el H_2O_m , OH y CO_2 , respectivamente, midiendo la altura de los picos del espectro infrarrojo, a partir de una línea base (la cual puede tener una forma curva o recta) que fue ajustada con una regla curva francesa (Zhang, 1999) (Figura 12). Una vez obtenidas las absorbancias, se procedió a calcular las concentraciones de los volátiles.

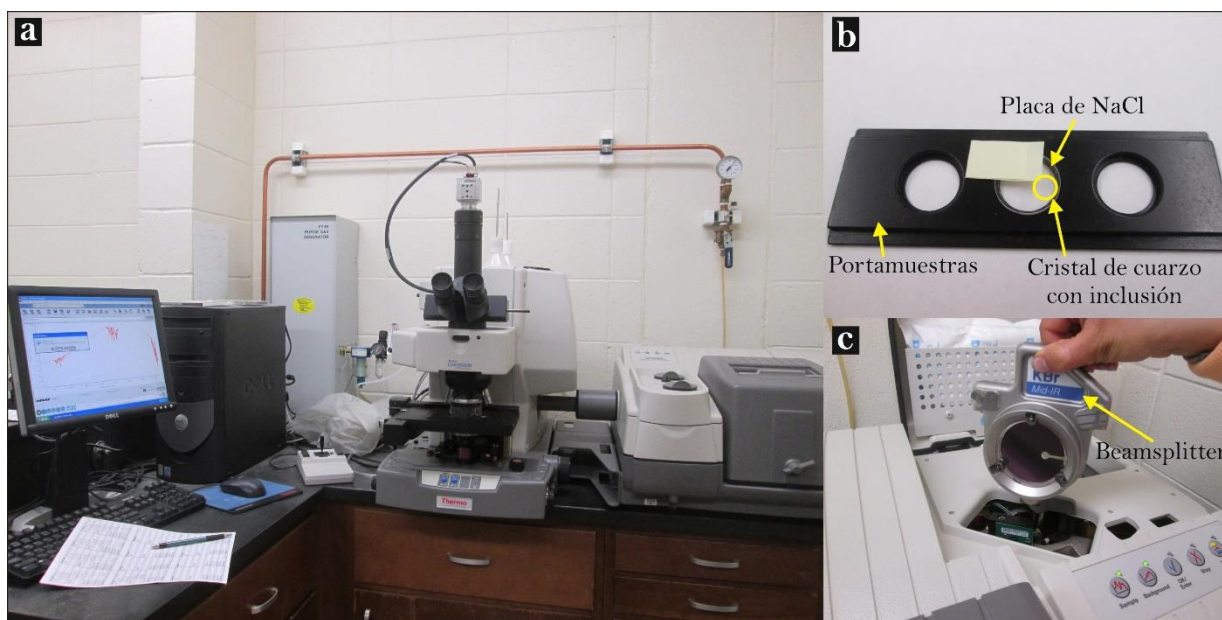


Figura 11. a) Espectrómetro Termo Electrón Nicolet 6,700 y microscopio Continuum IR de la Universidad de Texas, Austin. b) Portamuestras de la placa de NaCl, en la cual es colocado el cristal de cuarzo con la inclusión doblemente pulida. c) Beamsplitter de KBr, empleado para determinar el contenido de CO_2 en las inclusiones vítreas.

Las concentraciones de CO_2 molecular disuelto (C) en las inclusiones vítreas, fue calculado con la ecuación de Beer-Lambert (ecuación 1), empleando un coeficiente de absorción molar (ϵ) de $1,214 \pm 78\text{ L mol}^{-1}\text{ cm}^{-1}$ (Behrens *et al.*, 2004):

$$C = \frac{wA}{\epsilon\delta\rho} \quad (1)$$

En donde w es el peso molecular del CO_2 (44.01 g/mol), A es la absorbancia calculada en la banda infrarroja $2,350\text{ cm}^{-1}$, δ es el espesor de la inclusión en cm, y ρ es la densidad del vidrio de la inclusión (se manejó un valor de $2,340\text{ g/L}$ para vidrios riolíticos anhidros; Zhang, 1999). El espesor de cada inclusión fue medido con un microscopio petrográfico, enfocando la cima y

fondo de la inclusión y midiendo dicha profundidad con un codificador de foco de accionamiento lineal *Heidenhain* acoplado al microscopio (Gardner *et al.*, 2014).

Por su parte, las concentraciones de H_2O_m , OH y H_2O_{total} (C_1 , C_2 y C , respectivamente) se calcularon con el modelo de Zhang *et al.* (1997), de acuerdo con las siguientes expresiones:

$$C(1-C) = a_0\bar{A}_{523} + (b_0 + b_1\bar{A}_{523} + b_2\bar{A}_{452})\bar{A}_{452} \quad (2)$$

$$C_1 = a_0\bar{A}_{523}/(1-C) \quad (3)$$

$$C_2 = (b_0 + b_1\bar{A}_{523} + b_2\bar{A}_{452})\bar{A}_{452}/(1-C) \quad (4)$$

En donde \bar{A}_{523} , \bar{A}_{452} son las absorbancias de las bandas infrarrojas $5,230\text{ cm}^{-1}$ (para el H_2O_m) y $4,520\text{ cm}^{-1}$ (para el OH) por el espesor de la inclusión vítrea en milímetros, a_0, b_0, b_1, b_2 son parámetros para la función lineal generada a partir de la relación \bar{A}_{523} vs \bar{A}_{452} . Los valores y desviaciones estándar ($\pm 2\sigma$) para cada parámetro son: $a_0 = 0.04217 \pm 0.0013\text{ mm}$; $b_0 = 0.04024 \pm 0.0023\text{ mm}$; $b_1 = -0.02011 \pm 0.0051\text{ mm}^2$; $b_2 = 0.0522 \pm 0.0051\text{ mm}^2$.

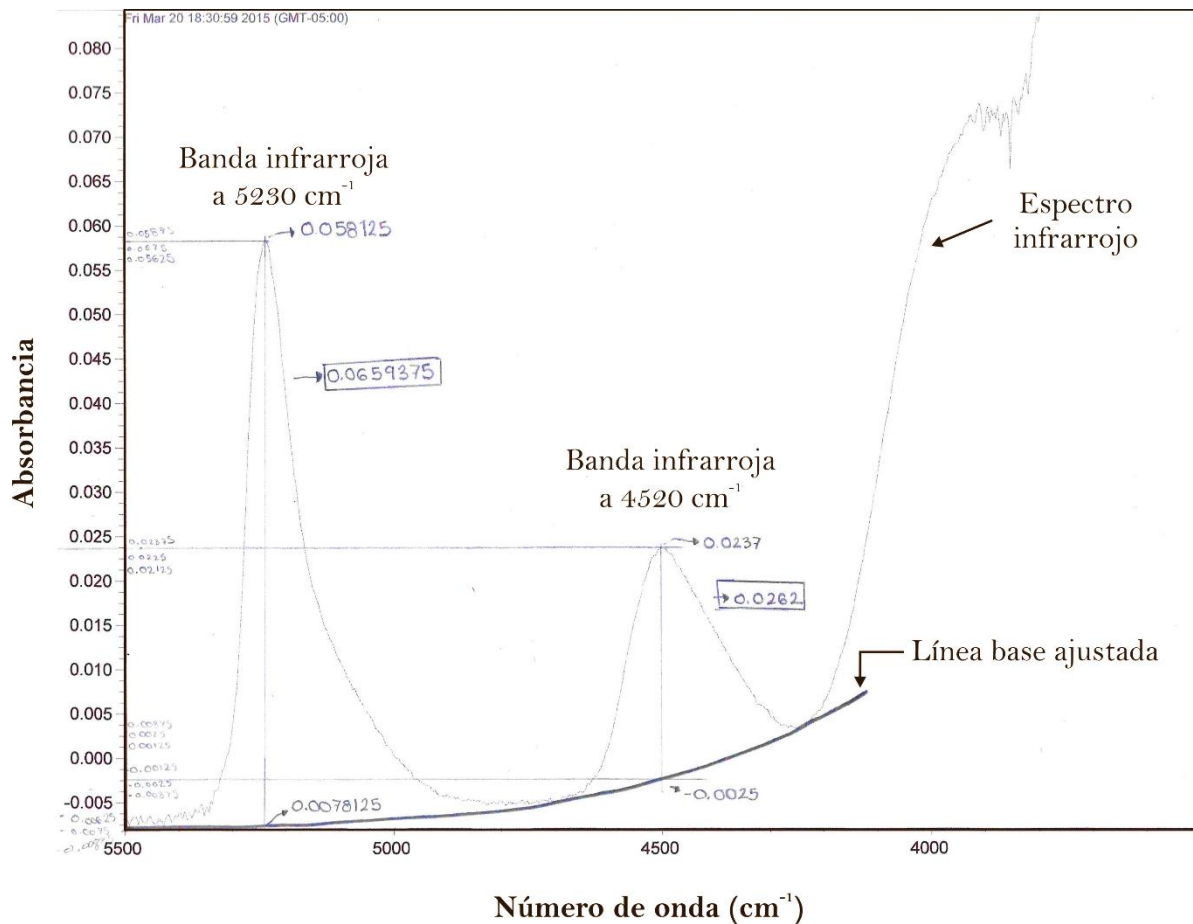


Figura 12. Espectro infrarrojo resultante de una de las mediciones realizadas con el FTIR para las especies del H_2O .

3.2.3.- Microsonda electrónica

La microsonda electrónica es una técnica microanalítica utilizada comúnmente para medir *in situ*, en volúmenes muy pequeños, la composición química de los minerales, debido a que emplea un haz de electrones finamente enfocado con un diámetro mínimo de hasta 1 μm . Esta característica permite la detección de heterogeneidades y zoneamiento químico dentro de los minerales, logrando así un estudio de la variación composicional de un mineral (Winter, 2001; Klein y Dutrow, 2008).

Dicha técnica se basa en la incidencia de un haz de electrones de alta energía (10 a 200 nA) sobre la muestra en estudio, el cual la penetra a alta velocidad y a una profundidad aproximadamente tres veces mayor que el diámetro del haz incidente, permitiendo analizar un volumen mínimo de 10 - 20 μm^3 . Los electrones incidentes desplazan a los electrones de las capas internas de los átomos de la muestra; como consecuencia, los electrones de las capas externas ocupan las vacantes de las capas interiores, dando como resultado la formación de rayos X (Klein y Dutrow, 2008). La energía (o longitud de onda) resultante de la radiación X es químicamente diagnóstica, ya que la intensidad de un rayo X en particular está en función de la concentración del elemento que lo produce, por lo que cada longitud de onda es característica de cada elemento presente en la muestra analizada (Blundy y Cashman, 2008; Klein y Dutrow, 2008). Estas longitudes de onda pueden ser medidas como una función de su energía, utilizando espectroscopia EDS con placas semiconductoras de silicio, o como una función de sus longitudes de onda, empleando espectroscopia WDS con cristales orientados y la Ley de Bragg (Blatt y Tracy, 1999; Klein y Dutrow, 2008). Los análisis por EDS serán cualitativos, rápidos y menos precisos, ya que todo el espectro de energía resultante es colectado simultáneamente por un espectrómetro (Winter, 2001; Klein y Dutrow, 2008), mientras que los análisis realizados con WDS serán cuantitativos, precisos y lentos, ya que cada longitud de onda es medida por un espectrómetro móvil en particular, por un periodo de tiempo en específico y dichas mediciones se basan en la comparación de las intensidades de los rayos X medidas en las muestras, las cuales son desconocidas, con intensidades de rayos X medidas sobre materiales de referencia estándar de composición conocida (Winter, 2001; Blundy y Cashman, 2008; Klein y Dutrow, 2008).

En el presente trabajo, los análisis por microsonda electrónica se llevaron a cabo en secciones y cristales pulidos cubiertos con una capa fina (20 nm) de carbón, empleando espectrometría WDS con equipos JEOL modelos JXA-8200, JXA-8900R y JXA-8230 en los laboratorios *E-Beam Lab* de la Universidad de Texas, Austin, "LUP" (Laboratorio Universitario de Petrología)

del Instituto de Geofísica de la UNAM, y “LUMA” (Laboratorio Unidad de Microanálisis) del Instituto de Geofísica de la UNAM, Unidad Michoacán, respectivamente. Dichos análisis se enfocaron en determinar la composición química de los siguientes materiales: 1) Vidrio de la matriz y fases minerales (feldespato, óxidos de Fe-Ti, anfíbol y biotita) de los clastos de pómez (blanca y bandeada) del depósito de caída de la SPB, 2) vidrio de las inclusiones vítreas, 3) vidrio de las muestras experimentales y 4) contenidos de Ti y Al en los cristales de cuarzo que se emplearon para el análisis de inclusiones vítreas.

Los análisis en las biotitas y en casi todos los feldespatos se realizaron en el LUP, empleando un haz enfocado ($1\ \mu\text{m}$), una aceleración de voltaje de $20\ \text{keV}$ y una corriente de haz de $20\ \text{nA}$.

Los cristales de anfíbol, óxidos de Fe-Ti y algunos feldespatos, el vidrio de la matriz de los clastos de pómez y de las inclusiones vítreas, así como el contenido de Ti y Al en los cristales de cuarzo, fueron analizados en el *E-Beam Lab* de la Universidad de Texas, empleando una aceleración de voltaje de $15\ \text{keV}$, una corriente de haz de $10\ \text{nA}$, así como tamaños de haz de $2\ \mu\text{m}$ (feldespatos), $10\ \mu\text{m}$ (vidrios), y enfocados (óxidos de Fe-Ti y anfíbol). El tamaño del haz ($10\ \mu\text{m}$) manejado en los análisis del vidrio fue para minimizar los efectos de la migración del Na durante los análisis (Nielsen y Sigurdsson, 1981), los cuales a su vez fueron monitoreados y corregidos con el software *Probe para Windows™* durante la medición.

Los contenidos de Ti-Al en los cristales de cuarzo se midieron utilizando una corriente de haz de $100\ \text{nA}$, con una aceleración de voltaje de $15\ \text{keV}$ y un tamaño de haz de $50\ \mu\text{m}$; en donde el Ti se midió simultáneamente en cuatro espectrómetros equipados con los cristales analizadores LiFH y PETJ, mientras que el Al fue medido en un quinto espectrómetro con un cristal analizador TAP. Dichos análisis se efectuaron en dos o tres diferentes lugares dentro del cristal, uno de ellos se realizó cerca de la inclusión, aproximadamente a $100\ \mu\text{m}$ de distancia de ésta. El límite de detección para estos análisis fue de $40\ \text{ppm}$.

En el LUMA del Instituto de Geofísica en Morelia, fueron efectuados algunos análisis del vidrio de la matriz de los clastos de pómez bandeada y blanca, así como los análisis del vidrio de las muestras experimentales. Para esto se utilizó una corriente de haz de $10\ \text{nA}$, una aceleración de voltaje de $15\ \text{keV}$ y un tamaño de haz de $10\ \mu\text{m}$. Para reducir la migración del Na a casi cero, además del tamaño de haz de $10\ \mu\text{m}$, los picos de dicho elemento, así como el estándar, fueron medidos cada 2 segundos y 1 segundo, respectivamente; a diferencia de los demás elementos, cuyos picos y estándar fueron medidos cada 10 y 5 segundos.

CAPÍTULO 4



PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

These rocks...
Shall yet be touched with beauty, and reveal
the secrets of the book of earth to man.
Alfred Noyes

¹ Precipitación de azufre en una zona de solfataras dentro del campo geotérmico Los Azufres.

4.1.- PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL

En este apartado se describe de forma detallada la mineralogía y las relaciones texturales de los fragmentos juveniles del depósito de caída de la SPB.

En general se describen dos tipos de pómez (blanca y bandeada); ambos tienen la misma paragénesis mineral, representada por cristales de cuarzo + feldespato + plagioclasa + biotita + anfíbol + óxidos de Fe-Ti + circón + alanita; no obstante algunas diferencias texturales se destacan entre ambos tipos de pómez.

4.1.1.- Clastos de pómez blanca

Los clastos de pómez blanca exhiben texturas hipocristalinas, vitrofíricas e inequigranulares, con un contenido de cristales de 14.1 %, que incluye fenocristales y microfenocristales de cuarzo (7 % modal), feldespato (3 % modal), plagioclasa (2.6 % modal), biotita (1 % modal), óxidos de Fe-Ti, anfíbol, circón y alanita. Los cuatro últimos minerales en conjunto ocupan un porcentaje modal de 0.5 (Tabla I). Con base en sus características, la paragénesis mineral antes mencionada puede ser dividida en dos poblaciones principales. La primera incluye grandes fenocristales (con un tamaño máximo de ~3 mm) de cuarzo, feldespato, plagioclasa y en menor medida anfíbol, los cuales tienen formas subhedrales y anhedrales, así como núcleos y bordes disueltos, bahías de corrosión y coronas de disolución (Figura 13a-c). Asimismo, comúnmente se encuentran agrupados en agregados, formando glomerocristales (Figura 13a, d) con tamaños de hasta ~4.5 mm, mientras que otros se observan como cristales rotos (Figura 13e). La segunda población incluye fenocristales de menor tamaño (< ~1.5 mm) y microfenocristales (< ~300 μm) con formas euhedrales y subhedrales de biotita, óxidos de Fe-Ti, anfíbol, cuarzo (Figura 13f-h), feldespato, circón y alanita. Con escasos cristales euhedrales de cuarzo y feldespato.

Ambas poblaciones de cristales están inmersas en una matriz vítrea (48.8 % modal; Tabla I) de composición riolítica (77.24 ± 0.11 % en peso de SiO_2 ; Anexo 1-Tabla 2) y vesicular (37.3 % modal; Tabla I). Cabe mencionar que en algunas muestras (de ambos tipos de pómez), en el vidrio de la matriz destacan abundantes fragmentos pequeños y angulosos de cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa, probablemente producidos por el disgregamiento de dichos fenocristales (Figura 13c), así como algunos microlitos (< ~34 μm) de feldespato con hábitos tabulares y con terminaciones en forma de cola de golondrina (*swallow-tailed terminations*) (Figura 14a).

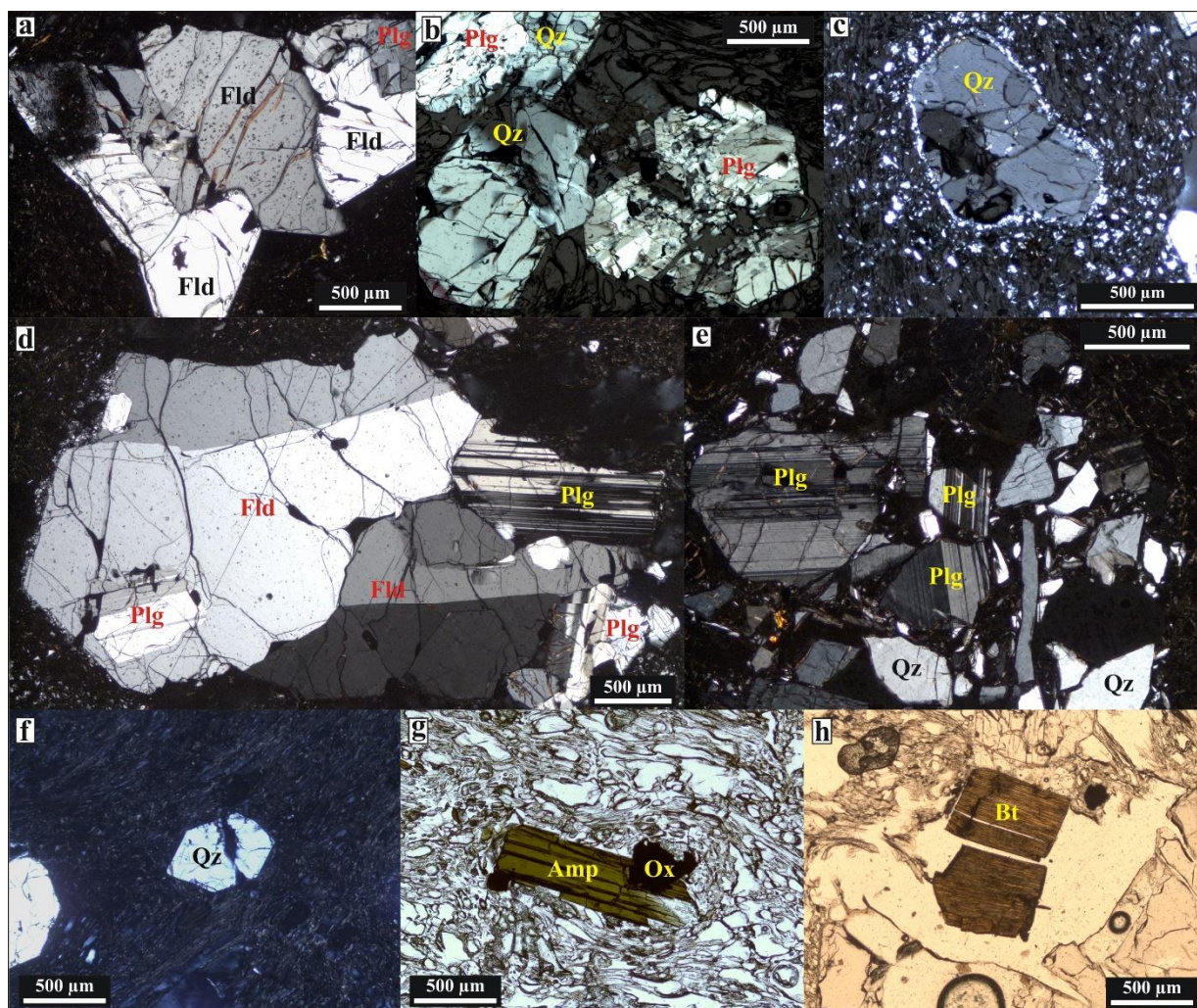


Figura 13. Microfotografías en luz polarizada (a-f) y luz paralela (g-h) de los rasgos texturales más sobresalientes de los clastos de pómez blanca. **a-c)** Grandes fenocristales de feldespato (Fld), plagioclasa (Plg) y cuarzo (Qz) con centros y bordes reabsorbidos y coronas de disolución. **d)** Glomerocrystal formado por grandes fenocristales de feldespato y plagioclasa. **e)** Cristales rotos de plagioclasa y cuarzo. **f-h)** Cristales euhedrales de cuarzo, anfíbol (Amp) y biotita (Bt). Ox = óxidos de Fe-Ti.

4.1.2.- Clastos de pómez bandeada

Los clastos de pómez bandeada se caracterizan por presentar alternancias de bandas blancas y grises, las cuales exhiben texturas de deformación, como estiramiento en forma de *boudinage* y pliegues, así como diferentes grados de cristalinidad y vesicularidad (Figura 14b-d). Además presentan una composición riolítica homogénea con un valor promedio en SiO_2 de 77.21 ± 0.14 % en peso (Anexo 1-Tabla 2).

Las bandas blancas comúnmente muestran texturas afíricas y están conformadas por una matriz vítrea altamente vesicular (Figura 14b, c), con escasos microfenocristales ($\sim 70 \mu\text{m}$) euhedrales de biotita y algunos fragmentos de cristales de cuarzo y feldespatos. Mientras que

las bandas grises tienen texturas vitrofíricas, compuestas principalmente por fragmentos de cristales de diferentes tamaños (Figura 14b, d), los cuales podrían ser el resultado del rompimiento y disgregamiento de cristales de cuarzo, feldespato, plagioclasa y en menor medida anfíbol, así como por microfenocristales subhedrales-euhedrales de biotita, anfíbol, óxidos de Fe-Ti, alanita y circón. Todos estos cristales se encuentran inmersos en una matriz vítrea pobremente vesicular (Figura 14c).

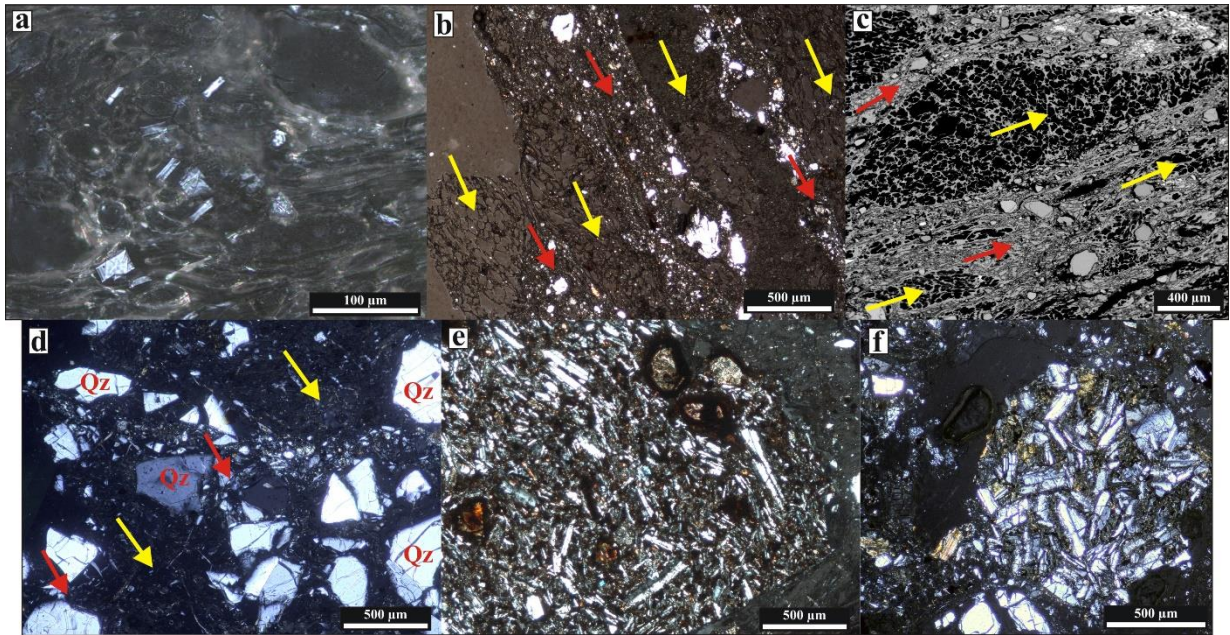


Figura 14. Microfotografías en luz polarizada (a, b, d-f) e imagen de electrones retrodispersados (c) de clastos de pómez bandeada. **a)** microlitos de feldespato. **b-d)** Alternancia de bandas blancas y grises señaladas por flechas amarillas y rojas, respectivamente. Las bandas blancas se caracterizan por tener una textura afírica y vidrio altamente vesicular (b, c); mientras que las bandas grises presentan alta cristalinidad con abundantes fragmentos de cristales rotos (d), inmersos en un vidrio pobremente vesicular (c). **e-f)** Grupos de fragmentos líticos. Qz = cuarzo.

Adicionalmente, dentro de los clastos de pómez bandeada, se albergan varios fragmentos líticos (~ 0.2 a 6 mm de diámetro); unos presentan bordes subredondeados a redondeados (Figura 14e), mientras que otros muestran contactos irregulares con la roca encajonante (Figura 14e, f). En ambos casos los contactos no presentan bordes de reacción. Asimismo, algunos líticos se observan semidesmembrados, por lo que sus cristales podrían estar incorporándose en el vidrio de la matriz de la pómez bandeada.

Con base en sus características texturales los líticos fueron divididos en dos grupos, el primero con textura porfídica, constituido por fenocristales ($< \sim 840 \mu\text{m}$) oxidados de olivino y piroxeno, inmersos en una matriz vítrea y microlítica de plagioclasa (Figura 14e). El segundo grupo presenta texturas intersticiales, con minerales opacos, cristales de piroxeno anhedral y

matriz vítrea criptocristalina, ocupando los espacios entre los microfenocristales ($< \sim 290 \mu\text{m}$) euhedrales de plagioclasa (Figura 14f). En ambos grupos de líticos, el vidrio de la matriz se observó alterado con una coloración café rojiza. Debido a sus características texturales, dichos líticos podrían ser accidentales que fueron arrancados del conducto volcánico durante el ascenso del magma a la superficie.

La composición de los cristales de plagioclasa para ambos tipos de líticos, es de andesina y labradorita, con contenidos de anortita de An_{47-67} (Figura 15a; Anexo 1-Tabla 3).

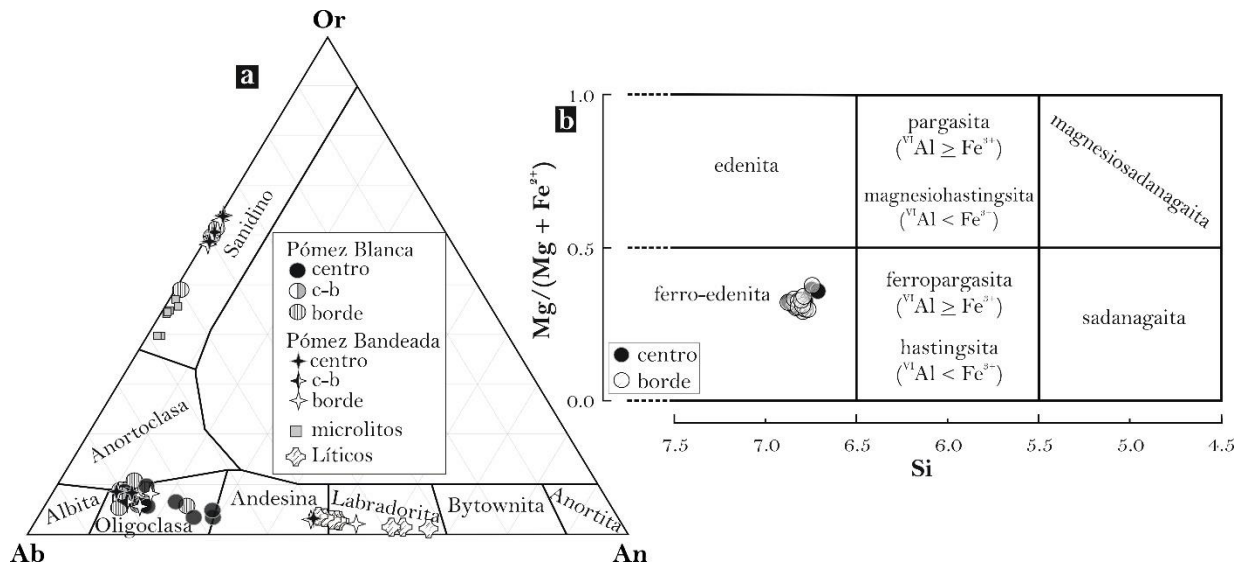


Figura 15. a) Diagrama ternario para la clasificación de feldespatos. c-b = análisis realizado entre el centro y el borde del cristal. b) Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos, propuesto por Leake *et al.* (1997). Los parámetros del diagrama son: $\text{Ca}_B \geq 1.5$; $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0.50$.

4.1.3.- Características y composición química de la paragénesis mineral

El cuarzo es la fase mineral más abundante en las muestras de la SPB, comúnmente ocurre como grandes fenocristales (con un tamaño máximo de $\sim 2.5 \text{ mm}$; Figura 16a), aunque también se observa formando fenocristales de menor tamaño ($< \sim 1.5 \text{ mm}$), microfenocristales ($< \sim 290 \mu\text{m}$) y como cristales rotos disgregados y angulosos (Figuras 13e y 14d). La mayoría de los cristales de cuarzo tienen formas subhedrales y anhedrales, contienen abundantes inclusiones de vidrio y exponen rasgos de desequilibrio como golfos de corrosión, formas redondeadas (Figura 16a, b), así como coronas de disolución (Figura 13c). También hay escasos fenocristales y microfenocristales que tienen formas euhedrales y sin evidencia de desequilibrio (Figura 13f).

Los feldespatos y las plagioclasas se encuentran de manera abundante como grandes fenocristales con tamaños de hasta ~ 3 y 2.5 mm , respectivamente, y como cristales rotos (Figura 13e). En general presentan formas subhedrales, bordes-centros reabsorbidos (Figura

13a, b) y coronas de disolución (Figura 16c). De manera particular, algunos de estos grandes fenocristales presentan lamelas de exsolución (Figura 16d) y en ocasiones contienen inclusiones de biotita y anfíbol. Asimismo, es posible encontrar microfenocristales de feldespatos con formas euédrales, así como microlitos (Figura 14a). Por su parte, algunos microfenocristales de plagioclasa ocurren como inclusiones (Figura 13d) y núcleos en algunos de los feldespatos de gran tamaño (Figura 16e).

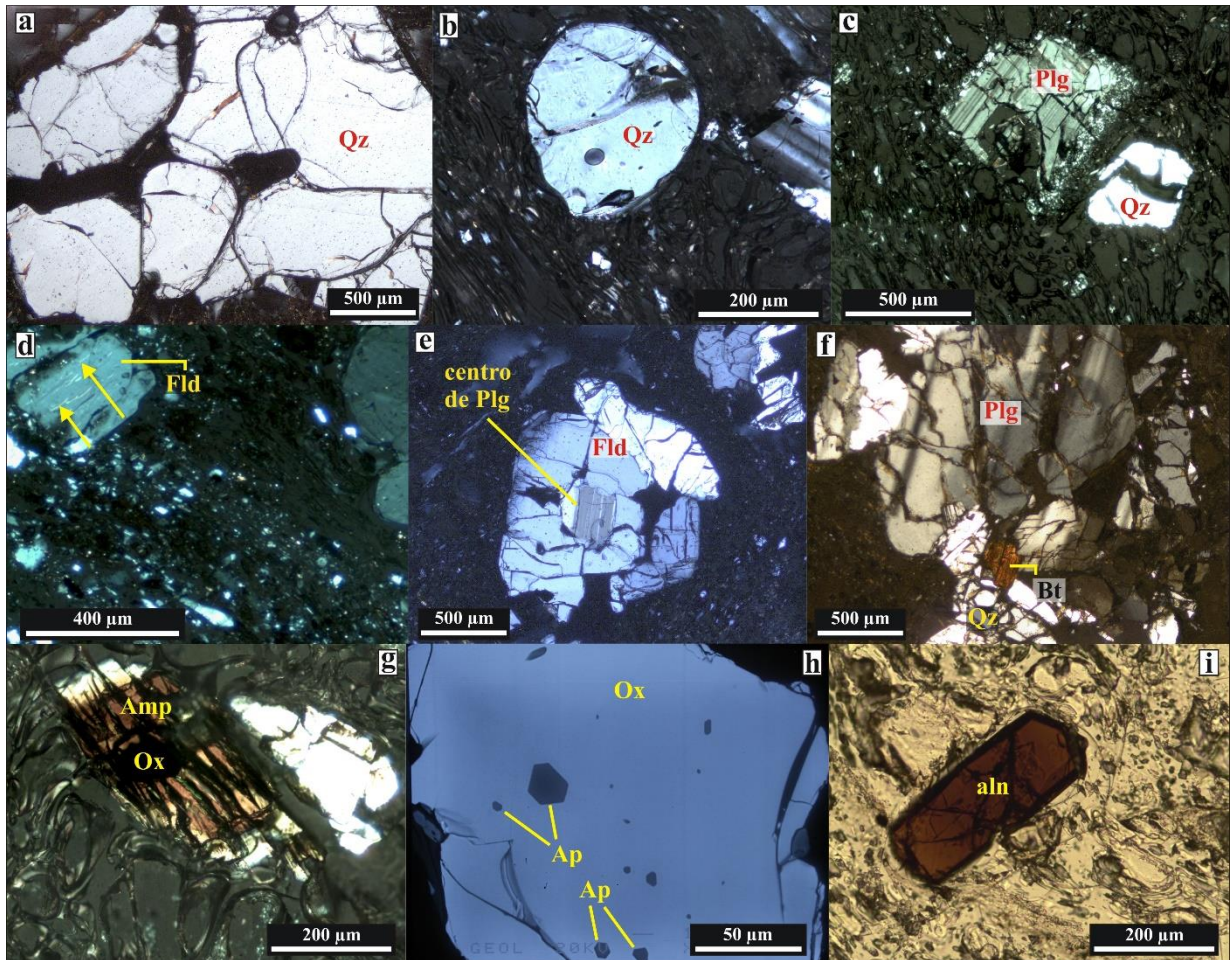


Figura 16. Microfotografías de **a-b**) fenocristales de cuarzo (Qz) con golfos de corrosión y formas redondeadas, **c**) fenocristal de plagioclasa (Plg) con corona de disolución, **d**) fenocristal de feldespato (Fld) con lamelas de exsolución (señaladas con flechas), **e**) fenocristal de feldespato con centro de plagioclasa anhedral, **f**) glomero-cristal compuesto por fenocristales subhédrales-anhedrales de plagioclasa, cuarzo y biotita (Bt), **g**) fenocristal de anfíbol (Amp) anhedral con una inclusión de óxidos de Fe-Ti (Ox), **h**) cristal de óxido de Fe-Ti con inclusiones de apatito (Ap), **i**) fenocristal euédral de alanita (aln). Las microfotografías (a-g) fueron tomadas con luz polarizada, (h) con electrones retrodispersados y (i) con luz paralela.

La composición química de los grandes cristales de plagioclasa es oligoclasa, con contenidos de anortita en el centro de 11.8 a 29.4 % molar, mientras que los bordes varían de An_{11-23.7} (Figura 15a; Anexo 1-Tabla 3). De manera individual, dichos cristales comúnmente no

presentan zoneamiento, sin embargo cuando éste está presente es de tipo normal. Cabe destacar que en las bandas grises de la pómez bandeada, se analizaron dos cristales de plagioclasa con valores altos de anortita (46 y 54 % molar; Figura 15a; Anexo 1-Tabla 3). Dichos cristales corresponden a microfenocristales ($\sim 83 \mu\text{m}$ de diámetro) con formas subhedrales y a fragmentos de cristales. Por otro lado, los grandes cristales de feldespato (tanto centros como bordes), así como los microlitos, fueron clasificados como sanidinos con un rango en el contenido de ortoclasa de Or_{49-64} y Or_{40-47} , respectivamente (Figura 15a; Anexo 1-Tabla 3).

Las fases hidratadas de los clastos de la SPB están representadas por fenocristales ($< \sim 1.5 \text{ mm}$) y microfenocristales ($< \sim 300 \mu\text{m}$) de biotita y anfíbol. Las biotitas a menudo muestran formas euhedrales (Figura 13h) y su composición química se caracteriza por una moderada variación composicional, con altas concentraciones de FeO (24.74-28.13 % en peso), así como bajas concentraciones de MgO (4.19-6.12 % en peso) y Al_2O_3 (11.61-13.49 % en peso) (Anexo 1-Tabla 4). De acuerdo con el diagrama ternario Mg vs. ($\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$) vs. ($\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}$) (después de Foster, 1960), las biotitas presentan una composición química de biotita ferrosa. Asimismo, cabe mencionar que se observaron algunos microfenocristales de biotita subhedral, formando parte de los glomerocristales constituidos por los grandes cristales de plagioclasa, cuarzo y sanidino (Figura 16f). Los anfíboles ocurren principalmente como fenocristales subhedrales y muy escasamente como fenocristales anhedrales (Figura 16g). Su composición química tanto en el centro como en el borde del cristal, es muy homogénea, desplegando concentraciones relativamente uniformes en Al_2O_3 (6.48-7.42 % en peso), Na_2O (1.72-2.0 % en peso), CaO (9.44-10.19 % en peso) y K_2O (0.68-0.87 % en peso); así como una moderada variación composicional en MgO (5.78-7.66 % en peso) y FeO (24.14-27.61 % en peso). Con base en la nomenclatura de Leake *et al.* (1997), los anfíboles pertenecen al grupo cálcico ($\text{Ca}_B \geq 1.5$ átomos por unidad de fórmula [a.p.f.u.]) con contenidos de álcalis $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0.50$ a.p.f.u. (Anexo 1-Tabla 5) y se clasifican como ferro-edenitas ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) < 0.5$) (Figura 15b).

Los óxidos de Fe-Ti se observan como microfenocristales ($< \sim 300 \mu\text{m}$) con formas subhedrales y anhedrales, y contienen abundantes inclusiones de apatito (Figura 16h). Se encuentran de manera aislada en la matriz, como inclusiones en los cristales de biotita, alanita y anfíbol (Figuras 13g y 16g), y compartiendo bordes con cristales de anfíbol, biotita y circón (Figura 13g), que en ocasiones forman pequeños agregados de $\sim 1 \text{ mm}$. La composición química predominante en los óxidos de Fe-Ti es la ulvoespinela (o titanomagnetita), con una fracción molar que varía de $X_{\text{Usp}} = 0.30-0.38$ (Anexo 1-Tabla 6). De manera muy escasa también se

encuentra la ilmenita con una fracción molar de $X_{\text{ilm}} = 0.92$ (Anexo 1-Tabla 6). La fracción molar de dichos minerales, fue calculada utilizando el esquema de recalculación propuesto por Stormer (1983).

El circón y la alanita representan minerales accesorios en las muestras de la SPB, ocurren como microfénocristales ($< \sim 260 \mu\text{m}$) y fenocristales ($< \sim 500 \mu\text{m}$), y tienen formas euhedrales y subhedrales. Los circones se aprecian como cristales independientes en la matriz, como inclusiones en los cristales de plagioclasa, alanita y óxidos de Fe-Ti y como cristales rotos; mientras que la alanita se observó de forma aislada en la matriz, presentando un relieve alto y color café rojizo en luz paralela (Figura 16i). Asimismo, varios cristales de circón separados a partir del depósito de caída de la SPB fueron fechados por el método $^{238}\text{U} / ^{230}\text{Th}$, arrojando un rango de edades de cristalización entre $162.31^{+16.56}_{-19.54}$ ka y $46.33^{+3.2}_{-5.2}$ ka (Salinas-Montoya, 2017).

4.2.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

La importancia de determinar y analizar las concentraciones de los elementos mayores, traza y tierras raras, así como las relaciones isotópicas en una roca ígnea, radica en lo siguiente:

Los elementos mayores, al dominar la composición química total de una roca (presentes en concentraciones mayores a 0.1 % en peso), generalmente son utilizados para la nomenclatura, clasificación química y relación genética de las rocas, cuyas concentraciones de algunos elementos son graficados en diagramas cartesianos de dos variables (x y y) (Rollinson, 1993; Winter, 2001; Best, 2003).

Los elementos traza y tierras raras, a pesar de estar presentes en concentraciones menores a 0.1 % en peso, son considerados como sensibles discriminadores de procesos petrogenéticos, debido a que las diferentes fases en el magma incorporan o excluyen selectivamente a dichos elementos. Esta selección brinda vislumbres del origen de los sistemas magmáticos y de su evolución (Winter, 2001) y está en función del comportamiento químico que los elementos traza presentan durante la fusión parcial del manto terrestre. Cuando el manto se funde, los elementos traza muestran preferencia ya sea por las fases sólidas (minerales) o líquidas (fundido); por lo que aquellos elementos cuya preferencia es la fase mineral son descritos como compatibles, mientras que los elementos cuya preferencia es la fase fundida son descritos como incompatibles (Rollinson, 1993). Los elementos traza pueden presentar diferentes grados de compatibilidad e incompatibilidad, por lo que pueden variar en su comportamiento dependiendo de la composición del magma. Asimismo, este comportamiento es expresado en términos del

coeficiente de partición D^2 ; en donde los elementos compatibles tienen un coeficiente de partición $D > 1$ y los incompatibles $D < 1$ (Rollinson, 1993).

Los isótopos de un elemento, específicamente los radioactivos y radiogénicos, ofrecen información sobre la fuente a partir de la cual fueron extraídos los magmas; ya que gracias a la pequeña diferencia de masas que existe entre cualquier par de isótopos radiogénicos, éstos no se fraccionan por procesos controlados por el equilibrio cristal-fundido, pudiendo sobrevivir así a los eventos de fraccionamiento químico que puede presentar un magma durante su evolución. Por lo tanto, durante el proceso de fusión parcial, un magma puede heredar la composición isotópica de su fuente y mantenerse constante durante procesos de cristalización fraccionada subsecuentes, siempre que el magma no se contamine por hidrotermalismo o por la adición de rocas encajonantes y lotes de magma que tengan una composición isotópica diferente (Faure, 1986; Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

Con el objetivo de clasificar, comparar, relacionar y distinguir diferencias o similitudes entre los magmas del CVLA y del volcán Guangoche, y de inferir los procesos petrogenéticos involucrados en la formación de las rocas ígneas en estudio; se determinaron sus concentraciones de elementos mayores, traza y tierras raras, así como sus relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb (Anexo 1-Tabla 7), y fueron analizadas en diagramas binarios de variación y en diagramas multielementos normalizados con respecto a un estándar de referencia. Los diagramas de variación al ser controlados por procesos de fraccionamiento cristal-fundido, ya sea fusión parcial o cristalización fraccionada, pueden ilustrar el curso de la evolución química de los líquidos magmáticos cogenéticos (referidas como líneas de descenso del líquido). Los diagramas multielementos, al graficar varios elementos en un mismo espacio, brindan una visión general del comportamiento de los elementos traza, así como de sus abundancias relativas desplegando picos positivos y negativos; por lo que se puede inferir él o los minerales involucrados en la génesis de los magmas o las características de la fuente a partir de la cual se crearon dichos magmas (Rollinson, 1993; Winter, 2001; Best, 2003).

Los resultados geoquímicos de este estudio, se complementaron con datos de trabajos previos reportados por Dobson y Mahood (1985), Pradal y Robin (1994), Macías *et al.* (2008), Arce *et al.* (2012) y Rangel (2013) (Anexo 1-Tabla 7). Además se incluyó la muestra de un enclave encontrado dentro de las lavas del volcán San Andrés (muestra ENC-SA-1; Tabla 7).

² El coeficiente de partición "D" está dado por la expresión $D = \frac{\text{Concentración del elemento en el mineral}}{\text{Concentración del elemento en el líquido}}$

4.2.1.- Geoquímica de elementos mayores

Nomenclatura y clasificación

En términos del contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) total *versus* sílice (Figura 17a) y con base en su contenido de aluminio, los productos juveniles pertenecientes a las erupciones efusivas y explosivas del volcán Guangoche, son clasificados como riolitas peraluminosas ($\text{Al}_2\text{O}_{3\text{molar}} > [\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}]_{\text{molar}}$) con contenidos en SiO_2 de entre 74 y 77.4 % en peso (base anhidra; Anexo 1-Tabla 7); mientras que las rocas del CVLA muestran una variación de andesitas basálticas a riolitas, con un rango en el contenido de SiO_2 de 54 a 77 % en peso. Por otra parte el enclave es andesítico, con 63 % en peso de SiO_2 (Anexo 1-Tabla 7). Asimismo, conforme a la división propuesta por Irvine y Baragar (1971) (Figura 17a), las rocas antes mencionadas pertenecen a la serie magmática subcalina con contenidos de álcalis variables entre 4.5 y 8.9 % en peso (Anexo 1-Tabla 7). De acuerdo al diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 17b), algunas de las rocas del CVLA (las menos diferenciadas) y el enclave, pertenecen a la serie calcoalcalina, mientras que otras (las dacitas y riolitas) caen dentro del campo de las series calcoalcalinas de alto K, al igual que los productos del volcán Guangoche.

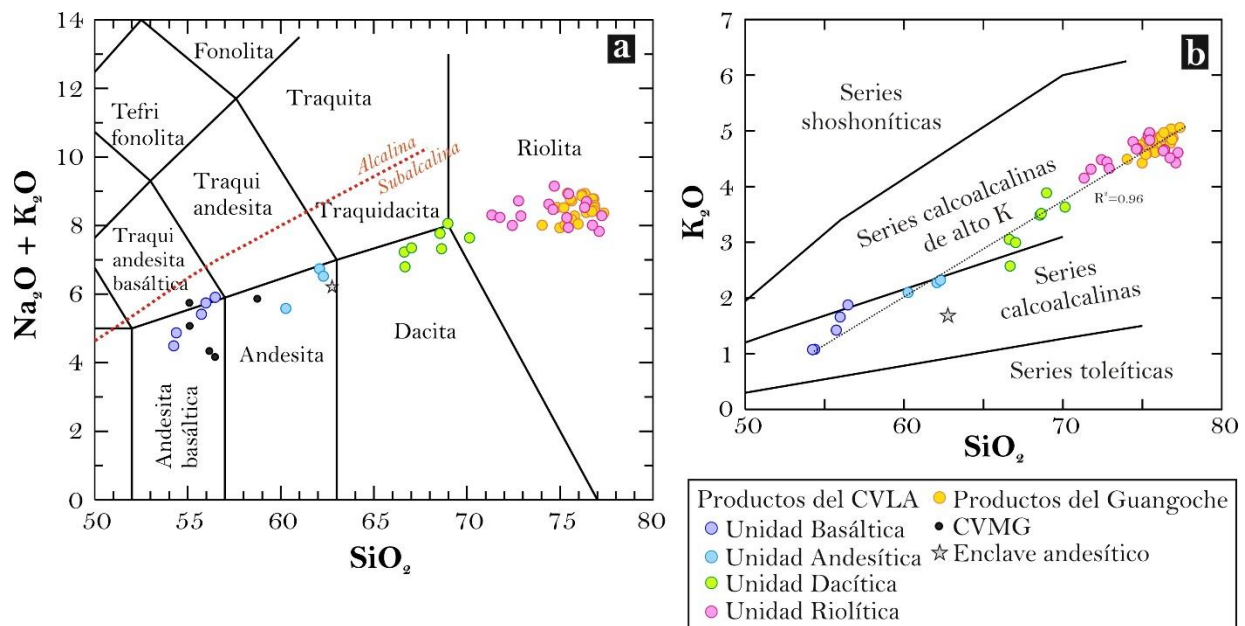


Figura 17. a) Diagrama de álcalis total *versus* sílice (TAS) para la clasificación de rocas volcánicas (Le Maitre *et al.*, 1989). La línea punteada que separa a las series alcalinas de las subalcalinas fue tomada de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama del contenido de K_2O *versus* SiO_2 , que muestra la subdivisión de las rocas subalcalinas, propuesta por Peccerillo y Taylor (1976). La línea discontinua representa la relación lineal de los datos obtenida a partir de una regresión lineal (R^2). CVMG = Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

Diagramas binarios de variación

Los diagramas de variación de los elementos mayores despliegan relaciones lineales (con un coeficiente de correlación lineal “R²” de entre 0.88 y 0.99), mostrando tendencias negativas con empobrecimientos en los contenidos de CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ y MgO a medida que las concentraciones de SiO₂ incrementan (Figura 18a-e), así como una tendencia positiva en K₂O, con un aumento gradual de este elemento al incrementar la concentración de SiO₂ (Figura 17b). La relación entre los contenidos de SiO₂ y Na₂O se define con una tendencia fuertemente segmentada, correlacionándose de manera positiva las rocas máficas e intermedias (hasta 63 % en peso de SiO₂) y de forma negativa las rocas dacíticas y riolíticas. Estas últimas presentan una caída drástica en el contenido de Na₂O con pequeñas variaciones en el contenido de sílice (Figura 18f). De manera similar, este último comportamiento puede ser observado en el diagrama del Al₂O₃ (Figura 18b), en donde se aprecia una inflexión en las rocas riolíticas a aproximadamente 75 % en SiO₂. En el MgO también se muestra una inflexión en aproximadamente 56 % en peso de SiO₂ (Figura 18e).

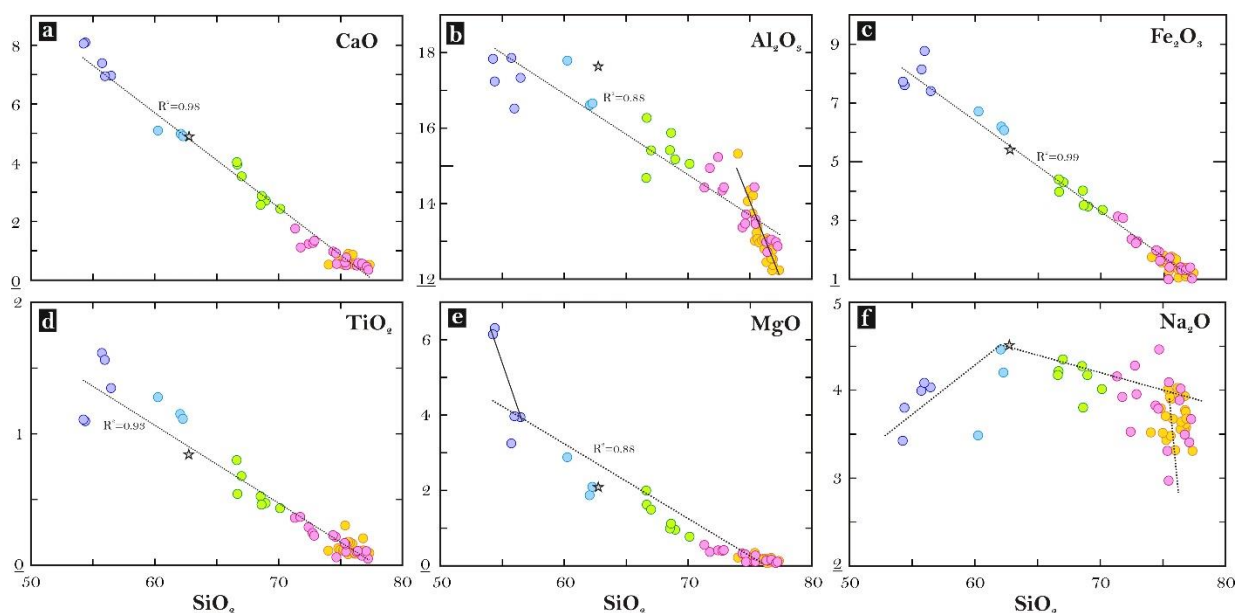


Figura 18. Diagramas binarios de variación de los elementos mayores. Las líneas discontinuas representan la relación lineal de los datos obtenida a partir de una regresión lineal (R²), mientras que las líneas continuas representan los cambios de pendiente correspondientes a zonas de inflexión. En todos los diagramas las abundancias de los elementos mayores, expresadas en óxidos, están dadas en porcentaje en peso y como valores normalizados al 100 % (Anexo 1-Tabla 7). La simbología es la misma que la de la Figura 17.

4.2.2.- Geoquímica de elementos traza y tierras raras

Las concentraciones de los elementos traza y de las tierras raras de las rocas del CVLA y de los productos del volcán Guangoche (Anexo 1-Tabla 7), fueron evaluadas a través de diagramas

de variación x-y (Figuras 19, 20 y 21) y a través de diagramas multielementos normalizados con respecto a un estándar de referencia (Figuras 22 y 23).

Diagramas binarios de variación

-Elementos compatibles

En general, los elementos Co, V, Ni, Cr, Cu y Zn (considerados como compatibles con los minerales del manto durante procesos de fusión parcial; Rollinson, 1993), muestran una disminución en su concentración a medida que el contenido de SiO_2 aumenta, por lo que despliegan tendencias con pendientes negativas (Figura 19). Asimismo, en el Co, V, Ni y Cr se aprecia un punto de inflexión en las pendientes a aproximadamente 56 % en peso de SiO_2 , en donde estos elementos disminuyen drásticamente con cambios muy pequeños en las concentraciones de SiO_2 (Figura 19a-d). A partir de dicha inflexión, la variación en las concentraciones del Ni y Cr es mínima dando como resultado tendencias casi horizontales (Figura 19c, d). Finalmente, un aspecto importante que resalta en el diagrama de variación del Cr es que los productos del volcán Guangoche, presentan una amplia variación (3 a 147 ppm; Anexo 1-Tabla 7) a contenidos similares de SiO_2 (Figura 19d).

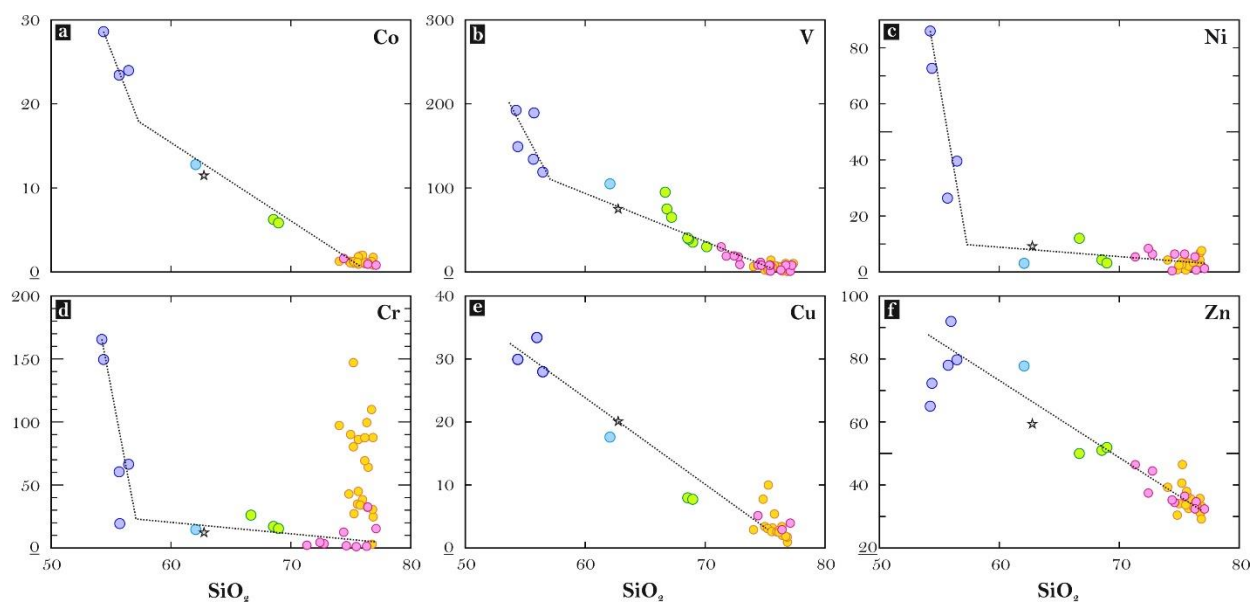


Figura 19. Diagramas binarios de variación de elementos traza compatibles con los minerales del manto *versus* sílice. Las líneas punteadas representan las probables tendencias de evolución de los magmas. La simbología es la misma que en la Figura 17.

- Elementos incompatibles

Los elementos incompatibles se dividen con base en su relación “carga de los cationes/tamaño del radio iónico” en elementos litófilos de radio iónico grande (*Large Ion Lithophile Elements*, LILE) tales como Cs, Ba, Sr, Rb, U y Pb, y en elementos de alto potencial iónico (*High Field Strength Elements*, HFSE: Zr, Nb, Ta, Hf) por ser aquellos que presentan alta carga y radio iónico pequeño (Rollinson, 1993). Para el caso de las tierras raras, éstas generalmente se comportan de manera incompatible, salvo con ciertos minerales y/o condiciones de oxidación del magma es que pueden comportarse como compatibles. Habitualmente los elementos LILE tienden a movilizarse en fluidos acuosos (Figura 20), mientras que los HFSE y tierras raras no (Figura 21); por lo que los decrementos e incrementos en sus concentraciones de los LILE pueden estar asociados ya sea a procesos de intemperismo, metamorfismo o alteración hidrotermal, o a la adición de fluidos provenientes de una placa en subducción (para el caso de los márgenes continentales), mientras que las variaciones en las concentraciones de los HFSE y tierras raras es controlada por la química de la fuente y por los procesos que tienen lugar durante la evolución de las rocas (Rollinson, 1993).

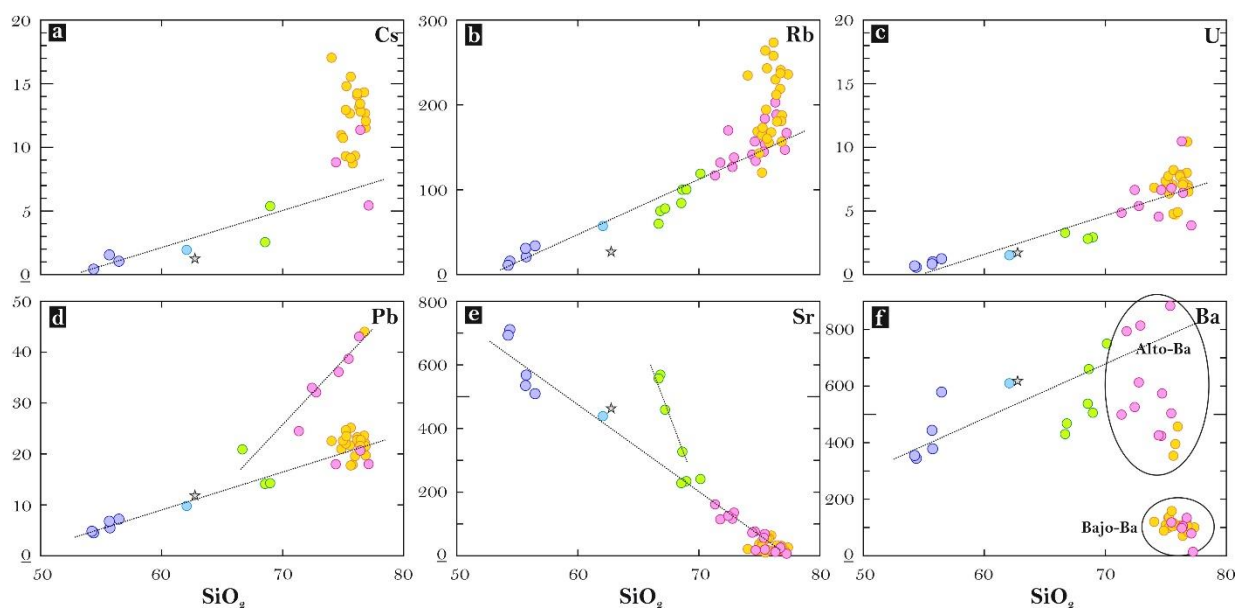


Figura 20. Diagramas binarios de variación de los elementos traza incompatibles y móviles en fluidos acuosos. Las líneas punteadas indican las tendencias de los datos. La simbología es la misma que la de la Figura 17.

Tomando en cuenta la clasificación de los elementos traza con respecto a su movilidad en fluidos acuosos, las concentraciones de los elementos **móviles** Cs, Rb, U, Pb y Ba tienden a aumentar a medida que se incrementa el SiO_2 , mientras que el Sr tiende a disminuir (Figura 20). Particularmente en el Cs y Rb, las rocas del volcán Guangoche presentan las

concentraciones más altas, así como una amplia variación con pequeños cambios en el SiO_2 (Figura 20a y b). En el Pb y en el Sr, se desarrollan dos pendientes con distinta inclinación; para el Pb, una de éstas involucra rocas de la Unidad Dacítica y de la Unidad Riolitica del CVLA, mientras que para el Sr una de las pendientes implica sólo a las rocas de la Unidad Dacítica (Figura 20d y e). Finalmente, en el Ba se observa que las riolitas forman dos grupos, uno con bajas concentraciones en Ba (<158 ppm) y otro con altas concentraciones (>345 ppm) (Figura 20f; Anexo 1-Tabla 7). Dentro del grupo de las riolitas con bajo Ba, se encuentran todos los productos explosivos del volcán Guangoche, su domo y algunas lavas del CVLA (mesa el Bosque, domo El Cedro y el flujo de lava perteneciente al volcán Mozo).

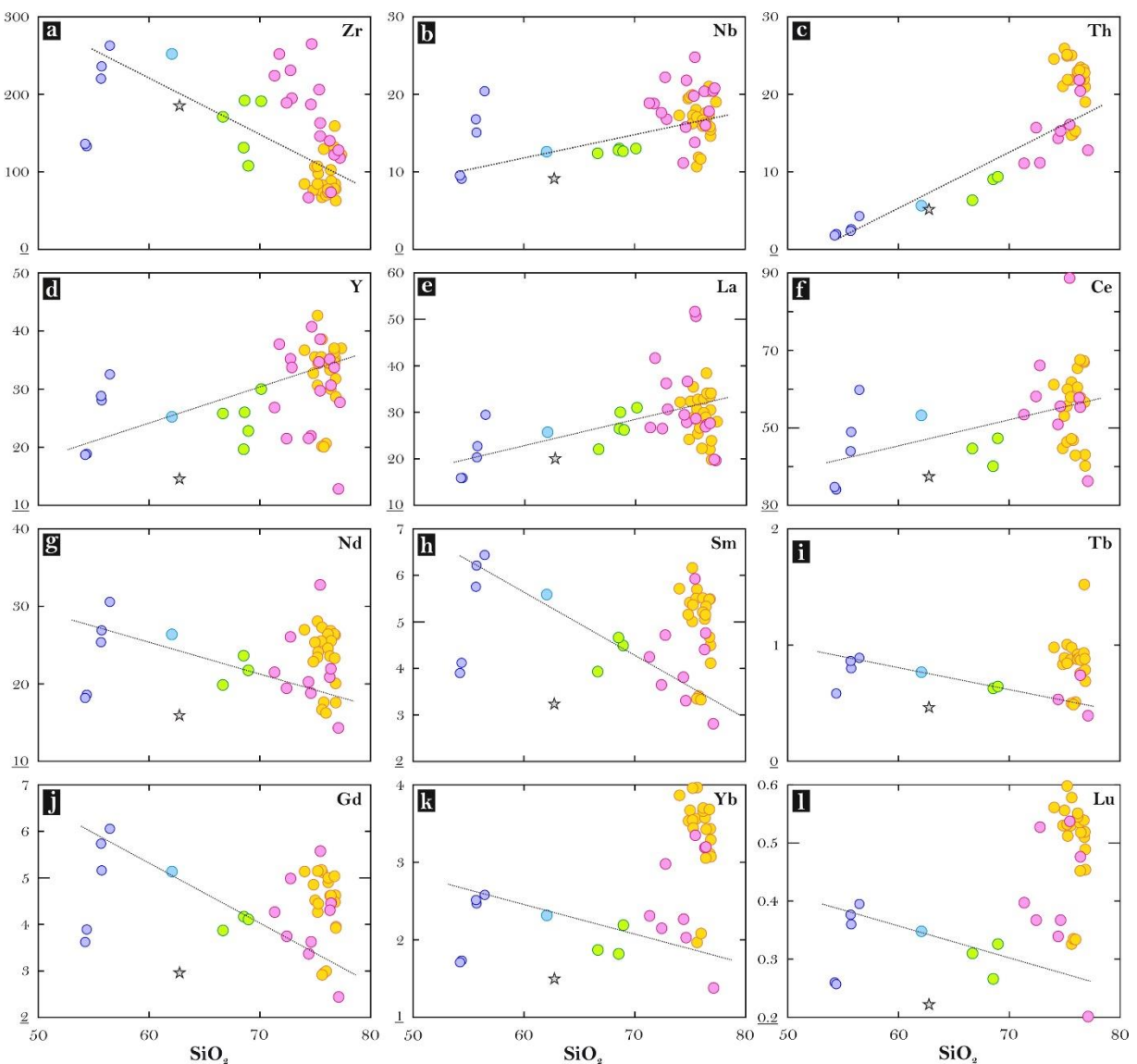


Figura 21. Diagramas binarios de variación de los elementos traza incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos. Las líneas punteadas representan las tendencias principales de los datos. La simbología es la misma de la Figura 17.

De acuerdo con los diagramas de la figura 21, en general las concentraciones de los elementos **inmóviles** en todas las rocas en estudio son heterogéneas y presentan una amplia variación, la cual se torna más pronunciada en los magmas riolíticos. No obstante, a medida que incrementa el SiO₂, en general se despliegan tendencias negativas en los elementos Zr, Nd, Tb, Gd, Yb y Lu (Figura 21a, g-l), así como tendencias positivas en el Nb, Th, Y, La y Ce (Figura 21b-f). Es importante hacer notar que en las rocas riolíticas del volcán Guangoche, los elementos Th, Nd, Sm, Tb, Gd, Yb y Lu tienen las concentraciones mayores en comparación con las rocas del CVLA (Figura 21c, g-l); es decir los magmas del volcán Guangoche están enriquecidos en tierras raras con los números atómicos más altos.

Diagramas multielementos

Las concentraciones de las tierras raras de las rocas aquí estudiadas, fueron normalizadas con respecto a la composición de la condrita C1, según los valores propuestos por Sun y McDonough (1989). En los diagramas de la figura 22, los elementos están acomodados de izquierda a derecha en orden creciente de su número atómico y compatibilidad; en donde las tierras raras más incompatibles y con números atómicos bajos, entre 57 (La) y 62 (Sm), son referidas como tierras raras ligeras (*Light Rare Earth Elements*, LREE); mientras que aquellas con los números atómicos más altos (64: Gd - 71: Lu), son referidas como tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*, HREE) (Gill, 2010) (Figura 22a).

De manera general, se observa que todas las rocas exhiben un enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE, ya que muestran un enriquecimiento de hasta ~100 veces el valor condritico y presentan un grado de fraccionamiento, dado por la relación $(La/Yb)_N^3$, de entre 4.4 y 12.9. Asimismo, exhiben patrones muy fraccionados en LREE $[(La/Sm)_N = 2.3-5.5]$ y planos a ligeramente cóncavos para las HREE $[(Gd/Yb)_N = 1.0-1.9]$. Adicionalmente, se pueden observar anomalías en el Eu y Ce que van de ligeramente positivas (en algunas rocas de la Unidad Basáltica y en el enclave para el Eu, y en algunas rocas de la Unidad Dacítica y riolitas del CVLA para el Ce) a negativas. Nótese que la profundidad de la anomalía negativa en Eu, va incrementado a medida que las rocas están más evolucionadas; teniendo las anomalías negativas más pronunciadas en las rocas que muestran los valores más bajos en Ba (Figura 22c, d). Las anomalías de Eu y Ce anteriormente descritas, pueden ser expresadas cuantitativamente

³ El subíndice "N" se refiere a los valores de tierras raras de las rocas en estudio, normalizados con respecto a la composición de la condrita C1 según los valores propuestos por Sun y McDonough (1989).

con las relaciones Eu/Eu^* y Ce/Ce^* , presentando un rango que va de 1.16 a 0.08 y de 0.76 a 1.07, respectivamente (Anexo 1-Tabla 7). Por último, se puede observar que los patrones de HREE en las rocas de la Unidad Basáltica, en las riolitas del CVLA y en los productos del volcán Guangoche muestran dispersión (Figura 22a, c, d).

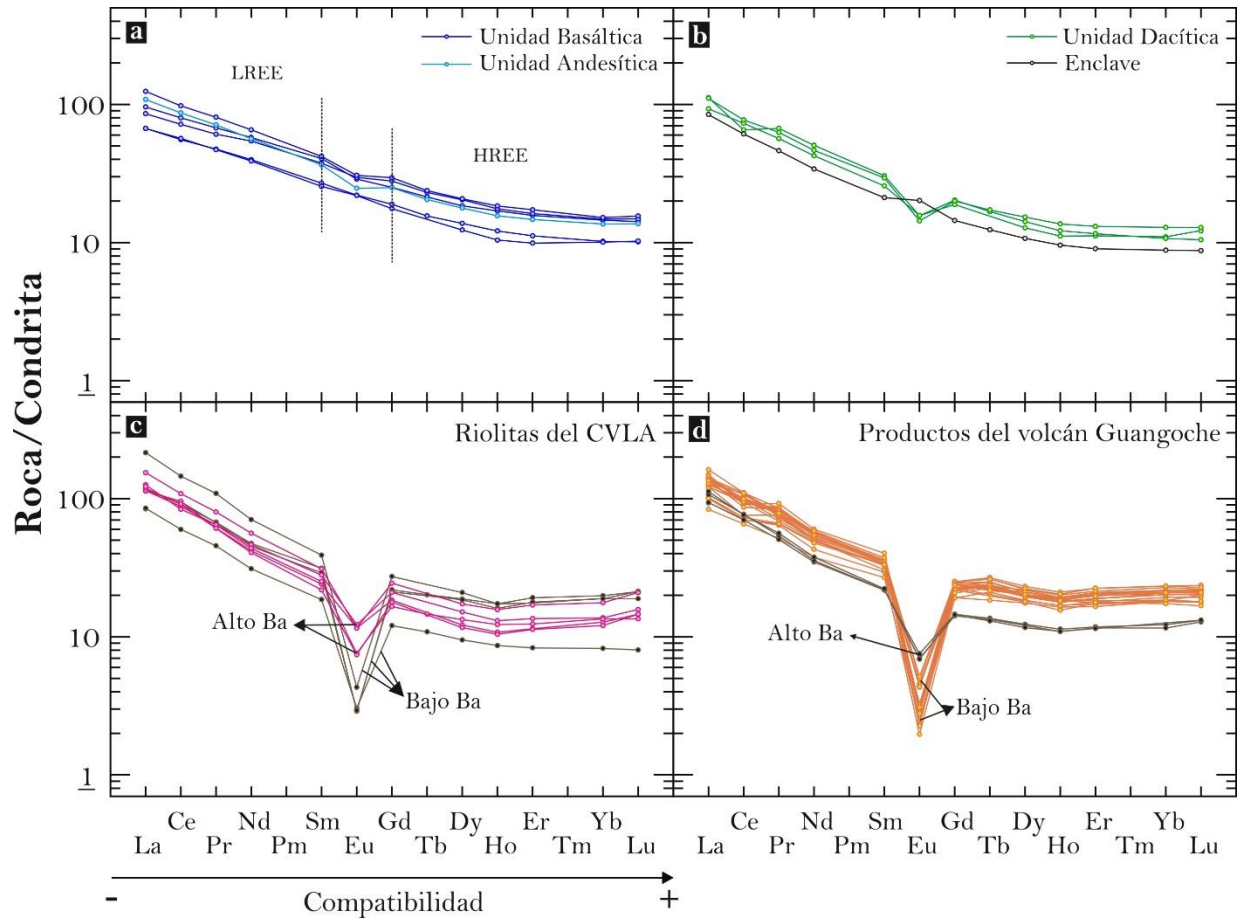


Figura 22. Diagramas multielementos para las tierras raras normalizados con respecto a la composición de la Condrita C1, según los valores de Sun y McDonough (1989).

Igualmente, los elementos traza y las tierras raras de las rocas en estudio fueron normalizadas con respecto a los valores propuestos por Sun y McDonough (1989) para el NMORB. En el diagrama de la figura 23 los elementos están ordenados de izquierda a derecha disminuyendo su grado de incompatibilidad. De manera general se observa que los elementos Cs, Rb, Ba, K y Pb (pertenecientes al grupo de los LILE) se encuentran más enriquecidos que los elementos Nb y Ti (elementos HFSE), mostrando picos positivos muy marcados en K y Pb,

⁴ $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / \sqrt{[(\text{Sm}_N) * (\text{Gd}_N)]}$ (Rollinson, 1993); $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N / [(2/3 * \text{La}_N) + (1/3 * \text{Nd}_N)]$ (Mori *et al.*, 2009).

así como picos negativos en Nb. Asimismo, casi todos los elementos se encuentran por arriba de la línea promedio del NMORB, por lo que están enriquecidos con respecto a dicha referencia. Como excepción, las HREE (Dy, Yb, Lu) y el Y en las rocas menos evolucionadas del CVLA y en las riolitas que pertenecen al grupo de alto Ba, se encuentran empobrecidas con relación al NMORB y despliegan ligeros picos positivos y negativos en Y e Yb, respectivamente. Adicionalmente, el Sr, Eu y Ti se encuentran por debajo del NMORB en las rocas riolíticas.

Un aspecto importante que resalta en los diagramas de la figura 23c y d son las anomalías negativas en Ba, Sr, P, Zr, Eu y Ti, que muestran todas las rocas riolíticas. Estas anomalías son más pronunciadas en las riolitas pertenecientes al grupo de bajo Ba.

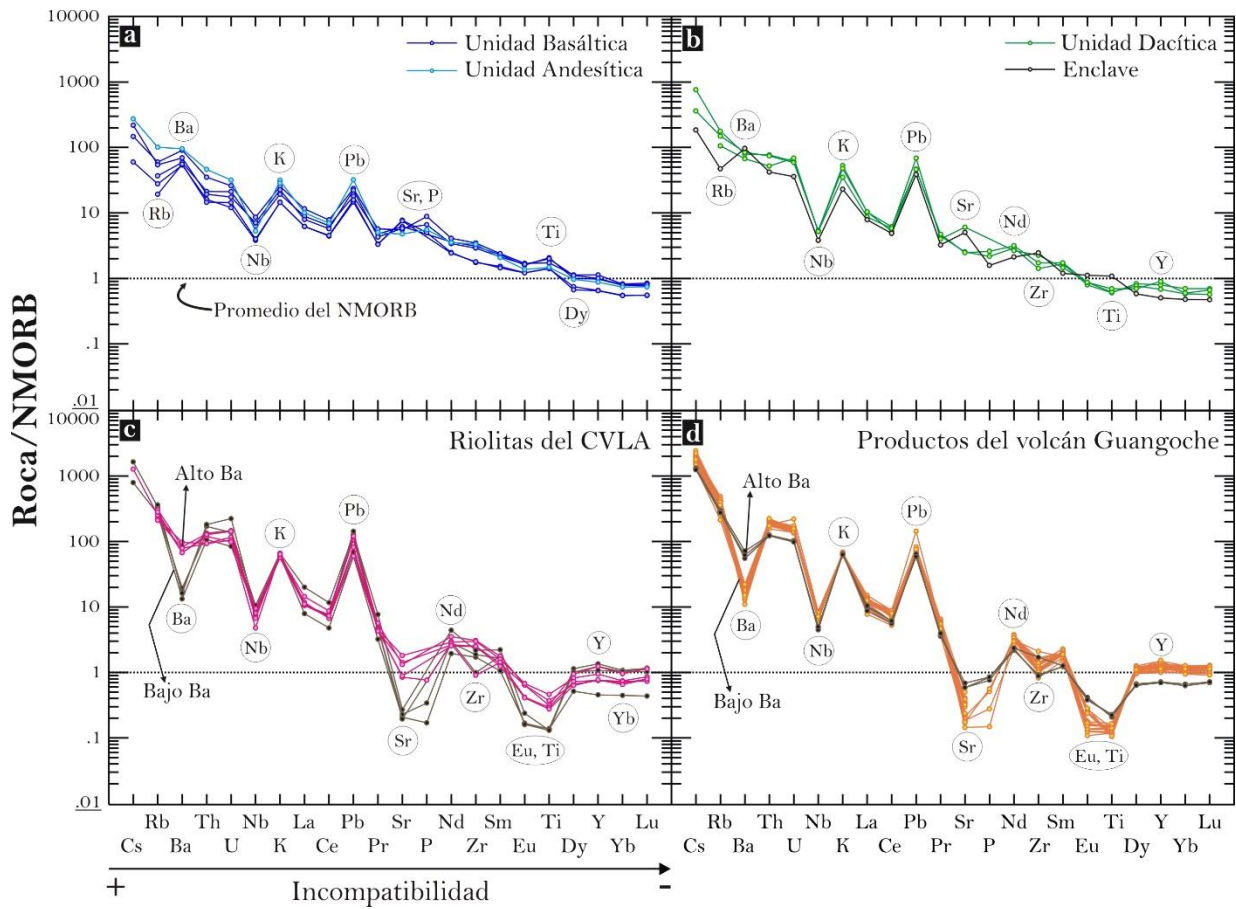


Figura 23. Diagramas multielementos normalizados con respecto a la composición del NMORB, según los valores de Sun y McDonough (1989).

4.2.3.- Geoquímica isotópica de Sr, Nd y Pb

Un total de 18 análisis isotópicos de los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb fueron realizados en rocas representativas de las unidades del CVLA, en los productos del volcán Guangoche, en uno de los enclaves andesíticos encontrados dentro de las lavas dacíticas del volcán San Andrés

y en una roca perteneciente a un flujo de lava del CVMG (muestra Cap-1409) que aflora a ~ 5 km al oeste del volcán Guangoche (afloramiento #50; Figura 3) (Anexo 1-Tabla 8). La ubicación de las muestras se indica en la figura 3. Sumado a los análisis anteriores, se incluyeron datos de las composiciones isotópicas de las fuentes que pudieron intervenir en la génesis de los magmas aquí estudiados (Anexo 3-Tabla 17). Dichas fuentes engloban datos del manto superior (Heinrich y Besch, 1992; Schaaf *et al.*, 1994); de la Dorsal del Pacífico Oriental (MORB; *Mid-Ocean Ridge Basalts*, por sus siglas en inglés) entre aproximadamente $12.5^\circ - 14^\circ$ de latitud norte y $-104^\circ - -103.5^\circ$ de longitud oeste (Engel *et al.*, 1965; Zindler *et al.*, 1984; Batiza y Vanko, 1984; Hekinian *et al.*, 1985; Smith, 1987; Sun y McDonough, 1989; Jochum *et al.*, 1993; Verma, 2000b; Zhang *et al.*, 2010), de la corteza inferior (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014), del terreno Guerrero (Centeno-García *et al.*, 1993), de rocas intrusivas asociadas a la subducción de Farallón (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) y de sedimentos de la placa de Cocos (Verma, 2000b; LaGatta, 2003). Una descripción más detallada de algunas de las fuentes antes mencionadas, se puede encontrar en la sección de anexos (Anexo 3).

Las composiciones isotópicas de las rocas en estudio despliegan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían de 0.703095 a 0.704273, encontrándose el 83 % de los datos en un rango de entre 0.704020 y 0.704202; mientras que las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varían de 0.512737 a 0.512841 y tienen valores de ϵNd entre +1.93 y +3.96 (Anexo 1-Tabla 8). Las muestras que presentan los valores menos radiogénicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (con valores de 0.703095 y 0.703589; Anexo 1-Tabla 8) pertenecen al CVMG y a una de las rocas de la Unidad Basáltica que aflora al sur del campo geotérmico (muestra Ba-1415; afloramiento #3, figura 3). Por su parte, las rocas que exhiben los valores más radiogénicos (alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) están representadas por las muestras del enclave andesítico y una riolita del CVLA (Anexo 1-Tabla 8). Con lo referente a las relaciones isotópicas de plomo, éstas muestran los siguientes rangos: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.4822–18.7454; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.5430–15.6283; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.1038–38.5984.

En el diagrama de la figura 24a y b ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), todas las rocas en estudio caen dentro del arreglo del manto, con dos tendencias principales, una vertical y la otra negativa. La tendencia vertical comprende a las rocas andesíticas, dacíticas, y algunas riolíticas del CVLA y volcán Guangoche, cuyas composiciones isotópicas se ubican entre fuentes con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bajas, representadas por las rocas del terreno Guerrero (subterrenos Teloloapan-TG₃ y Huetamo-TG₄), y entre una fuente con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ altas, representada por rocas del manto superior (piroxenita de espinela = Ms₃). Mientras que la

tendencia negativa, formada por las rocas de la Unidad Basáltica y por rocas riolíticas del CVLA y volcán Guangoche, se ubica entre una fuente con relaciones isotópicas de Sr bajas y Nd altas, representada por rocas del manto superior (piroxenita de espinela = Ms_3), y entre fuentes con relaciones isotópicas de Sr altas, representadas por las rocas intrusivas y por rocas del Terreno Guerrero (subterreno Teloloapan = TG_3).

Los isótopos de Pb de las rocas en estudio, se graficaron en diagramas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *versus* $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 24c) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *versus* $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 24d). De manera general, las rocas se correlacionan de forma positiva y se ubican sobre una línea de mezcla entre los sedimentos terrígenos y pelágicos; aunque la mayoría de éstas con tendencia hacia la composición de los sedimentos terrígenos (Figura 24d). En cuanto a la muestra del CVMG, ésta se encuentra formando parte de la misma tendencia y cae dentro de los sedimentos pelágicos (Figura 24c, d).

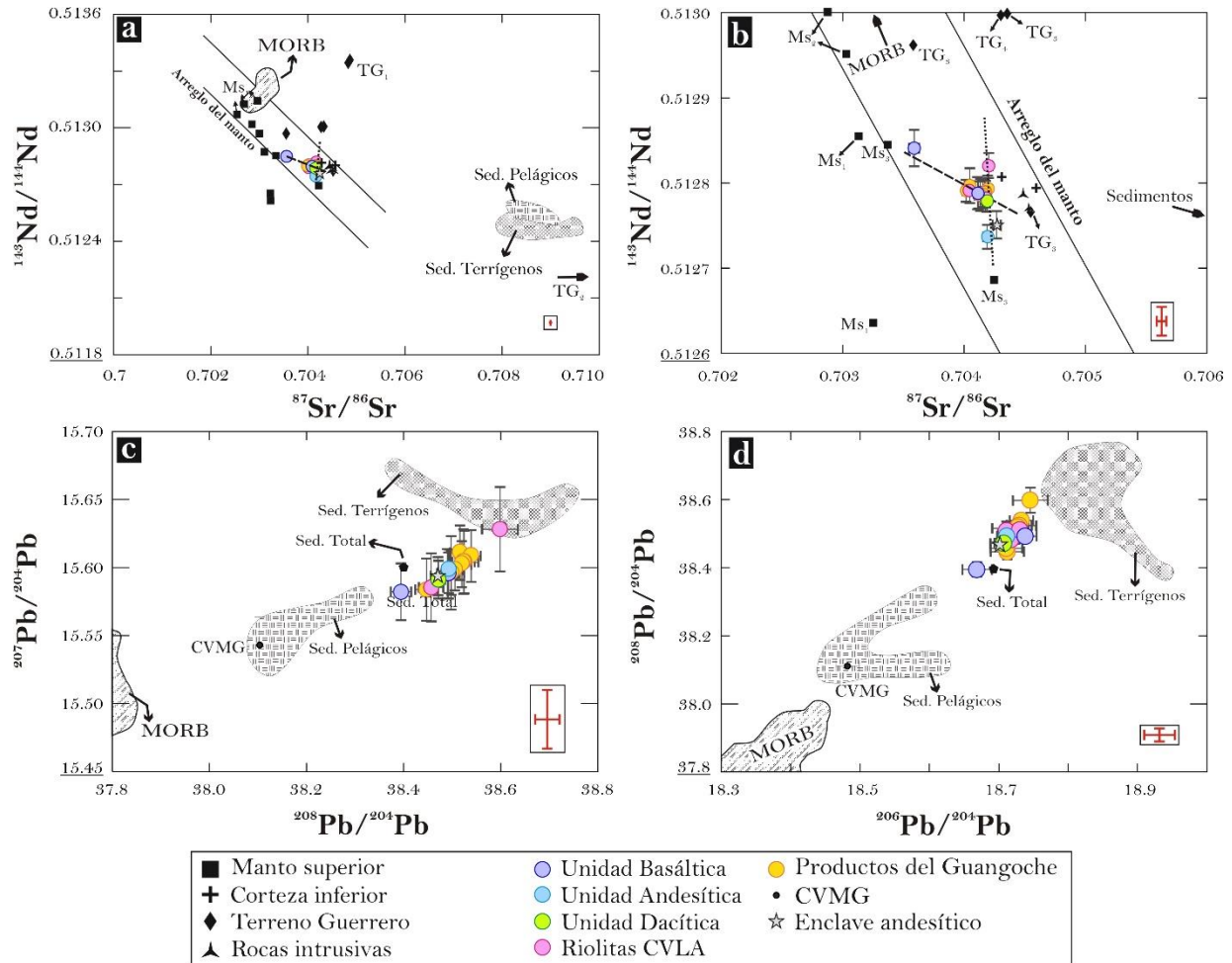


Figura 24. Diagramas de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb para las rocas en estudio, así como de las fuentes que pudieron intervenir en su petrogénesis. Datos del manto superior (Ms_1 = Lertzolitas de espinela; Ms_2 = Piroxenitas de hornblenda; Ms_3 = Websteritas y piroxenitas de espinela; Schaaf *et al.*, 1994). Corteza inferior (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). Datos del Terreno Guerrero (TG_1 = Complejo Arteaga; TG_2 = Fm. Vavales; TG_3 = Subterreno Teloloapan; TG_4 = Subterreno Huetamo; Centeno-García *et al.*, 1993). Datos de rocas intrusivas del Oligoceno-Eoceno (Plutones de la Huacana; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). Datos de los sedimentos (Sed.) terrígenos y pelágicos de la placa de Cocos (Verma, 2000b; LaGatta, 2003). La composición del sedimento total corresponde al promedio de los sedimentos terrígenos y pelágicos. CVMG = Campo Volcánico Michoacán Guanajuato. El diagrama (b) es un acercamiento del diagrama (a). Asimismo, en dichos diagramas las líneas punteadas representan las dos tendencias principales que despliegan los datos. Las barras en todos los diagramas corresponden al promedio del error (en rojo y enmarcadas en un recuadro) y al error de cada una de las relaciones isotópicas (ver Anexo 1-Tabla 8). Los datos del MORB fueron tomados de Sun y McDonough (1989), Verma (2000b), y de la base de datos PetDB (<http://www.earthchem.org/petdb>). Estos últimos corresponden a rocas basálticas y gabros de la Dorsal del Pacífico Oriental entre aproximadamente $12.5^\circ - 14^\circ$ de latitud norte y $-104^\circ - -103.5^\circ$ de longitud oeste (Engel *et al.*, 1965; Zindler *et al.*, 1984; Batiza y Vanko, 1984; Hekinian *et al.*, 1985; Smith, 1987; Jochum *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 2010). La composición química de las fuentes utilizadas para estos diagramas se muestra en el Anexo 3-Tabla 17.

CAPÍTULO 5



CONDICIONES PRE ERUPTIVAS DEL MAGMA DE LA SPB

The hills Māui crossed were the lower slopes of the great volcano Mauna Kea. Māui saw the brown peak far in the distance. He looked everywhere for the figure in white and at last spotted her walking slowly over a field of shimmering lava rock. She was indeed a woman. Māui could tell by her straight back and smooth skin that she was young. But her long hair was white. The cloak she wore was made of a fine, clean substance, like a bleached mat with invisible plaiting. It was snow.

Poliahu the goddess of snow-covered mountains, Steven
Goldsberry, *Māui the demigod*

¹ Geysir, una de las expresiones superficiales del sistema hidrotermal del CVLA.

Como parte de la historia evolutiva de un volcán, es posible establecer una aproximación cuantitativa de las condiciones que imperan en los procesos subvolcánicos antes de una erupción. Dichas condiciones involucran a las variables intensivas (temperatura, estado de oxidación, contenido de volátiles y presión de almacenamiento del magma), y pueden ser reconstruidas mediante el análisis de los productos juveniles emitidos por un volcán en la superficie, determinando su composición química y empleando geotermobarómetros e inclusiones vítreas, así como mediante la reproducción de la composición de las fases presentes en las muestras naturales en cargas experimentales (Blundy y Cashman, 2008; Hammer, 2008).

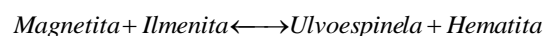
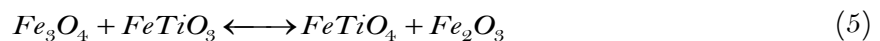
5.1.- TEMPERATURA PRE ERUPTIVA DEL MAGMA DE LA SPB

La geotermometría es una herramienta que se utiliza para determinar la temperatura (T) a la cual dos o más fases (p.ej. minerales y/o fundido) presentes en una roca se equilibraron mediante reacciones químicas, y cuyo cálculo se realiza a partir de la medición de la composición química de dichas fases.

Los geotermómetros magmáticos más utilizados son aquellos que involucran tanto reacciones de intercambio de elementos entre dos fases coexistentes (p.ej. Mineral-mineral o fundido-mineral), como reacciones de transferencia neta en donde una o más fases son consumidas o producidas (Blundy y Cashman, 2008). En el presente trabajo, se aplicó un geotermómetro de intercambio entre óxidos de Fe-Ti, el cual permitió calcular la temperatura pre eruptiva y la fugacidad del oxígeno (fO_2) del sistema magmático de la SPB; así como un geotermómetro basado en la sustitución de los elementos sílice y titanio en cristales de cuarzo que permitió estimar sus temperaturas de cristalización.

5.1.1.- Geotermómetro de óxidos de Fe-Ti

Este geotermómetro utiliza dos soluciones sólidas de Fe-Ti; una de éstas corresponde a la fase romboédrica [ilmenita ($FeTiO_3$) - hematita (Fe_2O_3)] y la otra corresponde a la fase de la espinela [ulvoespinela (Fe_2TiO_4) - magnetita (Fe_3O_4)]. Entre dichas soluciones ocurre un intercambio en el contenido de Fe y Ti mediante las siguientes dos reacciones:



En donde la reacción (5) describe el intercambio del Fe-Ti entre las soluciones sólidas ilmenita y ulvoespinela, la cual es dependiente de la temperatura; mientras que la reacción (6) representa la oxidación de la magnetita a la hematita y puede ser utilizada para determinar la fO_2 (Figura 25a; Buddington y Lindsley, 1964; Blundy y Cashman, 2008; White, 2013). Cabe mencionar que los componentes menores (Mg, Mn, Al, Cr, Si y Zn) en los óxidos, pueden sustituir al Fe-Ti y ocasionar modificaciones significativas en las temperaturas y fugacidades calculadas. Por tal razón se desarrollaron esquemas de recalculación que eliminan a dichos componentes menores, a partir de los análisis obtenidos con la microsonda electrónica, con el fin de determinar las fracciones molares puras de los miembros extremos de las soluciones sólidas (p.ej. Carmichael, 1967; Anderson, 1968; Ghiorso y Carmichael, 1981, Lindsley y Spencer, 1982; Stormer, 1983). Asimismo, un geotermómetro también requiere de una recalculación del hierro total (ya sea a partir del FeO_{total} o Fe_2O_{3total} obtenido de los análisis de microsonda) para determinar los contenidos de Fe^{2+} (FeO) y Fe^{3+} (Fe_2O_3) de forma independiente (Carmichael, 1967); así como de una calibración precisa de la relación actividad-composición (α -X) (Blundy y Cashman, 2008). Existen diversas formulaciones de la relación α -X (p.ej. Andersen y Lindsley, 1988; Andersen *et al.*, 1993; Ghiorso y Sack, 1991; Ghiorso y Evans, 2008), las cuales resultan en estimaciones de la temperatura y fO_2 muy similares, excepto a condiciones de fO_2 muy oxidantes.

Por su parte, determinar la fO_2 es importante debido a que se utiliza para monitorear el estado de oxidación de los magmas, el cual tiene una fuerte influencia en la secuencia de cristalización de los minerales y en la composición de éstos y el fundido (France *et al.*, 2010). Por ejemplo, la fO_2 afecta la estabilidad y composición de minerales como biotita y hornblenda cristalizados en un magma silíceo (Eugster y Wones, 1962). Dicha secuencia de cristalización, a su vez, puede reflejar la fuente a partir de la cual se formaron los magmas; ya que se ha observado que el estado de oxidación puede ser heredado del lugar donde éstos se originaron, o puede ser impuesto por asimilación de la roca encajonante en la corteza superior (Carmichael, 1991). En general, los magmas de arco tienden a ser más oxidados que aquellos de tipo MORB (Carmichael, 1991; Kelley y Cottrell, 2009).

Para caracterizar el estado de oxidación de los magmas, se utilizan las reacciones de búfer de oxígeno. Existen varias de estas reacciones tales como Wüstita-Hierro (WI), Cuarzo-Fayalita-Hierro (QFI), Magnetita-Wüstita (MW), Hematita-Magnetita (HM), Cuarzo-Fayalita-Magnetita (QFM) y Níquel-Oxido de Níquel (NNO) (Figura 25b); esta última se

utiliza ampliamente como valor de referencia en la geotermetría de óxidos de Fe-Ti (Best, 2003).

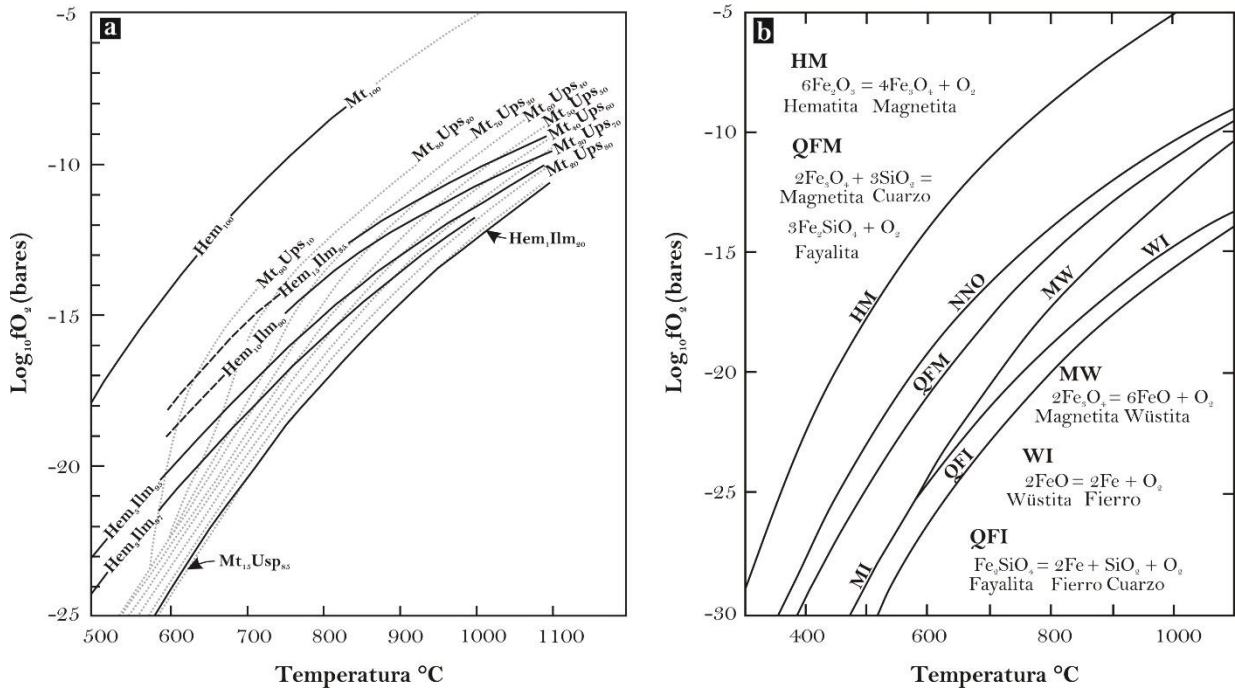


Figura 25. a) Diagrama propuesto por Buddington y Lindsley (1964), el cual muestra la relación entre las composiciones de las soluciones sólidas magnetita-ulvoesepinelas_{ss} (Mt-Usp) y hematita-ilmenitas_{ss} (Hem-Ilm) (expresada en porcentaje molar) coexistiendo a una temperatura y fugacidad del oxígeno ($f\text{O}_2$) determinadas. **b)** Curvas de búfer de oxígeno representando reacciones minerales de óxido-reducción en el sistema O-Si-Fe. En cada reacción de búfer, su estabilidad se encuentra del lado derecho debajo de cada curva (modificada de Best, 2003).

Pruebas de equilibrio químico de los óxidos de Fe-Ti

Un aspecto importante que se tiene que tomar en cuenta cuando se trabaja con cualquier geotermómetro, es la condición de equilibrio químico bajo la cual tienen que estar las fases involucradas. Una primera aproximación para corroborar el equilibrio en el caso de las soluciones sólidas de Fe-Ti, es observar en un microscopio petrográfico, que los óxidos estén en contacto mutuo (con un contacto tipo recto) y que se encuentren en la matriz (preferentemente) y no como inclusiones en los fenocristales. Sin embargo en muchas rocas volcánicas, dichas aproximaciones no siempre se cumplen por lo que es recomendable hacer el uso de pruebas como las desarrolladas por Bacon y Hirschmann (1988) y Ghiorso y Gualda (2013) para corroborar el equilibrio entre los óxidos.

La prueba de equilibrio propuesta por Bacon y Hirschmann (1988), se basa en la distribución del Mg y Mn entre las soluciones sólidas de Fe-Ti. Dicha distribución esta expresada por la siguiente reacción de intercambio:

$$Mg_{ilm} + Mn_{mt} = Mn_{ilm} + Mg_{mt} \quad (7)$$

Dando el coeficiente de distribución:

$$K_D = \frac{(Mg/Mn)_{mt}}{(Mg/Mn)_{ilm}} \quad (8)$$

En el estudio realizado por Bacon y Hirschmann (1988), en donde se utilizaron 213 datos de pares de óxidos de Fe-Ti homogéneos, se observó que aquellos que presentaban evidencias de estar en equilibrio, al ser graficados en un diagrama $\log (Mg/Mn)_{mt}$ versus $\log (Mg/Mn)_{ilm}$, dibujaban un arreglo de puntos casi lineal con un rango de incertidumbre analítico razonable (Figura 26a); esto debido a que la distribución del Mg y Mn (principalmente el Mn^{3+}) en las soluciones sólidas es insignificante en condiciones de fO_2 de cristalización de rocas volcánicas y por lo tanto la distribución no se ve fuertemente afectada por la composición total de la roca, la temperatura y la presión. La regresión lineal de todos los datos graficados, resulta en la siguiente ecuación y representa el mejor ajuste de la línea:

$$\log\left(\frac{Mg}{Mn}\right)_{mt} = 0.9317_{-0.0104}^{+0.0113} \times \log\left(\frac{Mg}{Mn}\right)_{ilm} - 0.0909_{-0.0787}^{+0.0785} \quad (9)$$

Donde Mg y Mn son las fracciones atómicas en la magnetita (mt) e ilmenita (ilm) y los límites de error denotan el rango aceptable para el equilibrio. Para esto último, toman en cuenta el error analítico determinado con base en la precisión de los análisis de la microsonda electrónica, expresados en dos desviaciones estándar (2σ) (Bacon y Hirschmann, 1988; Blundy y Cashman, 2008).

A pesar de que esta prueba ha demostrado ser útil para algunas erupciones alrededor del mundo, se ha observado que en algunos casos (Toba Bishop; Ghiorso y Gualda, 2013) ésta no funciona. Por consiguiente, la prueba de Ghiorso y Gualda (2013) se basa en estimar la actividad del titanio en el fundido con respecto a la saturación de rutilo ($\alpha_{TiO_2}^{fundido-rutilo}$) para después graficarla en función de la temperatura (Figura 26b). Ambas variables se pueden derivar a partir de los datos de óxidos de Fe-Ti. Ahora bien, si se despliega una tendencia negativa entre la α_{TiO_2} y la temperatura, entonces los óxidos de Fe-Ti se encuentran en equilibrio y por lo tanto el cálculo de la temperatura pre eruptiva será correcto. Por el contrario, si la tendencia que se despliega es positiva, los óxidos no estuvieron en equilibrio y las variables intensivas obtenidas con ellos serán erróneas. Esta observación se corrobora a través de la siguiente ecuación:

$$\alpha_{TiO_2}^{fundido-rutilo} = \frac{\alpha_{TiO_2}^{fundido}}{K_{(5)}} = \alpha_{TiO_2}^{fundido} \exp\left(-\frac{\Delta G^0_{(5)}}{RT}\right) = \chi_{TiO_2}^{fundido} \gamma_{TiO_2}^{fundido} \exp\left(-\frac{\Delta G^0_{(5)}}{RT}\right) \quad (10)$$

En donde $\chi_{TiO_2}^{fundido}$ es la fracción molar, $\gamma_{TiO_2}^{fundido}$ es el coeficiente de actividad y $\Delta G^{0(5)}$ es la energía libre de Gibbs de fusión del rutilo en estado estándar, R es la constante universal de los gases ($R=8.3145 \text{ J/mol}\cdot\text{K}$) y T es la temperatura.

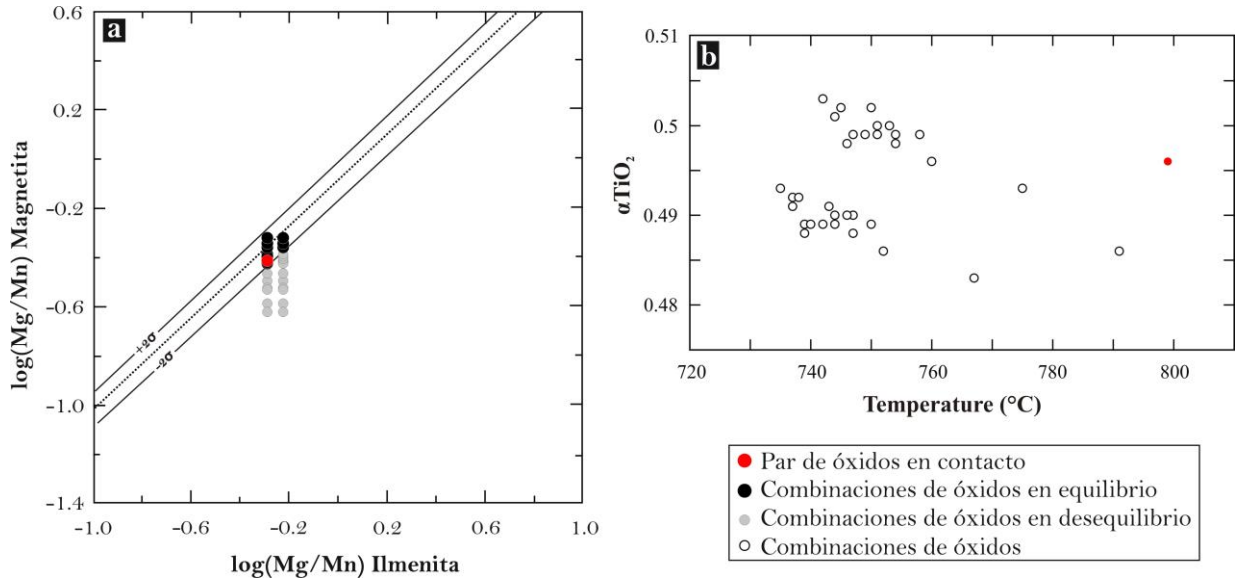


Figura 26. Diagramas utilizados para determinar el equilibrio químico entre los óxidos de Fe-Ti analizados. **a)** Diagrama propuesto por Bacon y Hirschmann (1988). **b)** Prueba de equilibrio de Ghiorso y Gualda 2013). Tanto la temperatura como la α_{TiO_2} se calcularon a partir de la composición de los óxidos de Fe-Ti y el algoritmo de Ghiorso y Evans (2008).

Resultados

En total, se analizaron con la microsonda electrónica dos cristales de ilmenita y 18 cristales de magnetita a partir del concentrado de óxidos de Fe-Ti que se realizó triturando varios clastos de pómez blanca de la SPB (ver Capítulo 3, sección 3.1.2). Solamente se logró analizar un par de óxidos en contacto directo (Ilm_{26} - Usp_{27}), otro cristal de ilmenita (Ilm_{28}) se encontró como inclusión en un cristal de biotita (Anexo 1-Tabla 6). Debido a lo anterior, fue necesario combinar cada una de las composiciones de los 18 cristales de magnetita con las composiciones de las dos ilmenitas, por lo que se formaron 35 combinaciones de óxidos (Anexo 1-Tabla 6), mismos que fueron sometidos a las pruebas de equilibrio de Bacon y Hirschmann (1988) y de Ghiorso y Gualda (2013) (Figura 26). De la primera prueba (Figura 26a) resultaron 15 combinaciones de óxidos en equilibrio, así como el par de óxidos en contacto. Para el caso de la prueba de Ghiorso y Gualda (2013), todos los pares de óxidos de Fe-Ti desplegaron tendencias negativas en el diagrama de $T^{\circ}\text{C}$ versus $\alpha_{TiO_2}^{fundido-rutilo}$ (Figura 26b), indicando con esto equilibrio

termodinámico entre ellos. La $\alpha_{TiO_2}^{fundido-rutilo}$ se calculó a partir de la reacción de equilibrio $2FeTiO_3 \leftrightarrow Fe_2TiO_4 + TiO_2$, utilizando el algoritmo de Ghiorso y Evans (2008) y la composición de los óxidos de Fe-Ti (Anexo 1-Tabla 6). Por consiguiente, comparando los resultados de las dos pruebas de equilibrio, se tomaron en cuenta aquellos pares de óxidos que pasaron ambas pruebas (15 combinaciones de óxidos + par de óxidos en contacto) y fueron los que se consideraron para calcular las variables de temperatura y fO_2 (Anexo 1-Tabla 6).

La temperatura pre eruptiva y la fO_2 del magma de la SPB, fueron determinadas utilizando el esquema de recalculación de Stormer (1983) y el algoritmo de Andersen y Lindsley (1988), para lo cual se utilizó el programa ILMAT (Lepage, 2003). Las combinaciones de los óxidos de Fe-Ti, arrojaron valores de temperatura de entre 762 y 778°C y de fugacidad del oxígeno de -15.09 a -14.82 log fO_2 (Anexo 1-Tabla 6). Mientras que el par de óxidos en contacto, arrojó valores de 793°C y de -14.56 log fO_2 (Anexo 1-Tabla 6). En este trabajo se hará referencia al valor promedio de **T (769 ± 8°C)** y fugacidad del oxígeno (**-14.95 ± 0.14 log fO_2**) correspondiente a todas las combinaciones de óxidos en equilibrio y al par de óxidos en contacto (Figura 27).

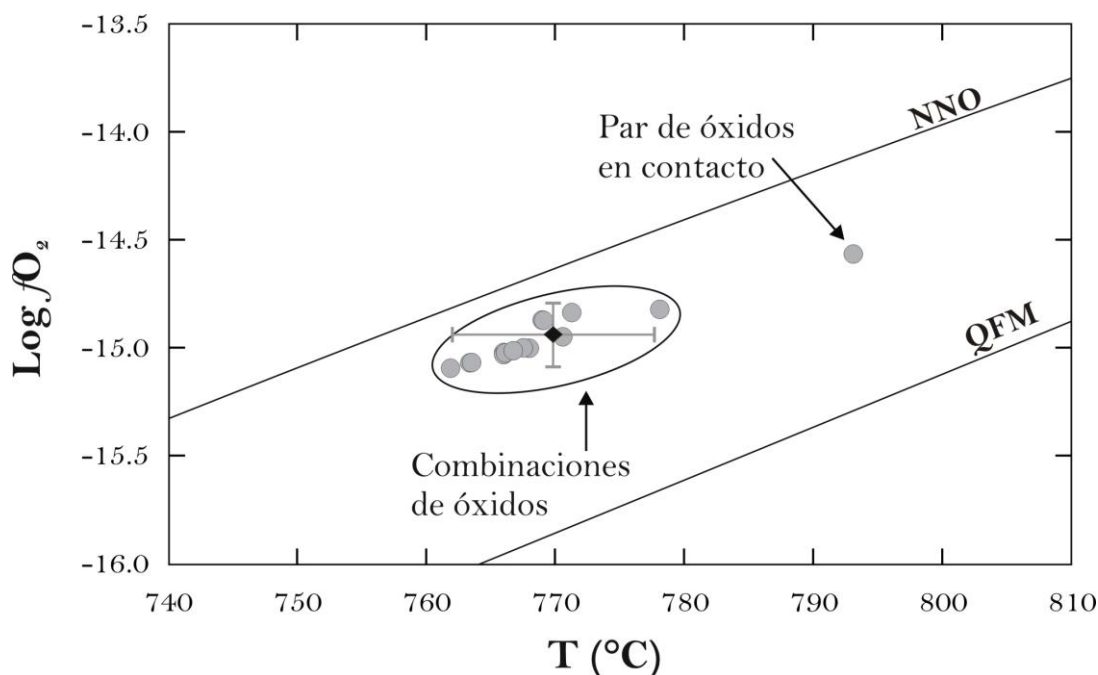


Figura 27. Temperatura (°C) versus fugacidad del oxígeno (log fO_2) calculados a partir de la composición de los óxidos de Fe-Ti de la SPB y con el esquema de recalculación de Stormer (1983) junto con la formulación de Andersen y Lindsley (1985). Las barras de error representan una desviación estándar de los promedios de T y fO_2 (diamante) correspondientes a todas las combinaciones de óxidos en equilibrio y al par de óxidos en contacto. Las líneas negras continuas representan las curvas de búfer Níquel-Óxido de Níquel (NNO) y Cuarzo-Fayalita-Magnetita (QFM) a 1 bar de presión.

5.1.2.- Geotermómetro TitaniQ

La abundancia de los elementos traza en algunos minerales (p.ej. Ti-en-cuarzo, Ti-en-circón, Zr-en-rutilo) en rocas ígneas y metamórficas ha demostrado tener una gran importancia en la determinación de su temperatura mínima de cristalización (Wark y Watson, 2006; Watson *et al.*, 2006). Para el cuarzo el titanio es uno de los muchos elementos traza que sustituyen al sílice sin necesidad de hacer un balance de cargas y su concentración se relaciona con la temperatura de formación del mineral (Wark y Watson, 2006), en donde el contenido de Ti en el cuarzo incrementa exponencialmente con la temperatura de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{-3765}{\log\left[\frac{X_{Ti}^{qtz}}{\alpha_{TiO_2}}\right] - 5.69} - 273 \quad (11)$$

X_{Ti}^{qtz} es la concentración del titanio en el cuarzo (en ppm) y α_{TiO_2} representa la actividad del TiO_2 en el sistema. Este geotermómetro fue calibrado en presencia de una fase pura de TiO_2 (rutilo) y en un intervalo de temperatura que va de 600 a 1000°C, a 1 GPa; no obstante, puede aplicarse en sistemas con ausencia de rutilo y en rocas que cristalizaron a temperaturas tan bajas como 300°C, siempre y cuando la actividad del TiO_2 en el fundido y las concentraciones de dicho elemento en el cuarzo sean constreñidas y medidas con precisión (Wark y Watson, 2006; Thomas *et al.*, 2010). En este trabajo se determinó la temperatura mínima de cristalización de los fenocristales de cuarzo que se utilizaron en el análisis de inclusiones vítreas. Debido a la ausencia de rutilo en las muestras de la SPB, se utilizó el promedio de los valores de la actividad del TiO_2 que se calcularon con el algoritmo de Ghiorso y Gualda (2013) y corresponde a 0.494 ± 0.006 (Anexo 1-Tabla 6).

Las concentraciones de Ti y Al medidas con la microsonda electrónica varían de 5.2 a 61.9 ppm y de 4.3 a 100.9 ppm, respectivamente (Anexo 1-Tabla 9). Asimismo, utilizando los valores anteriores en la ecuación (12), se determinó un rango de temperatura para los cuarzos que va de 534 a 776°C. Nótese en la Tabla 9 (Anexo 1) que la mayoría de las concentraciones de Ti que se midieron, están por debajo del límite de detección (40 ppm). Por consiguiente, aquellos valores por arriba de dicho límite son los únicos que se tomaron en cuenta, y arrojaron temperaturas de 742, 758, 772 y 776°C (Anexo 1-Tabla 9), con un valor promedio de **762 ± 16°C**.

5.2.- CONTENIDO DE VOLÁTILES

5.2.1.- Volátiles magmáticos

En los magmas pueden encontrarse disueltas, a altas presiones, diferentes especies de gases, tales como agua (H_2O), dióxido de carbono (CO_2), azufre (S), cloro (Cl), flúor (F), helio (He), nitrógeno (N), argón (Ar), bromo (Br) e iodo (I). De estos volátiles, los más abundantes en los magmas son el H_2O y el CO_2 , seguidos por el S, Cl y F, mientras que los menos abundantes son el He, N, Ar, Br e I, ya que se encuentran disueltos en concentraciones <1 ppm (Wallace y Anderson, 2000). Todas estas fases volátiles son importantes debido a que pueden afectar las propiedades físicas y químicas de los magmas, tales como la viscosidad (p.ej. Shaw, 1963, 1972; Stolper, 1982a, b; Hess y Dingwell, 1996), densidad (p.ej. Lange, 1994; Ochs y Lange, 1999), difusividad (p.ej. Watson, 1979), así como la secuencia, temperatura y composición química de los minerales cristalizados (p.ej. Wyllie, 1979; Moore y Carmichael, 1998). Asimismo, los volátiles juegan un papel fundamental en el estilo eruptivo que puede presentar un volcán (Johnson *et al.*, 1994), ya que éstos proveen la fuerza motriz de las erupciones volcánicas explosivas (p.ej. Wilson, 1980; Wilson *et al.*, 1980).

Debido a la fuerte dependencia que tiene la solubilidad de los volátiles en los magmas con la presión, durante una erupción volcánica éstos tienden a desgasificarse fácilmente, haciendo difícil determinar sus concentraciones durante su almacenamiento en la corteza terrestre, específicamente antes de una erupción. Una forma indirecta de estudiar la concentración de los volátiles disueltos en los magmas es mediante el análisis de inclusiones vítreas contenidas en fenocristales ígneos (Johnson *et al.*, 1994; Cervantes y Wallace, 2003; Moore, 2008).

5.2.2.- Inclusiones vítreas

Las inclusiones vítreas (MI, por sus siglas en inglés) son pequeñas “gotas” (~ 1 a $300 \mu m$) de fundido silicatado que quedan atrapadas a altas presiones en las imperfecciones que presentan los cristales (olivinos, plagioclasas, piroxenos y cuarzos) durante su crecimiento (Figura 28a; Lowenstern, 1995; 2003). Estas imperfecciones pueden ocurrir principalmente por crecimiento esquelético, el cual es originado por un subenfriamiento, el suplemento no uniforme de nutrientes a las caras del cristal o por la formación de irregularidades en el cristal por eventos de reabsorción (Lowenstern, 1995). El fundido silicatado atrapado dentro del cristal, puede llegar a contener altas concentraciones de volátiles magmáticos disueltos, ya que los cristales en donde se atrapan las MI son relativamente incompresibles y funcionan como contenedores

evitando que los volátiles se escapen durante la expulsión del magma hacia la superficie terrestre (Lowenstern, 1995; 2003). Asimismo, durante una erupción volcánica las inclusiones se enfrían rápidamente formando vidrio, por lo que preservan la cantidad de volátiles disueltos en el magma al momento en que estas fueron atrapadas, así como la composición del magma en sus diferentes etapas evolutivas (Johnson *et al.*, 1994; Wallace, 2005).

En ocasiones después de su atrapamiento, las MI pueden experimentar una serie de procesos que ocasionan cambios tanto en su composición como en su contenido de volátiles disueltos; tales son la cristalización, reequilibrio por difusión y desarrollo de burbujas y/o fracturas (Lowenstern, 1995; Danyushevsky *et al.*, 2002). Por ejemplo, cuando una MI experimenta un enfriamiento continuo y lento, el cristal que la contiene puede comenzar a cristalizar a lo largo de las paredes de la inclusión ocasionando que la MI se empobrezca en elementos compatibles, o la MI puede experimentar reequilibrio por difusión mediante un intercambio de elementos con el cristal que las hospeda a través de microfracturas y/o defectos en el cristal (Figura 28b; Johnson *et al.*, 1994; Lowenstern, 1995; Wallace, 2005). Asimismo, con un aumento en la cristalización, la MI puede perder volátiles debido al escape de H por difusión con el cristal huésped (Wallace, 2005). Por otro lado, la presencia de burbujas dentro de las MI puede ser evidencia de que el fundido atrapado como inclusión en el cristal estuvo saturado en volátiles, de que la MI experimentó una contracción térmica en relación con el cristal que la contiene durante un enfriamiento moderadamente rápido (formando las conocidas *shrinkage bubbles*) o puede indicar que éstas perdieron volátiles (Wallace, 2005, Blundy y Cashman, 2005; 2008). En los dos primeros casos, una MI puede llegar a empobrecerse significativamente en CO₂, debido a la baja solubilidad que tiene esta fase volátil (Cervantes *et al.*, 2002; Anderson y Brown, 1993). En el tercer caso, durante el ascenso y erupción del magma, los volátiles se pueden escapar de las MI si los cristales que las contienen desarrollan fracturas alrededor de la inclusión (Figura 28c); estas últimas se pueden formar cuando la presión interna de la inclusión excede la resistencia del mineral huésped (Wallace, 2005; Lowenstern, 2003).

El estudio del contenido de los volátiles magmáticos disueltos en las MI y de la composición química del vidrio de éstas (concentración de elementos mayores y elementos traza), ayudará a estimar la presión y por lo tanto la profundidad a la cual se formó la inclusión (presión y profundidad mínima de cristalización) (Wallace y Anderson, 2000), así como procesos petrogenéticos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas o desgasificación (p.ej. Bacon *et al.*, 1992; Blundy y Cashman, 2005).

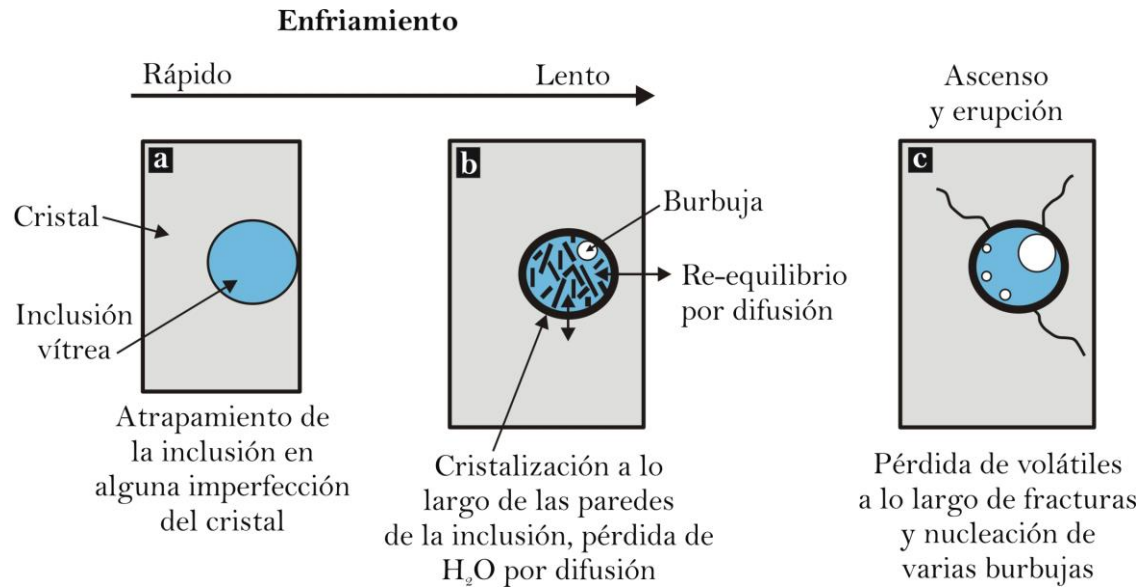


Figura 28.- Formación y procesos de modificación posatrapamiento de una inclusión vítrea. Modificado de Wallace (2005).

5.2.3.- Resultados

Características de las MI

Todas las inclusiones muestran formas poliédricas con dimensiones que varían de 60 a 360 μm , son vítreas, están completamente encerradas por los cristales de cuarzo y no tienen evidencia de haber atrapado algún cristal o de haber formado alguno nuevo (Figura 29a, b); asimismo, la mayoría se encuentra libre de burbujas y fracturas (Anexo 1-Tabla 10). Cabe mencionar que la presencia de fracturas y/o burbujas en algunas inclusiones parece no afectar el contenido de volátiles disuelto en éstas, ya que los valores medidos no son más bajos que aquellos analizados en inclusiones sin burbujas y fracturas (Anexo 1-Tabla 10). Por lo tanto es probable que dichas fracturas se hayan desarrollado durante la preparación de las muestras. Como excepción a lo anterior, es importante mencionar que algunas de las inclusiones con el mayor número de fracturas, fueron descartadas por correlacionarse con los valores más bajos de $\text{H}_2\text{O}_{\text{total}}$ (<3.5 % en peso).

Concentración de H_2O y CO_2 y composición química del vidrio de las MI

Después de realizar los análisis con el FTIR y la microsonda electrónica (ver Capítulo 3), los datos obtenidos fueron revisados para corroborar la calidad de los análisis químicos. Con esto se eliminaron aquellos análisis cuyo total analítico (sin incluir el contenido de H_2O) era menor

al 91 %. Adicionalmente, con el fin de utilizar la composición de las inclusiones vítreas y la concentración de las especies volátiles disueltas en éstas para la interpretación de procesos magmáticos primarios, es necesario corroborar que las inclusiones no fueron modificadas por procesos posatrapamiento. La cristalización del mineral huésped hacia la inclusión, a lo largo de sus paredes (PEC; *Post-Entrapment Crystallisation*, por sus siglas en inglés), es uno de los procesos que puede llegar a afectar de manera significativa la composición y el contenido de volátiles de las MI contenidas en cristales de cuarzo; dando como resultado composiciones empobrecidas en elementos compatibles, enriquecidas en elementos incompatibles, además de contenidos sobreestimados en H₂O y CO₂ (Neave *et al.*, 2017).

Para ratificar la influencia del proceso de PEC en las MI, primero se grafican las concentraciones de K₂O (en el eje x) *versus* las concentraciones de FeO (en el eje y) del vidrio de las inclusiones. Si las MI experimentaron algún porcentaje de PEC, ambos elementos se incrementarán (debido a que son incompatibles) y se desplegarán tendencias positivas (Gardner, *comunicación personal*). En caso de que esto último ocurra, se define una línea de tendencia y se procede a corregir aquellos datos que caen por encima de ésta. La corrección inicia con la proyección de los datos hacia la línea de tendencia de manera perpendicular con el fin de regresarlos a su composición original, es decir antes de que experimentaran PEC. Cabe mencionar que los datos que caen sobre o muy cerca de la línea no necesitan ser corregidos, mientras que los que caen por debajo son omitidos. Ahora bien, a partir de incrementos sucesivos de porcentajes de cristalización (de 1 a 50 %) y utilizando la ecuación $FeO_{original}^{MI} = FeO_{medido}^{MI} \times 1 - \% \text{cryst}$; es posible encontrar el porcentaje de cristalización que experimentó la inclusión, comparando el FeO_{original} calculado a partir de la proyección con el FeO_{original} obtenido con la ecuación anterior. Una vez obtenido el porcentaje de cristalización, éste se utiliza para corregir a los demás elementos, teniendo en cuenta si éstos son compatibles o incompatibles con el mineral huésped (cuarzo).

Siguiendo el procedimiento descrito con anterioridad se determinó un porcentaje de PEC para las MI de la SPB de entre 1 y 18 %. Después de la corrección, las concentraciones de H₂O y CO₂ disueltas en todas las inclusiones vítreas van de 3.6 a 6.3 % en peso y de 24 a 203 ppm, respectivamente (Figura 29c; Anexo 1-Tabla 10); con valores promedio ($\pm 1\sigma$) de 4.7 ± 0.7 % en peso de H₂O y 68.9 ± 40.4 ppm de CO₂. Por su parte, la composición química del vidrio de las MI es riolítica, con un contenido promedio en SiO₂ de 78 ± 0.8 % en peso. Asimismo, algunas MI caen dentro del rango composicional del vidrio de la matriz de los clastos de pómez de la

SPB; mientras que algunas otras están enriquecidas en SiO_2 y empobrecidas en Na_2O , K_2O y CaO con respecto al vidrio de la matriz (Anexo 1-Tablas 2 y 10).

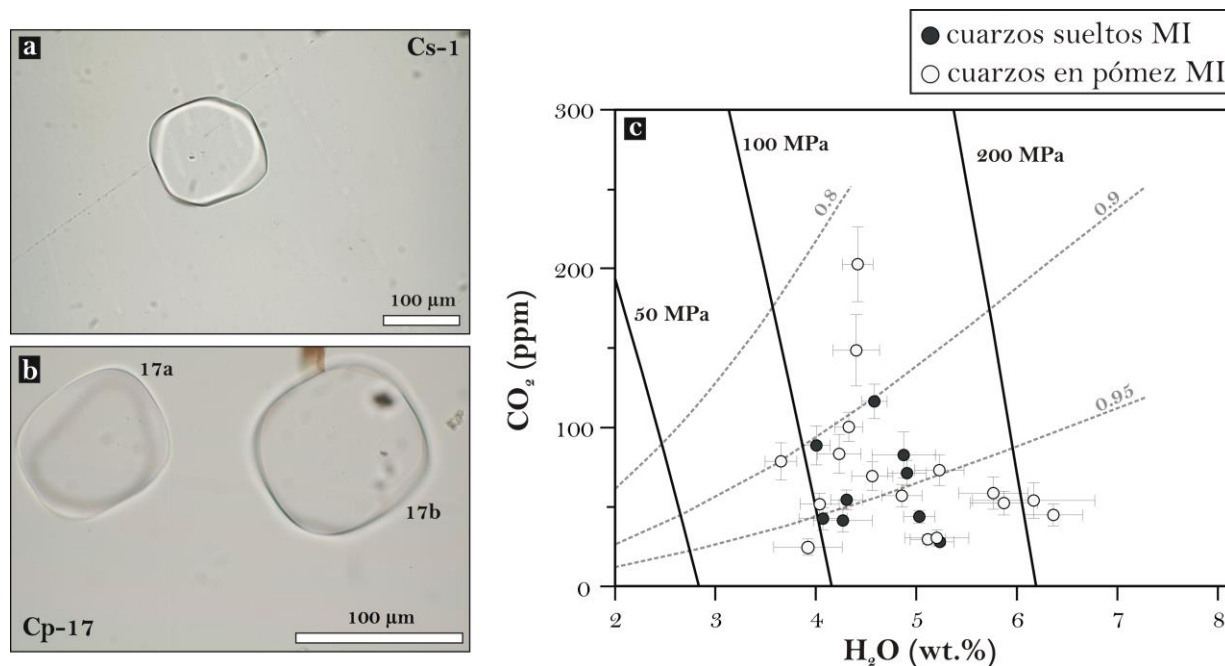


Figura 29.- a, b) Microfotografías en luz paralela de inclusiones vítreas poliédricas pertenecientes a las muestras de la SPB. Cs = cuarzoes sueltos; Cp = cuarzoes en pómez. c) Contenidos corregidos de H_2O y CO_2 disueltos para 28 inclusiones. Las barras de color gris claro denotan el error ($\pm 1\sigma$) en los contenidos de H_2O y CO_2 y toman en cuenta las desviaciones estándar de las mediciones del espesor, de los coeficientes de absorción molar (para el CO_2) y de los parámetros utilizados en las ecuaciones (2), (3) y (4). Las líneas sólidas y negras representan isobaras de la presión de saturación de H_2O y CO_2 a 50, 100 y 200 MPa, mientras que las líneas grises discontinuas corresponden a las fracciones molares del H_2O ; ambas calculadas con el modelo de solubilidad de Newman y Lowenstern (2002) a 762°C .

5.3.- REGIÓN DE ALMACENAMIENTO DEL MAGMA DE LA SPB

Conocer la presión en un sistema magmático es importante para tener una idea de la dimensión y ubicación del reservorio magmático en la corteza terrestre, ya que a partir de esta variable es posible estimar la profundidad a la cual se almacenó el magma.

La presión puede ser calculada con ayuda de geobarómetros, inclusiones vítreas y con la reproducción experimental de las fases (y su composición) presentes en las rocas analizadas. En los sistemas volcánicos, a diferencia de los metamórficos, no existen muchos geobarómetros que puedan ser adecuados para determinar dicha variable intensiva (Blundy y Cashman, 2008), por lo que en este trabajo se utilizó el contenido de volátiles disueltos en las inclusiones vítreas contenidas en los fenocristales de cuarzo, así como diversos experimentos petrológicos para estimar la presión.

5.3.1.- Volátiles (H₂O y CO₂) disueltos en las MI

Gracias a la dependencia que tiene la solubilidad de las especies volátiles (H₂O y CO₂) con la presión, este último parámetro puede estimarse a partir de la concentración de los volátiles en las MI, siempre y cuando exista evidencia de que el magma estuvo saturado en volátiles al momento en que la inclusión fue atrapada en el cristal. Una manera de demostrar la saturación de volátiles en un magma es con la disminución de CO₂ en la MI con un incremento en la cristalización, ya que durante dicho proceso el CO₂ tenderá a volatilizarse más fácilmente que el H₂O (formando burbujas), conduciendo a un empobrecimiento de CO₂ en la MI (Wallace *et al.*, 1999; Blundy y Cashman, 2008). Para el caso de las MI de la SPB, el CO₂ se correlaciona negativamente con el SiO₂, por lo que se asume que el magma atrapado en las inclusiones estuvo saturado en volátiles.

Las concentraciones de H₂O y CO₂ medidas en las inclusiones vítreas de los fenocristales de cuarzo (Anexo 1-Tabla 10), combinadas con el modelo de solubilidad mixto de Newman y Lowenstern (2002) para fundidos riolíticos a una temperatura de $762 \pm 16^\circ\text{C}$ (temperatura promedio obtenida con el geotermómetro TitaniQ), proveen presiones de atrapamiento de las inclusiones que van de 88 a 209 MPa (Anexo 1-Tabla 10; Figura 29c).

5.3.2.- Experimentos de equilibrio de fases saturados en agua

La petrología experimental es una herramienta que permite controlar las condiciones magmáticas naturales en el laboratorio, en donde las condiciones pre eruptivas de presión y temperatura pueden ser reproducidas con hornos y sistemas de presión, a partir de la recreación de las fases (y su composición) existentes en equilibrio dentro de una roca. Esta reproducción se logra a partir de una muestra del magma reactivo (subsistema en equilibrio químico) el cual representa al magma en equilibrio al momento de la erupción (Pichavant *et al.*, 2007; Blundy y Cashman, 2008). Para lograr su composición es necesario asegurarse que la roca a estudiar no contenga fases en desequilibrio tales como xenocristales, núcleos de fenocristales que tengan otra composición (p.ej. núcleos ricos en Ca en cristales de plagioclasa) o fundidos con diferente composición (p.ej. mezcla de magmas) (Pichavant *et al.*, 2007). Asimismo, la P y T pueden constreñirse variando dichas condiciones en el laboratorio hasta encontrar un rango relativamente estrecho de estas variables, en donde se empate la composición de las fases (minerales y vidrio) presentes en equilibrio tanto en la muestra natural como en las muestras

experimentales; todo esto con ayuda de un diagrama de estabilidad de fases (Andújar *et al.*, 2008).

En el presente estudio se determinó la presión de almacenamiento pre eruptiva del magma de la SPB, mediante la realización de 14 experimentos de equilibrio de fases saturados en agua, utilizando un intervalo de temperatura de 700 a 880°C, así como un rango de presiones de 50 a 200 MPa (Anexo 1-Tabla 11).

Resultados

Todas las muestras experimentales contienen vidrio y burbujas de gas; indicando con lo primero que todos los experimentos se corrieron en condiciones de presión y temperatura por encima del *solidus* de la riolita de la SPB, y evidenciando con lo segundo que todos los experimentos estuvieron saturados en agua. Asimismo, para construir el diagrama de fases y poder constreñir la presión de almacenamiento pre eruptiva del magma de la SPB se tomaron en cuenta a los cristales que crecieron en equilibrio en las muestras experimentales, por lo que se analizaron únicamente aquellos que tenían formas euhedrales (Figura 30). Cabe mencionar que en los experimentos inversos, en donde se corrieron dos cargas experimentales al mismo tiempo en el mismo tubo de presión (ver Capítulo 3, sección 3.1.2), presentaron las mismas fases minerales, lo que demuestra que los experimentos alcanzaron el equilibrio durante las corridas (Anexo 1-Tabla 11).

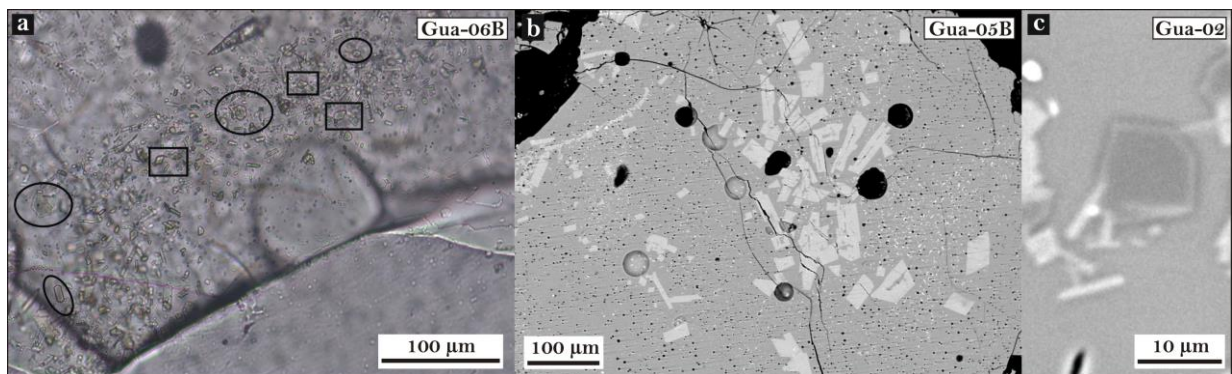


Figura 30.- Microfotografía en luz paralela (a) e imágenes de electrones retrodispersados (b-c) que muestran cristales euhedrales experimentales de: **a)** biotita (círculos) y anfíbol (cuadrados), **b)** sanidino, y **c)** cuarzo.

En los rangos de P y T analizados, se lograron formar seis fases minerales estables: Óxidos de Fe-Ti, anfíbol, biotita, sanidino, plagioclasa y cuarzo (Figuras 30 y 31; Anexo 1-Tabla 11). Los óxidos cristalizaron en todos los experimentos y corresponden a la fase del *liquidus* del magma de la SPB, por arriba de los 880 °C (Figura 31a). A medida que la temperatura disminuye

aparecen las fases hidratadas (biotita y anfíbol, Figura 30a) y aunque no se corrieron experimentos entre $> 800^{\circ}\text{C}$ y $< 880^{\circ}\text{C}$ que ayuden constreñir de manera precisa las curvas de estabilidad de dichas fases, es factible que el anfíbol haya empezado a cristalizar a una temperatura mayor a 800°C (p.ej. Castro *et al.*, 2013), mientras que la biotita probablemente comenzó a cristalizar cerca de los 800°C (p.ej. Castro y Dingwell, 2009); ambas a presiones entre ~ 75 y 200 MPa (Figura 31a). El sanidino (Figura 30b) cristalizó a una temperatura relativamente alta (775°C) y a bajas presiones (entre 50 y 100 MPa), así como a 200 - 100 MPa y 700°C (Figura 31a). La plagioclasa (oligoclasa) se detectó únicamente en dos experimentos y es estable entre 75 y 100 MPa, a 775°C (Figura 31a). Por último, el cuarzo (Figura 30c) creció a temperaturas por debajo de 775°C , a presiones de entre 75 y 200 MPa (Figura 31a).

Retomando lo descrito en el Capítulo 4 (sección 4.1), la asociación mineralógica de la muestra natural está conformada por cuarzo, sanidino, plagioclasa, biotita, óxidos de Fe-Ti y anfíbol. A excepción de la plagioclasa, todas las fases minerales son consideradas como estables en el magma de la SPB, ya que exhiben formas euhedrales. Ahora bien, si dichas fases minerales se comparan con la mineralogía formada en las muestras experimentales y si se considera como temperatura pre eruptiva la obtenida con los óxidos de Fe-Ti ($769 \pm 8^{\circ}\text{C}$); la asociación mineralógica de la muestra natural de la SPB fue reproducida aproximadamente entre **65 y 90 MPa** (Figura 31a).

Con referencia a lo anterior, un aspecto importante a aclarar es la aparición de plagioclasa en algunos experimentos, cuando ésta no es una fase estable en la muestra natural. En la literatura, este fenómeno indica que a partir de la composición del magma en estudio, ciertos minerales se pueden formar a condiciones de P-T diferentes a las pre eruptivas (p.ej. Cottrell *et al.*, 1999; Befus y Gardner, 2016). Para el caso de los experimentos de la SPB, la plagioclasa cristalizó muy cerca del rango de la temperatura pre eruptiva y solamente en dos experimentos (Figura 31a); esto podría explicarse de dos maneras: por un lado, es probable que algunos experimentos no se corrieran adecuadamente, como lo indica la composición del vidrio del experimento Gua-13, que se corrió a 775°C y 100 MPa, la cual no sigue la tendencia observada en la figura 31b. Otra posibilidad es que se hayan introducido algunos megacristales de plagioclasa durante la preparación de la muestra, modificando la composición del vidrio experimental.

Para corroborar la presión obtenida con el diagrama de fases, se comparó la temperatura y composición del vidrio de la muestra natural con la composición de las muestras experimentales

a una presión dada (Figura 31b). Para la muestra natural se utilizó la temperatura obtenida con los óxidos de Fe-Ti (769 ± 8 °C), así como el valor promedio del contenido de sílice del vidrio de los clastos de pómez blanca (77.24 ± 0.1 % en peso; Anexo 1-Tabla 2). Dicha comparación arrojó un rango de presión (entre 50 y 75 MPa) que cae dentro del intervalo obtenido a partir del diagrama de fases.

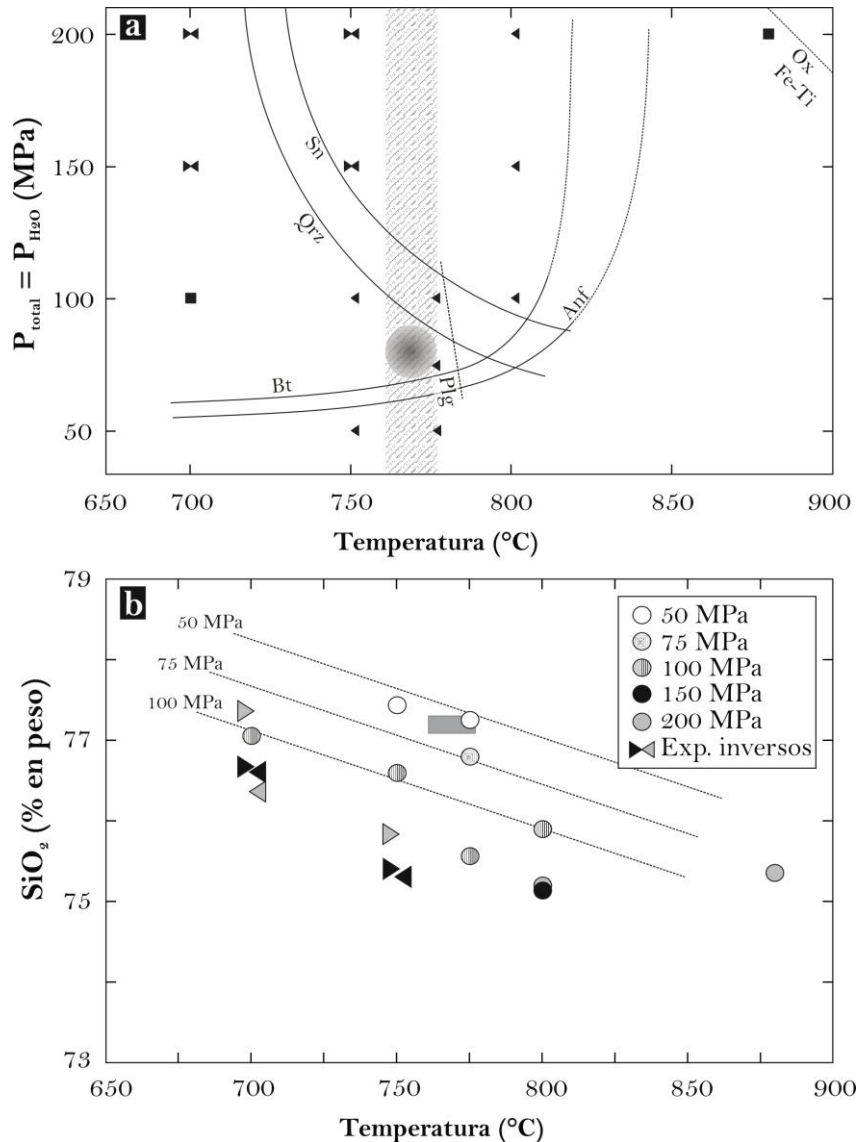


Figura 31.- a) Diagrama de equilibrio de fases del magma riolítico de la Secuencia Piroclástica Blanca, que muestra las curvas de estabilidad de los minerales de óxidos de Fe-Ti (Ox-Fe), anfíbol (Anf), biotita (Bt), sanidino (Sn), plagioclasa (Plg) y cuarzo (Qrz). Todos los experimentos se corrieron en condiciones saturadas en agua ($P_{H_2O} = P_{total}$), con una fugacidad del oxígeno cerca del búfer Níquel-Óxido de Níquel (NNO). La barra vertical achurada corresponde al valor promedio de la temperatura (769 ± 8 °C) pre eruptiva para el magma de la SPB. El círculo gris indica el rango de presión pre eruptivo obtenido. **b)** Gráfico de temperatura *versus* contenido de SiO_2 de las muestras experimentales a una presión dada. El rectángulo gris representa la composición del vidrio de la muestra natural (77.24 ± 0.1 % en peso SiO_2), así como la temperatura pre eruptiva (769 ± 8 °C) calculada con los óxidos de Fe-Ti.

CAPÍTULO 6



1

DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Natural systems are always more complex than the experiments or models used to simulate them, necessitating simplifying assumptions that may deviate from the real world to varying degrees. The ultimate test of the validity of any petrologic interpretation lies in the fabric, composition, and field relations of real rocks. **Nature does not lie, but our interpretation of it can.**

Myron G. Best, *Igneous and Metamorphic Petrology*

¹ Laguna Larga, ubicada al NE del domo de lava “mesa El Bosque”.

6.1.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Entre 1.5 Ma y <26 ka, en el CVLA, hubo intensa actividad volcánica efusiva y explosiva que emitió magmas composicionalmente variables (andesitas basálticas, andesitas, dacitas, riolitas). Particularmente, se emitieron dos grupos de magmas riolíticos con contenidos contrastantes en Ba: riolitas de alto Ba (890-430 ppm) y riolitas de bajo Ba (158-70 ppm), estas últimas asociadas con los productos del volcán Guangoche. Con base en los resultados de la petrografía, geoquímica, geotermometría, inclusiones vítreas y petrología experimental, en este capítulo primero se discuten las condiciones pre eruptivas, así como la evolución del sistema de almacenamiento del magma previo a la erupción de la SPB proveniente del volcán Guangoche, con el fin de explicar la génesis de los magmas riolíticos de dicho volcán (bajo Ba). Posteriormente mediante modelos petrogenéticos, se establece un mecanismo de evolución magmática (cristalización fraccionada [CF], cristalización fraccionada combinada con asimilación cortical [AFC] y fusión parcial de rocas corticales) que ayude a explicar el origen de los magmas riolíticos del CVLA (alto Ba). Finalmente se discute la química obtenida a partir de los magmas máficos del CVLA para determinar la naturaleza del manto por debajo del CVLA, así como las contribuciones de los componentes de la subducción hacia éste.

6.1.1.- Génesis y evolución del sistema de almacenamiento del magma de la SPB

Condiciones pre eruptivas del magma riolítico de la SPB

A partir de los estudios petrológicos (geotermometría, química mineral, análisis de inclusiones vítreas) realizados en las muestras naturales de la SPB y de los análisis experimentales de equilibrio de fases (ver Capítulo 5), se lograron constreñir las condiciones pre eruptivas del magma de la SPB. En primer lugar, la temperatura, así como el estado de oxidación que presentaba el magma antes de hacer erupción, fueron determinadas con ayuda de la composición de los óxidos de Fe-Ti (Anexo 1-Tabla 6; Figura 27), ya que a diferencia de cualquier otro geotermómetro magmático (p.ej. TitaniQ; Anexo 1-Tabla 9), éste tiene la cualidad de re-equilibrarse con gran rapidez en respuesta a cambios de temperatura y/o fO_2 que puedan llegar a suscitarse en el sistema magmático (Hammond y Taylor, 1982; Venezky y Rutherford, 1999); obteniendo de esta manera valores pre eruptivos promedio de temperatura y fugacidad del oxígeno de $769 \pm 8^\circ\text{C}$ y de $-14.95 \pm 0.14 \log fO_2$, respectivamente (Anexo 1-Tabla 6; Figura 27). En segundo lugar, para el caso de la presión de almacenamiento del magma, se obtuvieron dos rangos diferentes para este parámetro. Las concentraciones de los volátiles

disueltos en las inclusiones vítreas (corregidas por cristalización posatrapamiento) arrojaron un rango de presión que va de 88 a 209 MPa (Anexo 1-Tabla 10; Figura 29c); mientras que la reproducción experimental de las fases (vidrio y minerales) presentes en equilibrio en las muestras naturales de la SPB ocurrieron entre ~65 y 90 MPa (Figura 31).

El análisis de las inclusiones vítreas es uno de los métodos más utilizados para estimar el contenido pre eruptivo de volátiles, así como la presión de almacenamiento de los sistemas magmáticos. Sin embargo, las inclusiones vítreas pueden ser atrapadas en condiciones muy diferentes a aquellas en las que los magmas se equilibraron por última vez, por lo que pueden registrar diferentes presiones a lo largo del curso de la cristalización del mineral que las contiene (Lowenstern, 1995; 2003; Gardner *et al.*, 1995; Blundy and Cashman, 2008). Para realizar una interpretación adecuada de la información de los volátiles obtenida a partir de las inclusiones vítreas, es muy importante determinar si los cristales que las contienen crecieron en equilibrio con el magma pre eruptivo. En las muestras de la SPB, petrográficamente se observó que la mayoría de los cristales de cuarzo, además de tener tamaños de hasta ~2.5 mm, mostraban texturas de desequilibrio, tales como golfos de corrosión, así como bordes y centros reabsorbidos (Figuras 13b, c y 16a, b), sugiriendo que éstos no crecieron en equilibrio con el fundido de la SPB. Adicionalmente, la composición del vidrio de las inclusiones no presenta ninguna correlación con la composición de la roca total de la SPB (Figura 32). Por lo tanto, el contenido de volátiles analizado con las inclusiones vítreas, así como el rango de presión calculado a partir de éstas no corresponde a la presión del magma pre eruptivo de la SPB.

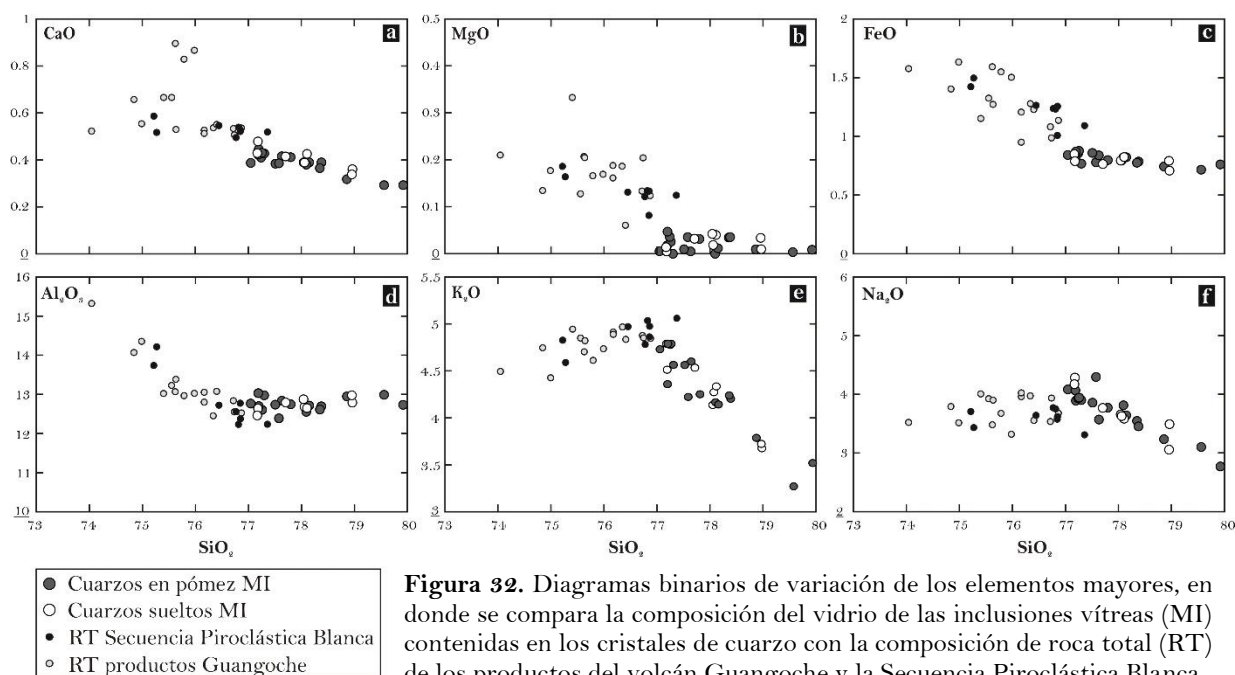


Figura 32. Diagramas binarios de variación de los elementos mayores, en donde se compara la composición del vidrio de las inclusiones vítreas (MI) contenidas en los cristales de cuarzo con la composición de roca total (RT) de los productos del volcán Guangoche y la Secuencia Piroclástica Blanca.

Se ha demostrado que los experimentos de equilibrio de fases son una herramienta útil para constreñir la presión pre eruptiva, ya que con ellos es posible reproducir en el laboratorio las fases naturales de un magma en un intervalo reducido de presión y temperatura. Dichos resultados experimentales han sido validados con datos geofísicos (p.ej. Gardner *et al.*, 1995; Blundy *et al.*, 2006). Por consiguiente, con los experimentos se logró determinar que el magma de la SPB estuvo almacenado entre ~ 65 y 90 MPa de presión antes de que fuera expulsado a la superficie terrestre (ver Capítulo 5, sección 5.3.2). Dicho rango equivaldría a una profundidad de entre 2.8 y 3.9 km, considerando una densidad promedio de la corteza superior de $2,344$ kg/m³ (Spera, 2000) (Figura 33). Un aspecto interesante, es que a través de un estudio cuantitativo y sistemático de minerales de alteración, se determinó que la fuente de calor del campo geotérmico Los Azufres, se encuentra a una profundidad de ~ 5 km (Gutiérrez y Aumento, 1982); sugiriendo la presencia de distintos reservorios en el CVLA a profundidades similares, como se ha propuesto para otros sistemas volcánicos (p.ej. Befus y Gardner, 2016).

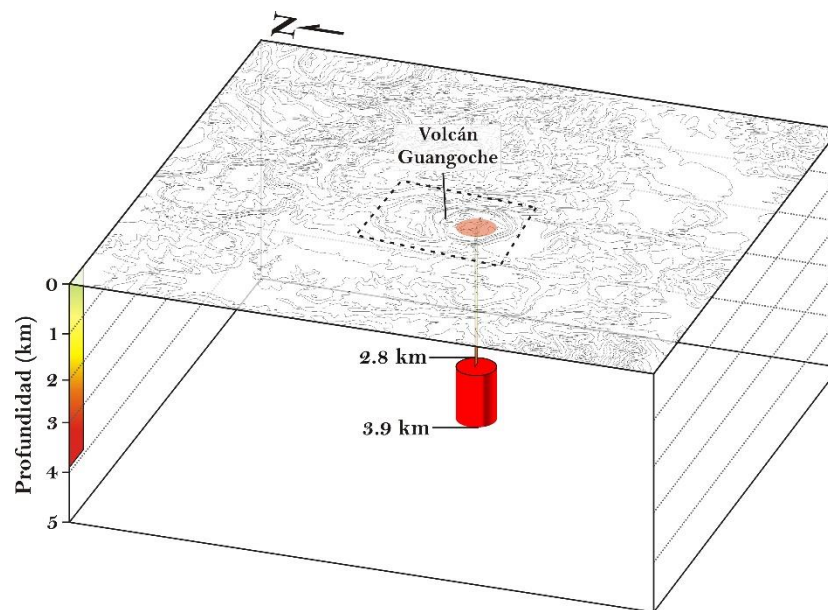


Figura 33. Esquema que ilustra la ubicación del reservorio magmático de la Secuencia Piroclástica Blanca dentro de la corteza terrestre, así como sus dimensiones. Para esto último, se asumió que el reservorio magmático tenía una forma cilíndrica; cuyo volumen equivale al del magma emitido por la erupción de la SPB (0.53 km³) y cuyo espesor corresponde al rango de presión (65 a 90 MPa) determinado con los experimentos de equilibrio de fases.

Evidencias de la existencia de un mush cristalino por debajo del volcán Guangoche

Algunos autores han propuesto que los magmas riolíticos pueden ser generados a partir de la acumulación de repetidas intrusiones de magmas máficos a intermedios en la corteza terrestre, las cuales al alcanzar entre un 40 y un 70 % de cristalinidad (*mush* cristalino), permiten que el fundido intersticial (el cual tiene una composición riolítica) que se encuentra entre el

paquete de cristales, sea extraído de manera efectiva a través de los poros hacia la cima del *mush* desde su base (Bachmann y Bergantz, 2004; 2008; Jackson *et al.*, 2018). Modelos termomecánicos han demostrado que el *mush* puede ser reactivado mediante fusión parcial, por el arribo de un magma máfico cerca de su base (Huber *et al.*, 2011). Considerando las observaciones realizadas en las muestras de la erupción de la SPB, existen varias evidencias que apuntan hacia la posible existencia de un *mush* cristalino por debajo del volcán Guangoche.

1) La presencia de cristales de gran tamaño (entre 1.5 y 3 mm) de cuarzo, sanidino, plagioclasa (oligoclasa) y anfíbol, los cuales se encuentran parcialmente reabsorbidos (Figuras 13a-d y 16a-c, e-g), puede indicar que estos no estuvieron en equilibrio con el magma de la SPB, por lo que podrían definirse como antecristales², 2) La diferencia de aproximadamente 50°C, que existe entre la temperatura más alta obtenida con los óxidos de Fe-Ti (793°C; Anexo 1-Tabla 6) y la temperatura más baja determinada con el contenido de titanio en los fenocristales de cuarzo (742°C; Anexo 1-Tabla 9), así como el hecho de que algunos feldespatos presentan texturas de exsolución (Figura 16d), sugiere que algunos de estos cristales se formaron en un fundido de menor temperatura. Aunque algunos de los cristales de cuarzo, en particular aquellos que registraron las temperaturas más altas (entre 772 y 776°C; Anexo 1-Tabla 9), pudieron haber cristalizado en equilibrio con el magma de la SPB. Sumado a lo anterior, es importante mencionar que la mayoría de los cuarzos poseen contenidos muy bajos de Ti (entre 5.2 y 35.3 ppm; Anexo 1-Tabla 9), lo que podría implicar que muchos de ellos cristalizaron a temperaturas menores que 742°C (entre 535 y 709 °C; Anexo 1-Tabla 9); 3) Otro aspecto importante es el amplio rango de presiones (entre 88 y 209 MPa; Anexo 1-Tabla 10) que despliegan las inclusiones vítreas en cristales de cuarzo, el cual al presentar valores distintos a la presión pre eruptiva (entre 65 y 90 MPa; Figura 31), podría indicar que estos cristalizaron en un cuerpo magmático más profundo; 4) La ocurrencia de abundantes glomerocristales compuestos por los antecristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo y anfíbol (Figuras 13a, d y 16f), podría sugerir la existencia de un cuerpo de magma parcialmente cristalizado antes de la generación del magma de la SPB (p.ej. Molloy *et al.*, 2008; Shane *et al.*, 2008); lo cual a su vez podría explicar los contenidos bajos de Eu, Sr y Ba que caracterizan a las muestras de la SPB (Anexo 1-Tabla 7) y sugieren un extenso fraccionamiento de plagioclasa y sanidino (Shane *et*

² Cristales derivados de la cristalización de pulsos magmáticos previos que no crecieron a partir del magma que los contiene, pero que han sido reincorporados por éste; no obstante están asociados con el mismo sistema magmático (Jerram y Martin, 2008; Larrea *et al.*, 2013).

al., 2008). 5) Además, el depósito de la SPB con una edad de radiocarbono de $29,030 \pm 160$ años A.P. (Arce *et al.*, 2012; Rangel, 2013), contiene cristales de circón que cubren un rango de edad $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ de $162.31_{-19.54}^{+16.56}$ a $46.33_{-5.2}^{+3.2}$ ka (Salinas-Montoya, 2017). Este amplio rango de edad y el hecho de que sea más antiguo que la edad de la erupción determinada con radiocarbono, podría indicar cristalización temprana (en un *mush* cristalino) y/o múltiples eventos de calentamiento (Molloy *et al.*, 2008; Shane *et al.*, 2008) en el sistema magmático del Guangoche.

Evolución del sistema de almacenamiento de la SPB

Con base en los datos que se aportan en las secciones anteriores, la historia del sistema de almacenamiento de la SPB inició con la presencia de un *mush* cristalino antes de la erupción del magma (Figura 34). Este cuerpo magmático tenía una composición cuarzofeldespática (compuesto por cristales de cuarzo, sanidino, oligoclasa y en menor cantidad anfíbol y biotita) y se encontraba ubicado en la corteza superior por debajo del volcán Guangoche, a una profundidad de entre 3.8 y 9.1 km (Figura 34a); considerando el rango de presión obtenido con el contenido de volátiles disueltos en las inclusiones vítreas (88 a 209 MPa; Anexo 1-Tabla 10), así como el valor promedio de la densidad de la corteza superior ($2,344 \text{ kg/m}^3$; Spera, 2000). Los cristales que conformaban al *mush* cristalizaron en un magma rico en agua (3.6 a 6.3 % en peso de H_2O medido en las inclusiones vítreas; Anexo 1-Tabla 10) y bajo condiciones de enfriamiento relativamente lento, lo que permitió que los cristales se formaran con dimensiones relativamente grandes (Figuras 13a-b, d y 16a, f) y desarrollaran lamelas de exsolución (Figura 16d). Por otro lado, la composición de alto sílice en el vidrio de las inclusiones vítreas (Figura 32; Anexo 1-Tabla 10), así como el bajo contenido de calcio que presentan los núcleos de las plagioclasas (Anexo 1-Tabla 3), sugieren que el *mush* cristalino se desarrolló a partir de un magma parental ya evolucionado.

A partir del *mush* cristalino cuarzofeldespático se extrajo un fundido intersticial riolítico de alto sílice (77.24 ± 0.11 % en peso de SiO_2 ; Anexo 1-Tabla 2), que tenía bajas concentraciones en Ba, Eu y Sr (Figuras 20e y f, 22d y 23d; Anexo 1-Tabla 7), y el cual se acumuló en la cima del *mush* a una profundidad de entre 2.8 y 3.9 km (Figuras 33 y 34b), esto último con base en el rango de presión pre eruptiva ($\sim 65\text{-}90$ MPa) estimado experimentalmente (Figura 31). A esta profundidad, en el fundido extraído se formaron cristales de biotita, óxidos de Fe-Ti, anfíbol, sanidino y cuarzo a una temperatura de 769 ± 8 °C (Figura 34b), en condiciones relativamente oxidantes ($-14.9 \pm 0.14 \log f\text{O}_2$) e hidratadas (conteniendo al menos 4 % en peso de H_2O , debido

a la presencia de minerales hidratados; Best, 2003). Durante la extracción del fundido intersticial se incorporaron partes del *mush* cristalino, representadas por los glomero-cristales (Figuras 13a, d y 16f) y antecristales, a diferentes profundidades (Figura 34b), lo cual se evidencia por el amplio rango de presión registrado a través de las concentraciones de H₂O-CO₂ en las inclusiones vítreas de los cuarzos (Anexo 1-Tabla 10).

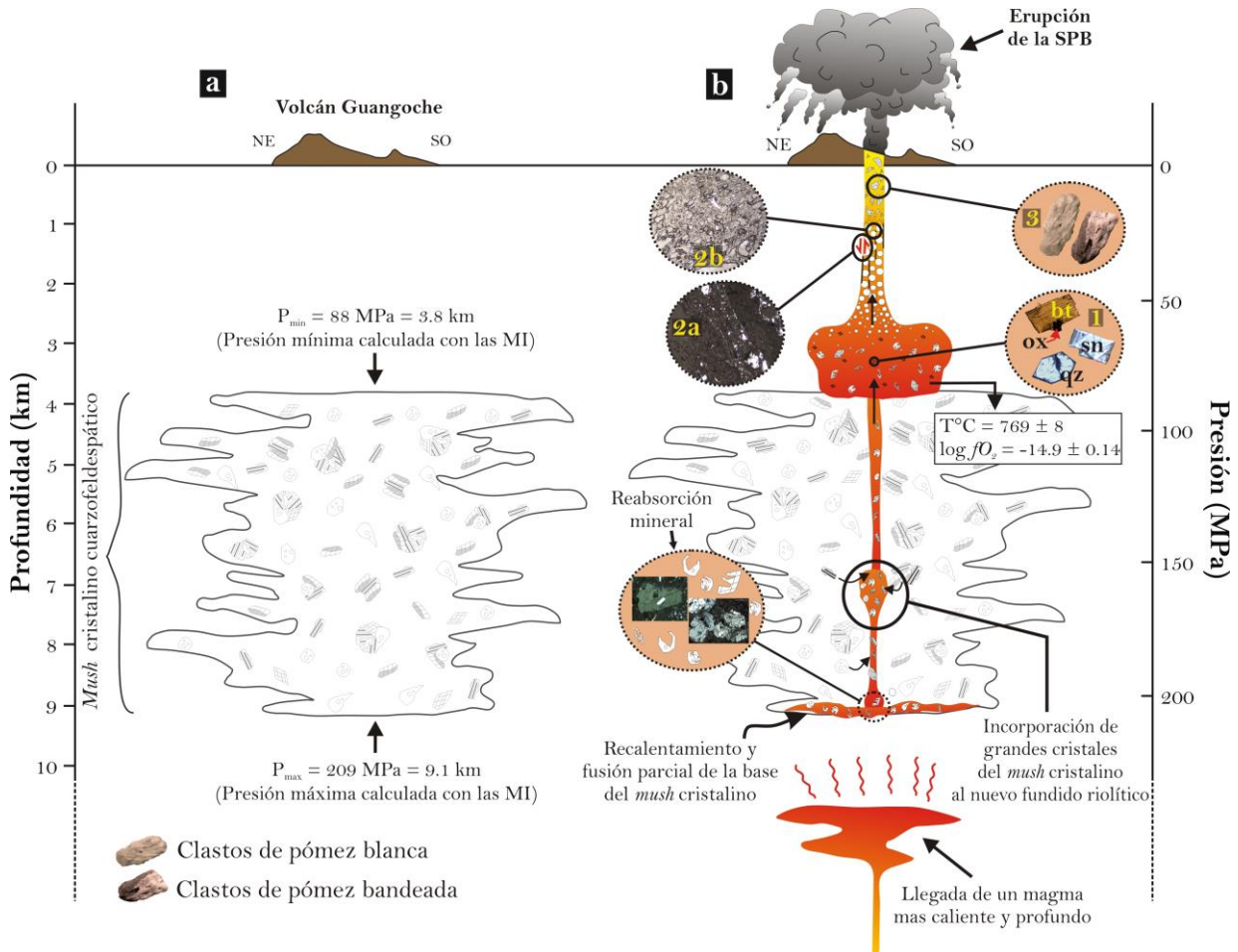


Figura 34. Modelo esquemático de la evolución del sistema magmático del volcán Guangoche durante la erupción de la Secuencia Piroclástica Blanca, hace ~29,000 años. **a)** *Mush* cristalino compuesto por cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y en menor proporción anfíbol y biotita?, ubicado en la corteza superior a una profundidad de entre 3.8 y 9.1 km. **b)** Recalentamiento y fusión parcial de la base del *mush* cristalino por el arribo de un magma relativamente máfico y caliente a la base de éste. El magma que se generó por la fusión parcial del *mush*, fue extraído y acumulado a una profundidad de entre 3.9 y 2.8 km, en donde cristalizaron biotita (bt), óxidos de Fe-Ti (ox), anfíbol, sanidino (sn) y cuarzo (qz) (1), a una temperatura de $769 \pm 8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y a una fugacidad del oxígeno ($\log f_{\text{O}_2}$) de -14.9 ± 0.14 . Durante la erupción, el magma que pasó por las paredes del conducto volcánico, experimentó deformación por cizalla, originándose bandeamiento (desarrollo de bandas blancas y grises) (2a); mientras que el magma que pasó por el centro del conducto volcánico no desarrolló bandeamiento (2b). Inmediatamente después, la sobrepresión por acumulación de volátiles produjo la fragmentación del magma, formando clastos de pómez blanca y bandeada (3).

Por otro lado, el proceso de extracción del fundido se puede relacionar con un incremento en la temperatura producido por un evento de recalentamiento, probablemente asociado con el

arribo de un magma máfico-intermedio cerca de la base del *mush* cristalino (Figura 34b) (Huber *et al.*, 2011). Algunos estudios sugieren que durante un evento de recalentamiento, se puede generar la fusión parcial de las partes más profundas del *mush*, así como la subsecuente percolación del fundido hacia su cima (Bachmann y Dungan, 2002; Molloy *et al.*, 2008; Shane *et al.*, 2008; Huber *et al.*, 2011). Posibles evidencias de lo anterior son las concentraciones relativamente altas en Cr que tienen las riolitas de bajo Ba (Figura 19d; Anexo 1-Tabla 7), la diferencia de temperatura (~ 50 °C) que existe entre los óxidos de Fe-Ti y los contenidos de Ti en el cuarzo, y las texturas de reabsorción que exhibe la población de los grandes antecristales de la SPB: de hecho los bordes reabsorbidos en los anfíboles puede deberse a eventos de recalentamiento (p.ej. Macías *et al.*, 2017). Es importante mencionar que no hay evidencia de que el magma máfico tuviera contacto directo con el *mush*, ya que no existe zoneamiento composicional en la asociación mineral (p.ej. zonamiento inverso en los cristales de plagioclasa, bordes ricos en Al en los anfíboles y/o bordes enriquecidos en Ti y Zr en los cristales de cuarzo y circón), y/o la presencia de enclaves máficos que representen a un magma solidificado (Bachmann y Dungan, 2002; Molloy *et al.*, 2008; Shane *et al.*, 2008; Befus y Gardner, 2016).

Un componente importante del depósito de la SPB son los clastos de pómez bandeada. Éstos se caracterizan por tener intercalaciones de bandas abudinas y en ocasiones plegadas, de color blanco y gris, en donde las primeras tienen texturas afíricas y son altamente vesiculares, mientras que las segundas presentan un enriquecimiento en fragmentos de cristales rotos y con menos vesículas (Figura 14b-d); ambas con una composición homogénea en el vidrio (Anexo 1-Tabla 2). Dicho bandeamiento es probable que se generara a través de un proceso repetitivo de deformación por cizalla frágil, durante la extracción del magma en la erupción, principalmente en las paredes del conducto volcánico (Figuras 34b y 35a) (Gonnermann y Manga, 2005). Se ha demostrado que la deformación por cizalla puede tener lugar en conductos volcánicos debido a diferencias en la velocidad de ascenso (Figura 35a), por contrastes en la temperatura, contenido de cristales y viscosidad en el mismo magma (Thomas y Neuberg, 2014). Durante la cizalla ocurre agrupamiento y alineación, con respecto a la dirección del flujo, de la fracción de cristales presente en el magma (Lyon y Mead, 2001) (Figura 35b); asimismo, existe disgregación de los cristales. Trabajos experimentales realizados en fluidos no newtonianos con un contenido de partículas menor a 60 %, sugieren que dichas partículas se agrupan porque migran y se concentran para facilitar el flujo (Choi y Hulsen, 2012); lo cual podría explicar el enriquecimiento en cristales en las bandas grises con relación a las bandas blancas. Además,

con el desarrollo de la deformación, el magma sufre desplazamiento, rotación y finalmente experimenta deformación dúctil (que ocurre cuando la tasa de deformación se relaja) con el desarrollo de bandas y plegamiento (Figura 35b) (Gonnermann y Manga, 2005). Por consiguiente, para el caso de los clastos de pómez bandeada en el magma de la SPB del volcán Guangoche, la diferencia de color en las bandas refleja los diferentes grados de cristalinidad y vesicularidad ocasionados por deformación del magma (p.ej. Gonnermann y Manga, 2005), en lugar de un proceso de mezcla inhomogénea de magmas (*mingling*). Sumado a lo anterior, partes del conducto volcánico fueron arrancados e incorporados en los fragmentos juveniles de la SPB durante la erupción, como lo evidencian los pequeños fragmentos líticos accidentales encontrados en algunos clastos de pómez bandeada (Figura 14e y f). Durante la deformación por cizalla y probablemente durante la fragmentación del magma, dichos líticos fueron parcialmente desmembrados en el magma de la SPB, provocando que fragmentos de cristales y microfenocristales de plagioclasa ricos en Ca (An_{47-67} ; Figura 15a, Anexo 1-Tabla 3) fueran separados de los líticos e incorporados al magma (y posteriormente al depósito de la SPB). Esto se corrobora por la similitud en la composición que hay entre las plagioclasas de uno de los grupos de fragmentos líticos (An_{47-51}) y las plagioclasas ricas en Ca encontradas en los clastos de pómez bandeada de la SPB (An_{46} y 54) (Figura 15a; Anexo 1-Tabla 3).

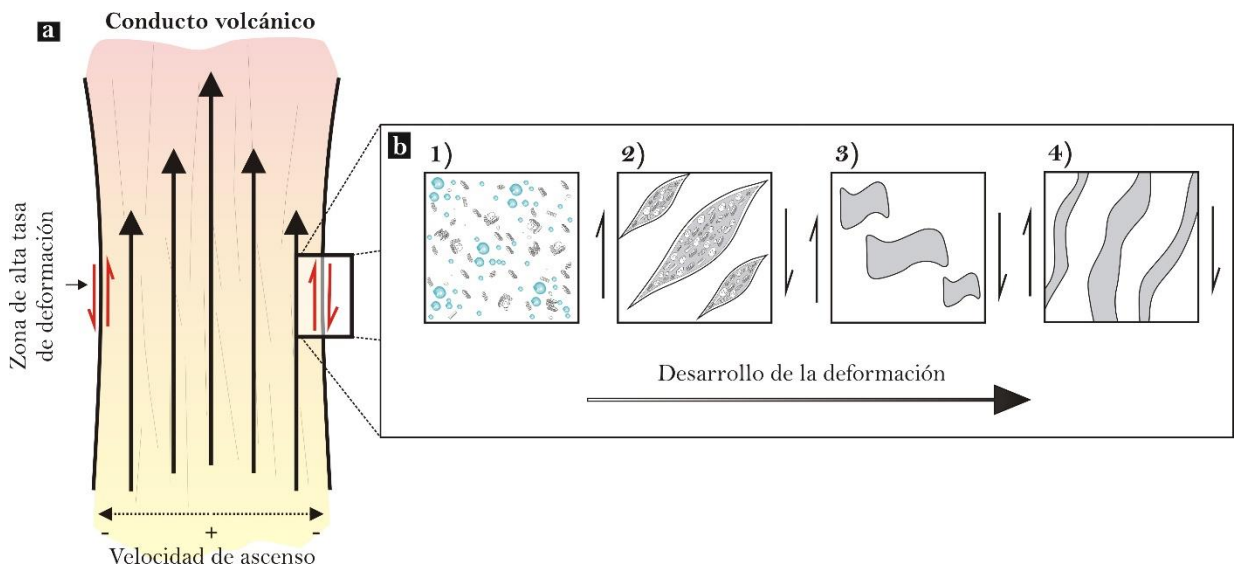


Figura 35. a) Esquema que muestra la distribución de la velocidad de ascenso del magma a través de un conducto volcánico, así como la zona en donde se desarrolla la deformación por cizalla, para explicar la formación del bandeamiento presente en algunos clastos de pómez de la Secuencia Piroclástica Blanca. **b)** Esquemas que ilustran la evolución de la deformación del magma por cizalla, para la formación de bandeamiento. 1) Magma sin deformar, el cual contiene cristales y burbujas. 2) Agrupación y alineación de cristales con respecto al flujo. 3) Desplazamiento y rotación del magma. 4) Formación de bandeamiento por deformación dúctil. Modificado de Gonnermann y Manga (2005).

6.1.2.- Génesis de los magmas riolíticos del CVLA

En la literatura se citan dos mecanismos básicos para la formación de magmas riolíticos (p.ej. DePaolo, 1981; MacDonald *et al.*, 1987; Bacon y Druitt, 1988; Conrad *et al.*, 1988; Hildreth y Moorbath, 1988; Pichavant *et al.*, 1988a, b; McCulloch *et al.*, 1994; Borg y Clynnne, 1998; Soesoo, 2000; Riley *et al.*, 2001). Uno de ellos implica la fusión parcial de rocas corticales a partir del calor suministrado por magmas basálticos. El otro mecanismo plantea que a partir de un magma de composición basáltica mediante un proceso de cristalización fraccionada (CF) por sí solo, o por un proceso en donde se combina la cristalización fraccionada con la asimilación parcial de rocas corticales (AFC), es posible generar magmas evolucionados. Aunque cabe mencionar que los magmas riolíticos pueden resultar de la combinación de varios de estos procesos. Por ejemplo, Caffè *et al.* (2012) mediante análisis petrográficos, microanalíticos, geoquímicos, isotópicos de Sr, Nd y Pb y geotermobarométricos, propusieron que las ignimbritas “Coyaguayma” (Puna norte, Argentina) se originaron por la combinación de los procesos de AFC, fusión parcial y CF que actuaron en distintos momentos. Asimismo, es importante tener en cuenta que existen diversos factores que dictarán qué procesos petrogenéticos actuarán en la generación de los magmas riolíticos. Algunos de estos factores son la temperatura de los magmas basálticos, la cantidad de volátiles (principalmente H₂O), la fugacidad del oxígeno y el tiempo de residencia del magma en la corteza (Borg y Clynnne, 1998; Annen y Sparks, 2002; Reagan *et al.*, 2003).

Para dilucidar el mecanismo de evolución que pudo originar a los magmas riolíticos de alto Ba del CVLA, se realizaron una serie de modelos petrogenéticos que tomaron en cuenta las relaciones isotópicas de Sr y las concentraciones de elementos traza y tierras raras de dichos magmas, así como de las posibles fuentes y asimilantes que pudieron participar en su génesis.

Fusión parcial de rocas corticales

El proceso de fusión parcial a través de un mecanismo de fusión en equilibrio, fraccionada o dinámica (Ersoy, 2013 y *referencias ahí citadas*), implica la formación de un fundido magmático a partir de una roca preexistente, ya sea por un incremento en la temperatura, una disminución en la presión, la adición de componentes volátiles o por la combinación de varios de los factores antes mencionados (López-Ruiz, 1986; Nelson, 2012). Durante dicho proceso, pueden intervenir todas las fases minerales de la roca preexistente (fusión parcial modal), o sólo algunas de las fases minerales con una fusión preferencial (fusión parcial no modal). Asimismo, la fusión

parcial se desarrolla de forma gradual, por lo que bajos grados de fusión parcial producirán fundidos con altas concentraciones de elementos traza incompatibles, mientras que a medida que el grado de fusión aumenta, la concentración de dichos elementos en los fundidos generados disminuirá (López-Ruiz, 1986; Nelson, 2012; Ersoy, 2013 y referencias ahí citadas).

Los magmas riolíticos del CVLA se caracterizan por tener altas concentraciones de elementos traza incompatibles (Figuras 22), por lo que podrían estar relacionados con un origen a partir de bajos grados de fusión parcial de la corteza. Para evaluar la participación de dicho proceso, se elaboraron varios modelos petrogenéticos de fusión parcial de tipo modal, con ayuda del programa PETROMODELER, desarrollado por Ersoy (2013). En dicho programa se utilizaron como parámetros de entrada, la composición química de las rocas que pudieron actuar como fuente (composición inicial), así como sus coeficientes de partición total³.

Debido a que no se encontraron xenolitos dentro de las rocas en estudio, la mejor aproximación como roca fuente, fue la composición de las rocas intrusivas (cuarzomonzonitas, granodioritas y granitos) del Oligoceno-Eoceno, relacionadas con los plutones de la Huacana, los plutones expuestos a ~30 km al sureste del volcán Parícutin y los xenolitos encontrados dentro de las lavas de los volcanes Parícutin y Arocútin (McBirney *et al.*, 1987; Corona-Chávez *et al.*, 2006; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) (ver Anexo 3-Tabla 17). Dichas rocas se han interpretado como parte del basamento del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y se han asociado con los cuerpos intrusivos que cortan a la formación Cutzamala, la cual se encuentra aproximadamente a 14 km al suroeste del volcán Guangoche, formando parte de su basamento (ver Capítulo 2). Asimismo, a pesar de que rocas triásicas (Complejo Arteaga) y del terreno Guerrero forman parte del basamento local de la zona de estudio, éstas no fueron incluidas en los modelos, debido a que no cuentan con datos geoquímicos y mineralógicos suficientes.

Por su parte, el coeficiente de partición total se determinó con los valores de los coeficientes de partición que están recopilados en la base de datos del GERM⁴ para un granito y un granito peraluminoso (Anexo 1-Tabla 12). Asimismo se utilizó la asociación mineralógica y la fracción modal mineral de una cuarzomonzonita (Feldespatos-K = 35%; Plagioclasa = 29%; Cuarzo = 20%; Anfíbol = 10%; Biotita = 5%; Apatito y circón = 1%), una granodiorita (Plagioclasa = 35%; Feldespatos-K = 25%; Cuarzo = 20%; Cpx = 10%; Biotita = 4%; Opx = 3%; Anfíbol = 2%;

³ Comportamiento de un elemento traza en toda la roca y ésta definido por: $D_{total} = \sum D_j^i \times X_j$, en donde D_j^i = coeficiente de partición del elemento i en el mineral j y X_j = fracción en peso del mineral j presente en la roca, expresada en formato decimal.

⁴ *Geochemical Earth Reference Model* en <https://earthref.org/GERM/>

Apatito y circón = 1%) y un granito (Cuarzo = 40%; Feldespato-K = 30%; Plagioclasa = 20%; Anfíbol = 5%; Biotita = 4%; Apatito y circón = 1%), tomando en cuenta lo que se reporta en Wilcox (1954) y Corona-Chávez *et al.* (2006).

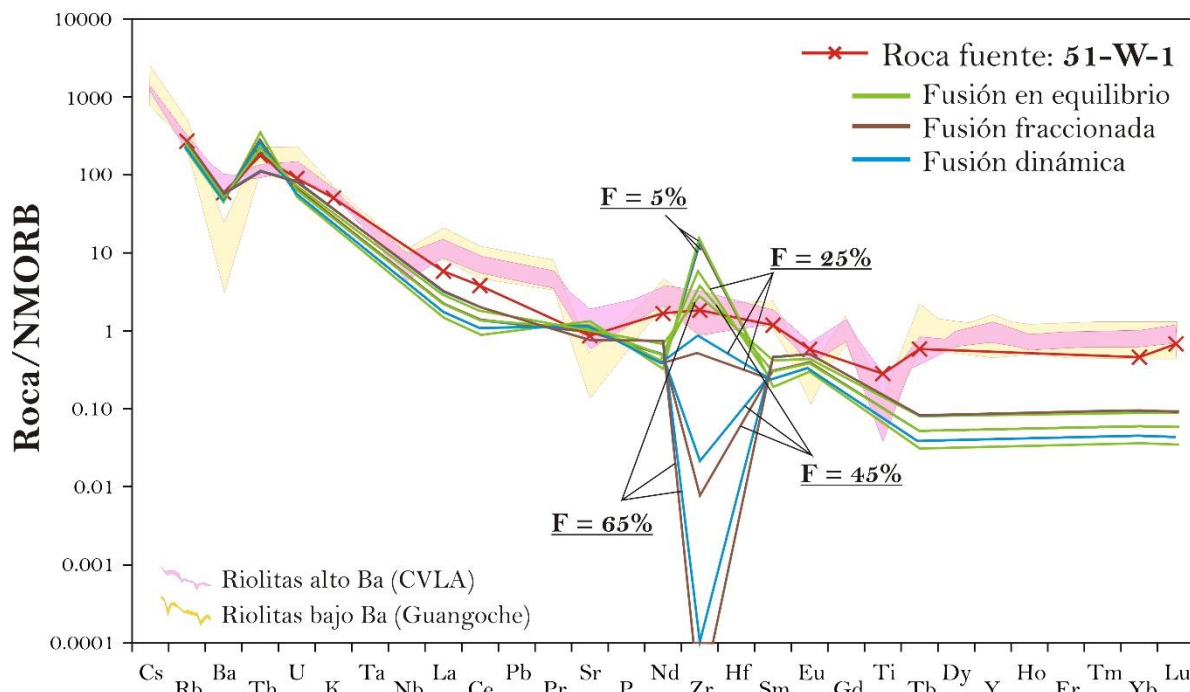


Figura 36. Ejemplo de uno de los diagramas multielementales (normalizado con respecto al NMORB, según los valores de Sun y McDonough, 1989) generado a partir de los modelos petrogenéticos de fusión parcial para las riolitas del CVLA y volcán Guangoche. El parámetro F indica la fracción de líquido producido durante la fusión. Las líneas representan los patrones generados por los modelos a diferentes valores de F (5, 25, 45, 65 %) para cada mecanismo de fusión parcial (equilibrio, fraccionada y dinámica) de tipo modal. En este ejemplo se utilizó la fracción modal mineral de una cuarzomonzonita, así como los valores de coeficiente de partición para un granito peraluminoso (para la plagioclasa, feldespato-K, biotita, apatito, circón) y un granito (para el cuarzo y anfíbol) (Anexo 1-Tabla 12). La composición de la roca fuente (51-W-1) es de McBirney *et al.* (1987).

Los resultados de los modelos revelan que ninguno de los patrones de elementos traza y REE desplegados por los diferentes mecanismos de fusión parcial (equilibrio, fraccionada o dinámica), a partir de varios grados de fusión de las rocas intrusivas utilizadas, se empata con la composición de las rocas riolíticas del CVLA (alto Ba), incluso si se utilizan diferentes valores de coeficientes de partición (Anexo 1-Tabla 12). En el ejemplo que se presenta en la figura 36, se aprecia que los patrones de los modelos muestran bajas concentraciones de elementos traza y REE, estas últimas con un empobrecimiento significativo en las HREE, así como anomalías positivas o negativas muy pronunciadas en Zr y anomalías positivas en Th, Eu y Sr, en comparación con los patrones desarrollados por las rocas riolíticas. Adicionalmente, ninguna de las riolitas del CVLA presenta las mismas relaciones isotópicas que las rocas que se utilizaron como fuente (Figura 37). Por consiguiente, es probable que los magmas riolíticos del CVLA no

se formaran por un proceso de fusión parcial de rocas corticales; aunque cabe mencionar que para confirmar dicho supuesto, es necesario contar con la composición adecuada de las rocas que pudieron actuar como fuente y que se encuentren cerca del área de estudio, además de que se tengan los coeficientes de partición de los elementos traza específicos para dichas rocas.

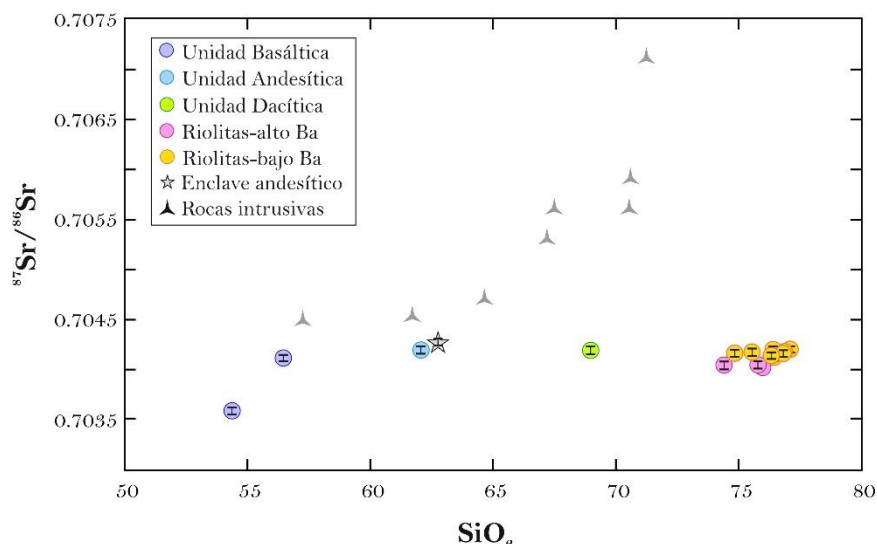


Figura 37. Diagrama que muestra el contenido de SiO₂ (% en peso) *versus* las relaciones isotópicas de Sr para las rocas del CVLA, volcán Guangoche y las rocas intrusivas del Oligoceno-Eoceno de McBirney *et al.* (1987) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014). Las barras denotan el error ($\pm 1 \sigma$) de los datos isotópicos.

Cristalización fraccionada (CF) versus Cristalización fraccionada combinada con asimilación cortical (AFC)

La CF es un proceso en el cual los minerales se forman por el enfriamiento de un magma primario de composición basáltica, los cuales posteriormente se separan de dicho magma, evitando que ambas fases (cristales y fundido) se equilibren entre sí. Como consecuencia, los minerales y el fundido tendrán diferente temperatura y composición. Durante la CF, los fundidos residuales se irán enriqueciendo en elementos como SiO₂, K₂O, Na₂O y empobrecimiento en MgO, CaO, FeO, hasta formar magmas silíceos (riolitas) (Bowen, 1928; Carmichael *et al.*, 1974; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Por su parte, el proceso de AFC involucra simultáneamente la cristalización fraccionada de magmas máficos (material parental) y la asimilación de rocas encajonantes (rocas del basamento). Los magmas durante su almacenamiento en la corteza continental pueden fundir parcialmente a las rocas encajonantes (las cuales tienen temperaturas de fusión bajas) y por lo tanto ser contaminados y modificados, dando como resultado un magma con diferente composición a la original (Bowen, 1928; DePaolo, 1981; Thompson *et al.*, 2002). Para que el proceso de asimilación pueda tener lugar,

se requiere de calor y presencia de volátiles (principalmente H₂O), los cuales serán liberados durante la CF del magma máfico parental. El calor proviene de la capacidad calorífica del magma en enfriamiento y del calor latente de cristalización. El agua al ser liberada del magma hacia la roca circundante, ocasiona una disminución de su temperatura del *solidus* y origina que la roca se funda (Thompson *et al.*, 2002).

Para los modelos petrogenéticos de CF y AFC se utilizó el programa PETROMODELER (Ersoy, 2013), así como los parámetros de entrada: 1) composición de un magma parental (composición inicial), 2) coeficientes de partición⁵ (Anexo 1-Tablas 13-15) y fracciones modales de las fases minerales fraccionadas (para obtener el coeficiente de partición total) y 3) composición de un asimilante. La estrategia que se siguió para los modelos de CF, consistió en modificar a las fases minerales fraccionadas y a los coeficientes de partición en tres pasos consecutivos, a medida que la composición del magma se tornaba más evolucionada. En un primer paso se modeló la composición de una andesita (muestra An-1407) a partir de una andesita basáltica (muestra Ba-1415), continuando con el modelado de la composición de una dacita (muestra SA-1405) y las riolitas de alto Ba, a partir de una andesita (muestra An-1407) y una dacita (muestra SA-1405), respectivamente. Por su parte, para los modelos de AFC, se utilizó como magma parental a la roca más primitiva del CVLA (aquella con el menor contenido de SiO₂, el mayor Mg# y el valor más bajo en la relación isotópica de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) y que corresponde a una andesita basáltica perteneciente a la Unidad Basáltica (muestra Ba-1415). Como asimilantes se empleó la composición de las rocas intrusivas del Oligoceno-Eoceno, usadas con anterioridad en los modelos de fusión parcial, así como la composición de una arenisca perteneciente a la formación Varales (Centeno-García *et al.*, 1993) (ver Anexo 3).

Los resultados de los modelos de CF sugieren que la roca más primitiva del CVLA (muestra Ba-1415) no es capaz de reproducir la composición de la andesita (Figura 38a), ni que esta última puede dar lugar a la composición de la dacita (Figura 38b). No obstante, las rocas riolíticas de alto Ba del campo, pueden generarse a partir de la dacita (muestra SA-1405) cristalizando 10 % de magma y a través del fraccionamiento de 60 % de plagioclasa, 20 % de anfíbol, 10 % de ortopiroxeno, 5% de clinopiroxeno, 3 % de biotita, 1 % de circón y 1 % de magnetita (Figura 38c). Por tanto, si bien las rocas riolíticas del CVLA no están asociadas con un proceso de CF a partir de un magma máfico parental, es probable que si estén relacionadas

⁵ Los coeficientes de partición fueron obtenidos de la base de datos GERM: *Geochemical Earth Reference Model* en <https://earthref.org/GERM/>

con las rocas dacíticas por CF. Sin embargo, si esto último fuera correcto, las relaciones isotópicas de Sr de las dacitas y riolitas tendrían que tener el mismo valor, lo cual no se observa en los datos isotópicos (Figura 37).

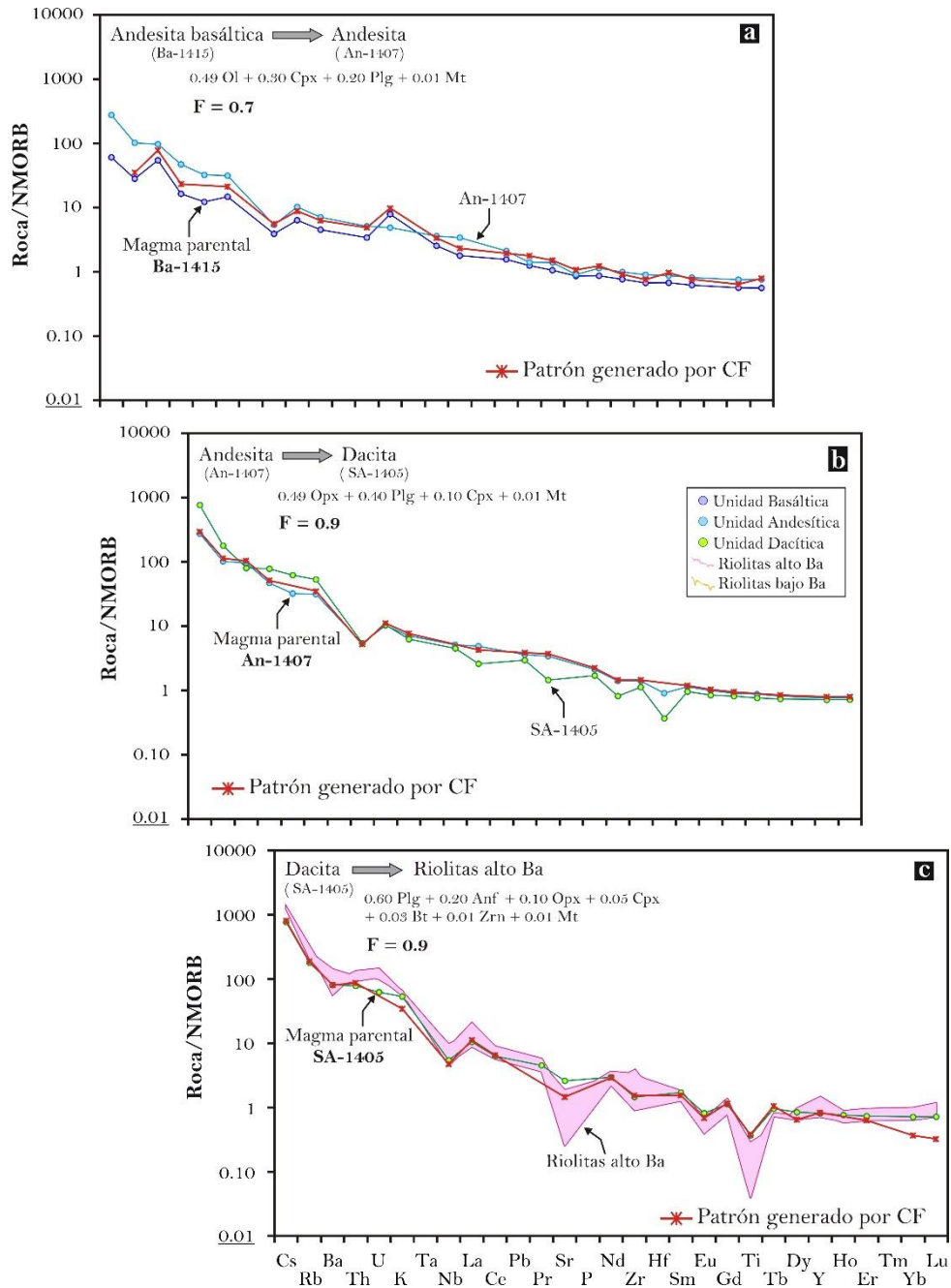


Figura 38. Patrones de elementos traza y REE generados por los modelos de cristalización fraccionada (CF) por pasos para las rocas del CVLA. **a)** Modelo de CF de una andesita a partir de una andesita basáltica. **b)** Modelo de CF de una dacita a partir de una andesita. **c)** Modelo de CF para las riolitas de alto Ba a partir de una dacita. F = fracción en masa del magma residual con relación a una masa inicial. Los coeficientes representan la fracción modal de las fases minerales fraccionadas. Ol = olivino; Cpx = clinopiroxeno; Plg = plagioclasa; Mt = magnetita; Opx = ortopiroxeno; Anf = anfíbol; Bt = biotita; Zrn = circón. Diagramas normalizados con la composición del NMORB, según los valores de Sun y McDonough (1989).

Por su parte, los modelos de AFC logran acercarse a la composición de las riolitas del CVLA, si se considera como asimilantes a uno de los xenolitos cuarzomonzónicos que se encontró dentro de los productos del volcán Parícutin (muestra 51-W-1; Wilcox 1954; McBirney *et al.*, 1987) y/o a una arenisca de la formación Varales (muestra 656b; Centeno-García *et al.*, 1993). Dicho proceso se obtuvo cristalizando entre un 40 y 65 %, y fraccionando 55 % de plagioclasa, 20 % de clinopiroxeno, 10 % de olivino, 5 % de ortopiroxeno, 5 % de anfíbol, 3.5 % de magnetita y 1.5 % de ilmenita, a una relación de la tasa de masa asimilada/tasa de cristalización fraccionada (r) de 0.35 y 0.2 para el xenolito y la arenisca, respectivamente (Figura 39). Es importante resaltar que no todos los elementos en los dos modelos de AFC se ajustan a los valores de las riolitas, lo cual es probablemente debido a la falta de valores de coeficientes de partición para algunos elementos y a que éstos no son específicos para las rocas en estudio. Sin embargo, se puede sugerir que el mecanismo de evolución magmática que dio origen a las riolitas de alto Ba del CVLA, fue el de AFC a partir de un magma de composición andesítico basáltico y asimilando una roca intrusiva cuarzomonzónica y/o una arenisca equivalente a la formación Varales.

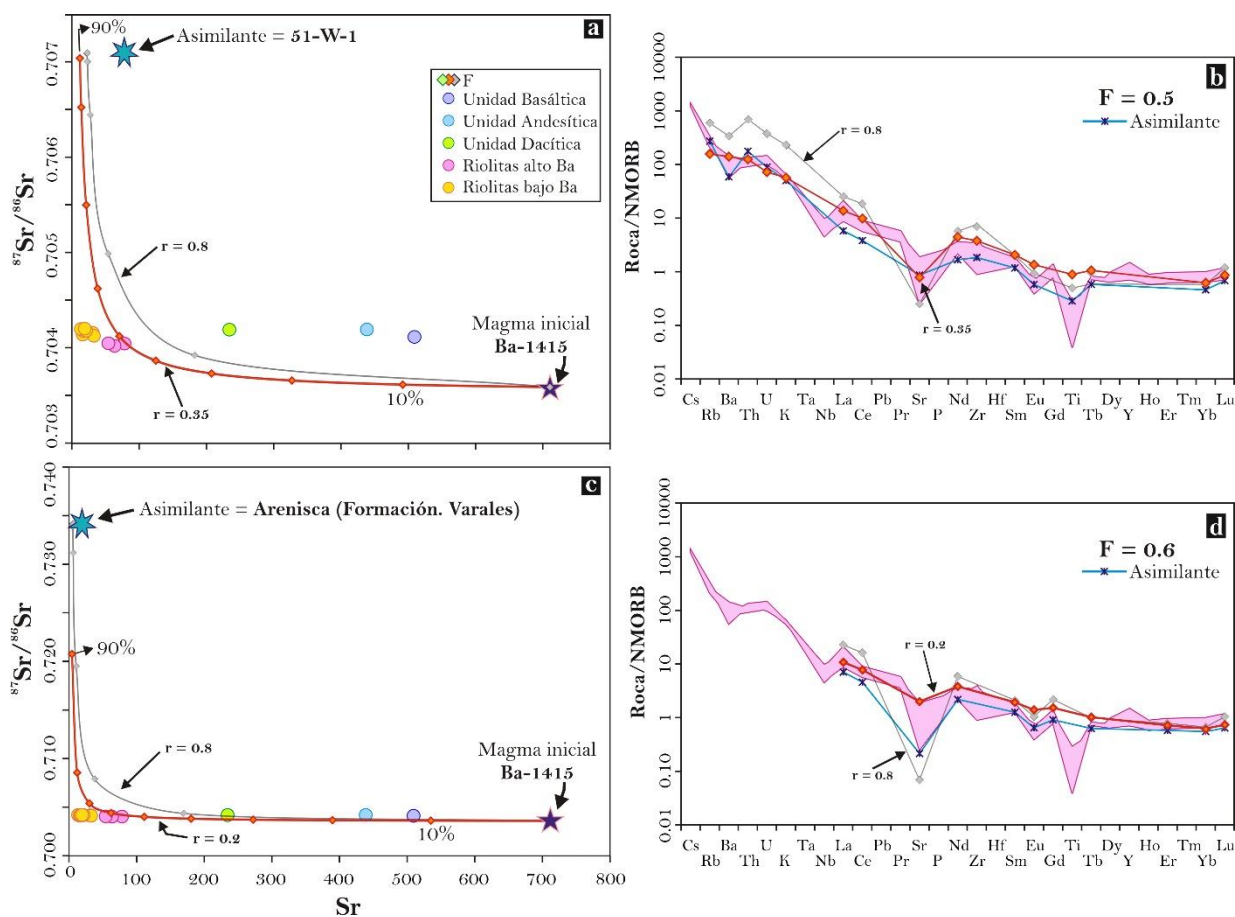


Figura 39. Diagramas de Sr *versus* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y patrones multielementales, generados por el proceso de AFC para las riolitas de alto Ba del CVLA a partir de un magma máfico parental de composición andesítico basáltico (muestra Ba-1415). **a, b**) Asimilación de una roca cuarzomonzonítica (muestra 51-W-1; McBirney *et al.*, 1987). **c, d**) Asimilación de una arenisca representativa de la formación Varales (muestra 656b; Centeno-García *et al.*, 1993). Para ambos modelos se fraccionó 55 % de plagioclasa, 20 % de clinopiroxeno, 10 % de olivino, 5 % de ortopiroxeno, 5 % de anfíbol, 3.5 % de magnetita y 1.5 % de ilmenita. r = tasa de masa asimilada/tasa de masa cristalizada; F = fracción del fundido remanente durante la cristalización. Diagrama multielementos normalizado con respecto al NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989).

6.1.3.- Componentes de la subducción y fuente mantélica a partir de los magmas máficos del CVLA

Los magmas emplazados a lo largo de los márgenes convergentes son influenciados por la contribución de los componentes de la placa oceánica en subducción (*slab*) hacia la cuña del manto (p.ej. Gill, 1981; Tatsumi *et al.*, 1986; Hawkesworth *et al.*, 1993; Elliott *et al.*, 1997; Class *et al.*, 2000; Mori *et al.*, 2009; Labanieh *et al.*, 2012). El *slab* está conformado por basaltos de tipo MORB alterados hidrotermalmente, sobreyacidos por sedimentos oceánicos profundos (pelágicos) y clásticos derivados del continente (hemipelágicos) (Gill, 2010). A medida que el *slab* va adentrándose en el manto y alcanza niveles más calientes, el agua incluida en los minerales hidratados contenidos en los basaltos alterados así como en los sedimentos (p.ej. rutilo, flogopita, fengita, anfíbol, epidota, clorita, monazita, alanita), es liberada por medio de reacciones metamórficas de deshidratación, formando fluidos acuosos (Saunders *et al.*, 1991; Elliott *et al.*, 1997; Class *et al.*, 2000; Poli y Schmidt, 2002; Gill, 2010; Gómez-Tuena *et al.*, 2011). De manera similar, los basaltos del *slab* y/o los sedimentos pueden llegar a fundirse (p.ej. Turner *et al.*, 1997; Class *et al.*, 2000; Mori *et al.*, 2009) por las altas temperaturas que se alcanzan en las zonas de subducción (van Keken *et al.*, 2002), generando fundidos silicatados. Los fluidos acuosos y los fundidos silicatados liberados metasomatizan la cuña del manto y bajan su temperatura del *solidus* provocando fusión parcial (Elliott *et al.*, 1997; Gill, 2010; Labanieh *et al.*, 2012).

Las firmas geoquímicas de los componentes del *slab* serán heredadas a los magmas que se formen en los márgenes convergentes (Elliott *et al.* 1997) y por lo tanto exhibirán características geoquímicas peculiares y muy distintas a los magmas generados en otros contextos tectónicos como dorsales oceánicas o regiones intraplaca (Tatsumi *et al.*, 1986; Hawkesworth *et al.*, 1993; Tatsumi y Hanyu, 2003; Mori, 2007). En particular, los magmas generados en ambientes de subducción presentan concentraciones altas de elementos traza incompatibles, exhibiendo un marcado enriquecimiento en Pb, U, Th, LREE y en elementos

LILE (Cs, Rb, Ba, Sr, K), sobre los elementos HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) y HREE (Figuras 22 y 23); así como relaciones altas de LILE/HFSE y LILE/LREE (p.ej. Ba/La y Ba/Nb; Figura 40a). El enriquecimiento en Pb, U y LILE es debido a la alta solubilidad y movilidad que tienen estos elementos en una fase fluida rica en agua, de manera que son transportados en los fluidos acuosos derivados de la deshidratación del *slab* (Saunders *et al.*, 1980; Kay, 1980; Gill, 1981; Pearce, 1982; Tatsumi *et al.*, 1986; Hawkesworth *et al.*, 1991; McCulloch y Gamble, 1991; Brenan *et al.*, 1995a y b); mientras que el enriquecimiento en Th y LREE puede deberse a la adición de los sedimentos subducidos a la cuña del manto (White y Patchett, 1984; Hole *et al.*, 1984; Othman *et al.*, 1989; Plank y Langmuir, 1998).

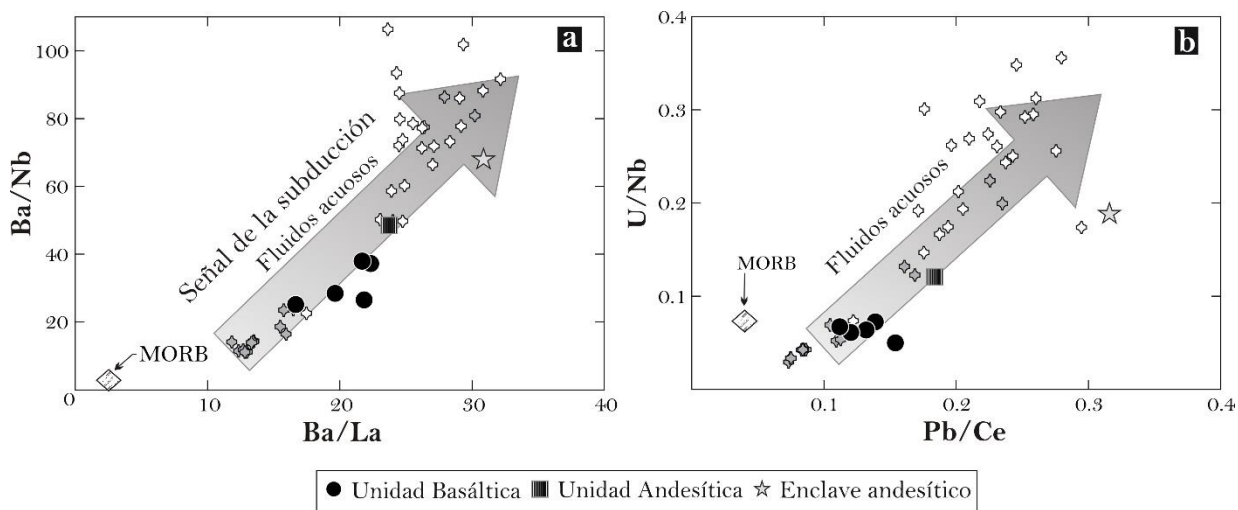


Figura 40. Diagramas de las relaciones de los elementos móviles en fluidos acuosos (Ba, Pb, U) respecto a los elementos inmóviles (Nb, La, Ce), para determinar la participación de los fluidos acuosos procedentes de la deshidratación del *slab* en los magmas máficos del CVLA. Los datos del MORB fueron tomados de Sun y McDonough (1989), Verma (2000b) y de la base de datos PetDB (<http://www.earthchem.org/petdb>) (ver Anexo 3-Tabla 17). Estos últimos corresponden a rocas basálticas y gabros de la Dorsal del Pacífico Oriental entre aproximadamente 12.5° - 14° de latitud norte y -104° - -103.5° de longitud oeste (Engel *et al.*, 1965; Zindler *et al.*, 1984; Batiza y Vanko, 1984; Hekinian *et al.*, 1985; Smith, 1987; Jochum *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 2010). Las rocas del CVLA se compararon con datos de LaGatta (2003) de los estratovolcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca (◇), así como del Campo Volcánico de Chichinautzin (◊).

Contribución de los componentes del slab: fluidos acuosos versus sedimentos

En general, las rocas del área de estudio muestran una amplia variación en las concentraciones de los elementos móviles (Ba, Pb y U; Figura 40), lo cual obedece a diferentes grados de contribución de los fluidos acuosos derivados del *slab* hacia la cuña del manto. El Ba, Pb y U son elementos solubles en fluidos acuosos con relación al Th y a las LREE, por lo que se esperan valores altos en las relaciones entre dichos elementos (Elliott *et al.*, 1997; Hanyu *et al.*, 2006; Labanieh *et al.*, 2012). En particular, la muestra del enclave andesítico exhibe las

relaciones más altas en los elementos mencionados, similares a los volcanes Nevado de Toluca y Popocatepetl (datos de LaGatta, 2003) (Figura 40); lo cual sugiere una contribución importante de fluidos acuosos del *slab* a la cuña del manto. Mientras que las rocas de las Unidades Basáltica y Andesítica son las que presentan menor grado de contribución, comparables a las del Campo Volcánico Chichinautzin (datos de LaGatta, 2003) (Figura 40).

Además de la contribución de los fluidos acuosos provenientes del *slab* a la cuña del manto, en el diagrama de la figura 41a se observan diferentes grados de participación de los sedimentos para la generación de algunos magmas máficos del CVLA, como por ejemplo para la Unidad Basáltica y rocas andesíticas (Unidad Andesítica y enclave); mucho más notorio en el enclave andesítico. Lo anterior se asocia con el incremento en la relación Th/Yb a la par con el aumento en la relación Ba/La. Los elementos Th e Yb son elementos inmóviles en fluidos acuosos, específicamente el Th (al igual que las LREE) está contenido en los sedimentos, por lo que los valores altos en la relación Th/Yb puede ser interpretado por la adición de los sedimentos a la cuña del manto (White y Patchett, 1984; Plank y Langmuir, 1993; Brenan *et al.*, 1995b; Elliott *et al.*, 1997; Hawkesworth *et al.*, 1997; Turner *et al.*, 1997; Hanyu *et al.*, 2006). Adicionalmente, la tendencia positiva hacia la composición total de los sedimentos que se aprecia entre las relaciones Th/Nb y La/Nb (Figura 41b), así como con las relaciones isotópicas de Pb, en donde se ubican a las rocas en estudio entre los sedimentos terrígenos y pelágicos (Figura 24c-d), también sugieren la adición de los sedimentos a la cuña del manto. De hecho, la contribución de sedimentos terrígenos parece ser más importante en las rocas andesíticas, ya que su composición tiende y yace más cerca a la de dichos sedimentos (Figura 41a), además de que presenta anomalías de Ce ligeramente negativas, así como relaciones Ba/La relativamente bajas (Figura 41c). Estas últimas características son particularidades que también presentan los sedimentos terrígenos que cubren a la placa de Cocos, en comparación con los sedimentos pelágicos, los cuales presentan concentraciones elevadas de Ba, Sr y REE, así como anomalías negativas muy pronunciadas en Ce (Leggett, 1982; LaGatta, 2003) (Ver Anexo 3).

Por otro lado, es probable que los sedimentos del *slab* se transportaran a la cuña del manto en forma de fundidos parciales; como lo demuestra el aumento en la relación La/Sm en la figura 41d. El La es un elemento inmóvil en fluidos acuosos que está contenido en los sedimentos y que es transportado preferentemente por los fundidos parciales de éstos (Labanieh *et al.*, 2012). Particularmente, la adición de los fundidos parciales de los sedimentos es mayor en el enclave andesítico (con relaciones La/Sm altas), mientras que en las rocas de las unidades Basáltica y

Andesítica esta relación es menor (Figura 41d). Sumado a lo anterior, es posible que los valores bajos en las relaciones isotópicas de Nd (Figura 24b) que presentan las rocas andesíticas (Unidad Andesítica y enclave), puedan deberse a la influencia de los sedimentos terrígenos del *slab* (material sedimentario proveniente de la erosión de las rocas cristalinas que se encuentran en el margen continental mexicano; Plank y Langmuir, 1998) (p.ej. Labanieh *et al.*, 2012).

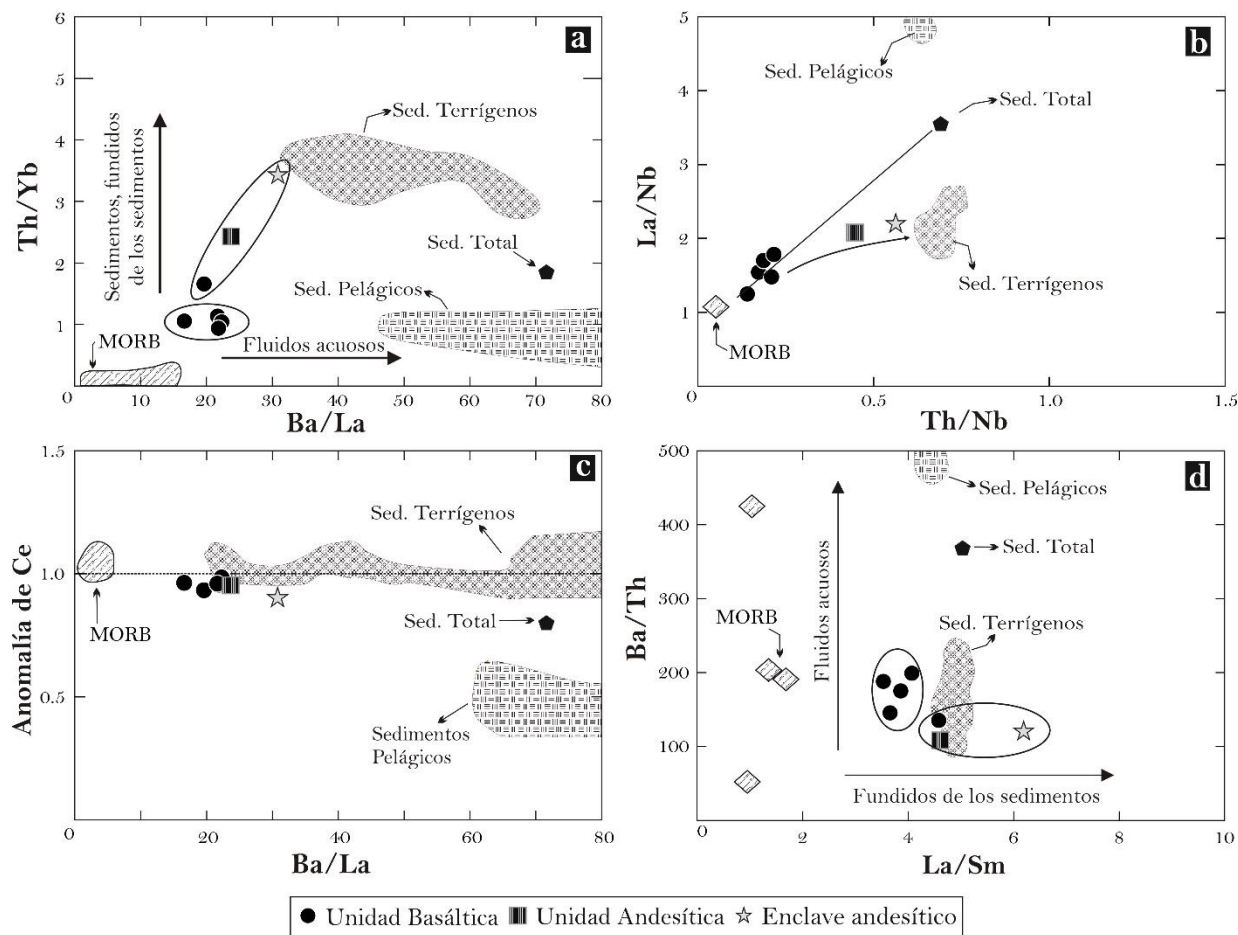


Figura 41. Relaciones elementales para evaluar la participación de los sedimentos subducidos en la génesis de los magmas máficos del CVLA. Los datos de los sedimentos corresponden a los que yacen sobre la placa de Cocos (Verma, 2000b; LaGatta, 2003). La composición del sedimento total corresponde al promedio de los datos de los sedimentos (ver Anexo 3-Tabla 17). La obtención de los datos del MORB, se refiere en la figura 40.

Caracterización de la fuente mantélica

Los elementos traza pertenecientes al grupo de los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), así como las HREE, se caracterizan por ser incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos, y por encontrarse en bajas concentraciones dentro de los sedimentos, por lo que no se transfieren a la cuña del manto a través de los componentes de la subducción (White y Patchett, 1984; Tatsumi *et al.*, 1986; McCulloch y Gamble, 1991; Brenan *et al.*, 1994; 1995b; Plank y Langmuir, 1998). Como

resultado, las rocas asociadas con los márgenes convergentes, mostrarán un relativo empobrecimiento en dichos elementos con respecto a los LILE y LREE (Figura 23). Asimismo, su empobrecimiento en la cuña del manto también podría reflejar las múltiples fusiones parciales que el manto ha experimentado a lo largo del tiempo durante el proceso de subducción (Winter, 2001; Wilson, 1989). Además, los HFSE y las HREE pueden acomodarse en minerales como el clinopiroxeno, flogopita, anfíbol, rutilo y granate (Gómez-Tuena *et al.*, 2011 y referencias ahí citadas), de modo que la concentración de dichos elementos al no ser modificada por el flujo de los componentes de la subducción, son útiles para constreñir la naturaleza (mineralogía) del manto, así como el grado de fusión parcial y empobrecimiento en elementos incompatibles que éste ha experimentado (Tatsumi *et al.*, 1986; McCulloch y Gamble, 1991; Woodhead *et al.*, 1993; Brenan *et al.*, 1995b; Pearce *et al.*, 2005). Para los fines anteriores, se utilizaron las relaciones Zr/Hf, Nb/Ta, Gd/Yb, Zr/Ta y Zr/Nb (Figura 42).

En general, las rocas máficas del CVLA despliegan una tendencia positiva hacia un incremento en la relación Zr/Hf (Figura 42a), conjuntamente con valores relativamente constantes en las relaciones Nb/Ta y Gd/Yb (Figura 42b y c). Estos comportamientos sugieren al clinopiroxeno como fase residual en el manto; ya que durante procesos de fusión parcial, el Hf, al ser el doble de compatible que el Zr en el clinopiroxeno cuando está contenido en una peridotita en facies de espinela, dará como resultado valores altos en la relación Zr/Hf en los fundidos resultantes (Hart y Dunn, 1993; Blundy *et al.*, 1998; Lundstrom *et al.*, 1998; Green *et al.*, 2000; Adam y Green, 2006; Gómez-Tuena *et al.*, 2011). Además, el clinopiroxeno mantendrá sin modificaciones a la relación Nb/Ta en los fundidos resultantes, ya que a pesar de que dicha fase mineral puede retener al Nb y al Ta en su red cristalina, los coeficientes de partición bajos de dichos elementos en el clinopiroxeno, en comparación con los coeficientes de partición del Zr y Hf, evitarán que la relación Nb/Ta experimente alguna modificación importante (Hart y Dunn, 1993). De hecho, si estuviesen presentes minerales como anfíbol, flogopita, rutilo y/o granate en la fuente mantélica, la fusión parcial de alguno de estas fases, además de ocasionar variaciones en la relación Zr/Hf, también produciría afectaciones fuertes en las relaciones Nb/Ta y Gd/Yb (flogopita y rutilo = Nb/Ta altas; anfíbol = Nb/Ta bajas; granate = Gd/Yb altas) (Gómez-Tuena *et al.*, 2011 y referencias ahí citadas). Adicionalmente, el patrón plano que presentan las HREE en el diagrama de la figura 22a-b, implica una fuente libre de granate y anfíbol, pues estas fases producirían un fraccionamiento notable de HREE en los fundidos originados a partir de la fusión parcial de una fuente con estas fases (Mori, 2007).

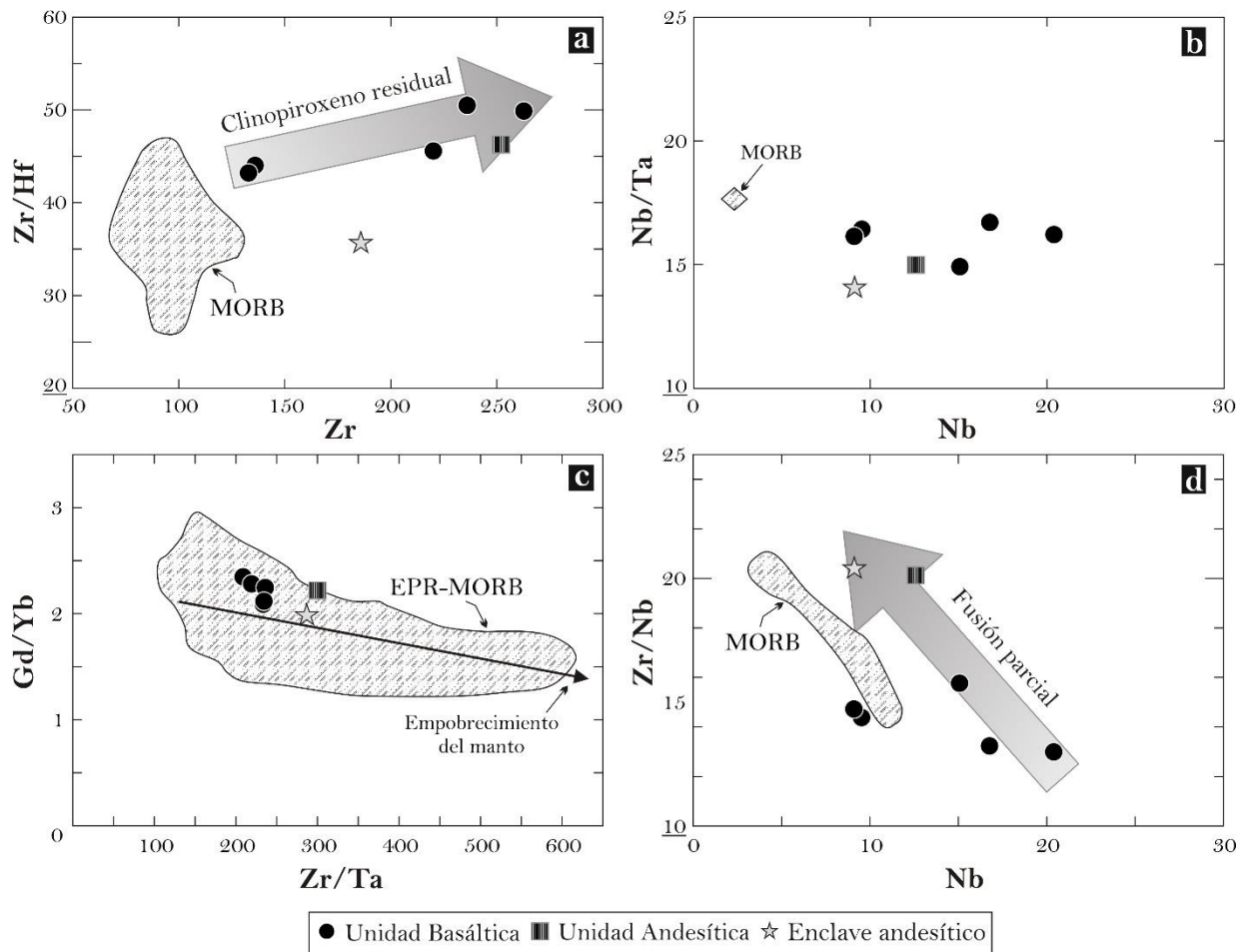


Figura 42. Diagramas de relaciones de los elementos HFSE y HREE para caracterizar a la cuña del manto, previa a las contribuciones de los componentes de la subducción. El campo del EPR-MORB fue tomado de Gómez-Tuena *et al.*, 2011. La obtención de los datos del MORB se explica en la figura 40.

Aunado a lo anterior, en el diagrama de la figura 42c (Zr/Ta versus Gd/Yb), las rocas en estudio se grafican en la zona de un manto relativamente enriquecido en elementos incompatibles, la cual es definida por el arreglo negativo formado por los datos del MORB de la dorsal del Pacífico Este (EPR; *East Pacific Rise*, por sus siglas en inglés) (Gómez-Tuena *et al.*, 2011); en donde las rocas andesíticas están relacionadas con un manto menos enriquecido en comparación con las rocas de la Unidad Basáltica, las cuales se relacionan con un manto más enriquecido. Dicha observación puede ser apoyada con las relaciones relativamente altas en Zr/Nb que presentan las rocas andesíticas en comparación con las relaciones bajas que exhiben las rocas de la Unidad Basáltica; mismas que se asocian con relativamente altos y bajos grados de fusión parcial del manto, respectivamente (Figura 42d). Los pares Zr y Nb son elementos con coeficientes de partición muy similares, que no se fraccionan fácilmente por los procesos magmáticos. No obstante, el Nb tiende a ser más incompatible que el Zr durante la fusión

parcial del manto, de modo que la relación Zr/Nb reflejará el grado de fusión parcial, así como el empobrecimiento de elementos incompatibles en la fuente mantélica (Tatsumi *et al.*, 1986; Woodhead *et al.*, 1993; Brenan *et al.*, 1995b).

6.2.- CONCLUSIONES

Los magmas del CVLA y volcán Guangoche presentan una amplia variabilidad geoquímica en términos de sus elementos traza y REE, sin embargo, su composición isotópica (Sr, Nd) es relativamente homogénea, lo que podría revelar procesos complejos en la génesis de los magmas, más allá de una fuente común para todos los magmas. Asimismo, a pesar de dicha complejidad, si se toma como referencia el contenido de Ba, los magmas riolíticos en estudio se pueden dividir en riolitas de alto Ba (890-430 ppm) y riolitas de bajo Ba (158-70 ppm), estas últimas asociadas con los productos del volcán Guangoche como la Secuencia Piroclástica Blanca (SPB) emitida durante una erupción explosiva hace ~29000 años. Con base en los resultados y discusiones presentados en los capítulos anteriores, se derivan tres conclusiones principales:

- ◆ Con lo referente a las condiciones pre eruptivas, el magma que formó a la SPB se originó por la extracción de fundido intersticial proveniente de un *mush* cristalino cuarzofeldespático. Dicho cuerpo magmático se encontraba localizado en la corteza superior a una profundidad de entre 3.8 y 9.1 km. Es probable que un evento de recalentamiento (evidenciado por la variabilidad en la temperatura de los cuarzos), producido por la llegada de un magma máfico a la base de dicho *mush*, generó la extracción del fundido residual del *mush*. Antes de la erupción, el magma extraído del *mush* se acumuló en su parte superior, a una profundidad de entre 2.8 y 3.9 km. Aquí el magma cristalizó biotita, óxidos de Fe-Ti, anfíbol, cuarzo y sanidino, a una temperatura de $769 \pm 8^\circ\text{C}$ y a una fugacidad del oxígeno de $-14.95 \pm 0.14 \log f\text{O}_2$.
- ◆ Las riolitas de alto Ba del CVLA al parecer están relacionadas con los magmas máficos de dicho campo mediante un proceso de AFC, el cual involucra una baja tasa de asimilación de un cuerpo intrusivo cuarzomonzonítico equivalente a uno de los xenolitos encontrados dentro de los productos del volcán Parícutin y/o de una arenisca cuarzofeldespática proveniente del basamento del terreno Guerrero (Formación Varales).
- ◆ Previo a las contribuciones del *slab* en subducción, los magmas máficos del CVLA se formaron a partir de un manto peridotítico en facies de espinela que contenía

principalmente clinopiroxeno en su asociación mineral. Dicho manto estaba afectado por bajos grados de fusión parcial, por lo que se encontraba relativamente enriquecido en elementos incompatibles. Posteriormente durante la subducción, el *slab* aportó al manto tanto fluidos acuosos como fundidos parciales de los sedimentos. En particular, las rocas de la Unidad Basáltica provienen de un manto más enriquecido que experimentó bajos grados de fusión parcial, así como poca adición de fluidos acuosos provenientes de la deshidratación del *slab* en subducción. Las rocas de la Unidad Andesítica y el enclave provienen de un manto menos enriquecido que experimentó un mayor grado de fusión parcial, así mismo tiene más contribución de fluidos acuosos, pero también una baja aportación de fundidos parciales de los sedimentos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adam, J., Green, T., 2006. Trace element partitioning between mica-and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 1-17.
- Aguirre-Díaz, G., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13: 10-51.
- Aguirre-Díaz, G., Nelson, S., Ferrari, L., López, M., 1997. Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo). En: Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico. A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*, 1: 1-39.
- Aguirre-Díaz, G., 2001. Recurrent magma mingling in successive ignimbrites from Amealco caldera, central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 63: 238-251.
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001. The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México: Geology and geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111: 203-218.
- Allan, A.S.R., Morgan, D.J., Colin, J.N., Millet, M-A., 2013. From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166: 143-164.
- Allègre, C.J., 2008. *Isotope Geology*. Nueva York, Cambridge University Press, 512 p.
- Altamira-Areyán, A., 2002. Las litofacias y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estados de Guerrero y Michoacán, México. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: 79 p.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1988. Internally-consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides - Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73: 714-726.
- Andersen, D.J., Lindsley D.H., Davidson, P.M., 1993. QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers and Geosciences*, 19: 1333-1350.
- Anderson, A.T., 1968. Oxidation of the La Blanche Lake titaniferous magnetite deposit, Québec. *Journal of Geology*, 76: 528-547.
- Anderson, A.T., Greenland, L.P., 1969. Phosphorous fractionation diagrams as a quantitative indicator of crystallization differentiation of basaltic liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33: 493-505.
- Anderson, A.T., Brown, G.G., 1993. CO₂ contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *American Mineralogist*, 78: 794-803.
- Andújar, J., Costa, F., Martí, J., 2008. Experimental determination of phase equilibrium and pre-eruptive conditions of phonolitic magmas from Tenerife (Canary Islands). *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 9: 31-32.
- Andújar, J., Scaillet, B., 2012. Relationships between pre-eruptive conditions and eruptive styles of phonolite-trachyte magmas. *Lithos*, 152: 122-131.
- Andújar, J., Costa, F., Scaillet, B., 2013. Storage conditions and eruptive dynamic of central versus flank eruptions in volcanic islands: The case of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 269: 62-79.
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and

- melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 937-955.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47: 505-539.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E. Layer, P.W., 2006. A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: Petrological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 47: 457-479.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V.H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., Pérez-Esquivias, H., 2012. Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico. En: Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S. (eds.), *The Southern Cordillera and Beyond*. Geological Society of America, Field Guide, 25: 45-82.
- Arce, J.L., Gardner, J.E., Macías, J.L., 2013. Pre-eruptive conditions of dacitic magma erupted during the 21.7 ka Plinian event at Nevado de Toluca volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249: 49-65.
- Aumento, F., Gutiérrez, A., 1980. Geocronología de Los Azufres, Michoacán. Reporte interno, Comisión Federal de Electricidad, Ciudad de México, 3-80: 6 p.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45: 1,565-1,582.
- Bachmann, O., Dungan, M.A., 2002. Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist*, 87: 1,062-1,076.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008. Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49: 2,277-2,285.
- Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 224-256.
- Bacon, C.R., Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73: 57-61.
- Bacon, C.R., Newman, S., Stolper, E., 1992. Water, CO₂, Cl, and F in melt inclusions in phenocrysts from three Holocene explosive eruptions, Crater Lake, Oregon, *American Mineralogist*, 77: 1,021-1,030.
- Batiza, R., Vanko, D.A., 1984. Petrology of young Pacific Seamounts. *Journal of Geophysical Research*, 89: 11,235-11,260.
- Bea, F., Pereira, M.D., Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, 117: 291-312.
- Befus, K.S., Zinke, R.W., Jordan, J.S., Manga, M., Gardner, J.E., 2014. Pre-eruptive storage conditions and eruption dynamics of a small rhyolite dome: Douglas Knob, Yellowstone volcanic field, USA. *Bulletin of Volcanology*, 76: 808.
- Befus, K.S., Gardner, J.E., 2016. Magma storage and evolution of the most recent effusive and explosive eruptions from Yellowstone Caldera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171: 30.
- Behrens, H., Tamic, N., Holtz, F., 2004. Determination of the molar absorption coefficient for the infrared absorption band of CO₂ in rhyolitic glasses. *American Mineralogist*, 89: 301-306.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gómez, M., Tolson, G., Urrutia-Fucugauchi, J., 2005. Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de

- Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22: 429-435.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*, segunda edición. Oxford, UK, Blackwell Science: 729 p.
- Blatt, H., Tracy, R.J., 1999. *Petrology igneous, sedimentary and metamorphic*, segunda edición. Nueva York, W.H. Freeman and Company, 529 p.
- Blundy, J., Robinson, J., Wood, B., 1998. Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 493-504.
- Blundy, J., Cashman, K., 2001. Magma ascent and crystallization at Mount St. Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 631-650.
- Blundy, J., Cashman, K., 2005. Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano. *Geology*, 33: 793-796.
- Blundy, J., Cashman, K., Berlo, K., 2006. Evolving magma storage conditions beneath Mount St. Helens inferred from chemical variations in melt inclusions from the 1980-1986 and current eruptions. En: Sherrod, D.R., Scott, W.E., Stauffer, P.H. (eds.), *A volcano rekindled; the renewed eruption of Mount St. Helens, 2004-2006*. U.S. Geological Survey Professional Paper: 1,750.
- Blundy, J., Cashman, K., 2008. Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. En: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (eds.), *Minerals, inclusions and volcanic processes*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Virginia, 69: 179-239.
- Borg, L.E., Clyne, M.A., 1998. The petrogenesis of felsic calc-alkaline magmas from the southernmost Cascades, California: Origin by partial melting of basaltic lower crust. *Journal of Petrology*, 39:1,197-1,222.
- Bowen, N.L., 1928. *The evolution of the igneous rocks*. New York, Dover Publications: 334 p.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 327-339.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., 1995a. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature*, 378: 54-56.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1995b. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 3,331-3,350.
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents: *Journal of Petrology*, 5: 310-357.
- Cadoux, A., Scaillet, B., Druitt, T.H., Deloule, E., 2014. Magma storage conditions of large Plinian eruptions of Santorini volcano (Greece). *Journal of Petrology*, 55: 1,129-1,171.
- Caffè, P.J., Trumbull, R.B., Siebel, W., 2012. Petrology of the Coyaguayma ignimbrite, northern Puna of Argentina: Origin and evolution of a peraluminous high-SiO₂ rhyolite magma. *Lythos*, 134-135: 179-200.
- Campa, M.F., Ramírez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogenética del noroccidente de Guerrero. *Serie Técnico-Científica*, Universidad Autónoma de Guerrero, 1: 110 p.
- Carmichael, I.S.E., 1967. The iron-titanium oxides of silic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14: 36-64.

- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J., 1974. *Igneous Petrology*. New York, McGraw Hill: 739 p.
- Carmichael, I.S.E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106: 129-141.
- Castro, J.M., Dingwell, D.B., 2009. Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaitén volcano, Chile. *Nature*, 461: 780-784.
- Castro, J.M., Schipper, C.I., Mueller, S.P., Militzer, A.S., Amigo, A., Parejas, C.S., Jacob, D., 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 75: 702-719.
- Cathelineau, M., Izquierdo, G., Vázquez, G.R., Guevara, M., 1991. Deep geothermal wells in the Los Azufres (Mexico) caldera: Volcanic basement stratigraphy based on major-element analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47: 149-159.
- CeMIEGeo, 2018. <http://www.cemiegeo.org/index.php/geotermia-en-mexico>.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21: 419-422.
- Centeno-García, E., 1994. Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico. Tesis de Doctorado, Universidad de Arizona, Tucson: 220 p.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. En: Draut, A., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds.), *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*. The Geological Society of America, Special Paper, 436: 279-308.
- Cervantes, P., Kamenestsky, V., Wallace, P.J., 2002. Melt inclusion volatile contents, pressures of crystallization for Hawaiian picrites, and the problem of shrinkage bubbles. *Eos, AGU Fall 2002 Meeting*.
- Cervantes, P., Wallace, P.J., 2003. Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of ~2000 years B.P. Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120: 249-270.
- Chesner, C.A., Rose, W.I., Deino, A., Drake, R., Westgate, J.A., 1991. Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, 19: 200-203.
- Choi, Y.J., Hulsen, M.A., 2012. Alignment of particles in a confined shear flow of a viscoelastic fluid. *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, 175-176: 89-103.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc, 1: 34 p.
- Conrad, W., Nicholls, I.A., Wall, V.J., 1988. Water-saturated and-undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29: 765-803.
- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santacruz, R., Morton-Bermea, O., Hernández-Alvarez, E., 2006. Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: El caso de Arócutin Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23: 233-245.
- Costa, F., Scaillet, B., Pichavant, M., 2004. Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulfur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology*, 45: 855-881.

- Cottrell, E., Gardner, J.E., Rutherford, M.J., 1999. Dynamic movement and changing storage conditions of large silicic magma bodies: Evidence from the Minoan rhyodacite, Santorini, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 315-331.
- Danyushevsky, L.V. McNeill, A.W., Sobolev, A.V., 2002. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, 183: 5-24.
- De Cserna, Z., Palacios-Nieto, M., Pantoja-Alor, J., 1978. Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2: 8-18.
- DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle. *Tectonophysics* 318: 119-159.
- DeMets, C., 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28: 4,043-4,046.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Dickin, A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*, segunda edición. U.K., Cambridge University Press: 492 p.
- Dobson, P.F., Mahood, G.A., 1985. Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 273-287.
- Dostal, J., Dupuy, C., Carron, J.P., Le Guen de Kerneizon, M., Maury, R.C., 1983. Partition coefficients of trace elements: Application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 525-533.
- Dudas, M.J., Schmitt, R.A., Harward, M.E., 1971. Trace element partitioning between volcanic plagioclase and dacitic pyroclastic matrix. *Earth and Planetary Science Letters*, 11: 440-446.
- Dunn, T., Sen, C., 1994. Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: A combined analytical and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 717-733.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macias-Romo, C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejuvilco area, southern Mexico: New constraints on tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Science*, 13: 355-375.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102: 14,991-15,019.
- Engel, A.E.J., Engel, C.G., Havens, R.G., 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 719-734.
- Ersoy, E.Y., 2013. PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft Excel spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 115-125.
- Esperança, S., Carlson, R.W., Shirey, S.B., Smith, D., 1997. Dating crust-mantle separation: Re-OS isotopic study of mafic xenoliths from central Arizona. *Geology*, 25: 651-654.
- Eugster, H.P., Wones, D.R., 1962. Stability relations of ferruginous biotite, annite. *Journal of Petrology*, 3: 82-125.

- Ewart, A., Bryan, W.B., Gill, J.B., 1973. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific. *Journal of Petrology*, 14: 429-465.
- Ewart, A., Griffin, W.L., 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology*, 117: 251-284.
- Faul, H., 1966. *Ages of Rocks, Planets, and Stars*. McGraw-Hill: 109 p.
- Faure, G., 1986. *Principles of isotope geology*: Nueva York, John Wiley & Sons: 589 p.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47: 129-148.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1993. The Los Azufres caldera, Mexico: the result of multiple nested collapses. Reply to a comment by Robin and Pradal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 345-349.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. En: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), *Geology of Mexico: Celebrating the centenary of the Geological Society of Mexico*. Geological Society of America Special Paper, 422: 1-39.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523: 122-149.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 25: 117-156.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Hornos, Mexican Neovolcanic Belt. *Journal of Petrology*, 28: 171-209.
- Forsythe, L.M., Nielsen, R.L., Fisk, M.R., 1994. High-field-strength element partitioning between pyroxene and basaltic to dacitic magmas. *Chemical Geology*, 117: 107-125.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey Professional Paper*, 354-B; 43 p.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189: 340-346.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 60: 236 p.
- Fujimaki, H., 1986. Partition-coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 42-45.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1997. Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, silicate melt, and sulfide melt: Constraints on core formation in the Earth and Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 1,829-1,846.
- Gardner, J.E., Rutherford, M., Carey, S., Sigurdsson, H., 1995. Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St. Helens volcano. *Bulletin of Volcanology*, 57: 1-17.
- Gardner, J.E., Befus, K.S., Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., 2014. Experimental constraints on rhyolite-MELTS and the Late Bishop Tuff Magma Body. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168: 1,051.

- Garduño-Monroy, V.H., 1987. Estudio geológico regional para conocer las características de las rocas del basamento relativo del campo geotérmico de los Azufres. Reporte interno, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Michoacán, 20-87: 73 p.
- Ghiorso, M.S., Carmichael, I.S.E., 1981. A Fortran-IV computer program for evaluating temperatures and oxygen fugacities from the compositions of coexisting iron-titanium oxides. *Computers and Geosciences*, 7: 123-129.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108: 485-510.
- Ghiorso, M.S., Evans, B.W., 2008. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science*, 308: 957-1,039.
- Ghiorso, M.S., Gualda, G.A.R., 2013. A method for estimating the activity of titania in magmatic liquids from the compositions of coexisting rhombohedral and cubic iron-titanium oxides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165: 73-81.
- Gilbert, C., Mahood, G., Carmichael, I., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24: 169-191.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer: 390 p.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Oxford, U.K., Wiley-Blackwell: 428 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, 3: 227-283*.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., 2011. Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75: 213-241.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301: 128-147.
- Gonnermann, H.M., Manga, M., 2005. Flow banding in obsidian: a record of evolving textural heterogeneity during magma deformation. *Earth Planetary Science Letters*, 236: 135-147.
- Grajales, M., López, M., 1984. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlan-Guerrero-Jalisco. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160 (sin publicar).
- Green, T.H., Pearson, N.J., 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1,465-1,468.
- Green, T.H., Adam, J., Site, S.H., 1993. Proton microprobe determined trace element partition coefficients between pargasite, augite and silicate or carbonatitic melts. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 74: 340.
- Green, T.H., Blundy, J., Adam, J., Yaxley, G., 2000. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200 °C. *Lithos*, 53: 165-187.

- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74: 1,187-1,211.
- Gutiérrez, A., Aumento, F., 1982. The Los Azufres, Michoacan, Mexico, geothermal field. *Journal of Hydrology*, 56: 137-162.
- Hammer, J.E., 2008. Experimental studies of the kinetics and energetic of magma crystallization. En: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Virginia, 69: 9-59.
- Hammond, P.A., Taylor, L.A., 1982. The ilmenite/titano-magnetite assemblage: kinetics of re-equilibration. *Earth Planetary Science Letters*, 61: 143-150.
- Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T., Yoshida, T., 2006. Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7: 29 p.
- Harris, J.M., 1986. Silicic volcanics of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico. Tesis de Maestría, Universidad de California, Berkeley: 98 p.
- Hart, S.R., Brooks, C., 1974. Clinopyroxene-matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1,799-1,806.
- Hart, S.R., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 1-8.
- Haskin, L.A., Frey, F.A., Schmitt, R.A., Smith, R.H., 1966. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions. *Physical and Chemical Earth*, 7: 167-321.
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M., McDermott, F., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A.*, 335: 393-405.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 21: 175-204.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas; implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276: 551-555.
- Heinrich, W., Besch, T., 1992. Thermal history of the upper mantle beneath a young back-arc extensional zone: ultramafic xenoliths from San Luis Potosí, Central Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111: 126-142.
- Hekinian, R., Hebert, R., Maury, R.C., Berger, E.T., 1985. Orthopyroxene-bearing gabbroic xenoliths in basalts from the East Pacific Rise axis near 12°50' N. *Bulletin de Minéralogie*, 108: 691-698.
- Hess, K.-U., Dingwell, D.B., 1996. Viscosities of hydrous leucogranitic melts: A non-Arrhenian model. *American Mineralogist*, 81: 1,297-1,300.
- Higuchi, H., Nagasawa, H., 1969. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 7: 281-287.
- Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. En: Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds.), *Ash-Flow Tuffs*. Geological Society of America, Special Paper, 180: 43-76.

- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-499.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F., Tarney, J., 1984. Subduction of pelagic sediments: Implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 453-472.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2011. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 304: 443-454.
- Husker, A., Davis, P.M., 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research*, 114: B04306.
- Ihinger, P.D., Hervig, R.L., McMillan, P.M., 1994. Analytical methods for volatiles in glasses. En: Carroll, M.R., Holloway, J.R. (eds.), *Volatiles in Magmas*. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 30: 67-121.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Izbekov, P., Gardner, J.E., Eicherberger, J.C., 2004. Comagmatic granophyres and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchatka: experimental constraints for magma storage conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131: 1-18.
- Jackson, M.D., Blundy, J., Sparks, R.S.J., 2018. Chemical differentiation, cold storage and remobilization of magma in the Earth's crust. *Nature*, 564: 405-409.
- Jerram, D.A., Martin, V.M., 2008. Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. En: Annen, C., Zellmer, G.F. (eds.), *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*. Geological Society, London, Special Publications, 304: 133-148.
- Jochum, K.P., Hofmann, A.W., Seufert, H.M., 1993. Tin in mantle-derived rocks: Constraints on Earth evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 3,585-3,595.
- Johnson, M.C., Anderson, Jr., A.T., Rutherford, M.J., 1994. Pre-eruptive volatile contents of magmas. En: Carroll, M.R., Holloway, J.R. (eds.), *Volatiles in Magmas*. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 30: 281-330.
- Kay, R.W., 1980. Volcanic arc magmas: Implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *Journal of Geology*, 88: 497-522.
- Kelleher, P., Cameron, K., 1990. The Geochemistry of the Mono Craters-Mono Lake Islands Volcanic Complex, Eastern California. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17,643-17,659.
- Kelley, K.A., Cottrell, E., 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science*, 325: 605-607.
- Kim, Y., Clayton, R.W., Jackson, J.M., 2010. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 115: B06310.
- Klein, C., Dutrow, B., 2008. The 23RD edition of the manual of mineral science, John Wiley & Sons, Inc., United States of America, 675 p.

- Klein, M., Stosch, H.G., Seck, H.A., 1997. Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology*, 138: 257-271.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P.W., 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304: 214-236.
- Labanieh, S., Chauvel, C., Germa, A., Quidelleur, X., 2012. Martinique: a clear case for sediment melting and slab dehydration as a function of distance to the trench. *Journal of Petrology*, 53: 2,441-2,464.
- LaGatta, A., 2003. Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic Belt. Tesis de Doctorado, Universidad de Columbia, Nueva York: 365 p.
- Lange, R.A., 1994. The effect of H₂O, CO₂ and F on the density and viscosity of silicate melts. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 30: 331-369.
- Lara, L.E., 2009. The 2008 eruption of the Chaitén Volcano, Chile: a preliminary report. *Andean Geology*, 36: 125-129.
- Larrea, P., França, Z., Lago, M., Widom, E., Galé, C., Ubide, T., 2013. Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54: 769-793.
- Leake, B.E., *et al.*, 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Leggett, J.K., 1982. Geochemistry of Cocos Plate pelagic-hemipelagic sediment in Hole 487, DSDP Leg 66. En: Watkins, J.S., Moore J.C., et al. (eds.), Initial reports of the Deep Ocean Drilling Project U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 66: 305-319.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, UK, Blackwell Scientific: 193 p.
- Lepage, L.D., 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*, 29: 673-678.
- Lewis-Kenedi, C., Lange, R., Hall, C., Delgado-Granados, H., 2005. The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes, and relative proportions of lava types. *Bulletin of Volcanology*, 67: 391-414.
- Lindsley, D.H., Spencer, K.J., 1982. Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) abstract AGU 1982 Spring Meeting Eos Transactions. *American Geophysical Union*, 63: 471.
- López-Hernández, A., Castillo-Hernández, D., 1997. Exploratory drilling at Acoculco, Puebla, Mexico; A hydrothermal system with only nonthermal manifestation. *Geothermal Research Council Transactions* 21, 429-433.
- López-Ruiz, J., 1986. Aplicaciones de la geoquímica de elementos traza en la génesis de las rocas ígneas. *Estudios geológicos*, 42: 239-258.
- Lowenstern, J.B., 1995. Applications of silicate melt inclusions to the study of magmatic volatiles. En Thompson, J.F.H., (ed), *Magma, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course, 23: 71-99.

- Lowenstern, J.B., 2000. A review of the contrasting behavior of two magmatic volatiles: chlorine and carbon dioxide. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70: 287-290.
- Lowenstern, J.B., 2003. Melt inclusions come of age: Volatiles, Volcanoes and Sorby's Legacy. En: De Vivo B., Bodnar, R.J. (eds.), *Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems. Developments in Volcanology*, Elsevier Press, Amsterdam, 5: 22 p.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 1: 203-208.
- Lozano-Santa Cruz, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace elements analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14: 329-359.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 343-372.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Jorullo volcano, Michoacán, Mexico (1759-1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 142-161.
- Lundstrom, C., Shaw, H., Ryerson, F., Williams, Q., Gill, J., 1998. Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in Di-Ab-An system: implications for elemental fractionation in the depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 2,849-2,862.
- Lyon, M.K., Mead, D.W., 2001. Structure formation in moderately concentrated viscoelastic suspensions in simple shear flow. *Journal of Rheology*, 45: 881.
- MacDonald, R., Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., Matthey, D.P., McGarvie, D.W., Smith, R.L., 1987. The 1875 eruption of Askja volcano, Iceland: combined fractional crystallization and selective contamination in the generation of rhyolitic magma. *Mineralogical Magazine*, 51: 183-202.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño, V.H., Castro, R., García-Tenorio, F., Saucedo, R., 2008. Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de los Azufres, Michoacán. Reporte interno, Comisión Federal de Electricidad: 73 p.
- Macías, J.L., Sosa-Ceballos, G., Arce, J.L., Gardner, J.E., Saucedo, R., Valdéz, G., 2017. Storage conditions and magma processes triggering the 1818 CE Plinian eruption of Volcán de Colima. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 340: 117-129.
- Mahood, G., 1981a. A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10,137-10,152.
- Mahood, G., 1981b. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77: 129-149.
- Mahood, G., Halliday, A., 1988. Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 183-191.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V.A., Serrano-Durán, L., 2009. Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America Memoir, 204: 151-182.
- Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H., Banno, S., 1977. Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Tectonics*, 100: 315-324.

- McBirney, A.R., Taylor, H.P., Armstrong, R.L., 1987. Paricutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 4-20.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.
- McCulloch, M.T., Kyser, T.K., Woodhead, J.D., Kinsley, L., 1994. Pb-Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo Volcanic Zone of New Zealand: evidence for assimilation followed by fractionation from basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 303-312.
- McKay, G.A., Weill, D.F., 1977. KREEP petrogenesis revisited. *Journal of Geophysical Research*: 2,339-2,355.
- Molloy, C., Shane, P., Nairn, I., 2008. Pre-eruption thermal rejuvenation and stirring of a partly crystalline rhyolite pluton revealed by the Earthquake Flat Pyroclastics deposits, New Zealand. *Journal of the Geological Society of London*, 165: 435-447.
- Moore, J.C., Watkins, J.S., et al., 1982. Site 488. En: Watkins, J.S., Moore J.C., et al. (eds.), *Initial Reports of the Deep Ocean Drilling Project*. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 66: 59-72.
- Moore, G., Carmichael, I.S.E., 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130: 304-319.
- Moore, G., 2008. Interpreting H₂O and CO₂ Contents in Melt Inclusions: Constraints from Solubility Experiments and Modeling. En: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (eds.), *Minerals, inclusions and volcanic processes*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Virginia, 69: 333-361.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2007. The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: Advances and problems of interpretation. En: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), *Geology of Mexico: Celebrating the centenary of the Geological Society of Mexico*. *Geological Society of America Special Paper*, 422: 71-91.
- Mori, L., 2007. Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Posgrado en Ciencias de la Tierra, México: 130 p.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244: 452-473.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., Solís-Pichardo, G., 2009. Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50: 2,157-2,186.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., Roberge, J., 2011. Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the Late Eocene-Early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico. *International Geology Review*, 1: 1-22.
- Nagasawa, H., 1970. Rare Earth concentrations in zircon and apatite and their host dacite and granites. *Earth and Planetary Science Letters*, 9: 359-364.
- Nagasawa, H., Schnetzler, C.C., 1971. Partitioning of rare Earth, alkali, and alkaline Earth elements between phenocrysts and acidic igneous magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35: 953-968.
- Nash, W.P., Crecraft, H.R., 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2,309-2,322.

- Neave, D.A., Hartley, M.E., Maclennan, J., Edmonds, M., Thordarson, T., 2017. Volatile and light lithophile elements in high-anorthite plagioclase-hosted melt inclusions from Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 205: 100-118.
- Nelson, S.A., Hegre, J., 1990. Volcán Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt. *Bulletin of Volcanology*, 52: 186-204.
- Nelson, S.A., 2012. Magmatic Differentiation. *Petrology notes*, Tulane University: 16 p.
- Newman, S., Lowenstern, J.B., 2002. VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for Excel. *Computers and Geosciences*, 28: 597-604.
- Nicholls, I.A., Harris, K.L., 1980. Experimental rare Earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 287-308.
- Nielsen, C.H., Sigurdsson H., 1981. Quantitative methods of electron microprobe analysis of sodium in natural and synthetic glasses. *American Mineralogist*, 66: 547-552.
- Nielsen, R.L., Gallahan, W.E., Newberger, F., 1992. Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 488-499.
- Ochs, F.A., Lange, R.A., 1999. The density of hydrous magmatic liquids. *Science*, 283: 1,314-1,317.
- Ortega-Gutiérrez, F., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Solari, L.A., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., 2014. Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt. *Lithosphere*, 6: 335-360.
- Ortíz-Hernández, H.E., Yta, M., Talavera, O., Lapiere, H., Monod, O., Tardy, M., 1991. Origine intra-pacifique des formations pluto-volcaniques d arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 312: 399-406.
- Othman, B.D., White, W.M., Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 1-21.
- Pantoja-Alór, J., 1959. Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán, Consejo de Recursos Naturales no Renovables. *Boletín del Instituto de Estudios de Población y Desarrollo*, República Dominicana, 50: 3-33.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico. *Geological Society of America, Maps and Charts Series MCH072*.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites*. John Wiley, New York: 525-548.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 6: 27 p.
- Peccerillo, A., Taylor, R.S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35: L18303.

- Philpotts, J.A., Schnetzler, C.C., 1970. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 307-322.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Briquieu, L., Herrera, J.V., Clark, A.H., 1988a. The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru, 1. Mineralogy and magmatic evolution of a two-mica aluminosilicate bearing ignimbrite suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 300-324.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Briquieu, L., Herrera, J.V., Clark, A.H., 1988b. The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru, 2. Geochemistry and origin of felsic peraluminous magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 325-338.
- Pichavant, M., Costa, F., Burgisser, A., Scaillet, B., Martel, C., Poussineau, S., 2007. Equilibration scales in silicic to intermediate magmas-Implications for experimental studies. *Journal of Petrology*, 48: 1,955-1,972.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1993. Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362: 739-742.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145: 325-394.
- Poli, S., Schmidt, M.W., 2002. Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30: 207-235.
- Pradal, E., Robin, C., 1985. Découverte d'une caldera majeure associée au champ géothermique Los Azufres (Mexique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 301: 1,069-1,074.
- Pradal, E., 1990. La caldera de Los Azufres (Mexique): Contexte volcanologique d'un grand champ géothermique. Tesis de Doctorado, Universidad de Clermont-Ferrand, 246 p.
- Pradal, E., Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 201-215.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. En: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (eds.), *Minerals, inclusions and volcanic processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Virginia, 69: 61-120.
- Rangel, E., 2013. Volcán Guangoche, Campo Volcánico Los Azufres, Michoacán, México: Estratigrafía y parámetros físicos de erupciones Subplinianas-Plinianas del Pleistoceno tardío. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Ciudad de México, México: 173 p.
- Reagan, M.K., Sims, K.W.W., Erich, J., Thomas, R.B., Cheng, H., Edwards, R.L., Layne, G., Ball, L., 2003. Time-scales of differentiation from mafic parents to rhyolite in North American continental arcs. *Journal of Petrology*, 44: 1,703-1,726.
- Reid, F., 1983. Origin of the rhyolitic rocks of the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 15: 315-338.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J., Harris, C., 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42: 1,043-1,065.
- Robin, C., Pradal, E., 1993. The Los Azufres Caldera, Mexico. Comment on the paper by L. Ferrari, V.H. Garduño, G. Pasquaré and A. Tibaldi, or: An attempt to understand the volcanic structure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 339-344.

- Rodríguez, S.R., Siebe, C., Komorowski, J.-C., Abrams, M., 2002. The Quetzalapa Pumice: A voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 177-212.
- Rogers, N., Hawkesworth, C., 2000. Composition of magmas. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, California: 115-131.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, U.K., Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, 352 p.
- Ronov, A.B., Yaroshevsky, A.A., 1976. A new model for the chemical structure of the Earth's crust. *Geokhimiya*, 12: 1,763-1,795.
- Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W., 2013. The ~31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252: 73-91.
- Rutherford, M.J., 2008. Magma ascent rates. En: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (eds.), *Minerals, inclusions and volcanic processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Virginia, 69: 241-271.
- Salinas-Montoya, P., 2017. *Estratigrafía y Geocronología de la Pómez Ocre y Pómez Multicapas del volcán Guangoche, Los Azufres, Michoacán*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Ciudad de México, México: 110 p.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 344-360.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J., 1991. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 335: 377-392.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118: 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14: 1,339-1,350.
- Schnetzler, C.C., Philpotts, J.A., 1970. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts; II. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 331-340.
- Shane, P., Smith, V.C., Nairn, I.A., 2008. Millennial timescale resolution of rhyolite magma recharge at Tarawera volcano: insights from quartz chemistry and melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 397-411.
- Shaw, H.R., 1963. Obsidian-H₂O viscosities at 1000 and 2000 bars in the temperature range 700° to 900°C. *Journal of Geophysical Research*, 68: 6,337-6,343.
- Shaw, H.R., 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction. *American Journal of Science*, 272: 870-893.
- Siebe, C., Verma, S.P., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 48: 177-185.
- Silva-Mora, L., 1979. *Contribución a la connaissance de l' Axe Volcanique Transmexicain. Etude géologique et pétrologique de Michoacan Nord-Oriental*. Tesis de Doctorado, Universidad de Marsella, Francia: 145 p.

- Sisson, T.W., 1994. Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chemical Geology*, 117: 331-344.
- Smith, T., 1987. Geology and volcanic development of a near-ridge seamount and new evidence for the diversity of origin of seamount hyaloclastites: Results from integrated Alvin/Angus and laboratory study. Tesis de Doctorado, Universidad de Washington, U.S.A.
- Soesoo, A., 2000. Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 135-149.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-López, M.E., Pérez-Orozco, J.D., 2018. The Aocolco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Aocolco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358: 288-306.
- Spera, F.J., 2000. Physical properties of magma. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, California: 171-190.
- Stolper, E.M., 1982a. Water in silicate glasses: An infrared spectroscopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81: 1-17.
- Stolper, E.M., 1982b. The speciation of water in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 2,609-2,620.
- Stormer Jr, J.C., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68: 586-894.
- Sun, S.-s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London Special Publications, 42: 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., Ramirez-Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M., 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc. *Geofísica Internacional*, 34: 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): Implication for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 1,052-1,065.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 293-309.
- Tatsumi, Y., Hanyu, T., 2003. Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: Toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Seouchi volcanic belt, SW Japan. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 4: 19 p.
- Thomas, J.B., Watson, E.B., Spear, F.S., Shemella, P.T., Nayak, S.K., Lanzirrotti, A., 2010. Titanium under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 743-759.
- Thomas, M.E., Neuberg, J.W., 2014. Understanding which parameters control shallow ascent of silicic effusive magma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15: 4,481-4,506.

- Thompson, A.B., Matile, L., Ulmer, P., 2002. Some thermal constraints on crustal assimilation during fractionation of hydrous, mantle-derived magmas with examples from Central Alpine batholiths. *Journal of Petrology*, 43: 403-422.
- Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I., 1997. $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4,855-4,884.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38: 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Uribe-Cifuentes, R.M., 1999. Lower-Crustal Xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *International Geology Review*, 41: 1,067-1,081.
- Van der Plas, L., Tobi, A.C., 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263: 87-90.
- van Keken, P.E., Kiefer, B., Peacock, S.M., 2002. High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 3: 20 p.
- Venezky, D.Y., Rutherford, M.J., 1999. Petrology and Fe-Ti oxide reequilibration of the 1991 Mount Unzen mixed magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89: 213-230.
- Verma, S.P., 2000a. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chemical Geology*, 164: 35-60.
- Verma, S.P., 2000b. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Paper, 334: 1-28.
- Verma, S.P., 2001a. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic evidence for a combined assimilation and fractional crystallization process for volcanic rocks from the Huichapan caldera, Hidalgo, Mexico. *Lithos*, 56: 141-164.
- Verma, S.P., 2001b. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 43: 475-493.
- Villemant, B., 1988. Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy): fractional crystallization and selective enrichment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 169-183.
- Wallace, P.J., Anderson, Jr., A.T., Davis, A.M., 1999. Gradients in H_2O , CO_2 , and exsolved gas in a large-volume silicic magma system: Interpreting the record preserved in melt inclusions from the Bishop Tuff. *Journal of Geophysical Research*, 104: 20,097-20,122.
- Wallace, P.J., Anderson Jr., A.T., 2000. Volatiles in magmas. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, California: 149-170.
- Wallace, P.J., 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140: 217-240.
- Wark, D.A., Watson, E.B., 2006. The TitaniQ: a Titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 743-754.
- Watkins, J.S., Moore, J.C., *et al.*, 1982. Site 487. En: Watkins, J.S., Moore J.C., *et al.* (eds.), *Initial Reports of the*

- Deep Ocean Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 66: 31-58.
- Watson, E.B., 1979. Diffusion of cesium ions in H₂O-saturated granitic melt. *Science*, 205: 1,259-1,260.
- Watson, E.B., Green, T.H., 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*, 56: 405-421.
- Watson, E.B., Ryerson, F.J., 1986. Partitioning of Zirconium between Clinopyroxene and Magmatic Liquids of Intermediate Composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2,523-2,526.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 413-433.
- White, W.M., Patchett, P.J., 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: Implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 167-185.
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*. Oxford, U.K., Wiley-Blackwell: 668 p.
- Wilcox, R.E., 1954. Petrology of Paricutin Volcano, Mexico. U.S. Geological Survey Bulletin, 965-C: 281-353.
- Wilson, L., 1980. Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 297-313.
- Wilson, L., Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L., 1980. Explosive volcanic eruptions, IV, The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63: 117-148.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London: 466 p.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Prentice Hall: 697 p.
- Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 491-504.
- Wyllie, P.J., 1979. Magmas and volatile components. *American Mineralogist*, 64: 469-500.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T., Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Zhang, G.L., Zeng, Z.G., Beier, C., Yin, X.B., Turner, S., 2010. Generation and evolution of magma beneath the East Pacific Rise: Constraints from U-series disequilibrium and plagioclase-hosted melt inclusions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193: 1-17.
- Zhang, Y., 1999. H₂O in rhyolitic glasses and melts: Measurement, speciation, solubility, and diffusion. *Reviews of Geophysics*, 37: 493-516.
- Zhang, Y., Belcher, R., Ihinger, P.D., Wang, L., Xu, Z., Newman, S., 1997. New calibration of infrared measurement of dissolved water in rhyolitic glasses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 3,089-3,100.
- Zindler, A., Staudigel, H., Batiza, R., 1984. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific Seamounts: Implications for the scale of Upper Mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 175-195.



ANEXOS



ANEXO 1

Tablas

Tabla 1. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ y de radiocarbono (^{14}C) para las rocas del basamento volcánico que subyace al CVLA, para las rocas del CVLA y para los productos del volcán Guangoche.

Muestra	Unidad	Localidad/Nombre de la estructura	Coordenadas			Edad $\pm (1 \sigma)$	MSWD	$^{39}\text{Ar}_{\text{lib.}}$ (%)	Material	Método	Ref.
			Este	Norte	Edad						
Basamento volcánico											
AZ-20* (2876)			323298	2185495	23.10	3.5	0.22 reset	68	RT-lava		b 1, 2
AZ-20* (1600)	Sucesión Volcánica	Complejo Volcánico Garnica	323298	2185495	19.62	0.27	1.21	83	RT-lava		b 1, 2
AZ-20* (650)	Sierra Mil		323298	2185495	18.30	0.8	5.76 reset	60	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZ-56* (2495)	Cumbres		324899	2191111	16.83	0.28	1.63	97	RT-lava		b 1, 2
AZV-0801			319857	2175126	17.97	0.14	1.63		RT-ignimbrita		a 1, 2
AZV-0805	Complejo Volcánico Pucuató				14.47	0.54	0.1	49	RT-ignimbrita	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZV-0804	Secuencia Sierra Santa Inés		333065	2212987	14.43	0.11	1.46	58	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZV-0803	Ignimbrita Santa Inés	Presa Santa Inés	333013	2211094	4.69	0.06	1.22	79	RT-ignimbrita	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZ-146				331733	2211213	3.40	0.10		RT	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	4, 9
AZ-148		La Virgen		335533	2213483	4.50	0.10		RT		4
AZF-08134	Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	Lava Los Artones	315324	2207903	1.57	0.06	0.81	100	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZ 74		Lava Zapote Alto	310148	2191136	0.81	0.08			RT-lava	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	4
AZF-0818		Lava La Cruz	329713	2185616	0.71	0.03	1.8	89	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
Az 130		Lava La Calabaza	332765	2197519	0.60	0.05			RT-lava	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	4
Campo Volcánico Los Azufres											
AZ-54* (505)	Unidad Basáltica	Pozo	323390	2191798	1.47	0.06	0.08	83	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZF-0821		Rincón de Rubios	327834	2182880	0.58	0.17	0.56	46	RT-lava		b 1, 2
AZ-10* (0)	Unidad Andesítica	Lava Tejamaniles	322155	2186886	1.24	0.05	0.05	84	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZ-32* (0)		Domo El Chino	325681	2192299	1.23	0.05	0.66	96	RT-lava		b 1, 2
		Lava Zacatonal	328624	2193499	1.03	0.20			RT-lava	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	3
AZ-58* (310)		Pozo	325730	2192790	0.97	0.25	0.46	84	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZ-38* (0)		Pozo	325989	2188251	1.02	0.03	0.14	95	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
Cerro Mozo	Unidad Dacítica	Volcán El Mozo	318645	2196582	0.50	0.10			RT-lava	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	4
San Andres		Lava El Molcajete	329760	2187646	0.33	0.07			Plagioclasa	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	3
Ar 5		Domos Zinapécuaro	311509	2195888	1.53	0.13			RT-lava		10
AZ 82		Domo Cuate	316009	2194918	1.39	0.05			RT-lava		11
AZ 11		Domo Las Peñitas	322173	2200237	1.31	0.04			RT-lava		4
AZ 121		Domo Zinapécuaro	306573	2196864	1.30	0.03			RT-lava		4
Ar 3		Domo El Pedrillo	306272	2195945	1.21	0.04			RT-lava		10
AZ 128	Unidad Riolítica	Domo Mesa Grande	319393	2198573	1.22	0.09			RT-lava	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	4
Ar 4	Agua Fría	Domos Zinapécuaro	306308	2199266	1.19	0.09			RT-lava		10
Obsidiana 122		DCPD San Pedro Jacuaro	326221	2182822	1.04	0.06			RT-lava		4
PDLA 82-50		Domo Chinapo	326379	2187156	1.03	0.02			Vidrio		3
		Domo Las Humaredas	325808	2188299	0.93	0.04			RT-lava		3
AZ 157		Domo Los Gallos	326281	2188971	0.76	0.06			RT-lava		4
		Domo Los Gallos	324793	2191631	0.84	0.02			Vidrio		3

Tabla 1 (Continuación).

Muestra	Unidad	Localidad/Nombre de la estructura	Coordenadas		Edad	$\pm (1 \sigma)$	MSWD	$^{39}\text{Ar}_{\text{lib.}}$ (%)	Material	Método	Ref.
			Este	Norte							
Ar 2		Domo La Tetilla	320891	2191362	1.14	0.04			RT-lava	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	10
AZF-0892		Lava El Mozo	319103	2194667	0.81	0.02	0.58	96	Biotita	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
Az-1186		Domo El Cedro	322155	2177735	0.72	0.01	0.76	77	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 5
AZ-0919		Mesa La Cebolla	315389	2185002	0.59	0.03	0.61	79	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 5
AZF-0899	Unidad Riolítica Yerbabuena	Mesa El Carpintero	315965	2193855	0.49	0.04	0.8	46	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
AZF-0874				319746	2190420	0.14	0.02			Vidrio	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$
AZF-0874		Mesa El Rosario	320368	2185709	0.30	0.07			Biotita	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	3
AZ-23* (1000)		Pozo	320488	2187251	0.23	0.02	0.33	90	Biotita	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 1, 2
PDLA 82-52			324246	2190608	0.26	0.04	0.86		RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	a 1, 2
AZF-0875		Mesa El Bosque	321136	2189668	0.15	0.05			Biotita	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	3
AZF-0875			320708	2188087	0.10	0.02	0.41		Biotita	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	a 1, 2
AZ 126		DCPD Acámbaro	317778	2211199	36.3 ^{&}	1.4				^{14}C	4
Productos del volcán Guangoche											
AZ-1185		Cráter en herradura	321506	2181572	0.10	0.06	1.03	25	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 5
AZ-1183			320247	2182252	0.45	0.08	0.09	83	RT-lava	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	b 5
DGua-1501		Domo Guangoche	321242	2181754	46.6 ^{&}	1.8 -2.7			Circones	$^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$	8
AZ-1075B		SP Cuchipitio	324543	2179144	30.65 ^{&}	0.16			Carbón	^{14}C	2, 7
AZ-1914	Unidad Riolítica Yerbabuena		317408	2185188	29.03 ^{&}	0.16			Carbón	^{14}C	2, 7
PB-1414			SP Blanca	318053	2185479	46.3 ^{&}	3.2 -5.2			Circones	$^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$
AZ 136		SP Agua Blanca	318757	2179052	26.7 ^{&}	0.45			Carbón	^{14}C	4
OS-1502		SP Ocre	319775	2184141	49.0 ^{&}	3.2 -5.2			Circones	$^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$	8
MP-1501		SP Multicapas	318889	2180656	34.3 ^{&}	4.8 -5.0			Circones	$^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$	8

* Muestras correspondientes a pozos. La profundidad está indicada entre paréntesis y en metros.

& Edades dadas en miles de años (ka). Las demás edades se denotan en millones de años (Ma).

Referencias (Ref.): 1 = Macías *et al.* (2008); 2 = Arce *et al.* (2012); 3 = Dobson y Mahood (1985); 4 = Pradal y Robin (1994); 5 = Este trabajo; 6 = Aumento y Gutiérrez (1980); 7 = Rangel (2013); 8 = Salinas-Montoya (2017); 9 = Pradal, 1990; 10 = Ferrari *et al.* (1991); 11 = Pradal y Robin (1985).

a = Edades de isócronas; b = Edades de meseta; $^{39}\text{Ar}_{\text{lib.}}$ (%) = porcentaje de Argón liberado.

RT = Roca total; DCPD = Depósito de Corriente Piroclástica de Densidad; SP = Secuencia Piroclástica.

Tabla 2. Composición química del vidrio de la matriz de los clastos de pómez blanca y bandeada de la SPB.

Muestra:	Clastos de pómez blanca								Clastos de pómez bandeada											
	PB-1		PB-2		PB-3		PB-exp		Pband-1		Pband-2				Pband-4					
	bb	bg	bb	bg	bb	bg	bb	bg	bb	bg	bb	bg	bb	bg	bb	bg				
SiO₂	77.345	(0.23)	77.104	(0.29)	77.211	(0.26)	77.299	(0.31)	77.331	(0.38)	77.323	(0.31)	77.325	(0.35)	77.006	(0.51)	77.121	(0.34)	77.147	(0.37)
TiO₂	0.064	(0.02)	0.044	(0.02)	0.044	(0.02)	0.036	(0.03)	0.046	(0.02)	0.047	(0.03)	0.032	(0.01)	0.043	(0.02)	0.053	(0.02)	0.072	(0.02)
Al₂O₃	12.521	(0.2)	12.797	(0.16)	12.794	(0.1)	12.729	(0.14)	12.835	(0.18)	12.679	(0.15)	12.740	(0.2)	12.905	(0.35)	12.766	(0.24)	12.743	(0.25)
FeO	0.973	(0.16)	0.865	(0.07)	0.867	(0.06)	0.826	(0.06)	0.822	(0.09)	0.909	(0.1)	0.944	(0.15)	0.891	(0.08)	0.889	(0.11)	0.853	(0.07)
MnO	0.038	(0.02)	0.016	(0.02)	0.047	(0.03)	0.043	(0.03)	0.031	(0.02)	0.055	(0.02)	0.036	(0.03)	0.049	(0.04)	0.029	(0.004)	0.022	(0.008)
MgO	0.018	(0.01)	0.031	(0.007)	0.027	(0.01)	0.031	(0.01)	0.021	(0.01)	0.029	(0.02)	0.042	(0.04)	0.065	(0.11)	0.014	(0.009)	0.022	(0.01)
CaO	0.372	(0.004)	0.384	(0.005)	0.473	(0.02)	0.447	(0.05)	0.447	(0.02)	0.462	(0.03)	0.458	(0.03)	0.460	(0.04)	0.377	(0.02)	0.374	(0.015)
Na₂O	4.047	(0.15)	4.129	(0.14)	3.901	(0.25)	3.987	(0.16)	3.547	(0.27)	3.625	(0.33)	3.551	(0.22)	3.659	(0.17)	4.047	(0.13)	3.953	(0.21)
K₂O	4.573	(0.05)	4.562	(0.16)	4.634	(0.09)	4.601	(0.22)	4.897	(0.22)	4.848	(0.17)	4.863	(0.25)	4.921	(0.16)	4.645	(0.081)	4.731	(0.078)
BaO	0.087	(0.06)	0.079	(0.09)	0.026	(0.01)			0.049	(0.031)	0.063	(0.046)	0.057	(0.009)	0.035	(0.032)	0.079	(0.053)	0.167	(0.084)
SrO									0.015				0.015		0.021	(0.009)				
Total	97.408		96.763		95.695		96.362		95.868		95.942		95.452		95.484		95.355		96.846	
n	4		4		6		9		7		7		5		9		4		4	

Los valores representan el promedio en porcentaje en peso de n análisis. Entre paréntesis se presenta el valor de la desviación estándar ($\pm 1 \sigma$).

Los valores están normalizados al 100 %; no obstante, se reporta el total no normalizado.

* FeO como hierro total.

El valor promedio del contenido de SiO₂ en los clastos de pómez blanca y en las bandas blancas de la pómez bandeada es 77.25 ± 0.1 (1σ).

bb = bandas blancas; bg = bandas grises.

La precisión y exactitud de los análisis fue monitoreada a través de la medición repetida de los estándares KN-18 y VG-568, los cuales corresponden a una obsidiana comendítica y a un vidrio riolítico del Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, respectivamente.

Tabla 3. Composición química de los cristales de feldespato de las muestras de la SPB.

		^a SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	^b Si	Al	Fe	Ca	Na	K	An	Ab	Or
<i>Pómez blanca</i>																	
Plg-1	centro	68.04	21.46	0.15	2.89	7.90	1.51	102.0	2.93	1.09	0.0053	0.13	0.66	0.083	15.2	75.3	9.5
	c-b	64.86	22.78	0.14	4.69	7.49	0.91	100.9	2.84	1.17	0.0051	0.22	0.64	0.051	24.2	70.1	5.6
	c-b	65.19	23.06	0.14	4.76	7.36	0.94	101.4	2.83	1.18	0.0049	0.22	0.62	0.052	24.8	69.4	5.8
	borde	68.12	20.83	0.13	2.32	7.99	1.70	101.1	2.95	1.06	0.0048	0.11	0.67	0.094	12.4	76.9	10.7
Plg-2	borde	65.57	22.78	0.13	4.61	7.62	0.91	101.6	2.84	1.16	0.0048	0.21	0.64	0.050	23.7	70.8	5.6
Plg-3	centro	62.89	23.44	0.11	5.48	7.09	0.74	99.8	2.79	1.22	0.0039	0.26	0.61	0.042	28.6	66.8	4.6
Plg-4	centro	65.51	22.36	0.11	4.12	7.52	1.01	100.6	2.86	1.15	0.0039	0.19	0.64	0.056	21.7	71.9	6.3
	borde	67.66	21.32	0.13	2.87	7.89	1.40	101.3	2.93	1.09	0.0046	0.13	0.66	0.077	15.3	75.9	8.9
Plg-5	centro	62.91	21.68	0.16	2.70	9.78	1.57	98.8	2.83	1.15	0.0059	0.13	0.85	0.090	12.1	79.5	8.4
	borde	62.52	21.63	0.12	2.80	9.65	1.50	98.2	2.83	1.15	0.0045	0.14	0.85	0.086	12.7	79.2	8.1
Plg-6	centro	63.78	21.16	0.16	2.62	9.76	1.53	99.0	2.86	1.12	0.0059	0.13	0.85	0.088	11.8	79.9	8.3
	borde	63.57	21.62	0.13	2.65	9.76	1.66	99.4	2.84	1.14	0.0047	0.13	0.85	0.095	11.9	79.2	8.9
Plg-7	borde	64.57	21.34	0.12	2.64	9.77	1.54	100.0	2.87	1.12	0.0045	0.13	0.84	0.087	11.9	79.8	8.3
Plg-8	c-b	63.15	21.62	0.14	2.63	9.89	1.51	98.9	2.84	1.15	0.0051	0.13	0.86	0.086	11.8	80.2	8.1
	borde	63.48	21.35	0.12	2.42	9.72	1.63	98.7	2.86	1.13	0.0044	0.12	0.85	0.093	11.0	80.1	8.8
Plg-9	centro	57.18	24.52	0.11	6.30	7.99	0.58	96.7	2.65	1.34	0.0044	0.31	0.72	0.035	29.4	67.4	3.2
Plg-10	centro	65.09	22.69	0.25	2.80	9.13	1.19	101.2	2.84	1.17	0.0093	0.13	0.77	0.066	13.5	79.7	6.8
	borde	65.18	22.07	0.11	2.60	9.65	1.25	100.9	2.86	1.14	0.0041	0.12	0.82	0.070	12.0	81.0	6.9
Plg-11	centro	65.68	22.93	0.17	2.63	9.22	1.35	102.0	2.85	1.17	0.0060	0.12	0.77	0.075	12.6	79.7	7.7
	c-b	65.84	22.87	0.05	2.81	9.38	1.28	102.2	2.85	1.16	0.0017	0.13	0.79	0.071	13.2	79.7	7.2
	borde	66.20	22.68	0.13	2.68	9.25	1.33	102.3	2.86	1.15	0.0048	0.12	0.77	0.073	12.8	79.7	7.5
	borde	64.39	22.18	0.11	2.53	9.53	1.31	100.0	2.85	1.16	0.0040	0.12	0.82	0.074	11.8	80.8	7.3
Plg-12	centro	64.59	23.97	0.18	3.62	9.28	1.03	102.7	2.79	1.22	0.0066	0.17	0.78	0.057	16.7	77.6	5.6
	borde	65.03	22.75	0.15	2.74	9.53	1.23	101.4	2.84	1.17	0.0055	0.13	0.81	0.068	12.8	80.4	6.8
Plg-13	centro	64.79	23.80	0.16	3.59	9.36	1.02	102.7	2.80	1.21	0.0058	0.17	0.78	0.056	16.5	77.9	5.6
Plg-14	centro	64.72	23.70	0.15	3.42	9.23	1.02	102.2	2.80	1.21	0.0054	0.16	0.78	0.056	16.0	78.3	5.7
	borde	64.37	23.44	0.08	3.28	9.21	1.02	101.4	2.81	1.21	0.0029	0.15	0.78	0.057	15.5	78.7	5.8
Plg-15	centro	61.10	25.78	0.22	5.66	8.44	0.58	101.8	2.68	1.33	0.0081	0.27	0.72	0.032	26.2	70.6	3.2
	borde	65.62	22.84	0.26	2.75	9.47	1.29	102.2	2.84	1.17	0.0093	0.13	0.79	0.071	12.9	80.0	7.1
Plg-16	borde	66.78	19.92	0.11	0.16	4.26	10.48	101.7	2.97	1.04	0.0040	0.01	0.37	0.595	0.8	37.9	61.3
Plg-17	centro	64.23	23.45	0.10	3.64	8.90	0.94	101.3	2.81	1.21	0.0037	0.17	0.75	0.053	17.4	77.2	5.4
	borde	64.60	22.41	0.15	2.67	9.47	1.10	100.4	2.84	1.16	0.0055	0.13	0.81	0.062	12.6	81.2	6.2
Plg-18	borde	69.53	16.87	0.30	0.19	5.19	7.74	99.8	3.10	0.89	0.0112	0.01	0.45	0.440	1.0	50.0	49.0
Plg-19	borde	67.39	18.89	0.10	0.18	4.60	10.58	101.7	3.00	0.99	0.0036	0.01	0.40	0.601	0.8	39.5	59.7

Tabla 3 (Continuación).

		^a SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	^b Si	Al	Fe	Ca	Na	K	An	Ab	Or
<i>Pómez bandeada</i>																	
Plg-1	centro	64.11	21.87	0.13	2.99	9.71	1.54	100.4	2.84	1.14	0.005	0.14	0.83	0.087	13.3	78.5	8.2
	borde	63.71	22.54	0.13	3.26	8.23	1.34	99.2	2.84	1.18	0.005	0.16	0.71	0.076	16.5	75.4	8.1
Plg-2	centro	65.63	21.29	0.12	2.33	9.84	1.55	100.7	2.88	1.10	0.004	0.11	0.84	0.087	10.6	81.0	8.4
	borde	64.35	21.67	0.11	2.41	9.89	1.56	100.0	2.86	1.13	0.004	0.11	0.85	0.088	10.9	80.8	8.4
Plg-3	borde	64.77	18.23	0.09	0.15	4.60	12.20	100.0	2.97	0.99	0.003	0.01	0.41	0.714	0.6	36.2	63.1
Plg-4	c-b	64.97	21.67	0.10	2.93	9.66	1.18	100.5	2.86	1.13	0.004	0.14	0.82	0.066	13.4	80.2	6.4
	borde	63.17	21.91	0.12	3.46	9.35	0.99	99.0	2.83	1.16	0.004	0.17	0.81	0.057	16.0	78.5	5.5
Plg-5	centro	54.10	26.59	0.71	9.66	5.88	0.52	97.5	2.51	1.46	0.028	0.48	0.53	0.031	46.2	50.9	3.0
	borde	54.19	26.54	0.70	9.56	5.91	0.50	97.4	2.52	1.45	0.027	0.48	0.53	0.030	45.8	51.3	2.9
Plg-6	centro	64.32	18.18	0.12	0.17	4.67	12.75	100.2	2.96	0.99	0.005	0.01	0.42	0.749	0.7	35.5	63.8
	borde	64.01	18.15	0.12	0.18	4.63	12.77	99.9	2.96	0.99	0.005	0.01	0.42	0.753	0.7	35.3	64.0
Plg-7	borde	67.61	18.73	0.14	0.20	4.71	10.20	101.6	3.01	0.98	0.0052	0.01	0.41	0.579	1.0	40.8	58.2
Plg-8	borde	67.16	18.66	0.07	0.18	4.58	10.57	101.2	3.01	0.98	0.0026	0.01	0.40	0.604	0.9	39.3	59.8
Plg-9	centro	66.73	18.32	0.01	0.18	4.45	10.64	100.3	3.01	0.98	0.0006	0.01	0.39	0.613	0.9	38.5	60.6
Plg-10	centro	67.63	18.73	0.12	0.21	4.67	10.35	101.7	3.01	0.98	0.0043	0.01	0.40	0.587	1.0	40.3	58.7
Plg-11	borde	55.86	28.37	0.60	11.46	5.21	0.36	101.9	2.48	1.49	0.0224	0.55	0.45	0.020	53.8	44.2	2.0
Plg-13	micro-2	68.54	17.45	0.27	0.51	5.95	7.94	100.7	3.05	0.92	0.01	0.02	0.51	0.451	2.4	51.9	45.6
Plg-14	micro-3	69.72	16.54	0.35	0.50	6.24	6.53	99.9	3.10	0.87	0.013	0.02	0.54	0.371	2.5	57.7	39.7
Plg-16	micro-5	68.59	16.32	0.32	0.28	6.02	7.63	99.1	3.09	0.87	0.012	0.01	0.53	0.439	1.4	53.8	44.8
Plg-17	micro-6	69.62	16.85	0.28	0.36	6.17	6.36	99.6	3.10	0.88	0.011	0.02	0.53	0.361	1.9	58.5	39.7
Plg-21	micro-10	65.14	18.14	0.17	0.29	6.44	8.89	99.1	2.98	0.98	0.006	0.01	0.57	0.519	1.3	51.7	47.0
Plg-22	micro-11	66.17	17.24	0.24	0.25	6.48	7.94	98.3	3.03	0.93	0.009	0.01	0.58	0.464	1.2	54.7	44.1
Plg-23	micro-12	64.42	18.08	0.16	0.27	6.57	8.18	97.7	2.98	0.99	0.006	0.01	0.59	0.483	1.2	54.3	44.5
<i>Líticos en pómez bandeada</i>																	
Lítico 1	1	54.05	26.96	0.68	9.83	5.78	0.59	97.9	2.50	1.47	0.026	0.49	0.52	0.035	46.8	49.8	3.4
	2	53.31	27.48	0.65	10.65	5.42	0.43	97.9	2.47	1.50	0.025	0.53	0.49	0.026	50.8	46.7	2.5
	3	53.80	26.87	0.66	10.09	5.68	0.54	97.7	2.50	1.47	0.026	0.5	0.51	0.032	48.0	48.9	3.1
	4	53.85	27.72	0.61	10.72	5.54	0.46	98.9	2.47	1.50	0.024	0.53	0.49	0.027	50.3	47.1	2.6
	5	53.89	27.63	0.70	10.44	5.59	0.48	98.7	2.48	1.50	0.027	0.51	0.50	0.028	49.4	47.9	2.7
Lítico 2	1	52.18	28.94	0.65	12.60	4.48	0.21	99.1	2.40	1.57	0.025	0.62	0.40	0.012	60.1	38.7	1.2
	2	52.13	29.31	0.63	12.59	4.14	0.21	99.0	2.39	1.59	0.024	0.62	0.37	0.012	62.0	36.8	1.2
	3	50.20	30.12	0.59	13.41	3.63	0.15	98.1	2.33	1.65	0.023	0.67	0.33	0.009	66.5	32.6	0.9

c-b = punto medido entre el centro y el borde del cristal; micro = microlitos; An = anortita; Ab = albita; Or = ortoclasa.

^a Elementos mayores expresados como porcentaje en peso.

* FeO como Fe total.

^b La composición química de los feldespatos fue calculada con base en 8 oxígenos.

La precisión y exactitud de algunos análisis fue monitoreada a través de la medición repetida de los estándares Orth-1 y el vidrio An₅₀Ab₅₀.

Tabla 4. Composición química de los cristales de anfíbol de las muestras de la SPB.

		^a SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO*	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	^b TSi	TAI ^{IV}	CAI ^{VI}	CTi	CFe ³⁺	CMg	CFe ²⁺	BFe ²⁺	BMn	BCa	BNa	ANa	AK	Sum
Anf-1	centro	44.02	6.74	1.56	26.90	6.07	0.64	9.77	1.81	0.79	98.30	6.82	1.18	0.05	0.18	0.30	1.40	3.06	0.12	0.08	1.62	0.17	0.38	0.26	15.63
	borde	44.22	7.09	1.47	26.78	5.95	0.77	9.78	1.78	0.81	98.65	6.80	1.20	0.08	0.17	0.45	1.36	2.93	0.06	0.10	1.61	0.23	0.30	0.26	15.56
Anf-2	centro	43.78	6.89	1.41	27.61	5.81	0.65	9.68	1.86	0.81	98.50	6.79	1.21	0.06	0.16	0.31	1.34	3.12	0.15	0.09	1.61	0.16	0.40	0.26	15.67
	borde	43.70	6.88	1.53	26.74	6.18	0.72	9.80	1.96	0.77	98.28	6.79	1.21	0.05	0.18	0.26	1.43	3.09	0.13	0.09	1.63	0.15	0.44	0.25	15.70
Anf-3	centro	43.76	6.81	1.47	26.13	6.53	0.78	9.79	1.76	0.72	97.75	6.80	1.20	0.05	0.17	0.30	1.51	2.97	0.13	0.10	1.63	0.13	0.40	0.24	15.63
	borde	44.02	6.92	1.39	26.58	6.09	0.83	9.84	1.85	0.79	98.31	6.81	1.19	0.07	0.16	0.38	1.40	2.99	0.07	0.11	1.63	0.19	0.36	0.26	15.62
Anf-4	centro	43.76	6.78	1.59	26.68	6.34	0.69	9.89	1.79	0.78	98.30	6.80	1.20	0.04	0.19	0.22	1.47	3.09	0.16	0.09	1.65	0.11	0.43	0.25	15.69
	borde	44.57	6.62	1.27	26.77	6.30	0.74	9.44	1.82	0.71	98.24	6.87	1.13	0.07	0.15	0.42	1.45	2.91	0.12	0.10	1.56	0.22	0.33	0.23	15.55
Anf-5	centro	43.36	6.64	1.49	26.91	6.32	0.80	9.82	1.72	0.70	97.76	6.80	1.20	0.03	0.18	0.15	1.48	3.18	0.21	0.11	1.65	0.04	0.49	0.23	15.72
	borde	44.76	6.90	1.44	27.12	6.07	0.83	9.74	2.00	0.73	99.59	6.83	1.17	0.07	0.17	0.39	1.38	2.99	0.08	0.11	1.59	0.23	0.37	0.23	15.60
Anf-6	centro	44.05	6.81	1.39	27.26	6.11	0.83	9.54	1.85	0.73	98.57	6.81	1.19	0.06	0.16	0.32	1.41	3.05	0.16	0.11	1.58	0.15	0.40	0.24	15.64
	borde	43.94	6.81	1.33	27.16	6.04	0.73	9.63	1.91	0.72	98.27	6.82	1.18	0.06	0.16	0.34	1.40	3.05	0.14	0.10	1.60	0.17	0.41	0.24	15.64
Anf-7	centro	43.87	6.79	1.37	26.77	6.21	0.68	9.57	1.92	0.83	98.01	6.81	1.19	0.06	0.16	0.32	1.44	3.02	0.13	0.09	1.59	0.18	0.40	0.27	15.67
	borde	43.82	6.75	1.37	26.56	6.26	0.76	9.67	1.87	0.69	97.75	6.82	1.18	0.06	0.16	0.33	1.45	3.00	0.13	0.10	1.61	0.16	0.41	0.23	15.63
Anf-8	centro	44.37	6.79	1.47	26.15	6.38	0.61	9.61	1.86	0.80	98.04	6.84	1.16	0.08	0.17	0.42	1.47	2.86	0.08	0.08	1.59	0.25	0.31	0.26	15.57
	borde	43.80	7.25	1.75	24.62	7.00	0.60	10.17	1.83	0.87	97.89	6.75	1.25	0.06	0.20	0.36	1.61	2.77	0.04	0.08	1.68	0.20	0.35	0.28	15.63
Anf-9	centro	42.84	6.78	1.39	26.85	6.12	0.73	9.96	1.85	0.68	97.20	6.77	1.24	0.03	0.17	0.16	1.44	3.21	0.18	0.10	1.69	0.04	0.53	0.23	15.76
	borde	44.60	6.71	1.42	27.09	6.13	0.71	9.75	1.90	0.80	99.11	6.85	1.15	0.06	0.16	0.34	1.40	3.03	0.10	0.09	1.60	0.20	0.37	0.26	15.62
Anf-10	centro	43.66	7.10	1.80	24.14	7.66	0.54	10.19	1.90	0.84	97.83	6.74	1.26	0.04	0.21	0.20	1.76	2.79	0.12	0.07	1.69	0.12	0.45	0.27	15.72
	borde	43.56	6.48	1.40	26.22	6.41	0.72	9.77	1.82	0.78	97.16	6.84	1.16	0.04	0.17	0.21	1.50	3.08	0.14	0.10	1.64	0.12	0.44	0.26	15.70
Anf-11	borde	43.46	7.05	1.29	26.20	6.15	0.69	9.68	1.92	0.74	97.18	6.78	1.22	0.08	0.15	0.44	1.43	2.90	0.08	0.09	1.62	0.21	0.37	0.24	15.61
Anf-12	centro	44.52	6.84	1.50	26.86	6.25	0.84	9.56	1.96	0.69	99.02	6.83	1.17	0.07	0.17	0.37	1.43	2.96	0.11	0.11	1.57	0.21	0.37	0.22	15.60
	borde	44.17	6.79	1.42	26.64	5.98	0.72	9.56	1.77	0.69	97.74	6.84	1.16	0.08	0.16	0.46	1.38	2.91	0.08	0.09	1.59	0.24	0.29	0.23	15.52
Anf-13	centro	44.08	7.00	1.69	25.38	6.58	0.66	10.06	1.93	0.77	98.15	6.79	1.21	0.06	0.20	0.35	1.51	2.88	0.04	0.09	1.66	0.21	0.36	0.25	15.61
	borde	44.21	6.87	1.33	26.42	6.34	0.67	9.81	1.88	0.77	98.30	6.82	1.18	0.07	0.15	0.39	1.46	2.93	0.09	0.09	1.62	0.20	0.36	0.25	15.61
Anf-14	borde	44.59	6.57	1.17	26.91	6.32	0.70	9.59	1.82	0.68	98.35	6.88	1.12	0.07	0.14	0.40	1.45	2.94	0.13	0.09	1.58	0.19	0.35	0.22	15.57
Anf-15	borde	43.50	6.89	1.29	27.17	5.99	0.73	9.85	1.88	0.82	98.12	6.78	1.22	0.05	0.15	0.27	1.39	3.13	0.13	0.10	1.65	0.12	0.45	0.27	15.72
Anf-16	borde	44.21	6.84	1.36	27.05	5.78	0.70	9.83	1.80	0.74	98.31	6.83	1.168	0.077	0.158	0.434	1.332	2.998	0.063	0.091	1.627	0.219	0.320	0.24	15.56

^a Elementos mayores expresados como porcentaje en peso.

* FeO como Fe total.

^b La composición química del anfíbol fue calculada con base en 23 oxígenos y siguiendo el procedimiento de Leake *et al.* (1997).

La precisión y exactitud de los análisis fue monitoreada mediante el análisis repetido del estándar Kak-hb (hornblenda Kakanui).

Tabla 5. Composición química de los cristales de biotita de las muestras de la SPB.

	<i>n</i>	²⁸ SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	²⁹ Si	Ti	Al ^{IV}	Fe ⁺²	Mg	Ca	Na	K	
Bt-1	centro	<i>1</i>	41.36	3.5	13.49	24.74	4.19	0.14	0.19	0.18	7.5	95.29	6.03	0.38	1.97	3.02	0.91	0.03	0.05	1.40
	borde	<i>1</i>	38.52	3.88	11.61	27.85	4.9	0.12	0.24	0.26	8.34	95.72	5.78	0.44	2.05	3.50	1.10	0.04	0.08	1.60
Bt-2	centro	<i>1</i>	37.47	3.87	12.35	27.98	5.74	0.07	0.02	0.37	10.06	97.93	5.57	0.43	2.16	3.48	1.27	0	0.11	1.91
	borde	<i>2</i>	37.33	3.93	12.98	27.89	5.68	0.080	0.045	0.4	9.94	97.56	5.57	0.44	2.16	3.48	1.26	0.007	0.12	1.89
			<i>0.37</i>	<i>0.01</i>	<i>0.1</i>	<i>0.52</i>	<i>0.19</i>	<i>0.040</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.64</i>		<i>0.06</i>	<i>0.001</i>	<i>0.02</i>	<i>0.06</i>	<i>0.04</i>	<i>0.001</i>	<i>0.004</i>	<i>0.12</i>
Bt-3	borde	<i>1</i>	40.92	3.71	13.51	25.07	4.78	0.12	0.16	0.26	8.75	97.28	5.91	0.40	2.10	3.03	1.03	0.03	0.07	1.61
Bt-4	borde	<i>3</i>	38.55	3.89	12.02	27.53	5.48	0.07	0.15	0.39	9.24	97.31	5.7	0.43	2.1	3.41	1.21	0.02	0.11	1.75
			<i>2.45</i>	<i>0.05</i>	<i>0.36</i>	<i>0.62</i>	<i>0.13</i>	<i>0.02</i>	<i>0.08</i>	<i>0.04</i>	<i>0.86</i>		<i>0.24</i>	<i>0.01</i>	<i>0.1</i>	<i>0.16</i>	<i>0.05</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.2</i>
Bt-5	borde	<i>5</i>	40.14	3.94	11.94	27.13	4.99	0.08	0.20	0.31	8.48	97.23	5.88	0.43	2.06	3.32	1.09	0.03	0.09	1.58
			<i>0.17</i>	<i>0.08</i>	<i>0.06</i>	<i>0.31</i>	<i>0.09</i>	<i>0.02</i>	<i>0.04</i>	<i>0.02</i>	<i>0.60</i>		<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>	<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.11</i>
Bt-6	centro	<i>1</i>	40.68	3.81	11.65	26.19	4.91	0.06	0.17	0.24	8.69	96.40	5.98	0.42	2.02	3.22	1.08	0.03	0.07	1.63
	borde	<i>4</i>	40.56	3.75	12.01	26.52	4.94	0.09	0.13	0.32	8.81	97.12	5.93	0.41	2.04	3.24	1.08	0.02	0.09	1.64
			<i>0.45</i>	<i>0.1</i>	<i>0.29</i>	<i>0.56</i>	<i>0.12</i>	<i>0.04</i>	<i>0.02</i>	<i>0.03</i>	<i>0.18</i>		<i>0.04</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.04</i>	<i>0.03</i>	<i>0.003</i>	<i>0.01</i>	<i>0.04</i>
Bt-7	c-b	<i>1</i>	36.54	4.77	13.01	28.1	6.13	0.54	0	0.45	10.27	99.81	5.36	0.53	2.25	3.45	1.34	0	0.13	1.92
	borde	<i>4</i>	35.71	4.56	12.71	28	6.1	0.37	0.01	0.45	10.58	98.49	5.33	0.51	2.24	3.5	1.36	0.002	0.13	2.02
			<i>0.52</i>	<i>0.2</i>	<i>0.34</i>	<i>0.12</i>	<i>0.15</i>	<i>0.18</i>	<i>0</i>	<i>0.04</i>	<i>0.09</i>		<i>0.02</i>	<i>0.02</i>	<i>0.04</i>	<i>0.04</i>	<i>0.03</i>	<i>0</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>
Bt-8	centro	<i>1</i>	35.48	4.78	12.8	28.04	5.94	0.55	0	0.4	10.75	98.74	5.30	0.54	2.25	3.50	1.32	0	0.12	2.05
	borde	<i>4</i>	35.65	4.64	12.95	27.96	5.96	0.49	0.02	0.43	10.64	98.72	5.32	0.52	2.27	3.49	1.33	0.004	0.12	2.02
			<i>0.29</i>	<i>0.05</i>	<i>0.13</i>	<i>0.05</i>	<i>0.09</i>	<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.1</i>		<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.002</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>
Bt-9	centro	<i>1</i>	35.28	4.54	13.16	28.13	5.97	0.72	0	0.43	10.62	98.85	5.27	0.51	2.32	3.52	1.33	0	0.13	2.02
	borde	<i>3</i>	35.36	4.47	12.81	27.91	5.98	0.49	0	0.44	10.27	98.03	5.31	0.51	2.27	3.51	1.34	0	0.13	2.03
			<i>0.39</i>	<i>0.03</i>	<i>0.14</i>	<i>0.10</i>	<i>0.19</i>	<i>0.13</i>		<i>0.02</i>	<i>0.10</i>		<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.04</i>	<i>0.04</i>		<i>0</i>	<i>0.01</i>	
Bt-10	centro	<i>1</i>	35.29	4.61	13.06	28.04	5.84	0.72	0	0.48	10.43	98.47	5.29	0.52	2.30	3.51	1.30	0	0.14	1.99
	borde	<i>3</i>	35.51	4.52	12.99	27.84	5.99	0.39	0	0.47	10.68	98.38	5.31	0.51	2.29	3.48	1.34	0	0.14	2.04
			<i>0.4</i>	<i>0.09</i>	<i>0.18</i>	<i>0.07</i>	<i>0.11</i>	<i>0.29</i>		<i>0.02</i>	<i>0.21</i>		<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.02</i>	<i>0.02</i>		<i>0.01</i>	<i>0.03</i>
Bt-11	centro	<i>1</i>	36.05	4.69	13.02	27.88	5.99	0.51	0.010	0.44	10.46	99.05	5.34	0.52	2.27	3.46	1.32	0	0.13	1.98
	borde	<i>4</i>	35.81	4.55	12.7	27.86	6.02	0.35	0.020	0.46	10.54	98.28	5.35	0.51	2.24	3.48	1.34	0.003	0.13	2.01
			<i>0.69</i>	<i>0.04</i>	<i>0.05</i>	<i>0.18</i>	<i>0.14</i>	<i>0.11</i>	<i>0</i>	<i>0.04</i>	<i>0.06</i>		<i>0.05</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.05</i>	<i>0.02</i>	<i>0</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>
Bt-12	centro	<i>1</i>	36.1	4.61	13.09	27.6	6.01	0.39	0	0.48	10.6	98.88	5.35	0.51	2.29	3.42	1.33	0	0.14	2.00
	borde	<i>4</i>	35.63	4.56	13.1	27.71	6.00	0.46	0.020	0.46	10.65	98.54	5.31	0.51	2.3	3.46	1.33	0.003	0.13	2.03
			<i>0.49</i>	<i>0.14</i>	<i>0.19</i>	<i>0.21</i>	<i>0.14</i>	<i>0.04</i>	<i>0.010</i>	<i>0.03</i>	<i>0.08</i>		<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.04</i>	<i>0.01</i>	<i>0.04</i>	<i>0.001</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>
Bt-13	centro	<i>1</i>	36.12	4.5	13.19	27.73	6.08	0.38	0	0.42	10.77	99.19	5.34	0.50	2.30	3.43	1.34	0	0.12	2.03
	borde	<i>4</i>	36.21	4.46	13.27	27.71	6.12	0.32	0	0.45	10.74	99.26	5.34	0.49	2.31	3.42	1.35	0	0.13	2.02
			<i>0.49</i>	<i>0.03</i>	<i>0.16</i>	<i>0.06</i>	<i>0.12</i>	<i>0.02</i>		<i>0.01</i>	<i>0.07</i>		<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.04</i>	<i>0.01</i>		<i>0.003</i>	<i>0.03</i>
Bt-14	centro	<i>1</i>	35.33	4.56	12.85	27.67	5.92	0.46	0.010	0.39	10.64	97.83	5.32	0.52	2.28	3.48	1.33	0	0.11	2.04
	borde	<i>4</i>	35.67	4.43	12.92	27.48	6.06	0.24	0.040	0.45	10.73	97.99	5.34	0.5	2.28	3.44	1.35	0.002	0.13	2.05
			<i>0.17</i>	<i>0.07</i>	<i>0.22</i>	<i>0.11</i>	<i>0.12</i>	<i>0.02</i>	<i>0.010</i>	<i>0.02</i>	<i>0.2</i>		<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.02</i>	<i>0.02</i>	<i>0.001</i>	<i>0.004</i>	<i>0.03</i>

c-b = punto medido entre el centro y el borde del cristal.

^a Los valores representan el promedio en porcentaje en peso de *n* análisis. En formato cursivo se presenta el valor de la desviación estándar ($\pm 1 \sigma$).

* FeO como Fe total.

^b La composición química de la biotita fue calculada con base en 22 oxígenos.

Tabla 6. Composición química de los óxidos de Fe-Ti de las muestras de la SPB, así como los valores de la actividad del titanio, temperatura y fugacidad del oxígeno.

Óxido	SiO ₂ ^c	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	Total	Si	Ti	Al	Fe ₂	Fe ₃	Mn	Mg	Cr	X _{ilm} ^d	X _{usp} ^d	Andersen y Lindsley (1988)					
																			αTiO ₂ ^e		Ilm ₂₆		Ilm ₂₈	
																				T(°C)	fO ₂	T(°C)	fO ₂	
Ilm ₂₈ ^a	0.02	48.72	0.05	49.25	1.44	0.487	0.033	100.00	0.0004	0.918	0.002	0.869	0.162	0.030	0.018	0.0007	0.92							
Ilm ₂₆ ^b	0.01	49.76	0.04	50.02	1.52	0.444	0	101.80	0.0003	0.921	0.001	0.873	0.156	0.032	0.016		0.92							
Usp ₂₇ ^b	0.63	13.09	1.04	82.13	0.90	0.207	0	98.00	0.0231	0.363	0.045	1.346	1.183	0.028	0.011			0.38	0.486	0.496	793	-14.56		
Usp ₆	0.05	11.15	0.78	86.18	0.69	0.158	0	99.00	0.0017	0.306	0.033	1.278	1.351	0.021	0.009	0		0.31	0.489	0.499	766	-15.02		
Usp ₇	0.11	10.78	0.82	83.93	0.71	0.184	0.038	96.57	0.0041	0.303	0.036	1.274	1.349	0.023	0.010	0.0011		0.31	0.491	0.502	766	-15.03	771	-14.84
Usp ₈	0.11	11.11	0.86	83.95	0.71	0.129	0.061	96.92	0.0041	0.311	0.038	1.286	1.330	0.022	0.007	0.0018		0.32	0.489	0.499				
Usp ₉	0.09	10.97	0.82	83.86	0.70	0.155	0	96.60	0.0034	0.308	0.036	1.281	1.340	0.022	0.009	0		0.32	0.490	0.499	768	-15.00		
Usp ₁₀	0.13	11.03	0.81	85.44	0.75	0.166	0.021	98.34	0.0048	0.305	0.035	1.277	1.346	0.023	0.009	0.0006		0.31	0.490	0.500	766	-15.02		
Usp ₁₁	0.07	10.87	0.70	85.81	0.82	0.121	0	98.39	0.0025	0.300	0.030	1.271	1.364	0.026	0.007	0		0.31	0.488	0.498				
Usp ₁₂	0.10	10.79	0.75	86.28	0.80	0.136	0.039	98.90	0.0036	0.296	0.032	1.268	1.367	0.025	0.007	0.0011		0.30	0.491	0.501				
Usp ₁₃	0.11	10.97	0.76	85.53	0.81	0.136	0.044	98.35	0.0041	0.303	0.033	1.274	1.352	0.025	0.007	0.0013		0.31	0.489	0.499				
Usp ₁₅	0.10	11.15	0.78	84.86	0.78	0.170	0	97.84	0.0036	0.309	0.034	1.279	1.340	0.025	0.009	0		0.32	0.488	0.498	768	-15.00		
Usp ₂₉	0.10	12.11	0.75	83.81	0.74	0.173	0.005	97.69	0.0038	0.337	0.033	1.308	1.285	0.023	0.010	0.0001		0.34	0.483	0.493	778	-14.82		
Usp ₃₀	0.08	10.56	0.77	85.08	0.78	0.172	0.030	97.48	0.0029	0.294	0.034	1.263	1.371	0.025	0.009	0.0009		0.30	0.493	0.503	762	-15.09		
Usp ₃₁	0.12	10.79	0.80	85.51	0.71	0.096	0	98.03	0.0043	0.299	0.035	1.276	1.358	0.022	0.005	0		0.31	0.489	0.499				
Usp ₃₂	0.08	11.06	0.82	84.92	0.80	0.173	0.037	97.89	0.0028	0.307	0.036	1.275	1.344	0.025	0.009	0.0011		0.31	0.490	0.500	767	-15.01		
Usp ₃₃	0.06	10.95	0.77	86.16	0.74	0.145	0	98.83	0.0024	0.301	0.033	1.272	1.360	0.023	0.008	0		0.31	0.489	0.499				
Usp ₃₄	0.13	10.76	0.81	85.88	0.66	0.166	0.005	98.41	0.0047	0.297	0.035	1.272	1.362	0.021	0.009	0.0001		0.30	0.492	0.502	763	-15.07	769	-14.87
Usp ₃₅	0.19	10.76	0.79	85.47	0.74	0.202	0	98.15	0.0070	0.297	0.034	1.270	1.357	0.023	0.011	0		0.30	0.492	0.502	764	-15.07	769	-14.87
Usp ₃₆	0.17	11.45	0.78	84.98	0.73	0.164	0	98.28	0.0061	0.316	0.034	1.291	1.321	0.023	0.009	0		0.32	0.486	0.496	771	-14.95		

^a Cristal de ilmenita encontrado en las muestras de la SPB como inclusión en una biotita.

^b Cristales de ilmenita (Ilm) y ulvoespinela (Usp) encontrados como un par de óxidos en contacto.

^c Elementos mayores expresados en porcentaje en peso, con el Fe total reportado como FeO. La precisión y exactitud de los análisis fue monitoreada mediante el análisis repetido del estándar Ilm 75 (ilmenita de las montañas Ilmen, Miask, Rusia).

^d Fracciones molares de ilmenita (X_{ilm}) y ulvoespinela (X_{usp}) calculadas con el procedimiento de Stormer (1983).

^e Actividad del titanio (αTiO₂) en el fundido con relación a la saturación de rutilo para cada par de óxidos; calculada con el algoritmo de Ghiorso y Evans (2008). El promedio de todos los valores de la αTiO₂ corresponde a 0.494 ± 0.006 (1 σ).

El cálculo de temperatura (T°C) y fugacidad del oxígeno (fO₂) se realizó utilizando el algoritmo de Andersen y Lindsley (1988) para cada par de óxidos de Fe-Ti que pasó las pruebas de equilibrio de Bacon y Hirschmann (1988) y de Ghiorso y Gualda (2013).

Tabla 7. Concentración de los elementos mayores, traza y tierras raras de las rocas del CVLA y de los productos del volcán Guangoche.

# sitio-mapa	Unidad Basáltica					Unidad Andesítica			Unidad Dacítica							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Muestra	AZ-54	TP-1406	Ba-1415	AZF-0821	AZF-0894	An-1407	AZ-32	AZ-58	ENC-SA-1	SA-1405	PDLA 82-24	AZF-0854	AZF-0824	PDLA 82-34	943	968
Coord. Este	323390	323212	328342	327834		322736	325681	325730	330238	330238	330100		331478	331872	332361	330732
Coord. Norte	2191798	2190907	2183089	2182880		2186289	2192299	2192790	2186637	2186637	2186536		2186010	2189286	2179380	2197846
Localidad / Estructura	Pozo (505-509 m)	Lava Tule-Palmar	Rincón de Rubios			Lava Tejamaniles	Pozo (superficie)	Pozo (310 m)	Enclave dentro de Lava El Molcajete		Lavas del volcán San Andrés					
Edad	1.47 Ma		0.58 Ma			1.24 Ma	1.23 Ma	0.97 Ma			0.38 / 0.33 Ma					
Referencias	1	2	2	1,3	1	2	1,3	1,3	2	2	4	1	1,3	4	7	7
Elementos mayores (% en peso)																
SiO ₂	55.73	56.47	54.38	54.24	55.98	62.07	62.28	60.26	62.76	68.97	70.14	68.55	66.67	68.63	66.63	67.02
TiO ₂	1.61	1.35	1.10	1.11	1.56	1.15	1.11	1.28	0.85	0.47	0.43	0.53	0.54	0.46	0.80	0.68
Al ₂ O ₃	17.86	17.34	17.24	17.84	16.52	16.61	16.66	17.79	17.64	15.18	15.06	15.42	16.27	15.88	14.68	15.41
Fe ₂ O _{3T}	8.15	7.41	7.62	7.73	8.78	6.20	6.08	6.72	5.41	3.49	3.37	4.02	3.98	3.52	4.41	4.30
MnO	0.16	0.17	0.13	0.13	0.13	0.09	0.08	0.12	0.08	0.06	0.07	0.03	0.06	0.07	0.07	0.06
MgO	3.25	3.94	6.31	6.14	3.97	1.87	2.09	2.88	2.08	0.95	0.77	0.98	1.62	1.12	1.99	1.49
CaO	7.39	6.97	8.09	8.06	6.95	4.98	4.90	5.09	4.89	2.70	2.42	2.57	3.93	2.87	4.02	3.53
Na ₂ O	3.99	4.03	3.80	3.43	4.08	4.46	4.20	3.48	4.51	4.17	4.01	4.27	4.22	3.80	4.17	4.35
K ₂ O	1.42	1.87	1.07	1.07	1.66	2.27	2.32	2.09	1.70	3.88	3.63	3.49	2.58	3.51	3.05	2.99
P ₂ O ₅	0.42	0.46	0.26	0.25	0.36	0.29	0.27	0.28	0.09	0.12	0.11	0.14	0.12	0.13	0.17	0.16
Total	97.9	99.4	99.8	98.4	99.5	99.9	98.8	97.0	99.3	98.8	99.0	99.1	99.4	97.6	98.8	98.6
Px/C	1.9	0.4	0.1	1.5	0.2	0.1	1.0	2.9	0.7	1.1	0.4	0.9	0.5	1.9	1.1	0.8
FeO _{total} ^a	7.33	6.67	6.85	6.96	7.90	5.58	5.47	6.05	4.87	3.14	3.03	3.62	3.59	3.17	3.97	3.87
Al ₂ O ₃ ^b																
álcalis + CaO ^b																
Mg#	44.1	51.3	62.1	61.1	47.2	37.4	40.6	45.9	43.2	35.2	31.1	32.7	44.6	38.6	47.3	40.7
Elementos traza y tierras raras (partes por millón)																
Li	<i>na</i>	8.79	9.30	<i>na</i>	13.99	14.19	<i>na</i>	<i>na</i>	21.14	33.53	<i>na</i>	19.52	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Be	<i>na</i>	1.85	1.17	<i>na</i>	1.73	1.83	<i>na</i>	<i>na</i>	1.76	2.64	<i>na</i>	2.52	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
P	<i>na</i>	4602.36	2611.15	<i>na</i>	3437.99	2887.10	<i>na</i>	<i>na</i>	825.94	1133.87	<i>na</i>	1355.73	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Sc	<i>na</i>	16.72	20.00	<i>na</i>	18.25	13.40	<i>na</i>	<i>na</i>	13.71	6.63	<i>na</i>	7.37	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ti	16137.27	13468.25	10968.65	11078.36	15550.54	11503.69	<i>na</i>	<i>na</i>	8455.47	4716.12	<i>na</i>	4847.13	5433.69	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
V	189.32	118.88	149.13	192.36	134.09	104.87	<i>na</i>	<i>na</i>	74.97	35.29	30	40.38	94.85	39	75	65
Cr	19.32	66.41	149.55	165.45	60.37	14.59	<i>na</i>	<i>na</i>	12.80	15.36	<i>na</i>	17.08	26.06	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Co	<i>na</i>	23.97	28.59	<i>na</i>	23.43	12.78	<i>na</i>	<i>na</i>	11.53	5.83	<i>na</i>	6.24	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ni	<i>BD</i>	39.55	72.68	86	26.36	3.08	<i>na</i>	<i>na</i>	9.17	3.21	<i>na</i>	4.29	12	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Cu	<i>BD</i>	27.96	29.92	<i>BD</i>	33.39	17.59	<i>na</i>	<i>na</i>	20.09	7.72	<i>na</i>	7.96	<i>BD</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Zn	78	79.72	72.25	65	91.90	77.76	<i>na</i>	<i>na</i>	59.35	51.90	<i>na</i>	51.00	50	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ga	<i>na</i>	19.60	18.55	<i>na</i>	21.88	19.86	<i>na</i>	<i>na</i>	20.23	18.76	<i>na</i>	18.72	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Rb	21	33.93	15.79	11	30.87	57.26	<i>na</i>	<i>na</i>	26.88	100.34	119	84.31	60	100	75	78
Sr	568	509.39	710.80	693	535.08	438.66	<i>na</i>	<i>na</i>	462.94	234.36	241	228.16	557	327	569	459
Y	28.05	32.52	18.85	18.68	28.81	25.23	<i>na</i>	<i>na</i>	14.53	22.79	30	19.64	25.79	26	<i>na</i>	<i>na</i>
Zr	236	262.80	132.88	136	220.11	252.02	<i>na</i>	<i>na</i>	185.88	107.61	191	131.20	171	192	<i>na</i>	<i>na</i>
Nb	15.07	20.40	9.09	9.53	16.77	12.59	<i>na</i>	<i>na</i>	9.11	12.64	13	12.78	12.38	13	<i>na</i>	<i>na</i>
Mo	<i>na</i>	1.81	1.05	<i>na</i>	1.81	1.43	<i>na</i>	<i>na</i>	1.32	2.11	<i>na</i>	1.69	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Sn	<i>na</i>	1.48	0.78	<i>na</i>	1.35	1.80	<i>na</i>	<i>na</i>	1.47	2.99	<i>na</i>	2.90	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Sb	<i>na</i>	0.11	0.10	<i>na</i>	0.11	0.14	<i>na</i>	<i>na</i>	0.19	0.35	<i>na</i>	0.18	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Cs	<i>na</i>	1.04	0.42	<i>na</i>	1.55	1.94	<i>na</i>	<i>na</i>	1.31	5.37	<i>na</i>	2.55	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ba	378.19	578.79	344.48	354.35	443.37	610.05	<i>na</i>	<i>na</i>	617.76	505.33	750	537.58	430.02	660	468	<i>na</i>
La	22.71	29.46	15.89	15.87	20.31	25.72	<i>na</i>	<i>na</i>	20.02	26.21	31	26.49	22.05	30	<i>na</i>	<i>na</i>
Ce	48.94	59.78	34.06	34.72	43.97	53.19	<i>na</i>	<i>na</i>	37.38	47.28	<i>na</i>	40.08	44.65	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Pr	6.43	7.67	4.51	4.47	5.78	6.76	<i>na</i>	<i>na</i>	4.39	5.97	<i>na</i>	6.37	5.38	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Nd	26.89	30.57	18.59	18.17	25.37	26.37	<i>na</i>	<i>na</i>	15.92	21.74	<i>na</i>	23.62	19.85	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Sm	6.21	6.44	4.12	3.9	5.75	5.59	<i>na</i>	<i>na</i>	3.24	4.49	<i>na</i>	4.66	3.93	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Eu	1.67	1.78	1.28	1.27	1.72	1.43	<i>na</i>	<i>na</i>	1.17	0.83	<i>na</i>	0.91	0.91	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Tb	0.8	0.89	0.58	<i>na</i>	0.86	0.77	<i>na</i>	<i>na</i>	0.46	0.64	<i>na</i>	0.63	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Gd	5.16	6.05	3.89	3.62	5.73	5.13	<i>na</i>	<i>na</i>	2.97	4.11	<i>na</i>	4.17	3.87	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Dy	4.68	5.27	3.50	3.13	5.19	4.52	<i>na</i>	<i>na</i>	2.72	3.88	<i>na</i>	3.60	3.25	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ho	0.96	1.04	0.69	0.59	0.99	0.88	<i>na</i>	<i>na</i>	0.54	0.77	<i>na</i>	0.69	0.63	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Er	2.6	2.86	1.85	1.64	2.68	2.43	<i>na</i>	<i>na</i>	1.49	2.17	<i>na</i>	1.92	1.85	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Yb	2.47	2.58	1.73	1.71	2.51	2.32	<i>na</i>	<i>na</i>	1.50	2.19	<i>na</i>	1.82	1.87	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Lu	0.36	0.39	0.26	0.26	0.38	0.35	<i>na</i>	<i>na</i>	0.22	0.33	<i>na</i>	0.27	0.31	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Hf	4.7	5.30	3.10	3.11	4.86	5.48	<i>na</i>	<i>na</i>	5.21	3.01	<i>na</i>	3.67	3.8	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ta	1.01	1.26	0.56	0.58	1.00	0.84	<i>na</i>	<i>na</i>	0.65	1.12	<i>na</i>	1.08	0.97	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
W	<i>na</i>	0.98	0.61	<i>na</i>	1.54	0.92	<i>na</i>	<i>na</i>	0.40	1.12	<i>na</i>	1.19	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Tl	<i>na</i>	0.32	0.10	<i>na</i>	0.19	0.34	<i>na</i>	<i>na</i>	0.13	0.77	<i>na</i>	0.47	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Pb	5.48	7.19	4.49	4.82	6.77	9.78	<i>na</i>	<i>na</i>	11.81	14.26	<i>na</i>	14.10	20.88	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Th	2.6	4.28	1.97	1.78	2.36	5.63	<i>na</i>	<i>na</i>	5.13	9.35	<i>na</i>	9.03	6.33	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
U	1.01	1.24	0.58	0.69	0.84	1.52	<i>na</i>	<i>na</i>	1.71	2.93	<i>na</i>	2.81	3.28	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Eu/Eu ^{*c}	0.903	0.872	0.978	1.035	0.916	0.819	<i>na</i>	<i>na</i>	1.155	0.594	<i>na</i>	0.631	0.715	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ce/Ce ^{*d}	0.963	0.933	0.960	0.985	0.955	0.953	<i>na</i>	<i>na</i>	0.902	0.866	<i>na</i>	0.717	0.958	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>

Tabla 7 (Continuación).

Riolitas del CVLA																
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Muestra	AZF-0805	PDLA 82-19	AZF-0817	PDLA 82-50	PDLA 82-48	PDLA 82-64	PDLA 82-70	PDLA 82-38	AZF-0892	AZ-1186	AZF-0899	Ros-1413	AZF-0874	PDLA 82-52	Bos-1412	AZF-0875
Coord. Este	326603	324778	328801	326379	327338	326102	325638	327321	319103	322155	315965	320505	320488	321136	320754	320708
Coord. Norte	2181323	2184158	2185560	2187156	2186993	2188573	2188762	2191206	2194667	2177735	2193855	2187406	2187251	2189668	2188434	2188087
Localidad / Estructura	DCPD San Pedro Jácuaró	Depósito de caída-SPJ		Domo Chinapo		Domo Las Humaredas		Domo Pizcuaro	Lava volcán Mozo	Domo El Cedro	Lava El Carpintero	Mesa El Rosario		Mesa El Bosque		Mesa El Bosque
Edad	1.04 Ma			1.03 Ma				0.93 Ma			0.81 Ma	0.72 Ma	0.49 Ma	0.23 Ma		0.15 Ma
Referencias	1, 3	4	1, 3	4	4	4	4	4	1, 3	2	1, 3	2	1, 3	4	2	6, 3
Elementos mayores (% en peso)																
SiO ₂	72.43	75.45	72.77	74.70	72.90	71.76	75.37	77.24	75.46	77.11	71.34	74.41	74.63	76.74	76.42	76.32
TiO ₂	0.29	0.16	0.25	0.06	0.23	0.37	0.17	0.05	0.10	0.11	0.36	0.23	0.22	0.07	0.11	0.10
Al ₂ O ₃	15.24	13.58	14.35	13.72	14.44	14.95	14.44	12.87	13.47	12.99	14.43	13.37	13.47	13.05	12.72	12.99
Fe ₂ O ₃	2.37	1.73	2.23	1.63	2.29	3.09	1.00	1.02	1.41	1.40	3.14	1.99	1.94	1.32	1.31	1.40
MnO	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
MgO	0.40	0.27	0.39	0.10	0.41	0.36	0.11	0.10	0.10	0.07	0.55	0.32	0.30	0.16	0.13	0.13
CaO	1.23	0.76	1.26	0.55	1.34	1.11	0.60	0.34	0.50	0.46	1.75	0.97	0.91	0.56	0.58	0.49
Na ₂ O	3.52	2.97	4.28	4.46	3.95	3.92	3.31	3.67	4.09	3.41	4.16	3.82	3.79	3.49	4.02	3.88
K ₂ O	4.48	4.97	4.43	4.68	4.32	4.31	4.91	4.61	4.84	4.42	4.15	4.80	4.67	4.52	4.66	4.64
P ₂ O ₅	0.00	0.05	0.00	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.00	0.02	0.08	0.05	0.03	0.05	0.02	0.00
Total	96.7	94.2	97.7	98.4	97.7	97.7	94.9	98.7	97.4	99.0	97.0	98.1	97.4	95.0	98.3	97.6
PXC	3.2	4.7	2.2	0.3	1.1	1.7	4.6	0.9	2.5	0.8	2.9	1.8	2.5	4.1	1.6	2.4
Fe _{0total} ^a	2.13	1.56	2.01	1.46	2.06	2.78	0.90	0.92	1.27	1.26	2.82	1.79	1.75	1.18	1.18	1.26
Al ₂ O ₃ ^b	9.90	8.74	9.28	8.83	9.34	9.75	9.29	8.22	8.65	8.31	9.37	8.61	8.67	8.35	8.13	8.31
álcalis + CaO ^b	8.37	7.51	9.14	8.64	8.81	8.57	7.63	7.45	8.27	7.18	9.43	8.54	8.34	7.46	8.13	7.89
Mg# ^c	25.2	23.3	25.7	11.0	26.1	18.7	17.3	15.8	16.0	19.2	25.7	24.1	23.3	16.1	16.7	18.8
Elementos traza y tierras raras (partes por millón)																
Li	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	17.29	n.a	50.66	n.a	n.a	67.93	n.a
Be	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	3.38	n.a	3.41	n.a	n.a	4.68	n.a
P	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	89.48	n.a	399.80	n.a	n.a	179.07	n.a
Sc	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.34	n.a	1.80	n.a	n.a	1.69	n.a
Ti	2894.36	n.a	2456.75	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1026.69	1070.64	3609.74	2283.36	2156.28	n.a	1088.84	1025.01
V	21.18	10	19.94	10	11	21	10	10	2.86	2.90	31.89	10.22	13.5	10	5.66	4.34
Cr	5.79	n.a	4.77	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	2.43	16.75	3.51	13.92	3.19	n.a	33.72	2.72
Co	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.01	n.a	1.81	n.a	n.a	1.13	n.a
Ni	9	n.a	7	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	7	1.84	6	1.00	7	n.a	1.29	6
Cu	BD	n.a	BD	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	BD	4.22	BD	5.41	BD	n.a	3.18	BD
Zn	38	n.a	45	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	37	32.94	47	35.79	35	n.a	35.21	33
Ga	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	17.27	n.a	16.83	n.a	n.a	18.30	n.a
Rb	172	186	129	136	140	134	147	169	156	149.22	119	143.44	159	188	190.64	205
Sr	131	74	122	23	141	120	62	12	25	19.18	167	78.19	82	31	21.26	18
Y	21.63	30	35.47	41	34	38	35	28	38.85	13.09	27.1	21.80	22.21	34	30.91	35.59
Zr	191	148	233	267	197	254	208	120	165	129.96	226	68.84	189	124	75.55	142
Nb	17.82	14	22.4	22	17	19	20	21	24.99	20.65	19.07	11.34	15.97	18	16.20	20.58
Mo	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	2.02	n.a	2.57	n.a	n.a	3.46	n.a
Sn	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	3.52	n.a	4.62	n.a	n.a	6.42	n.a
Sb	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.50	n.a	1.05	n.a	n.a	0.58	n.a
Cs	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	5.57	n.a	8.96	n.a	n.a	11.51	n.a
Ba	531.74	510	619.37	580	820	800	890	20	124.39	84.95	504.97	431.97	429.8	140	110.37	103.74
La	26.84	29	36.56	37	31	42	52	20	50.99	20.20	27.07	29.82	28.21	28	27.66	27.23
Ce	58.52	n.a	66.51	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	89.04	36.65	53.82	51.27	55.97	n.a	55.75	58.15
Pr	5.82	n.a	7.61	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	10.36	4.33	6.14	6.14	5.79	n.a	6.42	6.35
Nd	19.64	n.a	26.26	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	32.97	14.52	21.7	20.45	19.02	n.a	22.14	21.07
Sm	3.68	n.a	4.75	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	5.96	2.84	4.28	3.85	3.34	n.a	4.79	4.44
Eu	0.67	n.a	0.67	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.25	0.18	0.71	0.44	0.43	n.a	0.17	0.17
Tb	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.41	n.a	0.55	n.a	n.a	0.75	n.a
Gd	3.78	n.a	5.02	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	5.61	2.48	4.3	3.40	3.66	n.a	4.49	4.34
Dy	3.09	n.a	4.39	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	5.31	2.41	3.84	3.38	2.96	n.a	4.77	4.71
Ho	0.61	n.a	0.89	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.98	0.49	0.74	0.69	0.59	n.a	0.98	0.91
Er	1.89	n.a	2.81	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	3.17	1.37	2.24	2.05	1.87	n.a	2.91	2.95
Yb	2.17	n.a	3	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	3.37	1.40	2.33	2.29	2.05	n.a	3.22	3.21
Lu	0.37	n.a	0.53	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.54	0.20	0.4	0.34	0.37	n.a	0.48	0.54
Hf	4.97	n.a	5.56	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	4.91	4.54	5.27	2.63	4.79	n.a	3.31	4.56
Ta	2.43	n.a	2.3	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	2.51	1.83	1.82	1.41	2.24	n.a	1.96	2.72
W	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.35	n.a	1.36	n.a	n.a	2.52	n.a
Tl	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.91	n.a	0.97	n.a	n.a	1.36	n.a
Pb	33.33	n.a	32.44	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	39.05	18.35	24.83	18.15	36.45	n.a	21.00	43.4
Th	15.89	n.a	11.36	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	16.29	12.98	11.29	14.51	15.47	n.a	20.62	22.04
U	6.79	n.a	5.53	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	6.94	4.01	5	4.69	6.79	n.a	6.56	10.61
Eu/Eu* ^c	0.550	n.a	0.420	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.132	0.204	0.507	0.372	0.377	n.a	0.111	0.119
Ce/Ce* ^d	1.068	n.a	0.894	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.871	0.891	0.960	0.851	0.984	n.a	0.973	1.037

Tabla 7 (Continuación).

Muestra	Productos del volcán Guangoche																	
	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45				
	AZ-1045D	AZ-1045D	AZ-1185	AZ-1183	PDLA 82-74	447	Cuchi-1408	AZ-1059A	AZ-1059B	AZ-1059B	PB-1414	AZ-0922B	AZ-0906B	AZ-0927B	AZ-0914	AZF-0878B	A-80-7	AZ 120
Coord. Este	319352	319352	321506	320247	320470	320007	324434	323168	323168	323168	318053	316525	322041	320677	317408	317408	316679	316587
Coord. Norte	2181314	2181314	2181572	2182252	2181434	2181684	2179144	2178490	2178490	2178490	2185479	2180686	2187013	2187991	2185188	2185188	2180888	2180458
Localidad / Estructura	Flujo Piroclástico Guindo		Borde del cráter	Domo Central Guangoche			Secuencia Piroclástica Cuchipitio					Secuencia Piroclástica Blanca						
Edad			0.1 Ma	0.45 Ma / 46.6 ka			30.65 ka					46.3 ka / 29.03 ka						
Referencias	6,3	6,3	6,3	6,3	4	7	2	6,3	6,3	6,3	2	6,3	6,3	6,3	6,3	4	5	
Elementos mayores (% en peso)																		
SiO ₂	75.98	75.62	75.79	76.40	76.72	75.40	76.87	76.74	76.17	76.17	76.45	76.85	75.27	75.22	76.81	76.77	77.36	76.85
TiO ₂	0.16	0.18	0.17	0.11	0.08	0.30	0.11	0.08	0.09	0.09	0.10	0.09	0.12	0.11	0.09	0.11	0.09	0.20
Al ₂ O ₃	13.03	13.07	12.97	13.08	12.84	13.02	12.53	12.55	12.80	13.06	12.73	12.38	14.22	13.74	12.24	12.56	12.24	12.77
Fe ₂ O ₃	1.67	1.77	1.72	1.37	1.20	1.28	1.26	1.10	1.34	1.06	1.41	1.40	1.66	1.58	1.37	1.38	1.21	1.12
MnO	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
MgO	0.17	0.21	0.17	0.06	0.13	0.33	0.12	0.20	0.19	0.16	0.13	0.13	0.16	0.19	0.13	0.12	0.12	0.08
CaO	0.87	0.90	0.83	0.55	0.53	0.67	0.54	0.51	0.51	0.53	0.55	0.53	0.52	0.59	0.54	0.50	0.52	0.52
Na ₂ O	3.32	3.48	3.67	3.56	3.53	4.01	3.68	3.93	3.96	4.02	3.64	3.62	3.43	3.70	3.75	3.77	3.31	3.58
K ₂ O	4.73	4.69	4.60	4.83	4.87	4.94	4.84	4.84	4.91	4.88	4.96	4.96	4.58	4.82	5.03	4.77	5.05	4.85
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.04	0.02	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.05	0.00
Total	97.5	98.5	99.8	98.9	97.4	99.1	98.6	98.3	98.4	98.5	97.5	97.5	97.0	96.8	98.4	98.9	96.4	97.9
PXC	2.3	1.4	0.2	1.3	2.0	1.9	1.4	1.9	1.9	1.6	2.4	2.2	2.9	3.1	1.7	1.1	2.2	1.4
FeO _{total} ^a	1.50	1.59	1.55	1.23	1.08	1.15	1.14	0.99	1.21	0.95	1.26	1.26	1.50	1.42	1.23	1.24	1.09	1.01
Al ₂ O ₃ ^b	8.36	8.39	8.32	8.38	8.21	8.34	8.00	8.01	8.19	8.35	8.15	7.91	9.17	8.84	7.82	8.03	7.81	8.17
álcalis + CaO ^b	7.80	7.99	8.05	7.75	7.71	8.42	7.84	8.07	8.17	8.23	7.91	7.86	7.45	7.97	8.05	7.85	7.57	7.73
Mg# ^c	12.6	16.4	8.5	8.1	18.0	34.0	16.2	27.0	21.7	23.2	15.6	15.9	16.3	18.9	16.2	14.9	16.9	12.6
Elementos traza y tierras raras (partes por millón)																		
Li	47.24	40.75	35.57	70.46	<i>na</i>	<i>na</i>	53.62	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	58.32	54.42	65.92	74.16	57.79	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Be	3.44	3.39	3.42	5.24	<i>na</i>	<i>na</i>	4.39	5.50	5.12	5.43	5.12	4.57	4.81	6.54	5.05	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
P	446.44	398.70	441.37	78.21	<i>na</i>	<i>na</i>	146.07	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Sc	2.53	1.46	1.49	0.94	<i>na</i>	<i>na</i>	0.51	2.57	2.45	1.77	2.06	1.67	4.20	2.31	1.88	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ti	1630.62	1787.15	1742.84	1062.15	<i>na</i>	<i>na</i>	1125.20	824.09	874.10	934.23	974.37	933.23	1216.34	1115.61	934.60	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
V	6.85	5.36	7.32	2.73	10	14	3.16	5.73	5.65	6.17	1.05	0.65	2.14	3.30	1	4.80	10.0	<i>na</i>
Cr	38.34	44.90	33.94	32.17	<i>na</i>	<i>na</i>	24.65	109.80	87.44	69.24	64.05	87.58	27.19	147.04	30.56	3.20	<i>na</i>	<i>na</i>
Co	1.98	1.80	1.91	1.12	<i>na</i>	<i>na</i>	1.73	1.25	1.08	0.99	0.96	0.80	1.23	1.25	0.88	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ni	2.00	2.88	2.10	1.56	<i>na</i>	<i>na</i>	7.60	4.23	3.47	3.44	2.72	2.23	3.78	3.40	2.27	7	<i>na</i>	<i>na</i>
Cu	2.58	3.17	5.39	3.39	<i>na</i>	<i>na</i>	0.92	1.84	2.81	2.48	2.01	1.73	9.98	3.08	1.62	<i>BD</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Zn	35.56	37.92	32.54	32.19	<i>na</i>	<i>na</i>	33.21	35.69	33.19	34.83	33.57	29.18	46.47	40.58	32.56	31	<i>na</i>	<i>na</i>
Ga	16.84	16.02	16.91	17.68	<i>na</i>	<i>na</i>	15.96	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Rb	167.73	160.33	155.26	211.88	219	264	187.71	237.12	273.54	257.80	180.33	156.73	173.03	164.09	180.95	241	236	<i>na</i>
Sr	63.54	54.28	54.36	13.42	27	10	17.18	16.92	15.84	16.99	32.63	27.51	37.89	46.52	31.03	17	26	<i>na</i>
Y	20.62	20.14	20.05	29.99	37	<i>na</i>	28.66	36.27	34.58	34.47	35.08	31.76	34.40	42.63	35.23	35	37	<i>na</i>
Zr	69.83	67.02	129.24	102.47	132	<i>na</i>	62.73	78.29	73.21	77.38	88.09	77.66	97.83	107.08	84.28	159	122	<i>na</i>
Nb	11.65	10.66	11.88	17.57	21	<i>na</i>	15.41	17.37	15.90	16.67	16.55	14.66	17.26	19.93	15.81	20.44	19	<i>na</i>
Mo	3.06	3.09	3.03	3.80	<i>na</i>	<i>na</i>	1.60	4.40	3.83	3.73	4.25	3.78	4.08	4.52	4.13	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Sn	4.72	4.59	4.02	7.05	<i>na</i>	<i>na</i>	6.26	7.20	6.69	7.35	7.33	6.45	8.27	8.59	6.92	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Sb	0.45	0.46	0.42	0.59	<i>na</i>	<i>na</i>	0.59	0.67	0.57	0.62	0.60	0.53	0.52	0.66	0.59	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Cs	9.33	9.15	8.74	13.44	<i>na</i>	<i>na</i>	12.06	14.32	14.24	14.08	12.81	11.53	14.80	12.94	12.67	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Ba	456.57	353.36	394.95	70.39	120	158	82.80	110.26	105.14	106.27	109.45	88.88	137.01	134.97	105.20	97.89	100	<i>na</i>
La	22.21	25.40	26.65	38.40	22	<i>na</i>	19.81	33.47	32.82	29.86	34.11	23.89	28.61	35.46	34.10	30.46	28	<i>na</i>
Ce	42.88	47.16	46.79	67.53	<i>na</i>	<i>na</i>	40.16	67.28	65.36	60.43	57.81	43.07	59.95	55.61	56.61	66.90	<i>na</i>	<i>na</i>
Pr	4.81	5.13	5.34	8.11	<i>na</i>	<i>na</i>	4.90	7.44	7.33	6.78	8.00	6.10	7.33	8.77	8.22	7.06	<i>na</i>	<i>na</i>
Nd	16.24	16.66	17.62	26.84	<i>na</i>	<i>na</i>	17.58	26.40	26.40	24.58	25.53	20.06	24.08	28.06	26.29	23.30	<i>na</i>	<i>na</i>
Sm	3.33	3.35	3.41	5.15	<i>na</i>	<i>na</i>	4.11	5.48	5.51	5.21	5.33	4.50	5.36	6.16	5.49	4.67	<i>na</i>	<i>na</i>
Eu	0.44	0.40	0.40	0.14	<i>na</i>	<i>na</i>	0.14	0.25	0.26	0.26	0.13	0.11	0.17	0.18	0.13	0.19	<i>na</i>	<i>na</i>
Tb	0.51	0.50	0.49	0.76	<i>na</i>	<i>na</i>	0.69	0.93	0.92	0.88	0.87	0.79	0.86	1	0.88	1.52	<i>na</i>	<i>na</i>
Gd	2.99	2.91	2.96	4.62	<i>na</i>	<i>na</i>	3.95	5.04	5	4.90	4.48	3.92	4.45	5.15	4.62	4.48	<i>na</i>	<i>na</i>
Dy	3.13	3.07	2.96	4.63	<i>na</i>	<i>na</i>	4.46	5.34	5.39	5.17	5.05	4.67	5.03	5.88	5.03	4.55	<i>na</i>	<i>na</i>
Ho	0.64	0.62	0.62	0.96	<i>na</i>	<i>na</i>	0.93	1.08	1.08	1.05	1.02	0.95	1.01	1.19	1.02	0.88	<i>na</i>	<i>na</i>
Er	1.95	1.92	1.90	2.84	<i>na</i>	<i>na</i>	2.74	3.37	3.46	3.34	3.13	2.96	3.13	3.71	3.13	2.90	<i>na</i>	<i>na</i>
Yb	2.08	1.97	<i>na</i>	3.05	<i>na</i>	<i>na</i>	3.07	3.68	3.70	3.66	3.43	3.29	3.44	3.96	3.43	3.11	<i>na</i>	<i>na</i>
Lu	0.33	0.33	0.34	0.45	<i>na</i>	<i>na</i>	0.45	0.54	0.55	0.54	0.52	0.49	0.51	0.60	0.52	0.51	<i>na</i>	<i>na</i>
Hf	2.64	2.57	3.91	4.06	<i>na</i>	<i>na</i>	2.92	3.76	3.64	3.75	3.54	3.26	3.88	3.95	3.39	4.89	<i>na</i>	<i>na</i>
Ta	1.41	1.36	1.43	2.13	<i>na</i>	<i>na</i>	1.86	2.12	2.07	2.12	2.20	2.04	2.35	2.42	2.10	2.67	<i>na</i>	<i>na</i>
W	2.35	2.85	2.22	2.42	<i>na</i>	<i>na</i>	3.03	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Tl	0.99	0.98	0.79	1.50	<i>na</i>	<i>na</i>	1.24	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>	<i>na</i>
Pb	19.57	17.74	17.88	21.59	<i>na</i>	<i>na</i>	19.70	23.57	23.27	22.78	22.75	21.52	23.49	24.66	22.11	43.53	<i>na</i>	<i>na</i>
Th	15.25	14.74	14.86	21.81	<i>na</i>	<i>na</i>	19.00	23.22	22.76	22.95	23.47	20.95	21.90	25.10	22.78	21.95	<i>na</i>	<i>na</i>
U	4.90	4.78	4.66	7.05	<i>na</i>	<i>na</i>	6.53	8.00	7.72	7.84	7.26	6.79	6.37	7.75	7.03	10.44	<i>na</i>	<i>na</i>
Eu/Eu ^c	0.424	0.396	0.385	0.090	<i>na</i>	<i>na</i>	0.109	0.146	0.150	0.160	0.084	0.083	0.106	0.098	0.080	0.127	<i>na</i>	<i>na</i>
Ce/Ce ^d	0.946	0.925	0															

Tabla 7 (Continuación).

Productos del volcán Guangoche						Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato					
46	41	47	48	32	49		50	51	52	53	54
AZ-1041A	AZ-0906G	POS-1410	AZ-1040C	AZ-1045C	PM-1419	Muestra	Cap-1409	AZF-0881	AZF-0818	AZF-0823	AZ 130
318147	322041	319814	319635	319352	319383	Coord. Este	316202	316231	329713	334568	332765
2179161	2187013	2184107	2184084	2181314	2181352	Coord. Norte	2184095	2183897	2185616	2180997	2197519
FPBC Agua Blanca	Secuencia Piroclástica Ocre				SP	Localidad /	Lava El Capulin		Lava La Cruz		Lava La Calabaza
26.7 ka		49 ka			Multicapas	Estructura			0.71 Ma		0.60 Ma
6, 3	6, 3	2	6, 3	6, 3	2	Edad					
						Referencias	2	1, 3		1, 3	5
Elementos mayores (% en peso)											
76.34	74.99	75.55	74.04	75.63	74.84	SiO ₂	56.16	56.46	58.74	55.08	55.10
0.09	0.12	0.11	0.11	0.08	0.13	TiO ₂	0.92	0.91	0.91	1.72	1.29
12.46	14.35	13.23	15.32	13.39	14.07	Al ₂ O ₃	17.11	17.23	17.22	16.47	17.57
1.42	1.81	1.47	1.75	1.41	1.56	Fe ₂ O ₃	6.71	6.62	6.27	9.10	7.66
0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	MnO	0.11	0.11	0.10	0.13	0.10
0.19	0.18	0.13	0.21	0.20	0.13	MgO	5.64	5.61	4.41	4.05	5.56
0.54	0.55	0.67	0.52	0.53	0.66	CaO	8.81	8.72	6.26	7.39	7.54
3.97	3.51	3.92	3.52	3.90	3.79	Na ₂ O	3.41	3.23	4.03	4.09	3.57
4.96	4.42	4.84	4.49	4.81	4.74	K ₂ O	0.92	0.93	1.83	1.65	1.49
0.01	0.04	0.03	0.00	0.01	0.04	P ₂ O ₅	0.20	0.18	0.23	0.32	0.12
98.7	96.0	97.1	96.6	99.1	96.5	Total	99.4	98.9	98.9	99.5	100.7
1.4	3.9	3.0	3.3	0.9	3.6	PXC	0.4	0.9	1.0	0.4	0.4
1.28	1.63	1.32	1.58	1.27	1.40	FeO _{total} ^a	6.04	5.95	5.64	8.19	6.89
7.96	9.26	8.49	9.93	8.59	9.07	Al ₂ O ₃ ^b					
8.24	7.47	8.29	7.52	8.08	8.10	álcalis + CaO ^b					
20.6	16.2	14.7	19.2	22.3	14.6	Mg#	62.5	62.7	58.2	46.9	59.0
Elementos traza y tierras raras (partes por millón)											
<i>n.a.</i>	66.73	73.79	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	74.52	Li	6.36	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
5.22	5.92	5.77	4.96	5.69	7.20	Be	1.13	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	267.49	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	293.02	P	1917.93	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
1.87	2.30	4.07	2.05	2.60	2.15	Sc	24.99	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
871.12	1166.97	1142.66	1107.25	837.34	1295.69	Ti	9237.18	9103.78	9100.10	17191.11	<i>n.a.</i>
5.88	2.35	5.61	6.34	6.03	6.41	V	198.08	264.28	163.21	210.75	<i>n.a.</i>
99.46	89.95	34.81	97.11	86.05	42.80	Cr	153.65	167.99	99.85	63.33	<i>n.a.</i>
1.09	1.06	1.15	1.27	0.93	1.27	Co	21.71	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
4.02	2.42	0.65	4.26	3.42	0.80	Ni	27.22	35	66	19	<i>n.a.</i>
2.72	3.40	2.60	2.89	2.62	7.73	Cu	16.38	BD	BD	BD	<i>n.a.</i>
33.70	34.06	33.63	39.26	36.99	30.41	Zn	61.05	54.00	62.00	71.00	<i>n.a.</i>
<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	18.48	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	18.03	Ga	19.99	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
230.01	142.93	194.44	234.71	243.15	168.67	Rb	16.04	8	33	32	<i>n.a.</i>
15.91	36.12	19.86	20.89	18.83	16.22	Sr	1508.53	1388	607	443	<i>n.a.</i>
33.31	35.52	35.52	36.69	38.56	32.70	Y	45.21	82.34	18.51	29.93	<i>n.a.</i>
77.17	106.61	75.66	84.25	82.95	76.13	Zr	107.22	79	194	200	<i>n.a.</i>
16.25	19.62	18.02	17.26	17.06	19.44	Nb	3.35	3.64	11.92	14.55	<i>n.a.</i>
4.08	3.89	2.96	3.36	3.98	3.18	Mo	0.79	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
7.07	8.64	7.90	7.61	7.53	9.19	Sn	0.55	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
0.64	0.56	0.56	0.46	0.65	0.51	Sb	0.10	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
13.16	10.73	12.65	17.04	15.55	10.96	Cs	0.36	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
105.45	108.32	103.70	120.15	115.98	88.64	Ba	331.31	339.19	452.47	304.35	<i>n.a.</i>
28.89	32.37	30.62	32.19	32.76	24.19	La	42.96	99.63	19.34	20.05	<i>n.a.</i>
57.35	53.06	57.93	61.12	61.78	44.70	Ce	49.38	65	42.90	39.52	<i>n.a.</i>
6.53	7.93	7.51	7.46	7.69	6.30	Pr	9.01	20.02	5.25	5.43	<i>n.a.</i>
23.57	25.35	25.51	26.98	27.28	22.85	Nd	34.85	75.77	20.04	22.79	<i>n.a.</i>
5.06	5.42	5.50	5.71	5.70	5.16	Sm	6.29	12.73	3.97	5.22	<i>n.a.</i>
0.25	0.16	0.17	0.29	0.30	0.19	Eu	1.79	3.39	1.24	1.58	<i>n.a.</i>
0.89	0.89	0.88	0.98	0.98	0.83	Tb	0.90	<i>n.a.</i>	1.06	1.62	<i>n.a.</i>
4.61	4.52	5.17	5.14	5.12	4.85	Gd	6.27	11.11	3.75	4.91	<i>n.a.</i>
5.04	5.17	5.53	5.60	5.67	5.37	Dy	5.51	10.37	3.04	4.76	<i>n.a.</i>
1.03	1.05	1.09	1.13	1.15	1.05	Ho	1.19	1.98	0.58	0.90	<i>n.a.</i>
3.34	3.30	3.47	3.54	3.72	3.27	Er	3.39	5.73	1.63	2.60	<i>n.a.</i>
3.57	3.67	3.56	3.86	3.96	3.53	Yb	3.04	5.23	1.75	2.60	<i>n.a.</i>
0.53	0.56	0.53	0.56	0.58	0.53	Lu	0.47	0.82	0.27	0.41	<i>n.a.</i>
3.75	4.12	3.41	4.13	4.03	3.74	Hf	2.92	2.72	3.60	4.58	<i>n.a.</i>
2.10	2.49	2.08	2.35	2.24	2.24	Ta	0.22	0.23	0.73	1.09	<i>n.a.</i>
<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	3.46	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	4.24	W	0.88	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	1.30	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	1.18	Tl	0.09	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
22.91	22.60	21.67	22.54	25.14	20.95	Pb	4.12	4.46	9.95	5.28	<i>n.a.</i>
23.10	25.91	21.83	24.55	25.02	21.04	Th	2.14	1.97	3.07	3.64	<i>n.a.</i>
7.86	7.36	7.06	6.83	8.21	6.70	U	0.63	0.76	1.57	1.24	<i>n.a.</i>
0.160	0.101	0.100	0.163	0.169	0.114	Eu/Eu* ^c	0.874	0.873	0.984	0.956	<i>n.a.</i>
0.956	0.794	0.907	0.910	0.904	0.866	Ce/Ce* ^d	0.554	0.318	1.020	0.889	<i>n.a.</i>

Los valores de los elementos mayores están reportados en base anhidra; no obstante, se reporta el total no normalizado.

PxC = Pérdida por Calcificación.

Fe₂O₃^T como Fe total.

^a FeO_{total} = Fe₂O₃ * 0.8998.

^b Porcentaje molar de Al₂O₃, álcalis (Na₂O + K₂O) y CaO, utilizado para determinar el índice de saturación de aluminio en las rocas silíceas.

Mg# = (Mg/(Mg+Fe_{total}²⁺))*100.

^c Anomalía de Eu = Eu_N/√[(Sm_N)*(Gd_N)].

^d Anomalía de Ce = Ce_N/[(2/3*La_N)+(1/3*Nd_N)].

n.a = no analizado; BD = debajo del límite de detección.

La localización de las muestras (# sitio-mapa) se presenta en el mapa de la figura 3.

Los valores sombreados corresponden a las riolitas de bajo Ba.

Referencias: 1 = Macías *et al.* (2008); 2 = este trabajo; 3 = Arce *et al.* (2012); 4 = Dobson y Mahood (1985); 5 = Pradal y Robin (1994); 6 = Rangel (2013); 7 = Silva-Mora (1979).

DCPD = Depósito de Corriente Piroclástica de Densidad; SPJ = San Pedro Jácuaro; FPBC = Flujo piroclástico de bloques y cenizas; SP = Secuencia Piroclástica.

Tabla 8. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb para las rocas del CVLA y volcán Guangoche.

# sitio	Muestra	Unidad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	1 SE(M)	n	ϵNd	1s	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err) [†]	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err) [†]	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(% std err) [†]	n
2	TP-1406	Unidad Basáltica	0.704115	30	4	57	0.512788	19	2	67	2.93	0.37	18.7383	0.016	15.5941	0.017	38.4923	0.017	86
3	Ba-1415		0.703589	36	5	58	0.512841	20	2	64	3.96	0.39	18.6684	0.021	15.5803	0.021	38.3946	0.021	87
6	An-1407	Unidad Andesítica	0.704194	34	4	57	0.512737	14	2	67	1.93	0.27	18.7116	0.014	15.5974	0.016	38.4927	0.014	84
9	ENC-SA	Enclave andesítico	0.704273	33	4	58	0.512751	16	2	68	2.20	0.31	18.7019	0.014	15.5937	0.014	38.4707	0.015	96
9	SA-1405	Unidad Dacítica	0.704191	38	5	57	0.512779	13	2	68	2.75	0.25	18.7073	0.014	15.5911	0.014	38.4716	0.013	85
25	AZ-1186	Unidad Riolítica - rocas del CVLA	0.704202	28	4	57	0.512823	14	2	67	3.61	0.27	18.7114	0.021	15.6109	0.020	38.5157	0.020	100
27	Ros-1413		0.704043	37	5	58	0.512794	18	2	69	3.04	0.35	18.7179	0.017	15.5955	0.018	38.4898	0.021	86
30	Bos-1412		0.704181	37	5	55	0.512785	18	3	67	2.87	0.35	18.7298	0.024	15.6042	0.024	38.5232	0.023	98
32	AZ-1045D	Unidad Riolítica - productos del volcán Guangoche	0.704020	27	4	55	0.512791	13	2	67	2.98	0.25	18.7110	0.023	15.5854	0.025	38.4570	0.025	96
33	AZ-1185		0.704047	34	5	57	0.512797	19	2	67	3.10	0.37	18.7454	0.025	15.6283	0.031	38.5984	0.037	87
34	AZ-1183		0.704199	29	4	56	0.512793	16	2	67	3.02	0.31	18.7244	0.016	15.5983	0.015	38.5053	0.016	88
37	Cuchi-1408		0.704177	39	4	53	0.512790	12	2	68	2.97	0.23	18.7236	0.016	15.5960	0.016	38.4981	0.016	87
39	PB-1414		0.704124	34	4	56	0.512786	16	2	67	2.89	0.31	18.7327	0.017	15.6085	0.019	38.5388	0.020	85
43	AZ-0914		0.704158	32	4	57	0.512787	17	2	64	2.91	0.33	18.7231	0.024	15.5961	0.027	38.4975	0.027	94
46	AZ-1041A		0.704139	32	4	58	0.512786	19	2	60	2.89	0.37	18.7122	0.024	15.5831	0.023	38.4469	0.023	98
47	POS-1410		0.704173	34	4	59	0.512789	14	2	67	2.95	0.27	18.7277	0.015	15.6025	0.017	38.5194	0.020	85
49	PM-1419		0.704162	34	4	57	0.512784	12	1	66	2.85	0.23	18.7295	0.018	15.6040	0.023	38.5246	0.029	72
50	Cap-1409	CVMG	0.703095	37	5	56	sin señal					18.4822	0.017	15.5430	0.019	38.1038	0.020	86	

La localización de las muestras (# sitio) se presenta en el mapa de la figura 3.

* Estos valores se refieren a los errores durante la medición en los últimos uno o dos dígitos y corresponden a una desviación estándar.

1 SE(M) = 1sd/raíz n; n = número de relaciones medidas por corrida.

† Error expresado en una desviación estándar.

Los valores sombreados corresponden a las riolitas de bajo Ba.

CVMG = Campo Volcánico Michoacán Guanajuato.

Tabla 9. Concentraciones de titanio (Ti) y aluminio (Al) en fenocristales de cuarzo de la SPB.

Cuarzos sueltos (Cs)				Cuarzos en pómez (Cp)			
	Ti	Al	^a T °C		Ti	Al	^a T °C
Cs-2	46.7	92.9	742	Cp-1	10.8	15.2	593
	59.8	96.2	772		13.7	23.0	614
	61.9	100.9	776	Cp-2	23.6	24.4	667
Cs-3	21.0	49.2	655	22.4	37.9	661	
	29.4	52.4	689	Cp-3	5.5	17.8	539
Cs-4	33.2	90.0	703	30.9	23.5	695	
	18.3	77.6	641	19.9	32.2	650	
	35.3	81.1	709	Cp-4	13.7	10.3	615
Cs-6	32.4	15.2	700	20.8	16.0	654	
	17.5	4.3	637	Cp-6	18.0	25.9	640
	16.4	27.7	631	30.6	13.0	694	
Cs-7	24.2	18.9	669	Cp-7	7.8	25.3	566
	14.8	18.7	622	17.0	34.0	634	
Cs-8	29.4	27.7	690	Cp-8	11.9	32.3	602
	17.1	18.0	635	6.0	14.6	545	
	21.9	17.4	659	Cp-9	13.2	25.0	611
Cs-9	31.0	100.9	695	27.3	44.9	681	
	27.0	62.9	680	Cp-10	13.4	14.2	612
	29.9	68.7	691	14.4	13.3	619	
Cs-10	26.6	26.0	679	Cp-11	28.9	26.3	688
	19.6	23.3	648	21.2	29.1	656	
Cs-11	15.8	38.3	627	Cp-12	7.0	48.8	557
	21.3	27.9	656	14.6	37.4	620	
	15.6	73.0	626	Cp-13	14.4	35.0	619
Cs-12	8.7	64.9	575	16.2	23.4	630	
	5.2	59.6	534	Cp-14	9.3	20.2	580
Cs-13	26.6	67.2	679	10.8	24.0	593	
	26.6	64.4	679	Cp-15	28.3	16.5	685
	24.5	42.5	670	13.7	19.8	614	
Cs-14	53.3	69.4	758	Cp-16	19.1	22.9	646
	20.7	61.2	654	7.7	27.6	565	
	11.9	56.3	602	Cp-17	16.2	23.2	629
			5.3	17.5	535		
			Cp-18	14.0	28.2	616	
			9.0	11.6	578		

Las concentraciones de Ti y Al están expresadas en partes por millón (ppm).

^a Los valores de temperatura se obtuvieron con el geotermómetro TitaniQ formulado por Wark y Watson (2006).

Los datos sombreados en gris son las mediciones realizadas cerca de las inclusiones vítreas (~100 µm lejos de la inclusión).

Las temperaturas enmarcadas representan aquellas que están por arriba del límite de detección de las mediciones.

Tabla 10. Concentración de H₂O y CO₂, así como composición de elementos mayores de las inclusiones vítreas contenidas en los fenocristales de cuarzo de la SPB. Se incluye también la presión de saturación de volátiles y la profundidad de atrapamiento de la inclusión.**Valores de composición de elementos mayores, H₂O_{total} y CO₂ no corregidos por cristalización posatrapamiento**

Muestra:	Inclusiones vítreas en cuarzos sueltos (Cs-MI)										Inclusiones vítreas en cuarzos de pómez (Cp-MI)																		
	Cs-3	Cs-4	Cs-6	Cs-7	Cs-9b	Cs-10	Cs-11	Cs-12	Cs-13	Cs-14b	Cp-1	Cp-2	Cp-4	Cp-5a	Cp-5b	Cp-6	Cp-7a	Cp-7b	Cp-9a	Cp-9b	Cp-10	Cp-11	Cp-12a	Cp-12b	Cp-13	Cp-14	Cp-15	Cp-16	Cp-17b
Text. ^a	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	f-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	f-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	sf-sb	f-sb	f-sb	f-b	sf-sb	sf-sb	sf-sb	f-sb	f-sb
Abs ₃₂₀₀ ^b	0.0273	0.0348	0.0659	0.0372	0.0157	0.0506	0.0302	0.0189	0.0301	0.0110	0.0295	0.0677	0.0293	0.0236	0.0216	0.0288	0.0272	0.0250	0.0196	0.0188	0.0448	0.0253	0.0149	0.0170	0.0153	0.0280	0.0269	0.0398	0.0240
Abs ₄₃₀₀	0.0105	0.0128	0.0262	0.0158	0.0055	0.0188	0.0118	0.0084	0.0108	0.0071	0.0110	0.0236	0.0166	0.0103	0.0088	0.0111	0.0114	0.0105	0.0099	0.0075	0.0177	0.0092	0.0074	0.0080	0.0073	0.0108	0.0098	0.0157	0.0131
Abs ₂₃₅₀	0.0104	0.0170	0.0141	0.0151	0.0030	0.0287	0.0125	0.0135	0.0294	0.0121	0.0104	0.0290	0.0100	0.0115	0.0171	0.0174	0.0157	0.0060	0.0400	0.0254	0.0103	0.0087	0.0153	0.0076	0.0140	0.0086	0.0132	0.0098	0.0098
Espesor ^c	0.0349	0.0462	0.0788	0.0469	0.0197	0.0620	0.0393	0.0236	0.0388	0.0201	0.0309	0.0807	0.0347	0.0311	0.0300	0.0366	0.0327	0.0293	0.0284	0.0265	0.0531	0.0251	0.0199	0.0180	0.0260	0.0375	0.0382	0.0515	0.0319
SiO ₂ ^d	77.39	77.32 (0.07)	77.17	77.13	77.68	77.56	76.95 (0.22)	76.99	77.02	77.35 (0.75)	77.30	77.69 (0.12)	77.24 (0.48)	77.10 (0.42)	77.50	76.62	77.33	77.61 (0.01)	77.03	77.20	77.05	77.05	77.75 (0.28)	77.31 (0.10)	76.89	77.10	76.57	77.05	76.94
TiO ₂	0	0.142 (0.25)	0.069	0.084	0	0	0.071 (0.02)	0	0.115	0 (0)	0	0.054 (0.02)	0.123 (0.14)	0.083 (0.12)	0	0.263	0.057	0.024 (0.03)	0.148	0.020	0.089	0.111	0 (0)	0.075 (0.00)	0.165	0.010	0.112	0.037	0.097
Al ₂ O ₃	12.53	12.56 (0.21)	12.46	12.92	12.31	12.77	12.65 (0.14)	12.70	12.62	12.53 (0.46)	12.98	12.52 (0.197)	12.61 (0.11)	12.58 (0.45)	12.55	12.23	12.79	12.50 (0.20)	12.39	12.70	12.66	12.77	12.39 (0.05)	12.69 (0.44)	12.60	12.87	12.93	12.58	12.52
FeO	0.87	0.87 (0.11)	0.85	0.82	0.85	0.78	1.02 (0.07)	0.90	0.80	0.90 (0.03)	0.77	0.71 (0.06)	0.85 (0.02)	0.89 (0.06)	0.88	0.87	0.87	0.85 (0.17)	0.93	0.87	0.91	0.84	1.02 (0.13)	0.91 (0.15)	0.89	0.82	0.87	1.00	0.95
MnO	0.011	0.027 (0.026)	0.055	0	0.011	0	0.081 (0.005)	0.081	0	0.049 (0.004)	0.071	0.018 (0.01)	0.024 (0.03)	0 (0)	0.075	0.066	0.055	0.065 (0.01)	0.031	0.051	0	0.041	0.003 (0.004)	0.036 (0.04)	0.036	0.067	0	0.047	0.045
MgO	0.012	0.020 (0.022)	0.014	0	0	0.032	0.044 (0.03)	0.048	0.005	0.044 (0.03)	0	0.024 (0.03)	0.036 (0.002)	0.026 (0.04)	0.039	0.039	0.005	0.038 (0.005)	0	0.047	0.010	0.005	0.011 (0.001)	0.011 (0.02)	0.035	0.021	0.019	0.005	0.013
CaO	0.44	0.43 (0.03)	0.43	0.41	0.43	0.42	0.44 (0.02)	0.44	0.49	0.47 (0.02)	0.43	0.41 (0.05)	0.41 (0.01)	0.44 (0.01)	0.43	0.43	0.43	0.40 (0.03)	0.43	0.45	0.41	0.39	0.39 (0.01)	0.39 (0.02)	0.46	0.42	0.45	0.41	0.45
Na ₂ O	4.27	3.97 (0.30)	4.17	3.89	3.85	3.84	3.95 (0.20)	4.15	4.36	3.92 (0.27)	3.90	3.81 (0.18)	3.93 (0.07)	4.01 (0.02)	3.85	4.78	3.70	3.88 (0.33)	4.33	3.89	4.07	4.08	3.72 (0.06)	3.96 (0.21)	4.20	3.88	4.37	4.32	4.21
K ₂ O	4.49	4.67 (0.13)	4.78	4.75	4.88	4.61	4.80 (0.05)	4.69	4.59	4.74 (0)	4.56	4.76 (0.13)	4.77 (0.12)	4.87 (0.04)	4.68	4.69	4.76	4.63 (0.03)	4.72	4.78	4.81	4.72	4.72 (0.14)	4.62 (0.06)	4.73	4.81	4.68	4.55	4.78
Total	94.14	93.06	92.37	91.79	96.51	92.89	91.64	93.68	93.94	93.30	92.93	92.08	92.66	91.67	92.63	91.72	93.03	92.68	94.20	93.98	92.68	92.94	92.46	92.17	91.63	91.88	93.59	94.63	92.77
n	1	3	1	1	1	1	2	1	1	2	1	2	2	2	1	1	1	2	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1
H ₂ O _m ^e	3.46	3.32	3.72	3.52	3.52	3.62	3.40	3.56	3.42	2.41	4.27	3.72	3.79	3.36	3.18	3.49	3.71	3.80	3.05	3.13	3.76	4.53	3.33	4.26	2.58	3.30	3.10	3.42	3.35
OH ^f	1.27	1.15	1.43	1.48	1.13	1.26	1.27	1.60	1.14	1.76	1.49	1.19	2.46	1.47	1.26	1.29	1.54	1.58	1.63	1.21	1.43	1.53	1.75	2.11	1.26	1.21	1.06	1.30	2.03
H ₂ O _{total} ^e	4.7	4.5	5.1	5.0	4.7	4.9	4.7	5.2	4.6	4.2	5.8	4.9	6.2	4.8	4.4	4.8	5.2	5.4	4.7	4.3	5.2	6.1	5.1	6.4	3.8	4.5	4.2	4.7	5.4
CO ₂ ^g	46.2	57.0	27.7	49.8	23.6	71.7	49.3	88.5	117.3	93.2	52.1	55.6	44.7	57.3	88.4	73.6	74.4	31.7	217.9	148.4	30.1	53.7	119.3	65.5	83.4	35.5	53.5	29.5	47.6

Valores de composición de elementos mayores, H₂O_{total} y CO₂ corregidos por cristalización posatrapamiento

Muestra:	Inclusiones vítreas en cuarzos sueltos (Cs-MI)										Inclusiones vítreas en cuarzos de pómez (Cp-MI)																		
	Cs-3	Cs-4	Cs-6	Cs-7	Cs-9b	Cs-10	Cs-11	Cs-12	Cs-13	Cs-14b	Cp-1	Cp-2	Cp-4	Cp-5a	Cp-5b	Cp-6	Cp-7a	Cp-7b	Cp-9a	Cp-9b	Cp-10	Cp-11	Cp-12a	Cp-12b	Cp-13	Cp-14	Cp-15	Cp-16	Cp-17b
SiO ₂	78.96	78.06	77.17	77.70	78.95	78.04	77.18	78.11	77.30	77.24	77.26	78.98	77.58	77.63	78.35	78.09	77.20	77.51	77.05	79.92	78.86	77.80	77.19	79.56	78.15	0.113	0.038	0.099	
TiO ₂	0	0.143	0.069	0	0.073	0	0.115	0	0	0.123	0.084	0	0.267	0.058	0.024	0.150	0.020	0.089	0.111	0	0.076	0.167	0.112	0.037	0.097				
Al ₂ O ₃	12.79	12.68	12.46	12.79	12.98	12.88	12.64	12.65	12.98	12.61	12.60	12.70	12.39	12.84	12.62	12.56	12.70	12.74	12.77	12.73	12.95	12.75	13.03	12.99	12.72	0.81	0.72	0.82	
FeO	0.71	0.79	0.85	0.76	0.79	0.79	0.79	0.82	0.77	0.85	0.88	0.79	0.78	0.84	0.78	0.82	0.87	0.86	0.84	0.76	0.74	0.80	0.81	0.72	0.82				
MnO	0.009	0.025	0.055	0	0.063	0.071	0	0.045	0.071	0.024	0	0.067	0.059	0.053	0.060	0.028	0.051	0	0.041	0.002	0.029	0.032	0	0.034	0.039				
MgO	0.010	0.019	0.014	0.032	0.034	0.042	0.005	0.040	0	0.036	0.025	0.035	0.035	0.005	0.035	0	0.047	0.010	0.005	0.008	0.009	0.032	0.017	0.004	0.011				
CaO	0.36	0.39	0.43	0.41	0.34	0.39	0.48	0.43	0.43	0.41	0.43	0.39	0.39	0.42	0.37	0.38	0.45	0.38	0.39	0.29	0.32	0.41	0.42	0.29	0.39				
Na ₂ O	3.49	3.63	4.17	3.77	3.06	3.65	4.28	3.58	3.90	3.93	3.94	3.45	4.29	3.57	3.54	3.81	3.89	3.86	4.08	2.77	3.24	3.77	4.06	3.10	3.64				
K ₂ O	3.67	4.27	4.78	4.53	3.72	4.13	4.50	4.33	4.56	4.77	4.78	4.20	4.21	4.59	4.23	4.16	4.78	4.55	4.72	3.51	3.78	4.24	4.35	3.27	4.13				
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
H ₂ O _{total}	4.2	4.2	5.2	4.8	4.0	4.8	4.5	4.0	5.8	6.3	4.8	4.2	4.5	5.1	5.1	4.4	4.3	5.0	6.1	4.3	5.7	3.6	4.0	3.9	4.9				
CO ₂	41.1	54.1	27.7	71.0	42.4	82.3	116.1	88.6	52.1	44.7	56.7	83.1	69.2	72.9	30.1	202.7	148.5	29.2	53.8	100.2	58.3	78.4	51.3	24.2	43.8				
X _{H₂O} ^f	0.96	0.95	0.98	0.94	0.95	0.93	0.90	0.90	0.97	0.98	0.95	0.92	0.94	0.95	0.98	0.83	0.87	0.98	0.97	0.90	0.96	0.90	0.94	0.97	0.97				
X _{CO₂} ^f	0.04	0.06	0.02	0.06	0.05	0.07	0.10	0.10	0.03	0.02	0.05	0.08	0.06	0.05	0.02	0.17	0.13	0.02	0.03	0.10	0.04	0.10	0.06	0.03	0.03				
P ^g	108	112	151	141	100	142	133	104	186	209	137	113	125	157	150	138	129	145	201	119	181	88	100	91	143				
Prof. ^h	4.7	4.9	6.6	6.1	4.4	6.2	5.8	4.5	8.1	9.1	6.0	4.9	5.4	6.8	6.5	6.0	5.6	6.3	8.7	5.2	7.9	3.8	4.3	4.0	6.2				

^a Características texturales de las inclusiones vítreas: sf = sin fracturas; sb = sin burbujas; f = con fracturas; b = con burbujas.

^b Absorbancias a números de onda 5230, 4520 y 2350 cm⁻¹.

^c Espesor de la inclusión (en milímetros) reportada como el promedio de cuatro mediciones.

^d Elementos mayores determinados con la microsonda electrónica. Los valores representan el promedio en porcentaje en peso de *n* análisis y están normalizados al 100%, aunque se reporta el valor del total no-normalizado. La precisión y exactitud de los análisis fue monitoreada midiendo repetidamente el estándar KN-18.

^e Concentraciones de las especies del agua (agua molecular; H₂O_m, e hidroxilo; OH), H₂O total y CO₂ disueltas en las inclusiones vítreas expresadas en porcentaje en peso (% en peso) y en partes por millón (ppm), respectivamente.

^f Las fracciones molares del agua (X_{H₂O}) y del dióxido de carbono (X_{CO₂}), así como la presión de saturación (en MPa) fueron calculadas con el modelo de solubilidad mixto VolatileCalc de Newman y Lowenstern (2002) para fundidos riolíticos, asumiendo una temperatura de 762°C. Este último valor corresponde al promedio de las cuatro temperaturas que están por encima del límite de detección y que fueron obtenidas con el geotermómetro TitaniQ de Wark y Watson (2006).

^g Para el cálculo de la profundidad mínima se utilizó un valor promedio de densidad para la corteza superior de 2,344 kg/m³ (Spera, 2000).

Las muestras sombreadas con gris fueron las que se eliminaron al realizar la corrección posatrapamiento (ver texto para mayor explicación).

Tabla 11. Condiciones y productos de los experimentos de fases saturados en agua.

Experimento	Material ^a	Temperatura (°C)	Presión (MPa)	Duración (hrs)	Fases estables ^b
Gua-01	muestra natural	880	200	166	v, ox
Gua-02	muestra natural	700	100	430	v, sn, bt, qz, ox
Gua-03	Gua-01	800	100	430	v, bt, anf, ox
Gua-04A	Gua-02	700	200	478	v, sn, bt, qz, anf, ox
Gua-04B	Gua-01	700	200	478	v, sn, bt, qz, anf, ox
Gua-05A	Gua-02	700	150	456	v, sn, qz, ox
Gua-05B	Gua-01	700	150	456	v, sn, qz, ox
Gua-06A	Gua-02	750	150	358	v, bt, anf, ox
Gua-06B	Gua-01	750	150	358	v, bt, anf, ox
Gua-07	Gua-01	800	150	456	v, bt, anf, ox
Gua-08	Gua-01	800	200	405	v, bt, anf, ox
Gua-09A	Gua-02	750	200	478	v, ox
Gua-09B	Gua-01	750	200	478	v, ox
Gua-10	Gua-01	750	100	386	v, sn, qz, ox
Gua-11	Gua-01	775	50	449	v, sn, ox
Gua-12	Gua-01	750	50	450	v, sn, ox
Gua-13	Gua-01	775	100	386	v, sn, plg, bt, anf, ox
Gua-14	Gua-01	775	75	338	v, sn, plg, bt, anf, qz, ox

A y B son experimentos inversos. A corresponde a un experimento de fusión, mientras que B corresponde a un experimento de cristalización.

^a El material utilizado para los experimentos incluye polvo obtenido a partir de clastos de pómez blanca de la SPB (muestra natural), así como alícuotas de los experimentos Gua-01 y Gua-02.

^b Solamente se reportan los cristales nuevos y con formas euédricas. Burbujas de agua están presentes en todos los experimentos. v = vidrio; ox = óxidos de Fe-Ti; sn = sanidino; bt = biotita; qz = cuarzo; anf = anfíbol; plg = plagioclasa.

Tabla 12. Coeficientes de partición de los elementos traza para la composición de un granito y un granito peraluminoso.

	Biotita	Feldespato-K	Plagioclasa	Cuarzo	Anfibol	Apatito			Circón			
	Granito peraluminoso			Granito		Granito		Granito peraluminoso	Granito		Granito peraluminoso	
	valor			valor		valor	bajo	alto	valor	valor	bajo	alto
Li	45.4	1.82	0.72									
Be	15.5	3.05	3.13									
Sc	42.4	1.25	1.62									
V	79.5	0.22	0.13									
Cr	42.3	1.15	0.31									
Ni	9.66	0.25	0.17									
Cu		0.32	0.14									
Zn	2.8	0.11	0.07									
Rb	6.98	2.85	0.06	0.016								
Sr	0.01	0.77	1.25			2.1	2.4					
Y	0.1	0.5	0.78					162				71.4
Nb	24.5	0.27	0.04		0.39							
Mo	1.58	1.77	0.2									
Cs	26.8	4.2	0.44									
Ba	0.59	3.77	0.19	0.004								
Zr					0.68							
La	0.06	1.01	4.61	0.018	0.37	8	11.9	456				1.3
Ce	0.05	0.86	3.87	0.014	0.73	29.6		569	0.27	0.32		2.04
Pr	0.07	0.87	4.22					764				2.54
Nd	0.08	0.51	2.56	0.016	1.2	57.1		855	0.26	0.55		3.35
Sm	0.06	0.42	1.45	0.017	2.01	84.8	18.5	38.4	1105	0.87	3.24	3.79
Eu	0.05	2.32	2.99	0.08	1.62	9.22		23.8	0.18	1.57		0.45
Gd	0.1	0.6	2.05					2133				9.21
Tb	0.18	0.92	2.93	0.019				3643				24.8
Dy	0.17	0.77	1.94	0.017	2.68	246	15.9	30.7	3257	25.2	105	38.8
Ho	0.16	0.88	1.8					3146				74.5
Er	0.22	1.14	1.94		2.47	275		4231	81.5	450		165
Tm	0.22	1.12	1.63					3769				282
Yb	0.12	0.64	0.82	0.017	2.1	232		2216	178	890		278
Lu	0.2	0.96	1.32	0.011	1.7	199	7.5	20.4	2981	1230		923
Ta	21.1	0.49	0.13									
Tl	8.6	3.67	0.06									
Pb	0.04	1.46	0.77					0.03				7.5
Th	0.01	0.3	0.11					41				22.1
U	0.26		0.71					43.7				254

Nagasawa (1970)

Watson y Green (1981)

Nash y Crecraft (1985)

Bea et al. (1994)

Klein et al. (1997)

Valores recopilados de la base de datos del *Geochemical Earth Reference Model* (<https://earthref.org/GERM/>).

Tabla 13. Coeficientes de partición de los elementos traza para la composición de una andesita basáltica.

	Plagioclasa				Olivino			Ortopiroxeno			Clinopiroxeno				Anfibol			Ilmenita	Magnetita			
	valor	SD	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	SD	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	valor	bajo	alto	
Cs																						
Rb	0.3	0.3	0	0.6		0.001	0.017		0.01	0.03		0.3	0.6		0.9	0.33	0.07	0.16				
K															0.00134	0.00542						
Ba					0.01				0.01	0.06					0.00162	0.0137						
Sr	1.4	0.4	1	5.28	0.003				0.0034	0.0074		0.12	0.07	0.05	0.19	0.51	0.08	0.35				
Pb						0.0076	0.014	0.29														
Th					0.02	0.022	0.039	0.01									0.5					
U									0.0013	0.023							0.1					
Zr	0.01	0.01	0	0.02	0.12				0.021	0.4		0.4	0.3	0.1	0.7	0.35	0.15	0.35				
Hf																	0.5					
Ti	0.04	0.01	0.03	0.05					0.09	0.26		0.9	0.4	0.5	1.3	3.06						8
Y						0.065	0.17	0.048	0.004	0.081							0.021	0.19	2.7	0.8		
Ta	0.2	0.1	0.1	0.3					0.19	0.54		1	1	0	2	1.47	0.4	1.3	0.0045	0.0039	0.0039	
Nb					1.3			0.27	0.004	0.018					2.1		0.026	0.21	2.3	0.7		
Sc					3.05				1.4	1.9						4.2						
Cr	0.11	0.02	0.09	0.13	0.7				7	23		30	15	15	45	4.2					153	
Ni					22	28	36.4		7.3	11						6.8					29	
Co					11.8	6.28	6.54		3.4	4.5						2					7.4	
V					0.06	0.096	0.34	1	0.5	7.2						1.49					26	24 63
W						0.016	0.054															
Ga																						
P					0.055																	
Zn					1.2												0.4				3.1	
Cu						0.075	0.19		0.16	0.92						0.05					0.15	
La	0.13	0.04	0.09	0.17					0.0019	0.0023		0.11	0.03	0.08	0.14	0.16	0.2	0.5	0.0072	0.0029		
Ce	0.08	0.02	0.06	0.1	0.012	0.0038	0.0083		0.0035	0.0069		0.13	0.04	0.09	0.17	0.3					0.2	
Pr						0.002	0.009		0.0034	0.0059												
Nd	0.14	0.06	0.08	0.2				0.07	0.013	0.027		0.4	0.2	0.2	0.6	0.77		1.2			0.25	
Sm	0.3	0.2	0.1	0.5		0.0065	0.028	0.1	0.063	0.089		0.6	0.3	0.3	0.9	1.18	0.033	2.9	0.0091	0.3		
Eu					0.75	0.0057	0.023		0.025	0.086					1.1	1.2	0.31	1.9				
Gd								0.1	0.069	0.024					1.35			1.72	0.0077	0.3		
Tb						0.008	0.035		0.16	0.32					2.7	1.3		2.5				
Dy	0.3	0.2	0.1	0.5				0.3	0.14	0.4		0.8	0.4		1.9	1.52		2.5			0.3	
Ho									0.3	0.52							0.69	3	0.012	0.0079		
Er	0.4	0.3	0.1	0.7		0.026	0.045		0.24	0.65		0.8	0.5	0.3	1.3	1.44						
Tm																						
Yb	0.4	0.2	0.2	0.6		0.038	0.071		0.39	0.95		1.1	0.6	0.5	1.7	1.03	0.8	2.1			0.25	
Lu					0.11				0.67	1.4					2	1.1	0.5	2.1	0.029	0.023		

Haskin <i>et al.</i> (1966)	Luhr y Carmichael (1980)	Green <i>et al.</i> (1993)
Anderson y Greenland (1969)	Nicholls y Harris (1980)	Dunn y Sen (1994)
Schnetzler y Philpotts (1970)	Dostal <i>et al.</i> (1983)	Ewart y Griffin (1994)
Ewart <i>et al.</i> (1973)	Reid (1983)	Forsythe <i>et al.</i> (1994)
Hart y Brooks (1974)	Green y Pearson (1985)	Sisson (1994)
Ronov y Yaroshevskiy (1976)	Bacon y Drittt (1988)	Esperança <i>et al.</i> (1997)
McKay y Weill (1977)	Villemant (1988)	Gaetani y Grove (1997)
Matsui <i>et al.</i> (1977)	Nielsen <i>et al.</i> (1992)	

Valores recopilados de la base de datos del GERM. Los datos subrayados corresponden al mínimo (bajo) y máximo (alto), tomando en cuenta la desviación estándar (SD) del valor reportado. Los datos en negritas son los que mejor reproducen la composición de las rocas riolíticas del CVLA y son los que se utilizaron para los ejemplos de las Figuras 38a y 39. Los datos enmarcados con un recuadro son los de una andesita y un basalto, y se utilizaron para complementar los coeficientes de partición de algunos elementos en los modelos de AFC.

Tabla 14. Coeficientes de partición de los elementos traza para la composición de una andesita.

	Plagioclasa			Ortopiroxeno			Clinopiroxeno			Magnetita		
	valor	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	bajo	alto
Cs	0.03	0.04	0.31	0.01	0.31	0.45	0.01	0.17	0.64		0.39	0.63
Rb	0.16	0.039	0.0705	0.062	0.0148	0.0287	0.07	0.00031	0.0129			0.15
K		0.0837	0.137					0.00344	0.0185			
Ba	0.56	0.08	0.36	0.13	0.03	0.23	0.11	0.02	0.05		0.12	0.4
Sr	5.28	1.31	1.83	0.13	0.0104	0.0241	0.28	0.00187	0.0648	0.11		
Pb	0.61					0.52			0.87			2.9
Th	0.01	0.004	0.013	0.14	0.04	0.22	0.1	0.04	0.16		0.05	0.42
U												
Zr	0.15			0.13			0.33	0.12	0.41	0.38		
Hf	0.03	0.01	0.02	0.11	0.02	0.22	0.46	0.21	0.34		0.3	0.62
Ti												
Ta	0.03			0.11			0.43					
Y			0.066	0.46			2.4			0.64	0.64	
Nb			1.3			0.78			2.1			
Sc	0.01	0.01	0.03	4.3	2.2	4.7	17	6.9	16		1.7	3.3
Cr	0.01	0.02	0.25	10	21	143	30	43	245		93	340
Ni		0.06	0.61		0.79	24		4.6	9		9.6	19
Co	0.07			12			5.5					
V		0.07	0.47		0.47	2.2		1.1	5.2		8.7	54
W												
Ga	1.5			0.32			0.47			4.1		
P												
Zn	0.17	0.13	0.25	3.39	2.6	4.4	1.5	6.5	12	15.5	5.4	13
Cu	0.37					0.19	0.66					1.6
La	0.18	0.13	0.21	0.26	0.03	0.3	0.28	0.14	0.23		0.22	0.45
Ce	0.12	0.12	0.18	0.31	0.02	0.33	0.47	0.02	0.36		0.12	0.42
Pr												
Nd	0.09	0.08	0.16	0.47	0.05	0.43	0.86	0.44	0.7		0.25	0.55
Sm	0.06	0.07	0.1	0.46	0.06	0.43	1.6	0.78	1.3		0.29	0.55
Eu	0.75	0.36	0.73	0.34	0.07	0.42	1.1	0.72	1.2		0.22	0.42
Gd		0.017	0.066	0.155	0.07	0.875		0.095	1.35			
Tb	0.15	0.05	0.08	0.69	0.15	0.48	2.7	1.1	2		0.37	0.67
Dy		0.03	0.09	0.225	0.21	0.56		1.2	1.9		0.44	0.58
Ho												
Er		0.027	0.041	0.318	0.164	0.932		0.107	1.33			
Tm												
Yb	0.1	0.01	0.02	0.77	0.29	0.56	2	0.93	1.4		0.24	0.47
Lu	0.1	0.05	0.1	0.71	0.31	0.68	2	0.86	1.4		0.32	0.44

Philpotts y Schnetzler (1970)

Schnetzler y Philpotts (1970)

Luhr y Carmichael (1980)

Watson y Ryerson (1986)

Bacon y Druitt (1988)

Ewart y Griffin (1994)

Valores recopilados de la base de datos del *GERM*.

Los datos en negritas son los que mejor reproducen la composición de las rocas riolíticas del CVLA y son los que se utilizaron para el ejemplo de la Figura 38b.

Tabla 15. Coeficientes de partición de los elementos traza para la composición de una dacita.

	Plagioclasa			Ortopiroxeno			Clinopiroxeno		Anfibol			Biotita			Circón			Magnetita	
	valor	bajo	alto	valor	bajo	alto	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	bajo	alto	valor	alto
Cs		0.03	0.78									2.35							
Rb	0.24	0.06	0.46		0.00048	0.0027			0.18	0.0077	0.014	5.27							
K	0.263	0.04	0.09		0.00055	0.0023			24.2	0.065	0.081	5.63							
Ba	1.05	0.11	0.17		0.0025	0.0029			0.28	0.044	0.054	8.67							
Sr	10.7	1.9	2.6		0.0085	0.046			0.49	0.0224	0.094	0.31						0.077	
Pb	1.3								0.53			0.89							0.71
Th		0.032	0.088									0.31							
U																			
Zr	0.55								0.34			0.59						3.9	
Hf		0.07	0.17									2.1			971				
Ti							0.41	0.78	3.66										
Ta		0.027	0.092																
Y	0.51								2.46			0.6							
Nb			2.5							2.5			7.5						
Sc		0.03	0.197		2	4.6	3.5	8.7	35	5.8	6.3	11.3							
Cr		0.06	0.67		0.65	4.3	0.75	3.3	21			19							
Ni	1.5								9.3			23.9							5.2
Co		0.055	0.51		6.1	9.4	2.9	4.9				28.5							
V					0.64	2.3	1.2	2.8	4.92										
W																			
Ga	3.2	1.1	1.7						2.42			4.2						2.8	
P																			
Zn	0.82	0.26	0.5						10.7			16.6						26.6	
Cu	1.5	0.15	0.32		0.45	1.2	0.51	0.87			1.2			1.2				3.8	
La		0.28	0.49						0.26			0.272			1.14				
Ce	0.241	0.164	0.4	0.362	0.082	0.262			0.63	0.429	1.77	0.377		1.17	2.29	7.38			
Pr																			
Nd	0.172	0.061	0.29	0.94	0.113	0.348			1.24	1.03	4.49	0.044		1.38	1.97	6.51			
Sm	0.125	0.05	0.153	1.52	0.133	0.384			2.38	1.61	8.2	0.39		2.03	2.58	6.5			
Eu	2.11	0.75	4.2	1.11	0.093	0.27						0.328		0.85	1.07	5.22			
Gd	0.129	0.11	0.24		0.17	0.276			2			0.082		6.01					
Tb		0.12	0.21									0.393							
Dy	0.086	0.059	0.452	2.63	0.26	0.55			3.08	2.38	14	0.097		44.9	37.8	53.5			
Ho																			
Er	0.084	0.029	0.38	2.25	0.431	0.73			2.34			0.162		107	119	152			
Tm																			
Yb	0.077	0.022	0.302	2.01	0.73	0.99			1.31	1.89	9	0.67		516	242	299			
Lu	0.062	0.022	0.29	1.81	0.76	1.14				1.75	6.3	0.743		689	281	389			
Higuchi y Nagasawa (1969)				Nagasawa y Schnetzler (1971)			Bacon y Druitt (1988)												
Philpotts y Schnetzler (1970)				Ewart <i>et al.</i> (1973)			Ewart y Griffin (1994)												
Schnetzler y Philpotts (1970)				Matsui <i>et al.</i> (1977)			Sisson (1994)												
Nagasawa (1970)				Luhr y Carmichael (1980)															
Dudas <i>et al.</i> (1971)				Fujimaki (1986)															

Valores recopilados de la base de datos del GERM. Los datos en negritas son los que mejor reproducen la composición de las rocas riolíticas del CVLA y son los que se utilizaron para el ejemplo de la Figura 38c.

ANEXO 2

Descripciones petrográficas de algunas
estructuras del CVLA

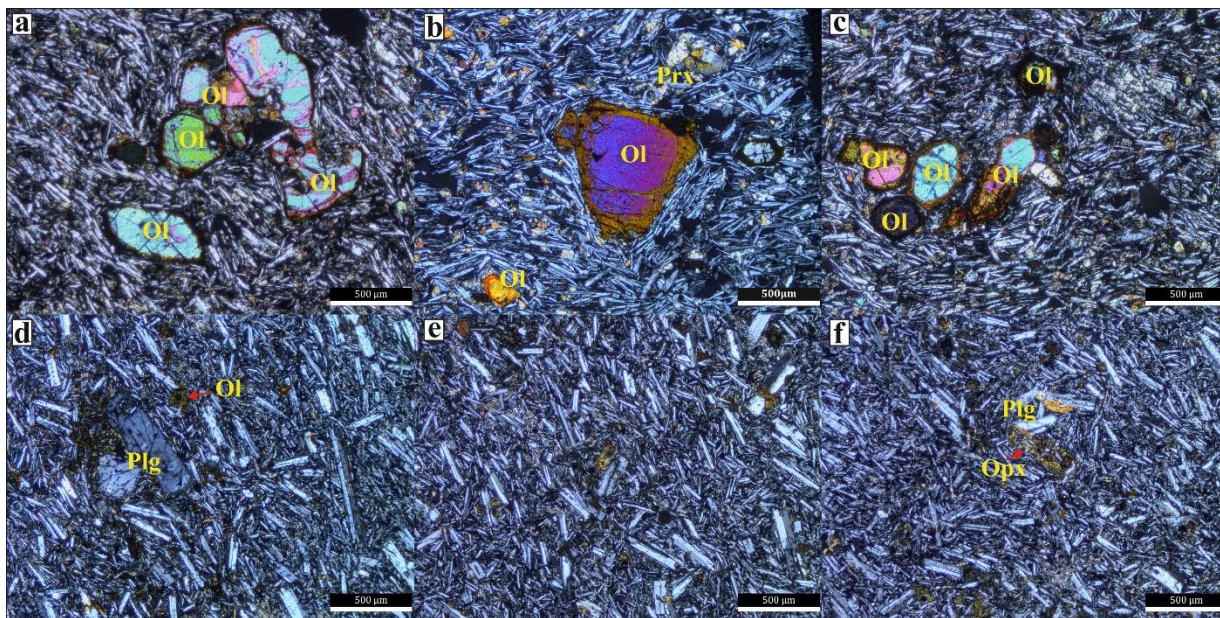
En este anexo se presentan las descripciones petrográficas detalladas de 13 secciones pulidas pertenecientes a muestras de lava de las diferentes unidades que conforman al CVLA. Adicionalmente se incluyen los análisis modales de algunas de las muestras. Para estos últimos, se contabilizaron entre 230 y 1,850 puntos, teniendo en cuenta una distancia entre éstos de 0.5 x 1 mm y de 1 x 1 mm, y en donde se identificaron fenocristales (300 μm), microfenocristales (300-3 μm), matriz (< 3 μm ; microlítica o vítrea) y vesículas. La cantidad de puntos contados, así como la distancia entre éstos, dependió del área con la que se contaba en cada sección pulida y del tamaño de grano predominante en éstas. Asimismo, la desviación estándar ($\pm 2\sigma$) resultante de estos análisis (teniendo en cuenta el número total de puntos contados) se encuentra entre 7 % y 0.1 % (Van der Plas y Tobi, 1965). Los resultados de dichos análisis se muestran en la tabla 16 de este anexo.

Las muestras aquí descritas, fueron utilizadas para la realización de análisis geoquímicos de roca total, por lo que cuentan con concentraciones de elementos mayores, traza e isotópicos de Sr, Nd y Pb (Anexo 1-Tablas 7 y 8).

Unidad Basáltica

De esta unidad se analizaron dos muestras correspondientes a dos flujos de lava. Uno de ellos se encuentra aflorando al sur del domo riolítico “El Chinapo” (**muestra Ba-1415**; afloramiento #2, Figura 3), mientras que el otro se ubica al norte del domo riolítico con morfología de meseta “El Bosque” (**muestra TP-1406**; afloramiento #4, Figura 3). En general, las rocas son inequigranulares, presentan texturas porfídicas y están constituidas por una paragénesis mineral de fenocristales y microfenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno (orto y clinopiroxeno), la cual se encuentra inmersa en una matriz hipocristalina con textura intersticial; en donde los espacios angulosos de las plagioclasas son ocupados por vidrio y cristales de piroxeno, óxidos y olivino (Anexo 2-Figura 1). De manera particular, la muestra Ba-1415 es escasamente vesicular (3.3 % modal) y está compuesta principalmente por fenocristales (310-849 μm) y microfenocristales (100-295 μm) de olivino (2.8 % modal), y en menor medida por microfenocristales (37-268 μm) y pocos fenocristales (473-736 μm) de plagioclasa euhedral (1.2 % modal), ortopiroxeno (0.4 % modal) y clinopiroxeno (0.3 % modal) (Anexo 2-Tabla 16). Los olivinos presentan alteración iddingsítica a lo largo de los bordes y fracturas (Anexo 2-Figura 1a-c), contienen pequeñas inclusiones de óxidos y al igual que los piroxenos, tienen formas subhedrales y anhedrales. Asimismo, comúnmente se agrupan

formando glomero cristales (Anexo 2-Figura 1a y c). Por su parte, la muestra TP-1406 está conformada por 14.5 % modal de microfenocristales (41-298 μm) y fenocristales (303-723 μm) de plagioclasa, así como por 2.7 % modal de microfenocristales (100-182 μm) de minerales ferromagnesianos (piroxenos y olivinos) con formas subhedrales y esqueletales, los cuales en su mayoría se encuentran muy oxidados (Anexo 2-Figura 1d-f). Las plagioclasas generalmente presentan formas euhedrales, aunque hay algunas que muestran reabsorción a lo largo de los bordes (Anexo 2-Figura 1d).

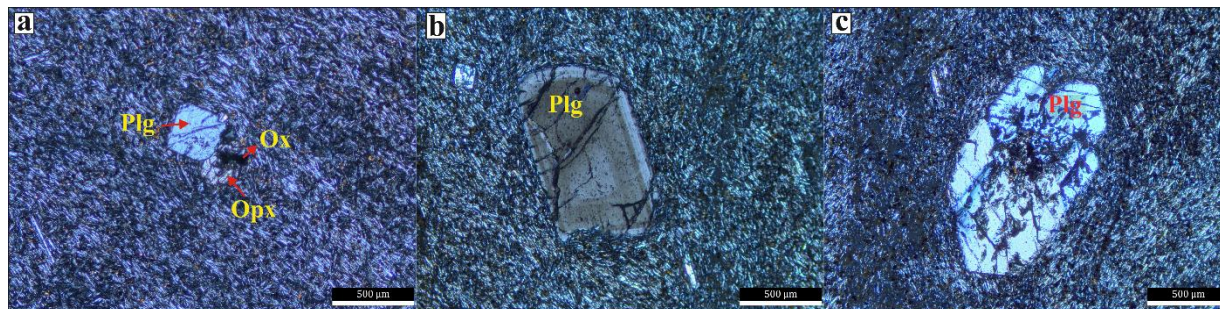


Anexo 2-Figura 1.- Microfotografías en luz polarizada de las muestras Ba-1415 (a-c) y TP-1406 (d-f) pertenecientes a la Unidad Basáltica del CVLA. Ol = olivino; Prx = piroxeno; Plg = plagioclasa; Opx = ortopiroxeno.

Unidad Andesítica

Se analizó para esta unidad una muestra perteneciente a un flujo de lava localizado al este del domo riolítico con morfología de meseta “El Rosario” (muestra **An-1407**; afloramiento #6; Figura 3). Esta roca es hipocristalina y exhibe una textura microlítica con escasos (~ 1 % modal) fenocristales (310-1,380 μm) y microfenocristales (90-260 μm) de plagioclasa y ortopiroxeno (Anexo 2-Figura 2). La matriz se encuentra conformando aproximadamente el 99 % modal de toda la roca y está constituida por vidrio, así como por microlitos de plagioclasa (los cuales a su vez presentan textura traquítica), óxidos y piroxeno (Anexo 2-Figura 2). Las plagioclasas tienen formas euhedrales y subhedrales, algunas muestran zoneamiento (Anexo 2-Figura 2a-b), mientras que otras (generalmente las de mayor tamaño) exponen rasgos de desequilibrio

tales como bordes y centros reabsorbidos (Anexo 2-Figura 2c). También es posible apreciar algunos glomerocristales de dicho mineral. Los ortopiroxenos muestran formas subhedrales y euhedrales, tienen inclusiones de óxidos y se encuentran de forma independiente en la matriz o compartiendo bordes con cristales de plagioclasa (Anexo 2-Figura 2a).



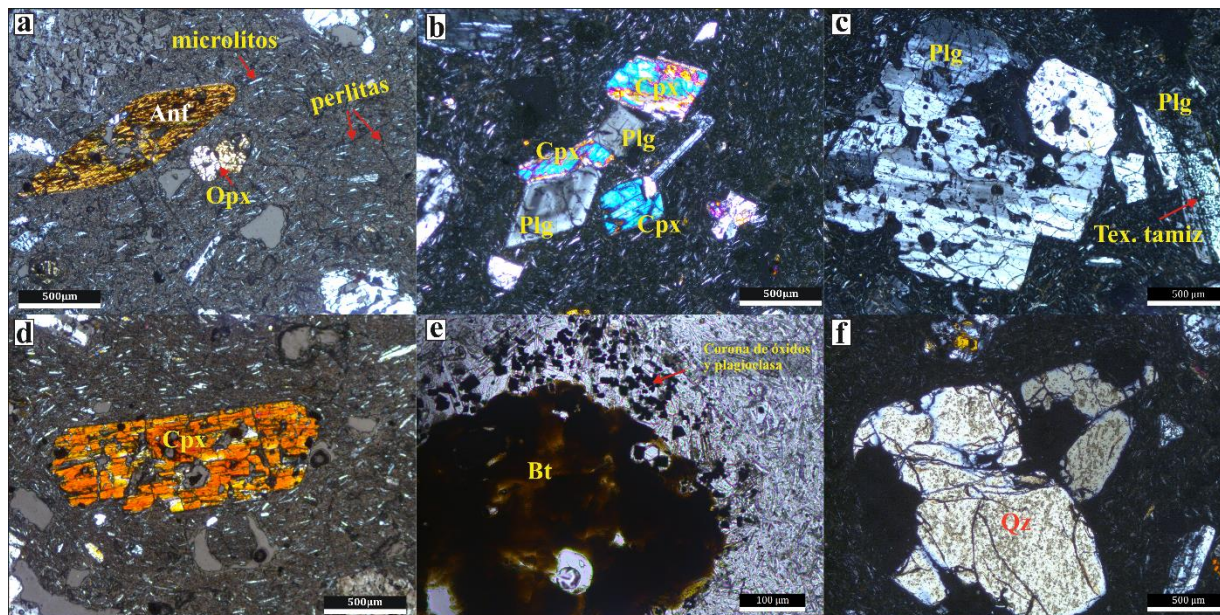
Anexo 2-Figura 2.- Microfotografías en luz polarizada de la muestra An-1407 perteneciente a la Unidad Andesítica del CVLA. Plg = plagioclasa; Opx = ortopiroxeno; Ox = óxidos.

Unidad Dacítica

Se analizaron tres secciones pulidas de un flujo de lava proveniente del volcán San Andrés (muestra **SA-1405**; afloramiento #9; Figura 3), cuya distribución se extiende hacia el sur. Esta lava es hipocristalina y posee una textura porfídica constituida por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita, óxidos de Fe-Ti y cantidades traza de cuarzo y circón (Anexo 2-Figura 3). Todos estos minerales se encuentran inmersos en una matriz conformada por vidrio perlitizado y microlitos de plagioclasa tabular, euhedral y con textura pilotaxítica (Anexo 2-Figura 3a).

La plagioclasa está representada por dos poblaciones, la primera son microfenocristales (120-266 µm) y fenocristales (<~1 mm) con formas euhedrales y zoneamiento (Anexo 2-Figura 3b), mientras que la segunda se compone de grandes fenocristales (con tamaños de hasta ~4 mm) con formas subhedrales y rasgos de desequilibrio químico, presentando disolución y textura de tamiz (Anexo 2-Figura 3c). El piroxeno se encuentra de manera abundante como microfenocristal (84-291 µm) de ortopiroxeno (Anexo 2-Figura 3a), aunque también es posible encontrarlo como fenocristal (300-1,680 µm) de clinopiroxeno (Anexo 2-Figura 3b y d); ambos presentan formas euhedrales y subhedrales, y en ocasiones se agrupan entre ellos o con algunos cristales de plagioclasa para formar glomerocristales. Pocos clinopiroxenos se observan con bordes y centros disueltos (Anexo 2-Figura 3d). La biotita y el anfíbol están presentes como fenocristales (309-1,479 µm) y escasamente como microfenocristales (66-297 µm); ambos mostrando formas subhedrales y euhedrales. Algunas biotitas contienen inclusiones de óxidos,

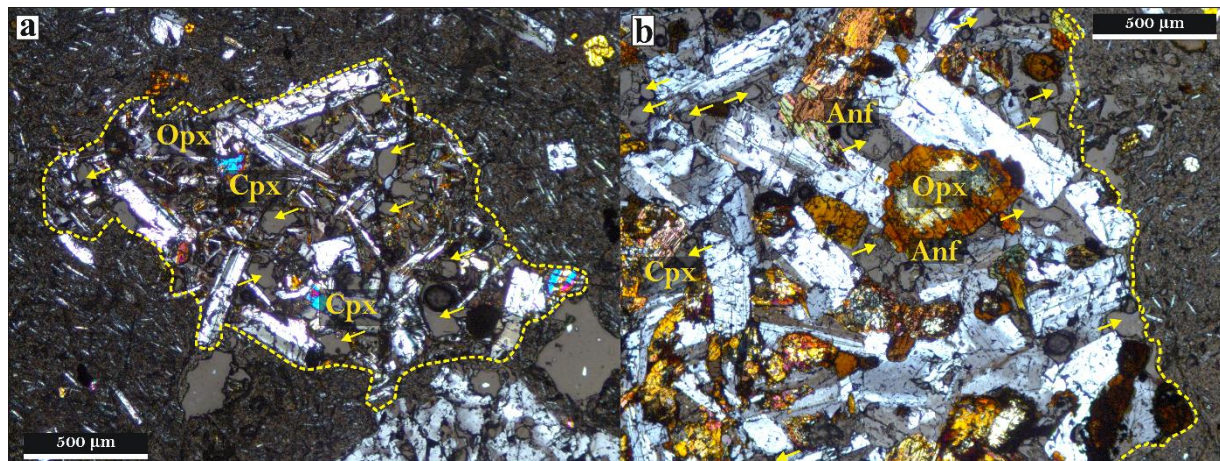
mientras que otras se observan parcialmente oxidadas o con coronas de óxidos y plagioclasa (Anexo 2-Figura 3e). Los cuarzos son escasos en las muestras del volcán San Andrés. Se encuentran como fenocristales (~ 2 mm) con formas anhedrales y golfos de corrosión (Anexo 2-Figura 3f).



Anexo 2-Figura 3.- Microfotografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas de la Unidad Dacítica (muestra SA-1405) del CVLA. Anf = anfíbol; Opx = ortopiroxeno; Cpx = clinopiroxeno; Plg = plagioclasa; Bt = biotita; Qz = cuarzo. La microfotografía (e) está tomada en luz paralela, mientras que las demás se tomaron con luz polarizada.

Dentro de las lavas del volcán San Andrés, se encuentran abundantes enclaves magmáticos, los cuales oscilan en tamaños de entre 3.7 cm a 0.8 mm de longitud. En general, tienen formas ovaladas y presentan contactos irregulares con la roca encajonante (Anexo 2-Figura 4). Asimismo, se distinguen dos tipos de enclaves con base en su textura y mineralogía, definiéndose como enclaves porfídicos y equigranulares. Los enclaves porfídicos consisten de fenocristales (555-310 μm) y microfenocristales (<270 μm) euhedrales y subhedrales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno (Anexo 2-Figura 4a). Por su parte, los enclaves equigranulares son de grano fino (<1 mm), tienen una textura panidiomórfica y están constituidos por fenocristales subhedrales de plagioclasa (45.4 % modal), anfíbol (13.7 % modal), ortopiroxeno (3.1 % modal), óxidos de Fe-Ti (1.8 % modal) y clinopiroxeno (1.3 % modal) (Anexo 2-Tabla 16). Los cristales de plagioclasa tienen zoneamiento. Mientras que en los bordes de los cristales de ortopiroxeno, al parecer hay sobrecrecimiento de cristales de anfíbol (Anexo 2-Figura 4b). Por su parte, los óxidos de Fe-Ti se encuentran de forma aislada en la

matriz y como inclusiones en los anfíboles. Cabe mencionar, que ambos enclaves presentan vidrio vesicular intersticial y vesículas con formas redondeadas y ovaladas (Anexo 2-Figura 4).



Anexo 2-Figura 4.- Microfotografías en luz polarizada de los enclaves magmáticos encontrados dentro de las lavas dacíticas del volcán San Andrés, los cuales presentan texturas porfídicas (a) y equigranulares (b). Nótese el contacto irregular que estos presentan con la roca encajonante (línea punteada); así como la presencia de vidrio vesicular intersticial. Las vesículas están señaladas con flechas. Opx = ortopiroxeno; Cpx = clinopiroxeno; Anf = anfíbol.

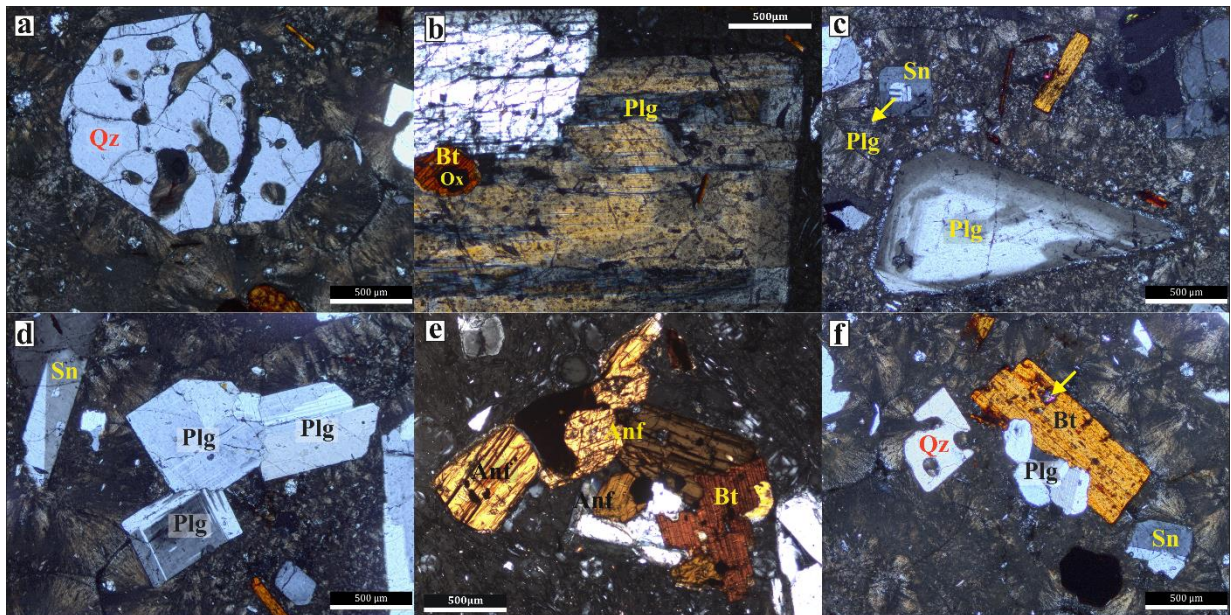
Unidad Riolítica

Riolitas de alto Ba

Como muestras representativas de estas rocas, se analizaron dos lavas; una de ellas perteneciente al domo con morfología de meseta “El Rosario” (muestra **Ros-1413**; afloramiento #27; Figura 3) y la otra correspondiente al borde del cráter con forma de herradura del volcán Guangoche (muestra **AZ-1185**; afloramiento #33; Figura 3). En general, las rocas tienen texturas vitrofíricas y están constituidas por entre 25.8 y 20.5 % modal de fenocristales y microfenocristales de cuarzo (7.9-5.8 % modal), sanidino (7.3-5.8 % modal), plagioclasa (6.7-4.9 % modal), biotita (3.5-2.1 % modal), anfíbol (1.6-0.2 % modal), óxidos de Fe-Ti (0.3 % modal) y circón (Anexo 2-Figura 5; Tabla 16). Dichos cristales se encuentran inmersos en una matriz vítrea y vesicular. Aunque hay que destacar que en la muestra del borde del cráter en herradura, el vidrio se encuentra totalmente desvitrificado, por lo que en la matriz dominan texturas esferulíticas y perlíticas (Anexo 2-Figura 5).

El cuarzo está presente como fenocristal (con tamaños de hasta 1.5 mm de longitud) con formas subhedrales y anhedrales; tiene golfos de corrosión (Anexo 2-Figura 5a) e inclusiones de vidrio, biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Los minerales feldespáticos (sanidino y plagioclasa) exhiben formas subhedrales y euhedrales, forman glomerocristales y oscilan en tamaños que

van de 170 μm a ~ 2 mm (Anexo 2-Figura 5b-d). La mayoría de los cristales de plagioclasa presentan zoneamiento y contienen inclusiones de anfíbol, biotita y circón (Anexo 2-Figura 5b, c). Los sanidinos muestran bordes de reabsorción, asimismo contienen inclusiones de plagioclasa (Anexo 2-Figura 5c, d). Por su parte, los minerales ferromagnesianos representados por cristales de biotita y anfíbol, están presentes con formas subhedrales y euhedrales, tienen tamaños que van de 230 μm a 1.2 mm, recurrentemente forman glomero-cristales entre ellos (Anexo 2-Figura 5 e) y en ocasiones se observan parcialmente oxidados. En particular, la biotita contiene inclusiones de óxidos de Fe-Ti y de circón, y comparte bordes con cristales de plagioclasa y cuarzo (Anexo 2-Figura 5b, f). Como mineral accesorio se observaron algunos microfenocristales (<150 μm) de circón con formas euhedrales (Anexo 2-Figura 5f) y con inclusiones de apatito y óxidos.



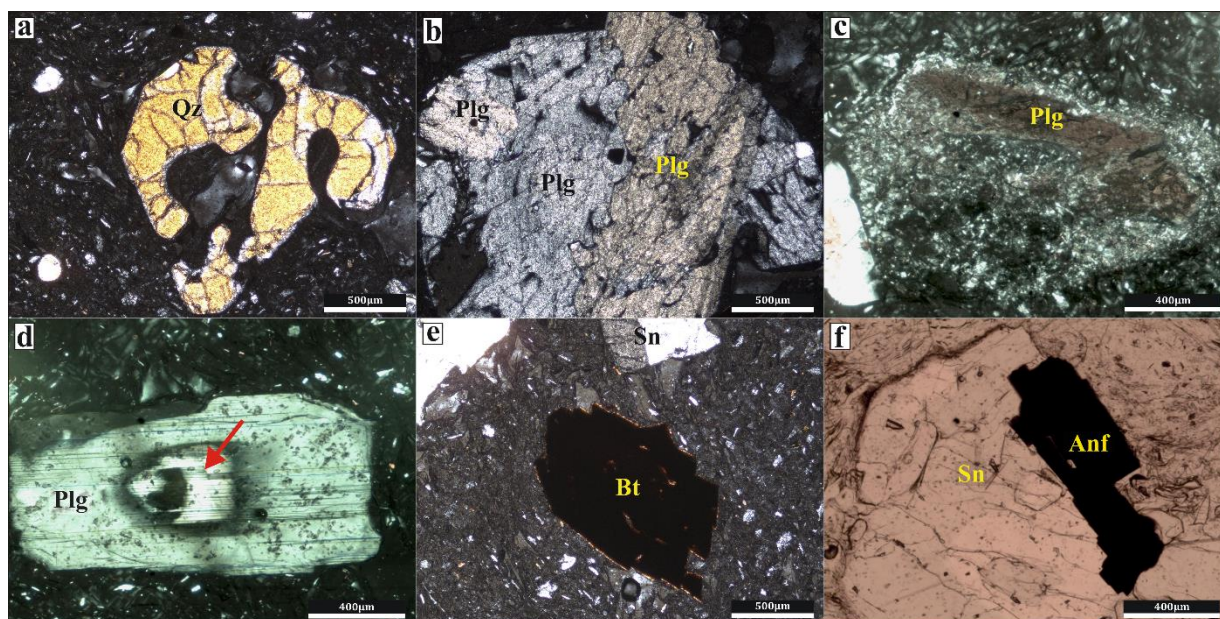
Anexo 2-Figura 5.- Microfotografías en luz polarizada de las muestras Ros-1413 (a, c, d, f) y AZ-1185 (b, e) pertenecientes a la Unidad Riolítica de alto Ba del CVLA. Qz = cuarzo; Plg = plagioclasa; Bt = biotita; Ox = óxidos de Fe-Ti, Sn = sanidino; Anf = anfíbol. La flecha en la microfotografía (f) señala a un cristal de circón como inclusión en un cristal de biotita.

Riolitas de bajo Ba

Para la caracterización petrográfica de las riolitas de bajo Ba, además de los fragmentos juveniles de la SPB, se analizaron muestras de lavas del domo del volcán Guangoche (muestra **AZ-1183**; afloramiento #34; Figura 3) y del domo con morfología de meseta “El Bosque” (muestra **Bos-1412**; afloramiento #30; Figura 3). A grandes rasgos, las rocas muestran texturas vitrofíricas con una paragénesis mineral compuesta por fenocristales y

microfenocristales de cuarzo (8.1 % modal), sanidino (5.6 % modal), plagioclasa (5.3 % modal), biotita (0.9 % modal), óxidos de Fe-Ti (0.2 % modal), anfíbol (0.06 % modal) y circón; la cual está inmersa en una matriz vítrea, vesicular (Anexo 2-Figura 6; Tabla 16).

El cuarzo se presenta como fenocristal con formas anhedrales (principalmente) y subhedrales, tiene golfos de corrosión (Anexo 2-Figura 6a) y algunos cristales se observan con bordes de disolución. La plagioclasa y el sanidino son fenocristales subhedrales. La mayoría de las plagioclasas presentan zoneamiento, asimismo se agrupan para formar glomerocristales con otros minerales o con ellas mismas (Anexo 2-Figura 6b). Algunas están parcialmente disueltas (Anexo 2-Figura 6c), mientras que otras ocurren como núcleos con bordes anhedrales en unas plagioclasas (Anexo 2-Figura 6c, d). Los cristales de biotita y anfíbol están representados por fenocristales y microfenocristales con formas subhedrales y euhedrales; en donde la mayoría de estos están reemplazados casi en su totalidad por óxidos (Anexo 2-Figura 6e, f). El circón se encuentra como microfenocristal euhedral y subhedral de forma independiente en la matriz y con inclusiones de óxidos de Fe-Ti.



Anexo 2-Figura 6.- Microfotografías en luz polarizada (a-e) y luz paralela (f) de las muestras AZ-1183 y Bos-1412, pertenecientes a la Unidad Riolítica de bajo Ba. Qz = cuarzo; Plg = plagioclasa; Bt = biotita; Sn = sanidino; Anf = anfíbol. c) Fenocristal de plagioclasa disuelto casi en su totalidad. La flecha en la microfotografía (d) señala al cristal relicto de plagioclasa.

Anexo 2-Tabla 16. Porcentajes modales para algunas de las muestras de las unidades del CVLA.

	Unidad Basáltica				Enclave		Unidad Riolítica					
	Ba-1415 $\pm 2 \sigma$		TP-1406 $\pm 2 \sigma$		Enc-SA $\pm 2 \sigma$		Riolitas alto Ba				Riolitas bajo Ba	
	Ba-1415	$\pm 2 \sigma$	TP-1406	$\pm 2 \sigma$	Enc-SA	$\pm 2 \sigma$	Ros-1413	$\pm 2 \sigma$	AZ-1185	$\pm 2 \sigma$	AZ-1183	$\pm 2 \sigma$
Matriz	92.0	1.2	82.8	4	20.7	6	58.8	2.8	73.1	3.5	54.6	3.5
Vesículas	3.3	0.8			14.1	6	20.7	2.5	1.1	1	25.3	0.6
Olivino	2.8	0.7										
Clinopiroxeno	0.3	0.1			1.3	0.5						
Ortopiroxeno	0.4	0.1			3.1	1						
Plagioclasa	1.2	0.3	14.5	3.5	45.4	7	4.9	1.1	6.7	1.5	5.3	1.8
Min. Ferromag.			2.7	1								
Anfibol					13.7	5	1.6	0.3	0.2	0.5	0.06	0.1
Biotita							2.1	0.5	0.3	1	0.9	1.2
Óxidos Fe-Ti					1.8	0.7	0.3	0.1		1.5	0.2	0.1
Sanidino							5.8	1.2	7.3	1.5	5.6	1.8
Cuarzo							5.8	1.2	7.9	1.5	8.1	2

Min. Ferromag. = minerales ferromagnesiados no diferenciados.

ANEXO 3

Fuentes involucradas en la
petrogénesis de los magmas del CVLA

En un ambiente tectónico convergente, específicamente aquel en donde una placa oceánica subduce por debajo de una placa continental, el magma se genera por la contribución de los componentes de la subducción hacia la cuña del manto. Estos componentes (fundidos parciales y fluidos acuosos) suelen provenir de la corteza oceánica y/o de su cubierta sedimentaria, y actúan bajando la temperatura del *solidus* de las peridotitas del manto, promoviendo su fusión parcial (Wilson, 1989; Gill, 2010). Una vez formados los magmas en la cuña del manto, éstos pueden llegar a emplazarse a diferentes niveles en la corteza inferior, creando una zona caliente en donde operan tanto procesos de cristalización fraccionada parcial de los magmas emplazados, como de fusión parcial de las rocas corticales adyacentes (Annen *et al.*, 2006). Los magmas originados a partir de los procesos antes mencionados, pueden ser expulsados a la superficie, en donde es probable que asimilen rocas de la corteza superior, o pueden estacionarse y almacenarse en niveles someros en la corteza, pudiendo sufrir procesos de diferenciación magmática como cristalización fraccionada, asimilación cortical o una combinación de ambos procesos (Wilson, 1989).

Cada uno de los componentes de la subducción, fuentes (manto superior, corteza inferior y superior) y procesos de diferenciación anteriores, producen y/o heredan firmas geoquímicas e isotópicas distintivas a los magmas que son expulsados a la superficie terrestre. Con el fin de conocer las fuentes que pudieron intervenir en la petrogénesis de los magmas del CVLA y volcán Guangoche, y que son las que se utilizaron para realizar el análisis de los resultados isotópicos (Capítulo 4), así como para la construcción de los modelos petrogenéticos (Capítulo 6), a continuación se describen de forma general cada una de ellas. Además de que se incluye una tabla con sus composiciones químicas (de elementos traza y/o tierras raras) e isotópicas (Anexo 3-Tabla 17). La información presentada en los párrafos siguientes se basa en la literatura existente hasta la fecha, de las fuentes que se encuentran cerca o relativamente cerca del área de estudio.

MANTO SUPERIOR

Muestras de un manto superior fértil a ligeramente empobrecido y no metasomatizado, fueron encontradas como xenolitos en los productos emitidos por los maares Joya Honda, La Joyuela, Laguna de Palau (correspondientes al grupo La Ventura), Joya Santo Domingo, Joya Prieta y Joya de las Contreras (incluidos dentro del grupo Santo Domingo) que se ubican en la región del tras arco de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), en el Campo Volcánico de

San Luis Potosí a aproximadamente 300 - 390 km al norte del volcán Guangoche (Anexo 3-Figura 7). Estos xenolitos corresponden a rocas ultramáficas y presentan una composición de lertzolitas de espinela, piroxenitas de hornblenda y webteritas-piroxenitas de espinela (Heinrich y Besch, 1992, Schaaf *et al.*, 1994).

CORTEZA CONTINENTAL

La estructura de la corteza continental a lo largo de la FVTM, ha sido definida gracias a los diversos estudios gravimétricos y sísmicos que se han realizado en las últimas tres décadas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005 y referencias ahí citadas). En estos se interpreta que la corteza presenta un espesor variable que va de ~20-25 km cerca de las costas del Pacífico y Golfo de México, hasta ~50 km al interior del continente, en las cercanías de las cuencas de México y Toluca (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En el área del CVLA, la corteza continental cuenta con un espesor de ~35 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996).

Con respecto a su naturaleza, ésta se ha deducido gracias a los escasos xenolitos que se han encontrado en diferentes localidades a lo largo del arco mexicano y por los numerosos afloramientos correspondientes a los diferentes terrenos tectonoestratigráficos y rocas volcánicas del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano que forman parte de su basamento.

Corteza inferior

El área de estudio se localiza en el sector central de la FVTM (Figura 2), aquí la naturaleza de la corteza inferior se ha determinado con ayuda de los xenolitos encontrados en los productos de los maares del Campo Volcánico Valle de Santiago en Guanajuato (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014), a aproximadamente 90 km al noroeste del volcán Guangoche (Anexo 3-Figura 7). De acuerdo con lo propuesto por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014), la sucesión de la corteza inferior desde el contacto con el Moho (a ~35 km de profundidad), está constituida por ~5 km de rocas máficas pre mesozoicas (?) con intrusiones de gabros granulitizados, las cuales están sobreyacidas por ~7.5 km de metasedimentos en facies de anfibolita a granulita del Triásico-Jurásico pertenecientes al abanico Potosino, que contienen intrusiones de plutones recristalizados en facies de granulita del Cretácico Tardío. Finalmente, la parte superior (con ~7.5 km de espesor) está constituida por la base del terreno Guerrero (sucesión de metasedimentos en facies de anfibolita) e intrusiones gabroicas de posible

edad Cenozoica. Los xenolitos encontrados en los maares de Valle de Santiago pertenecen a las intrusiones (antes mencionadas) de los distintos niveles de la corteza inferior. Sin embargo, los datos reportados en este trabajo para la corteza inferior (Anexo 3-Tabla 17), corresponden a los plutones gabroicos granulitizados ubicados entre ~35 y 25 km de profundidad y que fueron encontrados dentro del maar Rincón de Parangueo (Anexo 3-Figura 7) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014).

Corteza superior

Como consecuencia de la posición oblicua que caracteriza a la FVTM con respecto a la Trinchera Mesoamericana y a las estructuras tectónicas dominantes de México, que tienen una orientación principal NO-SE, el basamento del arco mexicano está constituido por al menos cuatro terrenos tectonoestratigráficos representados por los terrenos Maya, Zapoteco, Mixteco y Guerrero (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) (Anexo 3-Figura 7). En específico, el basamento que subyace al área de estudio está constituido por el terreno Guerrero de edad Mesozoica y por rocas ígneas del Cretácico Tardío-Paleógeno (Anexo 3-Figura 7) al Mioceno Medio que sobreyacen o intrusionan a dicho terreno.

Terreno Guerrero

El terreno Guerrero está representado por una sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas marinas-continentales con afinidad de arco, que tienen un rango de edad que va del Jurásico Tardío (Titoniano) al Cretácico Tardío (Cenomaniano), así como por rocas metamórficas del Triásico. Asimismo, para su estudio, se ha dividido en cinco subterrenos: Tahue, Guanajuato, Arcelia, Teloloapan y Huetamo-Zihuatanejo (Centeno-García *et al.*, 2008) (Anexo 3-Figura 7). En esta sección solo se describirán los aspectos más importantes del último subterreno, por ser el que probablemente se encuentre subyaciendo al área de estudio (Anexo 3-Figura 7).

El subterreno Huetamo-Zihuatanejo tiene un rango de edad que va del Berriasiano al Cenomaniano (entre 145.5 y 93.5 Ma) e incluye rocas volcanoclasticas y volcánicas de composición basáltica, andesítica y riolítica, que están intercaladas con calizas, evaporitas y algunas capas rojas. Toda esta sucesión descansa discordantemente sobre rocas Triásicas del Complejo Arteaga (Grajales y López, 1984; Centeno-García *et al.*, 1993; 2008). Este último presenta una textura de bloques en matriz y está compuesto por bloques de lavas almohadilladas basálticas, pedernal, caliza, diabasas y gabros bandeados, inmersos en una

matriz caracterizada por una sucesión de areniscas y lutitas (turbiditas) ricas en cuarzo (Centeno-García *et al.*, 2008 y *referencias ahí citadas*) (Formación Varales, Centeno-García *et al.*, 1993). Las rocas de este complejo están afectadas por pliegues y zonas de cizalla, que en algunas partes presentan metamorfismo en facies de esquisto verde y anfibolita (Centeno-García *et al.*, 1993; 2008). Cerca del área de estudio, a aproximadamente 20 km al suroeste del volcán Guangoche, el Complejo Arteaga se correlaciona con las rocas que se encuentran formando parte del núcleo del anticlinal Tzitzio que tiene un eje con orientación NNO-SSE (Flysch Patámbaro; ver Capítulo 2-sección 2.2.1).

Rocas intrusivas asociadas con la subducción en el margen del Pacífico

Durante el Cretácico Temprano al Mioceno Medio, la margen continental oeste de México estuvo dominada por la subducción de la placa oceánica de Farallón por debajo de la placa continental Norteamericana. La actividad magmática relacionada con dicho margen convergente dio lugar a la formación de abundantes cuerpos intrusivos (actualmente exhumados en la parte occidental de México), secuencias de lavas de composición basáltica a riolítica y numerosos centros silícicos que emitieron voluminosos depósitos ignimbríticos (Ferrari *et al.*, 2007; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Mori *et al.*, 2011).

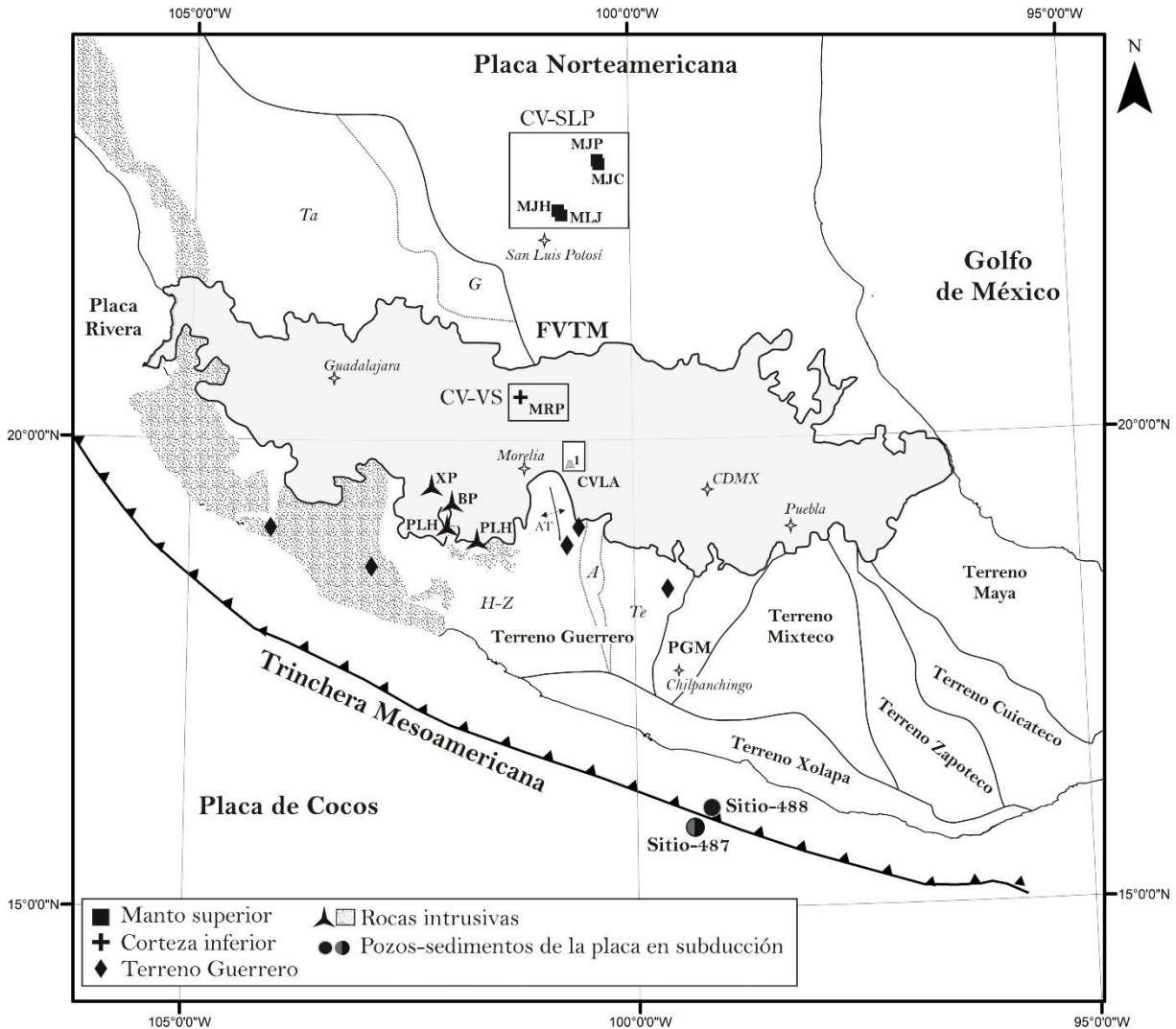
Las rocas intrusivas con edades que van del Cretácico Tardío al Eoceno, están constituidas por granitos, granodioritas y cuarzomonzonitas, que se encuentran encajonadas en las rocas del Terreno Guerrero (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2009). A estas rocas se encuentran relacionados los plutones de la Huacana, San Jerónimo-Guayameo y Montecillos (Oligoceno-Eoceno), así como los xenolitos encontrados dentro de las rocas emitidas por los volcanes Parícutin, Jorullo y Arocútin (Wilcox, 1954; Luhr y Carmichael, 1985; McBirney *et al.*, 1987; Corona-Chávez *et al.*, 2006; Martini *et al.*, 2009; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014) (Anexo 3-Figura 7, Tabla 17).

LA PLACA OCEÁNICA EN SUBDUCCIÓN Y SUS SEDIMENTOS

La placa oceánica de Cocos que subduce por debajo de la placa continental Norteamericana, está conformada por basaltos de tipo MORB del Mioceno, que presentan una moderada alteración hidrotermal y los cuales están cubiertos por sedimentos oceánicos profundos (pelágicos) y clásticos derivados del continente (hemipelágicos) (Verma, 2000b). Dichos sedimentos fueron estudiados durante un proyecto de perforación (*Deep Sea Drilling Project*) en

los años 80's, en donde se realizaron seis pozos en un transecto que va desde las costas de Guerrero hasta la Trinchera Mesoamericana (Moore *et al.*, 1982; Watkins *et al.*, 1982; Verma, 2000b; LaGatta, 2003). Uno de los pozos (sitio 487) localizado aproximadamente a 16° de latitud norte y 100° de longitud oeste, cortó por completo a la columna sedimentaria, mientras que otro de los pozos (sitio 488) realizado sobre la trinchera (Anexo 3-Figura 7), cortó solamente una parte de ésta.

En general, la columna sedimentaria está representada por 70 m de arcillas pelágicas del Mioceno superior-Plioceno en la base y por 100 m de limos fangosos hemipelágicos de edad cuaternaria en la cima (Leggett, 1982; Watkins *et al.*, 1982; Plank y Langmuir, 1998). La unidad pelágica se encuentra enriquecida en Fe y Mn de probable origen hidrotermal, asimismo presenta elevadas concentraciones de Ba, Sr y REE, así como una anomalía negativa pronunciada en Ce (Leggett, 1982; LaGatta, 2003). Por su parte, la unidad hemipelágica está constituida principalmente por minerales de cuarzo, feldespato y mica que provienen de la erosión de las rocas cristalinas que se encuentran en el margen continental mexicano, por lo que tiene un origen terrígeno (Plank y Langmuir, 1998). Geoquímicamente hablando, estos sedimentos están enriquecidos en elementos LILE y no presentan anomalía de Ce (LaGatta, 2003).



Anexo 3-Figura 7.- Mapa del centro de México que muestra la localización de las muestras de las posibles fuentes que se utilizaron para los análisis isotópicos y para los modelos petrogenéticos. También se muestra la distribución de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), de los terrenos tectonoestratigráficos y de forma burda la de los plutones del Cretácico Tardío – Eoceno. Asimismo, se presenta la subdivisión del Terreno Guerrero en los subterrenos: Tahue = Ta; G = Guanajuato, H-Z = Huetamo-Zihuatanejo; A = Arcelia; Te = Teloloapan; así como la localización del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) y el volcán Guangoche (1). CV-SLP = Campo Volcánico de San Luis Potosí; MJP = Maar Joya Prieta; MJC = Maar Joya de las Contreras; MJH = Maar Joya Honda; MLJ = Maar La Joyuela; CV-VS = Campo Volcánico Valle de Santiago; MRP = Maar Rincón de Parangueo; XP = Xenolito en productos del volcán Parícutin; BP = Basamento a 30 km al sureste del Parícutin; PLH = Plutones La Huacana; AT = Anticlinal Tzitzio; PGM = Plataforma Guerrero-Morelos.

Anexo 3-Tabla 17. Concentración de algunos elementos traza y tierras raras, así como las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb para las fuentes que pudieron intervenir en la petrogenesis de los magmas del CVLA y volcán Guangoche.

Muestra	Tipo de roca	Localidad	Ref.	Cs	Ba	Rb	Sr	Hf	Zr	U	Th	Pb	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	Y	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰³ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb						
Manto superior																																						
JH 51							8.50	0.11	6						0.22				0.15	0.06		0.02		0.20	0.03	3.00	0.703131	58*	0.512852	45*								
JH 4							4.00	0.18	5						0.21				0.21	0.08		0.06	0.44		0.32	0.05	5.00	0.702984	66*	0.513122	51*							
LJ 51							6.50	0.24	7						0.05				0.25	0.11		0.05	0.51		0.33	0.08	5.00	0.702719	93*	0.513106	50*							
JC 3I	Lerzolititas de espinela (Ms ₁)	Campo Volcánico de San Luis Potosí	1, 2				2.00		2						0.05				0.05	0.02					0.14	0.02	3.00	0.703261	56*	0.512594	59*							
JC 3II																													0.703253	52*	0.512633	61*						
JC 51									11.00	0.10	8						0.30				0.34	0.13		0.07	0.48		0.30	0.07	5.00	0.702998	94*	0.513121	23*					
JC 54									5.40	0.19	6						0.03				0.25	0.11		0.04	0.68		0.42	0.06	5.00	0.702570	80*	0.513051	64*					
JP 3	Piroxenitas de hornblenda (Ms ₂)														12.84	35.96		25.00	6.47	2.13		1.00	4.60		1.48	0.20		0.703031	41*	0.512949	21*							
JP 6																	6.35	17.78		14.89	5.11	1.71		0.79	3.89		1.08	0.15		0.702877	42*	0.512998	21*					
LJ 3I	Websterita y piroxenita de espinela (Ms ₁)														77.00													0.704248	34*	0.512686	21*							
JP 7																	48.00													0.703372	37*	0.512845	30*					
Corteza inferior																																						
VS1	Granulitas máficas	Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato	3		149.00	0.64	570.00	0.48	17.80	0.03	0.09		7.54	0.48	7.61	15.50	1.96	8.41	1.69	0.93	0.59	0.24	1.32	0.72	0.70	0.12	7.32	0.704310	10 ^k	0.512807	7 ^k	18.787	15.602	38.599				
VS2							55.60	0.31	554.00	0.38	13.60	0.02	0.06		0.55	0.05	1.93	4.16	0.61	2.72	0.69	0.44	0.71	0.11	0.70	0.38	0.38	0.06	3.93	0.704594	8 ^k	0.512794	7 ^k	18.730	15.597	38.511		
Corteza superior																																						
<i>Terreno Guerrero</i>																																						
655a	Lavias almohadilladas	Complejo Arteaga (TG ₁)					178.6								1.52	4.82		6.56	3.63	1.81	7.01	1.23			5.34	4.89	0.75		0.704893		0.513351							
655c							169.8										1.61	5.01		6.62	3.51	1.79	7.49	1.40				5.33	0.82		0.704858		0.513336					
648	Esquistos Arenisca	Formación Varales (TG ₂)					72.3								53.20	97.13		41.98	8.90	1.73	8.16	1.05			3.83	3.74	0.58		0.724021		0.512218							
656b							19.3										17.63	34.42		15.85	3.31	0.66	3.33	0.42			1.71	1.68	0.29		0.734157		0.512171					
G9-89	Piroclastos	Subterreno Tejuipilco (TG ₂)	4				463.1								29.52	57.66		25.04	4.67	1.31	4.59	0.64			2.34	2.50	0.40		0.704549		0.512766							
G13-89				Diabasa	Subterreno Huetamo (TG ₂)				583.2								11.66	24.73		15.36	3.98	1.30	4.05	0.59			2.16	2.07	0.33		0.704355		0.512999					
G14-89									1287.1							15.99	36.56		20.40	4.09	1.21	4.06	0.54			1.76	1.72	0.26		0.703582		0.512962						
G13-90	Toba						767.6								8.67	20.70		14.49	3.64	1.07	4.02	0.58			2.32	2.39	0.36		0.704302		0.512997							
Rocas intrusivas del Oligoceno-Eoceno																																						
MG-05-21	Plutones granodioríticos	La Huacana, Michoacán	3		435	84	237	0.55	13.80	1.26	9.93		9.42	0.75	23.00	52.40	7.37	31.00	7.67	1.51	7.88	1.25	7.94	4.49	4.22	0.62	47.20	0.70449	10 ^k	0.512787	13 ^k	18.798	15.603	38.641				
MG-05-51							507	117	249	0.43	9.80	2.62	9.83		6.69	0.59	16.50	36.90	4.88	19.50	4.47	0.88	4.35	0.68	4.16	2.26	2.12	0.31	23.10	0.70453	6 ^k	0.512770	6 ^k	18.729	15.599	38.544		
FP-20-52	Promedio basamento	Rocas expuestas a 30 km al sureste del volcán Parícutin			564	123	202	2.6	6.7	11.8	4.5		241	19.3	37		28.8	4.7	0.8			0.8			2.8	0.43		0.70470										
FP-26-52						607	195	186					11.9	5		244	20	40		16	4.7	0.8		0.6			2.8	0.45		0.70560								
FP-27-52							515	170	166				14.7	3.9		242	21	47		21	5.2	0.8		0.8			3.1	0.44		0.70560								
							562	163	185	2.6	6.7	12.8	4.5		242.3	20.1	41.3		21.9	4.9	0.8		0.7		0.7			2.9	0.44									
51-W-1	Xenolitos ígneos félsicos (cuarzomonzonitas)	Lavias del volcán Parícutin	5		371	153	78	4.00	136.00	4.20	21.20		0.05	14.50	28.60		12.20	3.10	0.59			0.39			1.40	0.31		0.70710										
51-W-9						612	197	186			154.00																			0.70590								
108124							289	33	547	3	141		1.7			13	25.6		10	1.8	0.5			0.2			0.9	0.137										
108126							297	52	456	2.7	135		1.6			13	26.8		10.1	1.9	0.5			0.3				0.9	0.144									
108132				508	169	167	4.4	137		18.2			20	40		13	3.5	0.6			0.7				2.1	0.35												
Mi01-Uruapan	Xenolito granítico	Lava del volcán Arícutin	6		496	139	165		264.00		13.00		6.27		22	48.1				4.71	0.78			0.71		3	0.41	26.4										
Sedimentos																																						
2-4, 94-96	Sedimentos hemipelágicos	Sitio - 487																										0.709510	9 ^k	0.512454	17 ^k	18.887	15.641	38.693				
6-3, 52-54						1020		166.0									11.90	32.00	2.88	12.48	2.74	0.70	2.74	0.50			1.70	1.50	0.28		0.708440		0.512456					
7-2, 40-42						14.00	1390	117.0	176.0								16.27	28.80	4.10	16.71	3.57	0.82	3.41	0.55			1.98	2.02	0.39		0.708253		0.512499	1 ^k				
9-4, 19-21						12.00	1130	92.0	165.0								13.32	20.50	2.92	11.82	2.70	0.77	3.30	0.52			2.15	2.06	0.33		0.708271		0.512478					
9-4, 69-71						8.80	1230	84.0	191.0								17.66	38.00	4.11	16.57	3.63	0.86	3.61	0.62			2.08	2.08	0.28		0.708242		0.512510					
14-3, 61-63						7.00	1350	30.2	145.0								35.60	26.50	7.66	29.80	6.45	1.64	7.54	1.15			5.26	5.94	0.83		0.708465		0.512528					
17-2, 51-53																														0.708279		0.512547		18.592	15.577	38.312		
19-2, 14-16							9.00		64.0	154.0								10.91	23.30	2.71	10.95	2.49	0.58	2.43	0.48			1.12	1.09	0.16		0.708763	20 ^k	0.512556				
2							8.55	746	114.0	162.0	2.63	101	3.13	7.65	24.40	11.14	0.87	22.70	46.40	5.75	22.70	4.67	1.08	4.12	0.62	3.78		2.12	2.06	0.31	21.76	0.708405	24 ^k	0.512483	10 ^k	18.811	15.640	38.632
3							8.32	875	113.0	154.0	2.44	91	3.17	7.92	48.60	11.43	0.85	21.50	46.20	5.45	21.30	4.44	1.01	3.84	0.58	3.54		2.06	2.00	0.31	20.82				18.813	15.641	38.536	

Anexo 3-Tabla 17 (Continuación).

Muestra	Tipo de roca	Localidad	Ref.	Cs	Ba	Rb	Sr	Hf	Zr	U	Th	Pb	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	Y	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± σ	¹⁴² Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb					
2-3, 39-41				9.00		64.00	154.00								10.91	23.30	2.71	10.95	2.49	0.58	2.43	0.48		1.12	1.09	0.16		0.709017	25 ^κ	0.512457							
4-4, 37-39																												0.710340		0.512455	18.935	15.671	38.388				
6-2, 19-21				7.70	990	56.00	190.00								27.10	56.30	6.48	25.00	4.99	1.09	4.34	0.62		2.02	1.70	0.23		0.708850	9 ^κ	0.512444							
9-1, 20-22	Sedimentos hemipelágicos	Sitio - 488	7	9.20	880	80.00	200.00								21.30	47.60	5.38	20.90	4.39	1.00	3.37	0.69		1.72	1.62	0.25		0.708262	8 ^κ	0.512451							
9-2, 39-41				8.50	560	151.00	207.00										25.90	56.00	6.22	24.30	4.97	1.01	4.24	0.73		1.75	1.56	0.25		0.707986	9 ^κ	0.512473					
22-2, 89-90																														0.708496	5 ^κ	0.512437		18.874	15.652	38.732	
34-3, 50-52				8.80	590	125.00	196.00											25.90	54.40	6.64	25.10	5.32	1.12	4.50	0.78		1.86	1.71	0.26		0.708274	26 ^κ	0.512470		4 ^κ		
42-2, 24-26				10.70	580	115.00	189.00								25.10	52.40	6.29	24.30	4.91	1.05	4.26	0.68		1.94	1.70	0.28		0.708338	4 ^κ	0.512501		4 ^κ					
15-1, 39-41			7	4.80	3200	57.00	332.00								52.60	16.90	12.25	48.20	10.64	2.72	11.62	1.67		5.80	5.55	0.92		0.708357		0.512524							
13				7.32	2949	91.00	216.00	2.80	127.00	1.74	6.21	30.10	9.74	0.60	47.00	58.60	12.06	50.30	10.66	2.78	11.80	1.88	10.87	6.22	5.91	0.99	72.59										
14	Sedimentos pelágicos	Sitio - 487	8	5.32	5674	70.00	276.00	2.53	148.00	2.71	5.92	79.00	8.90	0.48	87.80	62.90	19.10	80.50	16.56	4.38	19.01	3.08	17.35	10.18	8.99	1.43	116.24	0.708422	17 ^κ	0.512528	10 ^κ	18.481	15.536	38.146			
15				3.79	4000	62.00	238.00	2.42	113.00	1.59	6.60	39.30	7.22	0.48	45.00	42.20	10.37	42.90	8.89	2.40	9.75	1.57	9.23	5.48	5.07	0.80	57.51	0.708222	17 ^κ	0.512572	10 ^κ	18.500	15.530	38.125			
17				4.35	5755	54.00	310.00	2.49	140.00	2.16	5.11	53.40	7.27	0.41	53.70	45.40	12.78	24.00	11.29	3.24	13.11	2.11	12.20	7.17	6.66	1.06	70.35	0.708418	17 ^κ	0.512552	10 ^κ	18.460	15.539	38.106			
18				4.95	8467	56.00	379.00	2.47	134.00	3.39	5.27	50.50	7.80	0.43	72.30	56.90	15.74	66.90	13.77	4.01	16.59	2.66	15.62	9.39	8.84	1.44	105.55			0.512540	10 ^κ	18.471	15.549	38.162			
19				2.42	7450	46.00	614.00	1.50	104.00	3.12	2.64	96.20	4.44	0.21	78.70	30.20	15.91	68.40	13.66	4.09	17.41	2.78	16.69	10.06	9.23	1.52	114.29	0.708888	17 ^κ	0.512494	10 ^κ	18.606	15.558	38.115			
Sedimento total (Promedio de todos los datos de los sedimentos)				7.9	2353.9	87.3	219.3	2.4	111.4	3.0	6.4	44.5	9.3	0.6	32.9	42.5	7.7	30.0	6.5	1.7	6.9	1.1	8.9	3.7	3.5	0.6	56.7	0.708559	15 ^κ	0.512498	9 ^κ	18.693	15.600	38.400			
MORB				Latitud	Longitud																																
*PV305				12.80	-103.90	9	580	680	360							120								6		83											
ALV1396-1641				12.97	-103.43	0.12	84	7	261	3	103	0.24	0.44			0.4	5.99	16.6			3.56	1.3			0.7			2.6	0.37								
ALV1396-1713				12.97	-103.43	0.13	57	8	158	3.5	125	0.42	0.28			0.36	5.8	16.9			4.28	1.6			0.9			3.4	0.5								
NHORIS3-015-002				12.90	-103.45	10			6	190	3.4							5.6	17.6			4.05	1.4			1.1			2.9	0.46							
NHORIS3-015-005				12.90	-103.45			163	3.5	94			0.13					5.51	17.2			4.05	1.5			1.1			3	0.43							
NHORIS3-017-006				12.94	-103.47			182							5.53	16.3			3.85	1.4			0.9			3.1	0.45										
CHRCLIP-003-001				12.70	-103.87			135			102			4																							
CHRCLIP-003-016				12.70	-103.87			247			159			10																							
CHRCLIP-003-021				12.70	-103.87			247			162			11																							
CYA1982-009-003				12.72	-103.91	11			231			163			11																						
CYA1982-009-003				12.72	-103.91				231			156			9																						
CYA1982-009-003				12.72	-103.91														8.9	21			17	4.1	1.4			2.7	0.23								
CYA1982-021-004				12.79	-103.94				136			81			4																						
CYA1982-031-001				12.78	-103.93				134			82			1																						
E11-5X				12.80	-103.90	0.02	16.8	1.66					0.58			4.15	12.1	1.98	11	3.44	1.3	4.66	0.9	6.14	3.36	3.4	0.5	30.8									
E13-3X				12.85	-103.90	0.01	14.7	1.53					0.41			3.85	12.1	1.96	10.8	3.44	1.2	4.29	0.8	5.51	3.3	3	0.48	28.1									
E15-3B				12.80	-103.90	12	0.01	8.96	0.97					0.31			3.04	9.57	1.63	8.74	2.85	1.1	3.53	0.7	4.33	2.73	2.5	0.39	23.1								
E20-2B				12.80	-103.90	0.01	8.45	0.96					0.35			2.7	8.63	1.47	7.89	2.64	1.1	3.38	0.7	4.12	2.5	2.4	0.36	21.3									
E42-1X				12.75	-103.90	0.02	16.8	1.81					0.52			4.7	14.7	2.34	12.7	4.03	1.4	4.89	1	6.15	3.71	3.4	0.56	30.9									
NHORIS3-030				13.83	-104.18	13			3	103									13.7	4.54	1.6																
NHORIS3-030-001				13.83	-104.18	0.04			2.48	125.9									5.74			4.92					0.69										
NHORIS3-030-001				13.83	-104.18	14																					0.702820			0.513126							
NHORIS3-030-001				13.83	-104.18																							0.702500									
WASCERE-007-001				12.94	-103.24	15	17			151	2	92	0.02	0.04			2.74	8.89			2.64	1			0.7			2.5	0.38								
nucleo 20-1; 6-8 cm				0.33			16.3	65									2.05	4.86	0.72	4.04	1.44	0.6	2.3	0.4			1.95	2	0.3	0.703200	20 ^κ	0.513261	6 ^κ				
nucleo 20-1; 65-68 cm				0.18			13.2	56									1.68	3.52	0.68	3.95	1.49	0.6	2.32	0.5			1.95	1.9	0.3	0.703189	19 ^κ	0.513239	26 ^κ				
nucleo 20-1; 110-113 cm				0.23			10.2	62									3.36	6.4	1.02	5.15	1.68	0.6	2.5	0.4			1.96	1.9	0.3	0.703257	13 ^κ	0.513201	29 ^κ				
nucleo 20-2; 44-46 cm				0.25			10.4	62									1.99	4.14	0.7	3.9	1.35	0.6	2.16	0.5			2.55	2.5	0.42	0.703209	8 ^κ	0.513204	11 ^κ				
nucleo 20-2; 65-66 cm				0.26			24.7	69									2.09	5.06	0.72	3.8	1.39	0.6	2.16	0.5			1.8	1.7	0.28	0.703171	9 ^κ	0.513235	28 ^κ				
NMORB				16	0.01	6.3	0.56	90	2.1	74	0.15	0.12	0.3	2.33	0.132	2.5	7.5	1.32	7.3	2.63	1	3.68	0.7	4.55	2.97	3.1											