



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**EDAD Y GÉNESIS DEL DOMO “EL CHAPULÍN”,
CALDERA DE LA PRIMAVERA, JALISCO,
MÉXICO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A :

NINA ADHARA ELENA ÁVILA ORTIZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA**

Ciudad Universitaria, Cd.Mx., 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Agradezco a mi maestro y amigo Elías Villar Quijano, por haber sido la primera persona en tener confianza en mí, por haberme ayudado e impulsado desde antes de comenzar esta trayectoria, por todas las horas de dedicación, la infinita paciencia, las enseñanzas, las risas, los chistes, los enojos, pero sobre todo por haberme enseñado a disfrutar las matemáticas y por haber creído siempre en mí.

Agradezco a mi Prof. el Dr. José Luis Arce Saldaña por haberme dado la oportunidad, por haberme guiado y apoyado para conseguir mis metas, por haber compartido el conocimiento conmigo, por su paciencia y por las enseñanzas en campo.

Agradezco al Ing. Teodoro Hernández Treviño por todo el apoyo que me ha brindado desde el inicio de la carrera hasta este momento y por haberme enseñado a escuchar las historias de las rocas.

Agradezco al Dr. José Luis Macías Vázquez, por haberme dado la oportunidad de formar parte de este proyecto y por su paciencia y apoyo en campo. A la Dra. Noemí Salazar y al Dr. Giovanni Sosa Ceballos por enseñarme a utilizar la microsonda electrónica. A la Ing. Consuelo Macías Romo por enseñarme a separar circones. A la Quim. Patricia Girón por los análisis de fluorescencia de rayos - X (FRX). A la M.C. Ofelia Pérez por los análisis de ICP-MS. A el M.C. Jaime Díaz Ortega y a Orlando Gutiérrez López por enseñarme y ayudarme a elaborar láminas delgadas. A Delfine Sourisseau por las fotos y el apoyo en campo. Al Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu y al Dr. Carlos Ortega Obregón por los fechamientos de los circones.

Agradezco a mis sinodales el Dr. José Luis Arce Saldaña, la Dra. Ana María Lizeth Caballero García, la Dra. Marie-Noelle Guilbaud, el Ing. José Teodoro Hernández Treviño y el Dr. José Luis Macías Vázquez, por haberme ayudado y apoyado durante este proceso, y haberse tomado el tiempo de revisar este trabajo.

Agradezco al proyecto P 15 del CeMieGeo “Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acoculco y El Aguajito-La Reforma: Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental” a cargo del Dr. José Luis Macías Vázquez, por su apoyo financiero en este estudio.

Agradezco a todos los profesores de la carrera que me enseñaron a ser siempre mejor y superar mis límites.

De manera personal quiero agradecer a mi mimi por ser uno de los pilares de mi vida y por todos los buenos momentos que hemos compartido. A mi tía Lau por cuidar de mí siempre y por su apoyo incondicional en todo lo que siempre necesité A mi tío Jorch por las aventuras y los buenos consejos. A mis plimos Iso y Daris por ser quienes son y las noches de diversión. A Iv e In por todo el cariño.

Agradezco a mi papá por el apoyo, las enseñanzas y las interesantes pláticas. A Paula por tratarme como a otro de sus hijos. A mi hermana Pau por ser la increíble persona que es y estar junto a mí en todo momento.

Gracias a mis amigos Chente, Elvis, Gaby, Hanson, Mayra, Natalia, Pelos, Susi, Queto, Rojo, Sipi y Xilu, por todo lo que han hecho por mí a largo de los años, por ayudarme a ser una mejor persona (la mayor parte del tiempo), por ser mis cómplices y por todos esos momentos (escoja la palabra que mejor se ajuste) que quedarán grabados en mi memoria por siempre.

Gracias a Adi, Benji, Diego, It y Orli por darle sentido a la palabra compañero :D

Y finalmente, un especial agradecimiento a mi esposo Thomas Mollidor, por haberme enseñado el significado de la palabra amor (y puntualidad). Gracias por alegrar mis días y por haber recorrido este camino siempre junto a mí sin importar cuántos baches, topes y curvas nos hayamos encontrado. Ich liebe dich!

Resumen

La caldera de La Primavera es una estructura volcánica de composición riolítica, ubicada en el Bosque de la Primavera, en el estado de Jalisco, México. Los fechamientos realizados en trabajos previos (Mahood & Drake, 1982), muestran que la actividad volcánica en el área de la caldera inició aproximadamente hace 120 000 años, con el emplazamiento de domos riolíticos en el sector noroeste y posteriormente la erupción de la Toba Tala, que formó la caldera, tuvo lugar hace 95 000 años, seguida de otras erupciones tanto efusivas como explosivas. Manifestaciones geotermales en la superficie confirman que dicha caldera sigue activa en nuestros tiempos. Uno de los aspectos más importantes de la caldera es que se cuenta con la capacidad de producir energía eléctrica a partir de la energía geotérmica. La energía geotérmica es una de las energías renovables que ha sido poco explotada en México, por lo que el estudio a profundidad de las zonas que poseen este potencial es de importancia para su desarrollo exitoso. El objetivo principal del presente estudio fue establecer el origen del domo Chapulín, emplazado en el borde noreste de la caldera, así como caracterizarlo química y morfológicamente, con el fin de ayudar a esclarecer las relaciones espaciotemporales de este sector de la caldera. Para lograr este objetivo se realizaron descripciones de afloramientos en campo, diversos análisis químicos, se clasificó al domo según su morfología y se realizó el fechamiento de una muestra con el método de $^{238}\text{U}/\text{Th}$ en circones, para definir su edad absoluta. Los resultados mostraron que el Chapulín es un domo de tipo coulée, emplazado durante la actividad post-caldera de La Primavera hace 93 mil años. El domo se emplazó sobre sedimentos lacustres en el borde noreste de la caldera. La génesis del magma que alimentó al domo puede ser explicada mediante un mecanismo de cristalización fraccionada prolongada a partir de un basalto transicional.

Índice

1	Capítulo I.....	1
1.1	<i>Introducción.....</i>	1
1.2	<i>Objetivos.....</i>	2
1.2.1	Objetivo General.....	2
1.2.2	Objetivos Particulares.....	2
1.3	<i>Hipótesis.....</i>	2
1.4	<i>Justificación.....</i>	3
1.5	<i>Metodologías.....</i>	5
1.5.1	Trabajo en Gabinete.....	5
1.5.2	Trabajo en Campo.....	6
1.5.3	Trabajo de Laboratorio.....	7
1.5.3.1	Elaboración de láminas delgadas.....	7
1.5.3.2	Análisis petrográfico.....	7
1.5.3.3	Análisis químicos de roca total.....	8
1.5.3.4	Elementos mayores y trazas.....	9
1.5.3.5	Análisis por microsonda.....	9
1.5.3.6	Fechaamiento ²³⁸ U/Th en circones.....	10
2	Capítulo II.....	12
2.1	<i>Marco Teórico.....</i>	12
2.1.1	Domos de Lava.....	12
2.1.1.1	Tipos de domos.....	12
2.2	<i>Calderas volcánicas.....</i>	19
2.2.1	Anatomía de una caldera.....	19
2.2.2	Tipos de calderas.....	21
2.2.3	Composición de las calderas.....	23
2.2.4	Tumescencia y resurgencia.....	27
2.3	<i>Marco Geológico Regional.....</i>	29
2.3.1	Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).....	29
2.3.1.1	Faja Volcánica Transmexicana sector oeste.....	31
2.3.2	El Bloque de Jalisco.....	33
2.3.2.1	Rift de Tepic-Zacoalco y Rift de Colima.....	34
2.4	<i>Zona de estudio.....</i>	37
2.4.1	Características generales.....	37
2.4.2	Energía Geotérmica.....	38
2.4.3	Geología.....	40
2.4.3.1	Historia eruptiva.....	41
2.4.3.2	Basamento.....	44
3	Capítulo III.....	45
3.1	<i>Resultados.....</i>	45
3.1.1	Morfología del domo Chapulín.....	45
3.1.2	Afloramientos del domo Chapulín.....	48
3.1.3	Análisis geoquímicos.....	56

3.1.3.1	Elementos Mayores.....	56
3.1.3.2	Elementos traza.....	60
3.1.4	Petrografía.....	63
3.1.5	Análisis por microsonda	65
3.1.5.1	<i>Feldespatos</i>	65
3.1.5.2	<i>Clinopiroxenos</i>	67
3.1.5.3	<i>Óxidos</i>	69
3.1.5.4	<i>Olivinos</i>	70
3.1.5.5	<i>Vidrio</i>	71
3.1.6	Fechaamiento.....	73
4	Capítulo IV.....	74
4.1	<i>Discusión</i>	74
4.1.1	Domo Chapulín y caldera de La Primavera	74
4.1.2	Génesis del domo Chapulín	75
4.2	<i>Conclusiones</i>	83
5	Referencias	84
6	Anexo	91

1 CAPÍTULO I

1.1 INTRODUCCIÓN

Los domos son una de las diversas estructuras volcánicas en la superficie de la Tierra. Son masas de material volcánico viscoso que se forman alrededor de las aperturas de conductos volcánicos, pueden variar en toda la gama composicional, pero en su gran mayoría son dacíticos y riolíticos (Fink & Anderson, 2000). Los controles predominantes en los procesos involucrados en la formación de los domos son la temperatura y la viscosidad del magma, esta última dependiente del contenido de SiO₂, volátiles y microlitos (Yokoyama, 2005).

El domo “El Chapulín” forma parte de la caldera de La Primavera, en el estado de Jalisco, México. Estudios previos realizados en la caldera (Mahood, 1980) muestran que la composición del domo es riolítico, con base en análisis químicos de elementos mayores y algunos elementos traza. Sin embargo, no se han realizado análisis de elementos trazas completos, ni tampoco se sabe la edad de este domo.

La caldera de La Primavera es una zona de estudio de interés ya que se encuentra activa y alberga un potencial geotérmico en México. Además, las rocas riolíticas comprenden un atractivo económico por su probabilidad de contener elementos de tierras raras (Jowitt *et al.*, 2017).

Por lo mencionado anteriormente es importante caracterizar y establecer los procesos genéticos de los domos que se encuentran en la caldera y determinar su cronología, ya que esto permitirá avanzar en el estudio del patrón de evolución magmático de toda la caldera. De modo que en el presente estudio se plantea llevar a cabo fechamientos radiométricos por el método de ²³⁸U/Th en circones, así como análisis químicos de roca total (elementos mayores y trazas) y análisis petrográficos de las rocas, para determinar la génesis de este domo riolítico.

En la literatura se han sugerido dos mecanismos principales para la formación de riolitas con alto contenido en sílice: 1) como el producto final de la cristalización fraccionada prolongada de basaltos transicionales a alcalinos y 2) por la fusión parcial de corteza vieja o rocas máficas intrusivas (Shao *et al.*, 2015), mismos que serán explorados en el presente estudio con el fin de determinar la génesis del domo Chapulín.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

- Establecer la génesis y edad absoluta del domo “El Chapulín” de la caldera de La Primavera, Jalisco, México.

1.2.2 Objetivos Particulares

- Realizar la caracterización morfológica del domo.
- Caracterizar química y petrográficamente las rocas del domo.
- Establecer la edad del domo por el método U-Th en circones.
- Determinar el volumen de lava que conforma el domo.

1.3 HIPÓTESIS

Las rocas que conforman el domo Chapulín en la caldera de La Primavera son muy evolucionadas, lo cual implica que antes de alcanzar su composición riolítica tuvieron que haber sufrido algún o algunos mecanismos de evolución magmática. Uno de los mecanismos que se consideran en este trabajo es el de cristalización fraccionada, de ser el caso, mediante la composición química de roca total de una roca “inicial” (máfica) y considerando distintos grados de fraccionación de minerales máficos y plagioclasa cálcica, producirían las rocas riolíticas del domo Chapulín. Sin embargo, también podría explorarse la asimilación y cristalización fraccionada simultánea para la generación de estos productos riolíticos. Para este último caso se considera a rocas del basamento local (granito del bloque Jalisco), el cual se encuentra por debajo de la caldera de acuerdo con perforaciones que se han llevado a cabo (Ferrari, 2001).

Además, durante las erupciones relacionadas a estructuras caldéricas es común la formación de domos, ya sea pre-caldera, sin-caldera o post caldera, que, al mismo tiempo, pueden haber sido emplazados en una posición intra-caldera, extra-caldera o anular a lo largo del borde caldérico. La determinación del tipo de domo y su temporalidad son claves para establecer la historia de actividad de este tipo de estructuras. Los domos asociados a la caldera de La Primavera tienen una edad que varía de 5 a 95 mil años por lo que los métodos de fechamiento por K-Ar y ^{40}Ar - ^{39}Ar presentan problemas para este intervalo de edades. Un método alternativo para el fechamiento de rocas jóvenes es el de $^{238}\text{U}/\text{Th}$ en cristales individuales de circón, el cual fue utilizado en este

trabajo debido a que la roca del domo Chapulín contiene de manera abundante este tipo de mineral. Con este método será posible conocer la edad de cristalización de los circones, que serían cercanos a la edad de la erupción. Con los resultados que se obtengan se ubicará en tiempo al domo Chapulín dentro de la evolución de la caldera de La Primavera.

1.4 JUSTIFICACIÓN

México es un país lleno de riquezas naturales. Alberga cerca del 10% de las especies (flora y fauna) registradas a nivel mundial y su posición geográfica lo favorece para el desarrollo de energías renovables limpias. El país ratificó su participación en el año 2000 dentro del Protocolo de Kioto, el cual entró en vigor en el año 2005, que busca reducir las emisiones de gases de efecto invernadero en el planeta, mitigar sus efectos globalmente y apoyar el progreso sustentable en países en vías de desarrollo (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, SEMARNAT, 2016).

Actualmente el 81% de la energía eléctrica en México es producida por combustibles fósiles, el 4% por energía nuclear y el 15% por energías renovables. El país tiene como objetivo reducir las emisiones relacionadas al año 2000, en un 30% para el año 2030 y 50% para el año 2050 (Secretaría de Energía, SENER, 2016).

Según lo estipulado en la Ley General de Cambio Climático, México se compromete que para el año 2024, al menos el 35% de la energía eléctrica en México provendrá de fuentes limpias. Para conseguir estos objetivos es necesario reducir el consumo de combustibles fósiles y desarrollar de manera eficiente el uso de las energías renovables, mismo que va ligado a la exploración e investigación de los sitios donde pueden encontrarse dichas energías. La caldera de La Primavera, en Jalisco, México, es uno de estos sitios donde existe un potencial para aprovechar un valioso recurso energético renovable: la energía geotérmica.

La energía geotérmica en México ha sido utilizada para producir energía eléctrica desde el año 1973 (Quijano-León & Gutiérrez-Negrín, 2003). Actualmente se cuenta con una capacidad geotermal instalada en el territorio de 957 MW y con 899 MW de capacidad operando: el campo de Cerro Prieto en el estado de Baja California, el Domo de San Pedro en Nayarit, Los Azufres en Michoacán, Los Humeros en Puebla y Las tres Vírgenes en Baja California Sur. Del 15% de energía eléctrica producida por energías renovables 2% corresponde a la energía geotérmica; en el

año 2015 se reportó un total de producción bruta de 6331 GW generada por las zonas mencionadas anteriormente (SENER, 2016).

En este sentido, es indispensable para el país invertir en la exploración y explotación de la geotermia, para lo cual es importante el estudio de las zonas con este potencial. El presente trabajo, que forma parte del proyecto P15 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIGeo), tiene como objetivo principal establecer el mecanismo de génesis del domo Chapulín, perteneciente a la caldera de La Primavera, para complementar y ayudar a establecer la evolución magmática de todo el sistema, uno de los objetivos finales de todo el proyecto.

Por otro lado, la presencia de este tipo de sistemas es un indicador de eventos tectono-magmáticos en la Tierra, cuya formación se relaciona con procesos de emplazamiento y evolución de reservorios magmáticos en la corteza terrestre (Branney & Acocella, 2015) y su estudio puede ayudar a comprender la naturaleza de estos.

Las erupciones que forman calderas tienen un impacto directo sobre el clima y representan un peligro para las poblaciones cercanas a ellas. Estas erupciones se encuentran dentro de los eventos geológicos más catastróficos en la superficie terrestre (Calder *et al.*, 2000), por ejemplo la erupción del volcán Krakatoa, Indonesia, en 1883 causó la muerte de 30 000 personas debido a los tsunamis formados por el material eyectado por la erupción (Lipman, 2000) y la erupción del Monte Tambora, Indonesia, en 1815 ocasionó que la temperatura global disminuyera 3°C; el cambio climático duró aproximadamente un año y se conoce como “El año sin verano” (Bodenmann *et al.*, 2011).

Los domos, por su cuenta, representan un peligro para las poblaciones cercanas a ellos, no tanto por la erupción que los forma, si no por los productos derivados del colapso de éstos (Fink & Anderson, 2000), como los flujos y oleadas piroclásticas principalmente; los peligros secundarios son explosiones laterales, caída de ceniza, lluvia de balísticos y lahares.

Otros peligros, que no se consideran asociados directamente a la actividad volcánica, son las avalanchas de escombros que pueden formarse cuando un domo viejo y alterado colapsa por el efecto de las lluvias o actividad sísmica (Calder *et al.*, 2015). Algunos ejemplos son el Monte Merapi en Indonesia 2010, que causó la muerte de 353 personas y más de 350 000 personas tuvieron que ser evacuadas y el Monte Pelé, Martinica en 1902, que causó la muerte de 30 000 personas, siendo clasificado como el peor desastre del siglo XX (Calder *et al.*, 2015).

La tendencia de la humanidad a asentarse cerca de calderas o volcanes se debe a que los depósitos piroclásticos que producen sus erupciones forman suelos fértiles beneficiosos para la práctica de la agricultura (Lipman, 2000).

La caldera de La Primavera se encuentra al oeste de la ciudad de Guadalajara, la cual tiene una población total de 1 460 148 personas (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, INEGI, 2015).

En las edades reportadas en el trabajo de Mahood & Drake (1982), se encuentra que en el domo Tajo parece existir una unidad eruptiva fechada en 5000 años y al mismo tiempo existen en la superficie aguas termales y fumarolas, lo que indica que la caldera sigue siendo activa en nuestros tiempos. Acorde a Mahood (1980), el emplazamiento de un nuevo domo no sería una sorpresa dada la historia eruptiva de la caldera, siendo el sector este el sitio más probable para su aparición. La mancha urbana se encuentra inmediatamente junto al domo Coli, producto más reciente de la caldera, lo que supone un peligro directo para la población (Fig. 4).

1.5 METODOLOGÍAS

Para el desarrollo de la presente tesis se realizó trabajo de gabinete, trabajo de campo y análisis de laboratorio como se detalla a continuación:

1.5.1 Trabajo en Gabinete

Gran parte del trabajo de gabinete consistió en realizar investigación bibliográfica que puede ser clasificada por etapas:

- Publicaciones de investigaciones previas sobre la caldera de La Primavera, Jalisco, México.
- Geología regional del área de estudio.
- Información cartográfica digital del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) del área de estudio y a nivel regional.
- Clasificación de calderas y domos con base en su morfología.
- Petrogénesis de rocas volcánicas ácidas.

También en gabinete se calculó el área y el volumen aproximado del domo Chapulín, utilizando software como Google Earth y Sistemas de Información Geográfica (SIG), mismos que fueron empleados para realizar perfiles de elevación, mapas y modelos de elevación digital del área.

De igual manera se elaboraron gráficas diversas utilizando los datos de análisis químicos de roca total, con ayuda del programa Igpert y las figuras finales fueron editadas en Corel Draw X7.

1.5.2 Trabajo en Campo

Previo a la salida de campo se analizaron los mapas topográficos del área del INEGI (clave F13-D65) para posteriormente delimitar la zona que se recorrería dentro de la caldera. También se generó un modelo de elevación digital del domo con base en las curvas de nivel obtenidas en los archivos digitales del INEGI.

Fueron dos salidas al campo las que se efectuaron con el fin de caracterizar de la mejor manera las secuencias estratigráficas y las rocas procedentes del domo. La primera salida en el mes de mayo del 2016 por 5 días y la segunda en el periodo del 2 al 5 de noviembre del 2017.

En total se levantaron 10 afloramientos alrededor del domo Chapulín en donde se realizaron descripciones detalladas, considerando las características físicas de cada afloramiento (estructura, color, espesor, constituyentes, composición de cada unidad litológica) y con ayuda de un GPS se ubicó en el mapa cada uno de estos sitios. En el presente trabajo se muestran las descripciones de los afloramientos considerados clave para agrupar a distintas unidades litológicas en la sección 3.1.2.

Además, se llevó a cabo un muestreo de los materiales, ya sea de lava o de depósito piroclástico para posteriores análisis de laboratorio

Se procuró muestrear evitando las rocas alteradas, ya que éstas pueden presentar una composición química anómala. Los afloramientos primero se limpiaron con ayuda de una espátula y después se colectaron las muestras utilizando una pica de acero, almacenándolas en distintas bolsas.

1.5.3 Trabajo de Laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en diversas actividades que se describen a continuación:

1.5.3.1 Elaboración de láminas delgadas

Esta actividad se llevó a cabo en el Taller de Laminación, del Instituto de Geología, UNAM, campus C.U., Ciudad de México. El procedimiento de laminación se inició con el corte de la muestra de forma tal que se obtuvo una “galleta” (un rectángulo de dimensiones aprox. 2 x 4 x 1cm) del tamaño del portaobjetos. El corte es realizado con una cortadora, que posee un disco con punta de diamante, que emplea agua para facilitar el corte. Esta “galleta” se pule de una cara utilizando distintos abrasivos de carburo de tungsteno (abrasivo del #220, #300 y #600), hasta conseguir una superficie completamente plana y lisa.

A continuación, se pega la “galleta” en el portaobjeto utilizando una resina epóxica UV o el bálsamo de Canadá. Una vez que la resina se ha secado se utiliza una máquina de cortado especial de vacío que corta la lámina hasta un grosor fino < 5 mm.

Posterior a conseguir la lámina fina, se continúa con el desbaste de ésta hasta conseguir un grosor de 30 μm , el idóneo para el análisis petrográfico, para lo que se utilizan los abrasivos #400, #600 y #1000.

Cuando se desea obtener una lámina pulida, se procede a pulir con alúmina de 5 μm , posteriormente, suspensión de diamante de 3 μm , alúmina de 1 micra y se finaliza con suspensión de diamante de 1 micra. Esto con el fin de conseguir un buen pulido y poder usar las láminas para análisis con la microsonda electrónica.

1.5.3.2 Análisis petrográfico

El análisis petrográfico se realizó con el microscopio petrográfico Olympus BX50, en donde se utilizaron las propiedades ópticas de los minerales para su identificación y descripción. Las propiedades ópticas según se utilice nícoles paralelos o nícoles cruzados se enlistan a continuación:

Nícoles paralelos:

- Forma
- Hábito
- Color y pleocroísmo
- Clivaje o fractura

- Relieve

Nícoles cruzados:

- Isotropía o anisotropía
- Birrefringencia
- Extinción
- Maclado
- Signo Óptico
- Figura de interferencia

1.5.3.3 Análisis químicos de roca total

Trituración y pulverización de las muestras

Se llevaron a cabo análisis geoquímicos utilizando las técnicas de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS por sus siglas en inglés) y fluorescencia de rayos X (FRX). En ambas técnicas el procedimiento para obtener la muestra pulverizada fue el mismo, se llevó a cabo en el Taller de molienda del Instituto de Geología, UNAM, campus C.U., Ciudad de México y se describe a continuación.

Para pulverizar la muestra de roca, en primer lugar, se tritura utilizando la prensa hidráulica de 50 tons. Previo al proceso de trituración se debe realizar la limpieza del área de trabajo y los instrumentos para evitar cualquier posible contaminación de la muestra con alguna otra. Una vez limpia la prensa, se colocan bolsas de plástico recubriendo el espacio para evitar la dispersión de los fragmentos de roca y facilitar su posterior colecta. Al obtener los fragmentos de tamaños aprox. 0.5 – 2 cm, se seleccionan los más frescos para evitar repercusiones en los análisis por fases alteradas.

A continuación, se lavan los fragmentos con agua corriente para eliminar el polvo más fino que pudiera recubrirlos. Después, se colocan los fragmentos seleccionados en el horno a una temperatura de 100°C durante 60 min para secarlos y después se continúa con el proceso de pulverización.

Para la pulverización se utilizó un pulverizador de anillos de carburo de tungsteno marca Herzog del Taller de Molienda del Instituto de Geología UNAM, campus C.U, Ciudad de México.

Primero debe limpiarse el área de trabajo para evitar la contaminación de las muestras, lavando cada parte de los cilindros con agua y jabón, y después utilizando acetona.

En primer lugar, se contamina el equipo de la pulverizadora con aproximadamente 20 gr de muestra y se tira el polvo resultante para aminorar el riesgo de contaminación con materiales ajenos; después se continúa con el proceso de pulverización. Al final se obtuvieron los polvos finos que fueron guardados cuidadosamente en bolsas de plástico.

1.5.3.4 Elementos mayores y trazas

Las muestras CHA-PAR y CHA-1717 se analizaron para elementos mayores por Fluorescencia de rayos X en el LANGEM en el Instituto de Geología UNAM, campus C.U., Ciudad de México, utilizando el espectrómetro de fluorescencia de rayos X marca RIGAKU ZSX Primus II, calibrado con muestras internacionales de referencia geoquímica. La muestra se preparó en base seca y fue fundida con Borato-Tetraborato de Litio (8 g de fundente y 0.4 g de muestra). La pérdida por calcinación se determinó calcinando la muestra a 950°C durante 1 hora.

Otra fracción de estas dos muestras fue enviada al Laboratorio de Estudios Isotópicos, del Centro de Geociencias de la UNAM, con el fin de analizar la concentración de elementos trazas por medio de ICP-MS siguiendo la metodología descrita en Mori *et al.*, (2007).

Las demás muestras fueron analizadas en el laboratorio Activation Labs de Ontario, Canadá, (www.actlabs.com) para análisis cuantitativos de elementos traza y mayores por el método de activación de neutrones, y tierras raras mediante ICP-MS. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 11 del anexo.

1.5.3.5 Análisis por microsonda

Se llevaron a cabo análisis de espectrometría de dispersión de longitud de onda de rayos X (WDS por sus siglas en inglés) y de espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS por sus siglas en inglés) utilizando la microsonda electrónica JEOL JXA-8230, del Instituto de Geofísica, UNAM, Unidad Michoacán, Morelia.

Se seleccionaron las láminas delgadas que contenían todas las fases minerales a analizar; las láminas se pulieron utilizando el método descrito anteriormente y una vez verificado que las láminas contaban con un pulido idóneo (tipo espejo) para la microsonda, se recubrieron con carbón.

Previo al análisis se debe estandarizar el equipo de acuerdo con la fase que se desea analizar y los elementos a medir, las condiciones analíticas y estándares utilizados en el presente trabajo se enlistan en la tabla 17 del anexo.

Se analizaron feldespatos, piroxenos, vidrio y óxidos en las muestras CHA 1610-A, CHA 1605-B, CHA-1717 y CHA-PAR.

1.5.3.6 Fechamiento $^{238}\text{U}/\text{Th}$ en circones

El fechamiento del domo Chapulín se realizó por la técnica de $^{238}\text{U}/\text{Th}$ en circones, para una muestra solamente (1610-A), en el laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla, Querétaro.

El primer paso es la separación de circones, para esto en primer lugar se elabora una sección delgada de la muestra de interés para poder verificar la existencia de esta fase y optimizar el tiempo de búsqueda. Una vez corroborada la existencia de la fase se inicia el proceso de trituración de la muestra. En este caso la muestra era frágil, así es que la trituración se realizó utilizando una pica de acero hasta obtener diferentes fracciones con tamaños < 1 cm; es importante no triturar de más la muestra porque se pueden destruir los cristales de circón. Posteriormente, se tamiza utilizando tamices del #60, #100 y #200. Los tamices deben estar sumamente limpios para lo cual se lavan previamente con agua y jabón, y después se colocan en el ultrasonido para conseguir que los granos más pequeños puedan salir y de esta manera evitar contaminación. Posterior al ultrasonido se deben secar los tamices con aire comprimido y verificar en el microscopio binocular que las redes se encuentren efectivamente limpias.

Al tamizar, se obtienen distintas fracciones que son colocadas y clasificadas en bolsas de plástico según su tamaño (>200 , 200, 100, 60).

El siguiente paso constó en la utilización de la mesa Wilfley en el Taller de Molienda del Instituto de Geología, UNAM, campus C.U., Ciudad de México. Antes de comenzar a utilizar la mesa, se limpia exhaustivamente con agua y jabón para evitar contaminación.

Después se debe pre-contaminar; esto se realiza vertiendo aproximadamente 60 gr de muestra y se pone en funcionamiento la mesa. A continuación, se coloca la muestra de la fracción > 200 sobre la mesa que, con ayuda del movimiento y el agua, se separa en nuevas fracciones cayendo en diferentes recipientes. Primero se depositan los minerales ligeros en las primeras bolsas y los pesados llegan al último; para obtener mejores resultados, se deben ajustar tanto el ángulo de la

mesa como la cantidad de agua, la cual que genera la cortina de líquido que transporta a la muestra sobre la mesa Wilfley.

Las nuevas fracciones que se obtienen son colocadas en cápsulas de porcelana, las cuales son lavadas con agua y jabón, y utilizando acetona previamente. Las fracciones deben secarse utilizando un foco o una parrilla caliente. Una vez secas, se colocan y almacenan en bolsitas de papel glasin.

Antes de comenzar la separación de circones se limpian las fracciones con un imán para retirar los minerales magnéticos y éstos se colocan en una bolsa independiente; en esta fracción también se realiza la búsqueda de circones ya que muchas veces se encuentran junto con inclusiones de minerales magnéticos.

Al final de todo el procedimiento, se efectuó la separación de circones (Fig. 1) con el microscopio binocular y se enviaron al laboratorio para su análisis. Los resultados de fechamiento se encuentran en la tabla 19 del anexo.

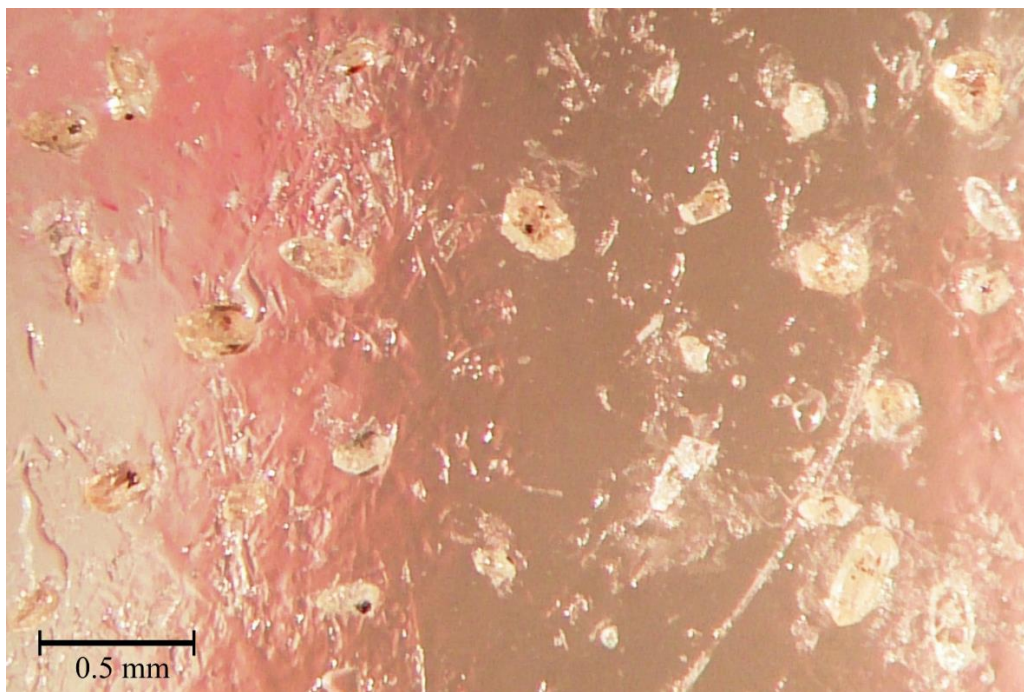


Figura 1. Cristales de circón de la muestra CHA-1610 pegados en el adhesivo que se utiliza antes de ser aglutinados en resina epóxica, analizados para determinar la edad por $^{238}\text{U}/\text{Th}$

2 CAPÍTULO II

2.1 MARCO TEÓRICO

2.1.1 Domos de Lava

Los domos de lava son estructuras volcánicas, con forma convexa similar a una cúpula, constituidos de material viscoso que se acumula y apila alrededor de ventilas volcánicas o fracturas (Calder *et al.*, 2015). Estas estructuras se forman cuando el magma muy viscoso, se enfría rápidamente al ser expulsado a la superficie de la Tierra. El modo por el cual se forman los domos depende fuertemente de las propiedades físicas del magma, como viscosidad, contenido en volátiles, burbujas y microlitos presentes (Fink & Anderson, 2000). Los magmas a grandes temperaturas y profundidades se comportan como fluidos newtonianos, pero al ascender por el conducto volcánico cambian las propiedades extensivas, provocando que la viscosidad aumente, transformando su comportamiento al de un fluido de tipo Bingham (Yokoyama, 2005).

La composición química en los domos es muy amplia, desde basáltica hasta riolítica, pero en general, es más común una composición intermedia (andesítica y dacítica; Fink & Anderson, 2000). Petrográficamente existen dos tipos de domos: domos de obsidiana pobres en cristales y domos ricos en cristales (Calder *et al.*, 2015). El primero asociado a composiciones riolíticas a riolíticas y el segundo asociado a composiciones de andesitas basálticas a riolitas. La morfología de los domos y su estilo eruptivo depende más de sus propiedades físicas que de su composición química y es controlada por diversos factores combinados como la reología, la topografía y el mecanismo de crecimiento (Calder *et al.*, 2015).

2.1.1.1 Tipos de domos

Actualmente no existe una clasificación sistemática general para los distintos tipos de domos. Dependiendo del autor, pueden ser clasificados de acuerdo con la morfología que exhiben, donde las principales diferencias en los tipos de domo radican en la reología, las texturas presentes en la superficie y el mecanismo de crecimiento (Blake, 1989; Fink y Andersson, 2000; Yokoyama, 2005).

En el presente trabajo se utiliza la clasificación de Blake (1989), basada en las diferentes morfologías atribuidas a las diferencias en la habilidad de los domos de fluir bajo su propio peso. La clasificación del domo Chapulín acorde a su morfología se encuentra en la sección 3.1.1.

Los cuatro tipos de domos conforme a Blake (1989), se definen a continuación:

- 1) Domos de tipo “cuello”. Estos domos se forman cuando el material es lo suficientemente viscoso, o solidificado, para no deformarse en su ascenso por el conducto volcánico (Williams, 1932). El radio del domo es del mismo tamaño que el de la ventila volcánica y su altura es más extensa que su radio, dándole un aspecto columnar. Este tipo de domos es raro, probablemente por su inestabilidad estructural. Un ejemplo de este tipo de domos es el domo O’Usu en el volcán Usu, Japón formado en 1945 con aproximadamente 300 metros de altura (Blake, 1989; Fig. 2).

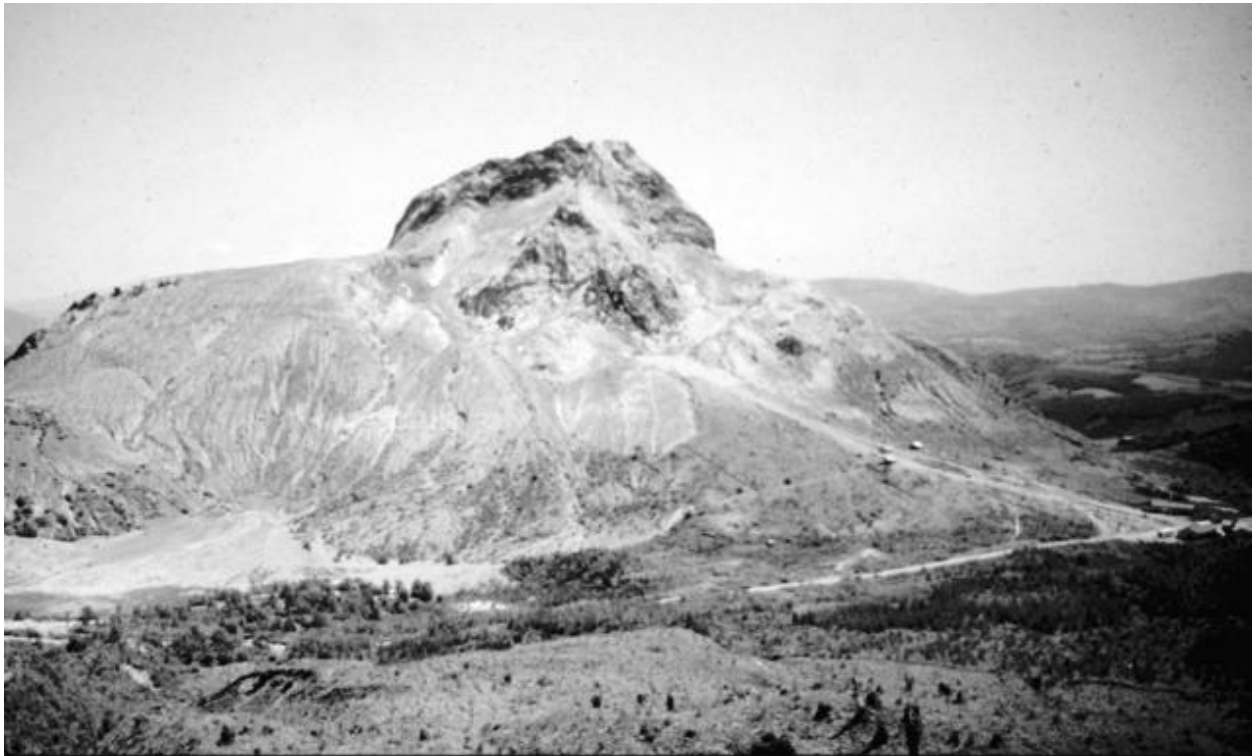


Figura 2. Fotografía del domo O’Usu, 1944, Japón, tomado de Yokoyama, 2004. El domo mide aproximadamente 300 m de altura

2) Domos peleanos. Toman su nombre por el domo formado en la erupción del Monte Pelé en 1902, Martinica (Williams 1932; McDonald 1972). De los cuatro tipos de domos son éstos los que presentan bordes más escarpados. El talus de este tipo de domos supera el radio de la ventila y domina la morfología del domo, que puede ser cónica o piramidal (Williams & McBirney, 1979). La característica principal es la presencia de estructuras similares a espinas verticales en la cima, que pueden alcanzar alturas de hasta 600 m. Este tipo de domo se asocia generalmente a los volcanes compuestos, de composiciones andesíticas a dacíticas (Calder *et al.*, 2015). La espina formada en el Monte Santa Helena de 2004-2006 es un ejemplo de este tipo de domos ("Types of Lava Domes | Volcano World | Oregon State University", 2018); Fig. 3)



Figura 3. Fotografía de la espina del domo peleano formada en el Monte Sta. Helena entre 2004-2006, tomada de "APOD: 2006 May 9 - Rock Slab Growing at Mt St Helens Volcano", 2018

3) Domos bajos o de tipo “torta”. Este tipo de domos son emplazados típicamente en superficies planas como resultado de la salida de lava por una fractura o conducto volcánico. Crecen por procesos internos donde la lava nueva emerge de una ventila central, empujando a las capas de lava viejas hacia afuera, formando una estructura interna similar a una cebolla. Su morfología es casi circular con un perfil transversal casi plano o suavemente redondeado simétricamente (Blake, 1989). Las composiciones comunes en este tipo de domos son la dacítica y riolítica (Calder *et al.*, 2015). Un ejemplo para este tipo de domos es el Coli, en la caldera de La Primavera, Jalisco (Fig. 4).



Figura 4. Imagen satelital del domo Coli, Caldera de La Primavera, Jalisco, tomada de Google Earth, 2018

- 4) Domos tipo coulée. Estos domos son híbridos entre domos de tipo “torta” y flujos de lava de composiciones generalmente intermedias a ácidas. Sus propiedades reológicas le permiten fluir por una pendiente suave en el terreno, en vez de apilarse simétricamente como los domos de “torta” (Blake, 1989). El Monte Chao, en Chile es un ejemplo (Calder *et al.*, 2015; Fig. 5)



Figura 5. Imagen satelital del domo Chao, Chile, tomado de EarthObservatory, 2018

Los domos pueden ocurrir aislados, como el Monte Chao en Chile (Fig. 5), que es uno de los domos más voluminosos del mundo con 14.5 km de largo y 400 m aproximadamente en altura (Calder *et al.*, 2015); también pueden presentarse en cadenas lineales o curvadas de hasta 20 km, como la cadena de cráteres Mono-Inyo (Fig. 6) en California, Estados Unidos de América (EUA), con 13 domos de los cuales 4 han tenido erupciones recientes, aproximadamente hace 600 años (Bursik *et al.*, 2014); en cráteres de estratovolcanes, como es el caso del volcán Popocatepetl en México (Fig. 7), donde se han observado al menos 38 ciclos de formación y destrucción de domos en el cráter desde que comenzó su actividad actual en 1994 hasta el presente (Gómez-Vázquez *et al.*, 2016) y en calderas volcánicas, como en la Caldera de La Primavera (Fig. 8), México (Mahood, 1980).

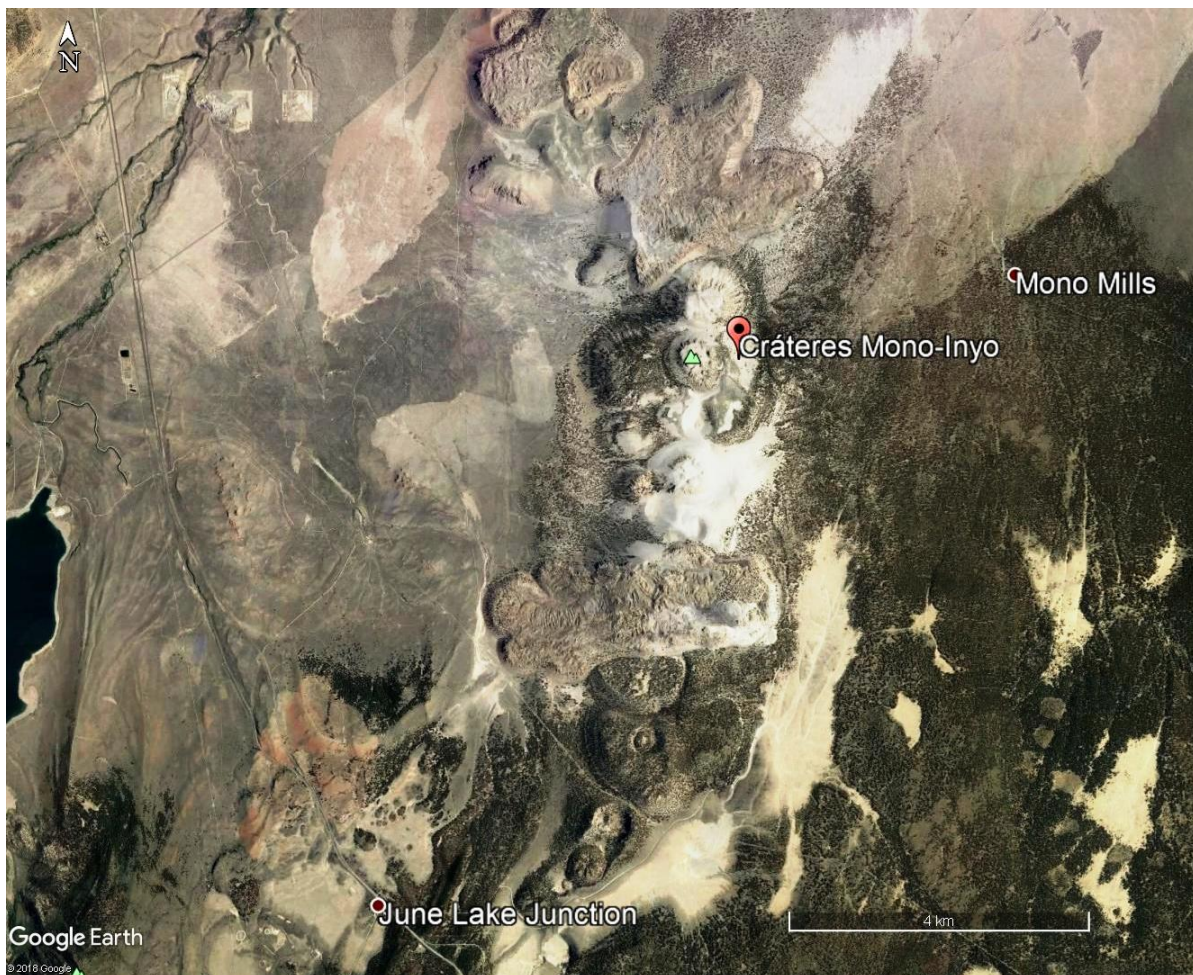


Figura 6. Imagen satelital de la cadena de domos en el campo Mono-Inyo, California, EUA. Tomado de Google Earth, 2018



Figura 7. Fotografía aérea de un domo formado en el interior del cráter del volcán Popocatepetl en diciembre de 1997. Tomado de "Global Volcanism Program | Volcanoes of the World (VOTW) Database Information", 2018

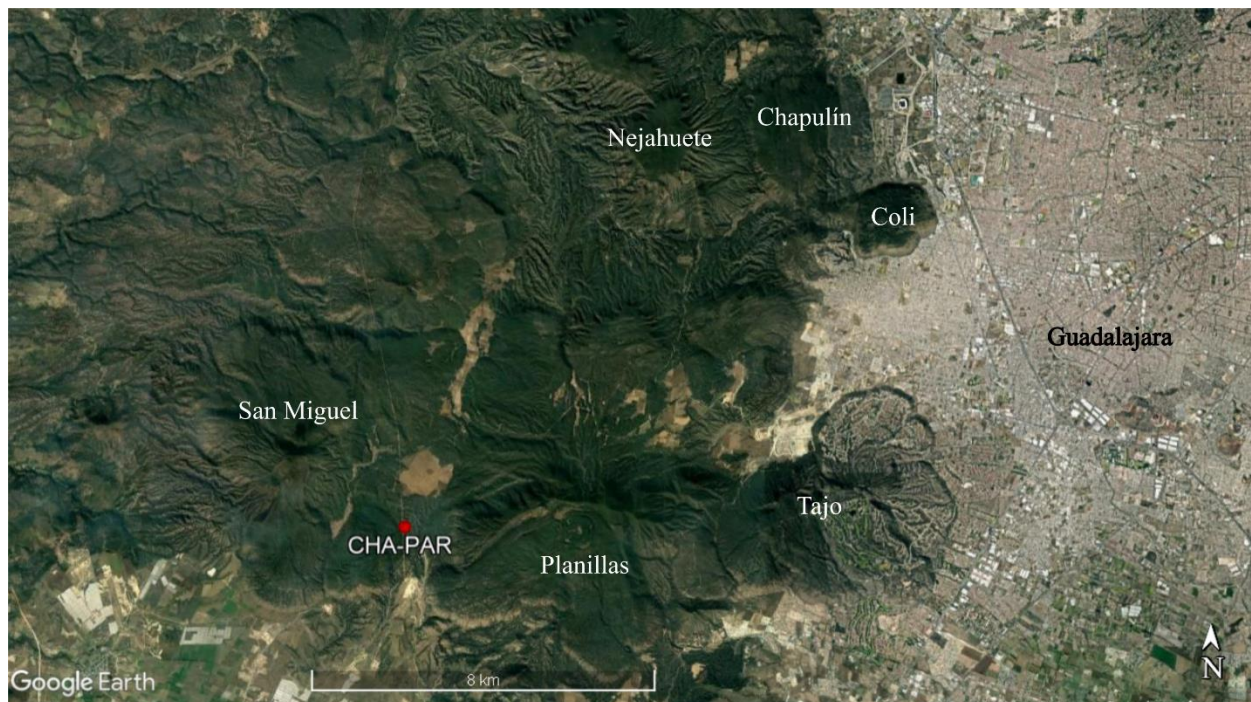


Figura 8. Imagen satelital de la caldera de La Primavera, tomado de Google Earth, 2018

2.2 CALDERAS VOLCÁNICAS

Las calderas volcánicas se pueden definir como depresiones ocasionadas por el vaciamiento parcial de un reservorio magmático (Cole *et al.*, 2005). Las dimensiones de estas depresiones pueden variar ampliamente desde 1 hasta 80 km de diámetro y se pueden formar con emisiones de material desde 1 hasta 5000 km³, produciendo usualmente ignimbritas (Lipman, 2000).

Las erupciones grandes, 1 cada 100 000 años con volúmenes > 1000 km³, ocurren menos frecuentemente que las pequeñas, 1 cada 100 años con volúmenes de 1 a 10 km³ (Fisher *et al.*, 1997). Estas estructuras volcánicas han llamado la atención desde siempre, ya que se han estudiado desde la mitad del siglo XIX, pero apenas hace tres décadas comenzó el estudio sistemático de éstas a través de mapeos, trabajos geodésicos y modelación experimental (Cole *et al.*, 2005).

Las calderas se pueden distinguir de los cráteres volcánicos básicamente por el tamaño de su radio y mecanismo de formación (Branney & Acocella, 2015). El radio es mayor en las calderas y el mecanismo de formación por subsidencia, mientras que los cráteres son más pequeños formándose por la remoción de material a través de erupciones explosivas. El diámetro de una caldera se encuentra relacionado a la masa eyectada en la erupción precursora. En cuanto a la forma, pueden ser poligonales (Glencoe, Escocia), subcirculares (Hasan, Corea) o elongadas (Toba, Sumatra; Branney & Acocella, 2015).

2.2.1 Anatomía de una caldera

Las calderas pueden variar ampliamente en tamaños, formas y composiciones, pero existen características distintivas en términos de topografía y elementos estructurales (Fig. 9), que las distinguen de otras estructuras volcánicas (Branney & Acocella, 2015). En general, se observa un borde de colapso, una pared interna, el suelo de la caldera, un anillo de fallas, brechas ocasionadas por deslizamientos, e ignimbritas intra-caldera (Lipman, 1984, 1997, 2000).

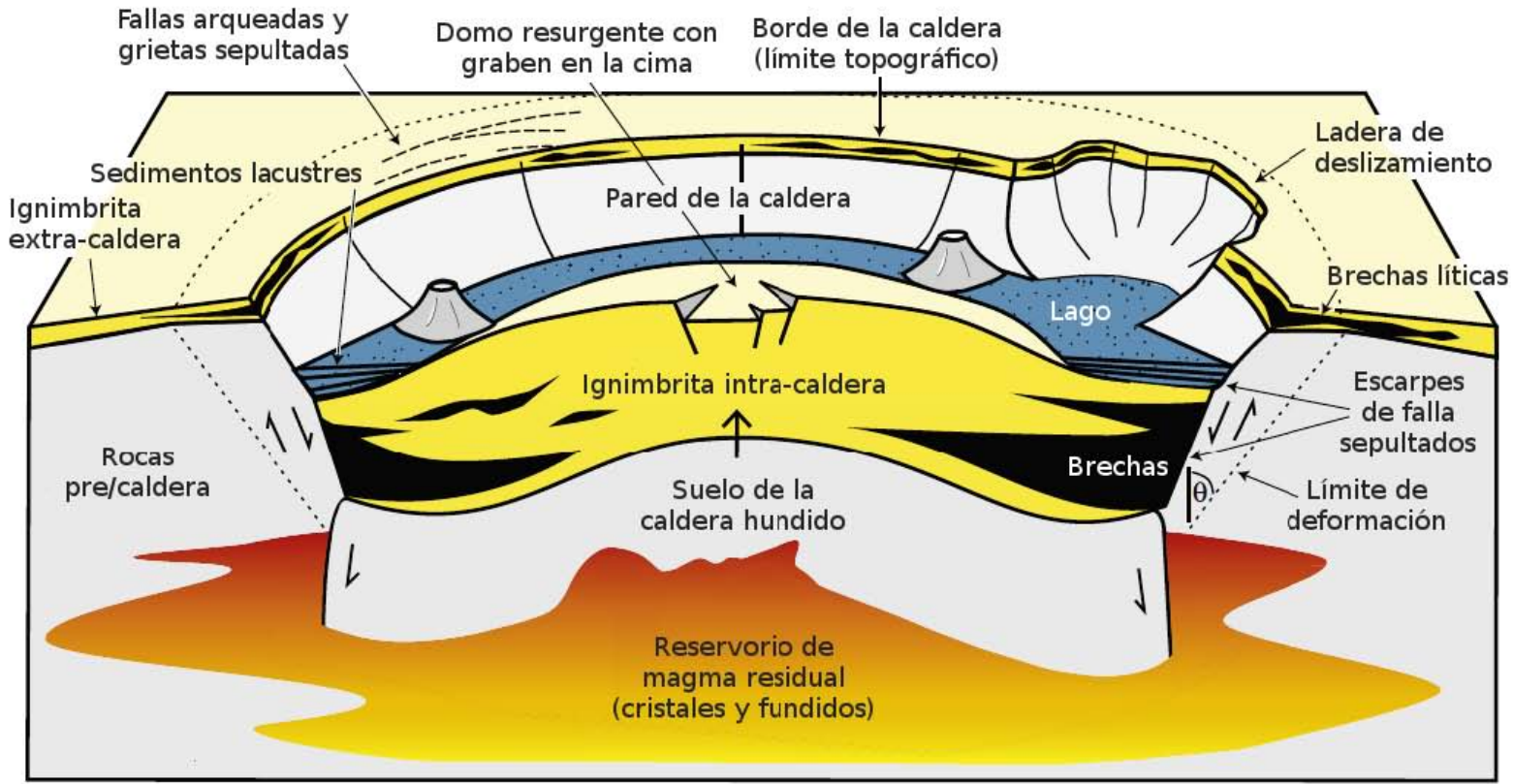


Figura 9. Elementos generales de una caldera, parcialmente adaptado de Lipman (1984) y Cole *et al.* (2005), tomado de Branney & Aocella, 2015

2.2.2 Tipos de calderas

Lipman (1995), sugirió que las calderas pueden clasificarse en cuatro tipos, según los estilos finales de colapso que se observan, como se describe a continuación:

- 1) Colapso de placa/pistón. El colapso involucra la subsidencia de un bloque de roca dentro de una cámara magmática, a lo largo de un anillo de falla. Las unidades estratigráficas sin colapso intracaldera, serán planos dentro de la caldera de espesores casi constantes a lo largo del suelo de la caldera. La caldera de La Primavera corresponde con este estilo final de colapso (Lipman, 2000; Fig. 10, A).
- 2) Colapso múltiple o “piecemeal”, por su nombre en inglés. Hace referencia a una caldera con múltiples centros de colapso. El colapso puede ser debido a múltiples cámaras magmáticas con erupciones que se superponen en el tiempo, en donde la erupción de una cámara puede desencadenar erupciones en las demás. También puede ser debido a fallas controladas tectónicamente que rompen el suelo de la caldera previo a la erupción, en distintos bloques (Cole *et al.*, 2005). Otra situación es cuando todo el suelo de la caldera se ha convertido en una mega brecha, provocando un colapso caótico (Branney and Kokelaar, 1994). Las unidades estratigráficas sin-eruptivas presentan espesores que incrementan marcadamente hacia el centro de colapso (Moore and Kokelaar, 1998; Kokelaar and Branney, 1999; Fig. 10, B).
- 3) Colapso de trampa o “trapdoor”, por su nombre en inglés. Este colapso ocurre cuando fracasa la formación del anillo de falla y el bloque de roca cae inclinado hacia un lado preferente, en vez de uniformemente como en el colapso de pistón, pero también puede ocurrir cuando el bloque de roca cae asimétricamente, aunque el anillo de falla se haya formado propiamente (Cole *et al.*, 2005). Los espesores de las unidades estratigráficas incrementarán hacia el lado de colapso (Lipman, 2000; Fig. 10, C).
- 4) Colapso “downsag”, por su nombre en inglés. En este caso el anillo de falla no se forma o no penetra lo suficiente en suelo, por el contrario, las rocas sobre la cámara magmática se deforman dúctilmente (Walker, 1984; Milner *et al.*, 2002). No se observan paredes internas

claras y la superficie del suelo se inclina hacia el centro de colapso levemente (Walker, 1984; Fig. 10, D).

Otro tipo de calderas de colapso fue propuesta por Aguirre-Díaz & Labarthe-Hernández (2003), con el nombre de graben-caldera, definida como una estructura de colapso-explosivo-volcano-tectónico por la cual flujos piroclásticos que forman grandes volúmenes de ignimbritas, se emplazan a través de fallas en grábenes durante el colapso del techo de una cámara magmática somera, o sea, una caldera con forma de graben o un graben que colapsó como caldera (Aguirre-Díaz *et al.*, 2008).

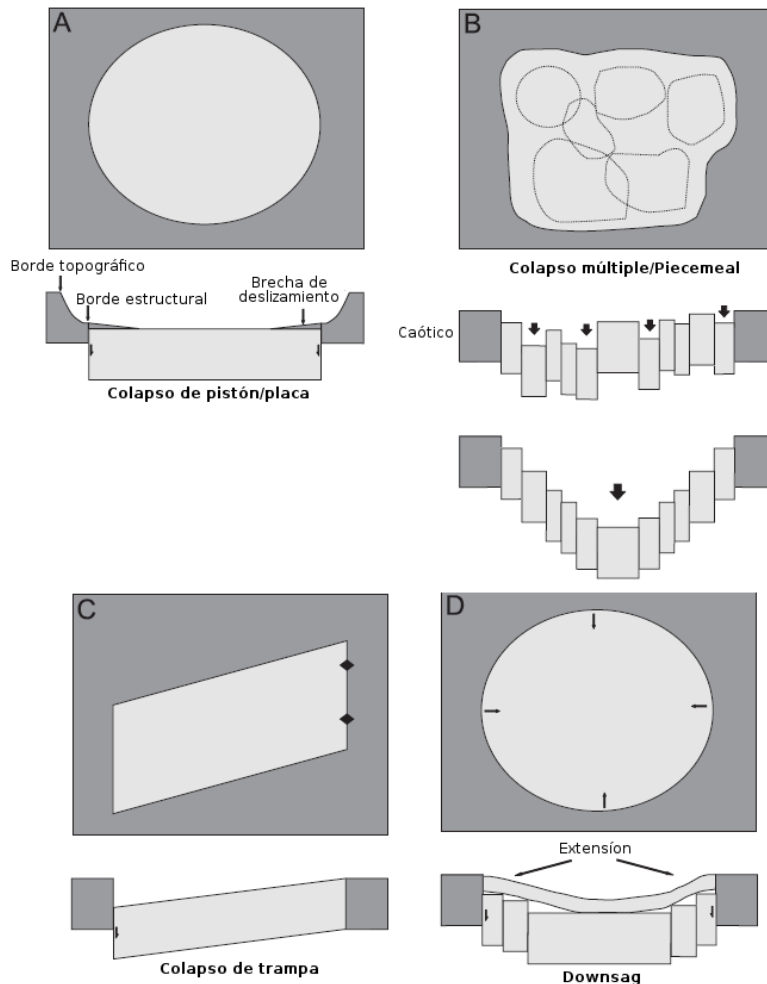


Figura 10. Distintos tipos de colapso en las estructuras de caldera de acuerdo con Lipman, (2000), modificado de Cole *et al.*, (2005).

2.2.3 Composición de las calderas

Las calderas pueden ocurrir en todo tipo de ambientes volcánicos y pueden tener composiciones desde basálticas hasta riolíticas (Cole *et al.*, 2005):

Calderas basálticas

Se encuentran generalmente en donde existen basaltos de islas oceánicas (OIB; por sus siglas en inglés) asociadas a plumas del manto, pero también pueden encontrarse en los límites de placas divergentes asociados a basaltos de dorsales oceánicas (MORB; por sus siglas en inglés). Este tipo de calderas pueden ser predominantemente efusivas o predominantemente explosivas. Por ejemplo, los volcanes de escudo en Hawai (Kilauea, Fig. 11) y las Islas Galápagos, pertenecen al primer tipo (Simkin and Howard, 1970; Decker, 1987; Walker, 1988) y el volcán Masaya, que es una estructura anidada en un volcán de escudo, en Nicaragua, pertenece al segundo tipo (Rymer *et al.*, 1998).



Figura 11. Cráter Halema'uma'u, Kilauea, en Hawai, EUA. Tomado de "What's Going on With the Volcano? - Hawai'i Volcanoes National Park (U.S. National Park Service)", 2018

Calderas andesítico-basálticas

Estas calderas están asociadas a ambientes en límites de placas convergentes donde pueden ocurrir en arcos de islas (Tofua, Islas de Tonga; Baker *et al.*, 1971) o en arcos continentales (Lago Cráter en Oregón; Bacon, 1983), donde usualmente la erupción involucra la destrucción de estratoconos. Por ejemplo, el volcán Krakatoa en Indonesia (Fig. 12), el Monte Mazama en el Lago Cráter de EUA y Santorini en Grecia, resultaron en el colapso de un cono volcánico que dio pie a la formación de las calderas (Bacon, 1983; Wheller & Vame, 1986; Druitt *et al.*, 1999).



Figura 12. Volcán Krakatoa en Indonesia. Tomado de "Global Volcanism Program | Volcanoes of the World (VOTW) Database Information", 2018. El cráter mide aproximadamente 1.5 km de diámetro

Calderas peralcalinas

Generalmente asociadas a áreas que presentan tectonismo de extensión alta (Etiopía; Acocella *et al.*, 2002) pero también pueden ocurrir en áreas de extensión localizada en márgenes continentales (Isla Mayor, Nueva Zelanda; Houghton *et al.*, 1992) o en islas oceánicas intra-placa (Islas Canarias, Schmincke, 1967; Marti & Gudmundsson, 2000). Las calderas peralcalinas tienen diámetros generalmente < 12 km, tienden a ser circulares y su colapso es < 300 m debido a que tienen erupciones piroclásticas con volúmenes ~ 1-10 km³ (Houghton *et al.*, 1992). La caldera de Pine Canyon en Texas, EUA (Fig. 13), es un ejemplo de estas calderas (White *et al.*, 2006).



Figura 13. Imagen satelital de la caldera de Pine Canyon, Texas, EUA. Tomada de Google Earth, 2018

Calderas riolíticas

Este tipo de calderas ocurren en el continente o márgenes continentales donde existe extensión media, asociadas ya sea a rifts continentales (Rift Río Grande, EUA; Elston, 1984) o a límites de placa convergentes (Zona volcánica Taupo, Nueva Zelanda; Wilson *et al.*, 1995; Fig. 14), aunque también se han observado en plumas del manto continentales (Yellowstone, EUA; Hildreth *et al.*, 1984). Las calderas riolíticas son las que producen los mayores depósitos piroclásticos reportados y suelen tener diámetros > 10 km, y una subsidencia del suelo de la caldera > 1 km; junto con el colapso de la caldera suelen depositarse grandes volúmenes de ignimbritas de composiciones dacíticas a riolíticas con alto contenido en sílice (Cole *et al.*, 2005).

La caldera de La Primavera en México corresponde al ambiente de *rifting* continental y los domos que se encuentran en ella son de composición riolítica (Mahood, 1980).

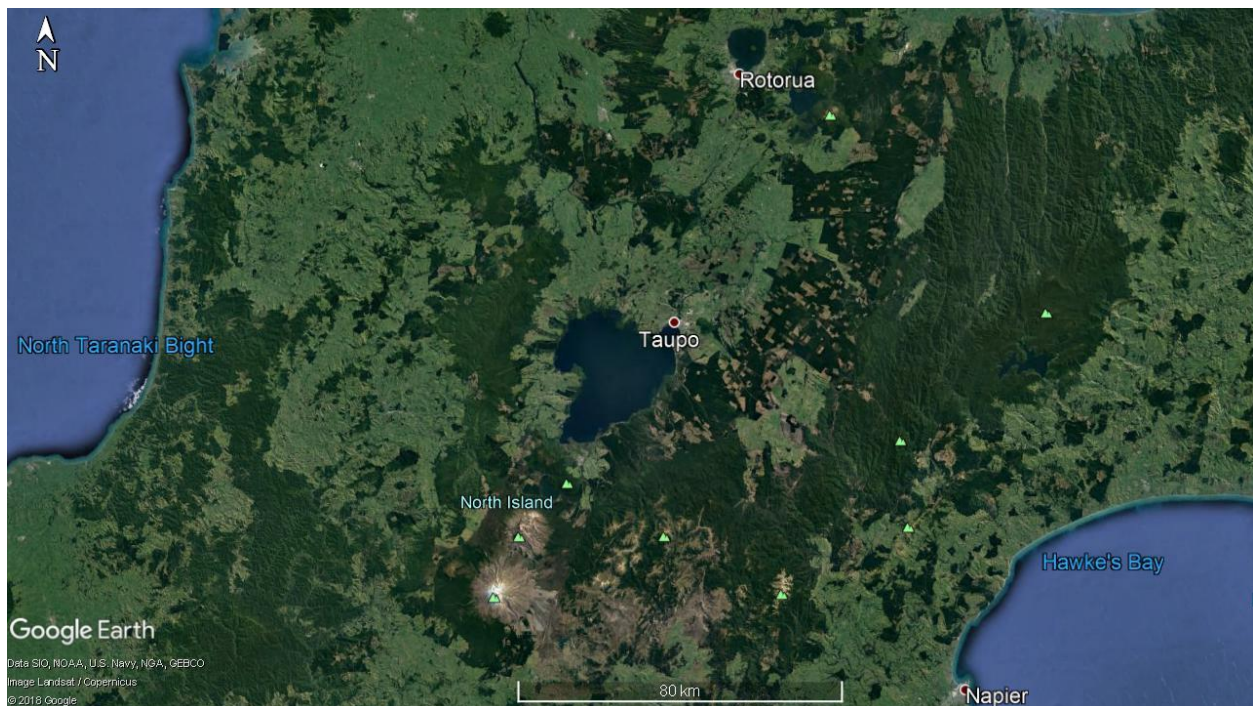


Figura 14. Imagen satelital de la zona volcánica Taupo, Nueva Zelanda. Tomado de Google Earth, 2018

2.2.4 Tumescencia y resurgencia

La tumescencia y resurgencia son episodios de levantamiento que pueden ocurrir antes y después del colapso de la caldera respectivamente (Lipman, 2000). La tumescencia (Fig. 15) ocurre cuando el magma que se acumula dentro de un reservorio magmático en la corteza superior ocasiona que los estratos superpuestos al reservorio se deformen dúctilmente, generando un abombamiento y levantamiento, de unas decenas de metros a cientos de metros, sobre la superficie terrestre (Cole *et al.*, 2005; Branney & Acocella, 2015)

La resurgencia (Fig. 16) es común en calderas > 15 km en diámetro y ocurre por la recarga del reservorio magmático, que ocasiona levantamiento de un sector de la caldera, al incrementar el volumen o la presión acumulada del reservorio (Cole *et al.*, 2005; Branney & Acocella, 2015). Dependiendo de la relación de aspecto (espesor/ancho= T/D) del suelo de la caldera se pueden formar bloques de resurgencia $T/D \sim 1$ o domos resurgentes $T/D \sim 0.4$ (Acocella *et al.*, 2001).

En la caldera de La Primavera en México, la resurgencia levantó un bloque de falla asimétrico (Branney & Acocella, 2015).

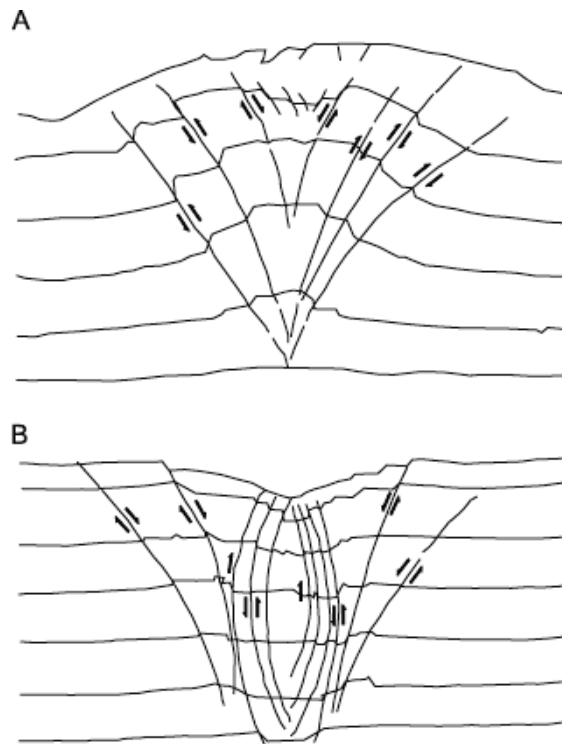


Figura 15 a) Modelo de un domo de tumescencia mostrando fallas inversas y el principio del colapso. b) Fallas reactivadas durante el colapso con movimiento en sentido opuesto. Modificado parcialmente de Martí *et al.*, 1994; tomado de Cole *et al.*, 2005

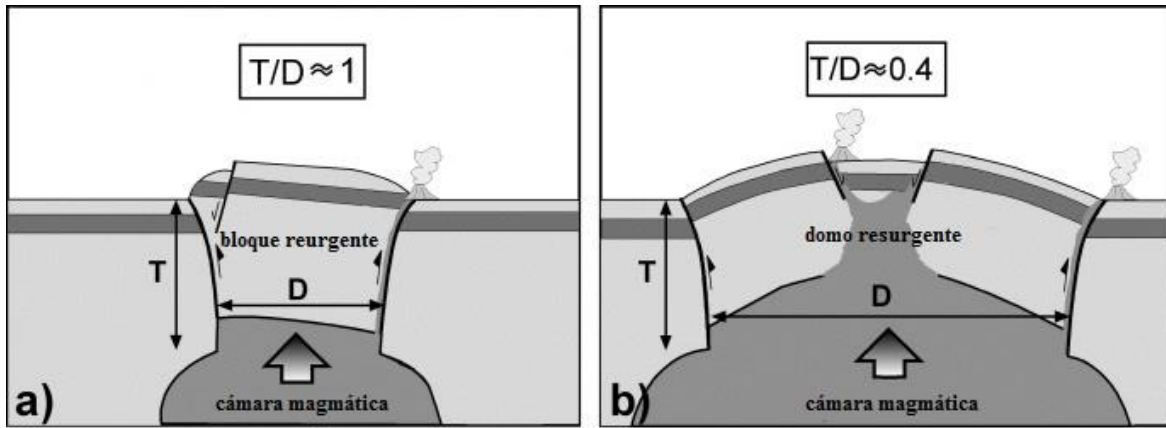


Figura 16. Los dos posibles productos de la resurgencia en una caldera según la relación T/D , modificado de Acocella *et al.*, 2001. a) bloque resurgente. b) domo resurgente

2.3 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.3.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco volcánico continental producto de la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Fig. 17). Está compuesta por aproximadamente 8000 estructuras volcánicas que comprenden estratovolcanes, conos de ceniza, domos, calderas y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Abarca un área de 160 000 km² y su anchura varía entre los 90 y 230 km con una longitud cercana a los 1000 km (Ferrari *et al.*, 2012), que se extiende de las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit, hasta las costas del Golfo de México, en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978).

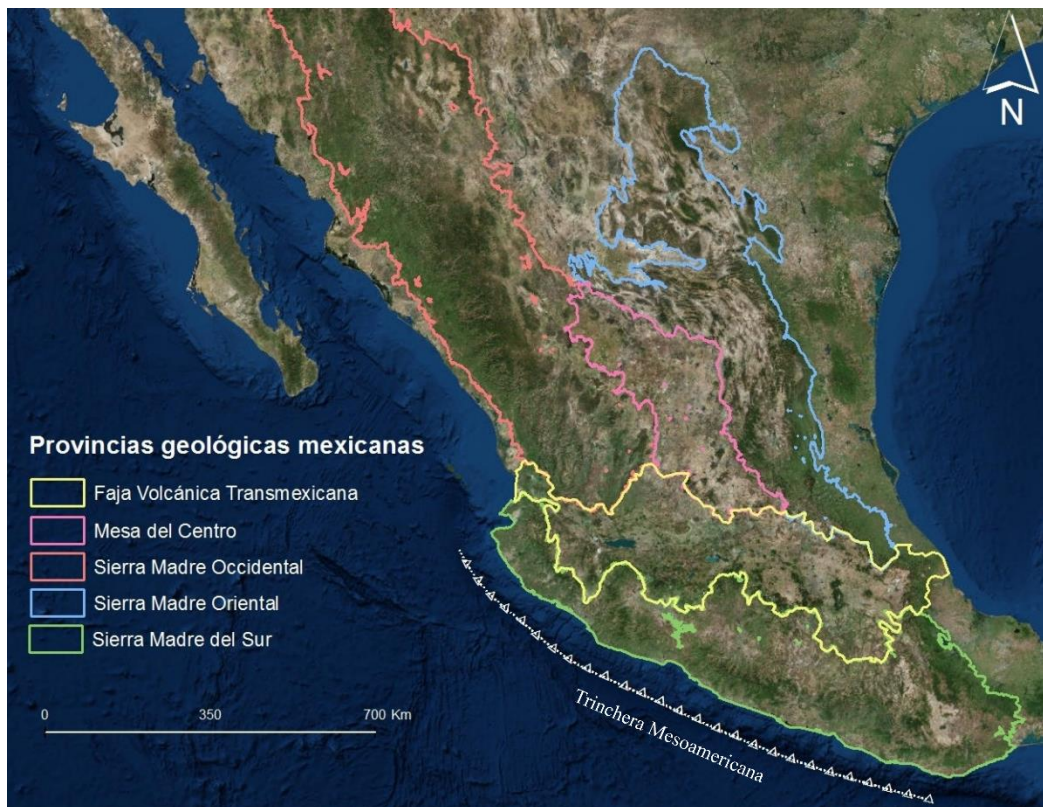


Figura 17. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana y las principales provincias geológicas mexicanas, según datos del INEGI 2015

Una de las particularidades de la FVTM respecto a otros arcos volcánicos continentales radica en que no es paralela a la Trinchera, en cambio presenta un ángulo próximo a los 16° respecto de la misma y exhibe una orientación transversal respecto a las otras grandes provincias geológicas mexicanas, la cual le confiere su nombre (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). La FVTM se puede

diferenciar de la Sierra Madre Occidental (SMOcc) como otra entidad geológica gracias a los fechamientos isotópicos con los que se cuentan hoy en día, los cuales muestran que la FVTM es el resultado de la rotación anti horaria del arco que formó a la SMOcc, evento que ocurrió en el Mioceno medio y tardío (Ferrari *et al.*, 1999).

Comúnmente se diferencia a la FVTM en tres sectores de acuerdo con su geología y tectónica (Demant, 1978). 1) El sector occidental que se localiza entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts Tepic-Zacoalco (RTZ), Chapala (RCH) y Colima (RC) (Allan, 1986); 2) el sector central ubicado entre RTZ-RCh-RC y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Álvarez *et al.*, 2002); y 3) el sector oriental que comprende la región entre el sistema de fallas Taxco-San Miguel y la costa del Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La primera cartografía geológica completa de la FVTM fue elaborada por Ferrari *et al.*, (2005) en un documento que incluye 13 000 edades y cerca de 3000 análisis químicos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En general, la historia eruptiva de la FVTM puede entonces dividirse en cuatro episodios principales: 1) un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío (Fig 18, a); 2) un episodio máfico del Mioceno tardío (Fig. 18, b); 3) un episodio silíceo a finales del Mioceno que llega a bimodal en el Plioceno temprano (Fig. 18, c) y 4) un arco de amplia variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Fig. 18, d).

Dado que la zona de estudio del presente trabajo se encuentra localizada en el sector oeste de la FVTM, no se ahondará en las particularidades de los otros sectores de esta.

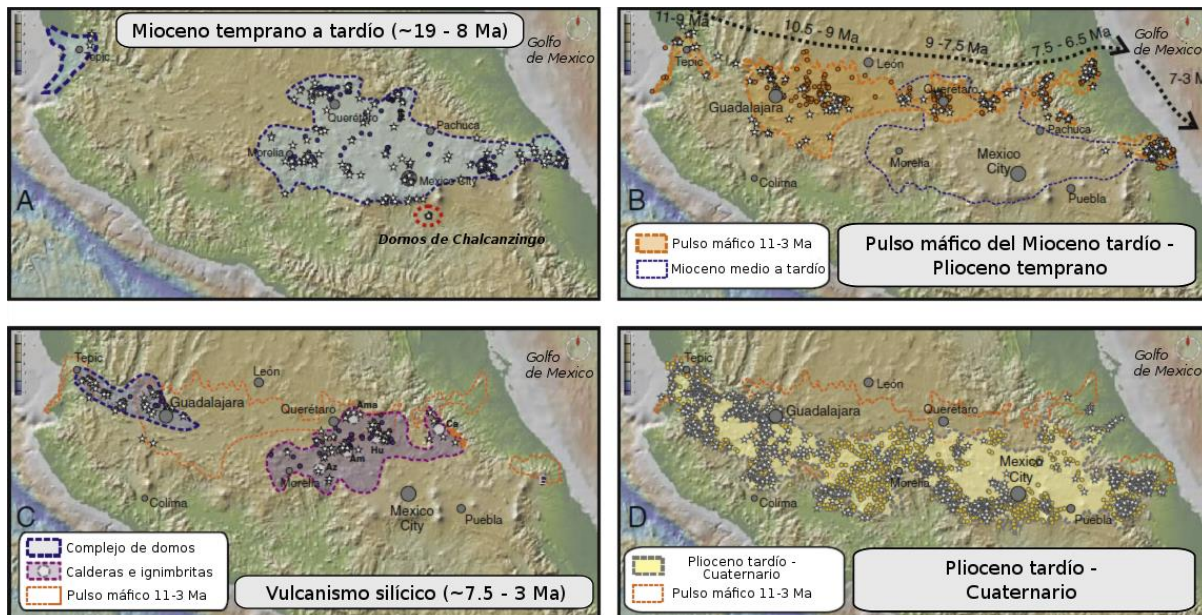


Figura 18. Episodios principales de la FVTM. Modificado de Ferrari *et al.*, 2012

2.3.1.1 Faja Volcánica Transmexicana sector oeste

El sector oeste de la FVTM presenta una geología sumamente compleja. Este sector se encuentra actualmente subyacido por la placa de Rivera, que se introduce bajo el bloque de Jalisco, (Yang *et al.*, 2009) y al mismo tiempo tiene un sistema triple de rifts activo en el continente RTZ-RC-RCh (Luhr *et al.*, 1985; Allan, 1986; Wallace *et al.*, 1992; Garduño-Monroy *et al.*, 1993; Campos-Enríquez & Alatorre-Zamora, 1998; Pacheco *et al.*, 1999; Frey *et al.*, 2007)).

Según el estudio sísmico realizado por Yang *et al.*, (2009), la placa de Rivera se introduce bajo la Norteamericana con un ángulo de 40° bajo el ante arco y después con un ángulo de $\sim 70^\circ$ bajo la FVTM alcanzando profundidades de entre 20 y 40 km en la región del ante arco, y entre 100 y 300 km bajo la FVTM (Fig. 19). El límite continental entre las placas de Rivera y Cocos se encuentra bajo el norte del volcán de Colima y se extiende hacia el norte del graben de Colima (Yang *et al.*, 2009). Las edades estimadas para las placas de Rivera y Cocos en la trinchera son aproximadamente entre 9 a 13 Ma y 12.7 a 16 Ma, respectivamente (DeMets *et al.*, 1994; Pardo & Suárez, 1995).

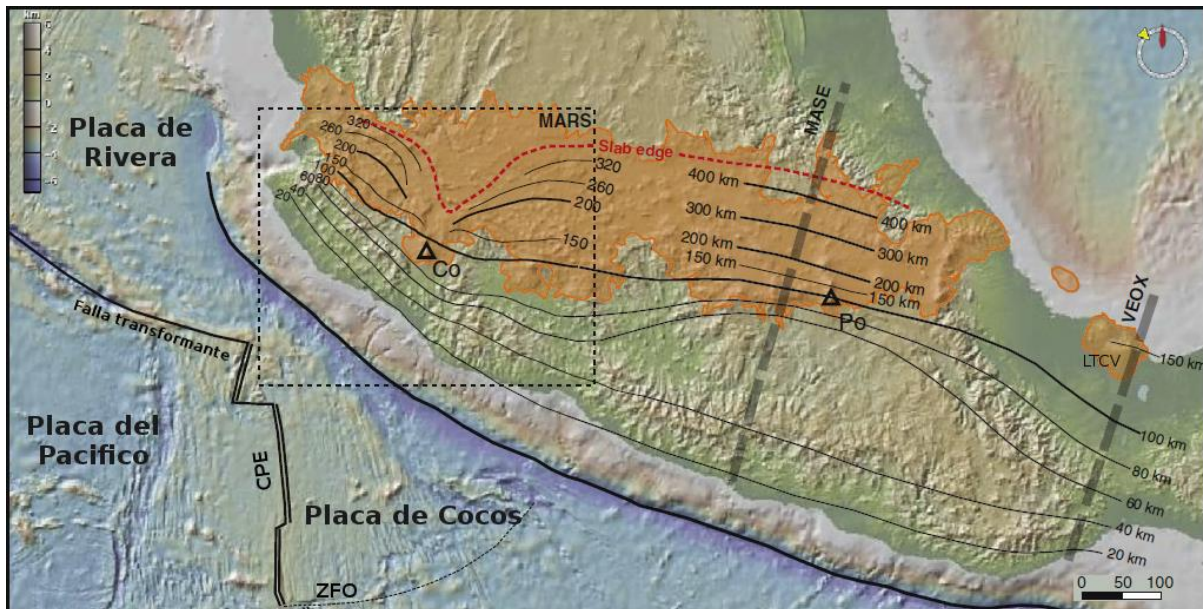


Figura 19. Las profundidades de las placas de Rivera y Cocos resultantes de los experimentos sísmicos MARS, MASE, VEOX. Los triángulos muestran los volcanes Co = Colima y Po = Popocatepetl. ZFO = Zona de falla Orozco, CPE = Cresta del Pacífico Este

El basamento sobre el cual se ubica el sector oeste de la FVTM corresponde al Terreno Guerrero, el cual se encuentra compuesto por rocas volcánicas y volcanoclásticas de una afinidad oceánica y una componente de rocas sedimentarias marinas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005), que sugiere un ambiente marino profundo (Centeno-García *et al.*, 1993).

La historia de la actividad volcánica del sector oeste de la FVTM comienza con el episodio máfico del Mioceno tardío emplazado de costa a costa, conformado básicamente por mesetas basálticas, coladas de basalto alcalino y conos mono-genéticos, cuyas edades se vuelven más jóvenes de oeste a este (Ferrari *et al.*, 2000).

Después, hacia el final del Mioceno superior y durante el Plioceno temprano se emplazan complejos de domos riolíticos y dacíticos, al igual que importantes volúmenes de ignimbritas. Para este episodio Ferrari *et al.*, (2001) estimaron un volumen de $\sim 930 \text{ km}^3$.

Por último, en el cuarto episodio magmático de la FVTM, se emplaza un arco de composición andesítico-basáltica. En cuanto al sector occidental, se emiten lavas con características de intraplaca a partir de los 3.6 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005), pero también existen lavas típicas de subducción en la parte noroccidental del arco (Richter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2000). Durante el Cuaternario se forman los principales estratovolcanes de la FVTM occidental, siendo el volcán de Colima el de mayor volumen con $\sim 700 \text{ km}^3$ (Robin *et al.*, 1987).

2.3.2 El Bloque de Jalisco

El Bloque de Jalisco (BJ) se puede definir como una porción continental en los límites convergentes de las placas de Rivera y Cocos que subyacen a la placa Norteamericana; su evolución incluye *rifting*, intrusiones batolíticas, volcanismo del Cretácico temprano al Holoceno y sedimentación activa (Taran *et al.*, 2002). El batolito de Puerto Vallarta representa probablemente el basamento de todo el BJ y se encuentra constituido básicamente por granitos, granodioritas y tonalitas con un rango de edades de entre 108 y 54 Ma (Gastil *et al.*, 1978; Allan, 1986; Köhler *et al.*, 1988; Zimmermann *et al.*, 1988)

Los límites continentales (Fig. 20) del BJ se encuentran definidos al norte y este por dos sistemas de rifts. El límite del norte delimitado por el Rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) y el límite al este delimitado por el Rift de Colima (RC; Allan *et al.*, 1991; Ferrari, 1995; Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Álvarez, 2002; Terán *et al.*, 2002). Los límites fuera de la costa son menos claros, pero Bourgeois *et al.*, (1988), han propuesto que pueden ser la falla de Barra de Navidad y la parte submarina que corresponde al graben de Manzanillo.

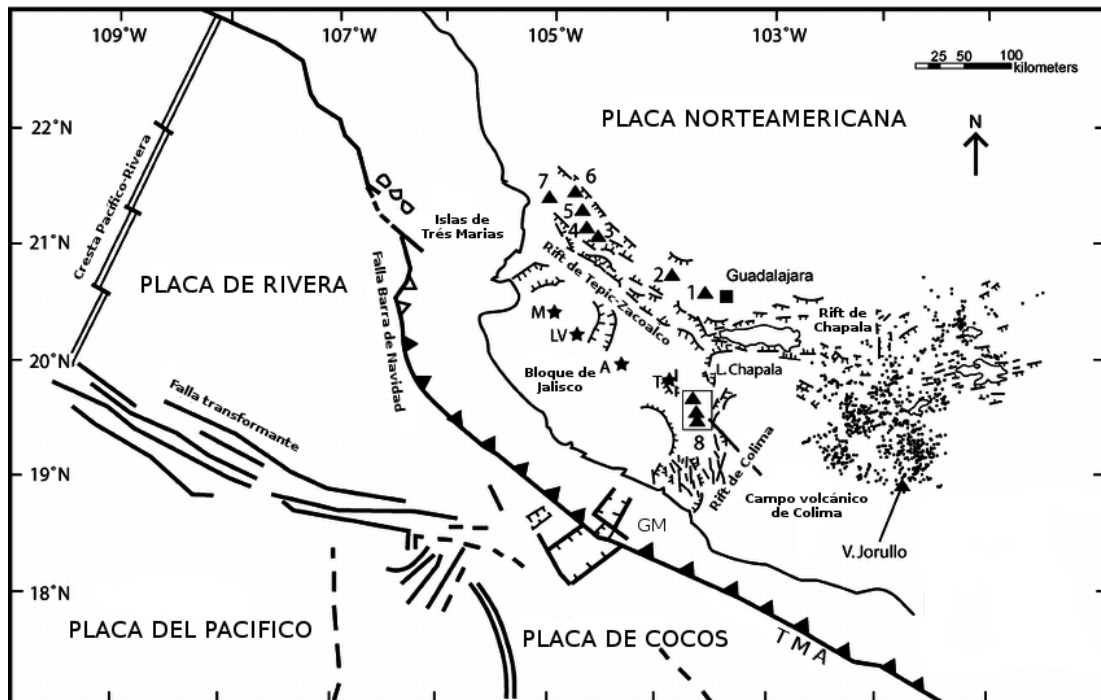


Figura 20. Localización del sistema de rift Tepic- Zacoalco-Colima (RTZ, RC, RCh), delimitando el Bloque Jalisco (BJ), modificado de Carmichael *et al.*, 2006.

Las estrellas representan los campos volcánicos M= Mascota, LV = Los Volcanes, A= Ayutla

Los triángulos representan a los volcanes 1=Sierra La Primavera, 2 = Tequila, 3 = Ceboruco, 4 = Tepetitlic, 5 = Sanganguey, 6 = Las Navajas, 7 = San Juan, 8 = Colima.

Los puntos representan ventilas volcánicas del campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

GM = Graben de Manzanillo

TMA = Trinchera mesoamericana

El BJ puede ser dividido en el dominio suroeste y el dominio noreste de acuerdo con las rocas expuestas en cada uno (Maillol *et al.*, 1997; Alvarez *et al.*, 2006; Fig. 21). En el primer dominio existen afloramientos de rocas intrusivas calco-alcalinas, de con edades del Cretácico al Paleoceno, y rocas sedimentarias y vulcano sedimentarias, de edades Cretácicas (Schaaf *et al.*, 1995). En este dominio se encuentran el batolito de Puerto Vallarta y el plutón de Manzanillo.

El segundo dominio se encuentra delimitado al noreste por el RTZ, mientras que al sureste por las partes centrales y norte del RC. Las rocas en este dominio son volcánicas en general, de edades desde el Cretácico hasta el Pleistoceno (Ferrari & Rosas-Elguera, 2000). Los campos volcánicos, San Sebastián, Mascota, Los Volcanes-Atenguillo y Ayutla, son de edades del Plioceno temprano y Cuaternario, y forman un lineamiento volcánico central con tendencia NW (Corbo-Camargo *et al.*, 2013).

Existen tres particularidades principales que caracterizan al BJ: 1) La mayoría de los lamprófidos estudiados en México se encuentran en el lineamiento volcánico central de Jalisco (Luhr *et al.*, 2006); 2) Un cinturón de batolitos calco-alcalino expuesto desde Puerto Vallarta hasta el RC (Corbo-Camargo *et al.*, 2013); 3) El levantamiento del dominio noreste del bloque, ocurrido en el Cretácico tardío y Eoceno. Las últimas dos particularidades del BJ han sido atribuidas a un truncamiento en el margen continental, ocasionado por erosión tectónica en periodos con tasas de convergencia altas, una al principio del Eoceno y otra que comenzó en el Oligoceno temprano (Calmus *et al.*, 1995; Corbo-Camargo *et al.*, 2013).

2.3.2.1 Rift de Tepic-Zacoalco y Rift de Colima

En un principio Demant, (1981), describió tres depresiones tectónicas mayores al sur de Guadalajara que conforman una junta triple, con los nombres graben de Tepic-Chapala, graben de Colima y graben de Chapala. Posteriormente, petrólogos de la universidad de Berkeley definieron estas depresiones como rifts (rift de Tepic-Zacoalco, rift de Colima y rift de Chapala) y propusieron que se trata de un mecanismo activo de *rifting* producido en respuesta a un “salto” al este de la dorsal del este del Pacífico debajo de México (Allan, 1986; Allan *et al.*, 1991; Luhr *et al.*, 1985). Para este modelo, el RTZ sería el punto en el cual se encontraría evidencia de movimiento lateral derecho ocurrido durante el Plio–Cuaternario.

El modelo fue vigente casi una década hasta que se realizaron estudios estructurales detallados y ahora se considera al RTZ como una serie de grábenes y semigrábenes que se desarrollaron en

diferentes episodios a partir del Mioceno tardío con una deformación predominantemente extensional y una orientación preferencial NNE-SSW (Ferrari y Rosas-Elguera., 2000).

El rift de Colima se definió primero como un graben de edad Plio-Cuaternaria con orientación N-S (Allan, 1986; Allan *et al.*, 1991) pero estudios posteriores cuestionaron la continuidad del rift al sur de Colima, en donde sólo puede encontrarse deformación transpresiva del pre-Plioceno (Serpa *et al.*, 1992). Más tarde, Rosas-Elguera *et al.*, (1996) y Garduño-Monroy *et al.*, (1998), propusieron que al sur del volcán de Colima se encontraría la falla de Tamazula, en donde podría haber evidencia de la deformación del Plio-Cuaternario en una serie de fallas transcurrentes y normales de orientación NE-SW, desde el volcán de Colima hasta Manzanillo, además, propusieron que esta falla sería el límite este del BJ, pero después de un reciente estudio estructural, se encontró evidencia de actividad neotectónica únicamente en las fallas con orientación N-S del RC y las fallas extensionales E-W del volcán de Colima, ocasionada por el estrés de las placas en convergencia y la extensión del volcán (Norini *et al.*, 2010).

Además del modelo propuesto por Luhr *et al.*, (1985), existen otras hipótesis sobre el movimiento del BJ (Selvans, *et al.*, 2011). Una de ellas propone que los rifts de Tepic-Zacoalco y de Colima pueden ser explicados como respuestas pasivas de la placa de Norte América al desgarre de la placa en subducción, lo cual ocasiona estrés en la corteza continental. Este modelo predice apertura a lo largo de ambos rifts con la posibilidad de movimiento predominantemente hacia la trinchera (Ferrari *et al.*, 1994; Rosas-Elguera *et al.*, 1996). Otra hipótesis, que procede a la anterior, postula que los límites continentales del BJ presentan poco o ningún movimiento en nuestro tiempo y predice que la apertura será de unos pocos milímetros por año a través de los límites continentales del BJ (Ferrari & Rosas-Elguera, 2000).

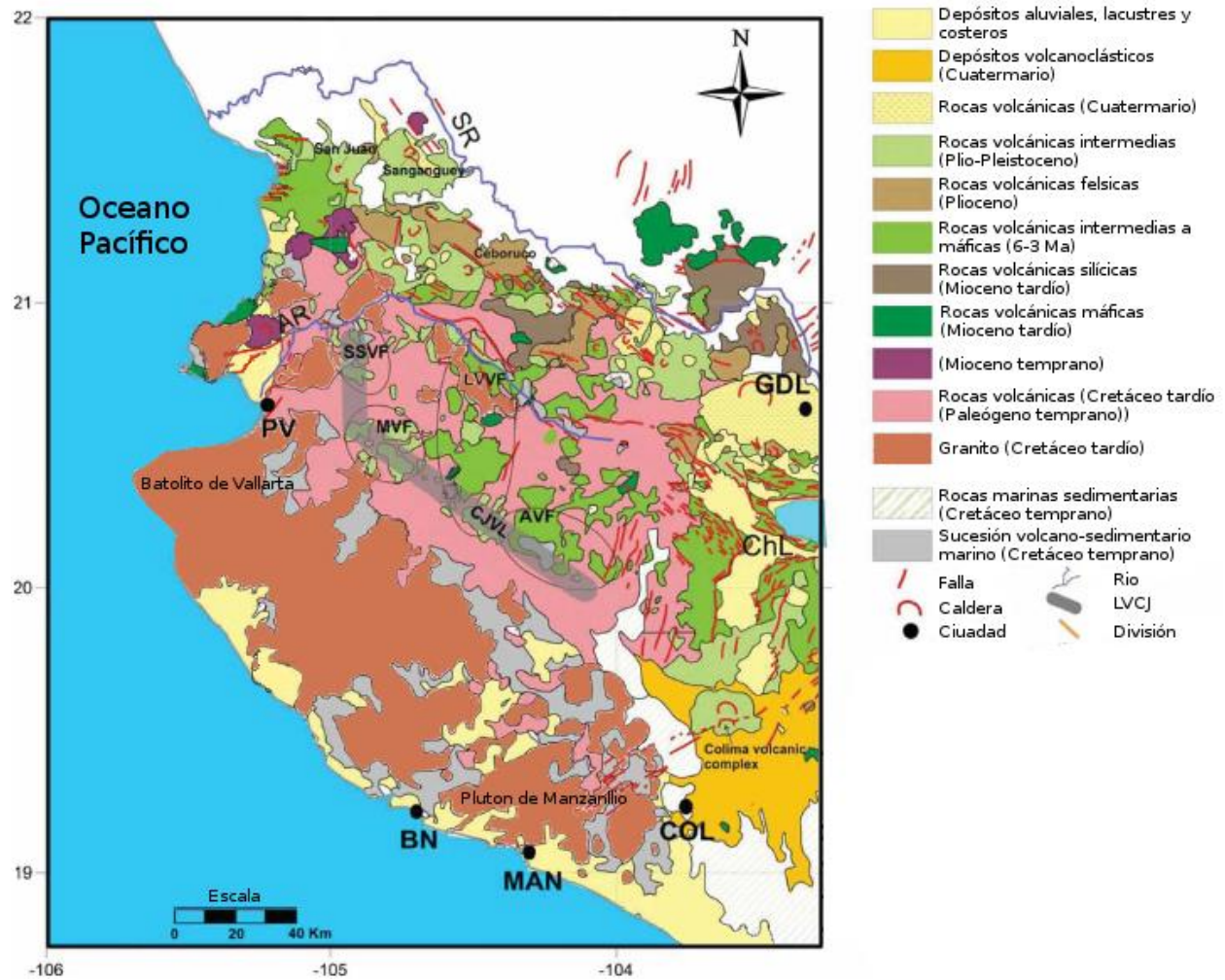


Figura 21. Mapa geológico del BJ mostrando los dominios SW y NE, modificado de Servicio Geológico Mexicano (2007) y Gómez-Tuena *et al.*, 2007, tomado de Corbo-Camargo *et al.*, 2013.
 PV = "Puerto Vallarta, BN= Barra de Navidad, MAN =Manzanillo, COL = Colima
 SSVF = San Sebastián, MVF = Mascota, AVF =Atenguillo, LVVF = Los Volcanes
 CJVL = Lineamiento volcánico central de Jalisco

2.4 ZONA DE ESTUDIO

2.4.1 Características generales

La caldera de La Primavera, en donde se encuentra el Bosque de La Primavera, está ubicada inmediatamente al oeste de la ciudad de Guadalajara, en el estado de Jalisco, entre las coordenadas $103^{\circ}28'$ a $103^{\circ}42'$ de longitud oeste y $20^{\circ}32'$ a $20^{\circ}44'$ de latitud norte (Fig. 22).

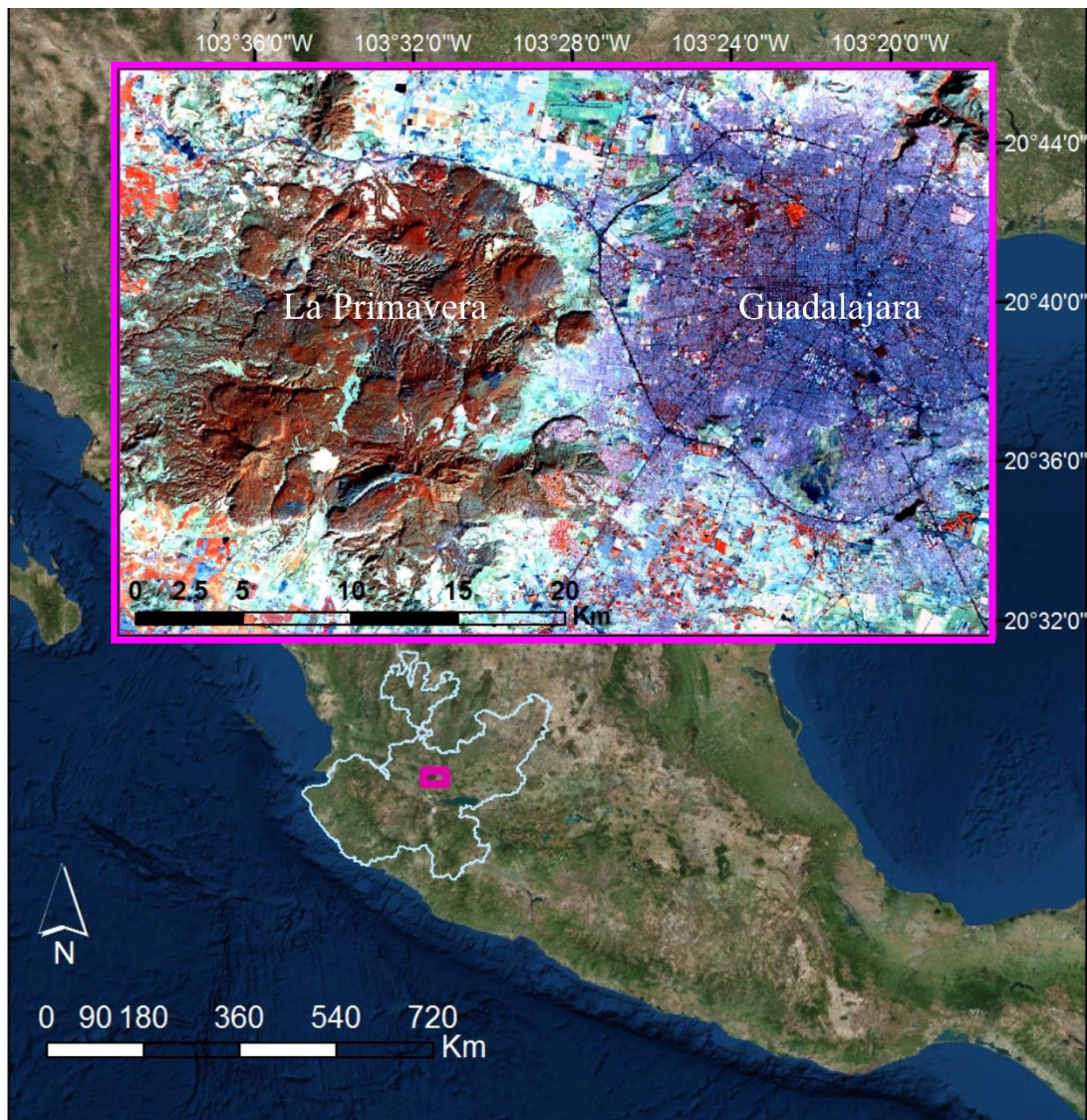


Figura 22. Imágenes satelitales mostrando la ubicación de la caldera de La Primavera junto a la ciudad de Guadalajara, dentro del estado de Jalisco

El clima predominante en el área, según la clasificación de Köppen modificada por García (1988) para la República Mexicana, es templado subhúmedo S(w₁) (w) y semicálido subhúmedo (A)C(w₁)(w), con precipitaciones entre 800 – 1000 mm/año y una temperatura promedio de 20.6° ± 6° C. Según la clasificación de la UNESCO/FAO, los suelos comprendidos en el área son representados por regosol 92% y litosol 8%, formados por el intemperismo de la toba, pómez y riolitas, y procesos erosivos, respectivamente.

En el área se pueden encontrar cuatro tipos de vegetación: bosque de encino (*Quercus*), bosque de encino-pino (*Quercus-Pinus*), bosque de pino (*Pinus*) y bosque tropical caducifolio. En cuanto a la fauna, se tienen enlistadas 200 especies de vertebrados, 135 de aves y 29 de mamíferos, de los cuales 19 se encuentran bajo alguna categoría de protección. 12 especies se encuentran amenazadas, entre ellas 4 son endémicas, 2 bajo protección especial y 2 en peligro de extinción (CONANP, 2000).

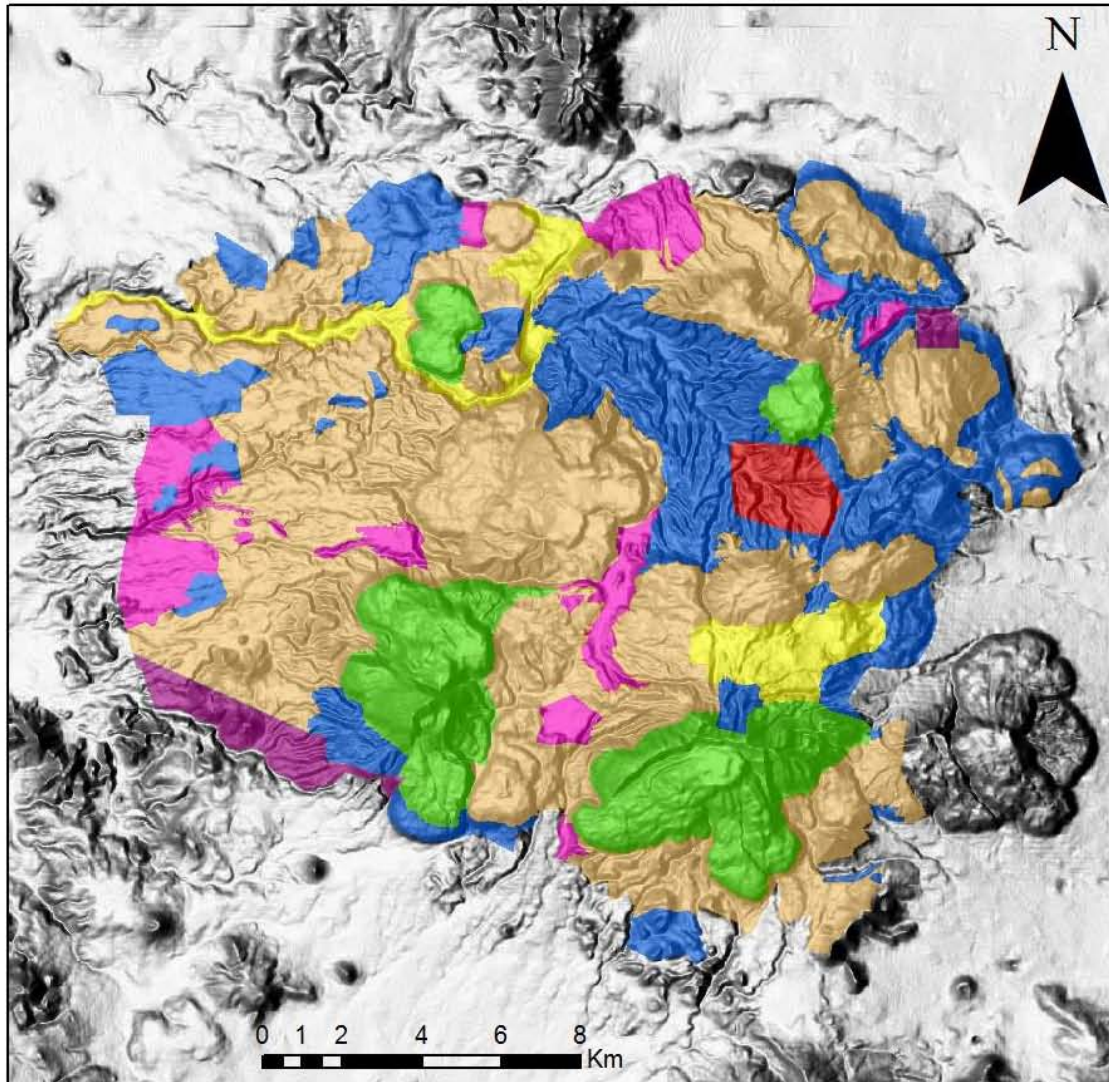
En 1937, el área circundante a la ciudad de Guadalajara (aprox. 10 000 km²), incluyendo el Bosque de La Primavera, fue declarada Zona de Protección Forestal. Después, en 1970 se le consideró como área de utilidad pública y uso turístico. Para la década de los 80's se estableció como Zona de Protección Forestal y Refugio de la Fauna Silvestre, abarcando un área de 305 km² aproximadamente, y en el año 2000 se le confirió el carácter de Área de Protección de Flora y Fauna “La Primavera” (Fig. 23; CONANP, 2000).

2.4.2 Energía Geotérmica

El primer pozo exploratorio en el bosque de La Primavera fue perforado en 1980, en el campo geotérmico “Cerritos Colorados” (Fig. 23, aprovechamiento especial) y a partir de ese año hasta 1988, se perforaron un total de 12 pozos. Los estudios realizados durante esos años arrojaron resultados con los cuales se pudo corroborar la existencia de un yacimiento geotérmico, con capacidad de generación de 75 MW, validado por la Agencia Internacional de Cooperación del Japón (JICA, por sus siglas en inglés; JICA, 1989; West Japan Engineering Consultants, 2005).

Durante las etapas de exploración y evaluación geotérmicas, el bosque sufrió daños ecosistémicos, por lo que, en 1989, CFE, tuvo que cesar toda actividad en dicha área. El impacto provocado en el ecosistema relacionado a estas actividades permitió a la CFE diseñar medidas de mitigación y establecer planes de rehabilitación que incluyeron reforestación y pastización, obras de drenaje y obras mecánicas, mismas que fueron llevadas a cabo entre los años de 1989 y 1996. En el año 2004, después de haberse sometido a una auditoría ambiental voluntaria en 1999, la Procuraduría

Federal de Protección al Medio Ambiente (PROFEPA), le otorgó a la CFE el certificado de Industria Limpia y en 2005, la CFE obtuvo autorización por parte de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) para reanudar actividades de mantenimiento y evaluación geotérmica (CFE, 1994; CFE, 2007a; CFE 2007b).



Zonificación








- | | |
|---|---|
|  APROVECHAMIENTO ESPECIAL- GEOTERMIA |  PROTECCION |
|  APROVECHAMIENTO SUSTENTABLE DE AGROECOSISTEMAS |  RECUPERACION |
|  APROVECHAMIENTO SUSTENTABLE DE RECURSOS NATURALES |  USO PUBLICO |
| |  USO RESTRINGIDO |

Figura 23. Modelo digital de elevación mostrando la zonificación de La Primavera utilizando datos del INEGI, 2015

2.4.3 Geología

La caldera de La Primavera se encuentra en la intersección de dos grandes provincias geológicas, la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana, y aproximadamente a 50 km al noroeste de la junta triple RTZ-RC-RCh. Tiene un diámetro de entre 11 – 15 km y abarca un área de aproximadamente 238 km².

El tipo de rocas que se encuentran aquí son de tipo peralcalino, que contrastan químicamente con los estratovolcanes andesíticos y los conos de ceniza basálticos que componen a la FVTM, y de tipo metaluminoso, que corresponden con las lavas silíceas metaluminosas y flujos de ceniza que predominan en la Sierra Madre Occidental (Mahood, 1980).

El domo Chapulín, objeto del presente estudio, se localiza en el sector noreste de la caldera La Primavera (Fig. 24), abarcando un área de 9 km² aproximadamente, ubicado a 860 m al oeste del estadio de fútbol Omnilife y es parte del borde de dicha caldera.

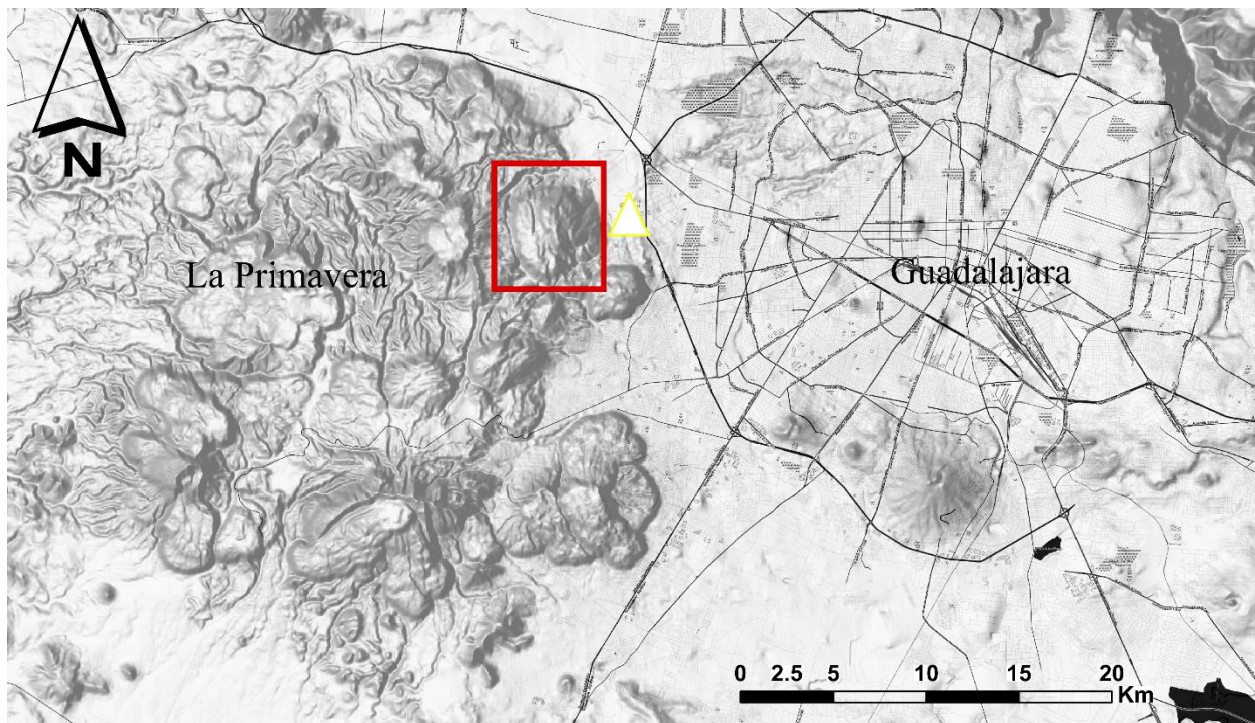


Figura 24. Modelo digital de elevación en donde se ubica la caldera de La Primavera y el domo Chapulín en el borde noreste de la caldera marcado por el recuadro. El triángulo representa la posición del estadio de fútbol Omnilife

2.4.3.1 Historia eruptiva

La historia eruptiva de la caldera La Primavera (Fig. 25) fue descrita por Mahood (1980), con ayuda de fechamientos de K-Ar, elementos mayores y traza, y correlaciones estratigráficas. Se estima que comenzó aproximadamente hace 120 000 años con la emisión de los primeros domos riolíticos (domos pre-caldera).

Después, cerca de los 95 000 años, ocurrió una erupción explosiva que arrojó un volumen de material estimado entre 20 y 50 km³, cubriendo aproximadamente 700 km². Esta erupción depositó una secuencia piroclástica conocida como la Toba Tala. El volumen expulsado provocó el colapso del techo de la cámara magmática, dando pie a la formación de lo que hoy se conoce como la caldera de La Primavera (Mahood, 1980).

La Toba de Tala consiste y es producto de varios flujos de ceniza y flujos de lava riolíticos que pueden ser agrupados en tres unidades de emplazamiento (Mahood, 1980): 1) Pómez blanca africa, constituyendo el 90% del volumen de la toba Tala. Ocurre como flujos de ignimbrita intra-caldera y como flujos de ignimbrita extra-caldera rellenando las depresiones circundantes, con espesores de hasta 70 m en algunos lugares; 2) Pómez blanca africa y cúmulos de pómez gris, con un espesor de 10 m aproximadamente; 3) Grumos de pómez blanca embebidos en una matriz de ceniza rosada, con espesores de 5 – 10 m.

Posterior a la formación de la caldera se estableció un lago y se depositaron sedimentos lacustres, productos volcánicos intercalados con sedimentos, con un espesor no mayor a 70 m (Maciel & Rosas-Elguera, 1991) y el horizonte de Pómez Gigante (HPG). Este horizonte es uno de los atractivos naturales de La Primavera por el tamaño anómalo de las pómez (Fig. 26) y es también un importante indicador estratigráfico en toda la caldera, ya que se depositó dentro de todo el lago, abarcando un área total de 110 km² (Mahood, 1980). Los tamaños de pómez varían entre 0.3 hasta 6 metros en diámetro y se encuentran dentro de una matriz de ceniza fina laminada con diatomeas; datos de campo y químicos relacionan su origen a través de una erupción por los domos centrales (Mahood, 1980), mientras que en trabajos recientes (Tinoco, 2017) se sugiere que el domo Nejahuete es el posible sitio de esta erupción.

Contemporáneo al domo Nejahuete se emplazaron los domos centrales, seguidos por la erupción de un anillo de domos a lo largo de dos arcos paralelos; uno al noreste y otro en la sección media del lago. El domo Chapulín corresponde a este evento eruptivo en el arco noreste (domos post-caldera).

Después, hace aproximadamente 75 000 años, nuevamente tuvo lugar actividad volcánica, generando un nuevo anillo de domos al sur del lago. Posterior a esta erupción se cree que existió un emplazamiento magmático en el S-SE de la caldera que resultó en el levantamiento de la parte central de ésta y la desaparición del lago (Maciel & Rosas-Elguera 1991). Como resultado del nuevo emplazamiento magmático, aproximadamente hace 60 000 años, se emplazaron domos aféricos y flujos piroclásticos en el arco sur, siendo los productos más jóvenes los domos Tajo y Coli con aproximadamente 25 000 mil años (Mahood 1980).

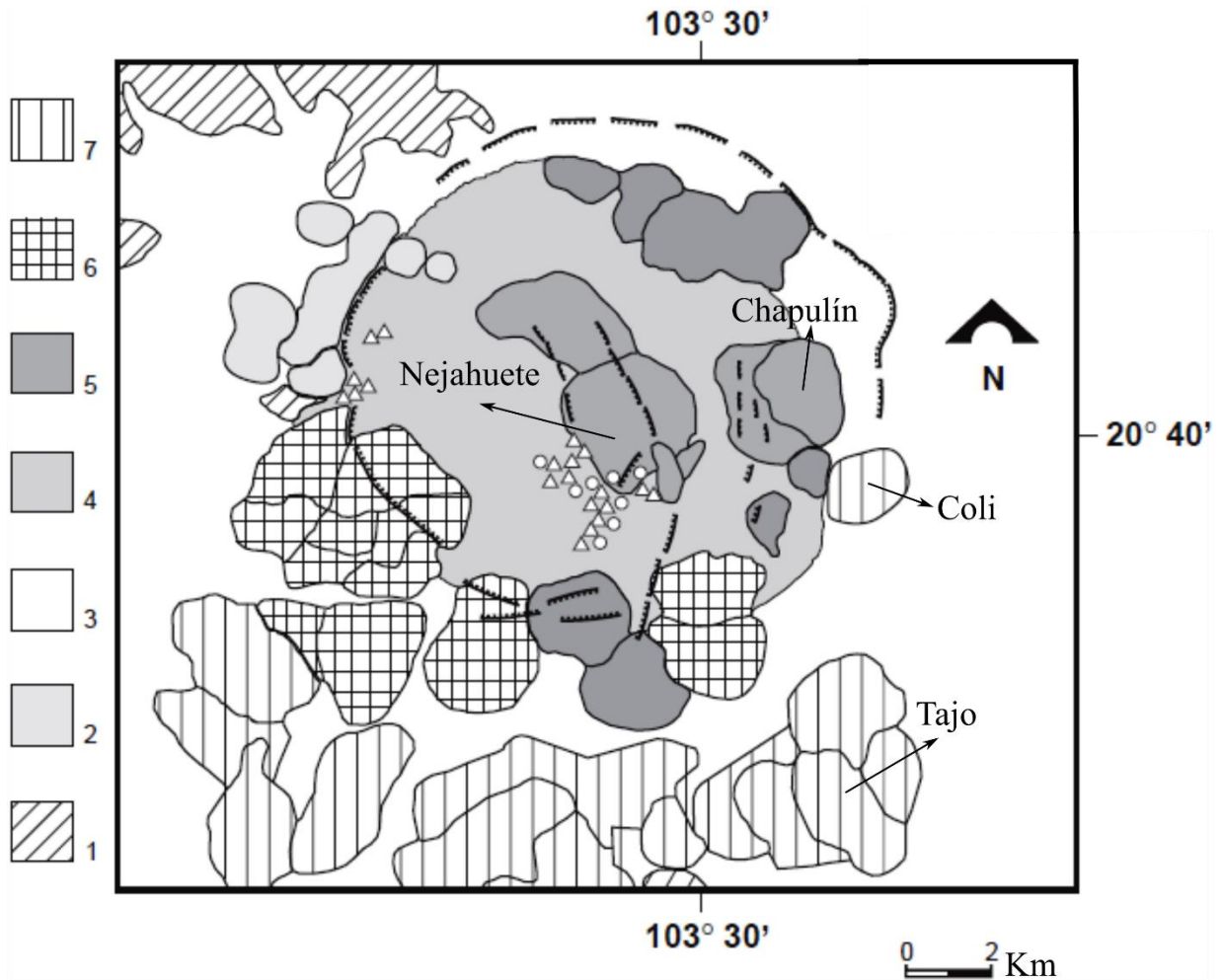


Figura 25. Mapa simplificado de la historia volcánica de La Primavera, de acuerdo con Mahood, (1983), modificado de Campos-Enríquez *et al.*, 2005.
1: Ignimbritas y lavas andesíticas. **2:** Lavas riolíticas pre-caldera. **3:** Toba Tala. **4:** Sedimentos lacustres. **5:** Anillo de domos viejos. **6:** Anillo de domos jóvenes. **7:** Arco Sur
 Los triángulos representan manifestaciones geotermiales. Los círculos representan la ubicación de los pozos geotérmicos.



Figura 26. Fotografía de uno de los afloramientos representativos de la Pómez Gigante de la caldera La Primavera

2.4.3.2 Basamento

Desde la década de los 80's la CFE perforó un total de 12 pozos exploratorios en el sector central de la caldera, de los cuales la mayoría no supera profundidades de 450 metros bajo el nivel del mar (m.b.n.m.), a excepción de uno, que alcanza la profundidad de 1156 m.b.n.m. (Maciel & Rosas-Elguera, 1991).

La columna estratigráfica (Fig. 27) comenzando desde la base, está compuesta por un basamento granítico de edad del Mioceno tardío, correspondiente al BJ, seguido por una secuencia de lavas andesíticas con espesor mayor a los 1500 m (Maciel & Rosas-Elguera, 1991).

Sobre esta secuencia se encuentra un paquete piroclástico que es separado por un flujo andesítico con espesor menor a 150 m. Las edades estimadas de este paquete varían del Mioceno al Plioceno y se cree que puede ser el basamento de la FVTM. Por encima del paquete piroclástico se pueden encontrar rocas riolíticas, que pueden estar asociadas a las primeras emisiones que dieron pie a la formación de la caldera de La Primavera (Maciel & Rosas-Elguera, 1991).

Después, se encuentra la Toba de Tala, con un espesor cercano a los 300 m (Maciel & Rosas-Elguera, 1991), seguido por depósitos lacustres y volcano-sedimentarios correspondientes a la sedimentación activa de la caldera. Sobre los sedimentos lacustres se encuentran los domos post-caldera.

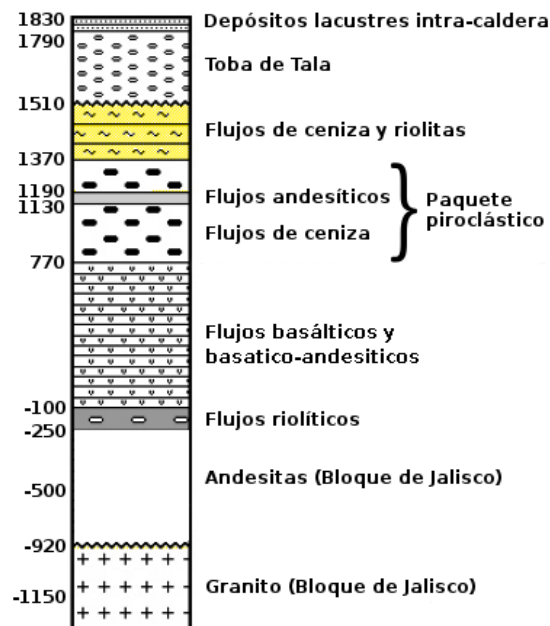


Figura 27. La columna estratigráfica obtenida de los 12 pozos perforados en La Primavera, modificado de Ferrari, 1999. Los números a la izquierda de la columna corresponden con la altitud y/o profundidad con respecto al nivel del mar

3 CAPÍTULO III

3.1 RESULTADOS

3.1.1 Morfología del domo Chapulín

El establecer la morfología de los domos puede proveer información acerca de su reología y el relieve que se encuentra subyaciéndolo, además de ayudar a su sistematización dentro de alguna de las clasificaciones propuestas en la bibliografía. En el presente trabajo se utiliza la clasificación de Blake (1989) quien supone que los domos de lava pueden comportarse como fluidos, sólo cuando experimentan un esfuerzo de cizalla más grande que alguna resistencia interna (τ_0); el tipo de domo es dependiente de la morfología que exhibe, la cual demuestra la habilidad de fluir bajo su propio peso. Para el cálculo de la resistencia interna (τ_0) del domo Chapulín, se utilizó la ecuación $\tau_0 = (0.323 \pm 0.016) \left(\frac{H^2 \rho g}{R}\right)$, resultante de datos experimentales en el trabajo de Blake (1989).

Las características generales del domo Chapulín como altura, radio y diámetro promedio, perímetro, área y resistencia interna, se reportan en la tabla 1.

Tabla 1. Las características fueron calculadas mediante software SIG

Característica	Valor
Altura (H)	223 m
Radio (R)	1502.4 m
Diámetro	3004.8 m
Perímetro	9623 m
Área	7021128 m ²
Resistencia interna (τ_0)	$(2.62 \pm 0.016) \times 10^5$ Pascales (Pa)

Para todos los cálculos se utilizó el valor constante de $g = 9.8 \frac{m}{s^2}$ y $\rho = 2500 \frac{kg}{m^3}$, H = altura promedio, R = radio promedio

Volumen

En la tabla 2 se presentan los resultados del volumen estimado para el domo Chapulín obtenidos mediante 3 métodos distintos. El primero utilizando la fórmula general para el volumen de un cilindro, el segundo utilizando la relación descrita en el trabajo de Blake (1989) y el tercero mediante software SIG.

Tabla 2. Cálculos de volumen

Método	Volumen estimado en km ³
1. $V = \pi R^2 H$	1.6
2. $V = \frac{(8\pi R^2 H^2)}{15}$	0.84
3. Software SIG	1.11

H = altura promedio, R = radio promedio

El criterio para discernir si se forma un domo tipo “torta” o tipo coulée se encuentra dado por la condición $R > \frac{h_0}{\sin^2 \theta}$, donde $h_0 = \frac{\tau_0}{\rho g}$. Cuando esta condición se cumple se habla de un domo tipo coulée, de lo contrario se habla de un domo tipo “torta” (Blake, 1989).

Se calcularon distintos escenarios para encontrar la pendiente mínima del terreno en la cual se pudo haber emplazado el domo Chapulín, los resultados se muestran a en la tabla 3:

Tabla 3. La tabla muestra los resultados obtenidos al utilizar diferentes ángulos para la pendiente del terreno

Pendiente °	Relación $\frac{h_0}{\sin^2 \theta}$, en m
2.00	8774.29
2.50	5615.55
3.00	3899.68
3.50	2865.07
4.00	2193.57
4.50	1733.19
4.90	1461.77
5.00	1403.89
5.50	1160.24
6.00	974.92
6.50	830.70
7.00	716.27

Se generaron dos perfiles de elevación para poder establecer el grado de simetría que presenta el domo Chapulín a partir de las siguientes trayectorias (Fig. 28):

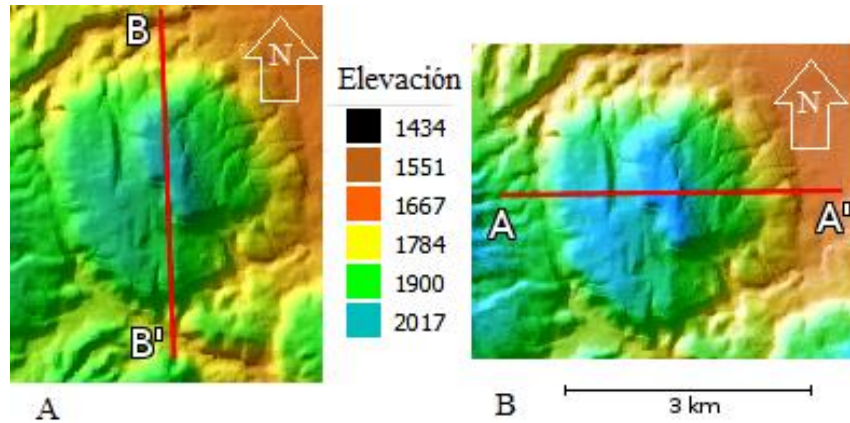


Figura 28. A) Representa el trayecto utilizado para generar el perfil de elevación N-S. B) Representa el trayecto utilizado para generar el perfil de elevación W-E.

Perfiles de elevación

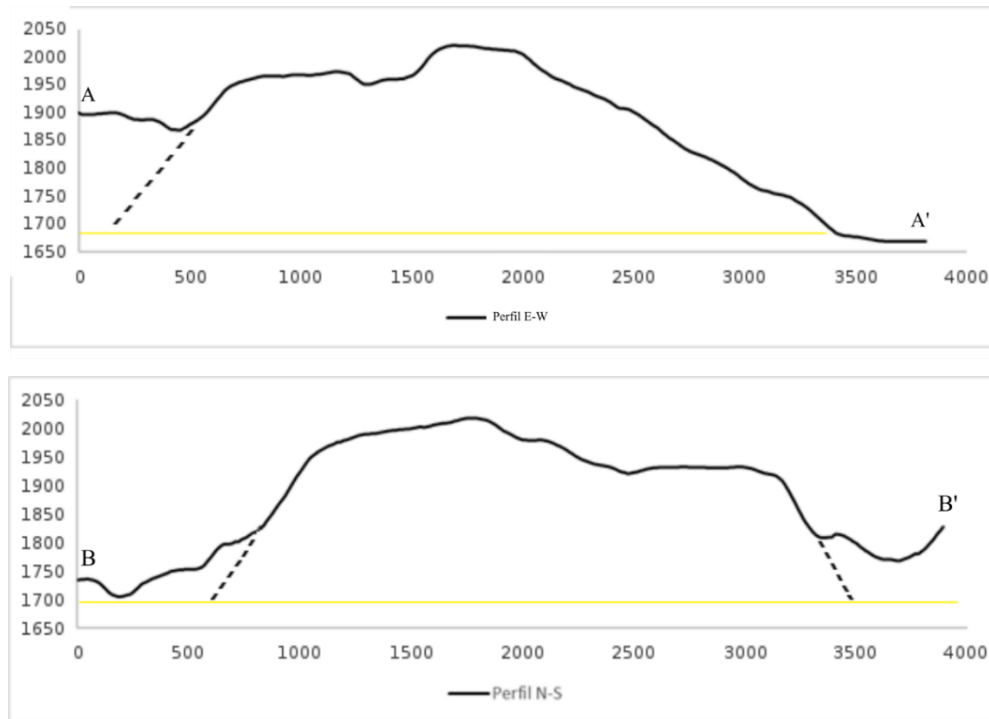


Figura 29. Perfiles de elevación generados a partir de las trayectorias mostradas en la figura 35 (A) y (B) respectivamente. Las líneas punteadas representan la posible forma del domo debajo de la superficie y la línea amarilla representa la base inferida del domo

3.1.2 Afloramientos del domo Chapulín

En total se describieron 10 afloramientos en campo (Fig. 30). De cada afloramiento se consideraron características físicas de los depósitos encontrados en cada uno, se tomaron muestras para análisis petrográfico y geoquímico. Las descripciones de dichos afloramientos y los resultados de los análisis se utilizaron para clasificar los distintos depósitos, así como para interpretar las relaciones estratigráficas del domo Chapulín y otros depósitos. A continuación, se describen los afloramientos clave para este trabajo; las alturas se encuentran dadas en metros sobre el nivel del mar.

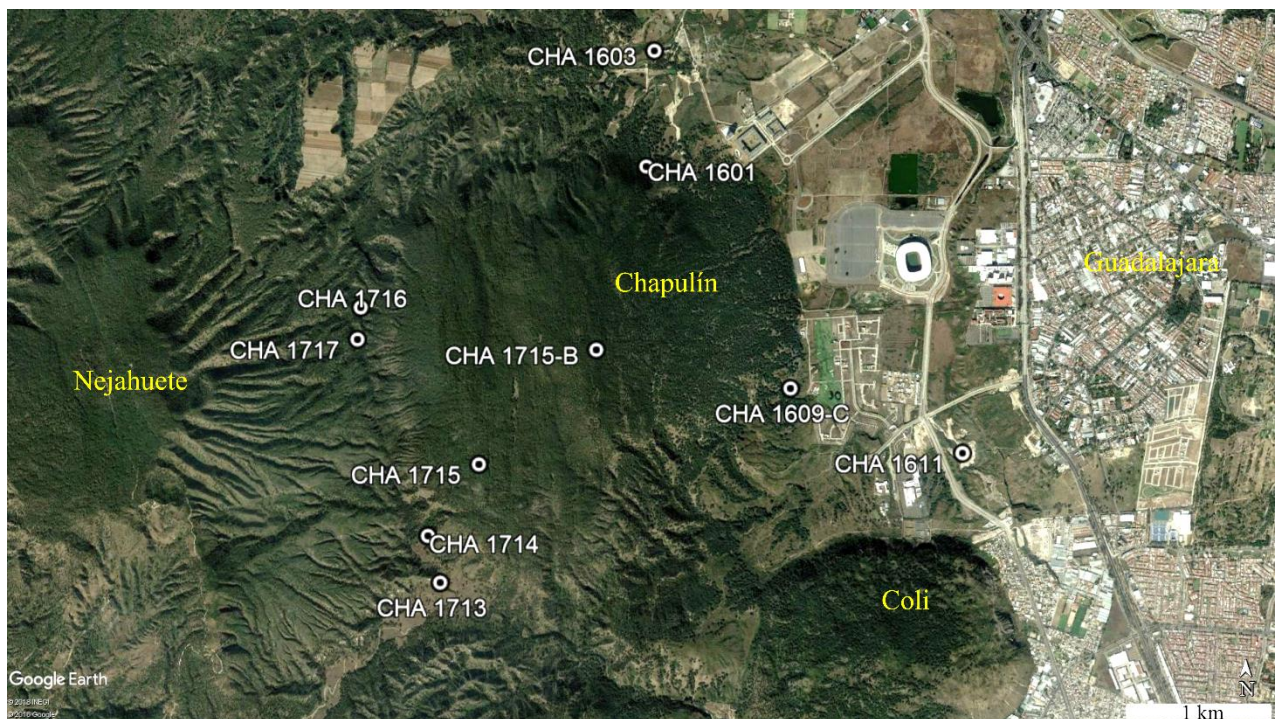


Figura 30. Imagen satelital de Google Earth, en donde se ubican los afloramientos levantados en el área del domo Chapulín

Afloramiento CHA1603

Coordenadas

E 658327

N 2289144

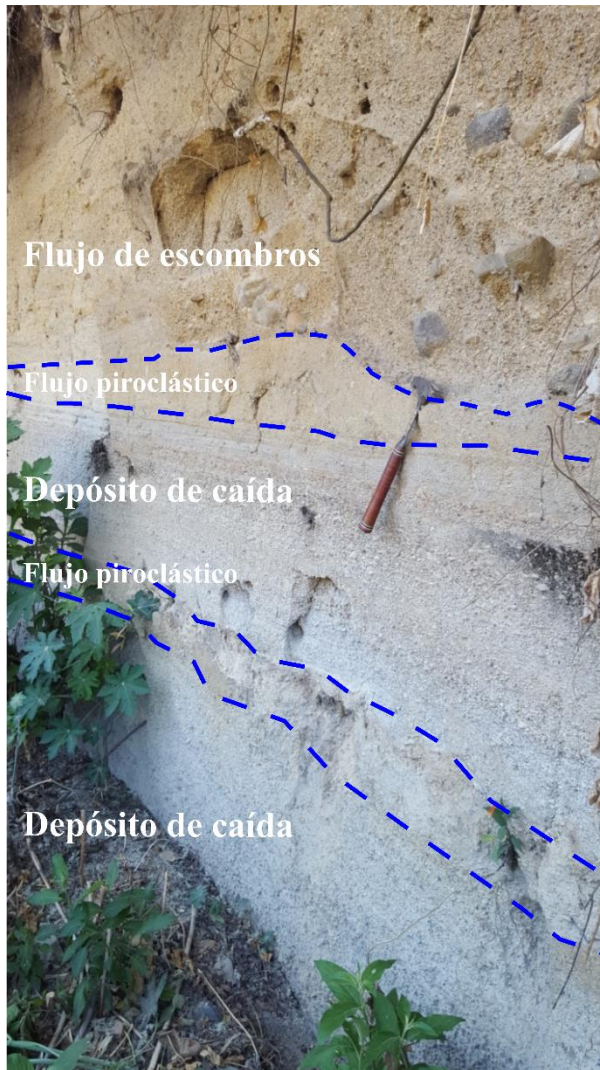


Figura 31. Intercalación de depósito de flujo de escombros (DFE), depósito de flujo piroclástico (DFP) y depósito de caída (DC) del afloramiento CHA 1603

Este afloramiento se encontró al norte del domo Chapulín, sobre el lecho de un río (Fig. 31), a 1679 m. Se observó una intercalación de productos de flujos piroclásticos con depósitos de caída de pómez. Comenzando por la base, el primer depósito de caída se encuentra constituido por pómez de color gris claro, de tamaño lapilli, de forma subangulosa, con estratificación difusa. La parte superior de este depósito se encuentra enriquecida en líticos. Sobre esta capa se observó un depósito de flujo piroclástico, endurecido, de espesor irregular, con fragmentos de pómez redondeada y escasos líticos accidentales, dentro de una matriz de ceniza. El siguiente depósito de caída lo constituyen clastos de pómez color gris claro, de tamaño de lapilli fino que cambia gradualmente a ceniza gruesa hacia la parte superior de éste, sobreyacido por un depósito de flujo piroclástico rico en pómez redondeada y algunos líticos accidentales, inmersos en una matriz de ceniza. El último estrato es un depósito de flujo de escombros, heterolitológico, masivo, de color café claro, con líticos de entre 15 y 20

cm de diámetro, redondeados, inmersos en una matriz de ceniza media a gruesa. El contacto con el depósito de flujo piroclástico subyacente es erosivo.

Afloramiento CHA 1609

Coordenadas

E 659292

N 2286815



Figura 32. DC y DFP del afloramiento CHA 1609

El afloramiento se observó en el flanco este del domo Chapulín, a 1732 m. La figura 32 corresponde a la parte superior de éste. Comenzando de la base del afloramiento, se observa un depósito de flujo piroclástico, masivo, con un espesor de aproximadamente 75 cm, conformado por algunos fragmentos de pómez de tamaño lapilli fino, inmersos en una matriz de ceniza. Posteriormente se aprecia un depósito grano-soportado, con gradación normal (de lapilli medio a fino), de 38 cm de espesor, constituido de pómez subangulosa y algunos líticos densos de 1.7 y 2.4 cm de diámetro. La parte superior del afloramiento está conformado por material retrabajado del mismo depósito piroclástico, parcialmente convertido a suelo. Toda esta secuencia piroclástica descansa sobre un paleosuelo de poco espesor (4cm) que a su vez se encuentra sobre lavas del domo Chapulín, por lo tanto, esta secuencia piroclástica, que representa una erupción explosiva, es posterior al Chapulín.

Afloramiento CHA 1611

Coordenadas

E 659262

N 2286758

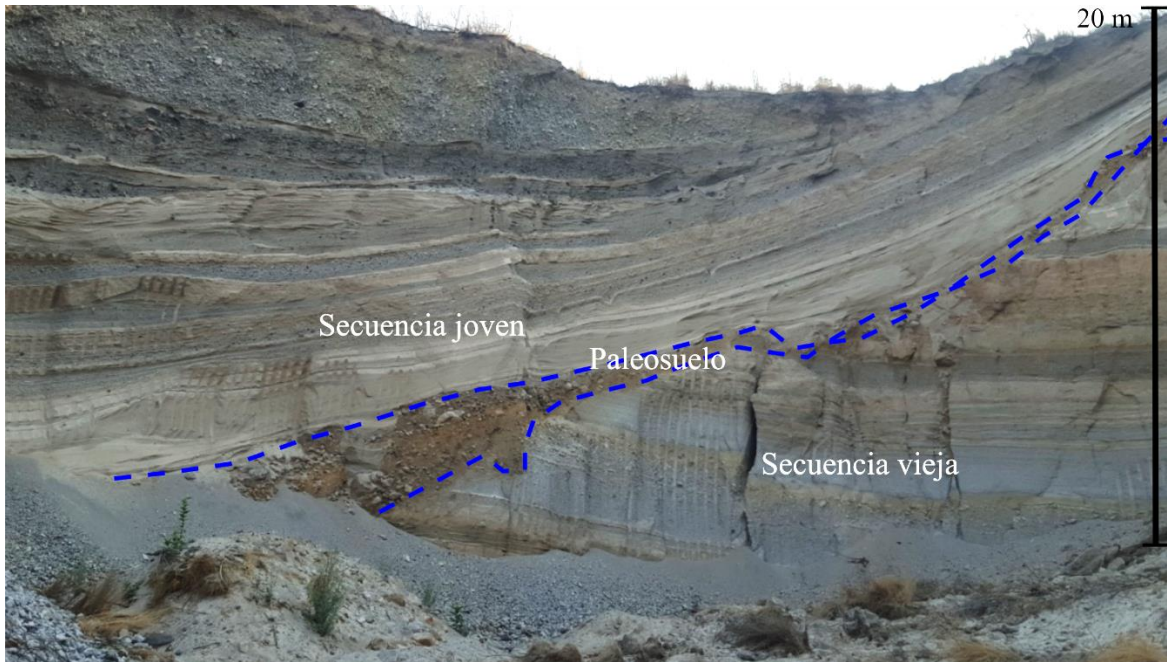


Figura 33. Secuencias piroclásticas jóvenes y viejas divididas por un paleosuelo del afloramiento CHA 1611

El afloramiento CHA 1611 (Fig. 33) se ubica en una cantera, al sur del estadio Omnilife (Fig. 30) y al este del domo Chapulín, a 1748 m. En este afloramiento se observaron varias secuencias piroclásticas, depósitos de caída, flujo piroclástico, oleada piroclástica y flujos de escombros. Para fines del presente trabajo y con base a la presencia de un paleosuelo y un contacto erosivo se dividió en dos paquetes: secuencia “vieja”, que consiste en la parte inferior hasta el paleosuelo y secuencia “joven” que abarca a partir del paleosuelo hasta la culminación de las secuencias en la parte superior. La secuencia vieja se encuentra formada por intercalaciones de flujos piroclásticos, caídas de pómez y lahares. La secuencia joven presenta intercalaciones de oleadas húmedas, caídas de pómez, caídas de ceniza color café y lahares. Todos los depósitos consisten de lapilli de pómez y líticos, algunos bloques y ceniza de composición riolítica, corroborado con la composición química de todas las muestras colectadas en este afloramiento (ver sección 3.1.3).

Afloramiento CHA 1713

Coordenadas

E 656880

N 2285460

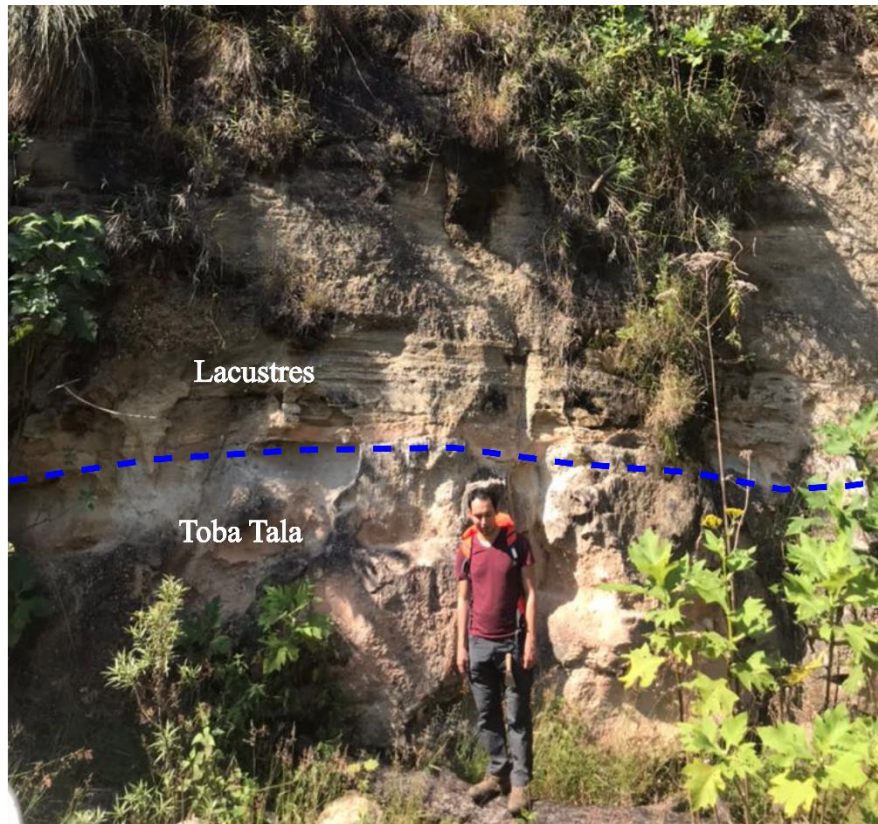


Figura 34. Sedimentos lacustres sobreyaciendo a la Toba Tala en el afloramiento CHA 1713, la persona en la fotografía mide aproximadamente 2 m de altura

El afloramiento se encuentra en un montículo ubicado al suroeste del domo Chapulín (ver Fig. 30) a una altura de 1831 m. En la parte inferior de la figura 32 se observó un estrato de aproximadamente 2 metros de espesor, constituido por fragmentos de pómez riolítica de tamaño lapilli a bloques, embebidos en una matriz de ceniza de color rosa, parcialmente endurecido. Estas características corresponden con la Toba Tala, erupción explosiva asociada a la formación de la caldera La Primavera. Sobreyaciendo a la Toba Tala se observaron depósitos estratificados, de material fino. Este paquete se clasificó como depósitos lacustres, con un espesor de aproximadamente 8 metros intercalados con algunas caídas de pómez retrabajadas.

Afloramiento CHA 1715-B

Coordenadas

E 657138

N 2286273

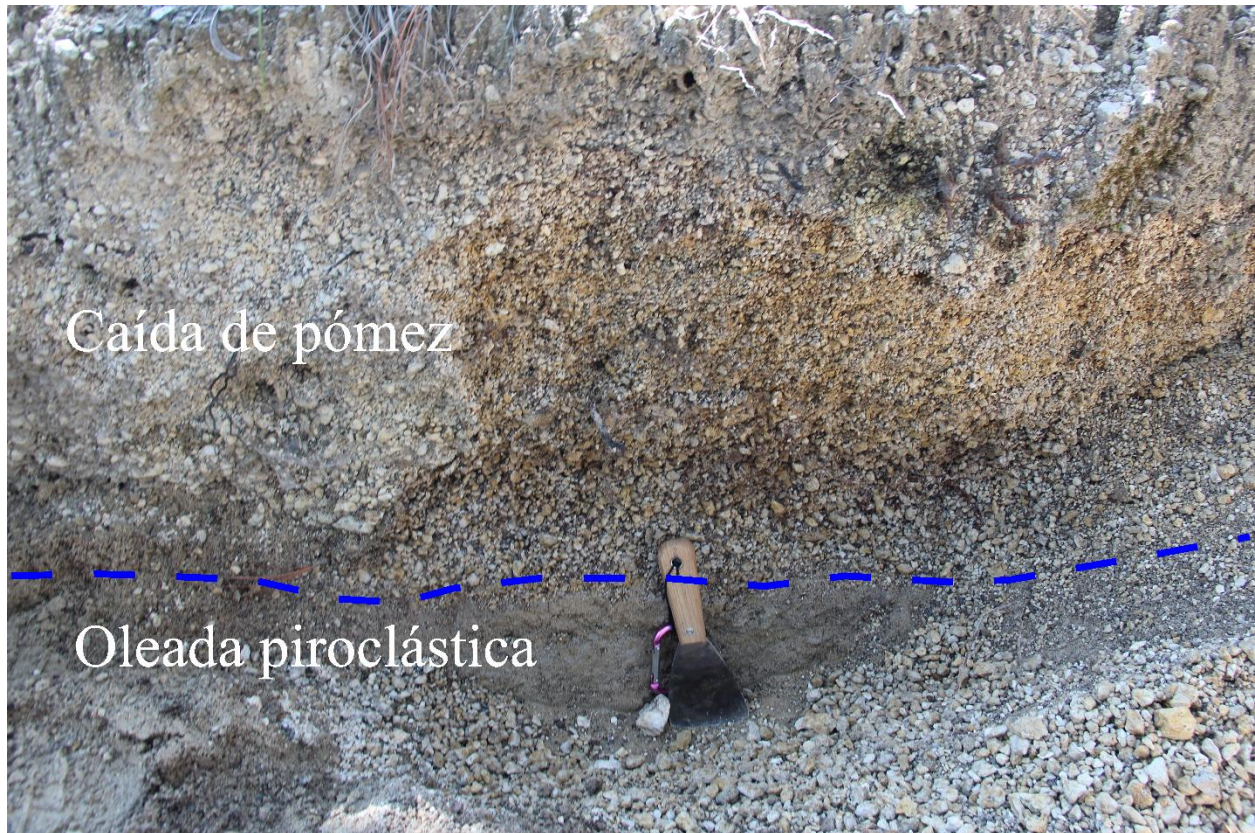


Figura 35. DC y depósito de oleada piroclástica (DOP) del afloramiento CHA 1715-B

Sobre el domo Chapulín (Fig. 30) a 1996 m se describió un afloramiento de unos 40 cm de espesor. Se observó que la parte superior del afloramiento se encuentra un depósito de caída de pómez de 2-3 cm de diámetro (Fig. 35), de color ocre, que incluye algunos líticos de forma aplanada con diámetros de entre 1.6 y 2.7 cm, que a su vez presenta una gradación normal y tiene un espesor de aproximadamente 30 cm. Este depósito de caída sobreyace a otro depósito piroclástico, de 10 cm de espesor, constituido por ceniza fina y algunos fragmentos de pómez redondeada. Se clasificó a este depósito como producto de una oleada piroclástica. Además, se considera que este paquete piroclástico es el mismo que se describió en el afloramiento CHA-1609, con base en las características de los constituyentes del depósito.

Afloramiento CHA 1716

Coordenadas

E 656304

N 2287345

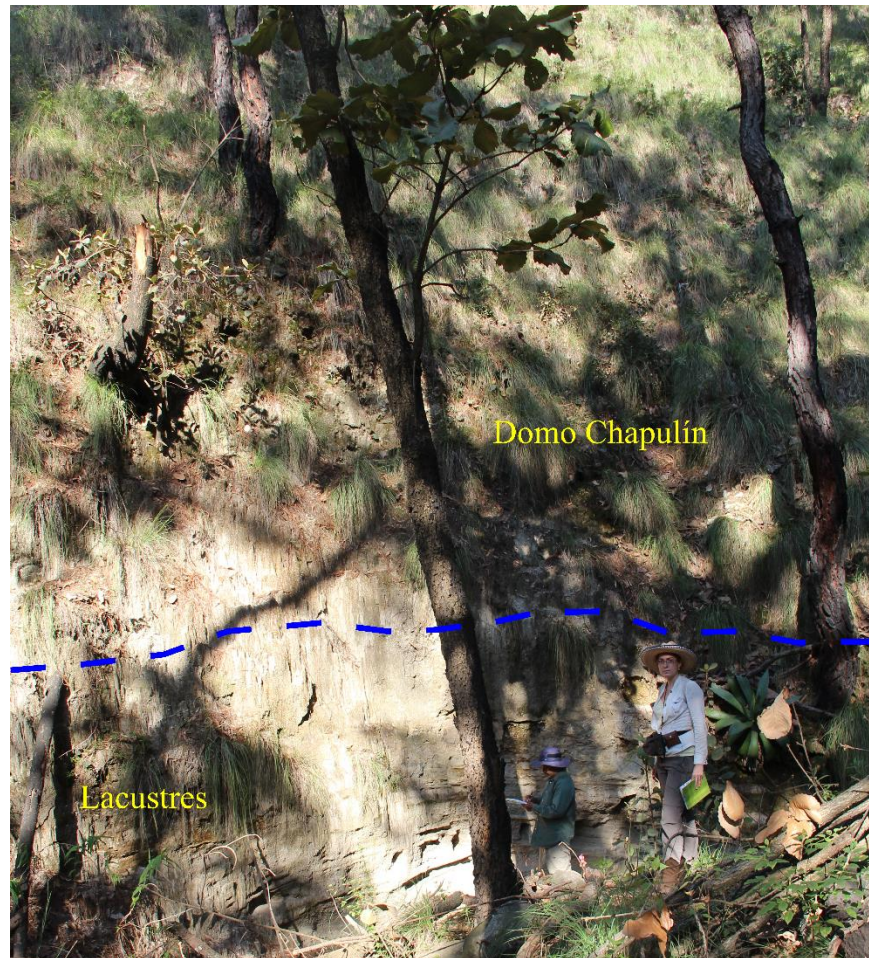


Figura 36. Fotografía tomada del afloramiento CHA 1716

Este afloramiento se localiza bajando por el flanco oeste del domo Chapulín, a una elevación de 1853 m. Aquí se aprecian lavas del domo Chapulín que sobreyacen a sedimentos lacustres estratificados (Fig. 36). El espesor observado de la capa de sedimentos lacustres es de aproximadamente 2.5 metros. Estas relaciones estratigráficas sugieren que el domo Chapulín se emplazó posterior a la generación del lago y, por ende, es posterior a la formación de la caldera también.

Afloramiento CHA-PAR

Coordenadas

E 648500

N 2277494

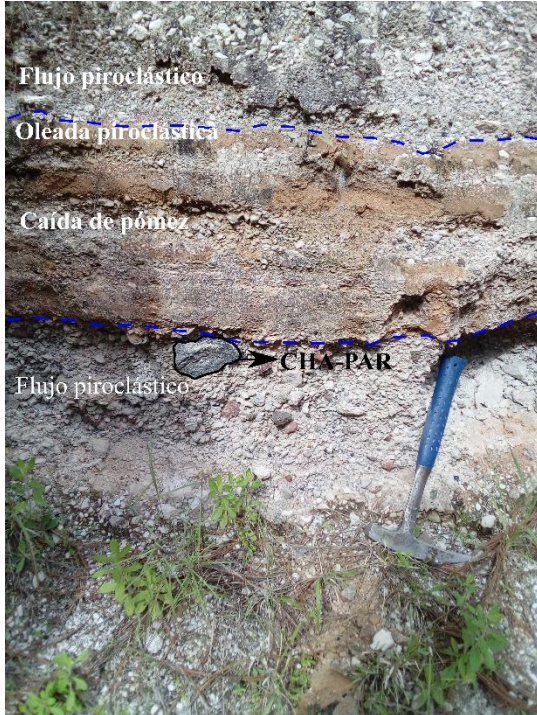


Figura 37. Secuencia de DFP, con un paquete intercalado de DOP y DCP

El afloramiento CHA-PAR se localiza en la parte central-sur de la caldera (Ver fig. 8). En la base del afloramiento (Fig. 37) se encuentra un depósito de flujo piroclástico de aproximadamente 40 cm de espesor, constituido de fragmentos de pómez blanca, líticos de color claro (riolíticos) y accidentales, inmersos en una matriz de ceniza media a fina. De los líticos accidentales se muestreó un fragmento de andesita basáltica de 15 cm de longitud, utilizada posteriormente como posible material parental (CHA-PAR) en los modelos petrológicos (ver sección 4.1.2). Este fragmento accidental fue expulsado junto con el material piroclástico, lo que

sugiere que éste proviene de alguna zona profunda por debajo de la caldera La Primavera

y por lo tanto puede pertenecer a un componente máfico del vulcanismo del área de la caldera o ser parte del paquete de andesitas correspondiente al BJ (Ver fig. 27). Por encima del flujo piroclástico se encuentra un paquete con intercalaciones de oleadas piroclásticas húmedas y caídas de pómez. Sobre este último yace un depósito de flujos piroclásticos de color gris claro con líticos embebidos en una matriz de ceniza fina.

En campo se pudo observar que la Toba Tala se encuentra bajo sedimentos lacustres cerca al domo Chapulín a 1831 m (Fig. 34) y que el domo Chapulín se encuentra sobre sedimentos lacustres (Fig. 36) a una elevación de 1853 m.

3.1.3 Análisis geoquímicos

3.1.3.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores son útiles para clasificar químicamente a las rocas ígneas y para observar si existen tendencias que puedan dar indicio de la cristalización fraccionada de alguna fase mineral en el sistema. Se dice que son elementos mayores porque su concentración es $> 0.1\%$ en peso (porcentaje en peso en una muestra de 100 gr) y son los principales constituyentes de los minerales formadores de roca (Best, 2013).

Tras hacer una comparación química entre las muestras obtenidas en los afloramientos, se encontró que el depósito de caída de pómez del afloramiento CHA 1609 (Fig. 32) se puede correlacionar con la secuencia joven encontrada en la cantera (Fig. 33) así como, posiblemente el depósito de caída de pómez del afloramiento CHA 1715-B podría corresponder a éstos también. El depósito de caída de pómez observado en el afloramiento CHA 1603 (Fig. 31), no mostró correlación con los otros afloramientos. Las muestras de los afloramientos del domo y las muestras del afloramiento CHA 1611, parecen no estar relacionados químicamente.

Con base en las comparaciones químicas y lo observado en campo, se clasificaron las muestras colectadas dentro de los siguientes grupos (Fig. 38), los cuales serán utilizados en las gráficas químicas posteriores:

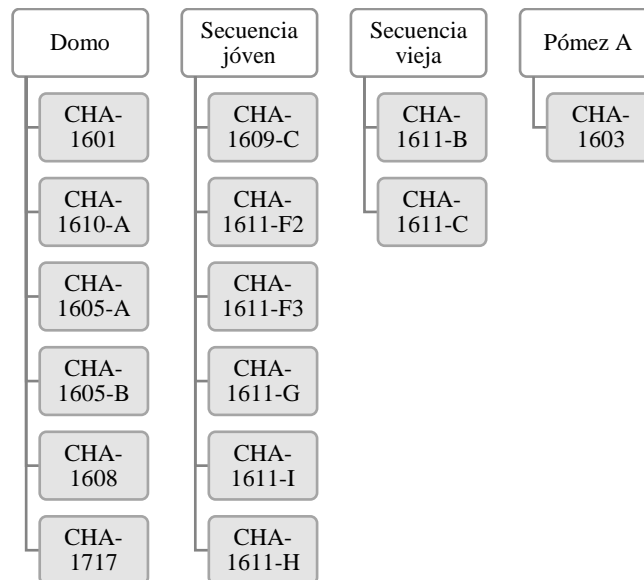


Figura 38. Separación en cuatro grupos de las muestras colectadas en campo de acuerdo a las características químicas

En la tabla 11 del anexo se muestran los resultados de las muestras analizadas, mismos que fueron utilizados para elaborar diagramas de clasificación química como el TAS (álcalis totales vs sílice) y de tipo Harker. En el diagrama TAS se incluye la muestra CHA-PAR, los resultados para esta muestra se encuentran en la tabla 18 del anexo.

En el diagrama TAS (Fig. 39) se puede observar que todas las muestras caen en el campo de riolitas, con un contenido en sílice homogéneo, entre 75.7 – 77.7 % en peso. La andesita basáltica tiene un contenido en sílice del 57 % en peso.

Los diagramas de variación (Fig. 41) no muestran tendencias claras más que en los óxidos mayores TiO_2 y Fe_3O_2 , que decrecen mientras que el silicio aumenta, en este caso no se graficó la andesita-basáltica porque no permite ver con detalle la variación de las muestras riolíticas.

En la figura 40 se muestra el diagrama de Shand (1943) para las muestras riolíticas en donde se observa que las muestras del domo y la mayor parte de las muestras de la secuencia joven caen dentro del campo peralcalino. La pómez A es la única muestra que entra en el campo de rocas peraluminosas, mientras que una de las muestras de la secuencia vieja cae dentro de rocas metaluminosas.

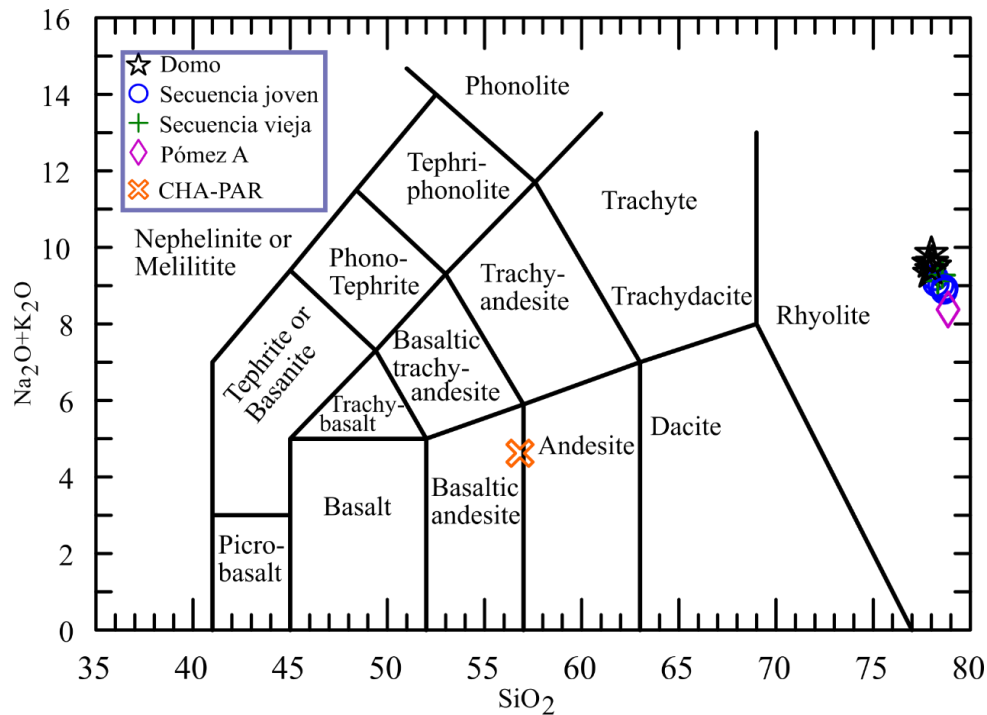


Figura 39. Diagrama de clasificación química álcalis total vs sílice (TAS, Le Maitre-IUGS, 1989), mostrando la clasificación de las muestras analizadas, junto con la andesita basáltica

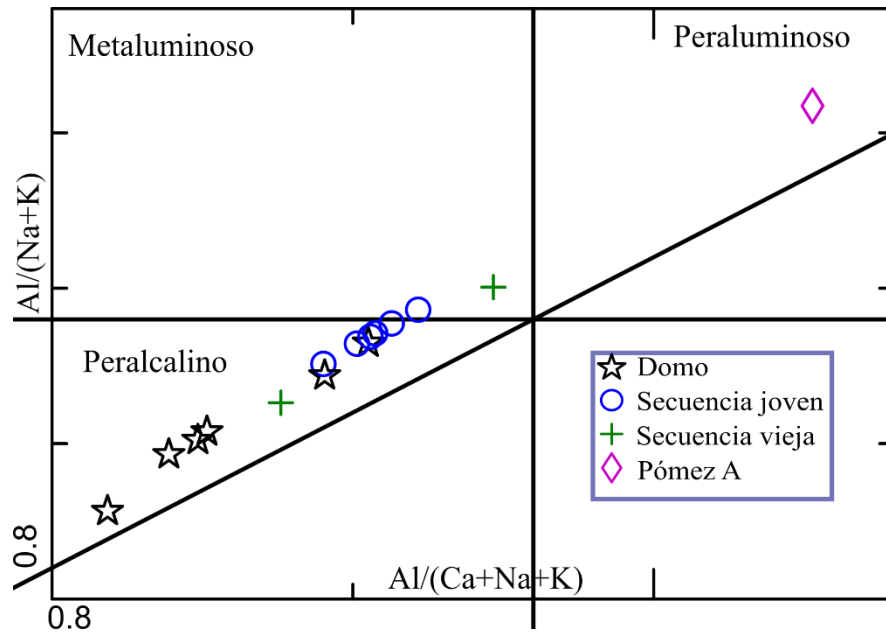


Figura 40. Diagrama de Shand, 1943 para la discriminación de rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas

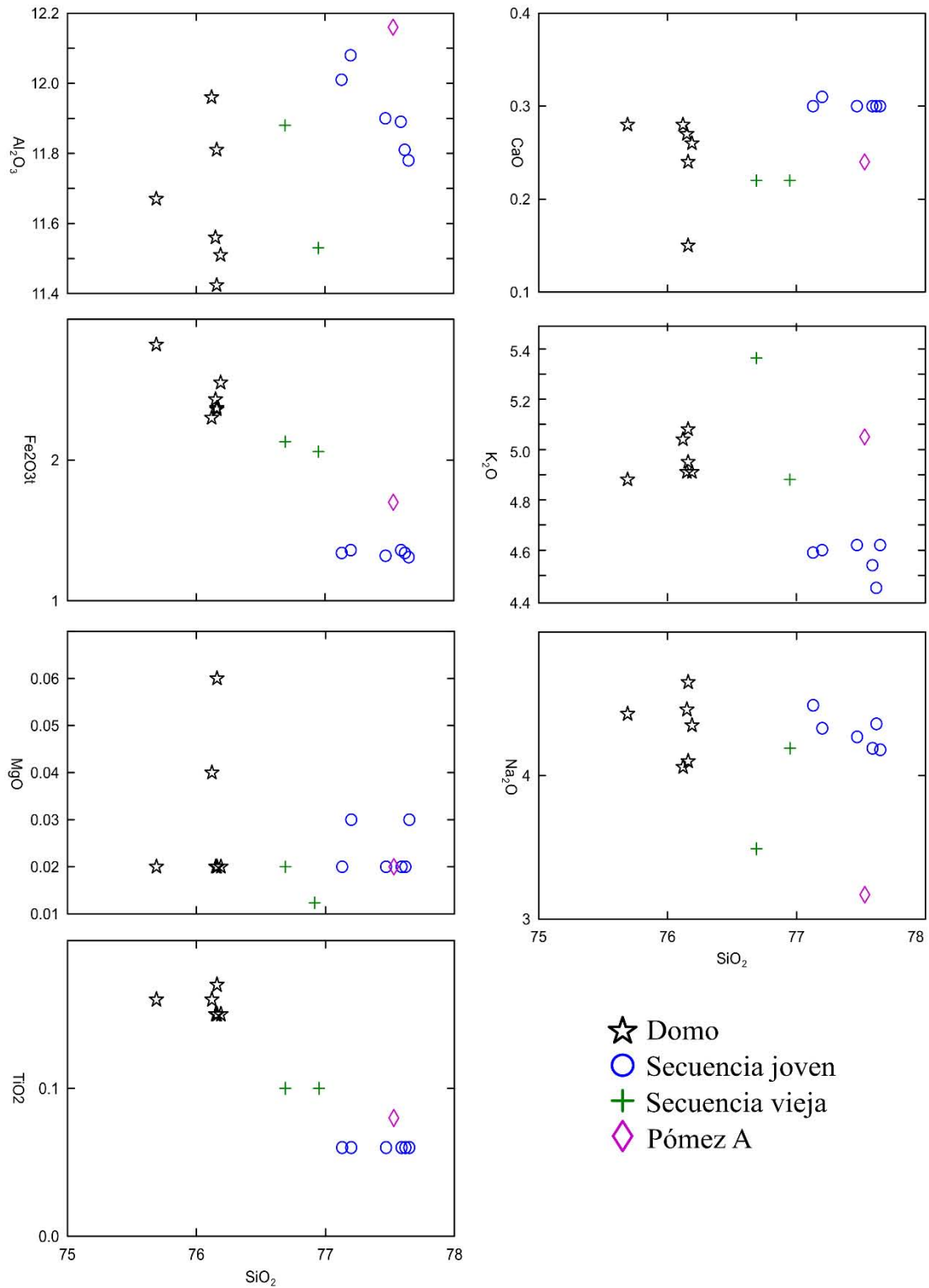


Figura 41. Diagramas de variación Harker (Sílice vs elementos mayores) de las muestras analizadas. Las concentraciones se encuentran en % en peso

3.1.3.2 Elementos traza

Los elementos traza son aquellos que se encuentran en concentraciones menores al $< 0.1\%$ en peso en una roca, por lo que se miden en partes por millón (ppm). Aunque generalmente sustituyen a elementos mayores en los minerales formadores de roca, también pueden cristalizar minerales por su cuenta, como el circonio, por ejemplo (Best, 2013). La tabla 11 con los resultados de los elementos traza para las muestras analizadas se encuentra en el anexo. Se realizaron diagramas de elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés; Fig. 42) y multielemento (Fig. 43), para observar el comportamiento de estos componentes.

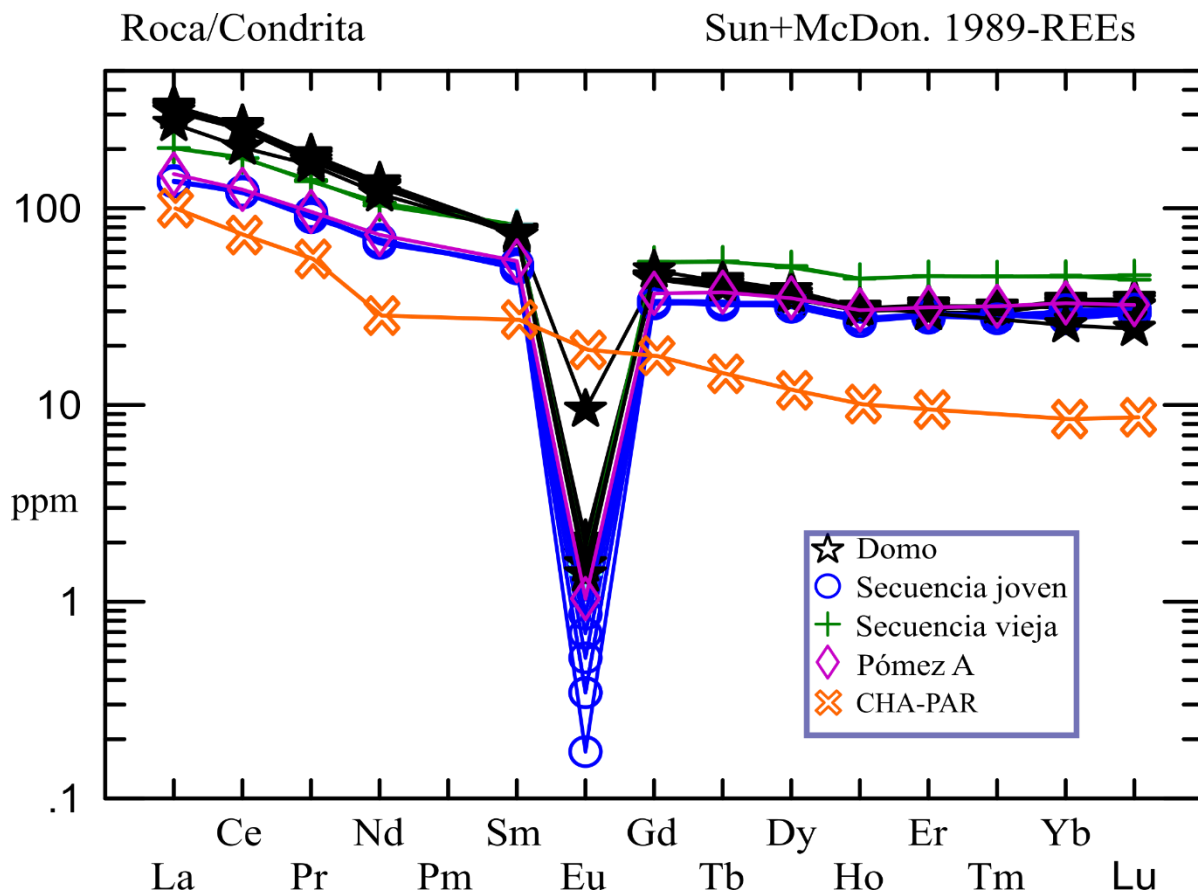


Figura 42. Diagrama de tierras raras normalizado contra la condrita (Sun & McDonough, 1989), las concentraciones se encuentran en ppm en escala logarítmica.

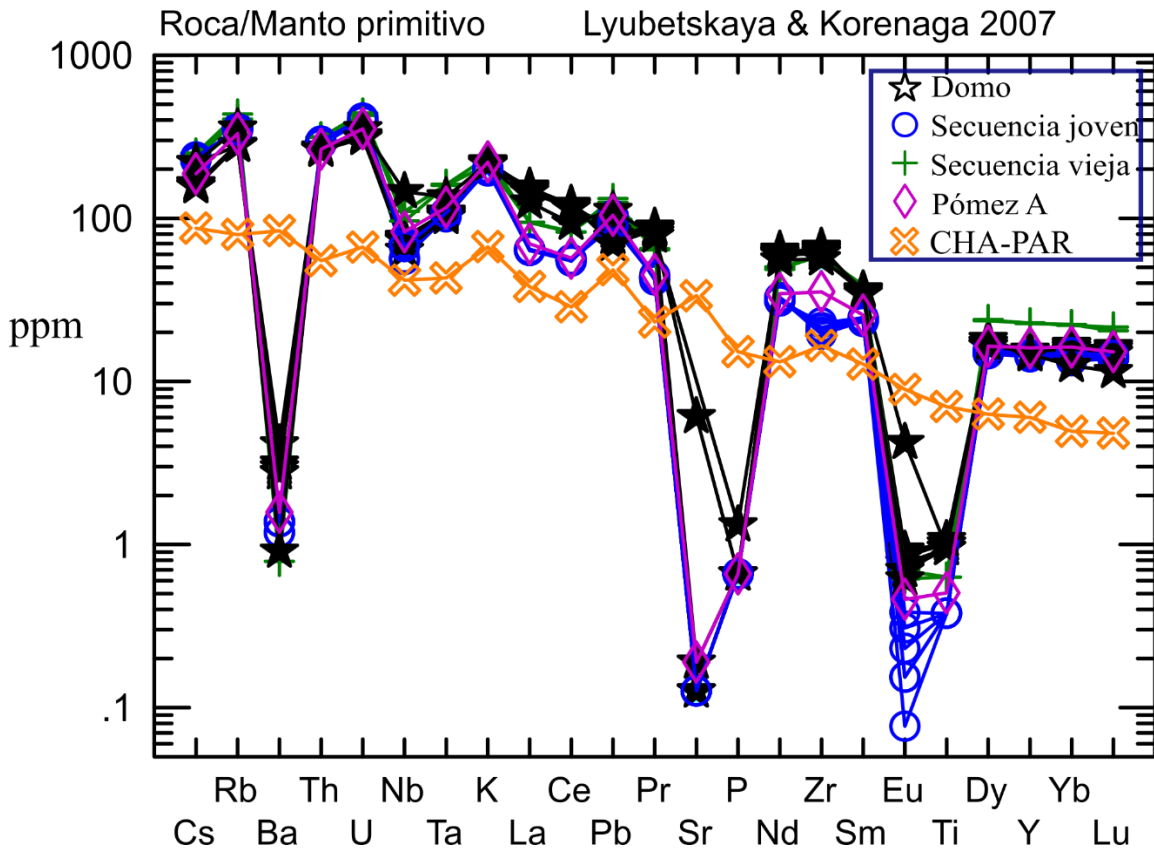


Figura 43. Diagrama multielemento normalizado contra el manto primitivo (Lyubetskaya & Korenaga, 2007). Las concentraciones se encuentran en ppm en escala logarítmica

El diagrama de REE (Fig. 42) presenta una marcada anomalía negativa en Eu, que va incrementando de las muestras del domo hacia la secuencia joven, mientras que el domo y la secuencia vieja se encuentran más enriquecidos en tierras raras ligeras (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) que la pómez A y la secuencia joven. En cambio, la secuencia vieja es la única que presenta un enriquecimiento ligeramente mayor en tierras raras pesadas (Dy, Y, Yb, Lu). Para el caso de la andesita basáltica ésta se comporta de manera muy diferente a las riolitas, ya que presenta solo una disminución ligera de tierras raras ligeras a las pesadas.

El diagrama multielemento (Fig. 43) muestra además de la anomalía en Eu, anomalías negativas en Ba, Sr y Ti para todas las riolitas.

Para el caso de la andesita-basáltica se observa que presenta un patrón casi plano con algunas anomalías pequeñas positivas en K, Pb y Sr.

Con fines comparativos se realizó un diagrama que muestra a la andesita-basáltica normalizada contra basaltos de tipo N-MORB, E-MORB y OIB (Fig. 44), donde la menor pendiente resulta ser la de basaltos OIB, es decir que su normalización es casi 1 en todos los elementos, a excepción de Pb y Cs. De modo que la muestra andesítico-basáltica se clasifica como producto de un magma de tipo OIB.

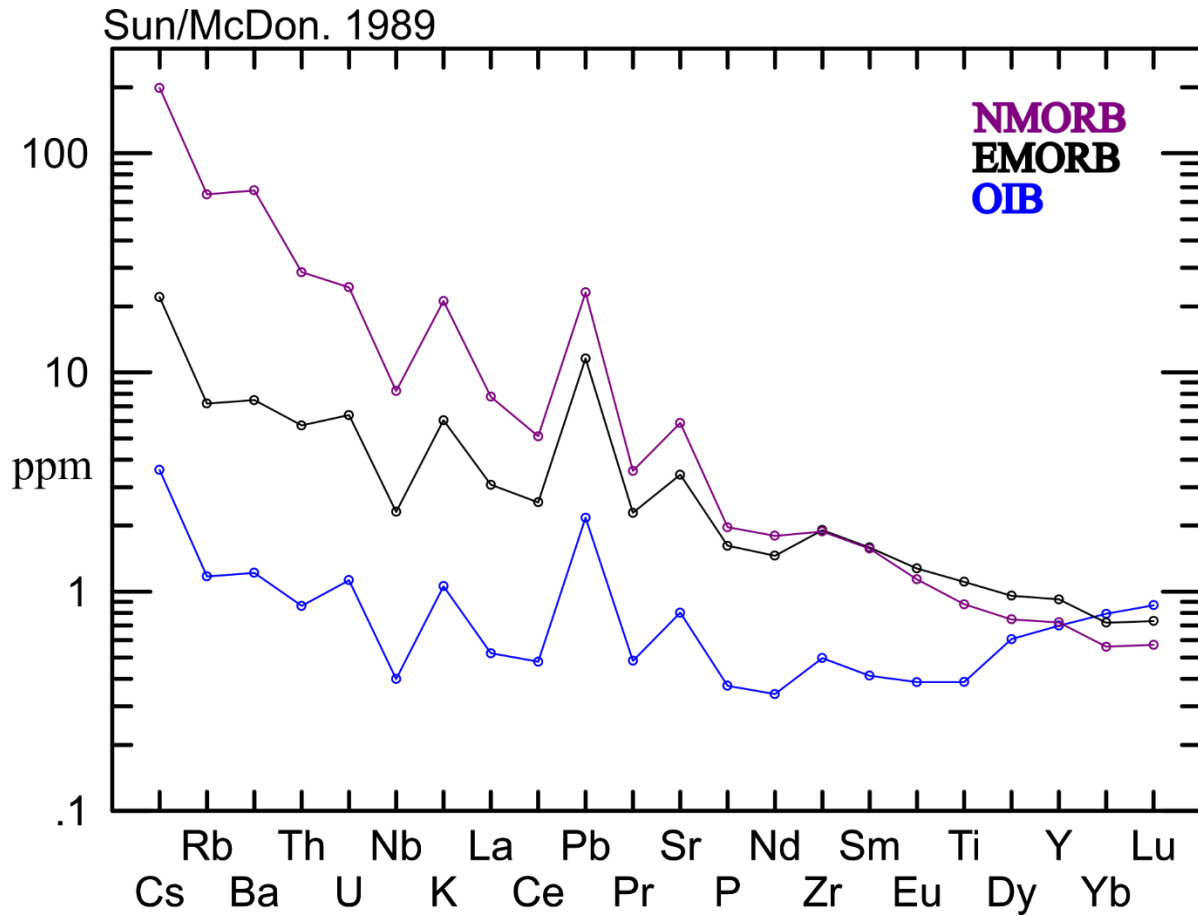


Figura 44. Diagramas normalizados contra EMORB, NMORB y OIB, Sun & McDonough (1989), de la muestra CHA-PAR

3.1.4 Petrografía

En la observación petrográfica de las láminas de las lavas del domo (CHA-1601, CHA-1717, CHA-1610, CHA-1608, CHA-1605-A y CHA-1605-B) se identificó que todas las muestras desarrollaron una textura porfídica hipocristalina, con una matriz de vidrio y microlitos. La matriz comprende entre el 85 y 90% y los fenocristales entre el 10 y 15%. Se pueden observar fenocristales euhedrales de clinopiroxeno y sanidino, y fenocristales subhedrales de cuarzo y óxidos. En abundancia se observaron cristales de cuarzo, seguidos por sanidino, después clinopiroxenos y en menor proporción óxidos (Fig. 45). Los cristales más grandes fueron de sanidino con una longitud de aproximadamente 2 mm y en algunos casos se distinguió la presencia de inclusiones de óxidos. En ningún mineral se observaron texturas de desequilibrio como pueden ser coronas de reacción o zoneamiento, pero en algunos cristales de sanidino se observó textura esquelética.

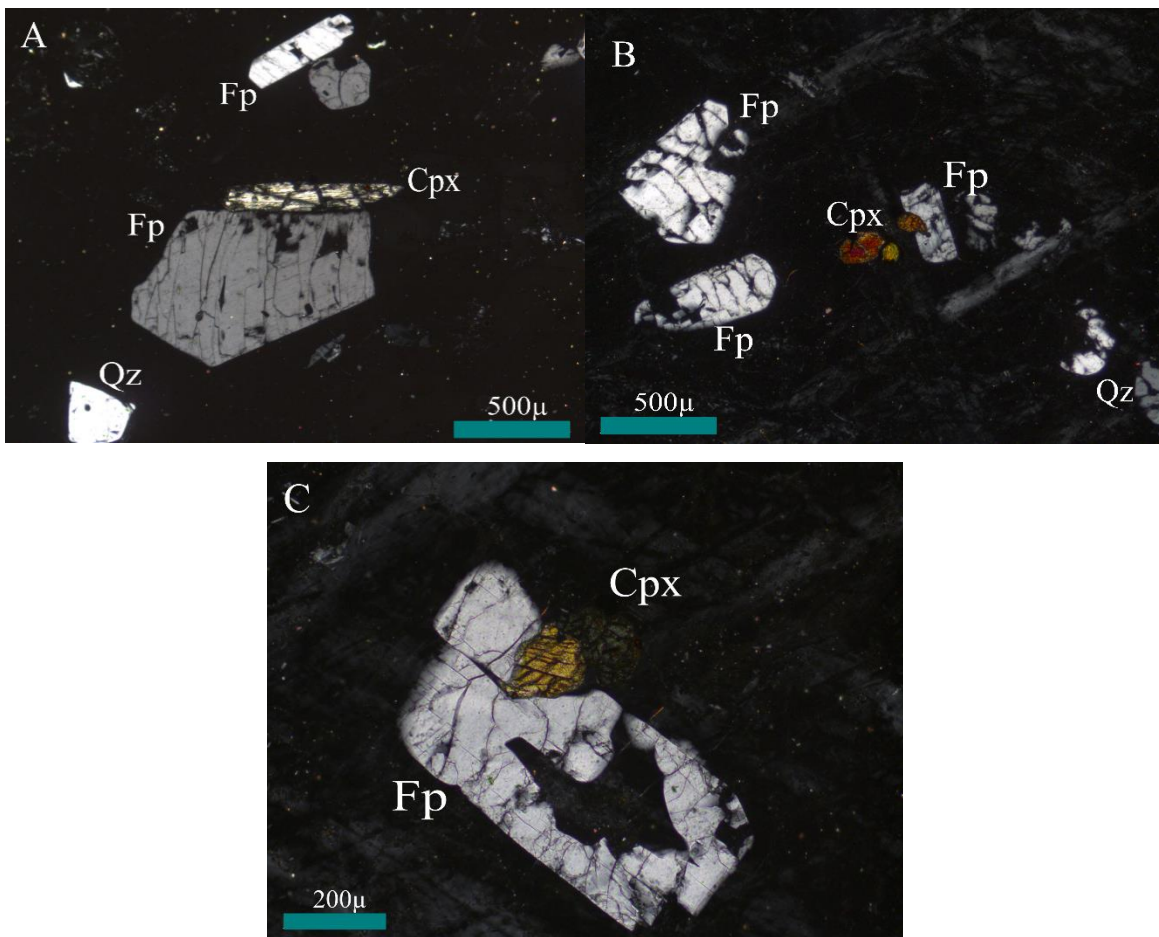


Figura 45. A) Cristales de sanidino (Fp), cuarzo (Qz) y clinopiroxeno (Cpx) en la muestra CHA-1608. B) Cristales de sanidino, cuarzo y clinopiroxeno en la muestra CHA-1601. C) Cristal de sanidino siendo parcialmente reabsorbido junto con un clinopiroxeno en la muestra CHA 1610-A

También se realizó una lámina delgada para la muestra CHA-PAR correspondiente a la andesita-basáltica. Esta muestra presenta una textura porfídica, hipocristalina, con una matriz de plagioclasas y piroxenos combinada con vidrio. La matriz comprende > del 90% del volumen de la muestra y se observan fenocristales de plagioclasa y piroxenos. En general, tanto los cristales de plagioclasa como los de piroxeno se encuentran sumamente fracturados, lo cual pudo haber sido ocasionado durante el desbaste de la lámina. Ambas fases minerales se encuentran formando glomero-cristales, aunque también se observaron algunas plagioclasas aisladas. En abundancia la muestra contiene más cristales de plagioclasa que de piroxenos (Fig. 46). Únicamente se realizó una lámina para la muestra, por lo que no es posible determinar si el fracturamiento de los cristales se debe al desbaste o a otra razón.

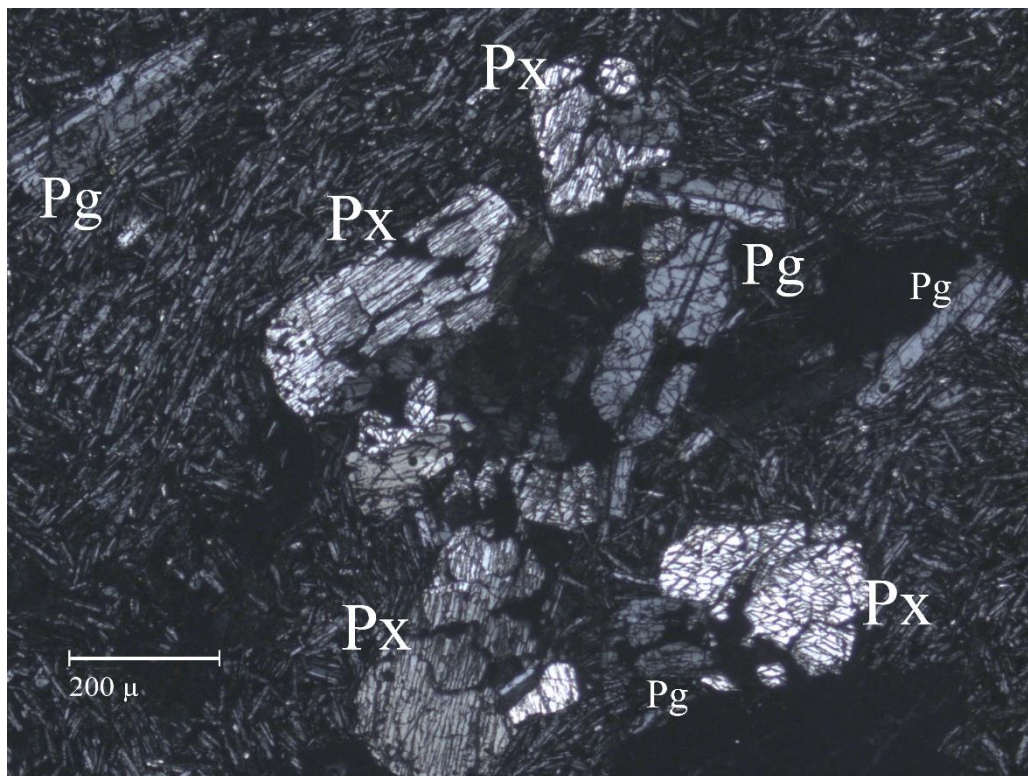


Figura 46. Cristales de plagioclasa (Pg) y piroxenos (Px) dentro de una matriz microlítica y vítrea de la muestra CHAPAR.

3.1.5 Análisis por microsonda

Las láminas CHA-1610-A, CHA-1717, CHA-1605-B (Domo Chapulín) y CHA-PAR (andesita-basáltica), fueron seleccionadas para llevar a cabo análisis por microsonda electrónica, puesto que son las que representan de manera más robusta la mineralogía del domo. La lámina CHA-PAR se seleccionó para su análisis porque es propuesta en el presente trabajo como el posible material parental del cual se formaron las riolitas del domo por medio de algún mecanismo de evolución magmática. Las tablas con los resultados en % en peso y las condiciones analíticas se encuentran en el anexo (Tablas 12-17).

3.1.5.1 Feldespatos

Originalmente se planeaba medir transectos en los feldespatos para determinar si existía un cambio composicional, pero los cristales de todas las muestras se encuentran fracturados, posiblemente ocasionado durante el desbaste de las láminas, por lo que, a su vez, se midieron diferentes puntos dentro de un mismo cristal procurando medir el centro y los bordes. Con los datos obtenidos se realizaron pruebas de varianza de un factor (Analysis of variance; ANOVA) para determinar si existe una diferencia en composición entre los centros y bordes de los cristales para cada muestra, se utilizó el miembro final albita (Ab) en porcentaje molecular (% mol) como indicador, los resultados se muestran en la tabla 4.

Tabla 4. Valores estadísticos obtenidos mediante pruebas de varianza de un factor para cada muestra, con un intervalo de confianza del 95%. Si el valor de la probabilidad > al valor de significancia, no se rechaza la hipótesis nula que postula que la varianza de A = B = C, siendo A, B y C grupos diferentes.

MUESTRA	PROBABILIDAD (P)	NIVEL DE SIGNIFICANCIA (A)
CHA-1605-B	0.69	0.05
CHA-1610-A	0.47	0.05
CHA-1717	0.43	0.05
CHA-PAR	0.84	0.05

En la tabla se puede observar que todos los valores p son mayores al nivel de significancia, por lo que se puede concluir que no existen diferencias significativas entre las composiciones de los centros y bordes de los cristales. Por esta razón se procedió a promediar los valores de los análisis de cada mineral y estos promedios se utilizaron para la clasificación de feldespatos en un diagrama ternario (Fig. 47) en donde se corrobora que no se presentan diferencias significativas en

composición. El diagrama ternario muestra la composición de los feldespatos en términos de los miembros finales albita-anortita-ortoclasa (Ab-An-Or) en % mol donde se puede observar que la mayor parte de los minerales de las muestras del domo caen en el campo de sanidinos, a excepción de un mineral que cae en el campo de anortoclasa. Las plagioclasas de la andesita-basáltica caen en los campos de labradorita y bitownita.

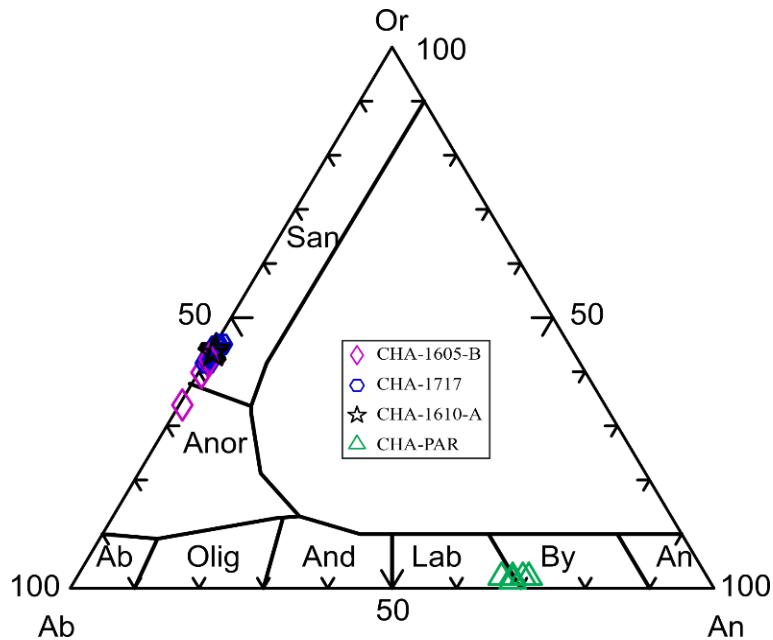


Figura 47. Diagrama ternario de miembros finales An-Ab-Or en % mol de las muestras analizadas

Se realizó un promedio general de los análisis de 37 minerales de sanidinos, obtenidos por microsonda electrónica del domo Chapulín en % en peso contra los valores reportados por Mahood & Hildreth (1983) (Tabla 5), y se puede observar la gran similitud que existe entre ellos. La única diferencia yace en el contenido en sílice y no es significativa.

Tabla 5. Comparación entre el promedio de 37 minerales (en % en peso) de sanidinos obtenidos mediante WDS por microsonda de las muestras del domo Chapulín vs valores obtenidos por WDS reportados por Mahood & Hildreth (1983) para el anillo de domos viejos.

	Sanidino Mahood & Hildreth (1983)	Sanidino Domo Chapulín
SiO ₂	66.5	67.86
Al ₂ O ₃	19.3	19.18
Fe ₂ O ₃	0.23	(FeO)0.22
CaO	0.11	0.10
Na ₂ O	6.68	6.34
K ₂ O	7.16	7.49
Total	99.98	101.19

3.1.5.2 Clinopiroxenos

De manera análoga a los feldespatos, se realizaron pruebas de varianza de un factor comparando los bordes y centros de los minerales para cada muestra analizada, utilizando al miembro final wollastonita (Wo) en % mol como indicador (Tabla 6).

Tabla 6. Valores estadísticos obtenidos mediante pruebas de varianza de un factor para cada muestra, con un intervalo de confianza del 95%. Si el valor de la probabilidad > al valor de significancia, no se rechaza la hipótesis nula que postula que la varianza de A = B = C, siendo A, B y C grupos diferentes.

MUESTRA	PROBABILIDAD (P)	NIVEL DE SIGNIFICANCIA (A)
CHA-1605-B	0.71	0.05
CHA-1610-A	0.62	0.05
CHA-1717	0.54	0.05
CHA-PAR	0.95	0.05

Los resultados de la tabla 6 muestran valores p mayores al nivel de significancia, por lo que, al igual que en los feldespatos, se puede concluir que no existe una diferencia significativa entre las composiciones de los bordes y centros de estos minerales. Por lo tanto, se realizaron promedios de los análisis para cada cristal y fueron utilizados para la clasificación en el diagrama de la Fig. 48. Los resultados para los clinopiroxenos se encuentran expresados en términos de los miembros finales wollastonita-enstatita-ferrosilita (Wo-En-Fs) en % mol, en un diagrama ternario a continuación y los resultados expresados en % en peso se encuentran en la tabla 13 del anexo.

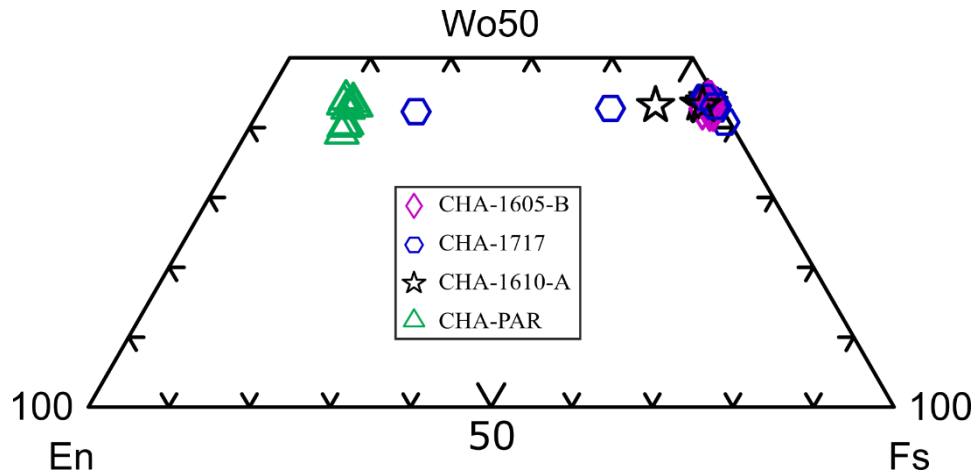


Figura 48. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos con base en las fracciones molares En-Wo-Fs de las muestras analizadas

En el diagrama se puede observar que la mayoría de los cristales de las muestras del domo Chapulín se agrupan, salvo tres minerales que presentan rangos variables en composición. La mayoría de los cristales de la andesita-basáltica se agrupan también, con algunas variaciones ligeras en composición.

Se realizó un promedio general de los valores en % en peso de los resultados obtenidos por WDS de las muestras del domo, conformado por 24 cristales y se comparó contra los valores reportados por Mahood y Hildreth (1983) (Tabla 7). La tabla de comparaciones muestra que el promedio del grupo robusto de la Fig. 48, de las muestras del domo, corresponde a los valores reportados por Mahood y Hildreth (1983) como ferrohedenbergita.

Tabla 7. Comparación entre el promedio de 24 minerales (en % en peso) de ferrohedenbergita obtenidos mediante WDS por microsonda de las muestras del domo Chapulín vs valores obtenidos por WDS reportados por Mahood & Hildreth (1983) para el anillo de domos viejos

	Ferrohedenbergita Mahood & Hildreth, 1983	Ferrohedenbergita Domo Chapulín
SiO₂	48.1	47.53
TiO₂	0.33	0.30
Al₂O₃	0.22	0.31
FeO	30.1	28.79
MnO	1.52	1.31
MgO	0.62	0.62
CaO	18.50	18.56
Na₂O	0.65	0.54
K₂O	n.a.	0.01
Total	100.04	97.97

n.a. = no analizado.

3.1.5.3 Óxidos

Los óxidos son la fase mineral que se encuentra en menor proporción en las láminas delgadas observadas del domo, por lo cual se muestran todos los resultados. Su análisis se realizó con el fin de utilizarlos como geotermómetros, pero se encontró únicamente un tipo de óxido, ilmenita. Los resultados de los análisis para el domo Chapulín se muestran a continuación en la tabla 8 y son comparados directamente con los resultados reportados por Mahood & Hildreth (1983). Nuevamente, se puede observar que los valores son muy similares entre ellos.

Tabla 8. Comparación entre los datos ilmenita obtenidos mediante WDS por microsonda (en % en peso) de las muestras del domo Chapulín vs valores obtenidos por WDS reportados por Mahood & Hildreth (1983) para el anillo de domos viejos.

Ilmenita Mahood & Hildreth 1983		Ilmenita CHA-1605-B								Ilmenita CHA-1610-A			
SiO₂	0.16	0.004	0.028	0.042	0.053	0.055	0.065	0.067	0.082	0.094	0.007	0.035	0.043
TiO₂	50.4	51.64	50.92	51.46	52.16	51.22	51.42	50.94	51.18	49.53	51.15	51.76	50.82
Al₂O₃	0.01	0.009	0.009	0.042	0.001	0.016	0.017	0.008	0.011	0.01	0.006	0.025	0.015
FeO	43.9	44.85	46.02	45.04	45.88	45.46	45.34	46.16	45.16	46.81	45.36	45.13	46.24
Fe₂O₃	3.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mno	1.41	1.79	1.69	1.93	1.74	1.66	1.81	1.91	1.58	1.61	1.59	1.52	1.52
MgO	0.06	0.04	0.03	0.04	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02	0.04	0.03	0.01
Total	99.85	98.33	98.7	98.55	99.84	98.43	98.68	99.13	98.06	98.07	98.15	98.5	98.65

En el caso de la andesita-basáltica (CHA-PAR) los resultados muestran también la presencia de un solo tipo de óxido y se muestran en el anexo en la tabla 14. Todos los totales se encuentran por debajo del 95% lo que puede ser atribuido a errores de medición. En muchos casos los minerales son muy pequeños (~10 µm) y se encuentran fracturados, ocasionado probablemente durante el desbaste de la lámina, por lo que encontrar una superficie adecuada resultó un tanto complicado, ya que para el análisis de óxidos se utiliza un haz de mayor diámetro (10 µm) que para el resto de las fases (1 µm).

3.1.5.4 Olivinos

Los resultados correspondientes a esta fase mineral se encuentran en el anexo en la tabla 15 y fueron utilizados para graficar un diagrama ternario (Fig. 49) expresado en los miembros finales para el grupo de olivinos forsterita-fayalita-tefroita (Fo-Fa-Tp) en % mol.

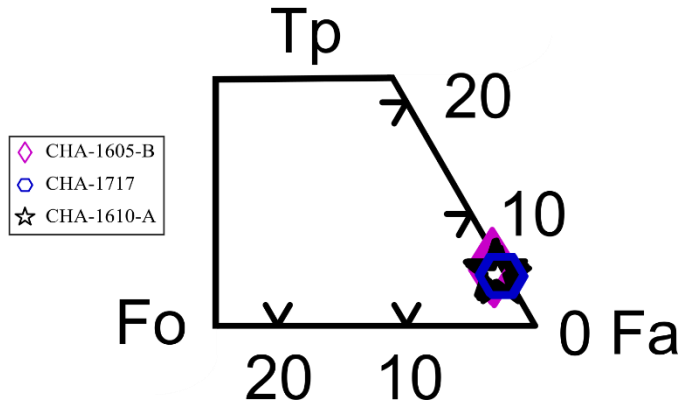


Figura 49. Diagrama ternario de clasificación de olivinos con base en las fracciones molares Fo-Fa-Tp de las muestras analizadas

En el diagrama ternario se puede observar que todas las muestras se agrupan con un rango de composición homogéneo. De manera análoga a los sanidinos, clinopiroxenos y óxidos, se realizó la comparación de los resultados obtenidos mediante análisis WDS para las muestras del domo Chapulín contra los resultados reportados por Mahood & Hildreth, (1983) (Tabla 9) a través del promedio de 14 cristales.

La tabla de comparaciones muestra que los valores de las muestras corresponden con los valores reportados para la fase de fayalita por los autores y nuevamente se puede observar similitud entre ellos.

Tabla 9. Comparación del promedio de 14 cristales de fayalita obtenidos mediante WDS de las muestras del domo Chapulín vs valores obtenidos por WDA reportados por Mahood & Hildreth (1983) para el anillo de domos viejos

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Fayalita	Mahood & Hildreth, 1983	30.2	0.03	0.02	65.2	3.75	0.33	0.28	n.a.	n.a.	99.81
Fayalita	Domo Chapulín	31.78	0.01	0.01	61.49	3.05	0.15	0.22	0.03	0	96.74

3.1.5.5 Vidrio

Se analizó el contenido de elementos mayores en el vidrio de cada muestra analizada para compararlo con las concentraciones de los elementos en las distintas fases minerales como se muestra en la Fig. 50. En la tabla 16 del anexo se encuentran los resultados de los análisis de vidrios completos.

Los diagramas bivariantes de elementos muestran la preferencia que tienen los elementos en cada fase a incorporarse a ella o a permanecer en la fase líquida (vidrio), o sea, su comportamiento como compatible o incompatible. Las tendencias negativas de la fase mineral al vidrio se pueden interpretar como que el elemento en la fase se está comportando de manera compatible. Las tendencias positivas de las fases al vidrio se pueden interpretar como que ese elemento se está comportando de manera incompatible.

En los diagramas de K, Na, y Al se puede observar que estos elementos tienden a comportarse de manera compatible en sanidinos, mientras que en ferrohedenbergita y fayalita se comportan de manera incompatible. El Ca en ferrohedenbergita se comporta de manera compatible, mientras que en sanidinos y fayalita es ligeramente incompatible. El Mn se comporta en la ilmenita, ferrohedenbergita y fayalita de manera compatible, al igual que el Fe, con la diferencia que éste es mucho más compatible en estas fases, para el caso de los sanidinos ambos elementos son incompatibles. El Ti es altamente compatible con ilmenitas, ligeramente compatible con ferrohedenbergita e incompatible en fayalita.

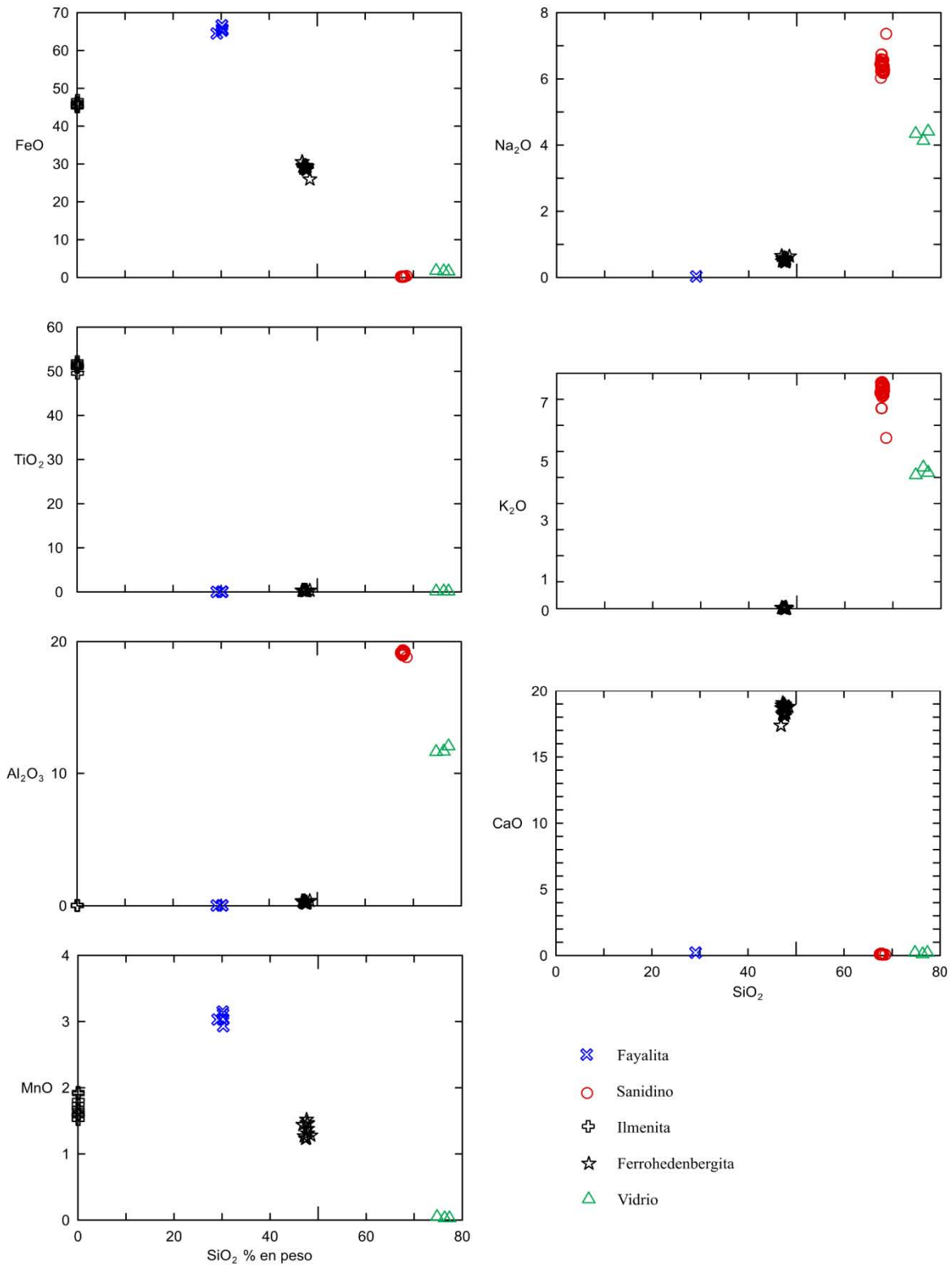


Figura 50. Diagrama bivalente de elementos mayores presentes en las fases y en el vidrio resultantes de las mediciones por microsonda electrónica en % en peso.

3.1.6 Fechamiento

El fechamiento del domo Chapulín se realizó mediante el análisis de $^{238}\text{U}/\text{Th}$ en circones que fueron separados de la muestra CHA-1610-A, perteneciente al mismo. La metodología utilizada para el análisis se encuentra descrita en otro trabajo (Bernal *et al.*, 2014). En total se separaron 21 cristales de circón (Fig. 51), en donde la edad robusta es reflejada por el promedio de 18 circones siendo de 93330 ± 1900 años. Los resultados de los fechamientos se encuentran en el anexo en la tabla 19.

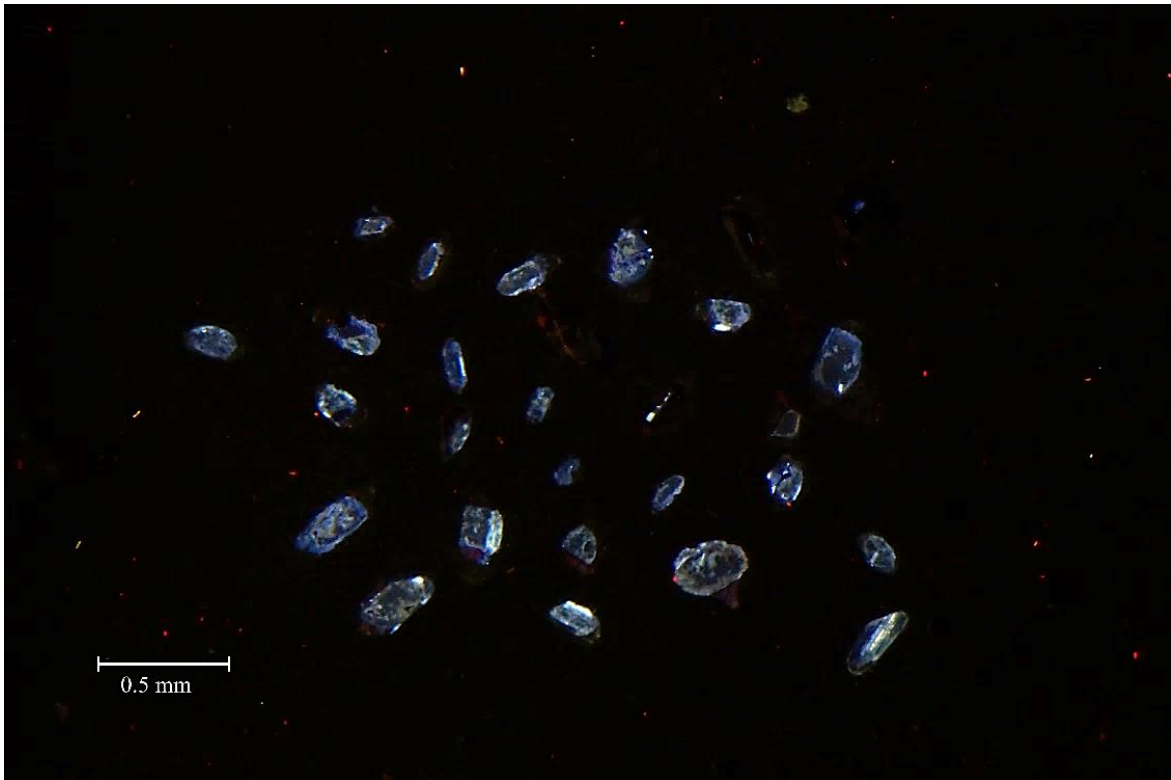


Figura 51. Fotografía tomada por catodoluminiscencia de los circones analizados de la muestra CHA-1610-A

4.1 DISCUSIÓN

4.1.1 Domo Chapulín y caldera de La Primavera

Blake (1989) a través de datos experimentales y comparaciones con ejemplos, propone que los domos de tipo coulée y los domos de tipo “torta” pueden formarse en pendientes suaves si la resistencia interna de los domos se encuentra dentro del intervalo $10^4 \text{ Pa} \lesssim \tau_0 \lesssim 10^6 \text{ Pa}$. El valor calculado para la resistencia interna del domo Chapulín fue de $\tau_0 = 2.62 \times 10^5 \text{ Pa}$ y coincide con el intervalo propuesto, entonces se puede decir que el domo Chapulín corresponde a domos tipo coulée, según Blake (1989). Además, $\tau_0 = 2.62 \times 10^5 \text{ Pa}$, cae dentro del rango de valores reportados previamente para los domos de La Primavera por Clough *et al.*, (1982).

Las condiciones topográficas para que el domo Chapulín se formara como domo tipo coulée, tuvieron que haber sido tales que, el terreno sobre el cual se emplazó tuviera una pendiente mínima de 4.9° (Ver Tabla 3 sección 3.1.1).

Al comparar los dos perfiles de elevación (Fig. 29) se puede ver claramente que el domo es asimétrico en el perfil E-W, mientras que en el perfil N-S se observa aproximadamente la misma simetría, por esta razón se puede intuir que el domo fluyó en dirección E. También, es importante mencionar que es muy probable que el borde de la caldera este por debajo del domo, lo cual podría explicar la depresión que se observa en el centro de la estructura en dirección N-S (Fig. 28. Perfil B – B’).

La relación estratigráfica observada en los afloramientos en campo, además de la edad estimada del domo en $93\,330 \pm 1900$ años, corrobora que el Chapulín fue emplazado posterior al colapso de la caldera y posterior a la formación del lago. En la figura 52 se muestra un perfil interpretado (Fig. 28. Perfil A – A’) con base en los afloramientos descritos en campo.

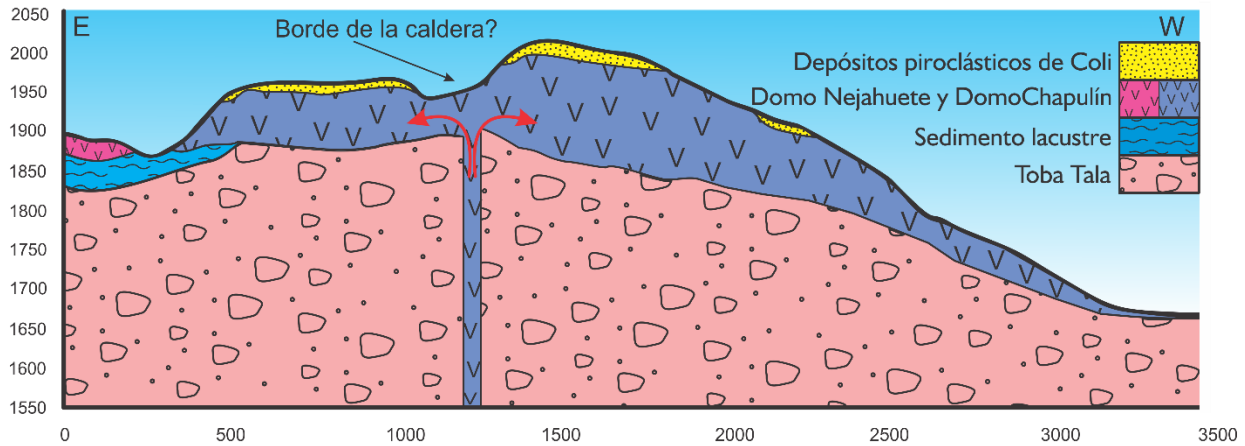


Figura 52. Perfil interpretado del domo Chapulín, las escalas se encuentran en metros

4.1.2 Génesis del domo Chapulín

Para poder definir con mayor detalle los grupos de las muestras colectadas en campo en diagramas geoquímicos y establecer su relación con el resto de la caldera, se realizaron diagramas bivariantes (Fig. 53 y 54) de los elementos traza obtenidos en el presente trabajo y datos reportados en trabajos previos de la zona (Gómez, 2015; Tinoco, 2017; Mahood, 1981; Mahood & Drake 1982), considerando también las edades reportadas. En este caso no se utilizaron gráficas de elementos mayores porque la mayor parte de las muestras de la caldera tiene una química muy similar y aunque bien ayudaron a definir las relaciones de las muestras colectadas en campo de este trabajo, se torna complicado al comparar con el resto de la caldera. Los trabajos previos utilizaron el método de K-Ar (Mahood & Drake, 1982) y el método de $^{238}\text{U}/\text{Th}$ en circones (Tinoco, 2017) para los fechamientos.

Para las gráficas bivariantes de trazas, se utilizó al Zr como índice de fraccionamiento y se comparó contra los elementos La, Ce y Eu porque son los elementos traza que forman grupos de la mejor manera. En la figura 53 se puede observar que las muestras correspondientes al domo Chapulín son similares con la química del domo Nejahuete del trabajo de Tinoco, (2017). En trabajos previos (Mahood, 1981; Mahood & Drake, 1982), el domo Nejahuete había sido clasificado dentro de la unidad eruptiva de domos centrales y el domo Chapulín como parte del anillo de domos viejos pero ambos domos difieren hasta en 100 ppm en Zr y hasta más de 10 mil años en edad.

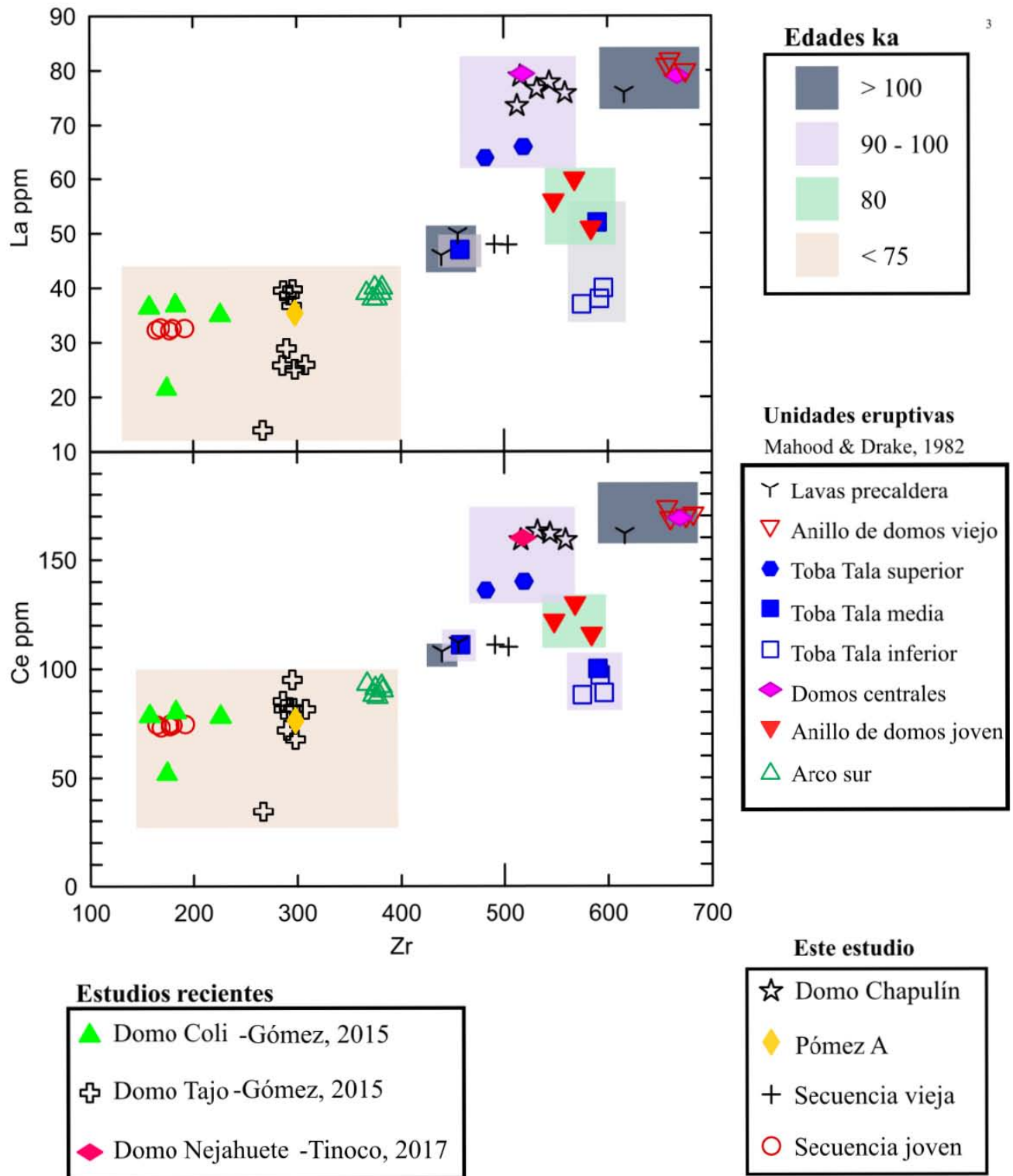


Figura 53. Diagramas bivariantes de Zr vs La, Ce (en ppm), para muestras analizadas en este trabajo y muestras de trabajos previos de La Primavera

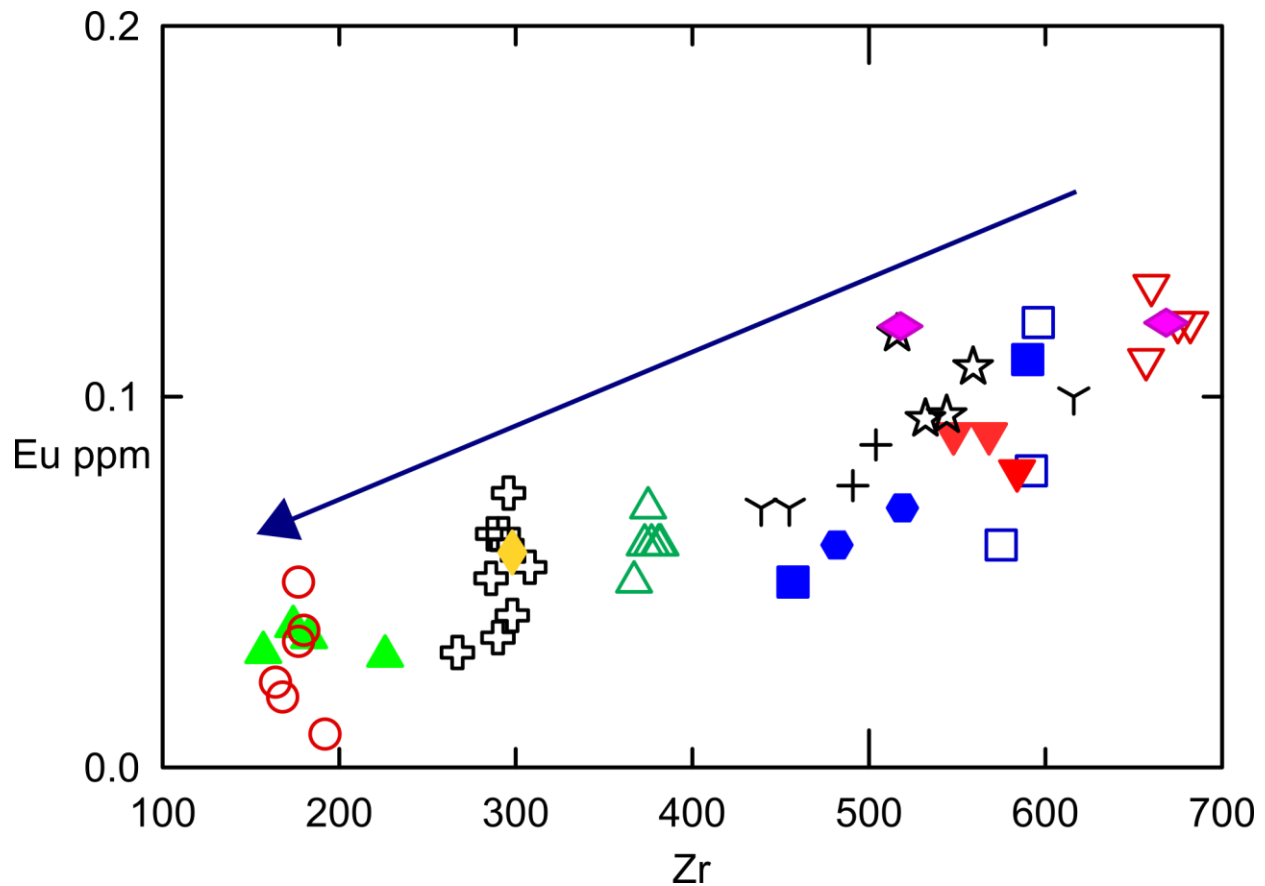


Figura 54. Diagrama bivariante de Zr vs Eu para muestras analizadas del Chapulín de este trabajo y de toda La Primavera tomado de trabajos previos (Mahood, 1981; Mahood & Drake, 1982; Gómez, 2015; Tinoco, 2017). La línea azul indica la tendencia del fraccionamiento de Zr y Eu, del anillo de domos viejos hacia el arco sur

La pómez A y la secuencia joven caen dentro de los grupos del domo Tajo y Coli reportados por Gómez (2015), respectivamente. Tanto el domo Tajo como el Coli pertenecen a la unidad eruptiva del arco sur, cuyo emplazamiento se estima en 60 mil años aproximadamente (ver sección 2.4.3 fig. 25), siendo Tajo y Coli los productos más recientes con aproximadamente 30 mil años.

La secuencia vieja no puede ser definida claramente ya que la unidad de lavas precaldera que se encuentra cerca de ellas es el grupo más heterogéneo químicamente y la muestra de la Toba Tala media que se acerca, no parece estar relacionada con el resto de las muestras correspondientes a ella.

En general las unidades eruptivas pueden definirse claramente a través de las gráficas bivariantes de trazas, así como Mahood (1981), las describió.

En cuanto a la edad, las muestras que caen dentro de los rangos de 80 a 100 mil años, que pertenecen a las unidades eruptivas del anillo de domos jóvenes, anillo de domos viejos, domos centrales y Toba Tala, muestran complejidad temporal. Este se debe a que estas unidades eruptivas se sucedieron subsecuentemente en un rango de aproximadamente 10 mil años, por lo que diferenciarlos con el método de K-Ar resulta casi imposible, ya que en algunos casos el error estándar llega a ser de hasta 20 mil años.

El domo Chapulín fue fechado en 97.7 ± 4.1 mil años por el método de K-Ar pero en el presente estudio la edad resultante por el método de $^{238}\text{U}/\text{Th}$ fue de 93.33 ± 1900 . En este caso, gracias a las relaciones estratigráficas observadas en campo y la nueva edad, pudo determinarse que el Chapulín se trata de un domo post-caldera emplazado sobre sedimentos lacustres. Para poder establecer si el resto de los domos que se sobreponen en este lapso son domos pre o post-caldera, nuevos fechamientos, química y observaciones en campo podrían ayudar a precisarlo.

En cuanto a la química (Fig. 53 y 54), se puede decir que la concentración de elementos traza utilizados La, Ce, Eu, Zr tiende a decrecer con el tiempo, lo que puede indicar el fraccionamiento de minerales que incorporan estos elementos a sus redes, como circones, apatito y chevkinita en el caso de La, Ce y Zr, y sanidinos en el caso del Eu, que tiende a sustituir al K en este mineral (Best, 2013).

En las muestras analizadas por WDS no se encontró variabilidad significativa entre los bordes y centros de los minerales, lo que puede indicar que la química del magma parental del domo Chapulín se encontraba en equilibrio y que no hubo interacción con otro magma, además que no se observaron texturas de zoneamiento ni coronas de reacción en el análisis petrográfico. La textura de esqueleto observada en los feldespatos podría indicar que tal vez hubo un incremento en la temperatura del magma que ocasionó la reabsorción parcial de los cristales.

Con el fin de establecer el mecanismo de evolución de las rocas pertenecientes al domo, se realizaron diferentes modelos evolutivos a través del programa *AFC modeler* (Ersoy, 2009; Fig. 55) utilizando como material parental la andesita basáltica (CHA-PAR) y como roca asimilante un granito tomado de la base de datos de “Geochemistry of rocks of the Oceans and Continents” (GEOROC; <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) perteneciente a La Primavera (Cuccinello *et al.*, 2016). Para los modelos se utilizaron los coeficientes de partición reportados por Mahood y Hildreth (1983), de un domo perteneciente al anillo de domos viejos, además, se utilizaron coeficientes de partición reportados en la base de datos GERM “Geochemical Earth Reference

Model “(GERM; <https://earthref.org>), de riolitas con alto contenido en sílice, para completar los coeficientes de partición.

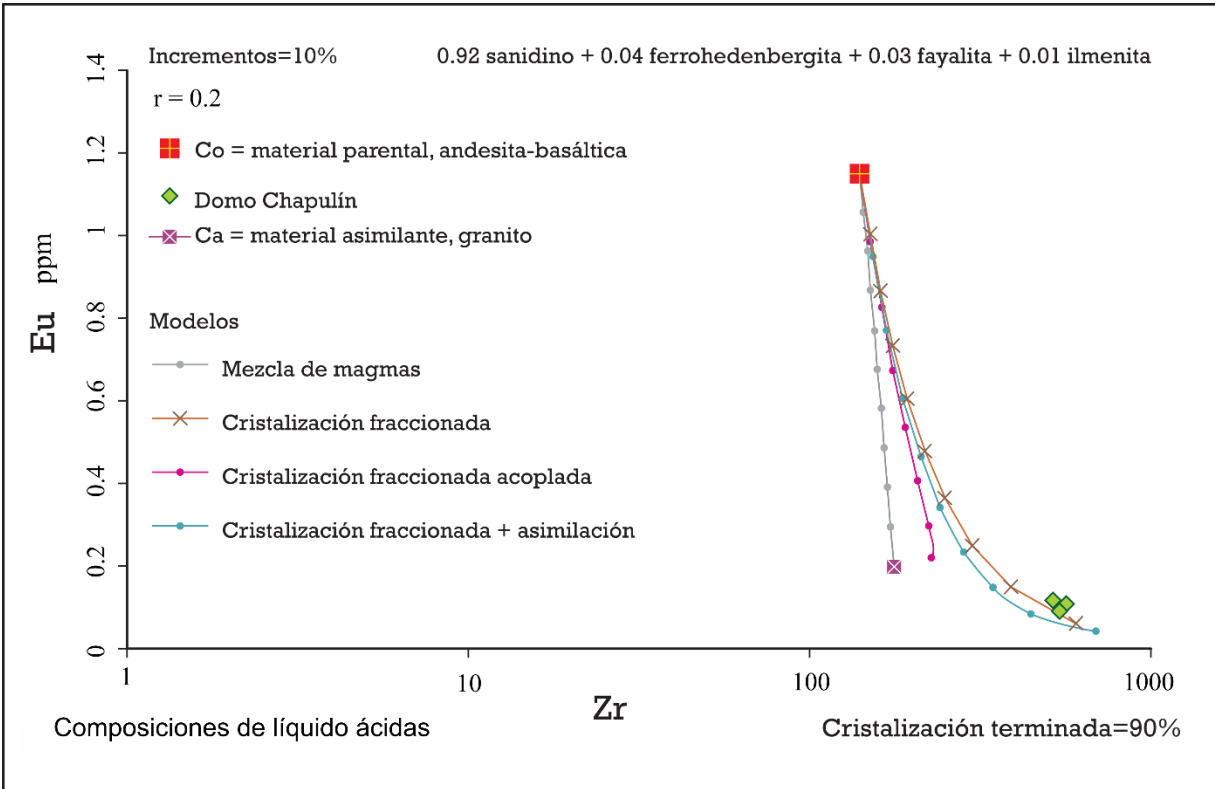


Figura 55. Modelo de evolución para las riolitas del domo Chapulín. CHA-PAR corresponde a un fragmento de lava andesítica muestreada dentro de un depósito de caída del domo San Miguel. El proceso de cristalización fraccionada parece que fue el dominante para la generación de las riolitas del domo Chapulín

El modelo generado a través del programa AFC (Ersoy, 2009), muestra que el mecanismo evolutivo, que mejor se ajusta a las rocas del domo Chapulín, es el de cristalización fraccionada. Entonces el domo pudo haberse generado a partir de una andesita-basáltica, fraccionando 92 % sanidino + 4 % ferrohedenbergita + 3 % fayalita + 1 % ilmenita, terminando la cristalización al 90%.

En la gráfica (Fig. 56) se aprecia con mejor detalle el patrón generado por el mecanismo de cristalización fraccionada, el cual presenta similitudes con el patrón de las rocas del domo Chapulín, excepto para algunas REE pesadas, que son mayores a las del domo.

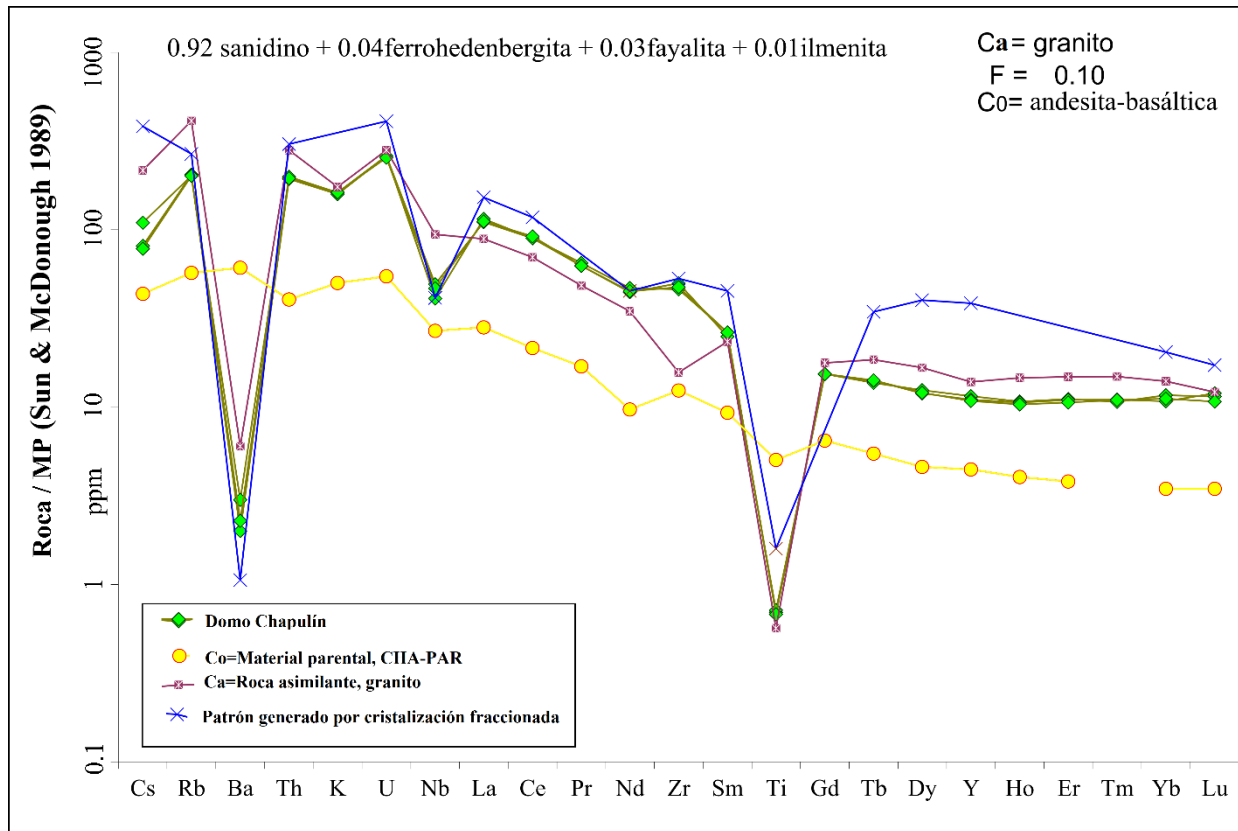


Figura 56. Patrón de elementos traza generado por el modelo de cristalización fraccionada a partir de una andesita basáltica. El diagrama se encuentra normalizado contra el manto primordial (Sun & McDonough, 1989)

Por un lado, en la literatura se encontró que los coeficientes de partición reportados para La Primavera por Mahood & Hildreth (1983), pueden tener errores de medición atribuidos a la presencia del mineral accesorio chevkinita, el cual tiende a incorporar a su red cristalina elementos traza (P, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Y, Th) (Michael, 1988). Este mineral suele adherirse a las fases máficas como pueden ser fayalita, clinopiroxenos y óxidos. En sí, la presencia de chevkinita no altera la composición de la roca total, pero si puede afectar el comportamiento de los coeficientes de partición si no es tomado en cuenta (Michael, 1988). Por otro lado, los coeficientes de partición para las tierras raras pesadas son los más escasos e incompletos. Entonces, podría ser que los puntos que no se ajustan adecuadamente al modelo de cristalización fraccionada para el domo Chapulín (que son pocos elementos) se deban a que los coeficientes de partición que se utilizaron no reflejen el comportamiento real de los elementos traza. Sin embargo, si se puede sugerir que el mecanismo de evolución magmática que sufrieron las riolitas del domo Chapulín fue el de cristalización fraccionada a partir de un magma relativamente máfico.

En los análisis WDS por microsonda para los óxidos de las muestras del domo, se encontraron datos anómalos que podrían ser atribuidos, en vez de a un error de medición, a la presencia de otra fase mineral no observable en el microscopio petrográfico, que tal vez pudiese tratarse de chevkinita. En la tabla 10 se presentan los resultados anómalos y la comparación con los valores reportados de chevkinita en La Primavera. Los totales revelan que existe una deficiencia de más del 50 % en peso en las muestras del domo Chapulín, lo cual podría ser ocasionado por la falta de mediciones de los elementos traza que contiene la chevkinita. Para estar seguros si esta fase se trata de este mineral, se requeriría realizar análisis WDS por microsonda nuevamente, teniendo en cuenta la posible presencia de este mineral accesorio. Pero también pudiera tratarse de algún otro mineral accesorio.

Tabla 10. Resultados anómalos del análisis WDS por microsonda para la fase de óxidos de las muestras del domo comparado con los valores reportados para la fase mineral de chevkinita en La Primavera, (Michael, 1988)

	Chevkinita Michael, 1988	CHA-1605-B			CHA-1610-A			CHA-1717	
SiO ₂	19.4	16.635	16.947	16.211	16.464	16.289	16.633	16.664	16.661
TiO ₂	19.2	19.77	19.339	19.864	19.541	19.76	19.965	19.007	19.521
Al ₂ O ₃	1.01	0.218	0.183	0.181	0.165	0.184	0.15	0.263	0.188
FeO	10.1	11.543	10.324	10.811	10.665	11.736	10.556	10.506	11.48
CaO	2.36	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
P ₂ O	0.05	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
La ₂ O ₃	13.0	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Ce ₂ O ₃	21.3	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Pr ₂ O ₃	1.96	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Nd ₂ O ₃	6.65	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Sm ₂ O ₃	0.90	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Y ₂ O ₃	0.60	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
ThO ₂	0.60	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Total	97.13	48.252	47.216	47.28	46.935	48.188	47.532	46.691	48.034

En las fotografías realizadas durante el análisis WDS por microsonda se puede observar uno de los resultados anómalos de la muestra CHA-1605-B, donde un cristal de fayalita tiene una pequeña inclusión de un mineral brillante (Fig. 57), cercano a 10 μm , que podría ser la chevkinita. Debido a su tamaño y a que la fayalita se presenta oxidado, no es posible localizarlo a través del microscopio petrográfico.

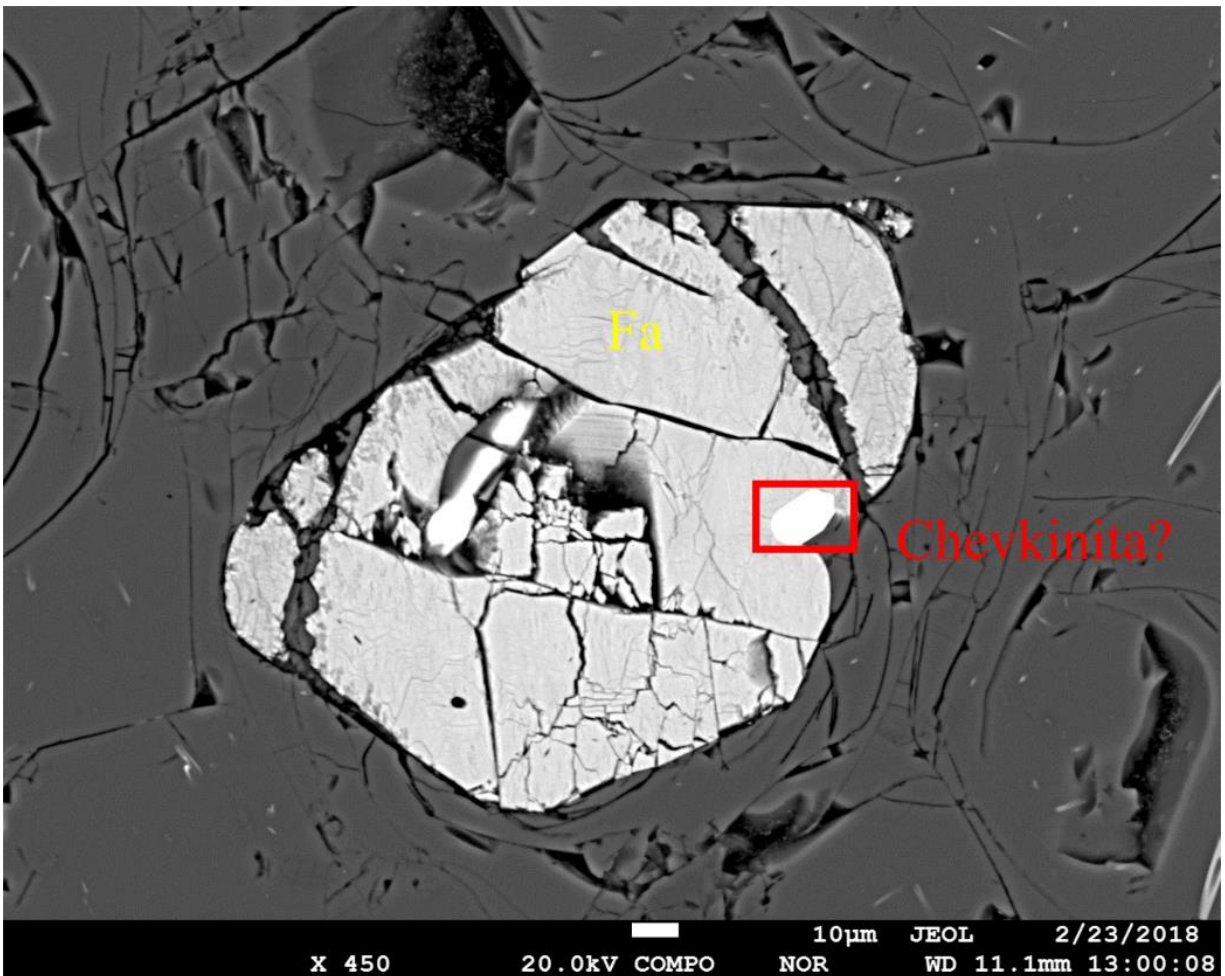


Figura 57. Fotografía tomada durante el análisis por WDS de la muestra CHA-1605-B, donde se aprecia un cristal de fayalita (Fa) con una inclusión que pudiera tratarse de chevkinita

4.2 CONCLUSIONES

El Chapulín es un domo de tipo coulée de acuerdo con la clasificación de Blake (1989). Este domo fue emplazado sobre el borde de la caldera de La Primavera. El domo cubre un área de 9 km² y tiene un volumen aproximado de 1.12 km³ de lava.

Con base en fechamientos de ²³⁸U/Th en circones se estableció la edad del domo Chapulín en 93 ± 2 mil años y no 97.7 mil años como había sido reportado por Mahood & Drake (1982). Por lo tanto, el domo se emplazó en la fase post-caldera a través del borde noreste de la caldera de La Primavera. El hecho de que el domo se encuentra sobre sedimentos lacustres dentro de la caldera soporta la idea de que se trata de un domo post caldera.

El magma riolítico que emplazó al domo Chapulín pudo haber evolucionado a partir de un magma transicional mediante el proceso de cristalización fraccionada prolongada, tal como sugiere el modelo que considera el fraccionamiento de 92 % sanidino + 4 % ferrohedenbergita + 3 % fayalita + 1 % ilmenita, a partir de una andesita-basáltica, terminando la cristalización al 90%.

Aunque la génesis del domo Chapulín puede ser explicado mediante un modelo de cristalización fraccionada, probablemente la caldera como un sistema, se encuentre afectada por más de un proceso petrológico y/o la combinación de varios procesos.

Finalmente, se recomienda completar los análisis de elementos traza para recalcular los coeficientes de partición de los distintos eventos eruptivos de la caldera, tomando en cuenta que la presencia de los minerales accesorios puede afectar el comportamiento de éstos, para establecer de manera más precisa los procesos de evolución magmática en todo el sistema.

5 REFERENCIAS

- Acocella V., F Cifelli, R Funicello. 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 111, Issues 1–4, Pages 137-153.
- Acocella, V., Mulugeta, G., 2002. Experiments on surface deformation induced by pluton emplacement. *Tectonophysics* 352, 275–293.
- Aguirre-Díaz, J.G., Guillermo Labarthe-Hernández, Margarito Tristán-González, Jorge Nieto-Obregón, Isaac Gutiérrez-Palomares, 2008. Chapter 4 The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico, *Developments in Volcanology*, Elsevier, Volume 10, Pages 143-180.
- Aguirre-Díaz J, G., 2008. Types of collapse calderas. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 3, 012021.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., Wallace., P.J., 1991. Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: An exotic terrane in the making, in Dauphin J.P., Simoneit B.R.T. (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the California's: American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 47, 425-445.
- Alvarez, R., 2002. Banderas rift zone: a plausible NW limit of the Jalisco Block: *Geophysical Research Letters*, 29(20), 1994 doi:10.1029/2002GL016089, 55-1-55-4.
- Baker, P.E., Harris, P.G., Reay, A., 1971. The geology of Tofu Island, Tonga. *Bull. -R. Soc. N. Z.* 8, 67– 79.
- Bernal, J., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Ortega-Obregon, C., Mori, L., Vega-González, M., Espinosa-Arbaláez, D., 2014. In-situ ²³⁰Th/^U dating of Quaternary zircons using LA-MCICPMS. *Quaternary Geochronology*, 23: 46-55.
- Best, M. G., 2013. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Somerset: Wiley.
- Branney M. & Acocella M., 2015. Chapter 16 - Calderas, in the *Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*, edited by Haraldur Sigurdsson, Academic Press, Amsterdam, Pages 299-315.
- Blake S., 1989. *Viscoplastic Models of Lava Domes*, in “Lava Flows and Domes” Fink, J.H., 1990. Springer, Berlin Heidelberg, New York.
- Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 1994. Volcanotectonic faulting, soft state deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 507– 530.
- Bodenmann, T., Brönnimann, S., Hadorn, G., Krüger, T., & Weissert, H., 2011. Perceiving, explaining, and observing climatic changes: An historical case study of the "year without a summer" 1816. *Meteorologische Zeitschrift*, 20(6), 577-587. <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2011/0288>

- Bourgeois, J., Renard, V., Aubouin, J., Bandy, W., Barrier, E., Calmus, T., Carfantan, J., Guerrero, C., Mammerickx, J., Mercier de Lepinay, B., Michaud, F., Sosson, M., 1988. Active fragmentation of the North American plate: offshore boundary of the Jalisco block off Manzanillo: *Comptes Rendues, Académie des Sciences Paris*, t. 307, Serie II, 1121-1130.
- Bursik, M., Sieh, K., & Meltzner, A., 2014. Deposits of the most recent eruption in the Southern Mono Craters, California: Description, interpretation and implications for regional marker tephra. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 275, 114-131.
- Calder, E.S., Lavallée, Y., Kendrick J. E., & Bernstein, M., 2015. Chapter 18 - Lava Dome Eruptions, in “The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)”, edited by Haraldur Sigurdsson, Academic Press, Amsterdam, Pages 343-362.
- Calmus, T., Poupeau, G., Mercier de Lepinay, B., Michaud, F., Burgois, J., 1995. Apatite fission-track ages of plutonic rocks sampled along the active margin off Manzanillo and in the Puerto Vallarta batholith, Mexico: *Geos (Boletín Unión Geofísica Mexicana)*, 15(2), 63-64 .
- Campos-Enríquez, J., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H., & Andaverde-Arredondo, J., 2005. Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (Mexico). *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 147(1/2), 39-67. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.03.007
- Carmichael, I.S.E., Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., 2006. The Pleistocene cindercones surrounding Volcan Colima, Mexico re-visited: eruption ages and volumes, oxidation states, and sulfur content. *Bull. Volcanol.* 68 (5), 407-419.
- 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.
- Cole, J., Milner, D. & Spinks, K., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), pp.1-26.
- CFE, 1994. Restauración de la zona geotérmica del Bosque de La Primavera, Jalisco. 1988-1994. Gerencia de Proyectos Geo termoeléctricos, pp. 1-26.
- CFE, 2007a. Programa de Obras e Inversiones del Sector Eléctrico (POISE) 2007-2016. México.
- CFE, 2007b. Estudio de dispersión del ácido sulfhídrico (H₂S) Proyecto Geo termoeléctrico Cerritos Colorados. Gerencia de Protección Ambiental, pp. 1-38.
- Comisión Nacional de Áreas Protegidas, CONANP, 2000. Programa de Manejo Área de Protección de Flora y Fauna La Primavera. SEMARNAT.
- Corbo-Camargo, F., J. A. Arzate-Flores, R. Alvarez-Bejar, J. J. Aranda-Gómez, and V. Yutisis., 2013. Subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco block as imaged by magneto telluric data, *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 30, 268–281.
- Cucciniello C., Tucker R. D., Jourdan F., Melluso L., Morra V., 2016. The age and Petrogenesis of alkaline magmatism in the Ampasindava peninsula and nosy be Archipelago, northern Madagascar ; *Mineral. Petrol.* 110 p. 309
- Decker, R.W., 1987. Dynamics of Hawaiian volcanoes: an overview. *Volcanism in Hawaii*. US Geol. Surv. Prof. Paper, 1350, 997–1018.

- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- Druitt, T.H., Edwards, L., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Lanphere, M., Davies, M., Barriero, B., 1999. Santorini volcano. *Mem. -Geol. Soc. Lond.* 19.
- Elston, W.E., 1984. Mid-Tertiary ash-flow cauldrons, southwestern New Mexico. *J. Geophys. Res.* 89B, 8733– 8750.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, 27, 303-306.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero, F., 1999. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 65-84.
- Ferrari, L. & J. Rosas-Elguera 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised, in Delgado-Granados, H., G. Aguirre, and J. M. Stock, eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*: Boulder, Colorado, GSA Special Paper 334, 41–63.
- Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting: *Geology*, 20(6), 507-510.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., 2005. Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.
- 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.
- Fink H.J., 2000. Lava domes and Coulées in Sigurdsson, H., 2000. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego [Calif.]: Academic Press.
- Fisher, R.V., Heiken, G., Hulen, J.B., 1997. *Volcanoes: Crucibles of Change*. Princeton Univ. Press, Princeton, NJ, USA, 317 pp.
- Garduño-Monroy, V.H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruiz, J.C., Cortés-Cortés, A., Uribe-Cifuentes, R.M., 1998. La Falla Tamazula, límite suroriental del Bloque de Jalisco y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 2, 132-144.
- Gastil, G., Krummenacher, D., and Jensky, A.W., 1978, Reconnaissance geologic map of the west-central part of the state of Nayarit, Mexico: Geological Society of America Maps and Chart Series MC-24, scale 1:200,000.
- Gómez-Vazquez, A., De la Cruz-Reyna, S., & Mendoza-Rosas, A., 2016. The ongoing dome emplacement and destruction cyclic process at Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 78(9). <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-016-1054-z>
- 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, p. 227-283

- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (Eds.), *Geology of México: celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, pp. 1–53. doi:10.1130/2007.2422(05).
- Houghton, B.F., Weaver, S.D., Wilson, C.J.N., Lanphere, M.A., 1992. Evolution of a Quaternary peralkaline volcano: Mayor Island, New Zealand. *J. Volcanology. Geotherm. Res.* 51, 217–236.
- Hildreth, W., Christiansen, R.L., O’Neil, J.R., 1984. Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone plateau volcanic field. *J. Geophysics. Res.* 89B, 8339–8369.
- JICA (Japanese International Cooperation Agency), 1989. *La Primavera Geothermal development project in United Mexican States. Final Report.* 349 pp
- Jowitt, S., Medlin, C. & Cas, R., 2017. The rare earth element (REE) mineralization potential of highly fractionated rhyolites: A potential low-grade, bulk tonnage source of critical metals. *Ore Geology Reviews*, 86, pp.548-562.
- Kokelaar, B.P., Branney, M.J., 1999. Inside silicic calderas (Snowdon, Scafell, and Glencoe, UK): interaction of caldera development, tectonism and hydrovolcanism. *CEV Field Workshop, Guidebook.* 150 pp.
- Köhler, H., Schaaf, P., Muller, S. D., Emermann, R., Negendank, J. F. W., and Tobschall, H. J., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the Complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur: *Geofísica Internacional* v. 27, p. 579–592.
- Luhr, J. F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Kysar, G., 2006, México’s Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database: *Geological Society of America Special Paper* 402, 1-44.
- Lipman, P.W., 1984. Subsidence of ash-flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research* 89, 8801-8841.
- Lipman, P.W., 1995. Subsidence of ash-flow calderas; role of magma chamber geometry. *IUGG Gen. Assem.* 21 (Week A),
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59,198-218.
- Lipman, P.W., 2000. Calderas in: Sigurdsson, H. (2000). *Encyclopedia of volcanoes.* San Diego [Calif.]: Academic Press.
- Maciel Flores, R., & Rosas Elguera, J., 1991. Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México
- Mahood, G. & Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1), pp.11-30.
- Mahood, G., 1980. Geological evolution of a pleistocene rhyolitic center — Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), pp.199-230.
- Mahood, G., 1981. Chemical evolution of a pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77(2), pp.129-149.
- Mahood, G., 1981. A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), pp.10137-10152.

Mahood, G. & Drake, R. 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93(12), p.1232.

Michael, P.J., 1988. Partition coefficients for rare earth elements in mafic minerals of high-silica rhyolites: The Importance of accessory mineral inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, pp.275-282.

Maillol, J.M., Bandy, W.L., Ortega-Ramírez, J., 1997. Paleomagnetism of Plio-Quaternary basalts in the interior of the Jalisco Block, western Mexico: *Geofísica Internacional*, 36, 21-35, 1997.

Moore, I., Kokelaar, P., 1998. Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: a case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geol., Soc. Am. Bull.* 110, 1446–1466.

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.

Milner, D.M., Cole, J.W., Wood, C.P., 2002. Asymmetric, multiple block collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 64, 134– 149.

Norini, G., Capra, L., Groppelli, G., Agliardi, F., Pola, A., Cortes, A., 2010. Structural architecture of the Colima Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research* 115, B12209. doi:10.1029/2010JB007649.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 1992. Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.

Quijano-León J.L., y Gutiérrez-Negrín L.C.A., 2003. An Unfinished Journey. 30 years of geothermalelectric generation in Mexico. *Geothermal Resources Council Bulletin*

Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin* 107, 612–626.

Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.-M., Gourgaud, A., Vincent, P.M., 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31, 99–113.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, L., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico: *Geology*, 24, 921-924.

Rymer, H., van Wyk de Vries, B., Stix, J., Williams-Jones, G., 1998. Pit crater structure and processes governing persistent activity at Masaya Volcano, Nicaragua. *Bull. Volcanol.* 59, 345–355.

SENER, 2016. *Prospectiva de energías renovables 2016 – 2030*

Selvans, M., Stock, J., DeMets, C., Sanchez, O., Marquez-Azua, B., 2011. Constraints on Jalisco Block motion and tectonics of the Guadalajara triple junction from 1998–2001 Campaign GPS Data. *Pure and Applied Geophysics*. doi:10.1007/s00024-010-0201-2.

- Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R., & Pavlis, T., 1992. A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the state of Colima, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 247–252
- Simkin, T., Howard, K.A., 1970. Caldera collapse in the Galapagos Islands, 1968. *Science* 169, 429– 437
- Schmincke, H.-U., 1967. Cone sheet warm, resurgence of Tejeda caldera, and early geologic history of Gran Canarias. *Bull.Volcanol.* 31, 153–162.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339-1350
- Shao, F., Niu, Y., Regelous, M. & Zhu, D., 2015. Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia. *Lithos*, 216-217, pp.196-210.
- Taran, Y., Inguaggiato, S., Varley, N., Capasso, G., Favara, R., 2002. Helium and carbon isotopes in thermal waters of the Jalisco block, Mexico: *Geofísica Internacional*, 41(4), 459-466.
- Walker, G.P.L., 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *J. Geophys. Res.* 89B, 8407–8416.
- Wheller, G.E., Varne, R., 1986. Genesis of dacitic magmatism at Batur Volcano, Bali Indonesia: implications for the origins of stratovolcano calderas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 28, 363– 378.
- Wilson, C.J.N., Hildreth, W., 1997. The Bishop Tuff: new insights from eruptive stratigraphy. *J. Geol.* 105, 407–439.
- White, J., Benker, C. S., Minghua, R., Urbanczyk, K., Corrick, W., Donald, 2006. Petrogenesis and tectonic setting of the peralkaline Pine Canyon caldera, Trans-Pecos Texas, USA. *Lithos.* 91, 74-94.
- Williams H., 1932. The history and character of volcanic domes. *Bull Dep Geol Sci, University of California, Publication 21*, pp.51-146.
- 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, B01302. doi:10.1029/2008JB005830
- Yokoyama, I., 2004. Formation processes of the 1909 Tarumai and the 1944 Usu lava domes in Hokkaido, Japan. *Annals of Geophysics*, 47(6).
- Yokoyama, I., 2005. Growth rates of lava domes with respect to viscosity of magmas. *Annals of Geophysics*, 48(6).
- Zimmermann, J.-L., Stussi, J. M., Gonzalez-Partida, E., and Arnold, M., 1988, K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta- Rio Santiago batholith (Jalisco, Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 267–274.

WEB

APOD: 2006 May 9 - Rock Slab Growing at Mt St Helens Volcano. (2018). [Apod.nasa.gov](https://apod.nasa.gov/apod/ap060509.html). Recuperado el 3 abril 2018, de <https://apod.nasa.gov/apod/ap060509.html>

Types of Lava Domes | Volcano World | Oregon State University. (2018). [Volcano.oregonstate.edu](http://volcano.oregonstate.edu). Recuperado el 3 de abril 2018, de <http://volcano.oregonstate.edu/types-lava-domes>

The Shapes that Lavas Take, Part 1: Image of the Day. (2018). [Earthobservatory.nasa.gov](https://earthobservatory.nasa.gov). Recuperado el 3 abril 2018, de <https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=82424>

Global Volcanism Program | Volcanoes of the World (VOTW) Database Information. (2018). [Dx.doi.org](https://dx.doi.org). Recuperado el 3 de abril 2018, de <https://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>

What's Going on With the Volcano? - Hawai'i Volcanoes National Park (U.S. National Park Service). (2018). Recuperado el 31 de julio 2018 de <https://www.nps.gov/havo/planyourvisit/lava2.htm>

6 ANEXO

Tabla 11. Análisis de elementos mayores y traza por XRF, de las muestras colectadas

Grupo	Domo						Secuencia joven						Secuencia vieja		Pómez A
Muestra	CHA-1601	CHA-1610-A	CHA-1605-A	CHA-1605-B	CHA-1608	CHA-1717	CHA-1609-C	CHA-1611-F2	CHA-1611-F3	CHA-1611-G	CHA-1611-H	CHA-1611-I	CHA-1611-B	CHA-1611-C	CHA-1603
Elementos mayores % en peso															
SiO ₂	76.15	75.69	76.19	76.12	76.16	76.16	77.59	77.20	77.65	77.47	77.62	77.13	76.95	76.69	77.53
TiO ₂	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.17	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.10	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	11.56	11.67	11.51	11.96	11.81	11.41	11.89	12.08	11.78	11.90	11.81	12.01	11.53	11.88	12.16
Fe ₂ O ₃	2.43	2.82	2.55	2.30	2.36	2.37	1.36	1.36	1.31	1.32	1.34	1.34	2.06	2.13	1.70
MnO	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04
MgO	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.06	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
CaO	0.27	0.28	0.26	0.28	0.24	0.15	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.22	0.22	0.24
Na ₂ O	4.46	4.43	4.35	4.06	4.10	4.65	4.19	4.33	4.18	4.27	4.36	4.49	4.19	3.49	3.17
K ₂ O	4.92	4.89	4.92	5.05	5.09	4.96	4.55	4.61	4.63	4.63	4.46	4.60	4.89	5.45	5.06
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	2.35	2.18	2.08	3.89	3.07	0.33	4.50	4.29	4.20	3.71	3.32	3.35	4.18	4.95	5.34
Total	100.04	100.02	100.01	100.04	100.02	100.00	100.02	100.03	99.98	100.03	100.03	100.01	100.01	100.05	100.03
Elementos traza ppm															
Cs	2.50	2.60	2.60	3.50	2.50	0.00	3.80	3.70	3.70	3.60	3.70	3.70	3.80	4.00	3.00
Rb	128.00	130.00	129.00	128.00	128.00	157.00	159.00	162.00	161.00	164.00	161.00	162.00	185.00	199.00	151.00
Ba	14.00	14.00	15.00	21.00	16.00	15.00	7.00	6.00	7.00	6.00	7.00	7.00	4.00	5.00	8.00
Sr	2.00	2.00	96.00	3.00	2.00	15.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	3.00
Pb	12.00	11.00	13.00	11.00	10.00	15.00	15.00	14.00	13.00	15.00	13.00	14.00	19.00	18.00	15.00
Th	16.70	16.40	16.40	16.90	16.60	22.00	18.50	18.30	18.60	17.80	18.20	18.40	19.60	19.70	16.60
U	5.54	5.46	5.34	5.48	5.35	6.12	7.12	6.79	7.09	6.87	7.07	6.97	7.64	7.40	6.12
Zr	544.00	516.00	513.00	559.00	532.00	497.00	177.00	164.00	192.00	177.00	180.00	168.00	504.00	491.00	298.00
Hf	11.00	9.90	10.40	11.40	10.80	13.08	5.90	5.40	6.50	5.90	6.00	5.30	13.00	13.10	8.80
Ta	3.14	3.06	3.20	3.29	3.21	4.08	3.27	3.27	3.25	3.25	3.26	3.08	4.80	4.87	3.52
Y	51.20	52.40	50.30	50.20	49.40	56.00	49.10	48.40	48.30	48.70	47.50	48.30	76.20	76.90	54.10
Nb	34.20	29.20	33.40	35.10	33.30	60.00	30.80	25.70	32.60	31.40	32.30	26.30	44.10	50.70	38.00
Sc	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.48	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Cr	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	46.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Ni	2.00	3.00	3.00	1.00	1.00	8.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	2.00
Co	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	4.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
V	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	2.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
W	88.10	2.20	81.10	1.90	0.50	3.72	0.50	0.60	0.50	0.60	0.50	1.00	1.00	1.10	0.50
Ga	24.00	24.00	24.00	24.00	25.00	20.87	21.00	21.00	21.00	22.00	22.00	21.00	27.00	28.00	24.00
Zn	103.00	108.00	101.00	97.00	101.00	114.00	77.00	76.00	72.00	74.00	68.00	77.00	136.00	133.00	100.00
Cu	6.00	20.00	7.00	4.00	4.00	4.00	6.00	6.00	2.00	4.00	2.00	6.00	7.00	3.00	5.00
La	77.80	78.90	73.50	75.80	76.60	63.72	32.80	32.30	32.60	32.20	32.60	32.70	47.90	48.00	35.40
Pr	17.70	17.90	16.50	17.30	17.30	15.81	9.05	8.78	8.78	8.50	8.82	8.77	13.20	13.00	9.14
Nd	60.80	63.40	59.20	60.30	61.00	55.14	31.10	32.30	30.90	32.50	32.10	32.10	48.30	49.90	34.30
Sm	11.60	11.70	11.80	11.10	11.70	11.45	8.00	7.59	7.93	7.53	7.92	7.73	12.40	12.60	8.26
Eu	0.10	0.12	0.55	0.11	0.09	0.08	0.05	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.09	0.08	0.06
Gd	8.96	9.17	8.94	9.14	9.18	9.94	6.70	6.90	6.87	6.85	6.96	6.97	10.90	11.00	7.58
Tb	1.47	1.48	1.62	1.52	1.53	1.58	1.24	1.25	1.24	1.20	1.24	1.26	2.00	2.01	1.40
Dy	8.85	9.20	9.76	8.80	8.88	9.27	8.42	8.02	8.17	8.14	8.03	7.97	12.90	12.70	8.88
Ho	1.71	1.76	1.77	1.74	1.70	1.77	1.58	1.58	1.60	1.57	1.50	1.57	2.48	2.49	1.72
Er	5.38	5.33	4.90	5.27	5.09	4.86	4.66	4.62	4.57	4.83	4.69	4.67	7.49	7.48	5.19
Tm	0.76	0.79	0.75	0.81	0.81	0.00	0.70	0.75	0.74	0.73	0.73	0.75	1.15	1.15	0.81
Yb	5.83	5.75	5.57	5.32	5.50	4.33	5.19	4.81	4.92	4.64	5.10	4.69	7.72	7.64	5.61
Lu	0.88	0.85	0.81	0.88	0.80	0.62	0.78	0.75	0.74	0.74	0.76	0.78	1.10	1.16	0.82

Tabla 12. Resultados promediados de análisis WDS por microsonda para feldespatos de las muestras CHA-1610-A, CHA-1605-B, CHA-1717 y CHA-PAR, en % en peso

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
CHA-1605-B	67.43	0	19.17	0.22	0.1	6.44	7.32	100.68
	67.57	0	19.06	0.18	0.1	6.44	7.49	100.83
	67.93	0	19.33	0.2	0.15	6.58	7.4	101.58
	68.6	0	18.82	0.41	0.07	7.36	5.8	101.06
	67.61	0	19.22	0.2	0.14	6.73	6.81	100.71
	67.45	0	19.11	0.19	0.09	6.45	7.36	100.65
	67.45	0	19.11	0.19	0.09	6.45	7.36	100.65
	67.57	0	19.15	0.22	0.09	6.36	7.33	100.72
	67.81	0	18.95	0.19	0.09	6.57	7.31	100.92
	67.69	0	19.01	0.32	0.11	6.74	6.81	100.68
	67.85	0	19.31	0.22	0.09	6.47	7.53	101.46
	67.55	0	19.16	0.21	0.12	6.59	7.3	100.93
	67.78	0	19	0.18	0.11	6.37	7.26	100.69
	67.76	0	19.1	0.2	0.11	6.49	7.2	100.87
	67.92	0	19.25	0.17	0.12	6.49	7.32	101.27
	67.88	0	19	0.24	0.09	6.43	7.36	101
67.58	0	19.11	0.19	0.12	6.39	7.45	100.83	
CHA-1610-A	68.08	0	19.15	0.21	0.08	6.17	7.6	101.28
	68.14	0	19.27	0.2	0.07	6.21	7.55	101.44
	67.93	0	19.25	0.21	0.1	6.19	7.61	101.28
	68.19	0	19.21	0.25	0.09	6.27	7.41	101.42
	68.09	0	19.22	0.27	0.08	6.38	7.62	101.65
CHA-1717	67.68	0	19.2	0.28	0.13	6.51	7.35	101.15
	67.95	0	19.25	0.22	0.1	6.43	7.39	101.33
	68.02	0	19.2	0.25	0.1	6.57	7.24	101.36
	68.07	0	19.2	0.22	0.11	6.39	7.51	101.5
	67.82	0	19.35	0.2	0.13	6.28	7.54	101.31
	67.53	0	19.2	0.25	0.12	6.03	7.68	100.81
	67.54	0	19.18	0.21	0.1	6.23	7.56	100.82
	67.78	0	19.23	0.2	0.1	6.25	7.68	101.25
	67.76	0	19.24	0.21	0.1	6.34	7.7	101.35
	67.84	0	19.09	0.25	0.1	6.21	7.67	101.16
	67.88	0	19.12	0.2	0.13	6.5	7.37	101.2
	67.79	0	19.2	0.18	0.14	6.4	7.39	101.1
	67.9	0	19	0.27	0.07	6.26	7.66	101.16
	68.05	0	19.1	0.31	0.07	6.17	7.59	101.3
67.94	0	19.21	0.24	0.09	6.18	7.58	101.23	
CHA-PAR	51.5	0	31.68	0.46	13.59	3.42	0.12	100.78
	51.34	0	32.03	0.5	13.84	3.22	0.12	101.05
	52.14	0	31.4	0.51	13.26	3.64	0.14	101.09
	51.04	0	32.22	0.5	14	3.14	0.15	101.04
	51.65	0	31.5	0.52	13.57	3.37	0.15	100.76

Tabla 13. Resultados promediados de análisis WDS por microsonda en piroxenos de las muestras CHA-1610-A, CHA-1605-B, CHA-1717 y CHA-PAR, en % en peso

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
CHA-1610-A	47.83	0.31	0.26	29.35	1.31	0.38	18.82	0.56	0.01	98.8
	47.72	0.3	0.19	29.16	1.47	0.65	18.72	0.51	0	98.7
	47.61	0.24	0.17	29.06	1.52	0.68	18.85	0.46	0.01	98.6
	48.46	0.34	0.37	25.93	1.28	2.5	18.78	0.64	0	98.3
	47.78	0.25	0.19	28.41	1.46	0.79	18.72	0.54	0.03	98.2
	47.79	0.24	0.23	28.65	1.38	0.52	18.73	0.49	0.01	98.1
	47.57	0.25	0.23	28.88	1.24	0.32	18.96	0.53	0.02	98
CHA-1717	47.57	0.25	0.23	28.88	1.24	0.32	18.96	0.53	0.02	98
	46.87	0.34	0.34	30.54	1.44	0.18	17.37	0.65	0.03	97.8
	47.12	0.27	0.24	29.57	1.27	0.18	18.9	0.57	0	98.1
	47.39	0.35	0.36	29.25	1.23	0.15	18.17	0.59	0	97.5
	47.21	0.35	0.33	29.18	1.38	0.19	18.25	0.51	0	97.4
	29.08	0.01	0.01	64.5	3.03	0.15	0.22	0.03	0	97
	47.64	0.28	0.24	29.52	1.19	0.24	18.08	0.47	0.04	97.7
	47.61	0.21	0.23	28.97	1.22	0.25	18.73	0.5	-0.01	97.7
	47.48	0.28	0.26	29.3	1.25	0.21	18.27	0.49	0.02	97.6
	47.02	0.31	0.33	29.31	1.25	0.21	18.69	0.49	0.02	97.6
	47.63	2.04	4.65	10.95	0.52	12.56	19.36	0.59	0.03	98.3
	47.27	0.24	0.25	29.47	1.29	0.25	18.72	0.5	0	98
	47.24	0.3	0.23	28.78	1.17	0.41	19.07	0.53	0.01	97.7
47.29	0.92	1.75	23.11	1.03	4.31	18.55	0.58	0.03	97.6	
CHA-1605-B	47.52	0.28	0.29	29.27	1.18	0.26	18.73	0.55	0	98.1
	47.5	0.25	0.22	29.54	1.35	0.36	18.17	0.52	0.01	97.93
	47.42	0.28	0.22	28.83	1.43	0.76	18.37	0.54	0.01	97.86
	47.87	0.28	0.24	29.35	1.5	0.5	18.29	0.57	0.01	98.6
	47.69	0.25	0.22	28.6	1.33	0.46	18.54	0.57	0.01	97.66
	47.75	0.26	0.24	28.77	1.27	0.33	18.65	0.55	0.01	97.82
CHA-PAR	51.6	0.67	3.05	7.05	0.25	16.83	19.48	0.3	0.01	99.24
	51.64	0.71	3.04	6.53	0.21	16.1	20.58	0.31	0.01	99.13
	50.7	0.9	3.72	6.85	0.18	15.68	20.64	0.31	0.02	98.98
	51.41	0.65	2.95	7.08	0.24	16.56	19.5	0.28	0	98.66
	50.84	0.87	3.97	6.57	0.2	15.54	20.83	0.33	0.01	99.15
	51.46	0.71	3.54	6.05	0.17	16.13	20.82	0.32	0.01	99.21
	50.32	0.86	3.78	6.97	0.22	15.62	20.61	0.31	0.01	98.7
	51.46	0.71	3.23	7.17	0.22	17.02	18.91	0.31	0	99.02
	50.99	0.79	3.69	5.94	0.2	15.86	21.1	0.3	-0.01	98.84

Tabla 14. Resultados de análisis WDS por microsonda para óxidos de la muestra CHA-PAR, en % peso

Muestra	Cr ₂ O ₃	NiO	MnO	TiO ₂	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Total
CHA-PAR	0.03	0.03	0.83	18.57	64.53	0.88	1.37	1.87	88.09
	0.04	0.02	0.62	19.58	66.09	0.19	1.45	2.26	90.24
	0.10	0.06	0.32	22.31	65.45	0.15	0.65	2.29	91.32
	0.06	0.02	0.27	27.89	60.54	0.18	0.51	2.34	91.80
	0.08	0.02	0.70	20.14	68.85	0.19	1.39	2.72	94.09
	0.06	-0.01	0.36	20.14	62.93	0.11	0.65	2.40	93.23
	0.06	0.03	0.68	26.72	66.74	0.33	1.51	3.14	89.39
	0.05	0.06	0.23	21.83	61.75	0.12	0.60	1.94	86.56
	0.06	-0.02	0.58	22.33	64.88	0.93	1.68	1.76	92.20
	0.06	0.09	1.03	22.40	63.47	1.26	1.68	1.50	91.49
	0.03	0.04	0.83	8.29	73.55	0.38	0.99	1.92	86.02

Tabla 15. Resultados promediados de análisis WDS por microsonda de olivinos de las muestras CHA-1605-B, CHA-1610-A y CHA-1717, en % en peso

	Cr ₂ O ₃	NiO	MnO	TiO ₂	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Total
CHA-1605-B	0.00	0.01	3.31	0.15	64.81	30.46	- 0.01	0.31	99.03
	-	0.00	2.82	0.09	53.42	35.03	0.36	0.30	92.02
	0.01	0.01	2.90	0.01	57.32	32.90	0.12	0.25	93.49
	0.00	0.00	3.21	0.05	62.76	31.63	0.02	0.25	97.93
CHA-1610-A	0.00	0.02	2.80	0.03	59.05	32.95	0.10	0.21	95.12
	0.00	0.04	2.86	0.03	55.58	34.09	0.27	0.31	93.09
	0.00	0.02	2.89	0.01	58.39	33.12	0.07	0.23	94.69
	0.00	0.02	2.97	0.00	58.30	33.25	0.07	0.22	94.80
	0.01	0.01	2.86	0.01	58.71	32.90	0.07	0.23	94.77
CHA-1717	0.00	0.02	3.11	0.07	65.67	30.21	0.03	0.11	99.17
	0.01	0.01	3.04	0.04	66.61	30.16	0.02	0.10	99.87
	0.01	0.06	2.93	0.03	65.42	30.25	0.01	0.14	98.71
	0.00	0.02	3.15	0.01	66.62	30.15	-	0.18	100.08
	0.00	0.00	3.03	0.00	65.24	30.23	0.00	0.16	98.68

Tabla 16. Resultados de análisis WDS por microsonda en vidrios de las muestras CHA-1605-B, CHA-1610-A, CHA-1717, en % en peso

	TiO ₂	CaO	FeO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Total
CHA-1610-A	0.11	0.24	1.65	0.06	4.49	3.85	74.23	11.56	0.01	96.20
	0.13	0.20	1.93	0.00	4.37	4.54	74.28	11.56	0.01	97.01
	0.16	0.20	1.71	0.04	4.57	4.14	74.29	11.59	0.00	96.68
	0.09	0.23	1.89	0.00	4.56	4.36	74.33	11.62	0.00	97.08
	0.13	0.23	1.62	0.04	4.45	4.09	74.40	11.42	-0.01	96.37
	0.15	0.23	1.71	0.06	4.42	4.54	74.42	11.74	0.02	97.30
	0.13	0.19	1.74	0.01	4.47	4.11	74.56	11.50	0.00	96.71
	0.13	0.22	1.84	0.11	4.57	4.47	74.67	11.72	-0.01	97.70
	0.10	0.22	1.82	0.01	4.48	4.53	74.73	11.51	-0.01	97.38
	0.14	0.20	1.79	0.00	4.76	4.41	74.84	11.63	0.00	97.78
	0.12	0.22	1.78	0.08	4.53	4.44	74.88	11.66	0.00	97.69
	0.16	0.18	1.75	0.12	4.24	4.28	74.92	11.58	-0.01	97.23
	0.13	0.24	1.84	0.03	4.71	4.13	74.98	11.75	-0.03	97.77
	0.16	0.21	1.85	0.04	4.51	4.34	75.01	11.56	-0.03	97.64
	0.13	0.19	1.78	0.04	4.52	4.41	75.12	11.83	0.00	98.01
	0.12	0.22	2.03	0.09	4.68	4.41	75.13	11.82	0.00	98.49
	0.13	0.20	1.89	0.04	4.70	4.25	75.18	11.53	0.04	97.96
	0.10	0.19	1.71	0.04	4.53	4.68	75.20	11.54	-0.01	97.96
0.13	0.18	1.82	0.07	4.72	4.41	75.42	11.62	-0.01	98.37	
CHA-1605-B	0.13	0.10	1.61	0.08	4.62	4.06	74.62	11.54	0.01	96.77
	0.15	0.09	1.70	0.07	4.72	3.93	74.88	11.35	0.00	96.87
	0.13	0.07	1.65	0.09	4.75	4.29	74.46	11.41	0.03	96.88
	0.12	0.10	1.52	0.04	4.57	4.01	75.20	11.33	0.03	96.92
	0.13	0.11	1.62	-0.04	4.81	3.85	75.08	11.45	0.00	97.01
	0.12	0.10	1.74	0.01	4.71	3.62	75.36	11.44	-0.01	97.10
	0.13	0.09	1.56	0.07	4.73	3.89	75.34	11.34	0.01	97.16
	0.15	0.10	1.67	-0.02	4.63	4.21	74.90	11.58	0.00	97.22
	0.13	0.08	1.62	0.04	4.87	3.99	75.35	11.42	-0.02	97.48
	0.14	0.10	1.67	0.05	4.67	4.11	75.41	11.63	0.00	97.77
	0.14	0.11	1.51	0.05	4.87	4.44	76.80	11.67	-0.01	99.58
	0.13	0.12	1.57	-0.01	4.78	4.12	77.07	11.97	-0.01	99.72
	0.15	0.10	1.64	0.06	4.92	4.17	77.14	11.68	-0.01	99.84
	0.16	0.11	1.69	-0.01	4.97	4.15	77.24	11.69	0.01	99.99
	0.12	0.10	1.66	0.01	4.93	4.17	77.07	11.95	0.02	100.03
	0.15	0.11	1.66	-0.03	4.79	4.21	77.63	11.67	0.03	100.21
	0.17	0.09	1.54	0.01	4.74	4.32	77.60	11.90	0.03	100.40
	0.14	0.11	1.69	0.05	4.85	4.64	76.95	11.97	0.01	100.40
0.13	0.13	1.86	0.06	4.95	4.18	77.66	11.59	0.01	100.57	
0.11	0.06	1.63	0.10	4.87	4.04	77.93	11.96	0.03	100.73	

	0.12	0.08	1.85	-0.01	4.87	4.22	77.74	11.99	-0.01	100.83
	0.14	0.10	1.67	0.00	4.89	4.28	77.93	11.89	0.01	100.90
CHA-1717	0.10	0.22	1.80	0.00	4.49	4.58	77.20	12.09	-0.01	100.47
	0.13	0.22	1.66	0.02	4.58	4.52	77.06	11.99	-0.01	100.16
	0.10	0.20	1.49	0.05	4.69	4.65	77.34	11.96	0.00	100.47
	0.13	0.23	1.71	-0.02	4.68	4.55	77.40	12.18	0.00	100.86
	0.13	0.21	1.50	0.09	4.46	4.49	77.23	11.77	0.00	99.90
	0.11	0.23	1.59	0.11	4.55	4.28	77.07	11.96	0.01	99.90
	0.11	0.20	1.69	0.04	4.65	4.21	77.62	11.97	-0.04	100.43
	0.12	0.20	1.59	0.01	4.65	4.04	77.32	12.03	0.01	99.97
	0.12	0.21	1.63	-0.04	4.60	4.00	76.81	12.00	-0.01	99.31
	0.11	0.21	1.63	0.04	4.55	4.78	77.08	12.03	-0.02	100.41
	0.10	0.22	1.44	0.01	4.68	4.61	77.34	12.14	-0.04	100.51
	0.11	0.18	1.57	0.05	4.57	4.31	77.49	12.19	0.00	100.48
	0.13	0.20	1.43	0.07	4.63	4.50	77.30	11.98	-0.02	100.21
	0.06	0.22	1.62	-0.02	4.77	3.79	77.53	11.89	0.00	99.85
	0.11	0.25	1.57	0.04	4.74	4.59	77.95	12.29	0.02	101.55
	0.08	0.22	1.53	0.00	4.69	4.47	78.03	12.26	0.01	101.28
	0.08	0.22	1.67	0.03	4.63	4.45	76.87	12.08	0.00	100.02
	0.11	0.22	1.59	0.00	4.62	4.53	77.48	12.07	-0.03	100.59
CHA-PAR	0.14	10.81	1.17	0.11	0.49	4.81	55.05	28.60	0.20	101.37
	0.09	10.69	0.71	-0.02	0.43	4.62	54.33	28.68	0.16	99.68
	0.10	9.42	0.71	0.00	0.61	5.70	57.61	28.09	0.10	102.33
	0.08	10.10	0.77	-0.01	0.45	5.29	55.73	28.42	0.07	100.90
	1.57	0.71	1.97	0.01	4.73	3.74	69.44	12.97	0.52	95.66

Tabla 17. Condiciones analíticas utilizadas para medir las concentraciones de elementos mayores por WDS por microsonda

Fase mineral	Voltaje (v)	Corriente (A)	Estándar
Feldespatos	15	9.951E-009	Labradorita
Piroxenos	15	9.951E-009	Diopsido
Vidrio	15	9.951E-009	Vidrio riolítico
Óxidos	20	9.951E-009	Fayalita

Tabla 18. Resultados de análisis XRF de la andesita basáltica (CHA-PAR) y valores reportados para el granito utilizado como asimilante, tomado de Cucciniello et al., 2016

	CHA-PAR	Granito
SiO ₂	57.13	78.18
Al ₂ O ₃	16.61	12.40
Fe ₂ O ₃ (t)	7.33	1.46
MgO	4.11	0.05
CaO	6.88	0.38
Na ₂ O	3.71	3.49
K ₂ O	1.51	5.25
TiO ₂	1.10	0.12
P ₂ O ₅	0.23	0.02
MnO	0.13	0.03
Cs	1.39	6.90
Rb	36.36	261.00
Ba	426.20	42.00
Sr	528.94	15.00
Pb	6.95	23.00
Th	3.44	23.90
U	1.15	5.90
Zr	139.27	176.00
Hf	3.37	6.50
Ta	1.30	6.50
Y	20.28	63.00
Nb	19.18	67.00
Sc	17.24	n.a.
Cr	125.71	n.a.
Ni	81.47	n.a.
Co	26.47	n.a.
V	135.70	n.a.
W	1.59	3.00
Ga	18.58	30.00
Zn	71.59	90.00
Cu	39.02	n.a.
La	19.36	60.90
Ce	38.32	124.00
Pr	4.69	13.40
Nd	13.12	47.00
Sm	4.13	10.40
Eu	1.16	0.20
Gd	3.87	10.60
Tb	0.59	2.00
Dy	3.40	12.30
Ho	0.66	2.40
Er	1.83	n.a.
Yb	1.71	6.90
Lu	0.26	n.a.

Tabla 19. Resultados de las relaciones isotópicas de $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$, $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ y $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ junto con el error estándar (σ) asociado y la edad en miles de años (ka), para los circones de la muestra CHA-1610-A del domo Chapulín

	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th} \pm 2 \sigma$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} \pm 2 \sigma$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} \pm 2 \sigma$	MSWD	Pendiente	Incertidumbre	Edad ka
CHA_0	5.168 ± 0.027	0.6356 ± 0.0093	3.285 ± 0.052	0.40854	0.575	0.030	93395 ± 7377
CHA_1	4.103 ± 0.024	0.676 ± 0.017	2.773 ± 0.062	-0.42674	0.622	0.033	106089 ± 9045
CHA_2	5.551 ± 0.065	0.643 ± 0.022	3.57 ± 0.12	0.04808	0.581	0.038	94907 ± 9418
CHA_3	6.307 ± 0.056	0.648 ± 0.014	4.09 ± 0.1	0.52639	0.588	0.034	96602 ± 8625
CHA_4	4.473 ± 0.014	0.639 ± 0.01	2.857 ± 0.047	0.32618	0.577	0.030	93818 ± 7448
CHA_5	4.713 ± 0.08	0.707 ± 0.019	3.37 ± 0.11	0.27242	0.670	0.041	120993 ± 12786
CHA_6	6.277 ± 0.048	0.608 ± 0.012	3.817 ± 0.079	0.33498	0.542	0.033	85270 ± 7618
CHA_7	5.883 ± 0.052	0.629 ± 0.019	3.7 ± 0.11	0.053811	0.566	0.035	90939 ± 8416
CHA_8	6.261 ± 0.022	0.6 ± 0.011	3.762 ± 0.073	0.11394	0.534	0.031	83256 ± 7027
CHA_9	6.41 ± 0.16	0.639 ± 0.029	4.09 ± 0.15	0.033932	0.578	0.042	94095 ± 10441
CHA_10	4.445 ± 0.026	0.658 ± 0.011	2.923 ± 0.05	0.15319	0.600	0.031	99997 ± 8143
CHA_11	5.426 ± 0.022	0.638 ± 0.011	3.445 ± 0.054	0.16173	0.575	0.029	93180 ± 7306
CHA_12	5.988 ± 0.03	0.614 ± 0.012	3.674 ± 0.067	-0.19237	0.549	0.030	86947 ± 6945
CHA_13	5.066 ± 0.053	0.676 ± 0.015	3.423 ± 0.078	0.30716	0.621	0.033	105688 ± 9154
CHA_14	3.283 ± 0.033	0.71 ± 0.013	2.329 ± 0.048	0.43975	0.662	0.031	118340 ± 9709
CHA_15	6.267 ± 0.026	0.619 ± 0.011	3.876 ± 0.07	0.13026	0.556	0.030	88642 ± 7092
CHA_17	3.681 ± 0.055	0.724 ± 0.018	2.664 ± 0.068	0.34337	0.677	0.037	123363 ± 11946
CHA_18	6.135 ± 0.055	0.624 ± 0.02	3.83 ± 0.12	0.045185	0.562	0.037	89934 ± 8811
CHA_19	4.649 ± 0.048	0.664 ± 0.013	3.087 ± 0.074	0.60703	0.607	0.033	101971 ± 8887
CHA_20	6.36 ± 0.033	0.598 ± 0.015	3.806 ± 0.088	-0.23343	0.531	0.031	82535 ± 7043
CHA_21	6.146 ± 0.058	0.598 ± 0.012	3.674 ± 0.076	0.2445	0.530	0.031	82264 ± 7030