



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Estratigrafía y Geocronología de la Pómez Ocre y Pómez
Multicapas del volcán Guangoche, Los Azufres,
Michoacán.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A :

Salinas Montoya Patricia



**DIRECTOR DE TESIS:
Doctor José Luis Arce Saldaña
2017**

Ciudad Universitaria, CDMX



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.

*El camino de los excesos lleva a
la torre de la sabiduría*

William Blake

AGRADECIMIENTOS

Principalmente quiero agradecer a mi asesor Dr. José Luis Arce Saldaña por darme la oportunidad de formar parte de su equipo de trabajo, dándome la oportunidad de un desarrollo académico, brindándome confianza y el apoyo necesario para la realización de este trabajo; de igual forma agradezco por haberme brindado la oportunidad de pertenecer al proyecto “*Condiciones pre-eruptivas de magmas silícicos asociados a erupciones plinianas-subplinianas: casos volcán Guangoche y Pómez Bosque de Tlalpan, Cuenca de México (clave: IN104214)*”, por la beca otorgada durante la realización de esta tesis.

De igual forma agradezco a mi comité de jurado por permitirme acercarme a ustedes, brindándome sus conocimientos y por colaborar conmigo en la culminación de este trabajo.

De manera particular agradezco a MC. *Elizabeth Rangel* por su gran apoyo, académico, moral y sobre todo por brindarme su amistad incondicional.

De manera muy especial agradezco a mi universidad bella la UNAM por ser mi casa por más de 8 años y brindarme la formación académica necesaria para ser un profesional en las Ciencias de la Tierra, a la Facultad de Ciencias en la cual descubrí mi gran amor por la ciencia y los volcanes.

Por otra parte agradezco al Instituto de Geología por haberme brindado un espacio de trabajo y la facilidad para el desarrollo de este trabajo. Principalmente quiero agradecer a mis compañeros del laboratorio de petrología experimental por el apoyo con seminarios y ayuda en el trabajo de laboratorio. Al Laboratorio de Estudios Isotópicos en el centro de Geociencias, Juriquilla, a cargo del Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu por los análisis realizados para el fechamiento isotópico, así como al MC. Carlos por la explicación, análisis y cordial recibimiento en dicho laboratorio, así como a la MC Ofelia Pérez Arvizu por el análisis de elementos traza, de igual forma al Laboratorio Nacional de Geoquímica del Instituto de Geología de la Química Patricia Girón García, a la Ingeniera María del Consuelo Macías Romo por el apoyo, confianza y enseñanzas brindadas durante la separación y montaje de circones.

Por su apoyo en campo agradezco al MC. Alberto, a Emmanuel, Fernando, Lucero, Sandy Luz y a Ely por ayudarme a cargar, seleccionar, describir, etc. Afloramientos, brindándome sus conocimientos y brindándome su amistad. De igual forma agradezco a mis mejores amigos Edson, Itzel y Alexis por siempre escucharme y estar conmigo brindándome fortaleza y un gran apoyo durante toda la carrera, de igual forma a Vicky y Diego por estar a mi lado brindándome su amistad, cariño y comprensión. De manera especial a Sandy (Sandia) por estar conmigo en los laboratorios, ayudarme a realizar mi trabajo y a que las horas de trabajo fueran más amenas, así como brindarme su amistad y cariño.

De igual forma agradezco a mis hermanos por su cariño y comprensión, a mi papá por su apoyo y amor, a mi tío Cesar por esos largos caminos que realizábamos día día para irnos juntos a nuestros destinos, haciéndome sentir más segura durante mi camino. Finalmente agradezco a la mujer de mi vida, mi más grande amor, mi fortaleza y la que me inspira a seguir a delante en esta vida, *MI MAMI*, por horas de desvelos esperando a que terminara mis tareas, o simplemente que llegue a casa, por tantos berrinches soportados y muchas cosas más.

Con todo mi amor dedicada a: mi mamá (Emma Montoya), hermanos (Marina, Laura y Lalo), mi padre (José Luis Salinas), y mis abuelos que desde el cielo me observan y cuidan (José Montoya y José Luis Salinas)

ÍNDICE

Resumen.....	i
1. Introducción	1
1.1. Localización del volcán Guangoche	3
1.2. Planteamiento del problema	5
1.3. Objetivos	6
1.4. Metodología	6
1.4.1 Trabajo de gabinete	7
1.4.2 Trabajo de campo	7
1.4.3 Trabajo de laboratorio	9
2. Marco teórico	23
2.1. Actividad volcánica explosiva.....	23
2.2. Series de Uranio/Torio	32
3. Geología del Campo Volcánico Los Azufres	37
3.1. El volcán Guangoche	46
3.1.1 Estratigrafía del volcán Guangoche	47
4. Resultados	54
4.1. Relaciones estratigráficas	54
4.2. Geoquímica y petrografía	63
4.2.1 Geoquímica	63
4.2.2 Petrografía	75
4.3. Análisis sedimentológico	89
4.4. Geocronología de U-Th en circones	97
5. Discusión	104
5.1. Historia eruptiva de los últimos 31 mil años del volcán Guangoche.....	104
5.1.1 Erupción Pómez Ocre	105
5.1.2 Erupción Pómez Multicapas.....	107
5.2. Geocronología	108
5.3. Evolución de los magmas de la Pómez Ocre y Pómez Multicapas.....	111
6. Conclusiones	113
7. Bibliografía	114

Hoja de datos del jurado

1. Datos del alumno

Salinas
Montoya
Patricia
Teléfono: 21 64 82 63
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
Número de cuenta: 309326328

2. Datos del tutor

Dr.
José Luis
Arce
Saldaña

3. Datos del sinodal 1

Dr.
José Luis
Macías
Vázquez

4. Datos del sinodal 2

Dra.
Marie-Noëlle
Guilbaud

5. Datos del sinodal 3

Dra.
Laura
Mori

6. Datos del sinodal 4

Dra.
Ana María Lizeth
Caballero
García

7. Datos del Trabajo escrito

Estratigrafía y Geocronología de la Pómez Ocre y Pómez Multicapas voldel
volcán Guangoche, Los Azufres, Michoacán.
125 p.
2017

RESUMEN

El volcán poligenético Guangoche se localiza al suroeste del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA), en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en el Estado de Michoacán. La estratigrafía del volcán Guangoche está representada por: a) lava perteneciente al cráter en forma de herradura con composición riolítica. b) Avalancha de Escombros Guangoche (AEG) ubicada al sur-suroeste del volcán. c) Secuencia Piroclástica Guindo (SPG) distribuida al oeste, noroeste y norte del volcán y que representa el depósito piroclástico más antiguo. d) Secuencia Piroclástica Cuchipitio (SPC) fechada en $30,650 \pm 160$ años A.P. mediante el método de C^{14} , distribuida hacia el sureste y este del volcán. e) Secuencia Piroclástica Blanca (SPB) fechada en $46,330 +3.2 -5.2$ años por el método de U/Th en circones, y en $29,030 \pm 160$ años por medio del método C^{14} y distribuido hacia el suroeste, oeste, noroeste y norte, y un tiempo de residencia de los cristales de circón de 17,300 años. f) Secuencia Piroclástica Agua Blanca (SPAB) fechada en $26,700 \pm 250$ años por medio del método C^{14} , distribuyéndose hacia el suroeste. g) Secuencia Piroclástica Ocre (SPO) fechada por el método de U/Th en circones en $49,000 +3.2 -5$ años, distribuida hacia el norte-noroeste, suroeste y sureste del Guangoche. h) Pómez Multicapas (MP) fechada en $34,330 +4.8 -5$ años por el método de U/Th en circones, representando este depósito el último evento de carácter explosivo del volcán Guangoche, basado en la estratigrafía. i) la actividad volcánica cesó con la erupción del domo central Guangoche originando lavas de composición riolítica.

Petrográficamente los productos provenientes del volcán Guangoche presentan una textura porfídica, hipocristalina e inequigranular. De acuerdo con los datos de química de roca total, muestras del CVLA y del volcán Guangoche pueden separarse en dos grupos, (g1) con una anomalía negativa ligera en Eu y concentraciones relativamente altas de Ba (390-540 ppm), y (g2) con anomalías negativas muy marcadas en Eu y concentraciones bajas en Ba (50- 180 ppm), por lo que se propone que los magmas de g1 pudieron haberse producido a partir de g2 mediante fraccionamiento de feldespatos potásicos, originando un empobrecimiento de dicho elemento en el líquido residual (g1). Con ayuda del método de fechamiento isotópico de las series de desequilibrio de U, Th se analizaron diagramas de probabilidad acumulada donde se apreció que una determinada población de circones caen dentro de un mismo lapso de tiempo (100-250 mil años), lo cual podría interpretarse como la edad de los primeros circones que cristalizaron en la cámara magmática del volcán Guangoche y por lo tanto este dato representa la edad máxima del volcán.

CAPITULO UNO

1. Introducción

Las erupciones volcánicas explosivas, expulsan a la superficie terrestre una gran variedad de productos piroclásticos hacia la atmósfera de manera violenta, dichos productos constan de: ceniza, pómez, cristales y fragmentos de roca (Cashman et al, 2000). El estudio estratigráfico de las zonas volcánicas es de gran importancia, debido a que con ello es posible construir la historia eruptiva de un área o de un volcán, establecer los tipos de erupciones que dieron origen a dichas estructuras, así como determinar el periodo de recurrencia de los eventos volcánicos (Rangel-Granados, 2013). De igual forma el estudio y conocimiento de la estratigrafía volcánica y la edad de las últimas erupciones que presenta un volcán, permite conocer su potencial para presentar a futuro una erupción. Con base a esto se puede evaluar el peligro que representa un volcán para las poblaciones aledañas a los centros eruptivos (Rangel-Granados, 2013).

En este trabajo se estudian depósitos piroclásticos provenientes del volcán Guangoche, ubicado en el suroeste del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) en el estado de Michoacán (Fig. 1.1 y 1.2). Durante el Pleistoceno tardío dicho volcán generó cinco erupciones explosivas que en orden cronológico se han denominado como: Secuencia Piroclástica Cuchipitio (SPC), Secuencia Piroclástica Blanca (SPB), Secuencia Piroclástica Agua Blanca (SPAB), Secuencia Piroclástica Ocre (SPO) y Pómez Multicapas (PM) (Rangel-Granados, 2013) en

las cuales se incluyen depósitos de flujo piroclástico de pómez, flujos piroclásticos de bloques y cenizas, oleadas piroclásticas y depósitos de caída. La mayoría de estos depósitos volcánicos han sido fechados por radiocarbono, a excepción de las dos últimas denominadas como Pómez Ocre y Pómez Multicapas. Precisamente este estudio está enfocado en determinar la edad de estas dos últimas erupciones, con el fin de discutir si el volcán Guangoche se puede considerar activo o extinto, dependiendo de la edad de estos depósitos. Adicionalmente, se llevaron a cabo descripciones de afloramientos para refinar la posición estratigráfica de los depósitos, así como su relación con el domo central y la Secuencia Piroclástica Blanca.

El volcán Guangoche presenta un cráter en forma de herradura, el cual atestigua el colapso del sector sur del volcán y el emplazamiento de un depósito de avalancha de escombros hacia la misma dirección (Rangel-Granados, 2013). Dentro de este cráter en herradura se alberga un domo de lava con forma de cúpula, casi simétrico, de composición riolítica. Los últimos tres eventos volcánicos del Guangoche, fueron de tipo pliniano-subpliniano, denominados SPB, SPO y PM, involucrando depósitos de caída de pómez, flujos piroclásticos y depósitos de oleada piroclástica (Rangel-Granados, 2013). La SPB tuvo lugar hace 29 mil años antes del presente (A.P.) (edad obtenida por el método de C^{14} no calibrada), sin embargo, hasta el momento se desconoce la relación de estos tres eventos explosivos con el domo central, ya que la edad de la SPO y PM, así como la edad del domo no han sido determinadas. Tomando en cuenta la información obtenida durante el trabajo de campo y los resultados del

trabajo de gabinete y laboratorio, se ha podido definir la estratigrafía, así como geocronología de estos últimos eventos del volcán Guangoche, mediante el fechamiento de cristales de circón por el método de U-Th.

1.1 Localización del Volcán Guangoche

El volcán Guangoche está ubicado dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), al suroeste del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA), Michoacán, (Fig.1.1a) en las coordenadas $19^{\circ} 43' 28''$ de latitud norte y $100^{\circ} 42' 46''$ de longitud oeste. El CVLA se localiza a 55 km al E-NE de la ciudad de Morelia, la capital del estado de Michoacán y alberga uno de los campos geotérmicos de México. En la actualidad esta planta geotérmica ocupa el segundo lugar en producción en México, después de Cerro Prieto ubicado en Baja California Norte, generando alrededor de 188 MW de energía geotérmica (Macías et al., 2008).

Los poblados que se localizan en los alrededores del área de estudio son: Ojo de Agua del Cuervo, ubicado a 2.4 km al NO del volcán Guangoche (Fig. 1.1 b), Huajúmbaro, Cieneguillas y Agua Blanca, ubicados a 5.8, 4 y 3.8 km al SO del volcán, respectivamente (Fig. 1.1 b) y al NE del volcán a distancias de 8, 11 y 7 km se encuentran los poblados de San Isidro Alta Huerta, San Matías El Grande y San Pedro Jácuaro respectivamente (Fig. 1.1 b). La ciudad más importante y cercana al Guangoche es Ciudad Hidalgo, situada a 17 km al SE del volcán (Fig. 1.1 b), y a la zona geotérmica se ubica a 9 km al NE del volcán Guangoche (Fig. 1.1b).

Introducción

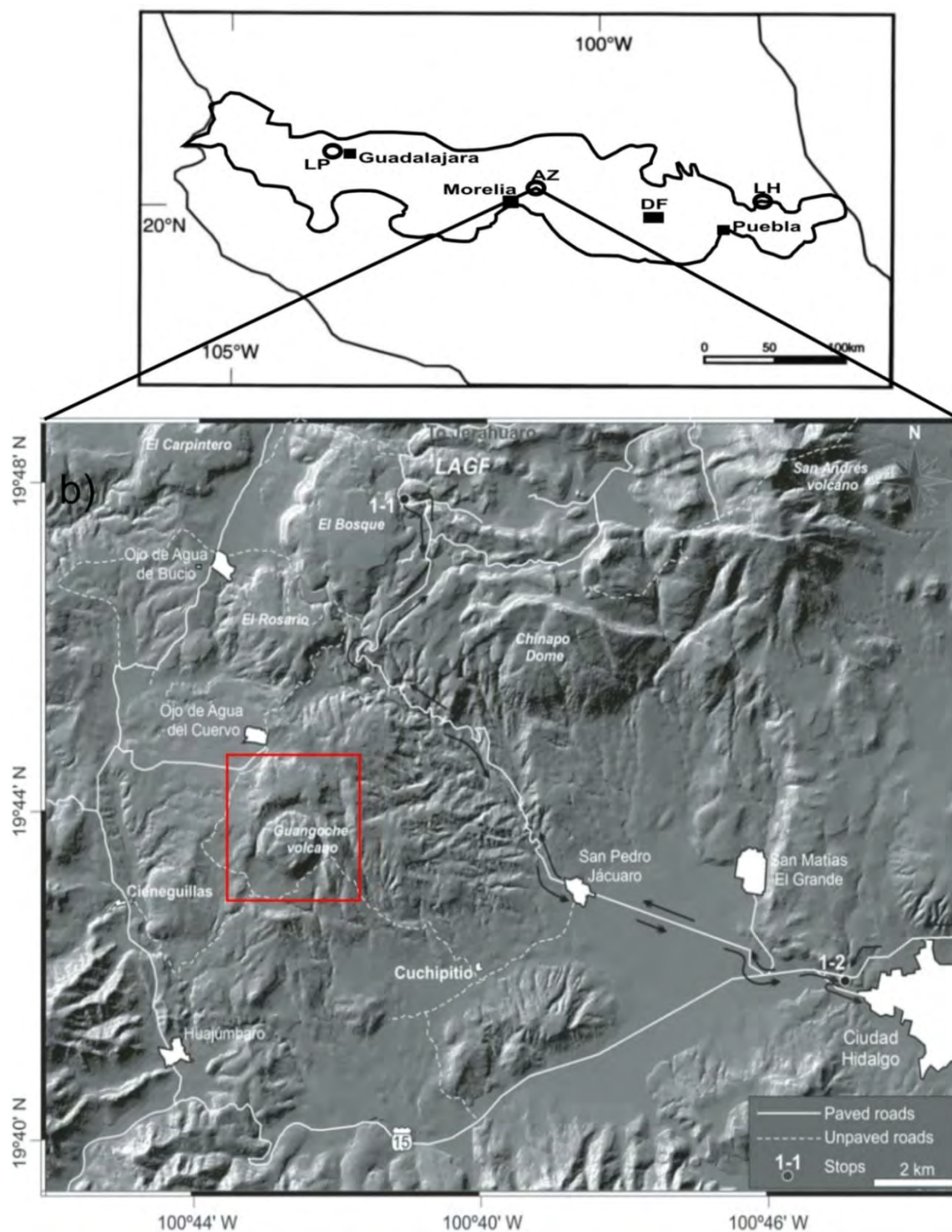


Figura 1.1 a) Mapa de la parte central de la República Mexicana en donde se puede apreciar al Campo Volcánico Los Azufres (AZ), Michoacán, ubicado en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) dentro de la caldera de Los Azufres. También se aprecia la ubicación de la caldera de la Primavera y Los Humeros, así como la ciudad de Morelia, el DF, la ciudad de Puebla y la de Guadalajara. De igual forma en la figura b) se observa el volcán Guangoche (recuadro rojo), algunos de los poblados más cercanos al volcán, y el Campo Geotérmico Los Azufres (LAGF). Modificado de Ferrari (2000) y Arce et al (2012).

1.2 Planteamiento del problema

En el presente trabajo se desea abordar y desarrollar la historia geocronológica de los últimos eventos volcánicos del volcán Guangoche, ya que en estudios anteriores se han realizado análisis por diferentes métodos, principalmente C^{14} para definir la historia eruptiva de dicho volcán, sin embargo, para las dos últimas erupciones los análisis por radiocarbono no fueron exitosos, en primera por que no se encontró materia orgánica la cual pudiera ser fechada, pero aun así se analizaron paleosuelos pobres en materia orgánica con resultados no satisfactorios. Debido a que es de suma importancia establecer la historia eruptiva de los volcanes, mediante edades absolutas, en este trabajo se decidió utilizar un método alternativo para poder fechar a los últimos eventos volcánicos del Guangoche. En este caso se utilizó el método de U/Th en circones, aprovechando que este mineral generalmente accesorio, se encuentra en abundancia en los depósitos riolíticos del volcán.

El evento volcánico del Guangoche que se tiene fechado es el depósito de flujo de bloques y cenizas de 26 mil años de edad situado estratigráficamente debajo de las unidades SPO y PM (Rangel-Granados, 2013), por lo que la SPO y PM deben ser más jóvenes que éste. De tal modo que se desconoce si el Guangoche se trata de un volcán activo o si se puede considerar extinto, más aun sabiendo que se encuentra dentro de la zona geotérmica activa de Los Azufres. De modo que resulta de gran interés conocer la historia eruptiva y el periodo de recurrencia que presenta dicho volcán, con la finalidad de

conocer si se trata de un riesgo latente para las poblaciones aledañas, ya que como se ha podido observar en estudios previos, la actividad que este ha desarrollado se encuentra dentro de un régimen explosivo, el cual va de actividad subpliniana a pliniana.

1.3 Objetivos

El objetivo central de este estudio consiste en determinar la edad de las dos últimas erupciones explosivas del volcán Guangoche y del domo central, así como la caracterización y correlación de sus depósitos volcánicos. Teniendo como objetivos secundarios los siguientes:

- Caracterizar la estratigrafía de los depósitos de las dos últimas erupciones del volcán Guangoche.
- Geocronología por el método isotópico de U/Th en circones de la SPO, PM y domo central.
- Establecer la evolución temporal de las dos últimas erupciones del volcán Guangoche, con base en observaciones de campo.
- Caracterizar la composición química y mineralógica de la SPO, PM y domo central del Guangoche.

1.4 Metodología

La metodología empleada para la elaboración del siguiente trabajo consistió de tres partes principales: trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo de laboratorio.

1.4.1 Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete fue realizado durante todo el desarrollo de este trabajo e inició con la búsqueda y recopilación de los estudios previos existentes sobre el área de estudio. También se obtuvo información sobre los procesos volcánicos, de evolución magmática y sobre el método de fechamiento por U/Th en circones.

Los resultados de los análisis sedimentológicos fueron procesados en una hoja de cálculo para la elaboración de histogramas, de igual forma se utilizó el programa Grapher para obtener gráficas de porcentaje acumulativo, Corel Draw X5 para la edición de las mismas, así como el programa Sequential Fragmentation/Transport Theory (SFT) desarrollado por K. Wohletz en los Alamos National Laboratory computer code LA-CC 99-29 (1989). Los resultados de los análisis químicos fueron procesados en hojas de cálculos y con ayuda del programa Igpct-2005 se generaron diagramas tipo Harker y multielementos. Las imágenes para el análisis petrográfico fueron tomadas con ayuda de un microscopio Leica y el programa LAS VA.7, Corel Draw X5 para la edición de las mismas.

1.4.2 Trabajo de campo

Durante el trabajo de campo se utilizó la carta topográfica INEGI (E14A24) en la cual se realizó la ubicación de los puntos de observación. En total se describieron a detalle tres afloramientos ubicados en los alrededores del volcán Guangoche (Fig. 1.2). Los elementos y características que se tomaron en cuenta en cada uno de los afloramientos para cada depósito fueron: color, espesor, tipo de

componentes, gradación, tamaño de partículas, composición, etc., esto con el objetivo de poder caracterizar cada unidad.

Una vez realizadas las descripciones y caracterizaciones de los afloramientos, se procedió a realizar un muestreo de cada unidad.

Recolección de muestras.

En los afloramientos 1 y 3 (Fig. 1.2) se recolectaron muestras totales correspondientes a depósitos de caída de composición riolítica. Dichas muestras fueron recolectadas en diferentes niveles del depósito, los criterios empleados para muestrear fueron la variación de coloración, concentración de elementos (pirocásticos, líticos y minerales sueltos) y tamaño de las partículas. Dentro de estas muestras se recolectaron los fragmentos de piroclastos y pómez con mayor tamaño, para ello se cribaron las muestras con ayuda de una malla de acero de 5mm de diámetro, con el fin de medir los piroclastos de mayor tamaño y una primera selección de partículas para análisis sedimentológicos, química de roca total, petrografía y separación de circones.

En el afloramiento 2 (Fig. 1.2) se recolectaron muestras de lava de la misma composición, para ello se utilizó un marro de acero, seleccionando las rocas con el aspecto más fresco, tratando de evitar partes con alteraciones hidrotermales o intemperismo. Dichas muestras fueron recolectadas para análisis petrográfico, química y separación de circones.

1.4.3 Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se inició secando las muestras de roca durante un lapso de 12 horas a 100° C en un horno tipo Lumistell^{MR} en el laboratorio de Separación de minerales del Instituto de Geología, UNAM. Posteriormente, se seleccionaron las muestras de dos de los afloramientos (Pómez Multicapas y Pómez Ocre) para realizar análisis sedimentológicos. Una vez realizada la sedimentología se seleccionaron fragmentos de pómez de mayor tamaño y con menor evidencia de alteración para realizar secciones delgadas y otras más para pulverizar. Para finalizar se seleccionaron tres muestras una de la Pómez Multicapas, Pómez Ocre y del Domo central para la separación de circones. A continuación se detallan las distintas actividades realizadas en el trabajo de laboratorio.

Análisis sedimentológicos

Para el análisis sedimentológico se tamizaron nueve muestras correspondientes a las muestras Pómez Multicapas (PM-1501, Fig. 1.2, 1) y Pómez Ocre (OS-1502, Fig. 1.2, 3) en el laboratorio de Química del Instituto de Geología de la UNAM, para ello se siguió el siguiente procedimiento.

1. Se seleccionaron nueve tamices los cuales corresponden a un valor de malla de -5 phi ($\Phi = -\log_2 d$ con $d = \text{diámetro del clasto}$) hasta 4 phi. Estos fueron lavados perfectamente para evitar que queden residuos de otras muestras entre las mallas, una vez limpios se apilaron los tamices, de menor (4 Phi) a mayor (-5 Phi).

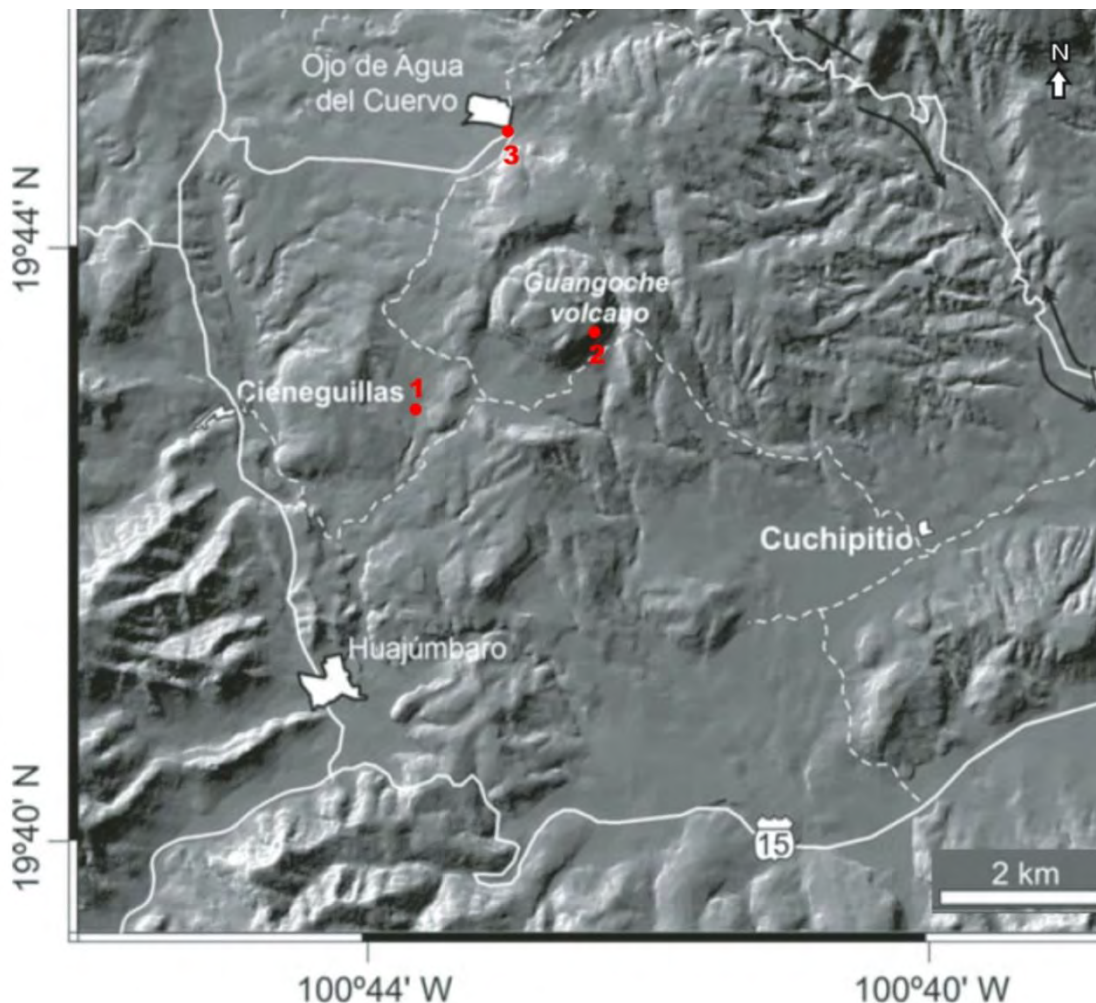


Figura 1.2. Modelo digital de elevación del volcán Guangoche, en donde se observan los sitios a partir de los cuales se realizó el muestreo. Los puntos marcados con los números 1, 2 y 3, corresponden a los afloramientos muestreados y corresponden a depósitos piroclásticos de caída. Sitio 1 corresponde al depósito de caída de la Pómez Multicapas (PM-1501), sitio 2 corresponde al Domo Central Guangoche (muestra DGua-1501), sitio 3 corresponde al depósito de caída de la Pómez Ocre (POI-1502 yPOS-1502). Modificado de Arce et al. (2012).

2. Antes de comenzar el tamizado se obtuvo el peso total inicial de la muestra. Una vez obtenido el peso total de la muestra, esta se colocó dentro de los tamices para comenzar el tamizado, el cual fue realizado manualmente por vía seca, por un lapso aproximado de quince minutos por muestra.

3. Una vez concluido el tamizado se pesó la fracción atrapada en cada tamiz, posteriormente se colocaron en bolsas rotuladas con el nombre de la muestra y el tamaño correspondiente.

Análisis petrográfico

Para el análisis petrográfico se elaboraron nueve secciones delgadas de fragmentos de pómez del depósito de caída SPO y PM (Fig. 1.2) y la lava del domo central (Fig. 1.2), correspondientes a las muestras MP-1501, OS-1501, OI-1501 Y DGua-1501, en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM, mediante el siguiente procedimiento.

1. Se seleccionaron los fragmentos más grandes de cada horizonte, así como las menos alteradas. Posteriormente se impregnaron las muestras con resina epóxica mediante un sistema de vacío por 24 horas.
2. Una vez impregnadas las muestras se cortaron fragmentos no mayores a 6x3x2 cm para cada muestra, se pulió una de las caras con abrasivos del número 120, 240, 400 y 600, para dejar las muestras pulidas. Posteriormente se pegó la muestra con resina epóxica sobre un portaobjetos de vidrio.
3. Una vez pegada la muestra al portaobjetos se hizo un corte de precisión y un desbastado con diferentes abrasivos hasta dejar un grosor de aproximadamente 30 micras. Con este grosor se permite el paso de la luz y por lo tanto se pueden describir las propiedades ópticas de cada mineral.

4. Finalmente se colocó un cubreobjetos sobre cada lámina y se eliminaron los residuos de resina con alcohol etílico.

Una vez terminadas las láminas se inició con la descripción petrográfica, con ayuda de un microscopio Olympus modelo BX-51 y un manual de mineralogía óptica (Fig. 1.3). Para realizar la descripción petrográfica fueron tomados las siguientes características: textura, grado de cristalinidad, mineralogía, describiendo a detalle cada mineral tomando en cuenta su textura, forma, tamaño, alteraciones, etc.

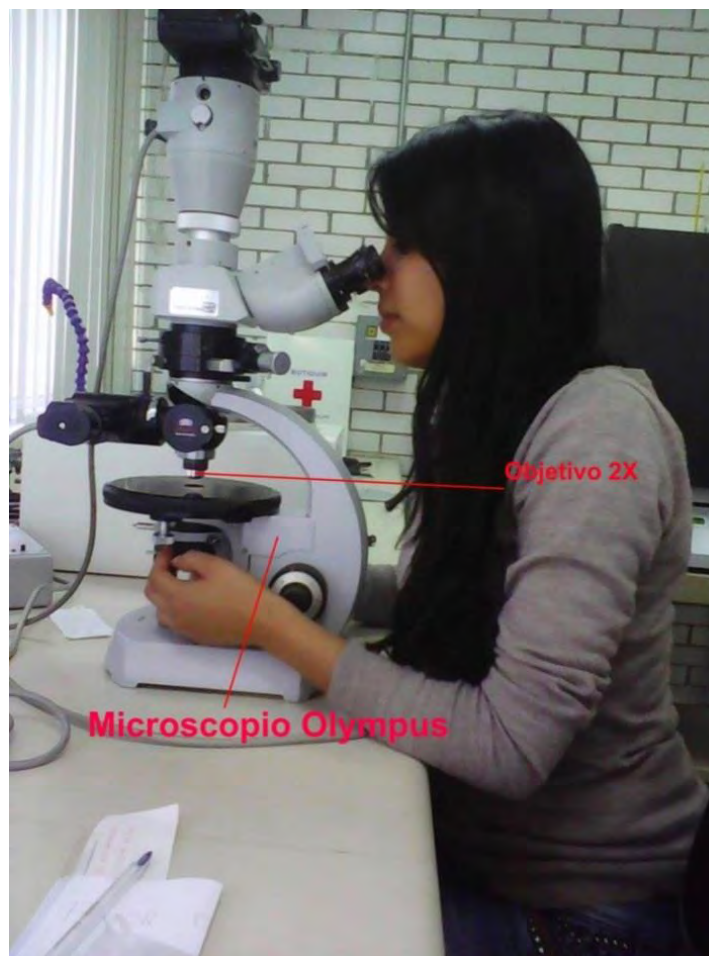


Figura 1.3. Microscopio Olympus, donde se realizó el análisis petrográfico, con ayuda de los diferentes objetivos.

Análisis Químico

Para el análisis químico se midió la concentración de elementos mayores y elementos traza. Los elementos mayores son aquellos que normalmente se pueden encontrar en cantidades superiores a 1 % en peso en las rocas, por lo que estos son los principales constituyentes y mantienen el registro de los procesos de cristalización y evolución de los magmas (Toselli, 2010). Su importancia se debe a que gracias a estos elementos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) se puede clasificar químicamente a las rocas ígneas. Por otra parte los elementos traza son aquellos que se encuentran en las rocas en proporciones menores a 0.1 % en peso (Toselli, 2010). Estos elementos son de los más importantes en procesos ígneos, debido a que sus variaciones relativas varían ampliamente entre el ambiente de formación de cada magma y por lo tanto proporcionan información que los elementos mayores no registran (White, 2013). Dichos elementos pueden subdividirse a su vez en elementos compatibles e incompatibles, esto debido a su comportamiento geoquímico, es decir los elementos incompatibles se concentran en mayor proporción en el fundido y los compatibles en el sólido (cristales) dependiendo principalmente de los minerales involucrados (White, 2013). Los elementos incompatibles a su vez se subdividen de acuerdo a la relación de valencia con el radio iónico. Los elementos más pequeños y con mayor carga son denominados como alta intensidad de campo “high field strength” (HFS), los de baja carga como elementos litófilos de radio iónico grande “large ion lithophile elements” (LILE), así como los elementos de tierras raras “Rare Earth Elements (REE) (White,

2013), estos últimos incluyen al Y, se denominan también como el grupo de los lantánidos (La-Lu) y el de los actínios (U, Th), ya que estos poseen carga, radio iónico y comportamiento análogo a las REE más pesadas (White, 2013).

Fluorescencia de rayos X (F.R.X)

Preparación de la muestra

Para realizar los análisis químicos por F.R.X se seleccionaron tres muestras (MP-1501C, OS-1501, DGua-1501) las cuales presentan la parte más fresca y sin alteraciones, esto para obtener los mejores resultados en cada análisis químico. Los fragmentos seleccionados de cada muestra se lavaron con agua destilada para eliminar alteraciones físicas e impurezas y posteriormente fueron secadas a 100°C en un horno Lumistell^{MR} por aproximadamente tres horas.

Posteriormente se pulverizaron las muestras en el taller de Molienda del Instituto de Geología de la UNAM, a cargo de la Ingeniera María del Consuelo Macías Romo.

Esta pulverización fue realizada en un molino vibratorio Herzog H100, el cual está constituido por discos de acero inoxidable, un cronómetro y una palanca (Fig. 1.4 A). Para realizar la pulverización primero se colocaron de tres a cuatro fragmentos de la muestra en el pulverizador por aproximadamente 30 segundos, una vez pulverizada la muestra, el polvo resultante fue desechado, esto se realizó para pre contaminar el equipo, posteriormente se colocaron los fragmentos de la muestra perfectamente limpios en el pulverizador y asegurarlos con la palanca del Herzog, colocando el cronómetro con un tiempo aproximado de 50

segundos (el tiempo que transcurre para pulverizar cada muestra depende principalmente de la dureza de la roca) para obtener un polvo de grano fino.

Una vez pulverizada la muestra (Fig. 1.4 B) ésta se colocó en dos frascos perfectamente limpios y rotulados con la clave correspondiente. Una fracción de la muestra fue enviada al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias, Juriquilla, UNAM para llevar a cabo análisis químico por el método ICP-MS; mientras que el otro se envió al Laboratorio Nacional de Geoquímica en Ciudad Universitaria para análisis químico por FRX.



Figura 1.4. A) Molino vibrador Herzog H100, donde se logran apreciar las partes que emplea el aparato para pulverizar las muestras. B) se observa el pulverizador con la muestra.

Análisis por F.R.X

Los análisis por F.R.X fueron realizados en el Laboratorio Nacional de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM, bajo la supervisión de la Química Patricia Girón García. Cabe señalar que el método mide

en peso a los elementos mayores y para elementos traza se mide en partes por millón (ppm), esto siempre y cuando el elemento no tenga un número atómico menor al del Na. Debido a esto, no fue posible realizar todos los análisis de elementos traza por el método de F.R.X, por lo que los demás elementos traza fueron analizados por el método de Espectrometría de Masas con Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) en el Centro de Geociencias del Campus Juriquilla de la UNAM, a cargo de la MC Ofelia Pérez Arvizu, basándose en la metodología empleada en Mori et al, 2007.

Para realizar los análisis de elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , P_2O_5) se pesan 8g de fundente y 0.4g de muestra, se agita por 10 segundos y se colocan 2 gotas de yoduro de litio. Posteriormente se coloca en crisoles especiales con una aleación Pt: Au el aparato Claisse para fundir la muestra (Fig. 1.5 a) en un tiempo de 14 minutos, la temperatura a la que llega el aparato es de 1100-1050°C en un tiempo aproximado de 14 minutos.

Análisis de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb): para realizar dichos análisis se pesó 4.5 g de muestra y 0.80 g de cera, una vez pesados se mezclan ambas muestras en un mortero de ágata, ya obtenido el polvo, se coloca en una prensa automática GraseBy Apecac (Fig. 1.5 b), en el cual se coloca la muestra durante 28 segundos, con un peso de 18 toneladas, para así obtener una pastilla para su análisis.

Una vez obtenidas las pastillas para ambos análisis, se llevó acabo la medición de elementos mayores y de elementos traza para esto se

Introducción

colocaron ambas pastillas en el aparato ZSX Primus II para realizar ambos análisis. Para la medición de elementos mayores se utilizó el software FULLMDIL.QAN y para la medición de los elementos traza se requirió del software TRAZA07.QAN. Las mediciones fueron realizadas por separado, ya que dependiendo del análisis es requerido una calibración diferente, así como estándares distintos.

Para completar los resultados de los análisis de elementos mayores, se realiza la pérdida por calcinación (PXC) para ello se coloca en un crisol de porcelana 1g de muestra y se coloca en una mufla por una hora a 1000°C, dejándolo enfriar lentamente hasta temperatura ambiente, para así obtener el peso calcinado. Para obtener dicho peso es necesario aplicar el siguiente cálculo: $(\%) \text{ PXC} = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) * 100$.



Figura 1.5. a) Horno tipo Claisse, utilizado para fundir las muestras y realizar pastillas de vidrio, para realizar análisis de elementos mayores. b) prensa automática tipo GraseBy Apecac utilizada para hacer pastillas las cuales son utilizadas para realizar los análisis de elementos traza.

Geocronología

Separación de circones

Para realizar el análisis geocronológico por el método U/Th se seleccionaron cuatro muestras (PB-1414, MP-1501C, OS-1502 y Dgua-1501). Una vez seleccionada la muestra se procede a cuatro etapas principales para realizar la separación de cristales de circón. Como etapa inicial la selección y molienda, como siguiente etapa la separación de minerales, empezando por pre-concentrados de minerales pesados, separación por densidades. Para la etapa tres la selección manual, el montaje de los cristales de circón y realización de catodoluminiscencia. Para la etapa final el fechamiento isotópico. Las etapas uno y dos fueron realizadas en el taller de Molienda, mientras que la etapa tres y cuatro fueron realizadas en el Laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología de la UNAM a cargo de la Ingeniera María del Consuelo Macías Romo. Para la etapa final los análisis e interpretaciones fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el centro de Geociencias, Juriquilla, UNAM, a cargo del Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu.

Etapas **Etapa uno: molienda**

Una vez seleccionadas las muestras, evitando toda aquella alteración física, se procedió a triturar la muestra. Para este paso se utilizó una prensa hidráulica, con ayuda de esta se fracturó la muestra hasta obtener fragmentos menores a 60 mm, posterior a esto se procedió a realizar un tamizado de manera simultánea a la trituración utilizando mallas de 100 y 200 mm de espaciamiento.

Etapa dos: Separación de minerales

Se inició con la separación de minerales pesados por medio de la gravedad, para ello se utiliza la Mesa Wilfley (Fig. 1.6 a), dicha mesa permite obtener concentrados de minerales. Para ello se colocó la Mesa a un ángulo de 30° , posteriormente se dejó correr agua a un flujo constante, realizando vibraciones de la mesa para hacer pasar los minerales a través de ríflles dispuestos de manera paralela a lo largo de la mesa, la combinación de todos estos elementos mencionados hacen que los minerales pesados se desplacen hacia el lado derecho de la mesa, mientras que los minerales ligeros hacia el lado izquierdo.

Para la separación por densidad por líquidos pesados se sumergió la muestra en bromoformo, cuyo valor de densidad es de $2,89 \text{ g/cm}^3$, lo cual permite que los minerales más densos se hundan concentrándose en el fondo del líquido y permitiendo que los minerales ligeros se concentren en la superficie de este líquido (Fig. 1.6 b). Para esto se utilizaron embudos de separación, papel filtro, vasos precipitados y bromoformo. Se hicieron pasar los pre-concentrados obtenidos de la mesa Wilfley esperando un tiempo aproximado de cinco minutos por fracción para que los minerales se separen.

Etapa tres: Separación manual de minerales

Una vez obtenidos los concentrados de minerales pesados, se procede a la separación de los cristales de circón con ayuda de un microscopio estereoscópico (Fig. 1.7).

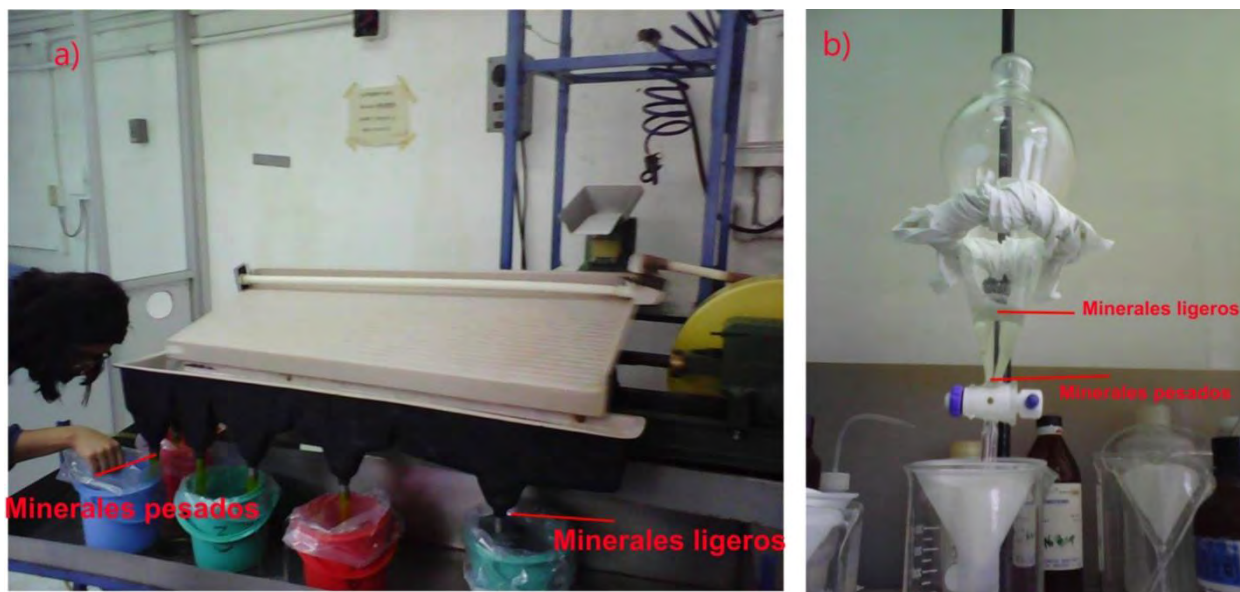


Figura 1.6. a) Mesa Wilfley donde se separan los minerales mediante la gravedad, obteniendo los minerales pesados de lado izquierdo y los ligeros de lado derecho. b) Embudos de separación donde se separan los minerales de acuerdo con su densidad en un medio líquido, obteniendo los minerales pesados en el fondo del embudo y los ligeros en la superficie.

Dicha selección se realizó manualmente con ayuda de una cerda fina (de preferencia una cerda de cabello) sobre un portaobjetos, tomando en cuenta las siguientes características: forma de los cristales, relieve, color y birrefringencia. Dichos cristales fueron seleccionados en diferentes poblaciones, esto dependiendo de su forma y tamaño.

Se separaron alrededor de 100 cristales de circón y se montaron sobre una vidrio y cinta doble cara, marcado con un círculo de 2.5 cm de diámetro, con el fin de mantener un control de las muestras. Una vez pegados los circones en la cinta doble cara se colocó un tubo de plástico con el mismo diámetro del círculo marcado y se relleno de resina, se dejó secar por 12 horas y se cortó con un espesor aproximado de 3 cm. Posterior a esto se pulió, con el fin de descubrir los circones, para observar los cristales. Una vez descubiertos se hace uso del microscopio petrográfico.

Una vez montados y pulidos se observaron con catodoluminiscencia, en el Instituto de Geología de la UNAM, para obtener fotos de los cristales de circones y seleccionar los cristales a analizar. La catodoluminiscencia es una técnica que funciona mediante el bombardeo de electrones en un área determinada (Pompa, 2007).

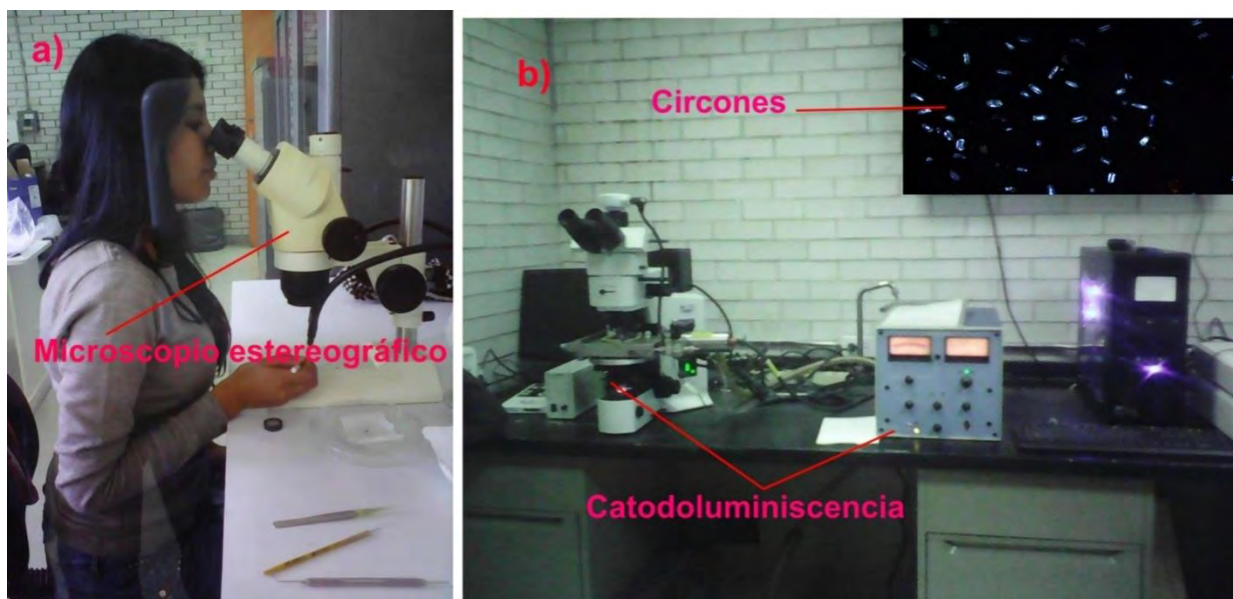


Figura 1.7. a) Separación manual de los cristales de circones con ayuda del microscopio estereográfico. b) Análisis por catodoluminiscencia, donde se obtuvieron fotos de los cristales de circones.

Etapa cuatro: Fechamiento isotópico

La edad de los circones se obtuvo con el análisis de alrededor de 35 cristales por medio del método de U/Th; el cual permite fechar rocas con edades menores a 350,000 años. Para este análisis a cada uno de los circones se realizó el cálculo de edades, siguiendo el método de Boehnke et al. (2016), en el cual se calcula las concentraciones de actividades de U^{338}/Th^{232} y Th^{230}/Th^{232} presentes en el magma partir del cual cristalizó cada circones, junto con su incertidumbre, a partir de esto es realizado el modelo-edades para cada cristal de circones.

La metodología que se siguió para el fechamiento isotópico es la siguiente:

En primer lugar se seleccionó cada muestra a partir de imágenes de catoluminiscencia, para esto se deben de tomar en cuenta ciertas características, como tamaño del cristal, zoneamiento y lugar de la medición (Bernal et al, 2014). Para las mediciones se utilizaron dos materiales de referencia, los cuales se sabe que están en equilibrio secular (91500 circón con una edad U / Pb = 1065 +/- 0,6, y el estándar interno del laboratorio, circón Panchita, con una edad U / Pb = 959 +/- 1,4 Ma), en los cuales se midieron cinco puntos. Posteriormente se midieron diez puntos en las muestras, esto con el fin de calibrar el equipo, una vez calibrado el equipo se midieron dos puntos del estándar y diez puntos en las muestras, tardando un tiempo aproximado de dos horas por muestra. Una vez medido se obtiene un perfil de ablación, el cual es el resultado de las razones de actividad y edades, que se calcularon utilizando las vidas medias del ^{230}Th , ^{232}Th y ^{238}U . El modelo del cálculo de la edad e incertidumbre del circón más joven es al que se le asigna como el más cercano a la edad de la erupción (Boehnke et al, 2016). Los cálculos propios de cada edad fue realizado utilizando el programa Isoplot 3,75 (Ludwig, 2012).

CAPITULO DOS

2. Marco Teórico

2.1. Actividad volcánica explosiva

El tipo de actividad volcánica, ya sea efusiva o explosiva depende fundamentalmente de las propiedades físicas de los magmas, presión de los gases en la cámara magmática y en particular de la viscosidad (Cashman et al, 2000). La descompresión repentina del magma mezclado con gases, provoca grandes explosiones que a su vez provoca la fragmentación de éste, produciendo material piroclástico que llegan a formar columnas verticales o corrientes de densidad piroclástica (Cashman et al, 2000). La fuerza explosiva en las erupciones magmáticas se genera durante la fragmentación, donde la energía potencial de un magma en expansión se convierte a energía cinética de los fragmentos individuales y luego expandido térmicamente en las plumas volcánicas (Cashman et al., 2000).

El contenido de volátiles (CO_2 , H_2O , H_2 , HCl , HF , F , Cl , SO_2 , CH_4 y NH_3) en un magma, depende de la composición de éste, así como de la profundidad a la que se encuentre. Si un magma es rico en volátiles, éste tiene el potencial de propiciar vesiculación y en algún momento la fragmentación magmática, es decir producir una erupción explosiva (Gill, 2010). El contenido de volátiles varía dependiendo de la roca fuente, grado de fusión parcial y la diferenciación magmática (Gill, 2010).

La viscosidad de un magma depende de su temperatura y del grado de polimerización, la cual a su vez está en función de la proporción del sílice, contenido de cristales y vesículas principalmente. Debido

a esto los magmas básicos y los ácidos con altos contenidos en volátiles tienen viscosidades más bajas que los magmas con bajo contenido en volátiles (Toselli, 2010). Un magma viscoso es menos capaz de disipar las tensiones aplicadas en las paredes del conducto volcánico y por lo tanto tiende a presentar un comportamiento frágil, es decir no permiten una formación fácil de las burbujas (Gill, 2010).

Dependiendo principalmente de estos factores se originan diferentes estilos eruptivos, por ejemplo los magmas de baja viscosidad dan origen generalmente a flujos de lava y volcanes en escudo. Mientras que al aumentar el contenido de sílice y de volátiles se da origen a erupciones explosivas, las cuales pueden llegar a formar calderas (Toselli, 2010). Las erupciones volcánicas se pueden clasificar de acuerdo a su Índice de Explosividad Volcánica (IEV) el cual Newhall y Self (1982) definieron como: el producto de la combinación del volumen total de productos expulsados por el volcán con la altura de la columna eruptiva, así como el tiempo de duración de la erupción (Toselli, 2010).

Dentro de los tipos de actividad volcánica se encuentran aquellas que presentan actividad sostenida y no sostenida. Esto es debido a que antes de las erupciones volcánicas ocurre la exsolución de volátiles que genera la nucleación y crecimiento de burbujas (Cas y Wright, 1988). Durante las erupciones sostenidas la velocidad de ascenso del magma es muy alta y el material sale como una mezcla relativamente uniforme, de gas y piroclastos a través del conducto volcánico a velocidades de decenas a cientos de metros por segundo; mientras que en las erupciones no sostenidas el ascenso del magma es lento y las burbujas pueden ascender a través del

magma (Cas y Wright, 1988). Estas se caracterizan por presentar explosiones de poca duración, así como tiempos cortos de reposo entre cada una de ellas, y la generación de pequeñas columnas eruptivas (Cas y Wright, 1988).

Durante esta actividad volcánica explosiva se generan columnas eruptivas verticales las cuales se forman debido a la dispersión de la mezcla de gas (gases volcánicos y aire) y piroclastos (Cas y Wright, 1988).

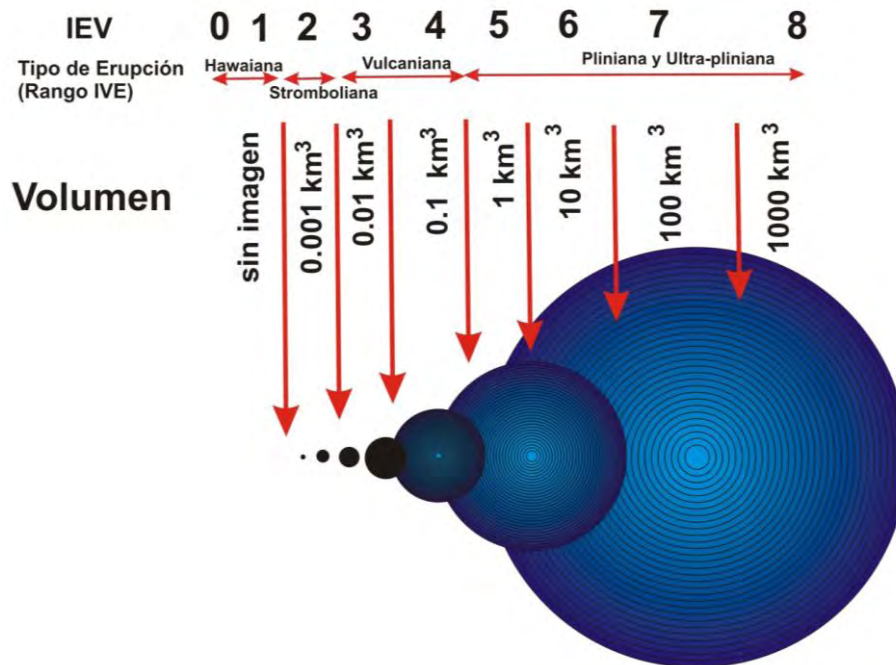


Figura 2.1. Imagen de Linares et al. 2004 que ejemplifica Índice de Explosividad Volcánica (IEV) del 1 al 8 dependiendo del volumen expulsado.

Dentro del tipo de erupciones explosivas se tienen a las estrobolianas, subplinianas, plinianas, ultraplínianas e hidromagmáticas. Para el fin de este estudio solo se describen a las subplinianas y plinianas.

Erupciones subplinianas

Esta actividad volcánica se caracteriza por generar una columna eruptiva vertical, sostenida pero inestable, de hasta 30 km de altura (Fig. 2.2b) y un IEV de 5 (Fig. 2.1) (Cioni et al, 2000).

Durante las erupciones subplinianas se pueden generar flujos piroclásticos y depósitos de caída de pómez similares a los que se forman en las erupciones plinianas (Cioni et al, 2000). Uno de los principales factores que caracterizan a la actividad subpliniana es la tasa de descarga de masa, ya que en los eventos subplinianos esta velocidad es menor comparada con las Plinianas, siendo este el principal factor que se encuentra controlando la altura de la columna eruptiva y la dispersión de la misma (Cas y Wright, 1988). Una característica de los depósitos de caída de este tipo de erupciones es que se presentan en múltiples capas o pseudoestratificado, lo que atestigua su carácter inestable.

Erupciones plinianas

Las erupciones de tipo pliniano fueron documentadas por primera vez en el año 79 D.C., durante la erupción del volcán Vesubio, en Italia, gracias a la descripción de Plinio el Joven, durante la cual fueron destruidas las ciudades romanas de Herculano y Pompeya (Siebe et al, 1996).

Dichas erupciones se caracterizan por ser extremadamente violentas, las cuales presentan una columna eruptiva vertical, sostenida y estable de <55 km de altura (Fig. 2.2c) y un IEV de 6 (Fig. 2.1). Estas erupciones son típicas de magmas viscosos, ácidos e intermedios (Cioni et al, 2000). Pueden durar desde horas hasta días. En las últimas etapas de la erupción tienden a generarse flujos piroclásticos, los cuales involucran grandes descargas de material (Cioni et al, 2000), que pueden alcanzar espesores variables de 10-25 m (Cas y Wright, 1988). Los volúmenes emitidos durante esta actividad van alrededor de 0.1 a >50 km³ (Cas y Wright, 1988).

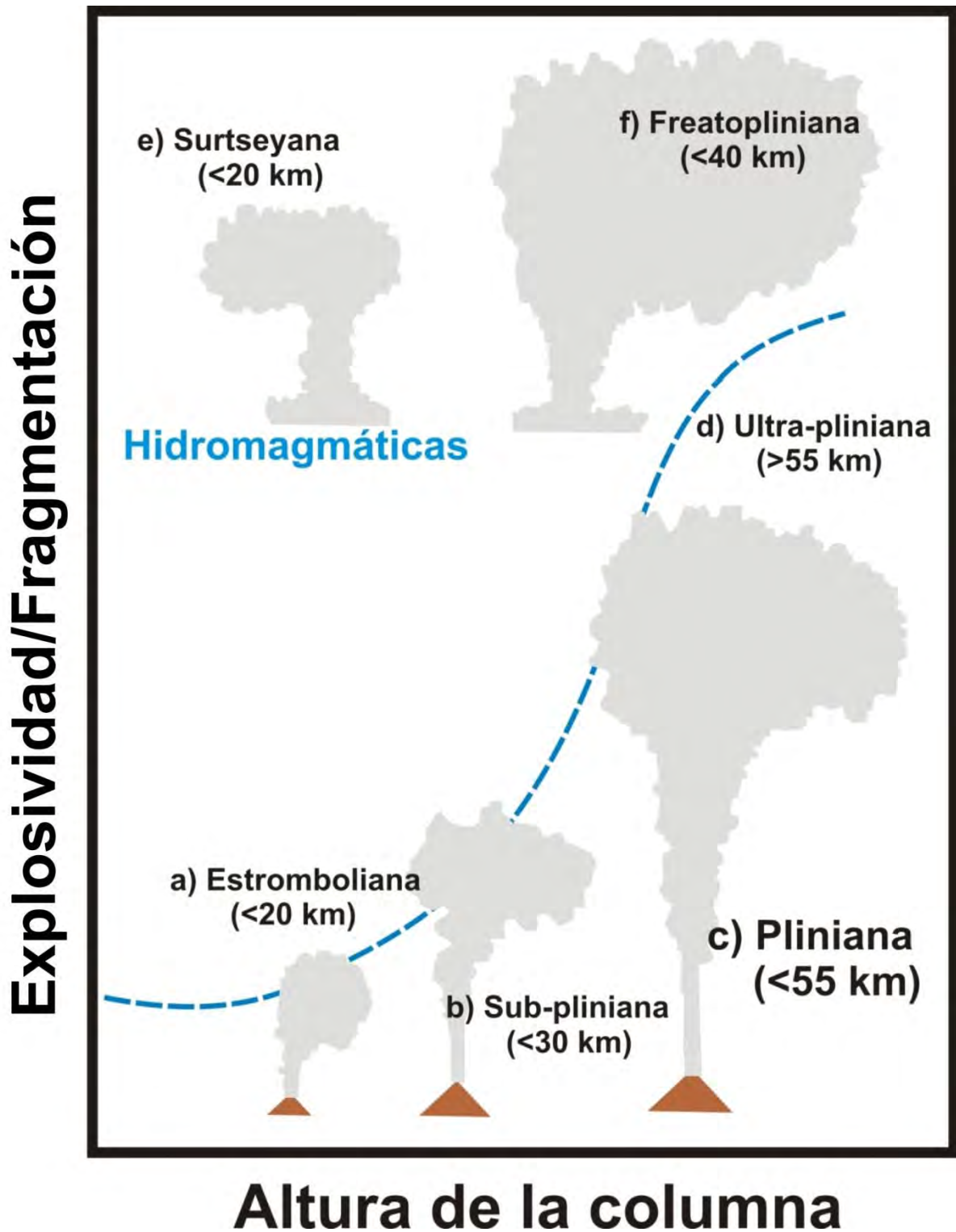


Figura 2.2. Esquema en donde se muestra la altura de la columna eruptiva vs la explosividad o fragmentación, dependiendo de cada tipo de actividad volcánica (modificado de Cas y Wright, 1988).

Depósitos piroclásticos

Los depósitos piroclásticos son muy variados, sin embargo se pueden agrupar de la siguiente manera: Depósitos de caída,

depósitos de flujo piroclástico, depósitos de oleada piroclástica, depósitos de avalancha de escombros y depósitos de lahar, aunque estos dos últimos no siempre son depósitos primarios.

Depósitos de caída

La descripción detallada de los depósitos piroclásticos de caída, se basa en las descripciones del esquema cuantitativo de Walker (1973b), donde pueden distinguirse tres tipos de depósitos piroclásticos de caída, diferenciándose litológica y genéticamente (Cas y Wright, 1988):

- A) Depósitos de caída de escoria
- B) Depósitos de caída de pómez
- C) Depósitos de caída de ceniza

Las características principales que presenta un depósito de caída es que mantengan la superficie (Fig. 2.3 a); es decir, que localmente mantienen un espesor uniforme, mientras que en la topografía con grandes pendientes el espesor fluctúa, los fragmentos de piroclastos tienden a ser subangulares, con soporte grano a grano, presentan un buen grado de selección, gradación diversa y deleznales. Este tipo de depósitos presenta típicamente una estratificación horizontal y una clasificación unimodal (Cas y Wright, 1988).

La estratificación y las fluctuaciones en el tamaño de grano en depósitos de caída dan información sobre variaciones en la intensidad de la actividad explosiva (Houghton et al, 2000). Dichas fluctuaciones dependen del tipo de erupción (sostenida o no sostenida), ya que eventos sostenidos producen depósitos masivos,

mientras que los eventos no sostenidos crean depósitos estratificados (Houghton et al, 2000).

Los depósitos de caída de pómez se componen gran parte de magmas con alta viscosidad y vesicularidad, como andesitas, riolitas y traquitas, dichos depósitos son característicos de la actividad pliniana, subpliniana y ultrapliniana (Walker, 1973b).

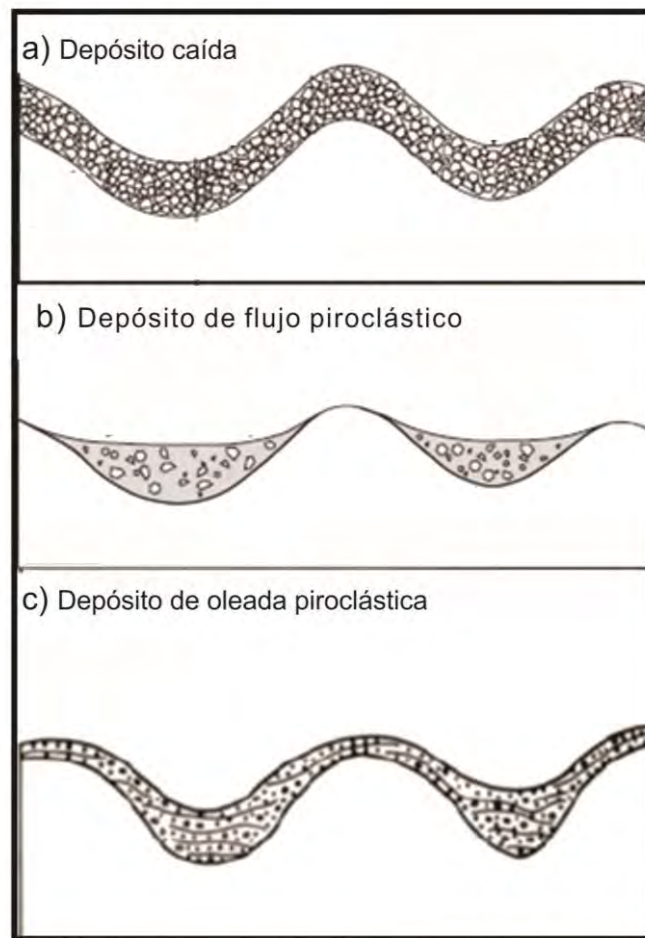


Figura 2.3. Esquema en donde se observan las características principales de los depósitos de una erupción explosiva. a) depósitos de caída de fragmentos piroclásticos, manteniendo la superficie del suelo adyacente. b) depósitos de corrientes de densidad piroclástica (flujo piroclástico) donde se concentran los principales depósitos en los flancos de los volcanes, c) depósitos de oleadas piroclásticas (modificado de Gill 2010 y Cas y Wright, 1988).

Depósito de flujo piroclástico

Los depósitos de flujos piroclásticos comunmente se componen de más de una unidad de flujos, generados durante una misma

erupción. En campo estas unidades pueden observarse apilados uno encima del otro o separadas por otras unidades piroclásticas. En general estos tipos de depósitos se encuentran rellenando depresiones o valles (Fig. 2.3b) (Cas y Wright, 1988). En las sucesiones volcánicas los flujos piroclásticos se clasifican en tres tipos principales:

- A) Flujos de bloques y ceniza
- B) Flujos de escoria
- C) Flujos de pómez o ignimbritas

Los flujos de bloques y ceniza, así como los flujos de escoria se encuentran controlados topográficamente, los depósitos de flujos de bloques y cenizas contienen fragmentos (>64 mm) angulosos y líticos no vesiculares, inmersos en una matriz de ceniza (<0.3 mm), mientras que en el caso de los flujos de escoria los bloques son vesiculares (Cas y Wright). Los clastos pertenecen al mismo reservorio magmático (mismo magma), por lo que los flujos tienden a ser monolitológicos, pueden llegar a presentar ventilas de desgasificación, así como trozos de madera carbonizada (Cas y Wright, 1988).

Los depósitos de flujo de pómez o ignimbritas tienden a ser masivos, contienen cantidades variables de ceniza, lapilli (<1 mm <64 mm), pómez redondeadas y bloques, pueden llegar a presentar madera carbonizada y en ocasiones ventilas de desgasificación (Cas y Wright, 1988).

Depósitos de oleada piroclástica

Los depósitos de oleada piroclástica se pueden dividir en tres tipos:

- depósitos de oleada de base (base surge)
- depósitos de oleada de piso (ground surge)
- depósitos de oleada de techo (ash cloud surge)

Oleadas de base-surge llegan a producir depósitos estratificados, laminados así como masivos (Fig. 2.3), que contienen fragmentos de piroclastos, líticos, ceniza, cristales y líticos accesorios (Cas y Wright). Estos depósitos se caracterizan por presentar estructuras de deformación por impacto, como resultado de una deformación plástica producido por proyectiles balísticos (Cas y Wright, 1988) y por que el emplazamiento de estos flujos va acompañado de humedad, ya que son generados por erupciones hidromagmáticas. Alrededor del cráter estas oleadas pueden acumular depósitos gruesos de hasta 100m, y pueden llegar a presentar lapilli acrecional, así como lentes de pómez (Cas y Wright, 1988).

Las oleadas de tipo ground-surge producen depósitos estratificados (Fig. 2.3) por lo general de menos de 1 m de espesor, principalmente son reconocidos en la base de las unidades de flujo piroclástico (Cas y Wright, 1988). Los depósitos se componen de ceniza, fragmentos juveniles vesiculados, cristales y líticos en proporciones variables. De igual forma pueden presentar trozos de madera carbonizada, matriz soportado y buen grado de selección.

Los depósitos de ash-cloud surge se caracterizan por ser estratificados con un espesor menor a 1 m, se encuentran localizados en la parte superior y en las partes laterales a las unidades de flujo piroclástico. La composición granulométrica y

proporciones de los componentes dependen del tipo del flujo piroclástico padre (Cas y Wright, 1988). Estos depósitos llegan a presentar ventilas de desgasificación, así como estratificación de bajo ángulo y pómez redondeada.

2.2 Series de Uranio/ Torio

Circón

El circón ($ZrSiO_4$) es un mineral considerado como accesorio y está presente en varios tipos de rocas (ígneas, sedimentarias y metamórficas). Este mineral incorpora cantidades menores de plomo y tiene una temperatura de cierre que supera los $900^{\circ}C$, por lo que puede permanecer isotópicamente estable durante grandes periodos de metamorfismo y fusión parcial (Pompa, 2007). Las características antes mencionadas hacen a este mineral apropiado para la datación de una gran variedad de rocas de la corteza inferior e intermedia, lo que nos permite realizar estudios sobre la evolución de la corteza y el manto de la Tierra (Finch y Hanhar, 2006).

Series de desequilibrio isotópico de U/Th

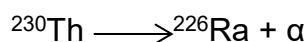
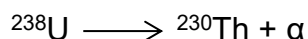
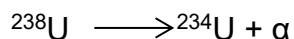
El uranio (U) y el torio (Th) se encuentran dentro de la tabla periódica en el grupo siete, el cual corresponde a la serie de los actínidos. Dichos elementos se encuentran clasificados dentro de las tierras raras. Los elementos pertenecientes a este grupo se caracterizan por presentar baja electronegatividad y tienden a formar enlaces iónicos (White, 2013).

Estos elementos presentan similitudes, como una valencia positiva (+4), son insolubles en fluidos acuosos y ambos decaen en los diferentes isótopos del plomo (^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb). El uranio se

puede encontrar como ^{238}U (que representa el 99.3% del uranio total) con una vida media ($t_{1/2}$) de 4.5×10^9 años, el ^{234}U presenta una $t_{1/2} = 2.5 \times 10^5$ años, siendo un isótopo metaestable, por lo que se encuentra presente en la reacción $^{238}\text{U} \rightarrow ^{234}\text{U} + \alpha$, y como ^{235}U (que representa el 0.07% del uranio total) con una $t_{1/2} = 7.0 \times 10^8$ años, mientras que al torio se puede encontrar como ^{232}Th ($t_{1/2} = 1.4 \times 10^{10}$ años), así como cinco isótopos radioactivos de vida corta los cuales resultan como hijos intermedios de la serie de desequilibrio de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th (Pompa, 2007). Durante procesos volcánicos, como la fusión parcial y la cristalización fraccionada, dichos elementos tienden a comportarse diferente, por ejemplo el uranio se comporta muy incompatible en dichos procesos, por lo que se concentra en las fases líquidas y posteriormente se incorpora dentro de las fases más silíceas (Pompa, 2007).

Las principales formas de decaimiento isotópico del U se basa en que los isótopos padres ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th que decaen de manera estable al ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb (Fig. 2.5), a través de una cadena de decaimiento de isótopos inestables, los cuales tardan miles de años en decaer al siguiente isótopo (Schmitt, 2011).

Para la datación por medio de las series de U/Th se utiliza la serie de desequilibrio $^{238}\text{U} \rightarrow ^{235}\text{U} \rightarrow ^{230}\text{Th}$ (Fig. 2.5), esta cadena de decaimiento radioactivo se puede expresar de la siguiente manera:



donde la radiación α es la emisión por parte de un núcleo inestable de dicha partícula, es decir $\alpha = ^4\text{He}^{2+}$. Tomando en cuenta que las

relaciones mencionadas son de manera rápida sin tomar en cuenta a isótopos como el ^{234}Pa que consta de una $t_{1/2} = 24.1$ días (Bernal et al, 2010). Por lo que se puede emplear la fórmula de la desintegración radioactiva propuesta por Rutherford en 1900 (White, 2013).

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t \quad \longrightarrow \quad N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Ecuación 1

Donde N_0 corresponde al número de núcleos radioactivos en un tiempo t_0 , N corresponde al número de núcleos radioactivos que resultan de la desintegración de N_0 a un tiempo t , y λ como la constante de desintegración (White, 2013).

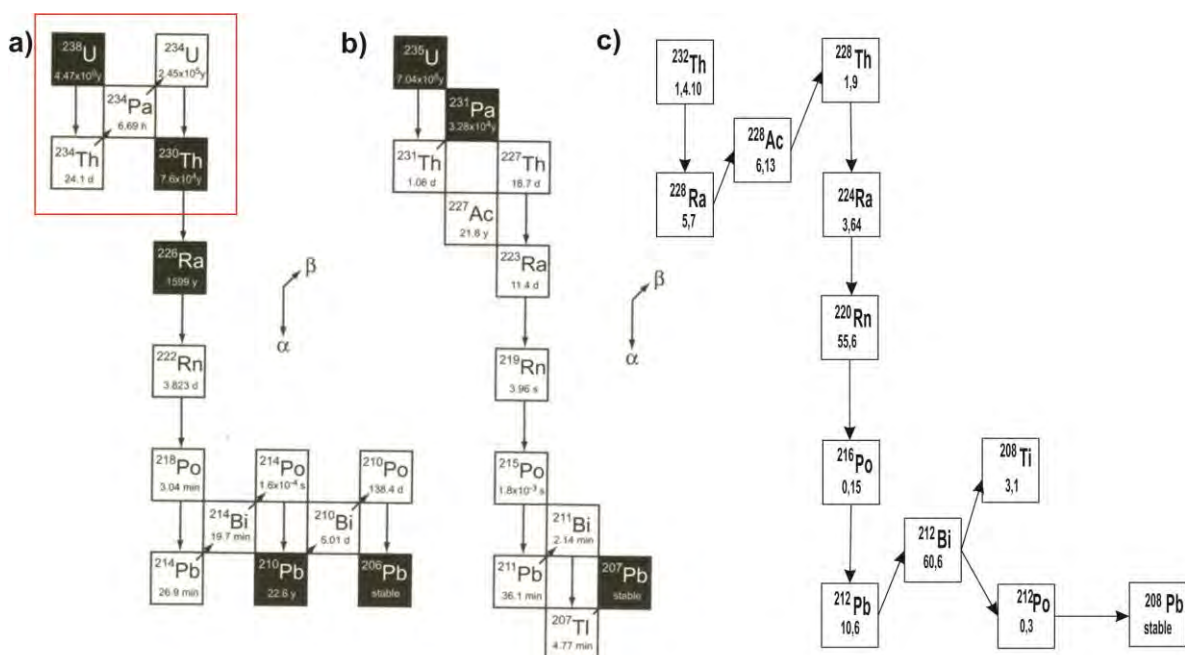


Figura 2.5. Esquema en donde se muestran las series de desequilibrio de U-Th- Pb. a) ^{238}U - ^{206}Pb (el recuadro muestra la serie ^{238}U - ^{230}Th que es la serie que se utilizará en este trabajo). b) ^{235}U - ^{207}Pb y c) ^{232}Th - ^{208}Pb (modificado de Keit et al, 2008 y Schmitt, 2011).

De esta forma para el sistema de ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th la ecuación 1 generada para $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ es de la siguiente forma (Bernal et al, 2010):

$$\left(\frac{U^{234}}{U^{238}}\right) = \left[\left[\frac{U^{234}}{U^{238}} \right]_0 - 1 \right] x e^{-\lambda_{234}t}$$

Ecuación 2

Donde los corchetes indican actividad o relación de actividades y el subíndice cero la relación de actividades inicial, para esto se toma en cuenta que para la relación ^{238}U - ^{230}Th existen una serie de procesos geoquímicos que afectan a la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, por lo que esto aplicaría en el caso de que no existiera fraccionamiento isotópico en la serie $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. De esta forma las ecuaciones diferenciales para el caso en que $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ sufren un fraccionamiento isotópico quedan resumidas de la siguiente manera (Bernal et al, 2010, Constantin, 2012):

$$\left[\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right] = 1 - e^{-\lambda_{230}t} + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times \left[\left[\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right] - 1 \right] \times \left(1 - e^{-(\lambda_{234} - \lambda_{230})t} \right)$$

o

$$\left[\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right] = 1 - e^{-\lambda_{230}t} + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times \left(\frac{\delta^{234}\text{U}}{1000} \right) \times \left(1 - e^{-(\lambda_{234} - \lambda_{230})t} \right)$$

Ecuación 3

De esta manera la ecuación tres puede resolverse y calcular la edad a partir de las relaciones de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ y $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, dando como resultado la edad del último evento de fraccionamiento entre el ^{230}Th y ^{238}U , trazando isócronas para conjuntos diferentes de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ y $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, para esto se debe de contar con un conocimiento en la evolución isotópica de cada sistema, el cual indique que dicha evolución ocurrió en un sistema cerrado (Bernal et al, 2010).

El método de desequilibrio de series de U/Th es utilizado en materiales con altas concentraciones de U y Th y poco Pb, por lo que se utilizan minerales accesorios y no la roca total. Dicha serie de desequilibrio isotópico es normalmente utilizado para fechar edades mayores a los 350 mil años, esto con el fin de determinar el índice inicial de ^{230}Th , para ello se toman en cuenta al ^{232}Th , con el fin de descartar concentraciones de ^{230}Th incorporadas de manera alóctona y medir solo el ^{230}Th involucrado en el decaimiento ^{238}U - ^{230}Th (Constantin, 2012).

La datación por series de U/Th en material de origen volcánico fue de las primeras en donde se utilizaron las cadenas de decaimiento del U^{238} (Figura 2.5 a') con fines geocronológicos (Bernal et al, 2010).

Para el fechamiento isotópico mediante ID-TIMS se deben de analizar diferentes poblaciones de cristales de circones, de los cuales se obtendrán rangos de edades discordantes, posteriormente a la obtención de las edades se realiza un promedio ponderado el cual proporciona la edad que se puede interpretar como el tiempo de cristalización de la roca volcánica (Bernal et al, 2014).

Para este caso se utilizó el método de ablación láser para la datación por U/Th de los circones estudiados en este trabajo. Este método ha sido utilizado para fraccionar los distintos isótopos de cada elementos en función de su volatilidad (Bernal et al, 2014). Este proceso forma un plasma generado por átomos los cuales son extraídos, dichos átomos, generan un haz de luz el cual es propio para cada elemento, esto funciona como la huella digital del elemento a trabajar (Bernal et al, 2014).

CAPITULO TRES

3. Geología del Campo Volcánico Los Azufres

Este campo volcánico se localiza dentro de la provincia denominada Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), el cual ha sido definido como un arco magmático continental que atraviesa el centro de México, desde el Golfo de México hasta el Golfo de California (Fig. 3.1), constituido aproximadamente por 8,000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al, 2005). Dicho arco se debe a la subducción de las Placas de Rivera y Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica, a lo largo de la trinchera Mesoamericana (Fig. 3.1).

El CVTM tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y un ancho variable entre 80 y 230 km, con una orientación preferencial E-O en su parte central y oriental y ONO-ESE en su parte occidental (Gómez-Tuena et al, 2005, Ferrari et al, 2012). La actividad volcánica en esta provincia inició hace 14-17 Ma y permanece activo hasta la actualidad, sin embargo trabajos recientes han propuesto que el inicio del vulcanismo en esta provincia tuvo lugar antes, ya que se han fechado rocas en 21 Ma (Gómez-Tuena et al, 2005) en el área de Chalcatzingo, Morelos, 22.8 Ma para la Formación Tepoztlán (Lenhardt et al, 2010) y 20.1 Ma para rocas del pozo profundo San Lorenzo Tezonco, dentro de la Cuenca de México (Arce et al, 2013), todas ellas consideradas como el inicio de la actividad del CVTM.

Entre los rasgos más característicos del CVTM se pueden mencionar: la variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco, la presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca, la oblicuidad del cinturón respecto a la Trinchera Mesoamericana y el

ancho del arco (Ferrari et al, 2012). A esta provincia se le ha dividido en tres sectores: occidental, central y oriental (Fig. 3.1), los cuales presentan diferencias significativas con respecto al tipo de vulcanismo, composición química y rasgos tectónicos (Gómez-Tuena et al, 2005, Ferrari, 2000). La porción occidental se encuentra localizada entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Fig. 3.1), la porción central comprende entre dicha unión triple y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Fig. 3.1) y la porción oriental abarca desde este sistema de fallas hasta la costa del Golfo de México (Fig. 3.1., Gómez-Tuena et al, 2005, Ferrari, 2000).

Con base a datos geofísicos se ha demostrado que el espesor de la corteza no es homogéneo, ya que en la parte oriental alcanza 50 km (Fig. 3.2 a). Ferrari (2012) propone que el espesor se correlaciona con una franja casi N-S, y coincide con el límite del terreno Guerrero con los terrenos precámbricos y paleozoicos.

Gracias a los resultados obtenidos con el experimento Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS) se llegó a concluir que la placa de Rivera y la parte más occidental de la placa de Cocos subducen con una inclinación de 70° aproximadamente. Con estos mismos experimentos se pudo observar una rasgadura entre la placa de Rivera y la de Cocos al NNO del volcán de Colima, esto a partir de los 150 km de profundidad, lo cual es el resultado de una divergencia entre las placas (Ferrari et al, 2012).

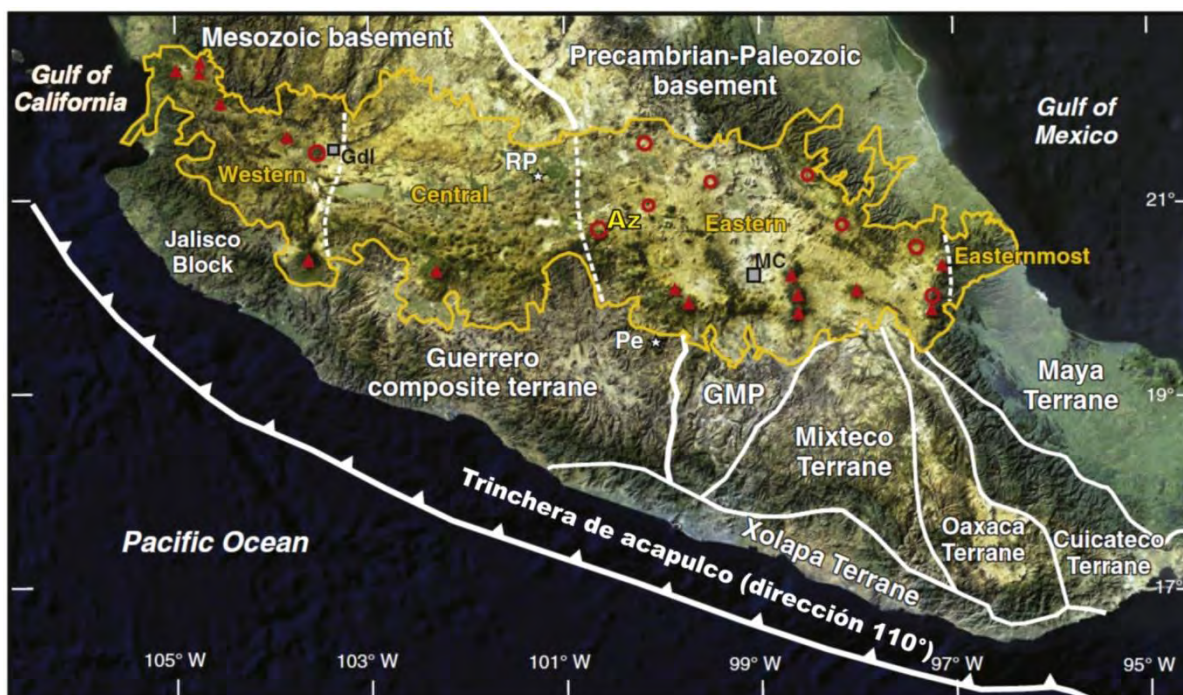


Figura 3.1, Imagen de satélite MODIS del centro de México, donde se muestra la delimitación del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Los triángulos son los principales estratovolcanes y calderas del CVTM. Se delimitan los tres sectores de esta provincia, así como los límites de los terrenos tectonoestratigráficos que se encuentran por debajo del CVTM. El límite oriental del basamento Mesozoico se infiere hacia el oeste con el Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983) o en el este (Sedlock et al., 1993) de la plataforma Guerrero-Morelos (GMP). Pe: Xenolito Pepechuca; RP: Rincón de Parangueo; MC: Ciudad de México; GDL: Guadalajara; Az: Azufres (Modificado de Ferrari et al, 2012).

La historia geológica del CVTM se puede dividir en cuatro episodios de acuerdo a Ferrari (2012): 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno temprano a tardío, con rocas de composición dominante de andesita a dacita, 2) episodio máfico del Mioceno tardío, conformado por mesetas basálticas emplazadas a través de fisuras y en menor medida por volcanes escudo y conos de lava, 3) episodio silíceo de finales del Mioceno, con el emplazamiento de domos riolíticos en la parte occidental, ignimbritas hacia la parte oriental asociadas a calderas volcánicas, así como emplazamiento de lavas máficas con firma intraplaca en la parte occidental, y 4) la re-instauración de un arco con gran variabilidad composicional en el Plioceno tardío o el CVTM moderno, con un intervalo composicional

que va desde basalto hasta riolita (Gómez-Tuena et al, 2005, Ferrari et al, 2012).

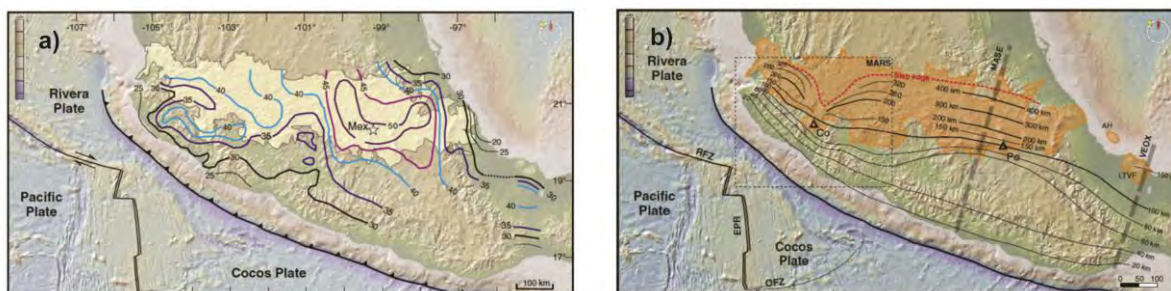


Figura 3.2. a) Mapa de isolíneas donde se muestra el espesor de la corteza por debajo del CVTM, como resultado de los experimentos MARS, MASE Y VEOX,. b) Mapa de isolíneas donde se muestra la profundidad de las placas de Rivera y Cocos en subducción bajo la placa Norteamericana (modificado de Ferrari et al, 2012).

El basamento del CVTM es heterogéneo y se encuentra constituido por dos regiones, las cuales difieren tanto en edad como en historia geológica (Gómez-Tuena et al, 2005). En la mitad oriental se encuentran los terrenos antiguos de edad Precámbrica (>542 Ma) y Paleozoica (entre 542 y 251 Ma), en la parte occidental al Terreno Guerrero (Fig. 3.1) del Triásico-Cretácico (Ferrari et al, 2012), así como al Terreno Mixteco (Fig. 3.1) conformado por el Complejo Acatlán y finalmente al micro continente Oaxaquia con una extensión cerca de 1,000,000 km², conformado a su vez por los terrenos Oaxaca, Juárez, Sierra Madre y parte del terreno Coahuila (Gómez-Tuena et al, 2005).

Campo Volcánico Los Azufres

El Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) se encuentra ubicado en la parte central del CVTM (Fig. 1.1), a 3000 metros sobre el nivel del mar (msnm) al nororiente del estado de Michoacán (19°47'24.42" N y 100°39'50.29" O), cubre un área aproximada de 675 km² (Macías et al, 2008). Este campo volcánico se encuentra delimitado al norte por la

Sierra de Santa Inés (Fig. 3.3) al oriente por el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (Fig. 3.3), al occidente por las riolitas Pueblo Viejo, la ignimbrita Ucareo y por sedimentos lacustres pertenecientes a la depresión de Cuitzeo, al sur por la ignimbrita Pucuateo y Sierra El Fraile y al suroccidente por la Sierra Mil Cumbres (Fig. 3.3) (Pradal y Robin, 1994, Macías et al, 2008). La composición principal que presenta el CVLA es predominantemente riolítica y dacítica, y en menor proporción presenta composiciones andesíticas y productos basálticos (Macías et al, 2008).

El basamento regional del CVLA se encuentra constituido por el Terreno Guerrero y el Grupo Balsas. El Terreno Guerrero (Fig. 3.1 y 3.4) se encuentra representado por una asociación de rocas volcánicas y sedimentarias de arcos de islas oceánicas, deformadas con desarrollo de esquistosidad, pliegues y fallas inversas, de edad Jurásico medio a Cretácico temprano (Pasquaré et al, 1991, Gómez-Vasconcelos et al, 2015, Montes-Alva et al, 2015).

Por otro lado las rocas volcánicas pre-CVLA abarca un intervalo de edades de 4.7 a 23 Ma, en encuentran constituidos por tres principales secuencias: Sierra Mil Cumbres (Fig. 3.3 y 3.4), constituida de lavas de composición intermedia a básica, así como flujos piroclásticos de composición riolítica (Montes-Alva et al, 2015; Gómez-Vasconcelos et al, 2015).

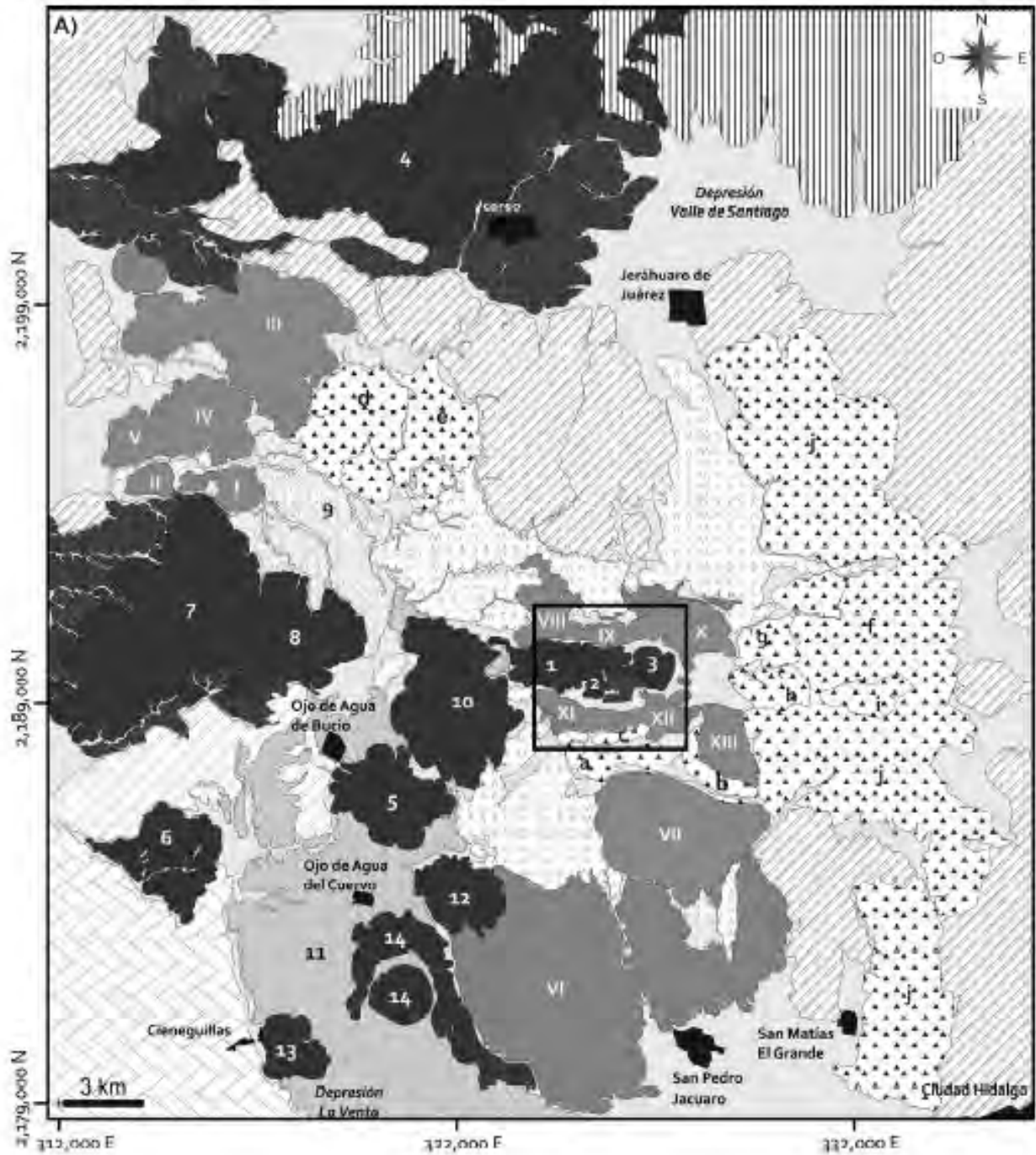


Figura 3.3- (A) Mapa Geológico del Campo Volcánico Los Azufres (tomado de Arce et al, 2012), el recuadro se encuentra delimitando al Campo Geotérmico Los Azufres. (B) Leyenda de las distintas unidades estratigráficas representadas en (A) del Campo Volcánico Los Azufres. (continuación en la siguiente hoja)

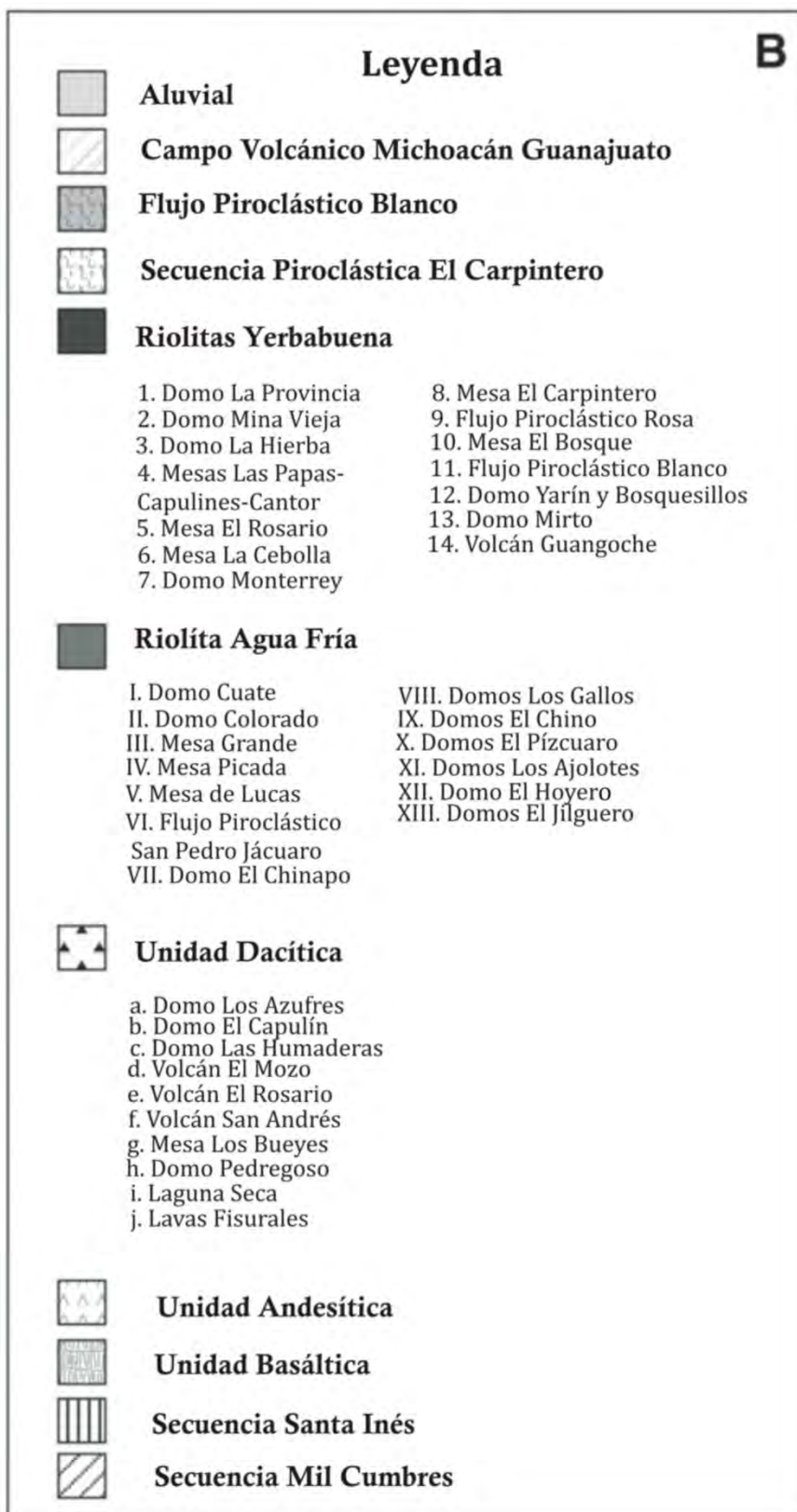


Figura 3.3. Continuación

La secuencia Sierra Santa Ines- Ignimbrita Pucuató (Fig. 3.3 y 3.4) en un intervalo de edades de 4.7 ± 0.01 a 14.7 ± 0.05 Ma la Secuencias Santa Ines se caracteriza por brechas e ignimbritas, en capas métricas compuesta por bloque angulares, escorias y pómez y una escasa matriz de los mismo fragmentos, con una edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 14.5 ± 0.2 Ma (Macías et al, 2008) y Arce et al, 2012). Mientras que la Ignimbrita Pucuató consiste de una brecha basal, una ignimbrita soldada y una capa de caída (Macías et al, 2008, Arce et al., 2012).

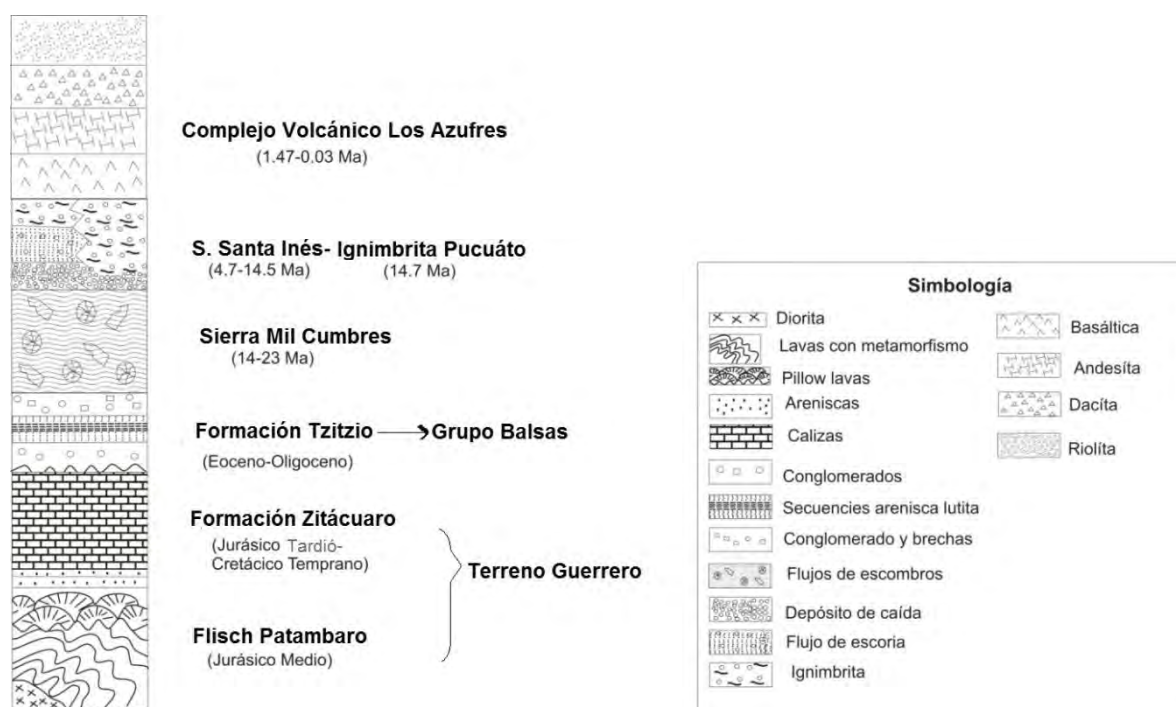


Figura 3.4. Columna estratigráfica general del área de Los Azufres, en donde se muestra el basamento regional, así como las unidades volcánicas pre-Campo Volcánico Los Azufres. (Modificado de Pasquaré et al., 1991).

Vulcanismo del CVLA

La actividad volcánica relacionada con el CVLA comenzó a principios del Pleistoceno y se pueden agrupar de acuerdo a la composición en cuatro unidades: Basáltica (1.47-0.58 Ma), Adesítica (1.24-0.97 Ma), Dacítica (1.22-0.33 Ma) y Riolítica (1.39-0.03 Ma) (Macías et al, 2008). En algunos casos las edades de cada unidad se traslapan.

Unidad Basáltica (1.47-0.58 Ma)

Las rocas más antiguas del CVLA se encuentran representados por la unidad basáltica (Fig. 3.3), con un lapso de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.47 ± 0.06 a 0.58 ± 0.17 Ma (Macías et al, 2008, Arce et al, 2012), dicha unidad aflora en los alrededores del Domo El Chinapo (Fig. 3.3), así como al este de Tejamaniles (Macías et al, 2008).

Unidad Andesítica (1.24-0.97 Ma)

El segundo grupo corresponde a la unidad andesítica, que aflora en la parte central del CVLA, así como al norte, noreste, noroeste y suroeste del Campo Geotérmico Los Azufres (Fig. 3.3) (Ferrari et al, 1991). Esta unidad varía en composición de andesita basáltica a andesita (Arce et al, 2012) con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.24 ± 0.05 a 0.97 ± 0.25 Ma (Dobson y Mahood, 1985, Macías et al, 2008, Arce et al, 2012,).

Unidad Dacítica (0.33-1.22 Ma)

La unidad Dacítica (Fig. 3.3) está conformada por tres subunidades: a) Dacita Tejamaniles, b) volcanes El Mozo y El rosario, y c) volcán San Andrés. Todas estas con un intervalo de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 0.33 ± 0.06 a 1.22 ± 0.04 Ma (Fig. 3.3) (Pradal y Robin, 1994, Macías et al, 2008, Arce et al, 2012).

Unidad Riolítica (0.03-1.39 Ma)

La Unidad Riolítica incluye dos subunidades de diferentes edades: Agua Fría (0.84 ± 0.02 - 1.39 ± 0.05 Ma, por $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) la cual se encuentra relacionada con el emplazamiento de domos de lava, flujos piroclásticos, todos ellos de composición riolítica. y Yerbabuena (0.32

± 0.03 Ma) Esta unidad se encuentra relacionada con el emplazamiento de domos de lava y lavas de tipo meseta, así como el volcán Guangoche, la mayoría de estos con una composición riolítica y en menor proporción dacítica (Aumento y Gutiérrez, 1980, Dobson y Mahood, 1985, Pradal y Robin, 1994, Macías et al, 2008, Arce et al, 2012, Rangel-Granados, 2013).

La parte más joven de la unidad Riolítica y de todo el CVLA es el volcán Guangoche (<0.03 Ma), ubicado a 9 km al suroeste del campo geotérmico Los Azufres (Pradal y Robin, 1994, Macías et al, 2008) y se describe en detalle más adelante.

Secuencia Andesítica-Basáltica del CVMG (0.87 -0.60 Ma)

Dentro de esta secuencia se agrupan todos los aparatos volcánicos asociados con el vulcanismo monogenético del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Fig. 3.3) (CVMG), los cuales ocurren en la periferia del CVLA (Macías et al, 2008).

3.1 El volcán guangoche

El Guangoche es un volcán poligenético ubicado a 17 km al noroeste de Ciudad Hidalgo (Fig. 3.3). Morfológicamente está conformado por un edificio de intercalaciones de lavas y depósitos piroclásticos, presenta un cráter en forma de herradura abierto hacia el sur (Fig. 3.5), con 1.6 x 2.5 km de diámetro, y 120 m de altura en los bordes (Rangel-Granados, 2013). Dentro del cráter se encuentra un domo central (Fig. 3.5) de 1.6 x 1.5 de diámetro y un volumen de 0.31 km³, con una altura de 2,760 msnm (Rangel –Granados, 2013).



Figura 3.5. Fotografía panorámica tomada desde el oeste, en donde se aprecia parte del cráter en forma de herradura del volcán Guangoche y parte del domo central.

3.1.1 Estratigrafía del volcán Guangoche

Para el volcán Guangoche se han definido siete secuencias piroclásticas distribuidas en los alrededores de la estructura (Rangel-Granados, 2013), ordenadas cronológicamente como: Avalancha de Escombros Guangoche (AEG), Secuencia Piroclástica Guindo (SPG), Secuencia Piroclástica Cuchipitio (SPC), Secuencia Piroclástica Blanca (SPB), Secuencia Piroclástica Agua Blanca (SPAB), Secuencia Piroclástica Ocre (PO) y Pómez Multicapas (MP) (Rangel-Granados, 2013).

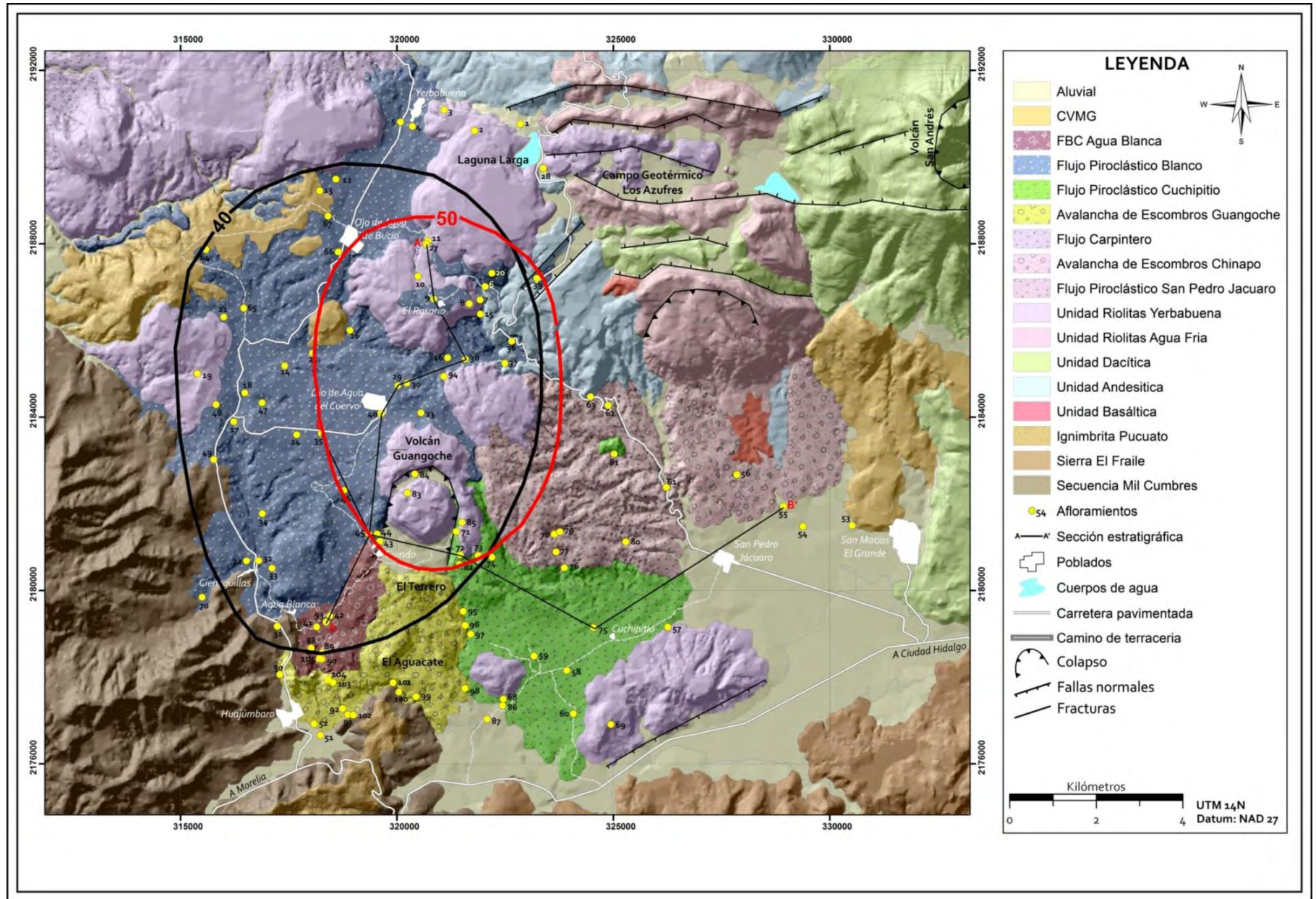


Figura 3.6- Mapa geológico del sector sur del Campo Volcánico Los Azufres, Michoacán (modificado de Rangel-Granados, 2013.), CVMG= Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, FBP =Flujo de Bloques y Cenizas. Se muestra la isopaca de 50 cm de la Pómez Multicapas y la isopaca de 40 cm de la Pómez Ocre.

Avalancha de Escombros Guangoche (AEG) (>>31,000 años)

La Avalancha de Escombros Guangoche representa la unidad más antigua asociada a este volcán y se encuentra distribuida al sur y sur-suroeste (Fig. 3.6) hasta distancias de 5.8 km. Está constituido por mega-bloques de distintos depósitos, tanto volcánicos como depósitos lacustres. Los megabloques presentan estructuras en rompecabezas, típicos de las avalanchas de escombros. Dicho depósito cubre un área de 10.4 km², con un volumen de 0.57 km³ (Rangel-Granados, 2013).

Secuencia Piroclástica Guindo (SPG) (>31,000 años)

La Secuencia Piroclástica Guindo se encuentra distribuida al oeste, noroeste y norte (Fig. 3.6) hasta 6 km de la cima del Guangoche. Dicha secuencia se encuentra constituida por dos unidades de flujo piroclástico de pómez y en menor cantidad líticos densos de riolita, inmersos en una matriz de ceniza con abundantes cristales de biotita (Arce et al, 2012, Rangel-Granados, 2013). Estratigráficamente dicha secuencia se encuentra subyaciendo a la Secuencia Piroclástica Blanca (SPB), debido a esto se le estima una edad mayor a 31,000 años A.P. (Rangel-Granados, 2013).

Flujo Piroclástico Cuchipitio (FPC) (30,650 ± 160 A.P.)

El Flujo Piroclástico Cuchipitio consta de una secuencia conformada de la base a la cima, por un depósito de caída de pómez, de color blanco, masivo, con tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino, con un espesor de 19 cm a una distancia de 3.2 km al sur del Guangoche. Sobreyaciendo a este depósito de caída se encuentra un flujo piroclástico de pómez denominado como Flujo Piroclástico Cuchipitio

(Rangel-Granados, 2013). Este flujo piroclástico presenta un espesor máximo de 35 m, se caracteriza por contener fragmentos de arcilla, así como fragmentos de madera carbonizada fechados por radiocarbono en $30,650 \pm 160$ A.P. (edad no calibrada) (Rangel –Granados, 2013, Arce et al, 2012).

Secuencia Piroclástica Blanca (SPB) ($29,030 \pm 160$ A.P.)

Dentro de esta secuencia se encuentra una secuencia, constituida de la base a la cima por un paquete de seis depósitos de oleadas piroclásticas húmedas (con estratificación cruzada, estructuras de impacto y estructuras de deformación plástica), un depósito de caída de pómez denominada por Rangel-Granados (2013) como Pómez Blanca (PB) y un depósito de flujo piroclástico de pómez denominado como Flujo Piroclástico Blanco (FPB) (Rangel-Granados, 2013).

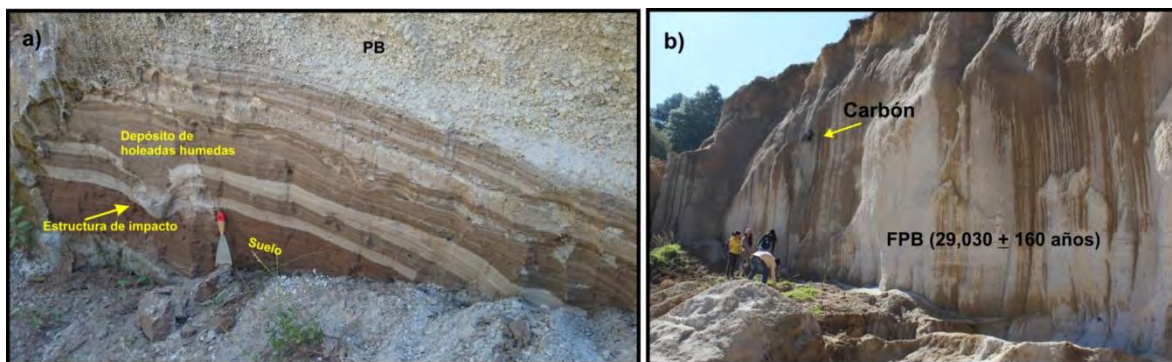


Figura 3.7- a) Fotografía de un afloramiento ubicado al suroeste del volcán Guangoche, a 2.7 km, donde se observa un paquete de oleadas piroclásticas húmedas, con la presencia de estructuras de impacto y deformación plástica, y la base del depósito de caída PB, con una estructura masiva. b) fotografía tomada a 4.6 km al suroeste del volcán, donde se aprecia la unidad de Flujo Piroclástico Blanco (FPB), con fragmentos de carbón inmersos.

El depósito de caída PB presenta un color blanco, clasto-soportado, masivo y en ocasiones pseudoestratificado, del tamaño del lapilli grueso a fino. Presenta un espesor máximo de 1.52 m a una distancia de 1.3 km al oeste del volcán. Mientras que el FPB está constituido por

tres unidades de flujo, de color blanco, separadas por depósitos de oleada piroclástica, distribuido principalmente hacia el oeste, noroeste y norte del volcán Guangoche, hasta 7 km. Dentro de este depósito se encontraron fragmentos de carbón (Fig. 3.7b), fechados en $29,030 \pm 160$ A.P., (edad no calibrada) (Rangel-Granados, 2013), mientras que Pradal y Robin (1994) fecharon otros fragmentos de carbón en $26,800 \pm 900$, $28,000 \pm 650$ y Macías et al. (2008) en $28,290 + 495/-465$ años.

Secuencia Piroclástica Agua Blanca ($26,700 \pm 250$ años)

Esta secuencia se encuentra distribuida al suroeste del volcán Guangoche (Fig. 3.6) hasta distancias de 4.3 km. Dicha secuencia se encuentra constituida de la base a la cima por un depósito de flujo de bloques y cenizas, de color gris claro y matriz soportada (Rangel-Granados, 2013). Este depósito está constituido por tres unidades de flujo, con abundantes chimeneas de desgasificación, con un espesor de 11 m; un depósito de caída constituido por líticos juveniles y vítreos de 31 cm de espesor y finalmente otro depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas, conformado por cuatro unidades de flujo. Esta secuencia (SPAG) fue fechada por Pradal y Robin en $26,700 \pm 250$ años A.P. (edad no calibrada).

Secuencia Piroclástica Ocre (SPO)

Dentro de esta secuencia se agrupan tres unidades con una edad no establecida, pero de acuerdo a su posición estratigráfica son $<26,000$ años de antigüedad. Se caracterizan por presentar fragmentos de pómez color ocre. Dichas unidades de base a cima se tiene a la Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI), que es un depósito de

caída de pómez de lapilli, distribuida al norte-noroeste, suroeste y sureste del volcán Guangoche, hasta distancias de 7.4 y 2.05 km. Sobreyaciendo a la SPOI se encuentra la Pómez Ocre Superior (POS), que es otro depósito de caída de pómez, distribuida al noroeste y norte de dicho volcán, cubriendo un área de 80.3 km² con la isopaca de 40 cm, y finalmente un depósito de Flujo piroclástico de Pómez (FPO) distribuido al norte-noroeste y sureste del Guangoche cubriendo distancias de 6 y 2 km respectivamente (Fig. 3.6) (Rangel-Granados, 2013).

La SPOI consta de un depósito compuesto por intercalaciones de oleadas piroclásticas húmedas, depósitos de caída de pómez y un flujo piroclástico de pómez, alcanzando un espesor total de 84 cm. De manera general los depósitos de oleadas presentan un color café-rojizo y se encuentran constituidos por fragmentos sub-redondeados de pómez y líticos accidentales, variando en tamaño de lapilli fino a grueso, mientras que los horizontes de caída son de color ocre, con una estructura masiva (Fig. 3.8 a) (Rangel-Granados, 2013).

La POS presenta gradación normal; hacia la cima un horizonte de ceniza fina de 4cm de espesor. El espesor máximo de este depósito de caída es de 2 m. Finalmente el FPO es de color ocre, masivo, con presencia de lentes de pómez, constituido por pómez, líticos, cristales de cuarzo, biotita y horblenda, con un espesor máximo de 2m. sobreyaciendo a este depósito se encuentra material retrabajado (Fig. 3.8 a), un paleosuelo color café claro o la Pómez Multicapas (Rangel-Granados, 2013).

Pómez Multicapas (PM)

La PM corresponde a la secuencia más joven del volcán Guangoche, con una edad no establecida, aunque con base a su posición estratigráfica su edad debe ser $\ll 26,000$ años A.P., incluso menor a la edad de la Pómez Ocre. Dicha secuencia se encuentra compuesta por un depósito de caída de color gris-amarillo, clasto-soportado, constituido por capas centimétricas de fragmentos de pómez, líticos accidentales y cristales del tamaño del lapilli a ceniza fina (Fig. 3.8b); con un espesor máximo de 1.75 m a 2.3 km al noroeste del volcán, distribuido hacia el noroeste (Rangel-Granados, 2013).

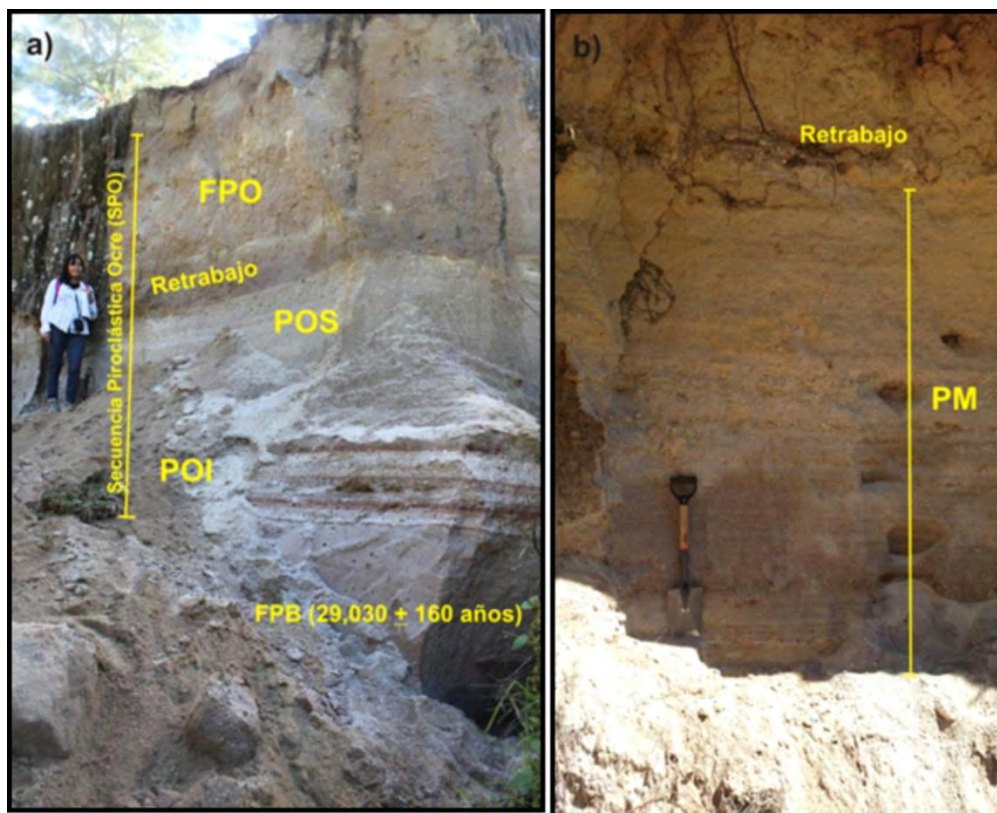


Figura 3.8 – a) Fotografía del afloramiento 3 localizado a 1.6 km al noroeste del volcán, en el cual se observa de la base a la cima, el FPB suprayacido por la Pómez Ocre Inferior (POI) y posteriormente se encuentra la Pómez Ocre superior (POS). A la mitad de la secuencia se aprecia un material retrabajado y finalmente el Flujo Piroclástico Ocre (FPO). b) fotografía tomada al suroeste del volcán Guangoche a 2.7 km, donde se observa al depósito de Pómez Multicapas subyaciendo a un material de retrabajo.

CAPITULO CUATRO

4.1. Relaciones estratigráficas

Para el presente trabajo se describieron a detalle tres secciones estratigráficas en campo, ubicadas en los alrededores del volcán Guangoche (Fig. 1.2), con el objetivo de determinar las características de los depósitos de las distintas unidades del volcán y realizar una correlación estratigráfica entre dichas unidades.

En la figura 4.1 se muestra la columna estratigráfica completa del volcán Guangoche, mostrando las características principales de cada unidad, así como las edades reportadas por Rangel-Granados (2013) y Pradal y Robin (1994) de cada depósito, en este trabajo solamente se describen los detalles de las secuencias Pómez Ocre y Pómez Multicapas, ya que los resultados de trabajo de campo y los datos de laboratorio difieren de las descripciones hechas en Rangel-Granados (2013) y para los cuales se aportan datos nuevos.

Secuencia Piroclástica Ocre (SPO)

En esta sección se describen los resultados que se obtuvieron a partir de las descripciones de campo, de la Secuencia Piroclástica Ocre, la cual está conformada por tres unidades, como se describe a continuación:

Análisis de Resultados

Litología	Características Principales	Edad años A.P
D.c	Lavas de composición riolítica de color gris-claro, con textura vesicular, fenocristales de cuarzo, plagioclasa y microfenocristales de biotita, con la presencia de alteraciones hidrotermales.	$46,600 \pm 1.8 / -2.7^2$
PM	Depósito de caída color grisáceo-amarillento constituido por varias capas centimétricas de fragmentos de pómez. En la base se encuentra constituido por depósitos de lahar y sobreyaciendo a un flujo de bloques, cenizas y pómez.	$34,330 \pm 4 / -5^2$
SPO	Secuencia constituida de base a cima por: a) intercalaciones de oleadas piroclásticas húmedas y depósitos de caída de pómez. b) caída de pómez color ocre y clasto soportado, con gradación normal. c) flujo piroclástico de pómez de color ocre masivo.	$49,000 \pm 3 / -5^2$
SPAB	Secuencia piroclástica constituida por: 1) flujo piroclástico de bloquez y ceniza compuesto de tres unidades de flujo color gris claro masivas con abundantes chimeneas de desgasificación. 2) oleadas piroclásticas. 3) caída de líticos juveniles. 4) flujo piroclástico de bloques y ceniza.	$26,700 \pm 250^3$
SPB	Secuencia constituida de base a cima por: a) seis de oleadas piroclásticas húmedas. b) caída de pómez color blanco. c) flujo piroclástico de pómez.	$46,330 \pm 3 / -5^2$ $29,030 \pm 160^1$
SPC	Paleosuelo fechado por radio carbono en 19, 940; 14,810 y 1,010 años. Secuencia piroclástica conformada de base a cima por: un depósito de caída masiva de ceniza gruesa a lapilli fina, con espesor de 12 m, sobreyaciendolo se encuentra un flujo piroclástico de pómez, cubriendolo y erosionandolo se encuentra un depósito de flujo hiperconcentrado de 1.5 m. sobreyacido por un flujo piroclastico de pómez color rosado.	$30,650 \pm 160^1$
SPG	Depósito de flujo piroclástico de pómez constituida por dos unidades de flujo, separadas por un horizonte de retrabajado color café, semi-endurecido. Espesor de 3 m. cada flujo es masivo, matriz-soportada y constituida por fragmentos de pómez y líticos accidentales. se caracteriza por contener abundante pómez bandeada y cristales de biotita.	$>31,00$
AEG	Depósito de avalancha de escombros constituido por mega-bloques de distintos depósitos, como lavas, flujos hiperconcentrados, depósitos piroclásticos (flujos, oleadas piroclásticas y depósitos de caída) así como depósitos lacustres. Este se encuentra en facies de bloques y matriz. los mega- bloques presentan estructuras de rompecabezas. se encuentra cubriendo un área de 10.4 Km ² , con un volumen de 0.57 km ³ .	$>>31,000$
Lava		

Figura 4.1, Columna estratigráfica compuesta asociada al volcán Guangoche. AEG= Avalancha de Escombros Guangoche, SPG= Secuencia Piroclástica Guindo, SPC= Secuencia Piroclástica Cuchipitio, SPB= Secuencia Piroclástica Blanca, SPAB= Secuencia Piroclástica Agua Blanca, SPO= Secuencia Piroclástica Ocre, PM= Pómez Multicapas, D.c= Domo central Guangoche. Modificado de Rangel-Granados (2013). El superíndice 1 representa edades determinadas mediante radiocarbono (no calibradas) por Rangel-Granados (2013). El superíndice 2 presenta los fechamientos que se llevaron a cabo por el método U/Th en circones en este trabajo. El superíndice 3 representa la edad determinada con el método de radiocarbono (no calibrada) por Pradal y Robin (1994).

1. Flujo Piroclástico Ocre (FPO)

Este depósito de flujo piroclástico consta de dos horizontes principales, de base a cima se observa un depósito de oleada piroclástica seca (Os), con fragmentos de pómez y líticos de composición riolítica, redondeados del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino, inmersos en una matriz de ceniza fina a media, con coloración gris-claro (Fig. 4.2a). Este depósito está distribuido hacia el norte y noroeste del volcán, cubriendo una distancia de 6 km (Rangel-Granados, 2013).

Posteriormente se observa un depósito de flujo piroclástico de color rosado a ocre (Fig. 4.2a) con un espesor de 253 cm y estructura masiva, así como fragmentos del tamaño de bloques, constituidos de pómez y líticos accidentales, no vesiculares de composición riolítica, inmersos en una matriz de ceniza fina, constituida de pómez, líticos y cristales sueltos de cuarzo sub-redondeados. Cabe resaltar que en este depósito se encuentra una mayor concentración de bloques hacia la cima (Fig. 4.2a).

2. Secuencia Piroclástica Ocre Inferior (SPOI)

La SPOI se encuentra constituida de intercalaciones de horizontes de caída (C) y oleadas húmedas (O) y un depósito de flujo piroclástico de color rosa (FP) (Fig. 4.2b), que en conjunto alcanzan un espesor de 312 cm (dicho espesor fue tomado del afloramiento 3 (Fig. 1.2). Dicha secuencia se encuentra distribuida parcialmente hacia el norte y noroeste, hasta distancias de 7 km del volcán Guangoche. De igual forma existen afloramientos de esta secuencia hacia el suroeste y

sureste, abarcando distancias de 4.4, 1.5 y 2.05 km, (Rangel-Granados, 2013).

Los depósitos de oleada piroclástica (O) presentan una coloración café-rojizo (Fig. 4.2b), constituido por fragmentos de pómez y líticos redondeados del tamaño de lapilli fino a grueso, inmersos en una matriz de ceniza fina. Este depósito tiene un espesor variable desde 1 hasta 10 cm. Por otra parte los horizontes pertenecientes a los depósitos de caída presentan una coloración ocre (Fig. 4.2b), una gradación que va de inversa a normal, y espesores desde 4 cm hasta 10 cm. Dichos depósitos se encuentran constituidos por fragmentos sub-angulosos a sub-redondeados de pómez y líticos accidentales de color gris oscuro y rojizos de composición riolítica, cristales sueltos de cuarzo, feldespato, anfíbol y biotita, con tamaños que van desde ceniza fina hasta lapilli medio. Por otro lado, el depósito de flujo piroclástico (FP) presenta una coloración gris-rosado, con estructura masiva, constituido de fragmentos de pómez sub-redondeados a redondeados, de composición riolítica del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino, inmersos en una matriz de ceniza gruesa a fina, con estructuras primarias (dunas) hacia la cima (Fig. 4.2b).

La SPOI se encuentra estratigráficamente por encima del FPO (Fig. 4.2a), y subyaciendo a la Secuencia Pómez Ocre Superior (Fig. 4.2c), esto pudo observarse en el punto 3 (Fig. 1.2), en los alrededores del poblado Ojo de Agua de Cuervo. Sin embargo hacia el sureste del volcán, esta secuencia descansa sobre el FPC (Rangel-Granados, 2013).

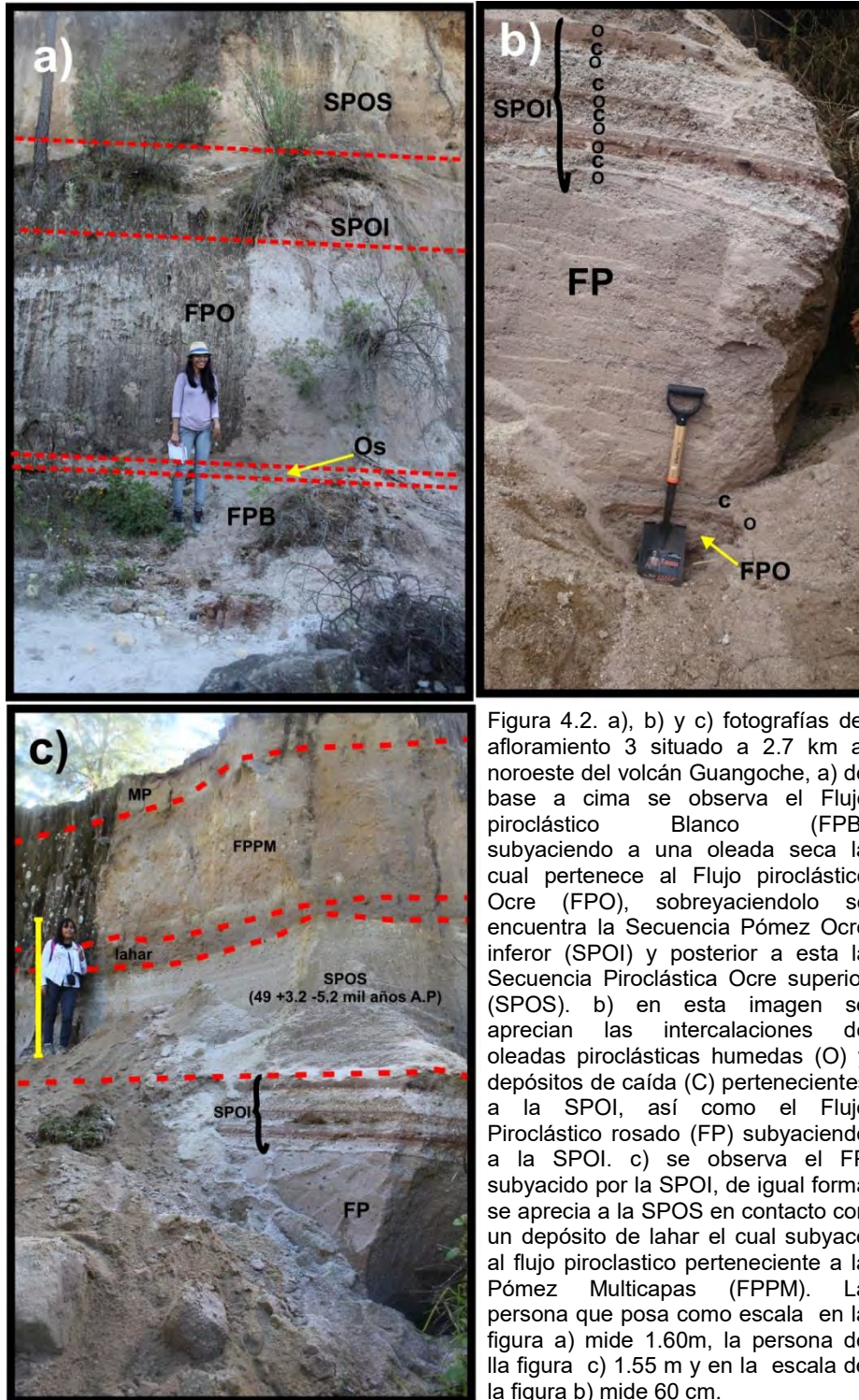


Figura 4.2. a), b) y c) fotografías del afloramiento 3 situado a 2.7 km al noroeste del volcán Guangoche, a) de base a cima se observa el Flujo piroclástico Blanco (FPB) subyaciendo a una oleada seca la cual pertenece al Flujo piroclástico Ocre (FPO), sobreyaciendolo se encuentra la Secuencia Pómez Ocre inferior (SPOI) y posterior a esta la Secuencia Piroclástica Ocre superior (SPOS). b) en esta imagen se aprecian las intercalaciones de oleadas piroclásticas húmedas (O) y depósitos de caída (C) pertenecientes a la SPOI, así como el Flujo Piroclástico rosado (FP) subyaciendo a la SPOI. c) se observa el FP subyacido por la SPOI, de igual forma se aprecia a la SPOS en contacto con un depósito de lahar el cual subyace al flujo piroclástico perteneciente a la Pómez Multicapas (FPPM). La persona que posa como escala en la figura a) mide 1.60m, la persona de la figura c) 1.55 m y en la escala de la figura b) mide 60 cm.

3. Secuencia Piroclástica Pómez Ocre Superior (SPOS)

Se denomina SPOS a un depósito de caída de pómez de coloración ocre (Fig. 4.2c), clasto soportado, con gradación de normal a inversa,

con un espesor de 127 cm (punto 3, Fig. 1.2). Hacia la cima dicho depósito presenta un horizonte de fragmentos finos del tamaño de ceniza media a gruesa, con pseudo estratificación y un espesor de 4 cm (Fig. 4.2c). En general dicho depósito presenta fragmentos de pómez, líticos de color gris y alterados hidrotermalmente, así como cristales de cuarzo, anfíbol y feldespato del tamaño de lapilli fino a grueso, hacia el nivel superior se observa un aumento en la cantidad de líticos y cristales sueltos, así como una disminución de pómez. Estratigráficamente la SPOS se encuentra por encima de la SPOI (Fig. 4.2c), sobreyaciendo a ésta se encuentra un depósito de lahar (Fig. 4.2c) parcialmente endurecido, de color café, con presencia de poros, cubriendo un espesor de 56 cm, constituido de fragmentos de pómez del tamaño de lapilli grueso. En este trabajo se fecharon cristales de circones pertenecientes a la Secuencia Pómez Ocre (Checar discusión página108).

Secuencia Piroclástica Pómez Multicapas (PM)

La secuencia perteneciente a la Pómez Multicapas corresponde a la secuencia piroclástica más joven del volcán Guangoche, se encuentra constituida de base a cima por un flujo piroclástico de bloques, ceniza y pómez denominado como Flujo Piroclástico Pómez Multicapas (FPPM), y un depósito de caída denominado Pómez Multicapas (PM), esta última fue fechada en este trabajo mediante el método de U/Th en circones (Checar discusión página108).

Flujo Piroclástico Pómez Multicapas (FPPM)

El depósito de Flujo Piroclástico Pómez Multicapas fue observado en el punto 3 (Fig. 1.2) ubicado a 1.59 km del volcán Guangoche, con estructura masiva y con espesores de hasta 180 cm.

De manera general, el depósito presenta una coloración amarillenta, matriz soportada, heterolitológico, constituido por bloques sub-angulosos (alcanzando un tamaño máximo de 25 cm) y fragmentos de pómez del tamaño de lapilli grueso, soportados por una matriz de ceniza fina, constituida de pómez redondeada, líticos angulosos, cristales sueltos de cuarzo, anfíbol y biotita sub-redondeados, con una mayor concentración de bloques hacia la cima (Fig. 4.3). Dichos bloques son fragmentos de líticos densos de composición riolítica, con cristales de cuarzo, anfíbol y biotita.

Hacia la cima del FPPM se observa un depósito con estructuras de dunas, y fragmentos de pómez incorporados en una matriz de ceniza fina, que fue interpretada como un depósito de oleada piroclástica de 2 cm de espesor. Estratigráficamente se encuentra subyaciendo a la PM (Fig. 4.3) y sobreyaciendo a un depósito de lahar (Fig. 4.2c).

Pómez Multicapas (PM)

Esta secuencia se encuentra compuesta por un depósito con coloración gris-amarillo (Fig. 4.3), clasto soportado, estratificado, constituido de cinco horizontes (a, b, c, d, e) de fragmentos de pómez, líticos accidentales y cristales con dimensiones variables, desde

bloques hasta ceniza fina, los cuales en conjunto forman un espesor de 213 cm en el punto 1 (Fig. 1.2) ubicado a 2.7 km al suroeste del volcán Guangoche.

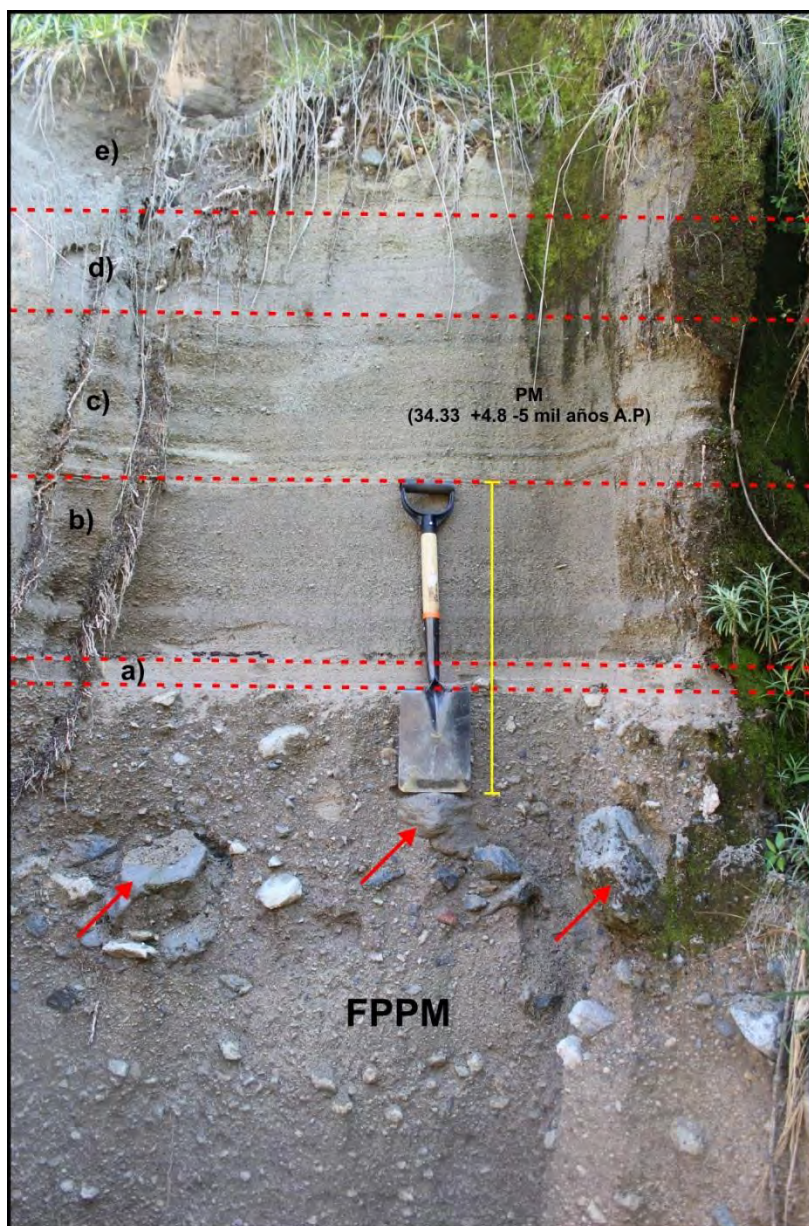


Figura 4.3. Fotografía del afloramiento 3 situado a 2.7 km al noroeste del volcán Guangoche. De base a cima se observa el FPPM con una mayor concentración de bloques (señalados con flechas rojas) hacia la cima del depósito; éste se encuentra subyaciendo al depósito de caída PM, el cual se encuentra subdividido en cinco horizontes (a, b, c, d, e) con diferentes granulometrías (las líneas punteadas marcan la separación entre cada horizonte de la PM). La escala en esta foto mide 60 cm.

De base a cima este depósito presenta una gradación rítmica de normal a inversa, con fragmentos sub-angulares a sub-redondeados

de líticos accidentales, cristales sueltos de cuarzo y pómez del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino. Hacia la base, este depósito presenta una mayor concentración de líticos accidentales (horizontes **a** y **b**) (Fig. 4.3). En la parte media del depósito (horizonte **c**) (Fig. 4.3) disminuyen la cantidad de líticos y se observa la presencia de fragmentos de pómez tamaño bloques. Hacia la cima (horizonte **d** y **e**) (Fig. 4.3) del depósito aumenta la cantidad de pómez y una disminución de líticos accidentales, la estratificación desaparece y se observa masivo, en todo el depósito la cantidad de cristales sueltos (cuarzo, anfíbol y biotita) se mantiene constante.

Estratigráficamente este depósito se encuentra subyaciendo al suelo moderno o material retrabajado (Fig. 4.3) y sobreyaciendo al FPPM (Fig. 4.3).

Los depósitos de caída anteriormente descritos, así como FP, la SPG y el FPC se encuentran cubriendo las faldas del domo Mesa El Bosque, así como partes del domo Mesa El Rosario y el Flujo Piroclástico San Pedro Jácuaro respectivamente (Rangel-Granados, 2013).

Domo Central Guangoche (DCG)

La lava perteneciente al DCG representa la parte más joven del volcán, debido a que estratigráficamente esta unidad no presenta algún otro depósito volcánico que lo suprayace, permitiendo así la formación de suelo reciente. Las muestras del domo central exhiben una coloración gris-claro, de composición riolítica, textura vesicular, con fenocristales de cuarzo, feldespatos, plagioclasa, así como

microcristales de biotita. Dichas muestras presentan alteración hidrotermal. Los cristales de circón encontrados en estas lavas fueron fechadas en este trabajo con el método de U/Th en circones (chechar (Checar discusión página108).

Correlación estratigráfica

Con base en características definidas en campo así como datos de laboratorio y de trabajos previos, se llevó a cabo una correlación de columnas estratigráficas, principalmente de tres unidades piroclásticas (Pómez Blanca, Poméz Ocre y Poméz Multicapas) pertenecientes a las tres últimas erupciones plinianas-subplinianas del volcán Guangoche.

Cabe resaltar que entre los depósitos Poméz Blanca y Poméz Ocre no se encontró algún depósito (suelo, depósitos fluviales, depósito de lahar, etc.) el cual indique un periodo de reposo entre ambas erupciones, mas sin embargo la variación litológica entre ambos depósitos, indican que se trata de eventos distintos, y pueden ser correlacionadas mediante el Flujo Piroclástico Ocre (Fig. 4.4).

4.2 Geoquímica y Petrografía

4.2.1 Geoquímica

Las muestras del depósito de caída Poméz Multicapas, Poméz Ocre y la lava del Domo Central fueron analizadas por los métodos FRX e ICP-MS, para obtener las concentraciones de elementos mayores y elementos traza respectivamente. En total se analizaron tres muestras (Tabla 4.1) con el fin de complementar los análisis geoquímicos de

trabajos previos (Rangel-Granados, 2013, Macías et al., 2008) (Tabla 4.1).

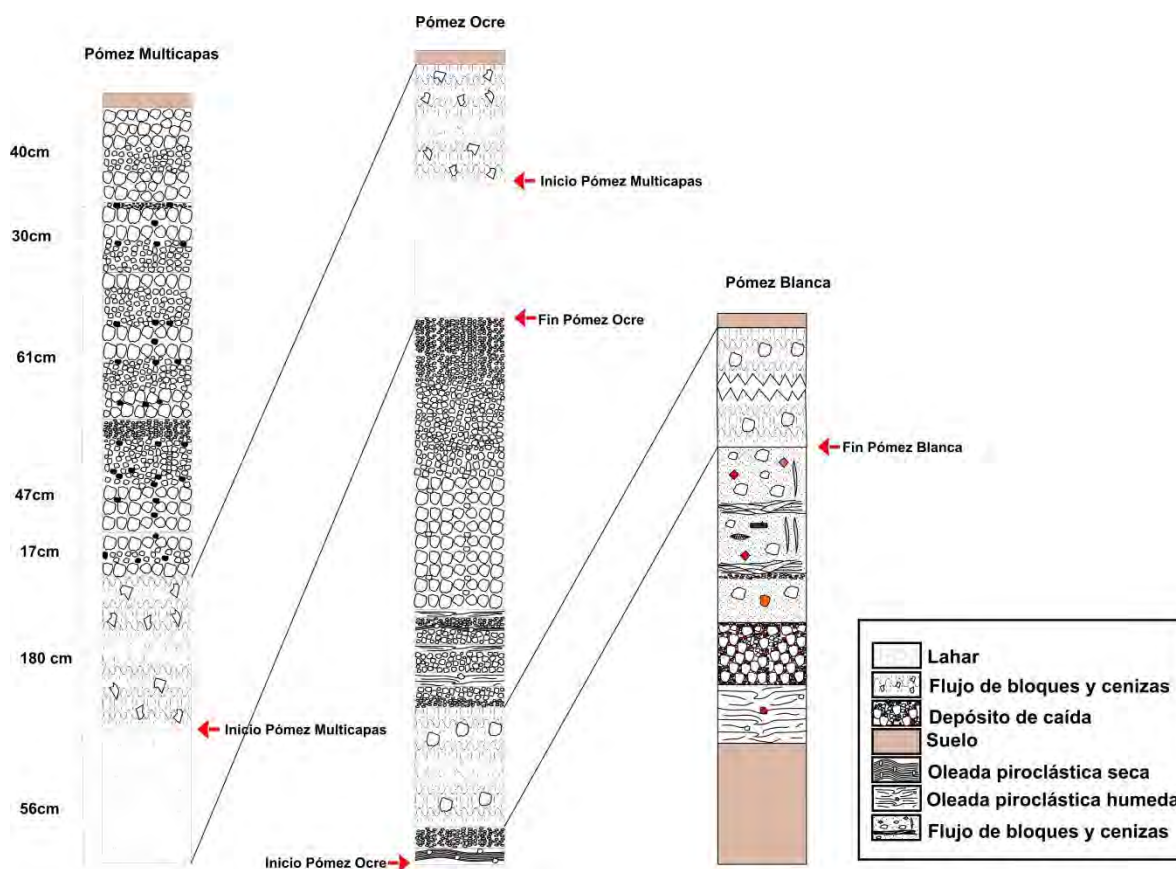


Figura 4.4. Correlación estratigráfica de tres columnas representativas de este trabajo, correspondientes al volcán Guangoche. Columna representativa del depósito de caída Pómez Blanca modificada de Rangel-Granados (2013).

Los resultados de los análisis químicos se estudiaron utilizando diversas gráficas, entre ellas el diagrama de TAS (Alcalis total vs sílice, por sus siglas en inglés; Le Bas et al., 1986) (Fig. 4.5).

En la figura 4.5 se observan muestras pertenecientes al CVLA, reportadas por Rangel-Granados (2013) y Macías et al (2008), las cuales varían de dacitas a riolitas, con un contenido de sílice de 64 a 78% en peso (Fig. 4.5; Tabla 4. 1), mientras que los productos juveniles de los depósitos piroclásticos del volcán Guangoche (Pómez Multicapas (PM) y Pómez Ocre (OP)), así como las lavas

pertencientes al borde en forma de herradura y al domo central muestran una composición riolítica, con un contenido de sílice que varía de 74 a 81% en peso (Fig. 4.5; Tabla 4.1).

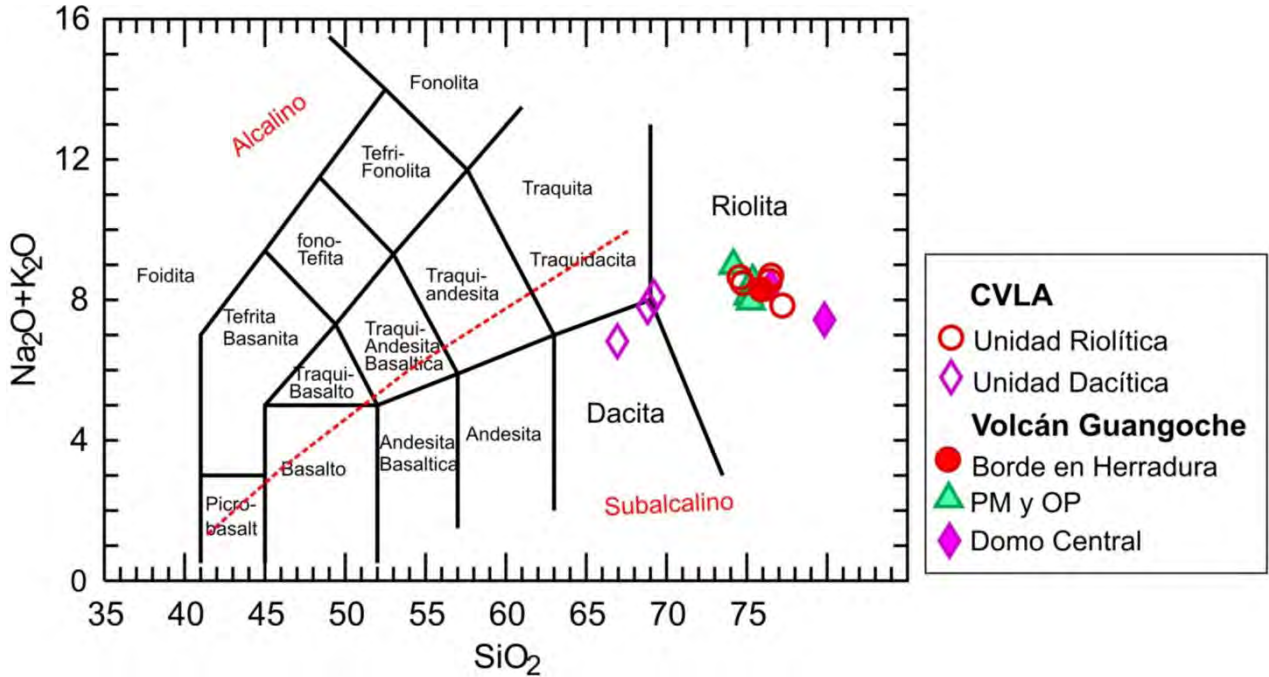


Figura 4.5. Clasificación química para las muestras del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) y el volcán Guangoche en particular para los depósitos de Pómez Multicapas (PM), Pómez Ocre (OP), Domo Central y Borde en Herradura, con base en el diagrama de álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 según Le Bas et al., 1986. La línea discontinua representa la división entre series alcalinas y sub-alcalinas.

Se puede observar que las muestras de interés se sitúan en el campo sub-alcalino (Fig. 4.5), lo cual es común en un ambiente de subducción, en específico de magmatismo de arco continental (Rangel-Granados, 2013).

Análisis de Resultados

Tabla 4.1 Datos de los elementos mayores (% en peso) y elementos traza (partes por millón) de las rocas del Campo Volcánico Los Azufres y del volcán Guangoche. ¹Este trabajo, ²Rangel-Granados, 2013, ³Macías et al, 2008, ⁴Rangel-Granados.

Muestra	PM ₁	PM ₂	OI ₂	OI ₂	OS ₁	Domo Central ₁	Domo Central ₂	Borde en Herradura ₂
Clave	MP-1501C	AZ-1040D	AZ-0906G	AZ-0906G	OS-1502	DGUA-1501	AZ-1183	AZ-1185
Elementos Mayores (% en peso)								
SiO ₂	75,19	74,09	74,97	75,12	75,25	79,77	76,40	75,79
Al ₂ O ₃	14,09	15,21	14,49	14,38	13,76	11,11	13,08	12,97
CaO	0,65	0,53	0,58	0,56	0,66	0,61	0,55	0,83
Na ₂ O	3,60	4,02	3,58	3,52	3,69	3,29	3,56	3,67
K ₂ O	4,71	4,94	4,50	4,43	4,82	4,14	4,83	4,60
TiO ₂	0,13	0,12	0,12	0,12	0,14	0,14	0,11	0,17
Fe ₂ O ₃	1,56	1,04	1,69	1,82	1,60	0,90	1,37	1,72
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04
Elementos Traza (ppm)								
Li	67,46	NA	NA	NA	72,95	72,64	70,46	35,57
Be	5,14	NA	NA	NA	4,92	5,15	5,24	3,42
Sc	0,37	NA	NA	NA	1,70	0,80	0,94	1,49
Rb	203	210	189	188	226	229	211,88	155,26
Sr	22	16	18	26	21	12	13,42	54,36
Ba	97	73	70	130	142	38	70,39	394,95
Y	44	49	45	47	41	39	29,99	20,05
Zr	123	134	148	129	127	127	102,47	129,24
Nb	17	15	15	19	16	17	17,57	11,88
V	5	6	4	6	6	5	2,73	7,32
Cr	79	2	35	46	115	64	32,17	33,94
Co	4	6	7	3	4	4	1,12	1,91
Ni	8	7	6	5	9	8	1,56	2,10
Cu	4	12	8	8	6	4	3,39	5,39
Ga	15,93	NA	NA	NA	17,18	14,31	17,68	16,91
Mo	3,44	NA	NA	NA	4,40	4,33	3,80	3,03
Sn	7,86	NA	NA	NA	7,83	7,82	7,05	4,02
Zn	26,36	40	45	40	38,64	27,31	32,19	32,54
Sb	0,57	NA	NA	NA	0,65	0,71	0,59	0,42
Cs	10,38	NA	NA	NA	12,57	14,16	13,44	8,74
La	23,75	NA	NA	32,37	32,00	15,36	38,40	26,65
Ce	43,04	NA	NA	53,06	60,77	35,40	67,53	46,79
Pr	6,24	NA	NA	7,93	7,44	4,38	8,11	5,34
Pb	23	24	22	34	23,00	22,00	21,59	17,88
Nd	22,29	NA	NA	25,35	25,25	16,38	26,84	17,62
Sm	5,08	NA	NA	5,42	5,33	4,25	5,15	3,41
Eu	0,18	NA	NA	0,16	0,16	0,09	0,14	0,40
Tb	0,81	NA	NA	0,89	0,82	0,76	0,76	0,49
Gd	4,85	NA	NA	4,52	4,94	4,26	4,62	2,96
Dy	5,11	NA	NA	5,17	5,11	5,17	4,63	2,96
Ho	1,03	NA	NA	1,05	1,04	1,09	0,96	0,62
Er	2,92	NA	NA	3,3	3,01	3,23	2,84	1,90
Yb	2,95	NA	NA	3,67	3,14	3,66	3,05	3,74
Lu	0,43	NA	NA	0,56	0,46	0,55	0,45	0,34
Th	27	27	26	36	26,00	25,00	21,81	14,86
Hf	4,38	NA	NA	4,12	5,36	4,85	4,06	3,91
Ta	2,43	NA	NA	2,49	2,39	2,45	2,13	1,43
W	5,66	NA	NA	NA	8,34	5,36	2,42	2,22
Tl	1,15	NA	NA	NA	1,30	1,37	1,50	0,79
U	7,48	NA	NA	7,36	7,49	8,37	7,05	4,66
MgO							0,06	0,17

Análisis de Resultados

Continuación Tabla 4.1

Muestra	San Andrés 4	San Andrés 3	San Andrés 4	Mesa El Rosario	Mesa El Rosario 3	Mesa El Bosque 4	Mesa El Bosque 3	Domo El Cedro 2
Clave	SA-1405	AZF-0824	AZF-0854	Ros-1413	AZF-0875	BoS-1412	AZF-0875	AZ-1186
Elementos Mayores (% en peso)								
SiO ₂	68,97	66,67	68,55	74,41	74,63	76,42	76,32	77,11
Al ₂ O ₃	15,18	16,27	15,42	13,37	13,47	12,72	12,99	12,99
CaO	2,70	3,93	2,57	0,97	0,91	0,58	0,49	0,46
Na ₂ O	4,17	4,22	4,27	3,82	3,79	4,02	3,88	3,41
K ₂ O	3,88	2,58	3,49	4,80	4,67	4,66	4,64	4,42
TiO ₂	0,47	0,54	0,53	0,23	0,22	0,11	0,10	0,11
Fe ₂ O ₃	3,49	3,98	4,02	1,99	1,94	1,31	1,40	1,40
MnO	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,14	0,05	0,03	0,02	0,00	0,02
Elementos Traza (ppm)								
Li	33,53	NA	NA	50,66	NA	67,93	NA	17,29
Be	2,64	NA	NA	3,41	NA	4,68	NA	3,38
Sc	6,63	NA	NA	1,80	NA	1,69	NA	1,34
Rb	100,34	60	NA	143,44	159	190,64	205	149,22
Sr	234,36	557	NA	78,19	82	21,26	18	19,18
Ba	505,33	430,0	NA	431,97	429,80	110,37	103,7	84,95
Y	22,79	25,79	NA	21,80	22,21	30,91	35,39	13,09
Zr	107,61	171	NA	68,84	189	75,55	142	129,96
Nb	12,64	12,4	NA	11,34	16,0	16,20	20,6	20,65
V	35,29	95	NA	10,22	14	5,66	4	2,90
Cr	15,36	26	NA	13,92	3	33,72	3	16,75
Co	5,83	NA	NA	1,81	NA	1,13	NA	1,01
Ni	3,21	12	NA	1,00	7	1,29	6	1,84
Cu	7,72	BD	NA	5,41	BD	3,18	BD	4,22
Ga	18,76	NA	NA	16,83	NA	18,30	NA	17,27
Mo	2,11	NA	NA	2,57	NA	3,46	NA	2,02
Sn	2,99	NA	NA	4,62	NA	6,42	NA	3,52
Zn	51,90	50	NA	35,79	35	35,21	33	32,94
Sb	0,35	NA	NA	1,05	NA	0,58	NA	0,50
Cs	5,37	NA	NA	8,96	NA	11,51	NA	5,57
La	26,21	22,1	NA	29,82	28,2	27,66	27,2	20,20
Ce	47,28	44,7	NA	51,27	56,0	55,75	58,2	36,65
Pr	5,97	5,38	NA	6,14	5,79	6,42	6,35	4,33
Pb	14,26	21	NA	18,15	36	21,00	43	18,35
Nd	21,74	19,9	NA	20,45	19,0	22,14	21,1	14,52
Sm	4,49	3,93	NA	3,85	3,34	4,79	4,44	2,84
Eu	0,83	0,91	NA	0,44	0,43	0,17	0,17	0,18
Tb	0,64	1,15	NA	0,55	1,05	0,75	1,49	0,41
Gd	4,11	3,87	NA	3,40	3,66	4,49	4,34	2,48
Dy	3,88	3,25	NA	3,38	2,96	4,77	4,71	2,41
Ho	0,77	0,63	NA	0,69	0,59	0,98	0,91	0,49
Er	2,17	1,85	NA	2,05	1,87	2,91	2,95	1,37
Yb	2,19	1,87	NA	2,29	2,05	3,22	3,21	1,40
Lu	0,33	0,31	NA	0,34	0,37	0,48	0,54	0,20
Th	9,35	6,33	NA	14,51	15,47	20,62	22,04	12,98
Hf	3,01	3,8	NA	2,63	4,79	3,31	4,56	4,54
Ta	1,12	0,97	NA	1,41	2,24	1,96	2,72	1,83
W	1,12	NA	NA	1,36	NA	2,52	NA	1,35
Tl	0,77	NA	NA	0,97	NA	1,36	NA	0,91
U	2,93	3,28	NA	4,69	6,79	6,56	10,61	4,01
MgO	0,95	1,620	0,985	0,32	0,298	0,13	0,133	0,07

En el diagrama de K_2O vs SiO_2 hecha por Pecerrillo y Taylor (1976) (Fig. 4.6) se aprecia que las rocas de la Unidad Dacítica, exceptuando una de las muestras pertenecientes al CVLA caen dentro de las series calci-alcalinas con alto potasio, al igual que las rocas del volcán Guangoche, y las de la Unidad Riolítica (Fig. 4. 6).

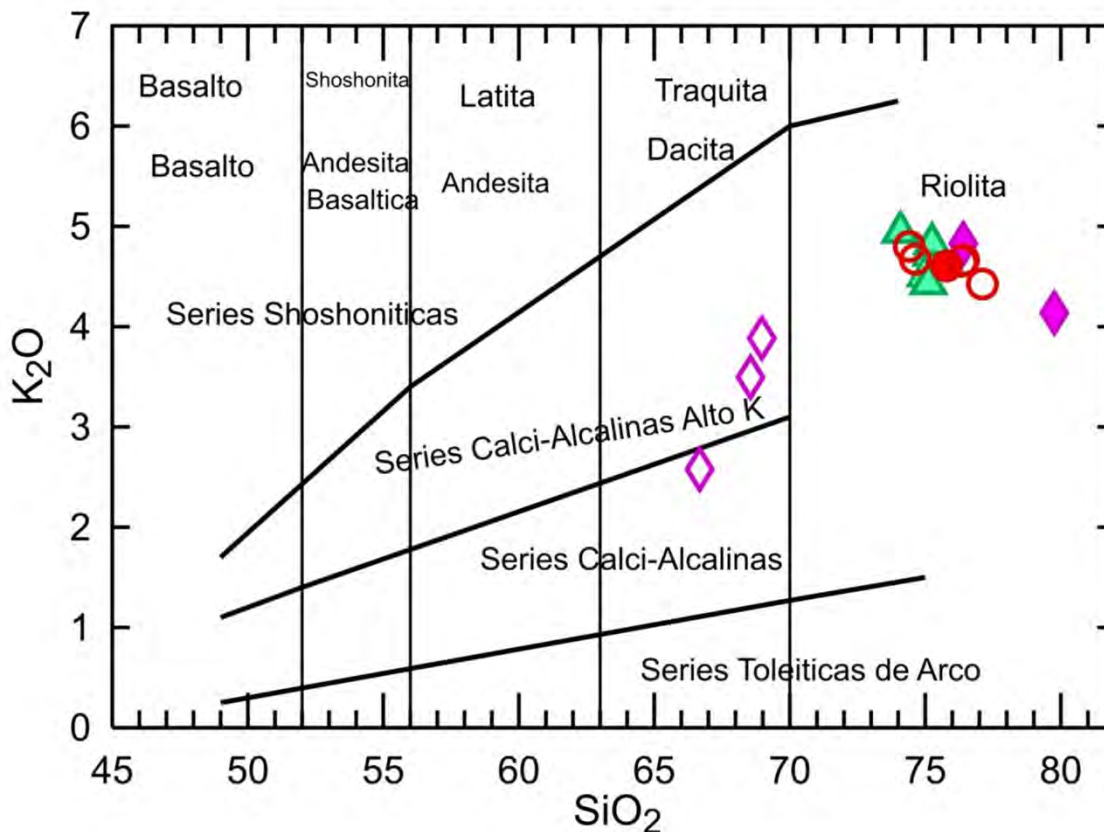


Figura 4.6. Subdivisión de las rocas sub-alcalinas de acuerdo al contenido de K_2O vs SiO_2 (Pecerrillo y Taylor, 1976), para los depósitos asociados al volcán Guangoche, así como los asociados al Campo Volcánico Los Azufres (CVLA). Leyenda en la figura 4.5.

Por otro lado con base en su contenido de álcalis- FeO - MgO (Irvine y Baragar, 1971), las muestras se clasifican como calci-alcalinas (Fig. 4.7), lo que sugiere que las muestras contienen altas concentraciones de álcalis (Na_2O+K_2O), para las muestras pertenecientes a la Unidad Riolítica del CVLA, e incluyendo a las riolitas del volcán Guangoche presentan entre 80 y 90% de álcalis, con respecto al FeO y MgO (Fig.

4.7), mientras que las muestras de la Unidad Dacítica presentan un 70% de álcalis con respecto al FeO y MgO (Fig. 4.7).

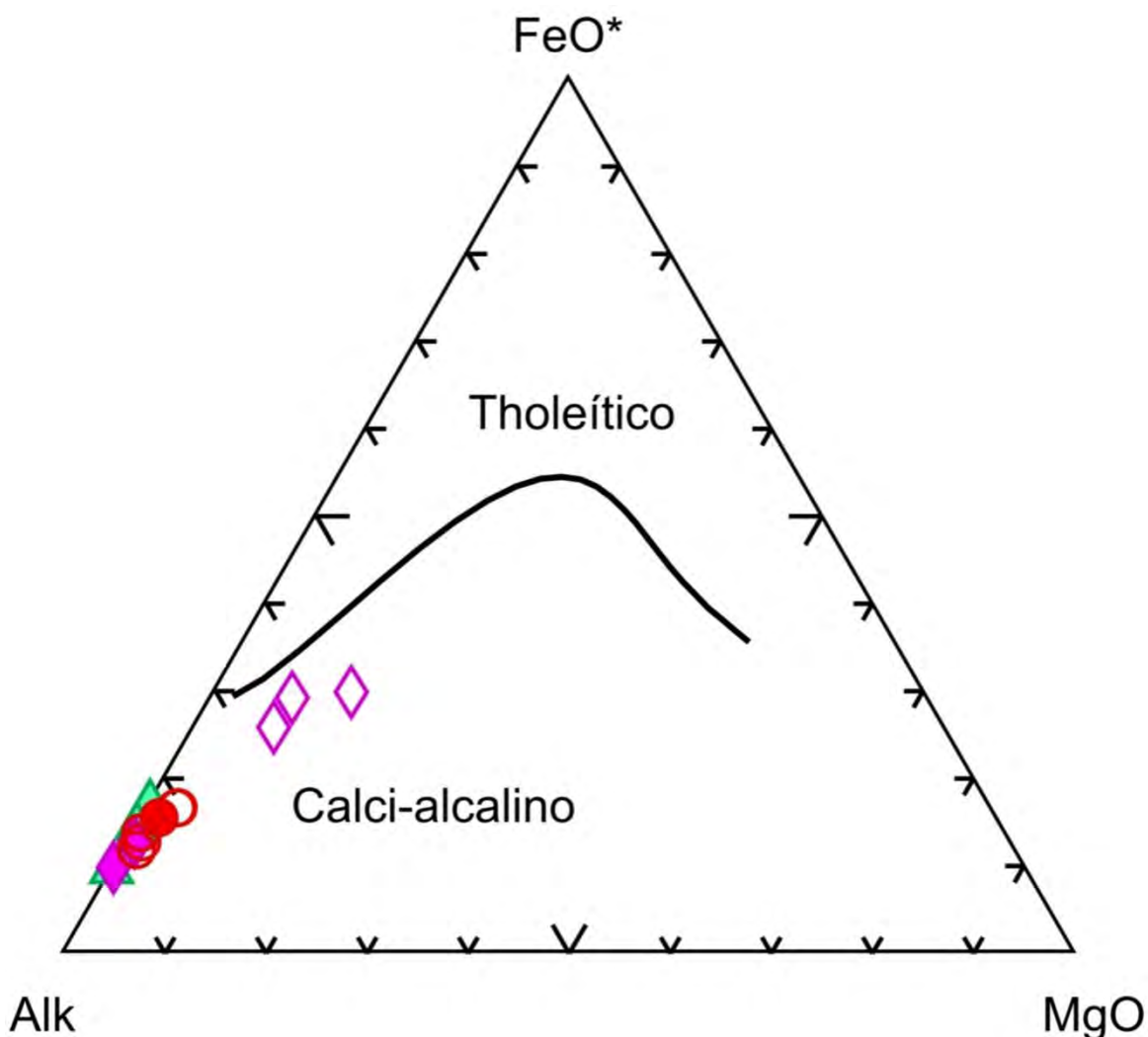


Figura 4.7. Clasificación de las rocas del CVLA y el volcán Guangoche, en un diagrama ternario de Alcalis-FeO- MgO de acuerdo a Irvine y Baragar (1971). Leyenda en la figura 4.5.

Con los datos de elementos mayores de las rocas del área de estudio se han construido diagramas binarios, estos se presentan en la figura 4.8, donde se aprecia que todas las gráficas exceptuando la de K_2O vs SiO_2 (Fig. 4.8 b) presentan una correlación lineal negativa al aumentar el contenido de sílice para los elementos Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y Al_2O_3 (Fig. 4.8), los cuales podrían sugerir la cristalización fraccionada

de clinopiroxeno, olivino, ortopiroxeno, magnetita, plagioclasa cálcica, apatito, anfíbol e ilmenita (Wilson, 2007).

En particular para las rocas del volcán Guangoche el contenido de CaO, presenta un quiebre en la pendiente (Fig. 4.8 b)), lo cual sugiere que durante la formación de las Dacitas estuvo fraccionando plagioclasa Ca y para las rocas de la unidad Riolítica y el volcán Guangoche dicha fraccionación cesó, originando el quiebre en la pendiente negativa y cambiando a una correlación horizontal. Para la Unidad Dacítica del CVLA, la concentración de K₂O presenta una correlación lineal positiva (Fig. 4.8 b) con relación al incremento de SiO₂, esto sugiere que durante la formación de las rocas de la unidad Dacítica no hubo fraccionación de feldespato- K, mientras que para las rocas de la unidad Riolítica del CVLA y las muestras del volcán Guangoche presentan un quiebre en 75% en SiO₂ (Fig. 4.8 b), tomando correlación horizontal negativa, lo cual puede sugerir el inicio de cristalización fraccionada de, biotita y feldespato K (Wilson, 2007). La gráfica de Na₂O presenta una correlación lineal negativa con referencia a la concentración de SiO₂ (Fig. 4.8 c), podría sugerir cristalización fraccionada de plagioclasa sódica (Wilson, 2007).

Se utilizaron los elementos traza y tierras raras para entender y aclarar los procesos de evolución magmática, esto debido a que dichos elementos son más sensibles a procesos de diferenciación. Los análisis de dichos elementos pertenecientes a las unidades del CVLA y a las rocas del volcán Guangoche se presentan en la Tabla 4.1.

Para los elementos traza se observa un comportamiento similar entre las unidades del CVLA y las rocas del volcán Guangoche, con

patrones de magmas de arco continental, donde la concentración en los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) aumenta con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE), mostrando anomalías negativas en Ba, Nb, Sr, P, Eu, Ti, La y Ce (Fig. 4.9 a) y anomalías positivas en Cs, U, Th, K, Pb y Nd (Fig. 4.9 a), con algunas diferencias en algunos elementos, lo que lleva a no tener el mismo patrón en todas las muestras. Dentro de estas diferencias destaca dentro de la Unidad Dacítica y una muestra de la Unidad Riolítica pertenecientes al CVLA así como el borde en forma de Herradura del volcán Guangoche, por una ligera anomalía negativa en Ba (Fig. 4.9 a).

Los elementos de tierras raras (REE) se encuentran graficados en la figura 4.9 (b). En esta se aprecia un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), las cuales abarcan del La a Eu (Fig. 4.9 b) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) que abarcan del Eu a Lu (Fig. 4.9 b). Los resultados obtenidos se dividieron en dos grupos: grupo uno (g1), se encuentra constituido por las rocas de la unidad Dacítica (volcán San Andrés), dos muestras de la unidad Riolítica (mesa el Rosario) del CVLA y el borde en Herradura del volcán Guangoche (Fig. 4.9 b) y 4.10 b)); mientras que el grupo dos (g2) se encuentra conformado por rocas de la unidad Riolítica (mesa el Bosque y domo el Cedro) del CVLA y las rocas del volcán Guangoche (Pómez Multicapas, Pómez Ocre y Domo Central) (Fig. 4.9 b) y 4.10 b)). Las rocas de g1 muestran una ligera anomalía negativa de Eu (Fig. 4.9 b), mientras que g2 presenta una anomalía mucho más marcada en Eu (Fig. 4.9 b).

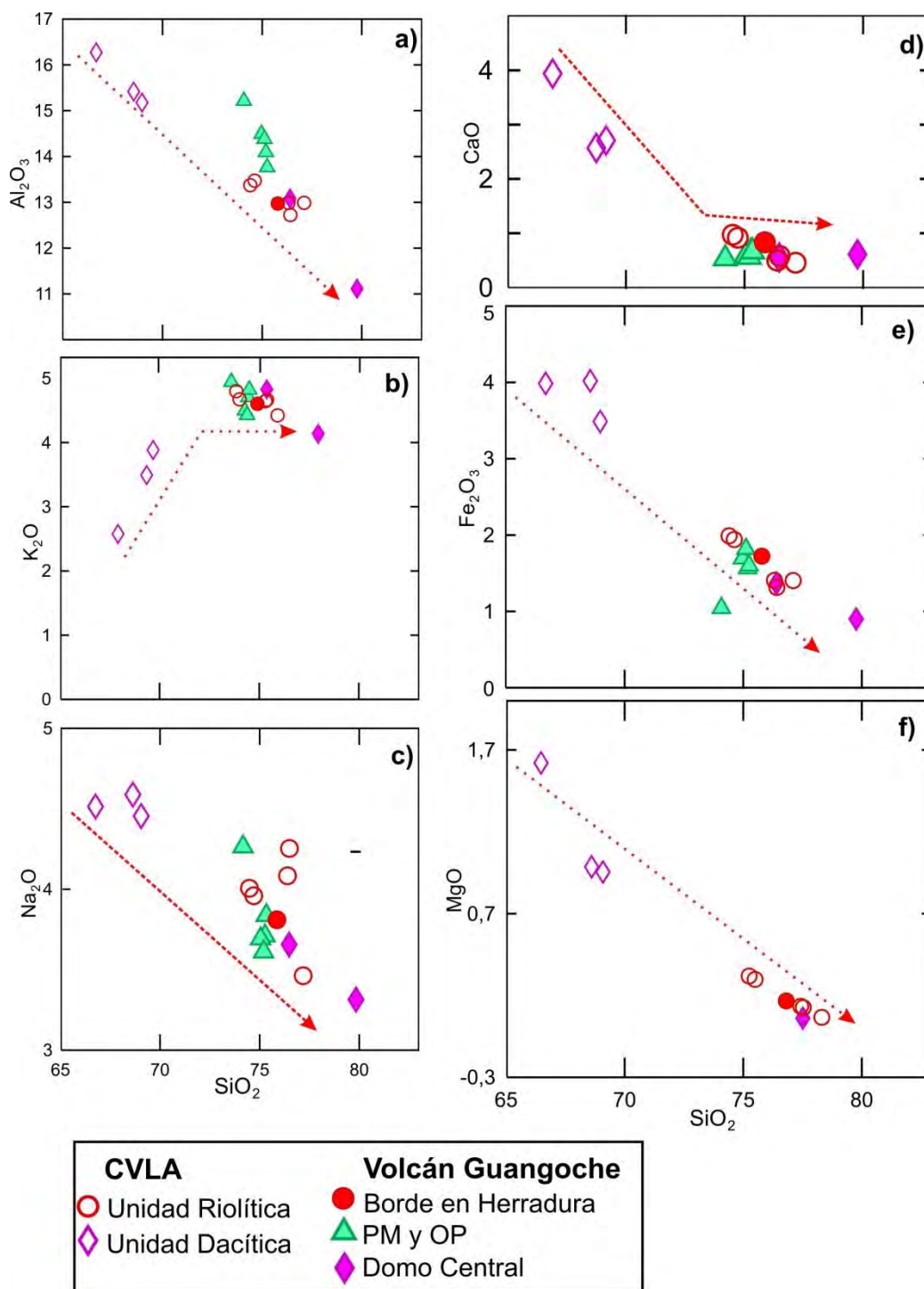


Figura 4. 8. Diagramas binarios de los elementos mayores para los productos del volcán Guangoche y el Campo Volcánico Los Azures (CVLA), donde PM corresponde al depósito piroclástico Pómez Multicapas y SPO al depósito piroclástico Pómez Ocre.

Por otro lado la unidad Dacítica así como dos muestras de la unidad Riolítica del CVLA, presentan una ligera anomalía positiva en Tb

(Fig. 4.9 b). Al igual que los elementos mayores, algunos de los elementos trazas (Sr, Ba y Eu) fueron graficados en diagramas binarios (Fig. 4.10).

Una de las características distintivas de las rocas de interés se observa en la figura 4.10 (b), donde se aprecian dos grupos de acuerdo a las concentraciones de Ba vs SiO₂, donde las muestras del grupo (g1) corresponde a un contenido en Ba 390-540 partes por millón; ppm, en el grupo dos (g2) se observan las muestras con bajas concentraciones en Ba (50-180 ppm), el cual podría deberse al fraccionamiento de feldespato potásico.

Con referencia a la gráfica de Sr se observa una correlación lineal negativa con respecto al incremento de SiO₂ (Fig. 4.10 a), para las unidades del CVLA y las rocas del volcán Guangoche, dicha tendencia negativa podría indicar un fraccionamiento de feldespato potásico y biotita (Wilson, 2007).

En el diagrama de Eu vs SiO₂ se observa una correlación lineal negativa conforme aumenta la cantidad de SiO₂, para las rocas del CVLA y las del volcán Guangoche, dicha tendencia negativa en Eu se produce debido al fraccionamiento de plagioclasa (Toselli, 2009).

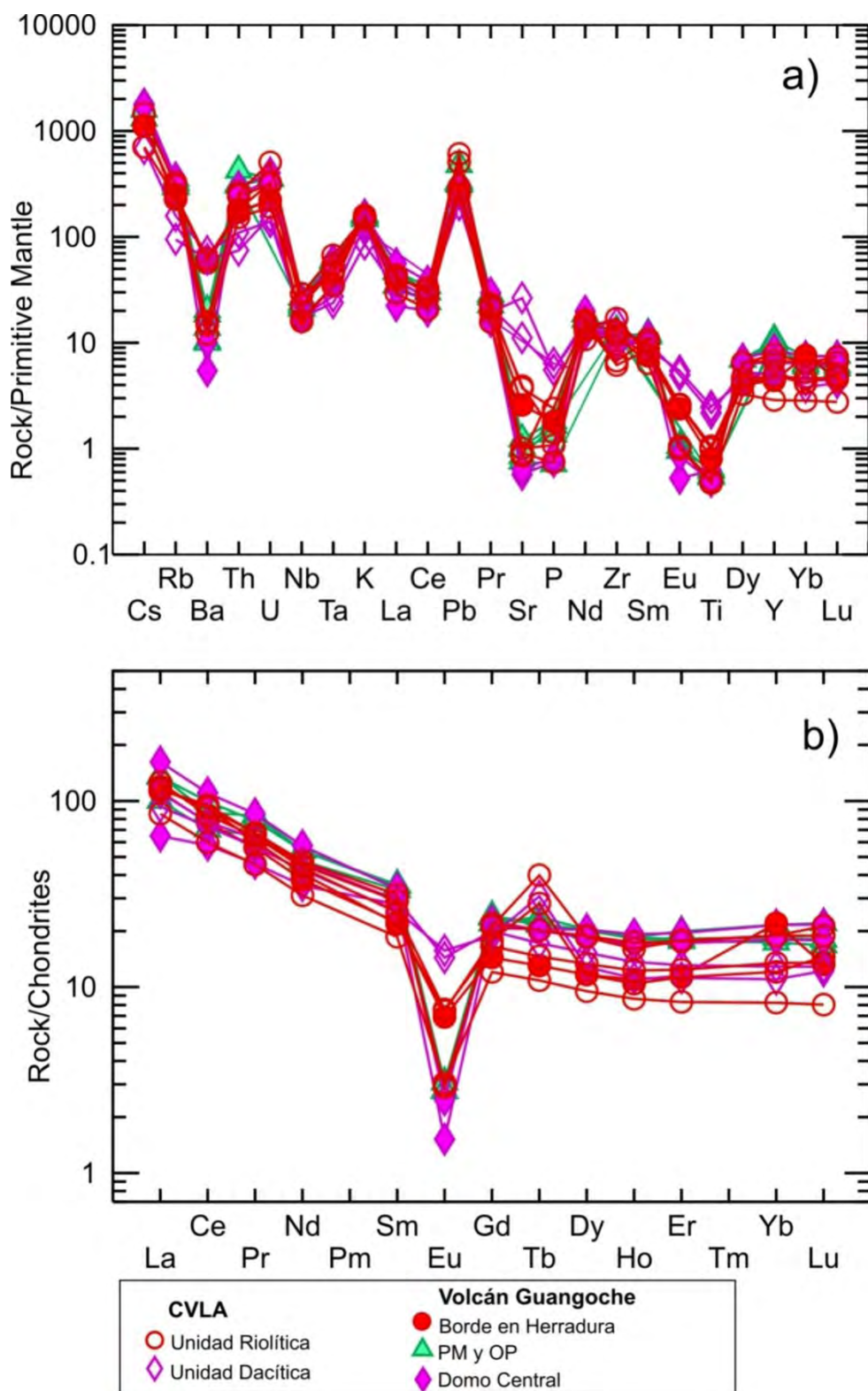


Figura 4.9. a) Diagramas multi-elementos normalizados de acuerdo a la composición del manto primitivo (Sun y McDonough 1989). b) Diagramas de elementos de tierras raras (REE) normalizado de acuerdo a la composición de la condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Dacítica y la Unidad Riolítica del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA), así como los productos piroclásticos Pómez Multicapas (PM), Pómez Ocre (OP) y las lavas del Domo central y el Borde en Herradura del volcán Guangoche.

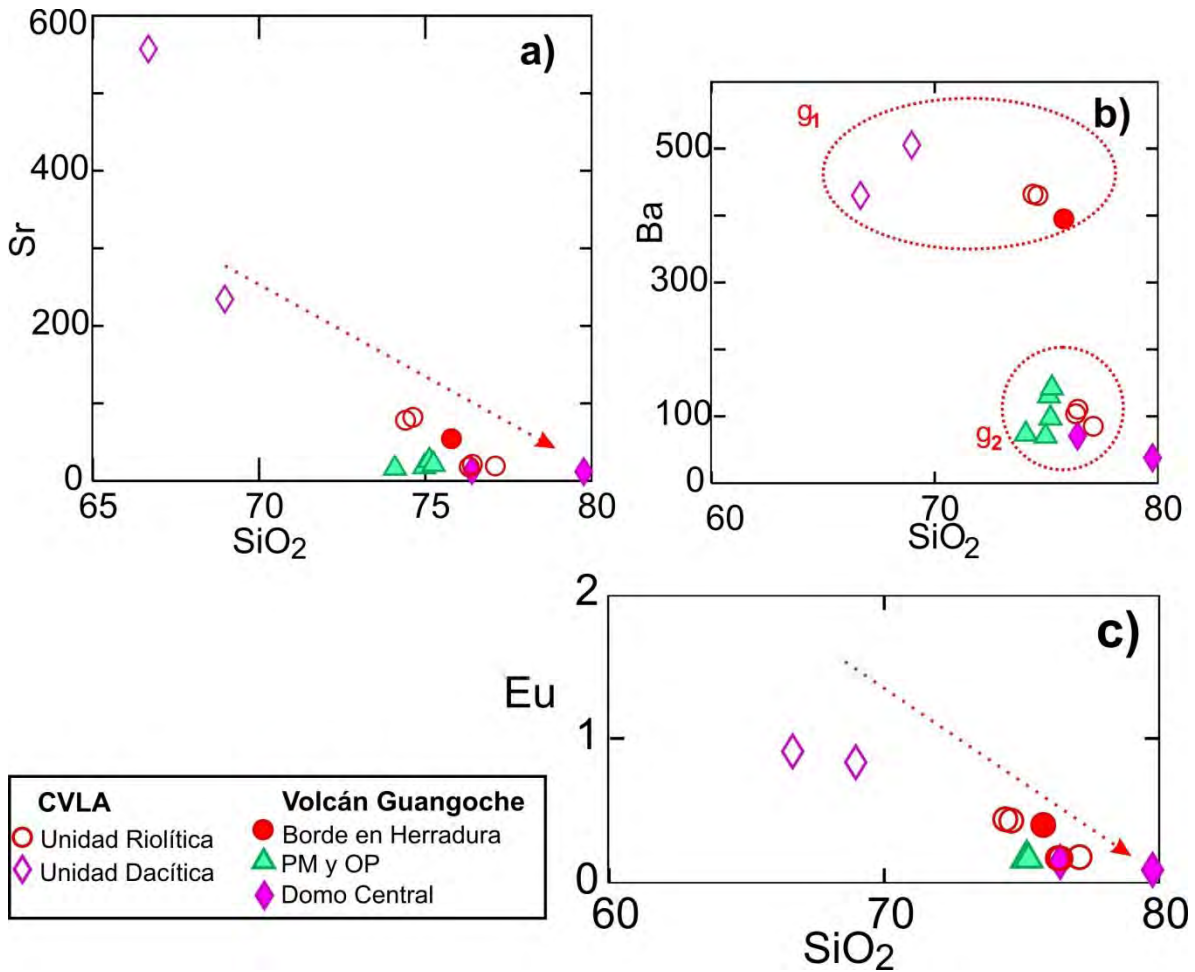


Figura 4.10. Diagramas tipo Harker del Sr, Ba y Eu vs SiO₂ para los productos del volcán Guangoche y el Campo Volcánico Los Azules (CVLA), donde PM corresponde al depósito piroclástico Pómez Multicapas y SPO al depósito piroclástico Pómez Ocre. Las flechas rojas discontinuas muestran las tendencias dominantes para cada grupo.

4.2.2 Petrografía

Se realizó el análisis petrográfico de nueve muestras de roca en sección delgada, de las cuales los ejemplares MP-1501C1, MP-1501C, MP-1501D, MP-1501E y MP-1501F corresponden al depósito piroclástico de caída Pómez Multicapas; los ejemplares OS-1502, OI-1502, OI-1502A pertenecen al depósito piroclástico de caída Pómez Ocre; mientras que DGua-1501 pertenece a la lava del Domo Central. De igual forma se realizó el análisis modal de cinco secciones pulidas, utilizando un contador de puntos acoplado al microscopio. Dentro de

este conteo se identificaron fenocristales (>0.3 mm) y microfenocristales (0.03-0.3 mm) (Wilcox, 1954) de sanidino, plagioclasa, cuarzo, biotita y óxidos de Fe-Ti, así como matriz (vidrio y microlitos) y vesículas.

Tabla 4.2. Porcentajes en volumen del conteo modal de las fases cristalinas para los productos piroclásticos de los depósitos de caída del volcán Guangoche (Pómez Multicapas y Pómez Ocre) y muestra del domo central. Plg: plagioclasa, Qz: cuarzo, Bt: biotita, San: sanidino, Anf: anfíbol, Px: piroxeno.

Fase	MP-1501 C1	MP-1501C	P-Multicapas	OS-1502	DGua-1501
Plg	3%	6%	6%	5%	7%
Qz	10%	15%	11%	14%	13%
Bt	1%	2%	1%	1%	1%
Óxido	1%	0%	>1%	>1%	>1%
Vidrio	37%	48%	46%	55%	63%
vesicula	46%	24%	30%	17%	5%
San	3%	6%	7%	7%	11%
Anf	0%	>1%	0%	>1%	>1%
Px	0%	>1%	>1%	0%	0%

Pómez Ocre

Los productos pertenecientes a la Pómez Ocre exhiben características típicas de magmas riolíticos. En general estas rocas presentan una textura hipocristalina, inequigranular, porfídica, con un porcentaje en volumen de fenocristales del 36% en volumen (Fig. 4.5 b, Tabla 4.2). Los fenocristales se encuentran representados esencialmente por cuarzo (14 vol.%), sanidino (7% vol.%) y plagioclasa (5% vol.%), biotita y anfíbol, estos se encuentran embebidos en una matriz fluidal y microlítica (72% vol.%), constituida por vidrio (55 vol.%) y vesículas (17% vol.%) y microlitos.

El cuarzo representa el fenocristal más abundante en la mayoría de las muestras, generalmente presentan formas subhedrales y anhedrales, con bordes reabsorbidos y centros corroídos (Fig. 4.11c; Fig. 4.12 a), con dimensiones de hasta 3 mm.

Los cristales de sanidino presentan formas subhedrales, con centros corroídos (Fig. 4.16 e), algunos de estos cristales presentan los centros reabsorbidos (Fig. 4.13 a), así como corona de reacción de microlitos de plagioclasa (Fig. 4.13 c); también muestran un maclado tipo carlsbad (Fig. 4.3 e; Fig. 4.12 b).

Los cristales de plagioclasa se encuentran como fenocristales y microfenocristales, aunque también se observan como microlitos en las coronas de reacción (Fig. 4.13 c). Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (Fig. 4.11 f, d; Fig. 4.12 d) presentan formas subhedrales a anhedrales, la mayoría con maclado polisintético y algunas de ellas con zoneamiento (4.11 e, f). Cabe mencionar que en algunos de los cristales se observa reabsorción, (Fig. 4.11f), algunos de ellos forman aglomerados (Fig. 4.11 f; Fig. 4.12 d; Fig. 4.13 c) y algunos otros presentan inclusiones de circón y corona de reacción (Fig. 4.13 c)

Los cristales de biotita junto con los cristales de anfíbol y los óxidos están presentes en proporciones pequeñas (>1 vol.% respectivamente). Estos se presentan con dimensiones menores a 1 mm, con formas euhedrales y anhedrales. La biotita se encuentra como microfenocristal y fenocristal con formas euhedrales (Fig. 4.13 a, f. Fig. 4.12 b, c), sin signos de alteración.

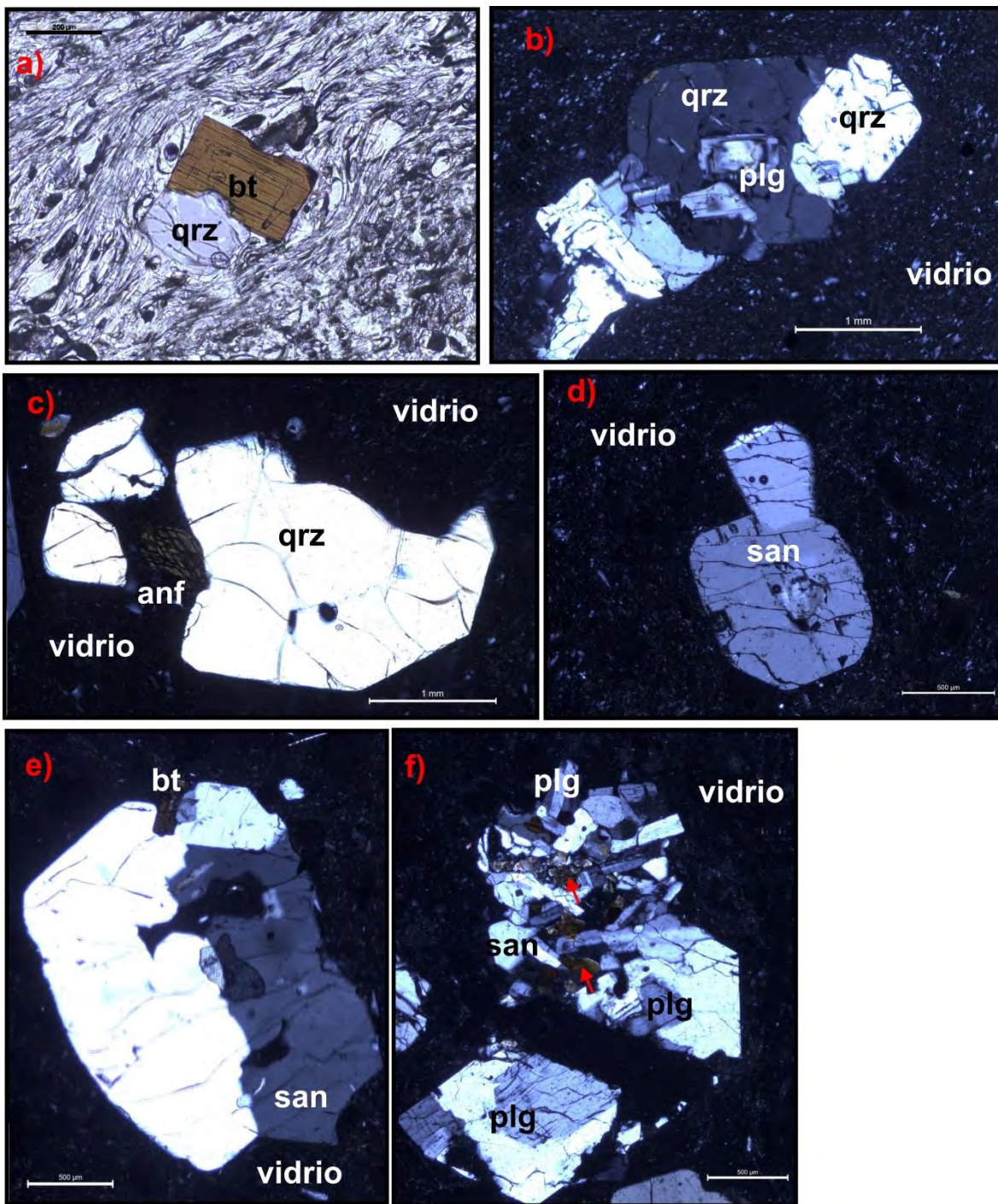


Figura 4.11 Fotomicrografías en las cuales se muestra: a) cristales de biotita (bt) y cuarzo (qrz) inmersos en una matriz fluidal Tomada con nicols cruzados, a excepción del inciso a). b) Glomeropórfido de cuarzo y plagioclasa (plg). Nótese el zoneamiento en la plagioclasa del centro. c) cristal de cuarzo y anfíbol (anf) inmersos en una matriz de vidrio fluidal. (d, e) cristales de sanidino con centro corroído y macla carlsbad. f) glomeropórfido de cristales de sanidino, biotita (señalado con flechas rojas) y plagioclasa. En esta última foto se observa un fenocristal de plagioclasa con rasgos de desvitrificación.

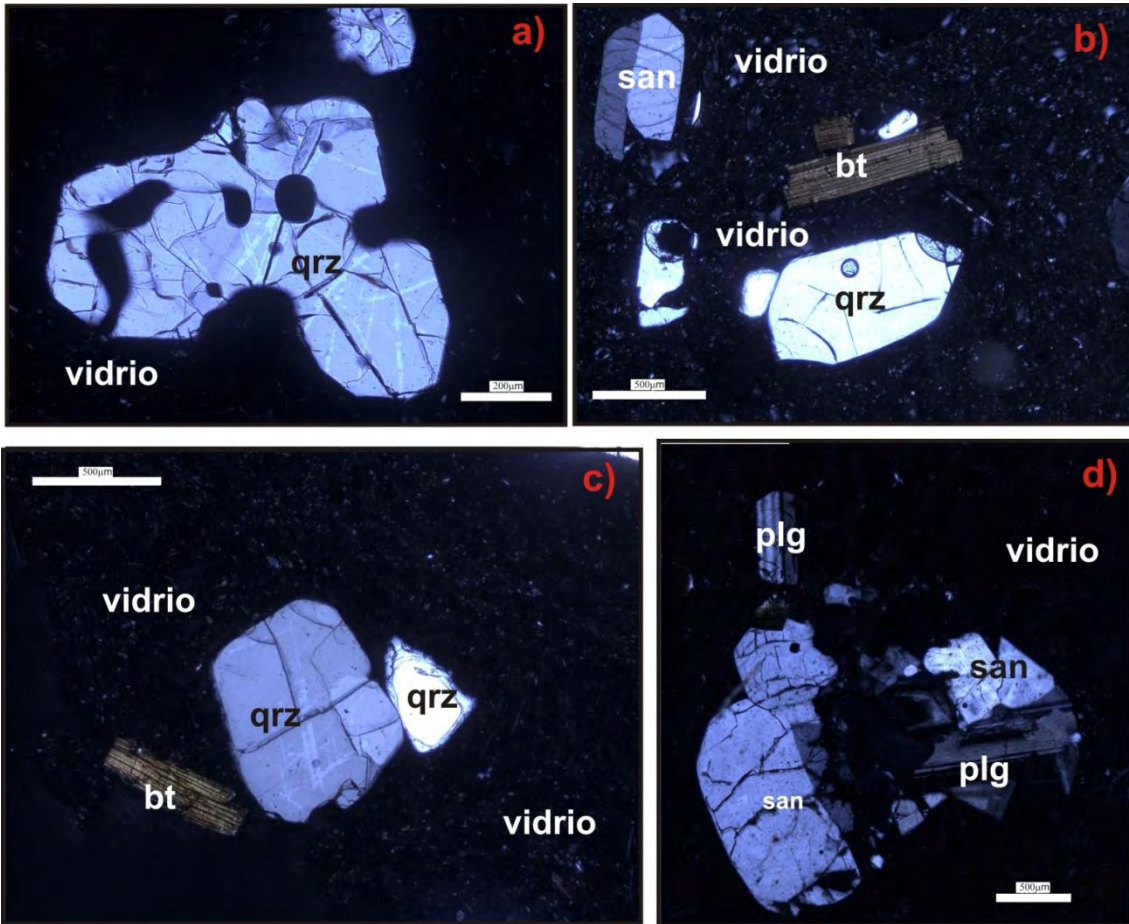


Figura 4.12. Fotomicrografía tomada en nicols cruzados de la SPO-1502. a) fenocristal de cuarzo (qrz) con bordes y centros corroídos, inmersos en una matriz de vidrio. (b, c) fenocristales de cuarzo, biotita (bt) y sanidino (san) inmersos en una matriz de vidrio. d) aglomerado de plagioclasa (plg) con maclas polisintética y sanidinos con maclado tipo carlsbad.

El anfíbol se encuentra como microfenocristal con formas anhedrales (Fig. 4.12 c; Fig. 4.13 b), también se encuentra formando aglomerados junto con cristales de cuarzo (Fig. 4.11 c), sanidino y plagioclasa. Los óxidos son la fase mineral menos abundante en la roca y se encuentran principalmente como microfenocristales, con formas anhedrales, ya sea como inclusiones en algunos de las fases minerales antes descritas, o de forma independiente en la matriz.

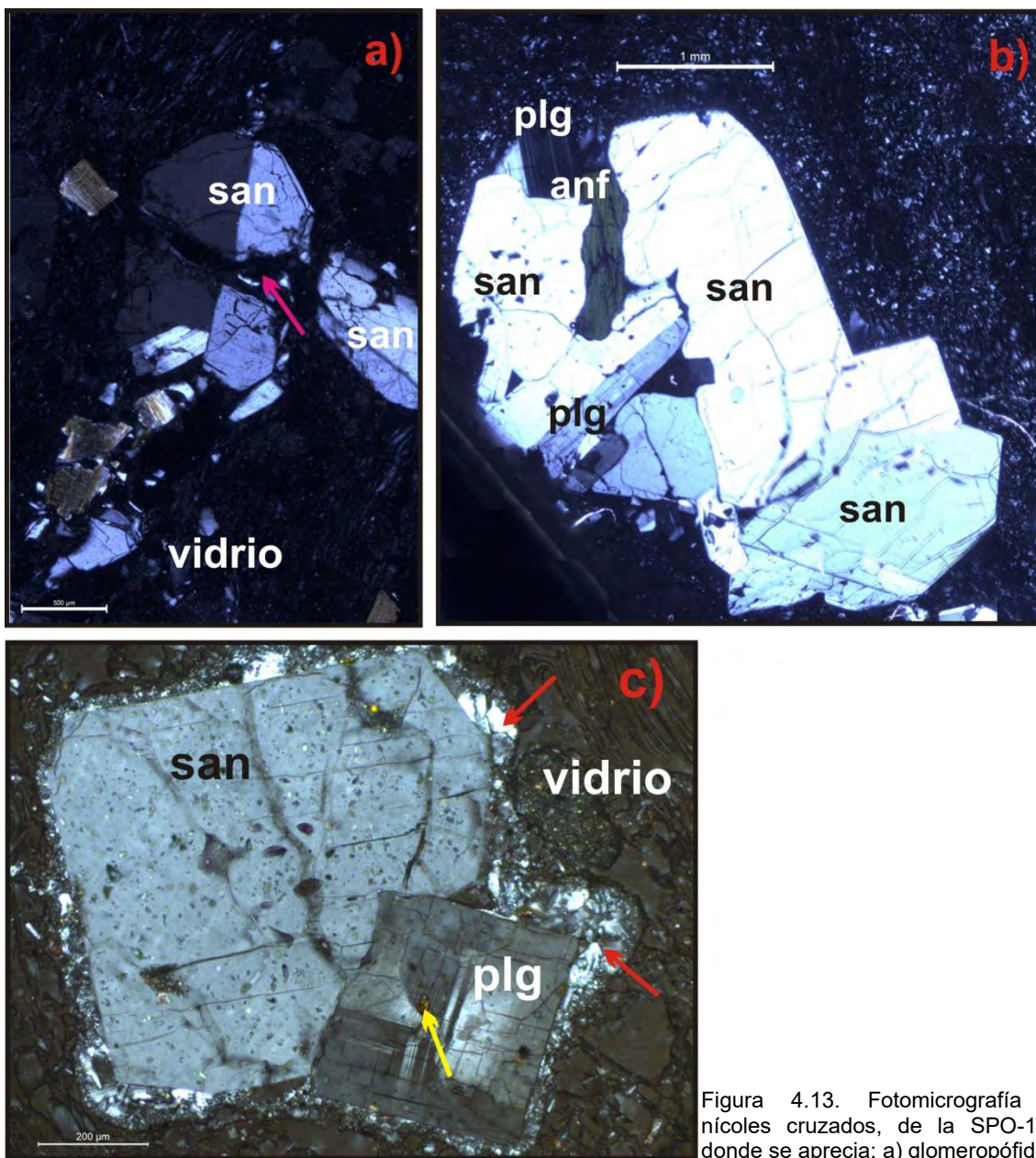


Figura 4.13. Fotomicrografía en nículos cruzados, de la SPO-1502 donde se aprecia: a) glomeropórfido

de sanidino (san) y biotita (bt) inmersos en una matriz vítrea fluidal. En el fenocristal de sanidino se observa una desvitrificación (señalado con flecha) en su centro. b) glomeropórfido de sanidino, plagioclasa (plg) y anfíbol (anf) inmersos en una matriz microlítica. c) fenocristales de sanidino y plagioclasa rodeados por una corona de microlitos (señalado con flechas rojas), el cristal de plagioclasa presenta inclusiones de circón (señalado con flecha amarilla), inmersos en una matriz de vidrio fluidal.

Los cristales de circón se encuentran dentro de las rocas como mineral accesorio. Dichos circones se presentan como microfenocristales (Fig. 4.13 c) y microlitos, con formas subhedrales.

Estos fueron encontrados como inclusiones en plagioclasas (Fig.4.13 c) o de manera independiente en la matriz.

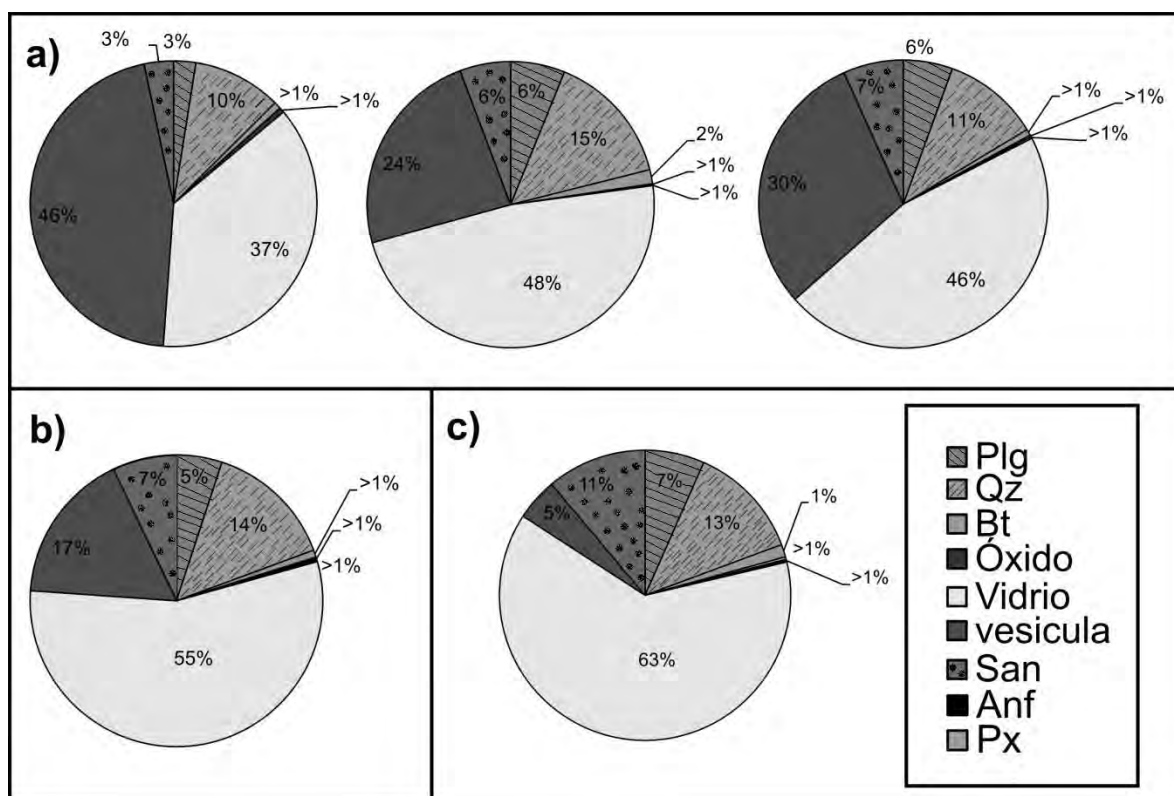


Figura 4.14. Gráficas de conteo modal para los productos piroclásticos de los depósitos de caída del volcán Guangoche (Pómez Multicapas y Pómez Ocre) y muestra del domo central. a) Pómez Multicapas. b) Pómez Ocre. c) Domo Central, los valores mostrados representan el porcentaje en volumen.

Pómez Multicapas

Los productos piroclásticos del depósito de caída Pómez Multicapas (PM-1501) son de composición riolítica, presentan una textura hipocristalina, inequigranular, porfídica, con un contenido de cristales que varía de fenocristales a microcristales. Los fenocristales se encuentran representados por cuarzo (10-15 vol.%), sanidino (3- 7 vol.%) y plagioclasa (3- 6 vol.%),) (Fig. 4.14 a), dichos fenocristales se encuentran embebidos en una matriz vítrea fluidal y vesicular (Fig. 4.13), representada por vidrio (37- 48 vol.%) y vesículas (24- 46 vol.%) (Fig. 4.13 a). En algunos casos también se aprecian microlitos en la

matriz (Fig. 4.16 b). En estas muestras también se observaron microfenocristales de biotita (>1- 2 vol.%) (Fig. 4.14 a), óxidos de Fe-Ti (>1 vol.%), anfíbol y piroxeno (>1 vol.%),) (Fig. 4.14 a).

El cuarzo representa el fenocristal más abundante en los productos piroclásticos de la MP-1501. Los cristales presentan generalmente formas subhedrales a anhedrales (Fig. 4.15 a, b, d) (Fig. 4.16 a, b. Fig. 4.17 a, c, e, f). Así mismo presentan bordes de reabsorción (Fig. 4.15 a, b, d) y centros corroídos (Fig. 4.17 a). De igual formas algunos de ellos se encuentran rodeados por una corona de microlitos, probablemente de plagioclasa (Fig. 4.17 e), así como inclusiones de vidrio (Fig. 4.15 d).

La plagioclasa se encuentra representada principalmente como microfenocristal y fenocristal (Fig. 15 a, b. Fig. 4.7 a. Fig. 4.17 a, b, d), aunque también se encuentra como microlito en la matriz y en las coronas de reacción (Fig. 4.16 b. Fig. 4.17 e). La mayoría de estos cristales presentan un maclado polisintético (Fig. 4.15 a e. Fig. 4.17 b) y en algunos se aprecia zoneamiento (Fig. 4.17 d). De igual forma algunos cristales de plagioclasa presentan inclusiones de vidrio y circón (Fig. 4.15 b; Fig. 4.16 a).

Los cristales de sanidino presentan formas subhedrales, principalmente como fenocristal (predominante) y microfenocristal (Fig. 4.16 a, b. Fig. 4.17 a, d). Estos se observan con bordes de reabsorción y formando aglomerados junto con fenocristales de cuarzo y plagioclasa (Fig. 4.17 a, d), así como un maclado tipo carlsbad (Fig. 4.15 a, b. Fig. 4.17 b)

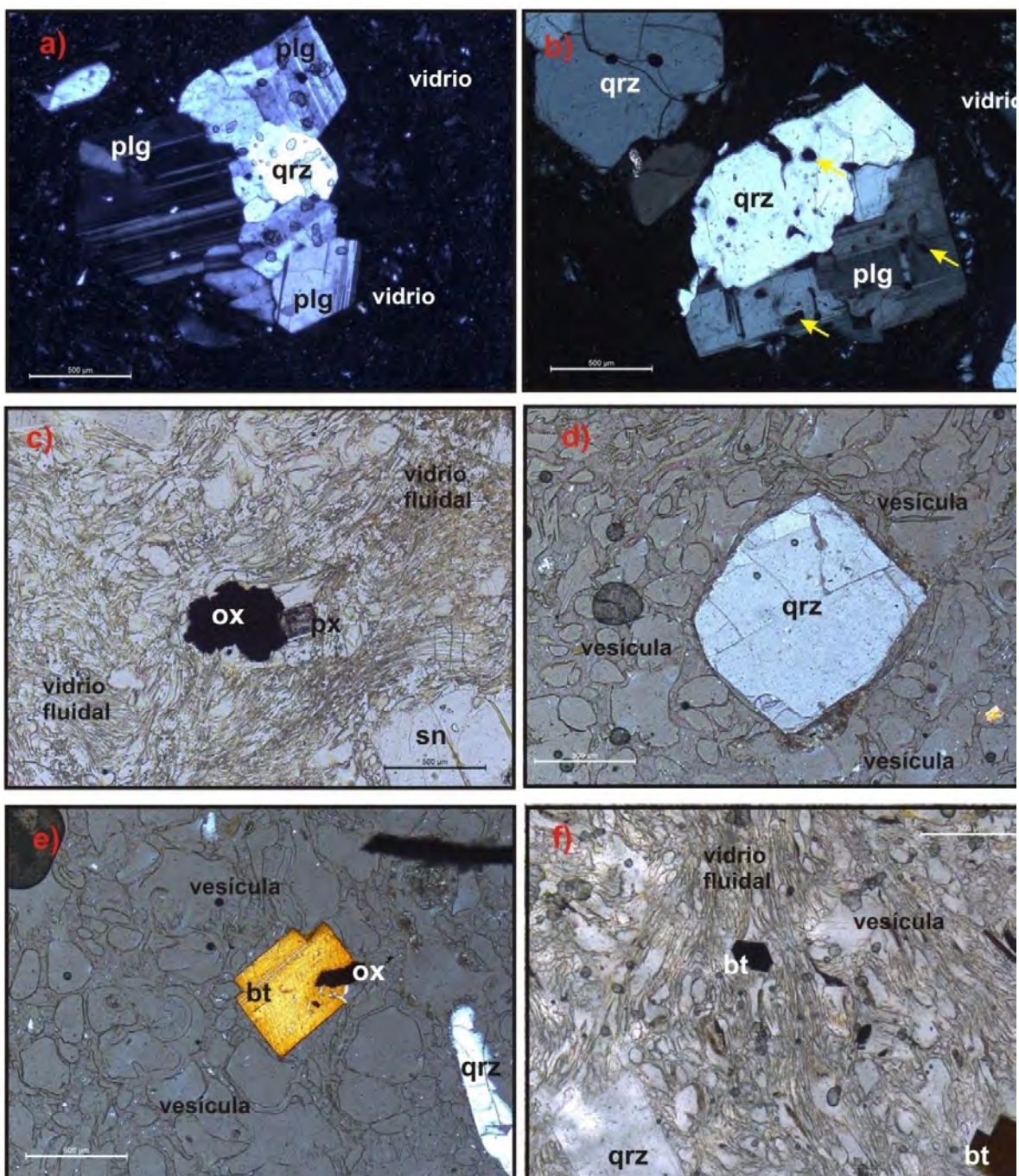


Figura 4.15. Fotomicrografía de los depósitos de caída Pómez Multicapas. (a, b, c), tomadas en nicoles cruzados y (c, d, f) en luz paralela. (a, c) cristales de sanidino y plagioclasa y cuarzo aglomerados, inmersos en una matriz de vidrio. e) se aprecia la matriz con vesículas redondeadas, así como cristales de biotita euhedral. f) se aprecia en la matriz la textura fluidal del vidrio y vesículas de diferentes formas. sn: sanidino, plg: plagioclasa, bt: biotita, qrz: cuarzo, px: piroxeno y ox: óxido.

Los microfenocristales de biotita se encuentran en proporciones pequeñas, con formas euhedrales (Fig. 4.15 e, f) algunos de ellos se encuentran reemplazados en su totalidad por óxidos (Fig. 4.15 f), los

cuales se reconocen por la forma hexagonal típica de la biotita. Dentro de estos microfenocristales se encuentran los representados por óxidos, los cuales presentan formas anhedrales (Fig. 4.15 c, e; Fig. 4.17 b, d), estos se encuentran como inclusiones en algunos minerales o sustituyendo por completo algunas fases minerales (Fig. 4.15 f). En menor proporción tenemos a los cristales de anfíbol (Fig. 4.17 a, b, c) y los cristales de piroxeno (Fig. 4.17 c).

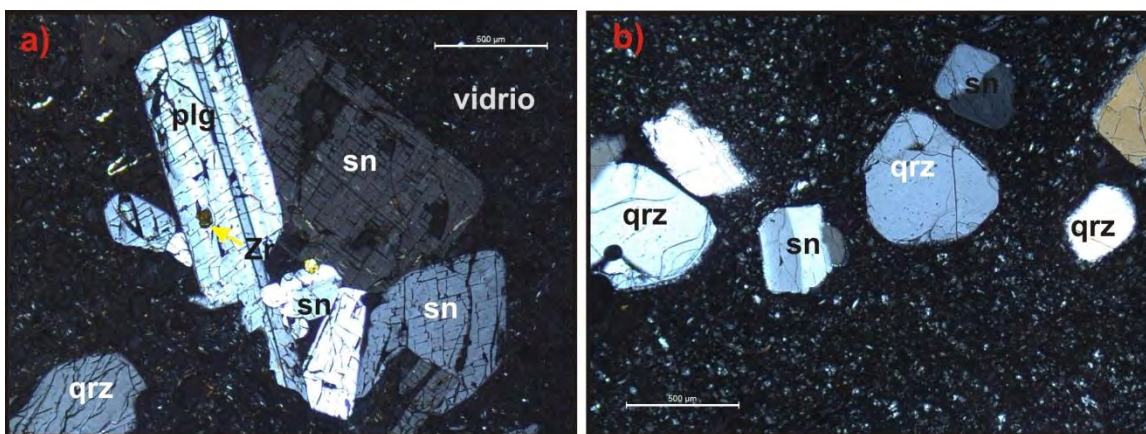


Figura 4.16. Fotomicrografía a) aglomerados de cristales de sanidino y plagioclas, este último con inclusiones de circon, inmerso en una matriz de vidrio. b) cristales subhedrales de sanidino y cuarzo inmersos en una matriz microlítica. sn: sanidino, plg: plagioclasa, qrz: cuarzo y Zr: circón.

Los cristales de anfíbol se encuentran como microcristales, con bordes corroídos y en algunos casos formando aglomerados junto con plagioclasa (Fig. 4.17 b). En esta fase son típicas las inclusiones de óxidos. Los cristales de piroxeno se encuentran como microfenocristal o microlito, con formas subhedrales asociados a cristales de anfíbol o a óxidos de Fe-Ti (Fig. 4.15 c). Como cristales accesorio se encuentran presentes cristales de circón presentes como inclusiones en plagioclasas (Fig. 4.16 a) o como cristales individuales en la matriz.

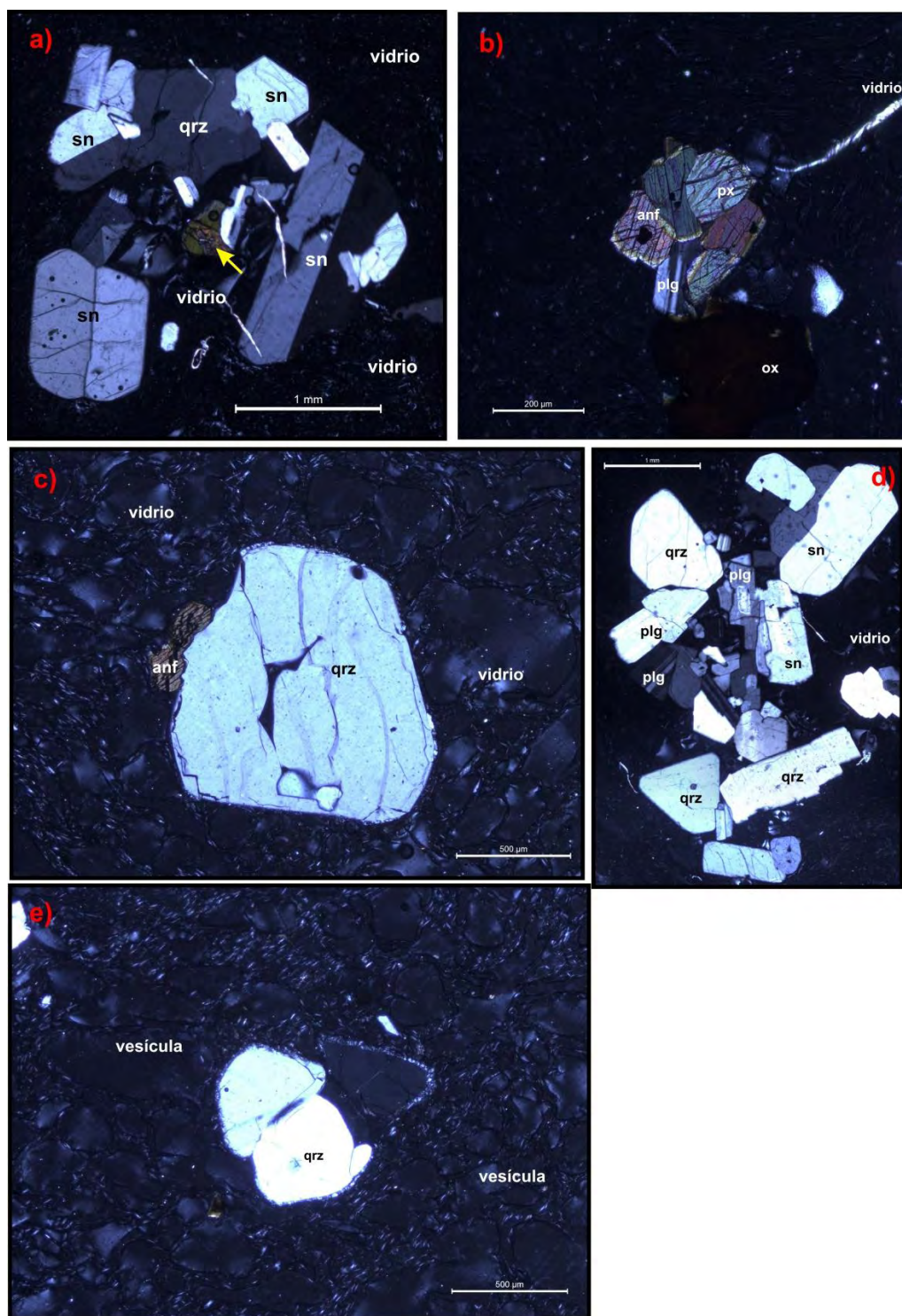


Figura 4.17. fotomicrografía de nicoles cruzados del depósito de caída Pómez Multicapas. (a y d) aglomerado de cristales conformado por sanidino, cuarzo y anfíbol. b) aglomerado de cristales de anfíbol, plagioclasa, piroxenos y óxidos. Se observan cristales de óxidos en los cristales de anfíbol. (c, e) fenocristal de cuarzo con centro corroído y bordes redondeados. e) aglomerado de cuarzo aglomerados inmersos en una matriz de vidrio.

Domo Central

Las lavas del Domo Central (DGua-1501) del volcán Guangoche son de composición riolítica, muestran una textura hipocristalina, inequigranular, porfídica, con asociaciones y porcentajes de fenocristales variables.

Los productos del Domo Central presentan un contenido mayor de matriz vítrea fluidal y vesicular (Fig. 4.18) de hasta 68 % en volumen, representada por vidrio (63 vol.%) y vesículas (5 vol.%), con desarrollo de textura perlítica (Fig. 4.18 d). De igual forma presenta un 32% en volumen de fenocristales, de cuarzo (13 vol.%), sanidino (11 vol.%), plagioclasa (7 vol.%) y biotita (1 vol.%) (Fig. 4.18 b), en menor proporción se observan microfenocristales de anfíbol (>1 vol%) y óxidos de Fe-Ti (>1 vol.%), así como cristales de circón como mineral accesorio.

El cuarzo es la fase mineral más abundante para esta muestra, se presentan principalmente como fenocristales (con un tamaño máximo de 3mm), con formas que van de anhedrales a subhedrales (Fig. 4.18 a, b, c y d), algunos de ellos con inclusiones de vidrio. Los cristales de sanidino (feldespato- K) ocupan el segundo lugar en abundancia, principalmente como fenocristales y en menor grado como microfenocristales, con formas subhedrales a anhedrales (Fig. 4.18 a, b), algunos de ellos presentan macla simple tipo carlsbad (Fig. 4.18 a) y contienen inclusiones de vidrio (Fig. 4.18 b).

Los minerales de plagioclasa se presentan principalmente como fenocristales y microfenocristales, presentan una forma subhedral, la

mayoría exhibe macla de tipo polisintética (Fig. 4.18 a, b, c), algunas de ellas con inclusiones de vidrio.

La fase mineral perteneciente a la biotita se encuentra como microfenocristal y fenocristal con tamaños de hasta 1 mm, con formas euhedrales (Fig. 4.18 c). Los bordes sin alteración de las biotitas indican que es un mineral estable y es el único mineral que se encuentra de forma euhedral. Los cristales de anfíbol se encuentran como microcristales con formas subhedrales y anhedrales (Fig. 4.18 c, e), con centros y bordes corroídos. La fase mineral con menor abundancia son los óxidos de Fe-Ti, representados principalmente como microfenocristales con formas anhedrales. Como mineral accesorio se encuentran microfenocristales y microlitos de circón, los cuales presentan formas euhedrales (Fig. 4.18 d), observados principalmente en las texturas perlíticas.

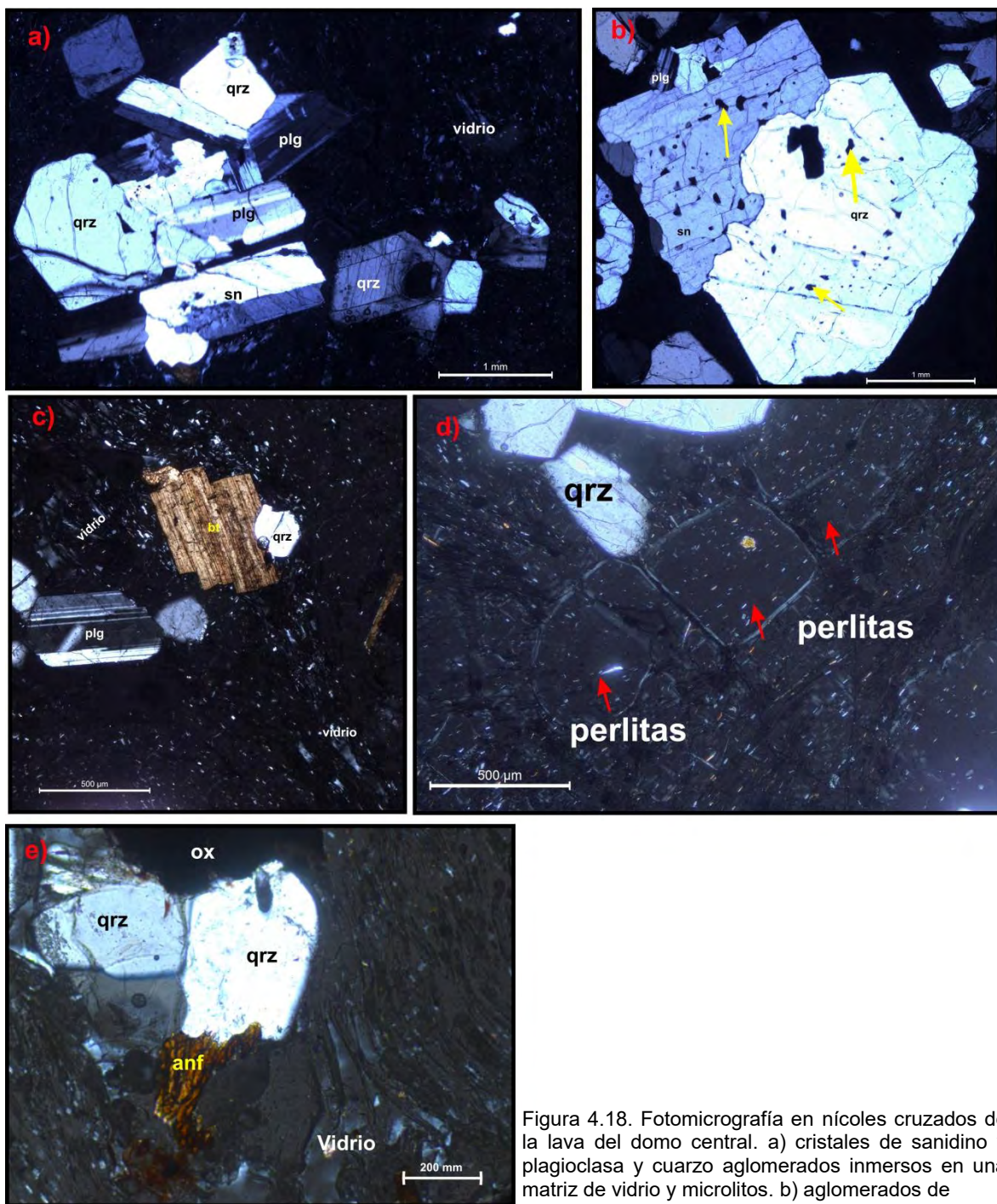


Figura 4.18. Fotomicrografía en nícoles cruzados de la lava del domo central. a) cristales de sanidino y plagioclasa y cuarzo aglomerados inmersos en una matriz de vidrio y microlitos. b) aglomerados de cuarzo, sanidino, y plagioclasa, con la presencia de inclusiones de vidrio (señalado con flechas). c) cristales de plagioclasa con macla polisintética, cuarzo y biotita inmersos en una matriz de vidrio y microlitos. d) se aprecia en la matriz rasgos de desvitrificación (perlitas). e) se aprecia la textura fluidal del vidrio en la matriz. sn: sanidino, plg: plagioclasa, bt: biotita, qrz: cuarzo, anf: anfíbol, ox: óxido.

4.3 Análisis sedimentológico

Se recolectaron diez muestras para llevar a cabo el análisis sedimentológico de los depósitos de la Pómez Multicapas (MP-1501) y la Pómez Ocre (OS-1502). De dichas muestras siete corresponden a los diferentes horizontes de la Pómez Multicapas y tres a la Pómez Ocre. Con la finalidad de precisar los cambios verticales de cada horizonte, se realizó un muestreo en las secciones estratigráficas más completas de ambos depósitos, ubicados a 2.7 km (MP-1501) al SE y 1.59 km (OS-1502) al NE del cráter del volcán (Fig. 1.2). Para dichos análisis se utilizaron mallas con espaciamiento a cada 1ϕ desde -4ϕ hasta 4ϕ , el peso fue normalizado al 100%. Los datos obtenidos fueron graficados en el diagrama de selección ($\sigma\phi$) vs el diámetro mediano ($Md\phi$) (Fig. 4.21) y en histogramas de frecuencia y de frecuencia acumulativa (Fig. 4.19 a y b), con los cuales fue posible determinar los parámetros estadísticos media ($Md\phi$), desviación estándar ($\sigma\phi$) y sesgo ($\alpha\phi$) (Tabla 4.3) propuestos por Inman (1952).

Geoméricamente, la mediana ($Md\phi$) es el valor del diámetro de la ordenada que divide la curva de distribución de frecuencias en dos áreas iguales, mientras que la media ($M\phi$) aritmética es el valor del diámetro del centro de gravedad de la distribución de frecuencias y $\alpha\phi$ corresponde al sesgo (Inman, 1952).

Tabla 4.3. Parámetros sedimentológicos de los depósitos Pómez Multicapas (PM) y Pómez Ocre Superior (POS) del volcán Guangoche. Dichos parámetros sedimentológicos diámetro mediano de grano ($Md\phi$), grado de selección ($\sigma\phi$) (Blott y Pye, 2001) y sesgo ($\alpha\phi$) fueron obtenidos según Inman (1952).

Depósito	Clave de la muestra	$Md\phi$	$\sigma\phi$	$\alpha\phi$	Moda
Pómez Multicapas (base del depósito)	MP-1501 A	0.1	0.95	0.05	0 y 1
Pómez Multicapas	MP-1501 B1	-0.55	0.95	0	0
Pómez Multicapas	MP-1501 B2	-0.3	0.98	0.03	0
Pómez Multicapas	MP-1501 C1	-0.15	1.1	-0.09	1
Pómez Multicapas	MP-1501 C2	-0.35	1.8	-0.03	1
Pómez Multicapas	MP-1501 D	-0.55	1.18	-0.02	0
Pómez Multicapas (sima del depósito)	MP-1501 E	-0.15	1.2	-0.02	0 y 1
Pómez Ocre Superior (sima del depósito)	OS-1502 A	-0.4	1.35	0.04	0 y 1
Pómez Ocre Superior	OS-1502 B	-0.15	1.43	0.02	0 y 1
Pómez Ocre Superior	OS-1502 C	-0.05	1.6	0.25	0

De esta manera los cálculos de la media, mediana y desviación estándar quedan expresados en las ecuaciones 4.1, 4.2 y 4.3, donde ϕ se le denomina percentil, el cual corresponde a la frecuencia acumulativa o porcentaje de peso acumulativo (eje Y de la Fig. 4.21 a y b).

$$\text{Media (M}\phi\text{)} = \frac{\phi_{16} + \phi_{84}}{2} \quad \text{Ecuación 4.1}$$

$$\text{Mediana (Md}\phi\text{)} = \phi_{50} \quad \text{Ecuación 4.2}$$

$$\text{Desviación estándar (}\sigma\phi\text{)} = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2} \quad \text{Ecuación 4.3}$$

Pómez Multicapas (Fig. 4.20 a)

Nivel inferior (MP-1501-A, MP-1501-B1, MP-1501B2)

Para este nivel que a nivel de afloramiento presenta una gradación normal a presenta una distribución simétrica, unimodal, con moda entre 0 y 1 phi (Fig. 4.19 a), con un empobrecimiento de partículas en

la fracción -3 y 4 phi, con un diámetro mediano ($Md\phi$) entre 0.95 y 0.98 y un grado de selección bueno ($\sigma\phi$) entre 0.1 y -0.55. Al comparar resultados se observa una gradación normal debido a la variación en el diámetro mediano.

Nivel intermedio (MP-1501- C1 y MP-1501-C2)

En el afloramiento este horizonte presenta una gradación simétrica. Las curvas de frecuencia se comportan de forma unimodal, con moda en 1 phi (Fig. 4.19 a), dicha curva presenta un diámetro mediano ($Md\phi$) entre -0.15 y -0.35, con un pobre grado de selección ($\sigma\phi$) entre 1.1 y 1.8. En este nivel se observa un rango más grande de partículas gruesas (MP-1501-C2), de igual forma se aprecia que en la base de este nivel ocurre una variación en el tamaño de las partículas a diferencia de la parte superior de este nivel partículas (Fig. 4.1 a).

Nivel superior (MP-1501 D, MP-1501-E)

Este horizonte de caída presenta una gradación inversa a normal a nivel de afloramiento, mientras que la curva de frecuencia en este horizonte es unimodal, con moda en 0 y 1 phi (Fig. 4.19 a) con un empobrecimiento de partículas en -3 y 4 phi (Fig. 4.19 a), con un diámetro mediano ($Md\phi$) entre -0.55 y -0.15, con un pobre grado de selección de ($\sigma\phi$) entre 1.18 y 1.2.

Comparando los tres niveles (superior, medio e inferior) se observa un enriquecimiento de partículas gruesas hacia la parte media del afloramiento, y un empobrecimiento de estas hacia la parte inferior y superior del mismo.

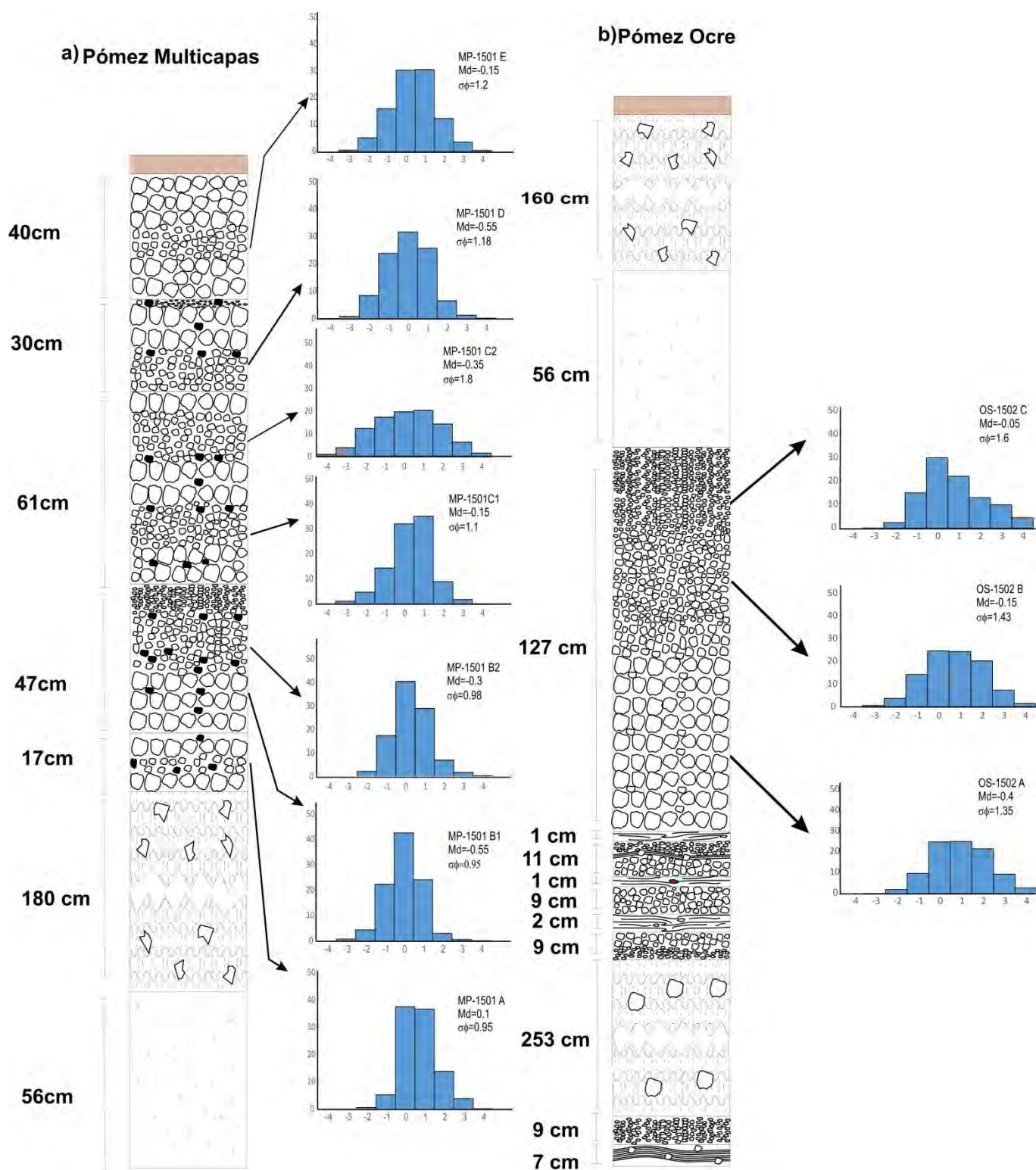


Figura 4.19. Histogramas de frecuencia del tamaño de grano de 10 muestras pertenecientes a los depósitos MP (Pómez Multicapas) y POS (Pómez Ocre Superior), colectadas en los afloramientos 1 y 3 localizados a 2.7 km y 1.59 km respectivamente, al suroeste del volcán Guangoche (ver mapa de ubicación de afloramientos, Fig. 1.2). De igual forma se incluyen los parámetros estadísticos de diámetro mediano de grano ($Md\Phi$) y grado de selección ($\sigma\Phi$).

Pómez Ocre (Fig. 4.19 b)

OS-1502A (nivel inferior)

Para este horizonte que a nivel de afloramiento presenta una gradación normal, la curva de frecuencia de la parte inferior es unimodal, con moda en 0.5 phi (Fig. 4.19), con comportamiento semilineal y un enriquecimiento de partículas hacia las partes finas de 3ϕ (Fig. 19 b), con un diámetro mediano de $Md\phi=0.4$ y un pobre grado de selección de $\sigma\phi=1.35$.

OS-1502B (nivel intermedio)

Este horizonte presenta a nivel de afloramiento una gradación normal, mientras que la curva de frecuencia presenta una tendencia modal, entre 0 y 1 (Fig. 4.19), con un comportamiento semilineal y un enriquecimiento en partículas finas en 3ϕ (Fig. 4.19 b), con un diámetro mediano de $Md\phi=0.15$ y un pobre grado de selección de $\sigma\phi=1.43$.

OS-1502 C (nivel superior)

En el afloramiento este horizonte presenta una gradación normal, y la curva de frecuencia presenta una tendencia unimodal, con moda en 0 phi (Fig. 4.19), con un ligero enriquecimiento de partículas medias en 0ϕ (Fig. 4.19 b), un diámetro mediano de $Md\phi=0.05$ y un pobre grado de selección de $\sigma\phi=1.6$.

Se construyeron gráficas de frecuencia acumulativa (Fig. 4.20) en las cuales se emplearon los análisis reportados en la tabla 4.3,

correspondientes a los depósitos PM-1501 y OS-1502 a 2.7 y 1.59 km de la fuente (volcán Guangoche) respectivamente.

Pómez Multicapas (Fig. 4.20 a)

Las curvas de frecuencia acumulativa correspondientes al depósito de caída PM-1501 (Fig. 4.20 a) de manera general muestran entre una y dos pendientes definidas, con tendencias semilineales y un enriquecimiento en partículas finas, con un ligero abombamiento positivo en la parte media hacia 1ϕ para las muestras MP-1501-B (1, 2) y MP-1501-C (1, 2), mientras que la muestra MP-1501-A presenta dicho abombamiento en las partes finas en 3ϕ (Fig. 4.20 a).

Pómez Ocre (Fig. 4.21 b)

El conjunto de curvas de frecuencia acumulativa del depósito de caída Pómez Ocre presentan pendiente definida (Fig. 4.20 b), con un incremento hacia las partículas finas. Las curvas OS-1502A y OS-1502B presentan un ligero enriquecimiento de partículas finas en 3ϕ , mientras que la curva OS-1502C presenta un ligero enriquecimiento en partículas medias en 1 y 0ϕ (Fig. 4.20 b).

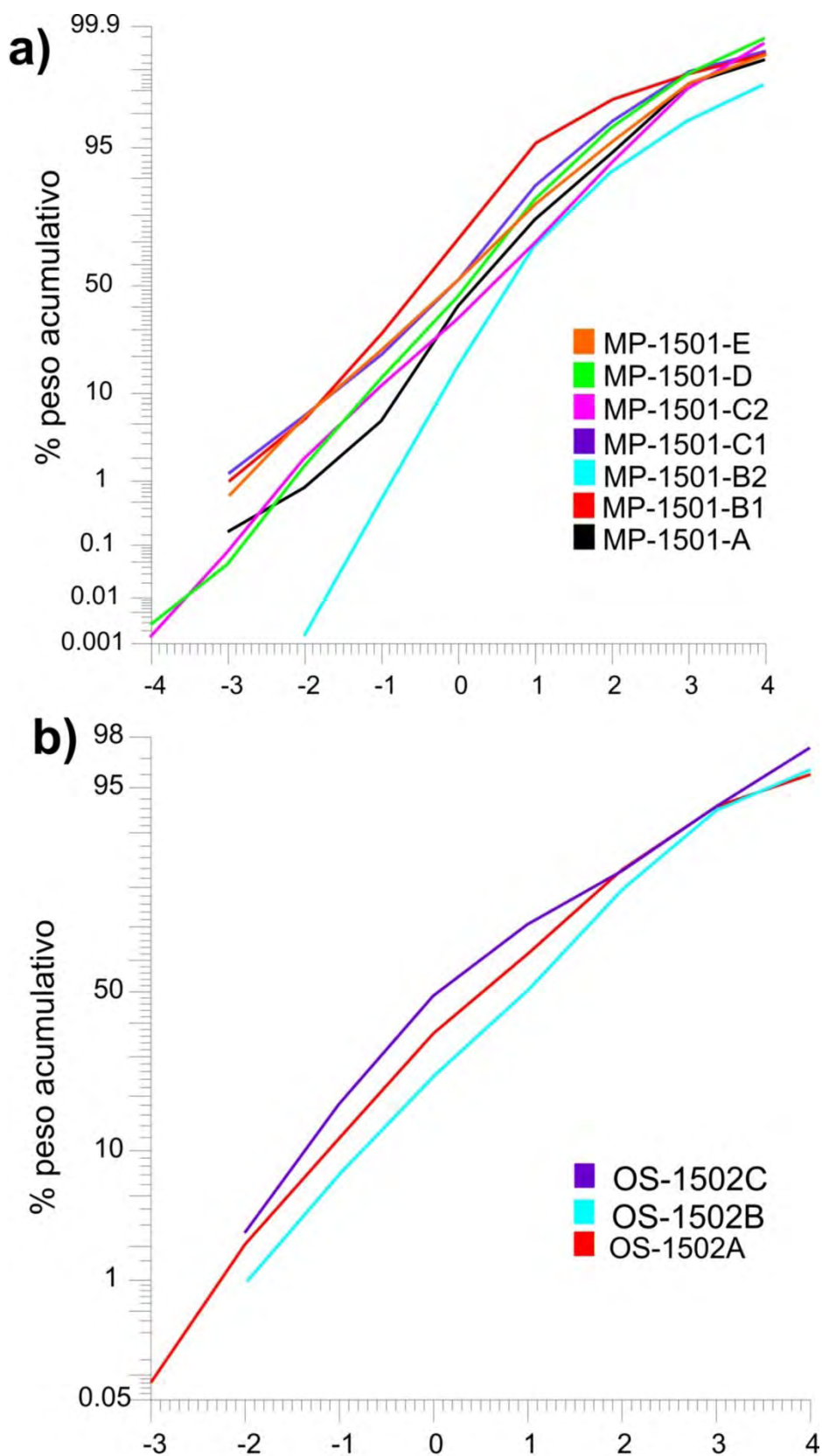


Figura 4.20. Curvas de frecuencia acumulativa de 10 secciones representativas, a) 7 correspondientes a la Pómez Multicapas ubicado a 2.7 km de la fuente y b) 3 a la Pómez Ocre ubicado a 1.59 km de la fuente.

En las gráficas de $\sigma\phi$ vs $Md\phi$ se pueden apreciar los diferentes campos característicos de flujos y caídas según Walker (1971). Las muestras que corresponden a caídas de pómez abarcan un intervalo de $Md\phi$ que va desde -5 hasta 3, así como un intervalo de selección de $\sigma\phi$ de 0.5ϕ hasta 2.5ϕ . Mientras que los depósitos de flujo abarcan intervalos de $Md\phi$ de -3ϕ hasta 5ϕ y un $\sigma\phi$ de 1.5ϕ hasta 4.8ϕ (Fig. 4.21). Los valores de $\sigma\phi$ para ambas muestras fluctúan en un rango de 1 y 2, mientras que los valores de $Md\phi$ para ambas muestras se encuentran en un rango de -1ϕ a 1ϕ , es decir caen dentro del campo de los depósitos de caída propuesto por Walker (1971).

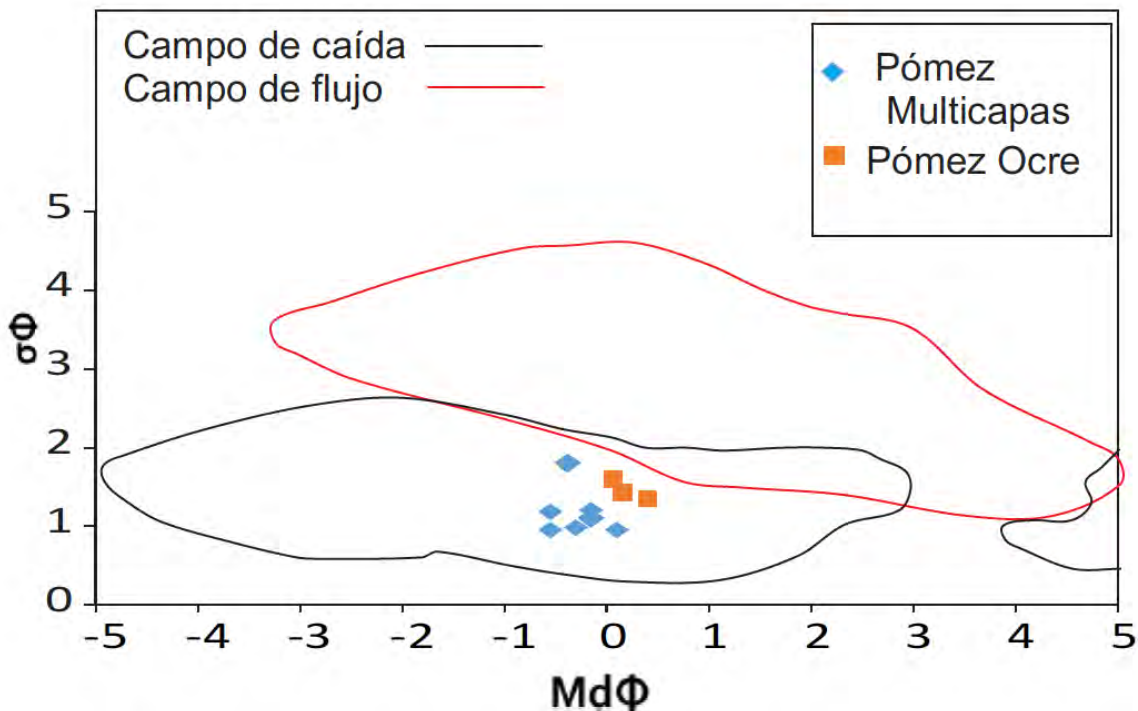


Figura 4.21. Diagrama de diámetro mediano ($Md\phi$) vs grado de selección ($\sigma\phi$) para depósitos de caída y depósitos de flujo piroclástico utilizando los datos de la Pómez Multicapas (MP) y Pómez Ocre Superior (POS) (modificado de Walker, 1971).

4.4 Geocronología de U-Th en circones

Para este análisis a cada uno de los circones se realizó el cálculo de edades, siguiendo el método de Boehnke et al. (2016), en el cual se calcula las concentraciones de actividades de U^{338}/Th^{232} y Th^{230}/Th^{232} presentes en el magma partir del cual cristalizó cada circón, junto con su incertidumbre. A partir de esto se estiman las edades-modelo para cada cristal de circón. Una vez que los cristales de circón son medidos se obtiene un perfil de ablación, dicho perfil es usado para realizar la interpretación de los datos (Bernal et al., 2014). El modelo del cálculo de la edad e incertidumbre del circón más joven es al que se le asigna como el más cercano a la edad de la erupción, tomando en cuenta que se traten de circones crecieron en equilibrio con el magma (Boehnke et al. 2016). Los cálculos propios de cada edad fue realizado utilizando el programa Isoplot 3.75 (Ludwig, 2012).

Los cristales de circón presentes en las cuatro muestras exhiben formas subhedrales y euhedrales (Fig. 4.22), translúcidos, a excepción de algunos cristales del Domo central, los cuales presentan una coloración rosa claro y en algunos casos con inclusiones o cubiertos de vidrio (Fig. 4.22).

Se realizó el análisis de al menos 35 cristales por muestra, tomando en cuenta los siguientes criterios: las formas euhedrales, aquellos que no presentan zoneamiento o inclusiones y seleccionando principalmente los bordes.

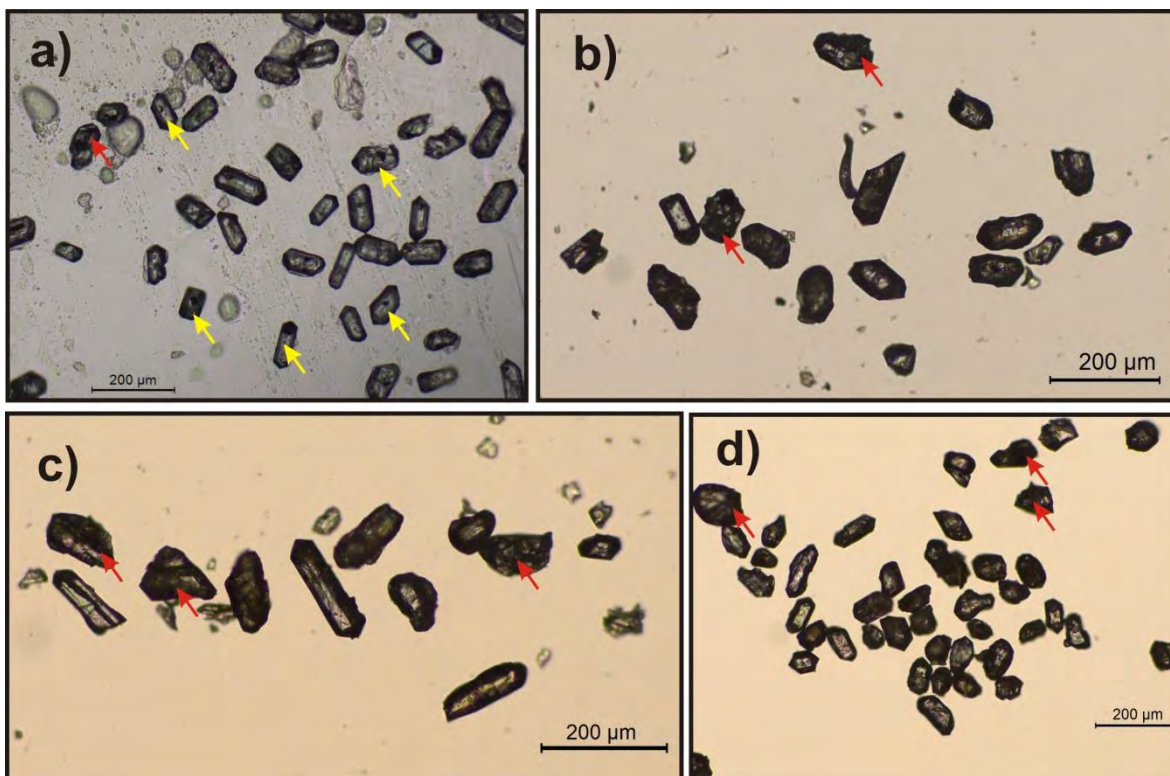


Figura 4.22. Fotomicrografías de cristales de circón, donde se aprecian las formas subhedrales y euhedrales, así como las inclusiones de vidrio (señaladas con flechas amarillas) y algunos de los cristales recubiertos por vidrio (señalados con flechas rojas). Las muestras corresponden a: a) Pómez Blanca, b) Pómez Ocre, c) Pómez Multicapas y d) Domo central del volcán Guangoche.

Debido a que se busca saber la edad de la erupción, se seleccionó el borde y no el centro del cristal. Los circones son cristales los cuales resisten a altas temperaturas y presiones, por lo que al fechar el centro del cristal se podría obtener la edad errónea a la finalidad de este trabajo, por lo que se obtendría la edad en que comenzó a cristalizar el circón, y debido a que estos cristales se encuentran dentro de minerales con coronas de reacción, podría indicarnos que se trata de antecristales y no xenocristales, indicando que dicho cristal no creció en condiciones de equilibrio con el magma perteneciente a cada depósito, por lo que al fechar el borde del circón se tiene más probabilidad de obtener la edad del último evento eruptivo. Para dicha medición se utilizaron los siguientes dos materiales de referencia, los cuales se sabe que están en equilibrio secular (circón 91500 con una

edad U / Pb = 1065 +/- 0,6 años, y el estándar interno del laboratorio, circón Panchita, con una edad U / Pb = 959 +/- 1,4 Ma), midiéndose la relación de actividades U^{338}/Th^{232} y Th^{230}/Th^{232} (Tabla 4.4). El análisis se realizó calculando la composición U/Th y Th^{230}/Th^{232} del magma del cual cristalizó cada grano de circón analizado. Los resultados isotópicos del sistema U-Th se presentan en histogramas donde se grafica la edad (ka = miles de años) vs el número de circón (Fig. 4.23), así como diagramas de probabilidad acumulada (Th-U edad modelo (ka) vs número de circón) (Fig. 4.24).

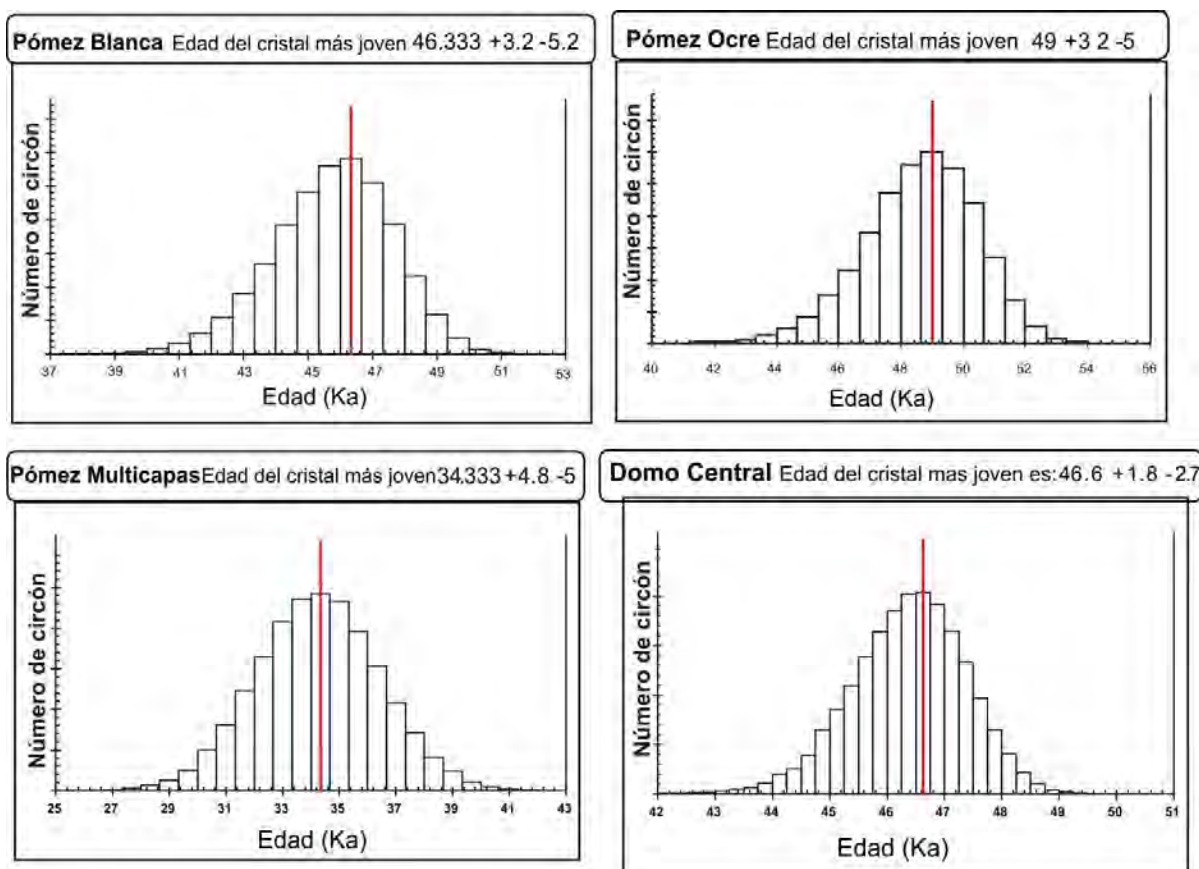


Figura 4.23. Histogramas de edad (ka) vs el número de circones, para los productos piroclásticos (Pómez Blanca, Pómez Ocre y Pómez Multicapas) y una lava (Domo central) del volcán Guangoche. La línea roja representa la moda así como la edad obtenida para depósito.

Los histogramas presentan una tendencia unimodal, donde la moda se encuentra representada por una línea roja, la cual indica la edad del cristal más joven en miles de años (ka), la cual podría indicar la edad más cercana a la edad de la erupción (Fig. 4.24). Tomando en cuenta que las concentraciones de actividades de U^{338}/Th^{232} y Th^{230}/Th^{232} no representan precisamente la edad propia de cada erupción (Boehnke et al, 2016).

Los diagramas de probabilidad acumulada (Th-U edad modelo (ka) vs número de circón) se encuentran representados en la figura 4.24, donde se observa una correlación lineal positiva con un pequeño quiebre en aproximadamente 100 ka, donde se observa un incremento en la pendiente, para las gráficas de los depósitos de la Pómez Ocre, Pómez Multicapas y Domo central, esto no se aprecia en el depósito de la Pómez Blanca debido a que el rango de edad que arrojaron sus circones es menor. Dicho quiebre se encuentra marcado por un círculo rojo (Fig. 4.24), con un intervalo entre 100 y 250 ka, el rango de edades podrían representar la edad más antigua del volcán, es decir los primeros cristales de circón que se formaron en el sistema magmático del Guangoche.

Análisis de Resultados

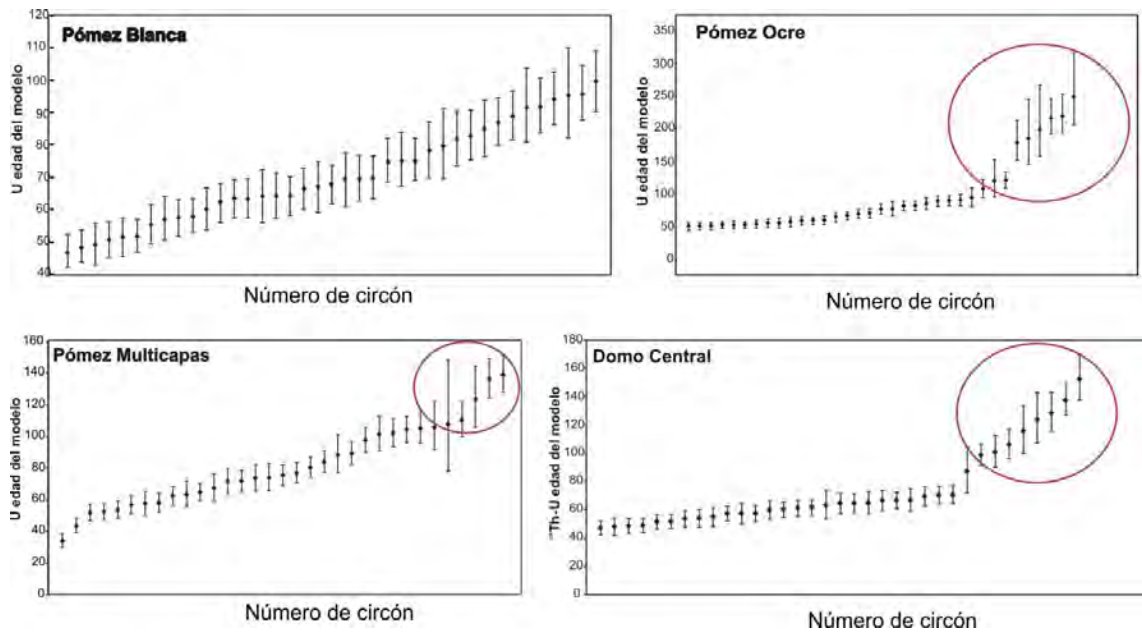


Figura 4.24. Diagrama de probabilidad acumulada para los productos piroclásticos (Pómez Blanca, Pómez Ocre y Pómez Multicapas) y una lava (Domo central) del volcán Guangoche. En éstos se observa una correlación lineal positiva, círculo rojo representa la edad aproximada del volcán.

Análisis de Resultados

Tabla 4.4 Datos de la relación de actividades U^{238}/Th^{232} y Th^{230}/Th^{232} y edad en ka (miles de años) del Domo Central (DGUA), Pómez Multicapas (MP), Pómez Ocre (OS) y Pómez Blanca (Pb) del volcán Guangoche.

	$\frac{U^{238}}{Th^{232}}$	\pm	$\frac{Th^{230}}{Th^{232}}$	\pm	Edad (Ka)	+	-
Domo Central							
DGUA_1	7,27	0,39	3,79	0,18	63,09	10,66	9,71
DGUA_2	6,69	0,04	3,29	0,08	57,26	5,91	5,60
DGUA_3	5,14	0,16	3,61	0,15	115,86	18,29	15,66
DGUA_4	6,89	0,06	3,69	0,16	66,58	8,30	7,71
DGUA_6	7,82	0,15	3,62	0,06	51,32	5,49	5,23
DGUA_7	6,63	0,09	3,66	0,06	70,65	6,60	6,22
DGUA_8	5,97	0,15	3,19	0,09	66,44	7,27	6,81
DGUA_9	7,69	0,15	3,66	0,08	53,54	6,04	5,73
DGUA_10	8,64	0,12	4,36	0,16	59,69	6,97	6,55
DGUA_11	10,24	0,07	7,76	0,07	137,83	11,78	10,63
DGUA_12	8,18	0,17	3,69	0,07	48,81	5,41	5,15
DGUA_13	9,33	0,15	5,13	0,07	70,33	6,35	6,00
DGUA_14	8,69	0,06	5,69	0,08	98,68	8,05	7,50
DGUA_16	7,12	0,22	3,50	0,14	57,23	7,61	7,11
DGUA_18	7,00	0,23	3,37	0,10	54,84	7,08	6,65
DGUA_19	4,96	0,33	3,04	0,15	87,17	17,55	15,12
DGUA_20	6,16	0,05	4,16	0,11	106,36	10,98	9,97
DGUA_21	8,01	0,32	4,20	0,11	64,73	8,40	7,80
DGUA_22	7,81	0,11	4,00	0,08	61,21	5,92	5,62
DGUA_23	6,98	0,02	3,58	0,05	61,55	5,74	5,45
DGUA_24	5,97	0,10	4,71	0,10	152,86	17,39	15,00
DGUA_25	4,98	0,11	3,66	0,10	128,77	14,70	12,95
DGUA_27	6,20	0,12	3,26	0,07	64,52	6,77	6,38
DGUA_28	6,84	0,10	3,46	0,04	60,02	5,68	5,40
DGUA_30	6,20	0,02	3,31	0,04	66,50	5,80	5,51
DGUA_33	8,44	0,10	4,61	0,10	69,21	6,89	6,48
DGUA_34	3,91	0,11	2,58	0,07	101,09	11,57	10,46
Pómez Multicapas							
MP_1501_16	4,01	0,14	2,275	0,059	74,22	8,94	8,27
MP_1501_10	5,62	0,19	2,92	0,1	63,60	8,31	7,72
MP_1501_33	7,80	0,11	3,659	0,048	52,24	5,38	5,13
MP_1501_1	7,87	0,045	3,713	0,041	52,63	5,19	4,95
MP_1501_25	6,82	0,12	3,38	0,16	57,69	7,87	7,34
MP_1501_2	7,39	0,32	4,56	0,17	88,49	12,70	11,38
MP_1501_3	7,70	0,051	4,06	0,045	65,04	5,52	5,25
MP_1501_4	3,03	0,095	3,04	0,1			
MP_1501_5	8,39	0,04	4,81	0,08	75,62	6,67	6,29
MP_1501_6	7,95	0,04	4,59	0,06	76,92	6,69	6,30
MP_1501_7	6,12	0,12	4,13	0,07	105,50	10,38	9,48
MP_1501_9	7,77	0,06	5,87	0,09	136,44	13,08	11,68
MP_1501_11	5,34	0,16	2,97	0,09	71,79	8,43	7,83
MP_1501_13	9,19	0,14	4,52	0,08	57,01	5,94	5,64
MP_1501_15	5,74	0,59	3,89	0,35	107,86	40,76	29,60
MP_1501_17	4,75	0,18	3,2	0,14	105,99	16,43	14,28
MP_1501_18	7,25	0,25	3,88	0,16	67,45	9,23	8,51
MP_1501_19	8,45	0,06	5,00	0,06	80,53	6,66	6,28
MP_1501_20	7,05	0,17	3,98	0,15	73,72	9,04	8,35
MP_1501_21	9,48	0,07	7,23	0,11	139,36	12,27	11,03
MP_1501_22	5,06	0,1	3,49	0,08	110,72	11,59	10,47
MP_1501_23	8,03	0,11	5,35	0,08	102,30	9,29	8,56
MP_1501_24	8,21	0,03	4,96	0,06	84,27	6,95	6,54
MP_1501_26	8,04	0,06	5,01	0,05	89,57	7,44	6,96
MP_1501_27	6,43	0,063	4,18	0,04	97,88	8,06	7,51
MP_1501_28	7,36	0,10	3,80	0,09	62,55	6,11	5,78
MP_1501_29	5,39	0,14	3,58	0,09	101,71	11,26	10,21
MP_1501_31	8,64	0,07	5,80	0,08	104,41	8,72	8,08
MP_1501_32	6,90	0,05	3,85	0,09	72,01	6,90	6,49
MP_1501_34	4,79	0,19	3,46	0,14	123,65	21,21	17,75
MP_1501_14	8,56	0,18	4,09	0,05	53,86	5,57	5,30
MP_1501_12	6,75	0,12	3,37	0,07	58,28	6,00	5,68
MP_1501_8	8,36	0,04	3,58	0,05	43,83	4,68	4,49
MP_1501_30	9,79	0,08	3,67	0,07	34,24	4,35	4,18

Análisis de Resultados

Continuación Tabla 4.4

	$\frac{U}{Th}$	±	$\frac{Th}{Th}$	±	Edad (Ka)	+	-
Pómez Ocre							
OS_1502_1	5,94	0,16	3,13	0,08	64,78	7,25	6,80
OS_1502_3	7,81	0,29	3,80	0,13	56,37	7,61	7,12
OS_1502_4	7,74	0,04	3,90	0,08	59,80	5,65	5,37
OS_1502_5	5,92	0,07	3,27	0,10	71,23	7,48	7,00
OS_1502_6	7,40	0,14	4,08	0,09	70,33	7,09	6,66
OS_1502_7	7,86	0,20	4,93	0,08	91,15	9,31	8,58
OS_1502_8	9,28	0,07	4,98	0,06	67,36	5,98	5,67
OS_1502_9	5,64	0,06	3,37	0,07	82,39	7,76	7,24
OS_1502_10	5,87	0,27	3,41	0,12	77,96	11,69	10,56
OS_1502_11	8,31	0,13	4,01	0,07	54,86	5,79	5,50
OS_1502_12	6,89	0,35	5,93	0,30	199,62	67,57	41,41
OS_1502_13	5,76	0,07	4,15	0,12	121,73	13,16	11,74
OS_1502_14	6,83	0,15	3,45	0,07	59,42	6,41	6,05
OS_1502_15	8,72	0,14	5,23	0,07	82,79	7,41	6,94
OS_1502_16	6,62	0,22	5,53	0,18	178,82	34,13	25,95
OS_1502_17	5,19	0,04	3,25	0,06	90,40	7,97	7,43
OS_1502_18	7,11	0,20	4,33	0,09	86,01	9,03	8,34
OS_1502_19	8,01	0,19	3,91	0,12	56,21	6,80	6,40
OS_1502_20	5,57	0,05	4,91	0,07	216,91	30,27	23,67
OS_1502_23	8,03	0,09	7,10	0,15	219,96	33,95	25,85
OS_1502_24	7,48	0,25	5,11	0,16	108,38	14,46	12,76
OS_1502_25	8,92	0,24	8,12	0,20	248,99	67,49	41,38
OS_1502_26	6,35	0,11	3,97	0,10	89,88	8,82	8,16
OS_1502_27	5,77	0,39	4,12	0,27	121,01	32,08	24,75
OS_1502_29	6,43	0,17	3,73	0,09	77,57	8,30	7,71
OS_1502_30	10,07	0,15	5,12	0,19	60,34	6,98	6,56
OS_1502_32	6,41	0,32	4,09	0,16	94,94	15,49	13,56
OS_1502_33	8,81	0,46	7,43	0,39	185,36	59,88	38,43
OS_1502_36	7,15	0,23	3,57	0,12	58,40	7,76	7,25
Pómez Blanca							
Pb1414_6	6,87	0,04	4,22	0,07	87,03	7,03	7,52
Pb1414_7	7,22	0,24	4,20	0,08	78,47	8,27	8,95
Pb1414_8	7,48	0,13	4,10	0,10	69,96	6,37	6,76
Pb1414_9	7,39	0,24	5,88	0,17	156,77	21,06	26,13
Pb1414_10	6,08	0,08	3,62	0,11	81,80	8,17	8,83
Pb1414_11	6,78	0,05	4,06	0,08	82,94	7,40	7,94
Pb1414_12	9,39	0,20	5,53	0,28	79,96	10,29	11,37
Pb1414_13	7,96	0,07	4,25	0,11	66,36	6,26	6,64
Pb1414_14	8,58	0,30	4,24	0,11	57,21	6,53	6,94
Pb1414_15	7,57	0,19	3,97	0,12	64,21	6,82	7,28
Pb1414_16	8,16	0,05	3,69	0,06	48,76	4,81	5,03
Pb1414_17	7,78	0,28	3,53	0,11	49,31	6,30	6,69
Pb1414_18	6,71	0,09	2,98	0,07	47,19	4,97	5,21
Pb1414_19	6,80	0,08	3,67	0,06	67,64	5,85	6,18
Pb1414_20	6,36	0,08	3,28	0,06	62,11	5,84	6,17
Pb1414_21	6,31	0,10	4,04	0,06	94,25	7,91	8,53
Pb1414_22	7,00	0,08	3,66	0,05	64,21	5,79	6,12
Pb1414_23	8,77	0,10	4,44	0,14	60,10	6,38	6,77
Pb1414_24	8,11	0,03	4,00	0,08	57,46	5,42	5,71
Pb1414_25	7,72	0,07	3,59	0,12	51,26	5,79	6,11
Pb1414_26	6,16	0,11	4,96	0,10	162,31	16,56	19,54
Pb1414_27	7,43	0,10	4,60	0,07	88,99	7,27	7,79
Pb1414_28	7,35	0,08	3,89	0,08	95,34	13,07	14,86
Pb1414_29	7,34	0,07	3,87	0,08	63,44	5,80	6,13
Pb1414_30	7,34	0,07	3,85	0,07	66,88	7,62	8,19
Pb1414_31	7,33	0,07	3,83	0,07	55,40	5,91	6,25
Pb1414_32	7,33	0,06	3,81	0,07	95,96	8,17	8,83
Pb1414_33	7,33	0,06	3,79	0,07	91,80	10,77	11,96
Pb1414_34	7,32	0,06	3,78	0,07	50,74	5,34	5,61
Pb1414_35	7,32	0,05	3,76	0,06	92,02	8,20	8,86
Pb1414_36	7,31	0,05	3,74	0,06	51,91	5,02	5,26
Pb1414_37	7,31	0,04	3,72	0,06	68,98	8,13	8,78
Pb1414_38	7,31	0,04	3,70	0,06	64,03	7,77	8,36
Pb1414_39	7,30	0,04	3,68	0,06	69,68	6,84	7,29
Pb1414_40	7,88	0,14	4,49	0,06	75,20	6,56	6,98

CAPITULO CINCO

5. Discusión

5.1. Historia eruptiva de los últimos 31 mil años del volcán Guangoche

La actividad volcánica explosiva del volcán Guangoche durante el Pleistoceno tardío (<31,000 años A.P.) se manifestó de manera importante, ya que se generaron al menos cuatro erupciones explosivas, que produjeron secuencias piroclásticas complejas y culminó con actividad efusiva.

La erupción de la Pómez Blanca ocurrió 29,030 +/- 160 años A. P., y consistió en una erupción pliniana compleja descrito en Rangel-Granados (2013). Este evento inició con explosiones freatomagmáticas, seguidas del establecimiento de una columna eruptiva y culminó con el colapso de dicha columna.

Posterior a un período de reposo, se edificó un domo riolítico en la cima del Guangoche, el cual fue parcialmente destruido por explosiones magmáticas dando lugar al emplazamiento de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Pradal y Robin, 1994; Rangel-Granados, 2013), seguido de otra explosión magmática que desarrolló una columna eruptiva y generó un depósito de caída de líticos juveniles vítreos (Rangel-Granados, 2013). Este evento eruptivo culminó con la destrucción total del domo riolítico generando nuevamente flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Pradal y Robin, 1994; Rangel-Granados, 2013).

5.1.1 Erupción Pómez Ocre

La actividad volcánica inició con una erupción explosiva que originó el emplazamiento de un flujo piroclástico de bloques y cenizas probablemente como resultado de la destrucción de un domo que se encontraba en el cráter del volcán, que se emplazó hacia los sectores norte y noreste, alcanzando distancias de 7 km desde la cima del volcán. Este flujo depositó dos unidades principales con una oleada piroclástica seca en la base (Fig. 4.2a). Posteriormente, debido a la interacción del magma con agua externa (acuífero), la actividad volcánica cambió a hidromagmática que generó oleadas piroclásticas húmedas (Fig. 4.2b). Subsiguientemente, se generó una columna eruptiva vertical, la cual originó un depósito de caída de 9 cm de espesor a una distancia de 2.7 km, así como un flujo piroclástico de pómez emplazado hacia el sector noroeste del volcán, que depositó 2.5 m de material piroclástico (Fig. 4.2b) (Rangel-Granados, 2013). La aportación de agua al magma ascendente probablemente fue variable, lo cual originó una intercalación entre erupciones húmedas y erupciones secas, debido a estas variaciones de agua fue que se formó la SPOI (Fig. 4.2b), constituida de la primera oleada húmeda mencionada, el FP y la intercalación de seis depósitos de oleadas húmedas con depósitos de caída de pómez y líticos accidentales de color gris oscuro y rojizos, así como cristales sueltos de cuarzo, feldespatos, anfíbol y biotita (Fig. 4.2 b).

Una vez que el aporte de agua externa culminó, la erupción prosiguió con el desarrollo de una columna eruptiva vertical no sostenida, la cual alcanzó una altura de 15.6 km (Rangel-Granados, 2013). Esta

columna eruptiva produjo un depósito de caída pseudo-estratificado de pómez (POS) con una dispersión predominantemente hacia el noroeste del volcán Guangoche, con un volumen de tefra de 0.92 km^3 (Rangel-Granados., 2013) y una duración estimada de 1-3 horas, con una tasa de emisión de $1.9 \times 10^7 \text{ kg/s}$.

A la mitad del episodio eruptivo el conducto volcánico se erosionó, lo que produjo un enriquecimiento de fragmentos líticos con alteración hidrotermal, con coloraciones rojiza y negra. La intensidad de la erupción con el paso del tiempo fue disminuyendo de manera gradual (lo que originó la gradación normal a inversa que se tiene registrada en el depósito, culminando con ceniza fina), hasta que la nube piroclástica se desvaneció por completo. Estas características sugieren que la erupción de la POS tuvo un IEV de 4 (Rangel-Granados., 2013). La edad de este evento eruptivo se desconoce, ya que el paleosuelo subyacente es muy pobre en materia orgánica y no fue posible encontrar fragmentos de troncos carbonizados en los flujos piroclásticos. Sin embargo se intentó estimar la edad con el método de U-Th en cristales de circón, los cuales arrojaron una edad mínima de cristalización de $49,000 \pm 3.2/-5$ años A. P., (Tabla 4.4), cabe señalar que la edad obtenida con este método es la edad del circón que no necesariamente corresponde con la edad de la erupción.

Finalizado el evento eruptivo correspondiente a la Secuencia Piroclástica Pómez Ocre, tuvo lugar un periodo de reposo, lo que propició la formación de un depósito de lahar, en particular se le clasificó como un depósito de flujo hiperconcentrado, el cual es una mezcla de agua y material piroclástico (Andrés de Pable, 2009). Dicho

depósito se encuentra parcialmente endurecido, con la presencia de poros, y fragmentos de pómez redondeada, de composición riolítica, del tamaño de lapilli grueso (Fig. 4.2 c).

5.1.2 Erupción Pómez Multicapas

El último evento explosivo del volcán Guangoche culminó con la erupción denominada como Pómez Multicapas (Rangel-Granados, 2013). Esta erupción al igual que la erupción de la Pómez Ocre, inició con el emplazamiento de un flujo piroclástico de bloques, ceniza y pómez (Fig. 4.3) el cual se emplazó por las laderas del volcán hacia el sector noroeste. Posterior a éste se encuentra un depósito de oleada seca con 2 cm de espesor, reconocidos en la base del flujo piroclástico que sobreyace a dicha oleada seca, por lo que se trata de una oleada de tipo ground-surge (Cas y Wright, 1988). La erupción explosiva continuó con la formación de múltiples columnas eruptivas poco sostenidas, que alcanzaron una altura promedio de 11.2 km, con un eje de dispersión principal hacia el norte (Rangel-Granados., 2013), involucrando un volumen total de 0.62 km^3 de tefra con una tasa de emisión de $5.1 \times 10^6 \text{ kg/s}$. Con base a estas características a esta erupción se le asignó un IEV de 4 (Rangel-Granados., 2013). Debido a las múltiples columnas eruptivas, se crearon depósitos de caída con múltiples estratos (Houghton et al., 2000), formando cinco horizontes (Fig. 4.3 a-e) principales de caída de pómez, constituido por una alternancia de capas con diferente granulometría y proporciones de material. Durante esta erupción el conducto volcánico fue erosionado en varias ocasiones, debido a que en los primeros tres horizontes (Fig. 4.3 a-c) se encuentra una mayor concentración de líticos

accidentales con la presencia de alteración hidrotermal con coloración roja y oscura. El evento eruptivo culminó con el horizonte “e” con pómez del tamaño de lapilli medio a grueso. Los cristales de circón de dicho depósito fueron fechados en este trabajo con el método de U/Th en circones, arrojando una edad de mínima de cristalización de $34,330 \pm 4.8/-5$ años A. P. (Tabla 4.4). Debido a las características antes mencionadas la erupción MP cae dentro del estilo eruptivo subpliniano (Rangel-Granados., 2013).

Una vez culminada las erupciones explosivas del volcán Guangoche y probablemente después de un periodo de reposo de cientos o miles de años, el volcán registró actividad efusiva, la cual generó el emplazamiento de un domo de lava de composición riolítica, generando una geoforma de cúpula, tal como se observa hoy en día el domo central del volcán Guangoche (Fig. 3.5). Los cristales de circón pertenecientes a este domo fueron fechados en este trabajo con el método de U/Th en circones, y arrojó una edad mínima de cristalización de 46,600 años A. P.

Debido a que sobreyaciendo a estas lavas no se encuentra otro tipo de depósito volcánico, se considera a este domo como el final del evento eruptivo efusivo, al igual que la culminación de los eventos eruptivos del volcán Guangoche.

5.2. Geocronología

El fechamiento isotópico por el método de U/Th en circones proporciona la edad de cristalización de éste (Bernal et al, 2014). Sin embargo, en muchos casos esta edad de cristalización puede diferir

por mucho con la edad de la erupción, dado que los tiempos de residencia de los circones es muy variable (Costa, 2008). En este trabajo se fecharon por este método los depósitos Pómez Blanca, Pómez Ocre, Pómez Multicapas y el domo central. Cabe destacar que las edades de circón representan edades de cristalización, más no es la edad del depósito o de la erupción.

Rangel-Granados (2013) fechó un fragmento de madera carbonizada del FPB, mediante el método de radiocarbono (no calibrado), obteniendo una edad de $29,030 \pm 160$ años A.P., puesto que dicho carbón fue encontrado dentro de la matriz del flujo piroclástico (Fig. 4.2b) esta edad debe corresponder a la edad de emplazamiento del flujo piroclástico, ya que este tipo de flujos viajan a velocidades altas y también a altas temperaturas y son capaces de carbonizar cualquier material orgánico que encuentren a su paso.

Por otro lado, utilizando el método de U/Th en circones, para esta misma secuencia, se obtuvo una edad de $46,330 +3.2/-5$ años (Tabla 4.4). Dado que la edad que se obtiene con este método es la edad de cristalización del circón, se aprecia una diferencia significativa entre ambos métodos, esto se debe a que el método de radiocarbono representa la edad de la erupción, ya que se formó durante el emplazamiento del flujo piroclástico, el cual carbonizó la materia orgánica que encontró a su paso, mientras que la edad U/ Th en circones, representa la edad de cristalización del circón fechado, sin embargo dicho cristal pudo haber permanecido miles de años en el reservorio magmático antes de ser expulsado por la erupción, por lo tanto pudo no estar en equilibrio con el magma que dio origen a cada

depósito. Con estos dos datos de edades por diferentes métodos, es posible estimar el tiempo de residencia del circón (Costa, 2008) en la cámara magmática del volcán Guangoche para la erupción que generó la SPB, del cual resulta una diferencia de 17, 300 años entre el método de radiocarbono y U/Th en circones. Esta cifra representa el tiempo de residencia del circón, (desde que cristalizó hasta el momento de la erupción que ocurrió hace 29,030 años).

Para los depósitos de caída POS y PM no se encontraron paleosuelos o restos de materia orgánica que permitieran fecharse por el método de radiocarbono, debido a esto se recurrió al método de U/Th en circones; obteniendo edades de mínima cristalización de 49,000 +3.2/-5 y 34,330 +4.8/-5 años A.P. respectivamente.

En orden estratigráfico la POS sobreyace a la SPB y subyace a la PM (Fig. 4.1, 4.4) y finalizando con el domo central. Tomando en cuenta el orden estratigráfico se esperaría obtener sus edades en el mismo orden, sin embargo, lo que se obtuvo fueron edades muy similares para las cuatro muestras fechadas, por lo tanto es posible que los circones analizados se hayan formado en distintos tiempos desde la formación de la cámara magmática del volcán Guangoche y que hayan sido expulsados paulatinamente por las distintas erupciones.

De igual forma se analizaron diagramas de probabilidad acumulada (Th-U edad modelo (ka) vs número de circón; Fig. 4.24), en las cuales se aprecia que una determinada población de circones caen dentro de un mismo lapso de tiempo (100-250 mil años A.P.), lo cual podría interpretarse como la edad de los primeros circones que cristalizaron en la cámara magmática del Guangoche, por lo tanto representarían la

edad máxima del volcán. De ser posible esto, entonces se puede proponer que se trata de un volcán joven el cual comenzó a crearse hace aproximadamente 250 mil años y comenzó su periodo eruptivo con erupciones efusivas, formando las lavas correspondientes al cráter en forma de herradura con una edad $\gg 31,000$ años A.P. (Rangel-Granados, 2013) y finalizó de igual forma con una erupción efusiva que dio origen a las lavas del Domo Central con una edad mucho menor a los 26,000 años.

5.3. Evolución de los magmas de la Pómez Ocre y Pómez Multicapas

La paragénesis mineralógica para los productos del volcán Guangoche (PO, PM y domo central) está conformada por fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y en menores proporciones de biotita, anfíbol y ortopiroxeno. Las muestras presentan texturas hipocristalina, inequigranular, porfídica y en el caso del domo central texturas perlíticas, con la generación de glomeropórfidos (Fig. 4.12b, 4.11f, 4.13d, 4.14a, 4.16a, 4.17a, 4.18b, 4.19a).

Los resultados analizados mediante FRX e ICP-MS indican que las rocas pertenecientes a los depósitos PO, PM y domo central, del volcán Guangoche son calci-alcalinas, con alto potasio y bajas concentraciones en Eu y Ba. Estas muestras se diferencian de otros productos dentro del Campo Volcánico de Los Azufres (riolitas y dacitas) y se pueden separar en los grupos g1 y g2 (Fig. 4.10).

Estos grupos representan dos mecanismos de formación, ambos de composición ácida. Los mecanismos principales para la generación de

magmas riolíticos son la cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico, fusión parcial de materiales antiguos de la corteza superior y asimilación cortical (Gill, 1981).

En primer lugar, ambos grupos presentan firmas de subducción, de acuerdo a las gráficas de multielementos y tierras raras, con un enriquecimiento en elementos incompatibles y empobrecimiento en compatibles (Fig. 4.10), así como las anomalías negativas de Nb, Ta, Ti y P. Sin embargo, tratándose de magmas evolucionados, es probable que éstos se hayan originado a partir de cristalización fraccionada de magmas básicos (andesíticos y andesítico-basálticos), dado que presentan correlaciones negativas en MgO, CaO, Al₂O₃, TiO₂, al menos para el grupo g2 (Fig. 4.8). Mientras que el grupo g1 no presenta un alineamiento claro con los magmas más básicos. Sin embargo si se comparan solamente las composiciones de los grupos g1 y g2, se puede apreciar una diferenciación clara en cuanto a SiO₂, Ba, Sr y Eu, por lo que se puede proponer que los magmas de g1 pudieron haberse producido a partir de g2 por el fraccionamiento de feldespatos potásicos. El feldespato potásico empleó el Ba, Eu y Sr en su red cristalina, originando un empobrecimiento de dicho elemento en el líquido residual (g1).

CAPITULO SEIS

6.1 Conclusión

El volcán Guangoche representa el magmatismo eruptivo más joven del CVLA, con al menos siete erupciones explosivas y dos efusivas. Durante los últimos dos periodos de actividad explosiva dio origen a las secuencias eruptivas Pómez Ocre (PO) y Pómez Multicapas (MP). Mientras que el periodo eruptivo del volcán Guangoche culminó con una erupción efusiva que originó al domo central Guangoche. La secuencia PO fue originada por una intercalación entre erupciones húmedas y erupciones secas, lo que originó la base de esta secuencia (POI) y culminó con una erupción sostenida la cual originó pseudo estratificación originando la sima de dicha secuencia (POS). Mientras que la secuencia MP se originó por una columna sostenida originando un depósito estratificado con al menos cinco horizontes.

Debido a que el tiempo de residencia de los cristales de circón dentro de una cámara magmática puede variar (Costa, 2008). La edad de los circones obtenida para los últimos cuatro periodos eruptivos del volcán Guangoche se encuentran variando entre 34, 330 y 49, 000 mil años, con un tiempo de residencia de 17, 300 años obtenida para la Pómez Blanca.

Dentro de los análisis realizados para las cuatro muestras (PB, PO, PM y domo central Guangoche) se obtuvo un diagrama de probabilidad acumulada (Fig. 4.25) en los cuales se muestran una población de circones los cuales caen un lapso de edades entre 100 y 250 mil años, lo que nos establecería la edad del volcán, la cual aún no ha sido establecida.

Bibliografía

- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., J., Benowitz, J.A.; Rangel, E., Escolero, O., 2013, New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.
- Aumento, F., Gutiérrez, A., 1980a. El campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México. Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 14/80: 66 p.
- Bernal, J., Beramendi, L., Lugo-Ibarra, K., Walter, L., 2010, Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, pp. 305-323.
- Bernal, J., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Ortega-Obregon, C., Mori, L., Vega-González, M., Espinosa-Arbaláez, D., 2014, In-situ $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Quaternary zircon using LA-MCICPMS, *Quaternary Geochronology*, Eds. ELSEVIER, pp.10.
- Cas, R., Wright, J., 1988, *Volcanic Successions Modern and Ancient, Ageological approach to processes products and successions*, Eds. CHAPMAN & HALL, pp. 532.
- Cashman, K., Sturtevant, B., Papale, P., Navon, O., 2000, Magmatic Fragmentation en: *Encyclopedia of Volcanoes*, Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Eds. Academic Press pp. 1417.
- Cioni, R., Marianeelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A., 2000, Plinian and Sunplinian Eruption en: *Encyclopedia of Volcanoes*, Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Eds. Academic Press pp. 1417.
- Constantin, D., 2012, *Uranium Series Disequilibrium Dating*, Faculty of Environmental Science and Engineering, pp. 34.

- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 2: 172-187.
- Dobson, P., Mahood, G.A., 1985. Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 273-287.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, México, and its relationships with regional tectonic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47: 129-148.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- Finch, R., Hanchar, J., 2006, *Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals*, pp. 25.
- Gill, J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, New York: 390 p
- Gill, R., 2010 *Igneous Rocks and Processes a practical guide*, Eds. Wiley-Blackwell pp. 542.
- 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, Tomo LVII-3*: 227-283.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías J.L., Layer W., P., Benowitz. A., J., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128-147.

- Houghton, B., Wilson, C., 2000, Pyroclastic Fall Deposits en: Encyclopedia of Volcanoes , Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Eds. Academic Press pp. 1417.
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 22: 125-145.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548
- Keith, D., Putirka, Frank, J., 2008, Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy & Geochemistry volume 69, Mineralogical Society of America Geochemical Society, Eds. Geochemical society, pp. 674.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, R., 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745-750.
- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico): Bulletin of Volcanology, 72, 817–832.
- Linares, M., Ortiz, R., Marrero, J., 2004, Riesgo Volcánico, Eds. Dirección General de Protección Civil y Emergencias, pp. 103.
- Lipman, W., 2000, Calderas en: Encyclopedia of Volcanoes, Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Eds. Academic Press pp. 1417.
- Maier, I., 2007, Técnicas de Limpieza y Análisis Superficial con Láser, Asociación Argentina de Materiales, volumen 4, pp. 4.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño, V.H., Castro, R., García-Tenorio, F., Saucedo, R., 2008. Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. Comisión Federal de Electricidad, reporte interno: 73 p.

- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072: 22 p.
- Pradal, E., Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 201-215.
- Pradal, E., Robin, C., 1985. Découverte d' une caldera majeure associée au champ géothermique de Los Azufres (Mexique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 132: 135-142.
- Peccerillo, A., Taylor, R.S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pérez, F., Rodríguez, A., 2015, How is volcanic activity measured? The Volcanic Explosivity Index, pp 9 (24-32).
- Pompa, V., 2007, Técnicas analíticas mediante U-Pb en cristales de circón. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México., pp. 99.
- Rangel-Granados E., 2013, Volcán Guangoche, Campo volcánico Los Azufres, Michoacán, México: Estratigrafía y parámetros físicos de erupciones subplinianas-plinianas del Pleistoceno Tardío. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. p. 180.
- Schmitt, A., 2011, Uranium Series Accessory Crystal Dating of Magmatic Processes, *Earth Planet.*, pp. 32.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Obenholzner, J., 1996, La destrucción de Cacaxtla y Cholula un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl, *Ciencias*, pp. 10.
- Sun, S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. En:

Saunders, A., Norry, M., (Eds.). Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313-345.

Toselli, A., 2009-2010, Elementos Básicos de Petrología ígnea, Aceñolaza, F., Eds. INSUGEO, pp. 342.

Ui, Tadahide., Shinji, T., Mitsuhiro, Y., 2000, Debris Avalanche: Encyclopedia of Volcanoes , Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Eds. Academic Press pp. 1417.

Vallande, J. W. 2000, Lahars: Encyclopedia of Volcanoes , Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Eds. Academic Press pp. 1417.

Walker, G.P.L., 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. Journal of Geology, 79: 696-714.

Wilson, M., 2007. Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach. Springer, Netherlands: 466 p.