



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Inicio de la actividad explosiva del  
volcán Pelado, Sierra Chichinautzin,  
México: cuantificación de volátiles y  
evolución magmática**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**Ingeniero Geólogo**

**P R E S E N T A**

Armando Vazquez Camargo

**DIRECTORA DE TESIS**

Dra. Marie-Noëlle Guilbaud



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

## Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México. Por ser una fuente infinita de posibilidad, de movimiento, de transformación.

A la Facultad de Ingeniería. División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Donde pude conocer, conocerme, construir y sobretodo elegir.

Al proyecto CONACyT 80221 y UNAM-DGAPA PAPIIT IN105615. Por su valioso apoyo para la realización de esta investigación.

A Julie Roberge, por la confianza y el respeto en el proceso de creación conjunta.

A Marie-Noëlle Guilbaud, por permitirme y sostener la continuidad de la investigación, con compromiso, constancia, comprensión y objetividad.

A Peter Ernst Georg Schaaf, Gilles Pierre René Levresse Tush, Enrique Alejandro González Torres y Gerardo Arrieta García, por su lectura y enriquecedora retroalimentación.

## Dedicatoria

A Irma y Mateo, por haber sido el ritmo inicial, el empuje, lo cierto y lo incierto.

A Mariana, Raquel y Alberto, por acompañarme en el constante transitar de crecer y construirnos.

A Mariana F., por nuestros encuentros llenos de amor, asombro y desencuentro, que nos acercan a lo posible.

"Por mi raza hablará el espíritu"

# ÍNDICE

Resumen .....	9
Abstract.....	10
1. Introducción .....	11
2. Volátiles.....	14
2.1 Definición y generalidades .....	14
2.2 H <sub>2</sub> O.....	15
2.3 CO <sub>2</sub> .....	16
2.4 Azufre .....	17
2.5 Cloro .....	18
3. Inclusiones de vidrio.....	19
3.1 Definición.....	19
3.2 Alcances de las inclusiones de vidrio.....	19
3.3 Tipos de inclusiones .....	20
3.4 Mecanismos de entrapamiento .....	23
3.5 Cambios en las inclusiones de vidrio después del entrapamiento.....	25
3.6 Burbujas dentro de las inclusiones de vidrio .....	25
4. Geología .....	29
4.1 La Sierra Chichinautzin (SCN) y la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM).....	29
4.2 Volcán Guespalapa.....	36
4.3 Volcán Pelado.....	38
5. Trabajos previos .....	40
5.1 Sierra Chichinautzin .....	40

5.2 Volcán Guespalapa .....	42
5.3 Volcán Pelado .....	47
6. Metodología y descripción de muestras .....	48
6.1 Trabajo de campo .....	48
6.2 Método de fechamiento por radiocarbono .....	52
6.3 Análisis granulométrico: métodos, resultados e interpretación .	59
6.4 Separación de cristales de olivino.....	62
6.5 FTIR (Fourier Transform Infrared Spectroscopy) .....	66
6.6 Microsonda Electrónica (EMPA) .....	72
6.7 Roca total .....	73
7. RESULTADOS.....	74
7.1 Elementos mayores.....	78
7.2 Volátiles (H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , S y Cl) .....	81
8. DISCUSIÓN .....	87
8.1 Evolución magmática durante una etapa inicial de la erupción del volcán Pelado.....	87
8.2 Presión y Temperatura de formación de las inclusiones de vidrio. .....	91
8.3 Petrogénesis de una etapa de la erupción del volcán Pelado ....	95
9. Conclusiones .....	98
10. Referencias.....	99
Apéndice .....	106

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1a,b,c.</b> Clasificación de inclusiones de vidrio utilizada en el presente estudio.....	22
<b>Figura 2.</b> Cristales huéspedes con inclusiones de vidrio (IV) que pasan por diferentes tasas de enfriamiento. ....	26
<b>Figura 3.</b> Esquema de la <i>trayectoria</i> presión-temperatura para una inclusión de vidrio silicatada en cuarzo. ....	27
<b>Figura 4.</b> Localización y ambiente tectónico actual del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). ....	31
<b>Figura 5.</b> Localización de los volcanes Pelado y Guespalapa en la parte central de la Sierra Chichinautzin y en el Cinturón Volcánico Mexicano.....	32
<b>Figura 6.</b> Modelado termal y estructural de la zona de subducción Meso-Americana. ....	35
<b>Figura 7.</b> Modelo digital de terreno del complejo de conos Guespalapa. ....	37
<b>Figura 8.</b> Localización del depósito de caída estudiado (CHI-01). ....	50
<b>Figura 9.</b> Fotografía del afloramiento, señalización de cada uno de los horizontes y su descripción física. ....	51
<b>Figura 10.</b> Diagrama esquemático del AMS de Arizona.....	56
<b>Figura 11.</b> Gráfico de corrección por carbono 13 en relación al Banco de Datos de Proteínas y al tipo de materia orgánica analizada.....	58
<b>Figura 12.</b> a) Tabla de Clasificación granulométrica. En verde la masa inicial, en rojo la masa final (gm). b) Tabla de clasificación granulométrica en porcentaje de masa.....	60
<b>Figura 13.</b> Histogramas de variación de granulometría en las muestras B, C y D. ....	61

<b>Figura 14.</b> Descripción gráfica de la preparación de muestras. .....	63
<b>Figura 15.</b> Etapas de preparación de los discos de olivino con inclusión de vidrio.....	64
<b>Figura 16.</b> Medición con espectroscopía infrarroja. ....	66
<b>Figura 17.</b> Picos de absorbancia del H <sub>2</sub> O y CO <sub>2</sub> . a) Pico del agua. b) Pico del dióxido de carbono. ....	71
<b>Figura 18.</b> SiO <sub>2</sub> vs (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O).....	79
<b>Figura 19.</b> Diagramas de comparación mostrando la relación entre elementos mayores seleccionados y el contenido de SiO <sub>2</sub> .....	80
<b>Figura 20.</b> Histogramas de frecuencia de valores calculados del contenido de H <sub>2</sub> O.....	81
<b>Figura 21.</b> Histogramas de Frecuencia de los valores calculados en contenido de CO <sub>2</sub> .....	82
<b>Figura 22.</b> Histogramas de frecuencia de los valores calculados en contenido de S .....	83
<b>Figura 23.</b> Histogramas de Frecuencia de los valores calculados en contenido de Cl .....	84
<b>Figura 24.</b> Comparación entre los volátiles H <sub>2</sub> O y CO <sub>2</sub> , y los elementos mayores SiO <sub>2</sub> y MgO en inclusiones cerradas.....	85
<b>Figura 25.</b> Comparación entre S y Cl y los elementos mayores SiO <sub>2</sub> y MgO para las inclusiones cerradas.....	86
<b>Figura 26.</b> Diagrama AFM para las muestras analizadas (inclusiones cerradas).....	88
<b>Figura 27.</b> Composición de las inclusiones cerradas, del vidrio de la matriz, y de la roca total de las muestras CHI-01C y D.....	89
<b>Figura 28.</b> Contenido de SiO <sub>2</sub> y MgO en las inclusiones, y CaO (wt%) y Ni (ppm) en olivinos huéspedes, vs el contenido en Fosterita de los olivinos huéspedes.....	91

**Figura 29.** Muestra la relación entre las presiones mínimas de formación de las inclusiones de vidrio y el contenido de  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  ..93

**Figura 30.** Diagramas de comparación del contenido de Cl y S con respecto a  $\text{H}_2\text{O}$ . ..... 94

**Figura 31a,b.** Diagramas  $\text{CaO}$  vs  $\text{MgO}$  (a) y  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{MgO}$  (b)..... 96

**Figura 32.** Diagramas comparando a) la temperatura vs  $\text{K}_2\text{O}$ . b) presión de saturación vs  $\text{K}_2\text{O}$ . ..... 97

## ÍNDICE DE TABLAS

**Tabla 1.** Parámetros morfológicos de los conos del complejo Guespalapa.....37

**Tabla 2.** Composición en roca total de las lavas de volcán Guespalapa .....45

**Tabla 3.** Características texturales de las inclusiones de vidrio analizadas del volcán Pelado. ....65

**Tabla 4.** Valores de elementos mayores sin correcciones (Wt%) y volátiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S y Cl) obtenidos mediante las técnicas EMPA y FTIR respectivamente. . ....77

**Tabla 5.** Valores de elementos mayores (Wt. %) y volátiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S y Cl) en las inclusiones de vidrio con corrección por efectos de post-entrapamiento del olivino y pérdida difusiva de Fe. ....76

**Tabla 6.** Composición en elementos mayores (Wt. %) de roca total y de matriz de las muestras analizadas y normalizadas al 100%. ....77



# Resumen

Los gases magmáticos como el H<sub>2</sub>O y el CO<sub>2</sub> controlan el ascenso, efervescencia, expansión, y estilo de erupción de un magma. Otros volátiles como el Cl y el S intervienen en el transporte y la precipitación de elementos de interés económico tales como Cu y Mo. En el presente estudio se utilizaron las técnicas Espectroscopia Infrarroja (FTIR) y Microsonda electrónica (EMPA) para el análisis de 22 inclusiones de vidrio contenidas en 18 cristales de olivino provenientes de dos capas diferentes de un depósito piroclástico del volcán Pelado. El Volcán Pelado es un volcán monogenético localizado en la parte central de la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) que produjo un escudo de lava coronado por un cono de escoria. El paleosuelo debajo del depósito estudiado dio una edad non-calibrada de 11,620 años Antes del Presente (A.P.), lo cual coincide con estudios previos. La composición del fundido silicatado en las inclusiones cubre el rango de andesitas basálticas a andesitas. El contenido en volátiles varía de 0.15 a 2.75 wt% en H<sub>2</sub>O y <806 ppm CO<sub>2</sub> para todas las inclusiones analizadas. También, se reportan presiones, temperaturas y profundidades mínimas de formación y se discute la evolución del magma durante el periodo inicial de la erupción.

# Abstract

Volatiles such as H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> control ascent rates, expansion, fragmentation and eruption style of a magma. Volatiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S and Cl) and major elements were measured on 18 olivine-host melt inclusions in two stratigraphic levels of pyroclastic deposits from the eruption of the Pelado monogenetic volcano, in the central part of the Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB). This work also reports radiocarbon dating results of the paleosol underneath the pyroclastic sequence that yielded an uncalibrated age of 11,620 years before present, in accord with earlier published date for the eruption. Melt inclusion compositions range from basaltic andesites to andesites and contain 0.15 - 2.75 wt% H<sub>2</sub>O and <806 ppm CO<sub>2</sub>. Minimum entrapment temperatures and pressures are also presented and all data are discussed in relation to the evolution of the magma during an initial stage of the eruption.

# 1. Introducción

Los gases magmáticos o volátiles son elementos o compuestos químicos intrínsecamente ligados a aquellos procesos que involucran la generación, el ascenso y el estilo de erupción de los magmas (Johnson et al., 2008, 2010; Roberge et al., 2009, 2015).

Las inclusiones de vidrio se definen como pequeñas partes de fundido silicatado atrapadas dentro la estructura cristalina de un mineral durante su crecimiento (Lowenstern, 1995). Debido a que los cristales son relativamente incompresibles, las inclusiones de vidrio pueden retener altas concentraciones de elementos volátiles que normalmente escapan del magma en algún punto de su evolución y transporte hacia la superficie (Lowenstern, 2003).

Los valores de concentración de volátiles en una inclusión revelan información importante en cuanto a la desgasificación del magma durante la erupción de un volcán. La desgasificación del magma o exsolución de los volátiles ocurre durante el ascenso del magma a través de la corteza terrestre (Cervantes y Wallace, 2003 a y b; Wallace, 2005). La exsolución de los volátiles durante el ascenso del magma controla que la erupción sea del tipo efusivo o explosivo (Johnson et al., 2008, 2010).

También, mediante el análisis de elementos mayores, elementos traza e isótopos radiogénicos es posible determinar la composición y el origen de los componentes de los cuales se originó el magma estudiado (Johnson et al., 2009).

El presente estudio tiene por objetivos: 1) identificar la fuente de las muestras colectadas y analizadas mediante la comparación de las posibles fuentes, volcán Guespalapa y volcán Pelado, y 2) describir y comparar composicionalmente inclusiones de vidrio dentro de cristales de olivino formados durante el ascenso del magma y su erupción en una etapa inicial de la formación del volcán monogenético Pelado, localizado en el Campo Volcánico Monogenético de la Sierra Chichinautzin (SCN) ubicado en la parte central del Cinturón Volcánico Trans Mexicano (CVTM), al sur de la Ciudad de México.

Al mismo tiempo se contribuye al entendimiento del vulcanismo de la Sierra Chichinautzin, del comportamiento cuantitativo de los gases magmáticos en procesos de subducción y al enriquecimiento de la base de datos de la Sierra Chichinautzin contribuyendo con:

1. Un nuevo fechamiento de la erupción por medio del análisis del radiocarbono contenido en el paleosuelo localizado debajo del depósito piroclástico analizado.
2. Un estudio de la evolución en el contenido en gases disueltos dentro del magma (volátiles) durante la erupción mediante la comparación entre una etapa temprana y otra más tardía. También se estima la profundidad de cristalización al momento del entrapamiento.
3. La determinación de la evolución somera en composición del fundido silicatado durante estas dos etapas de la erupción.

Para la obtención de las concentraciones de volátiles en las inclusiones, se usó la técnica de Espectroscopía Infrarroja (FTIR). La concentración en elementos mayores en la roca total se determinó por medio del

Espectrometría de Emisión de Plasmas (ICP-ES), mientras que la microsonda electrónica se usó para medir la composición de las inclusiones y del vidrio de la matriz.

El proceso de recolección de muestras, la metodología de investigación aplicada al presente estudio, los resultados obtenidos, la discusión de los mismos y conclusiones se desarrollan en los respectivos capítulos de la presente tesis.

## 2. Volátiles

### 2.1 Definición y generalidades

Los volátiles son elementos o compuestos químicos que a condiciones atmosféricas de presión (P) y temperatura (T) se encuentran en estado gaseoso (Wallace y Anderson, 1999). Los gases magmáticos o volátiles más importantes en una cámara magmática son  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S y Cl. Estos gases pueden estar presentes disueltos, exsueitos o bien, contenidos dentro de la estructura mineral de un cristal en un magma. En general, el contenido de volátiles en un magma depende directamente de su composición y de las condiciones de presión (profundidad). Debido a la naturaleza del presente análisis, nos hemos enfocado al estudio de los gases magmáticos:  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S y Cl disueltos en inclusiones de vidrio atrapadas en cristales de olivino del volcán Pelado.

La solubilidad se define como la cantidad máxima de especies volátiles que pueden ser disueltos en un sistema termodinámico de composición química determinada. La cantidad de gases que puede ser disuelta o exsuelta en un magma depende de la presión, temperatura y composición del fundido (Wallace y Anderson, 1999). La solubilidad de los gases magmáticos define el punto de saturación de estos gases en un fundido silicatado. Dicho punto refiere al momento en el que la cantidad de un gas magmático disuelto en un fundido silicatado es mayor a la que este fundido puede soportar, entonces tal volátil pasa a formar una fase libre de gas (burbuja). Cuando un fundido presenta una fase libre de gas, es decir, que ha sobrepasado el punto de saturación se dice que el fundido silicatado está saturado.

La liberación de los gases volcánicos depende completamente de sus respectivas solubilidades, las cuales, normalmente presentan la siguiente secuencia de menor a mayor solubilidad:  $\text{CO}_2$ , S, Cl,  $\text{H}_2\text{O}$  y F (Wallace y Anderson, 1999). La composición de los gases expulsados durante una erupción volcánica depende de procesos a profundidad como por ejemplo: la separación de gases del fundido silicatado durante la formación y ascenso de un magma además de procesos que ocurren dentro del edificio volcánico (Schmincke, 2005).

Debido a que los magmas basálticos son muy fluidos, los gases pueden escapar relativamente rápida y efectivamente de tales fundidos, entonces, los volcanes basálticos se pueden desgasificar de manera importante durante periodos de no erupción (Schmincke, 2005). Por otro lado, los magmas riolíticos son magmas muy viscosos y una proporción significativa de gases magmáticos permanece en el fundido a presión moderada, estos pueden ser liberados a la atmósfera en grandes cantidades durante erupciones explosivas (Schmincke, 2005).

## **2.2 $\text{H}_2\text{O}$**

El Agua es el compuesto volátil más abundante dentro de los magmas. La solubilidad del  $\text{H}_2\text{O}$  en fundidos silicatados depende fuertemente de la presión, sin embargo, la temperatura y la composición del fundido también son importantes (Wallace y Anderson, 1999). El agua disuelta en fundidos silicatados ocurre en dos especies diferentes, la forma molecular ( $\text{H}_2\text{O}$ ) y como iones hidroxilos ( $\text{OH}^-$ ), la proporción de estas especies en un fundido silicatado es variante y dependiente de la concentración total de este volátil (Wallace y Anderson, 1999). La solubilidad de la molécula  $\text{H}_2\text{O}$  magmática es mayor en fundidos riolíticos que en fundidos basálticos a presiones mayores que 0.5 Kb y a

temperaturas típicas de estos fundidos, 850°C y 1200°C respectivamente (Wallace y Anderson, 1999). Las variaciones en la concentración de agua medida dentro de las inclusiones de vidrio provenientes de la misma muestra son ocasionadas por la desgasificación gradual del fundido silicatado y por el entrampamiento de la inclusiones de vidrio en momentos diferentes previos a la erupción y/o durante la erupción (Wallace, 2005).

### **2.3 CO<sub>2</sub>**

La solubilidad de CO<sub>2</sub> al igual que el agua es fuertemente dependiente de la presión, sin embargo, estudios experimentales han demostrado que la solubilidad también es fuertemente dependiente de la composición del fundido silicatado y que el CO<sub>2</sub> es el compuesto menos soluble entre los gases magmáticos más importantes (Wallace y Anderson, 1999). La presencia del CO<sub>2</sub> en la inclusiones de vidrio indica entrampamiento a alta presión y la posible mínima pérdida del resto de los gases magmáticos (H<sub>2</sub>O, S, Cl). El dióxido de carbono en fundidos ricos en sílice (riolíticos) se disuelve como (CO<sub>2</sub>) molecular mientras en fundidos basálticos se encuentra disuelto como iones carbonatos (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>); finalmente en fundidos de composición intermedia ambas especies están presentes (Wallace y Anderson, 1999).

Debido a su alta presión parcial, puede formar una fase de gas libre incluso a altas presiones, por lo tanto, este compuesto es común dentro de las inclusiones de vidrio en cristales formados a altas presiones (Schmincke, 2005).

Las masas de CO<sub>2</sub> liberadas a lo largo de las dorsales oceánicas y arriba de las zonas de subducción son muy semejantes. Sin embargo, la fuente de aproximadamente el 80% de CO<sub>2</sub> liberado en las zonas de subducción



puede ser exogénico, principalmente de sedimentos subducidos (Schmincke, 2005).

## **2.4 Azufre**

La solubilidad del S es determinada por la estabilidad de las fases sulfuros y sulfatos (Wallace y Anderson, 1999). La solubilidad del S bajo condiciones oxidantes y reductoras incrementa con el aumento de la temperatura y es más soluble a fugacidades altas de oxígeno (Wallace y Anderson, 1999; Wallace, 2003). Debido a que las especies de S disueltas en un fundido silicatado están relacionadas con la fugacidad del oxígeno magmático, el S disuelto puede aparecer en múltiples valencias o estados de oxidación, es decir, a fugacidades de oxígeno relativamente bajas el S se presenta en solución en la forma de sulfuro reducido ( $S^{2-}$ ), por otro lado, bajo condiciones más oxidantes de alta fugacidad del oxígeno los sulfatos ( $S^{6+}$ ) son las especies dominantes (Wallace y Anderson, 1999; Wallace, 2003).

La cantidad total de azufre que puede ser disuelto en el magma depende fuertemente del contenido de hierro en el magma (Schmincke, 2005). El azufre es importante para entender la composición y el flujo de gases volcánicos, y puede ser determinante para la formación de yacimientos minerales (Wallace, 2003). Magmas basálticos erupcionados a lo largo de dorsales oceánicas (MORB) contienen alrededor de 1000 ppm S (0.1wt%), los basaltos alcalinos hasta más de 5000 ppm. Magmas más altamente evolucionados contienen mucho menos Azufre. Sin embargo, las concentraciones exactas son difíciles de estimar porque la mayoría del Azufre es liberado antes y durante la erupción (Schmincke, 2005).

## 2.5 Cloro

La solubilidad del cloro en fundidos silicatados es fuertemente dependiente de la composición del fundido (Wallace y Anderson, 1999). En general se puede decir que la solubilidad del Cl aumenta cuando la relación  $(Na + K)/Al$  también aumenta (Wallace y Anderson, 1999). La concentración del Cl varía con la presión, temperatura, concentración de agua disuelta y la composición del fundido (Wallace y Anderson, 1999). Las principales especies de Cl en un magma son cloruros alcalinos (Schmincke, 2005).

La concentración del Cl para fundidos silicatados saturados con fases de  $H_2O$  y vapor rico en  $CO_2$  varía de miles de partes por millón (ppm) a  $\sim 2\%$  en peso. La presencia de este elemento podría indicar contaminación del magma por agua de mar resultado del reciclamiento subductivo de la misma (Wallace, 2005; Wallace y Anderson, 1999).

# 3. Inclusiones de vidrio

## 3.1 Definición

Las inclusiones de vidrio son diminutos glóbulos vítreos de fundido silicatado solidificados y atrapados dentro de la estructura de fenocristales ígneos cuyo tamaño oscila entre (1-300 $\mu$ m). Las inclusiones de vidrio se pueden encontrar fácilmente en rocas ígneas intrusivas y extrusivas y debido a que estas se forman al mismo tiempo que el cristal huésped y a que los cristales son relativamente incompresibles, las inclusiones de vidrio generalmente son fuente de información directa de la concentración de elementos y/o compuestos volátiles del fundido silicatado que dio origen tanto a la inclusión como al cristal huésped. Entonces se dice que las inclusiones de vidrio proporcionan información directa acerca del contenido en volátiles de sistemas magmáticos (Lowenstern, 1995; Lowenstern, 2003).

## 3.2 Alcances de los estudios de las inclusiones de vidrio

Las inclusiones de vidrio proporcionan información directa del contenido en volátiles presentes en un sistema magmático. Aplicando métodos experimentales a esta información se pueden deducir otros datos de gran importancia para el entendimiento del sistema magmático tales como; presión mínima y temperatura aproximada de formación, sin embargo, el estudio de las inclusiones de vidrio también tiene limitantes.

Algunos de los datos obtenibles a través del análisis de inclusiones de vidrio son los siguientes: concentraciones de volátiles disueltos en

magmas; H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl, S, F, B, Li, presión mínima de cristalización, temperatura aproximada durante la cristalización, evidencia de fluidos exueltos durante la cristalización de fenocristales, composición aproximada y parcial de los fluidos exueltos en coexistencia, evidencia de mezcla de magmas, composición de la fase fundida en granitos y escala de tiempo del magmatismo o vulcanismo (Lowenstern, 1995).

Por otro lado los datos que no son obtenibles a través del estudio de inclusiones de vidrio son los siguientes: composición de todo el magma, (es decir: fundido + fenocristales + fluido exsuelto), destino de los fluidos exsueitos del magma, mecanismos por los cuales los fluidos egresan del magma y finalmente el rol del magma en la formación de yacimientos epitermales (Lowenstern, 1995).

### **3.3 Tipos de inclusiones**

En mineralogía una inclusión es cualquier material atrapado dentro de la estructura de un mineral y/o cristal. En la forma común de clasificar las inclusiones dentro de un cristal generalmente se hace referencia a la génesis de la inclusión y al tipo de información que se puede obtener de ellas. La siguiente clasificación es aplicable a inclusiones de vidrio y a inclusiones fluidas, ambas con ocurrencia en cristales minerales y particularmente en cristales de olivino para el presente estudio.

**Inclusiones de vidrio primarias.** Las inclusiones primarias son aquellas que se forman simultáneamente que su cristal huésped a partir del mismo fundido silicatado. Aunque la mayoría de las inclusiones de vidrio presenta solo una fase al momento del entrampamiento (líquido silicatado), es también común que durante el enfriamiento la fase forme una burbuja de vapor y/o cristales hijos (Lowenstern, 1995).

**Inclusiones de vidrio secundarias.** Se forman por el entrampamiento de más de una fase del magma. Las diferentes fases se ponen en contacto entre si a través de fracturas que conectan el exterior del cristal y la inclusion después de que el cristal ha cesado su crecimiento. Las fases pueden incluir micro fenocristales o fluidos (Lowenstern, 1995).

**Inclusiones de vidrio mezcladas.** Este tipo de inclusiones incluye a las primarias y secundarias siempre y cuando sean formadas por más de dos fases del fundido silicatado, principalmente líquido hipersalino y/o vapor de baja densidad (Lowenstern, 1995; Lowenstern, 2003).

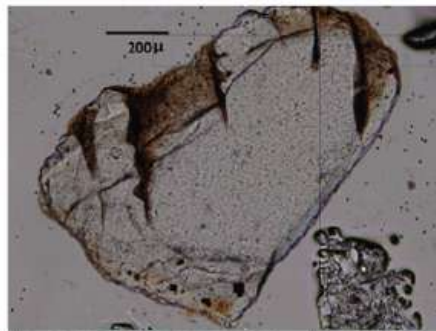
Una característica muy importante para la clasificación de las inclusiones de vidrio, ya que de esta depende el nivel de confiabilidad de la información obtenida, es la existencia o no de contacto entre la inclusión de vidrio y el exterior del cristal huésped, dicha clasificación es la utilizada para el presente estudio (**Figura 1**) y consiste en tres tipos de inclusiones; Cerradas ("fully enclosed"), Reentrantes ("reentrant") y Reloj de arena ("hourglass").

Las inclusiones Cerradas refieren a aquellas inclusiones que quedaron totalmente encapsuladas por el cristal huésped durante su crecimiento, este tipo de inclusiones proporciona la información más confiable acerca de la composición del fundido silicatado que dio origen a la inclusión de vidrio. Las inclusiones de vidrio Reentrantes son aquellas que se encuentran en contacto con el exterior del cristal huésped. Finalmente, las Inclusiones Reloj de arena también se encuentran en contacto con el exterior, la diferencia es que esta última está en contacto con el exterior

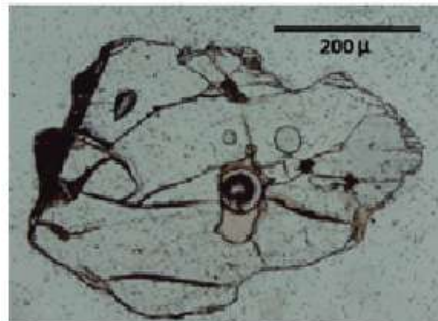
a través de una capilaridad muy fina, también se consideran intermedias debido a que parcialmente han sido despresurizadas, sin embargo estas inclusiones son saturadas en gas y la presión de formación puede ser inferida de su composición volátil (Anderson, 1991).



a) CHI-01C-1 Inclusión cerrada



b) CHI-01D-15 Inclusión reentrante



c) CHI-01D-6 Inclusión hourglass

**Figura 1a,b,c.** Clasificación de inclusiones de vidrio utilizada en el presente estudio. Fotos tomadas del Apéndice del presente estudio.

### **3.4 Mecanismos de entrapamiento**

Los mecanismos de entrapamiento se pueden revisar de forma separada para las inclusiones cerradas o primarias y para las inclusiones reentrantes y hourglass o secundarias (Roedder y Ribbe, 1984).

Para las inclusiones cerradas se reconocen los siguientes mecanismos:

El suministro no uniforme de elementos a la superficie del cristal en crecimiento puede provocar la formación de una inclusión de vidrio en la estructura cristalina.

El enfriamiento parcial y diferencial del cristal en crecimiento también puede provocar la formación de una inclusión de vidrio en la estructura del cristal huésped.

El humedecimiento de un cristal huésped en crecimiento por una fase inmiscible separada (ej. Sulfuro líquido o burbuja de vapor) puede causar irregularidades en el crecimiento del cristal teniendo como resultado el entrapamiento de la fase inmiscible o la del fundido en las caras humedecidas.

Aunque las inclusiones de vidrio primarias son encontradas en casi todas las rocas volcánicas, no todos los cristales presentan desarrollo de inclusiones. Algunos cristales pueden contener numerosas inclusiones lo que implica que las irregularidades en el crecimiento del fenocristal controlan la distribución de las inclusiones.

Los mecanismos de entrapamiento para las inclusiones hourglass y reentrantes se describen de la siguiente manera:

En ocasiones el cristal huésped no encapsula completamente el fundido incluido, entonces el sistema permanece abierto durante su enfriamiento y descompresión dando origen a las inclusiones reentrantes. Este tipo de

inclusiones a menudo se forma durante eventos de recarga de magmas seguido por el crecimiento subsecuente del cristal .

Si las inclusiones originadas por este mecanismo permanecen conectadas con el exterior del cristal huésped mediante un capilar estrecho y relleno de fundido silicatado o fase de vapor entonces se forma una inclusión hourglass. Las inclusiones hourglass o reloj de arena llenan el continuo entre inclusiones de vidrio completamente cerradas y reentrantes en fenocristales, sin embargo, los procesos de crecimiento que generan inclusiones de vidrio del tipo hourglass y reentrantes pueden ser confusos debido a sus texturas de reabastecimiento.

El capilar de una inclusión hourglass permanece abierto solo si un gradiente de presión mantiene a un fundido o vapor fluyendo a través de esta capilaridad durante el ascenso del magma, así ellas representan la única oportunidad de construir el tiempo y la cinética de la exolución de gases durante la escena eruptiva, sin embargo, se aconseja que las inclusiones del tipo hourglass deben ser evitadas debido a que ellas no retienen concentraciones representativas de la fase fundida al tiempo del entrampamiento (Lowenstern, 1995).

Uno de los procesos que podría proveer información no representativa de la composición de las inclusiones de vidrio es aquel asociado con la formación de capas de límites adyacentes a los cristales en crecimiento ya que las bajas tasas de difusión de los componentes incompatibles del fundido podrían proveer información falsa si quedaran atrapadas como inclusiones de vidrio (Lowenstern, 1995).



### **3.5 Cambios en las inclusiones de vidrio después del entrapamiento.**

La inclusión de vidrio puede presentar diferentes cambios después del entrapamiento, como por ejemplo: volumen, forma, composición, fracturamiento, encogimiento de la burbuja, cristalinidad, entre otros (Roedder y Ribbe, 1984; Lowenstern, 1995).

Debido a que las inclusiones de vidrio se analizan dentro del mismo marco teórico y experimental que el utilizado para otros tipos de inclusiones relacionadas a fenocristales magmáticos en donde se establece que estos son relativamente y prácticamente sistemas incompresibles (Lowenstern, 1995; Anderson, 2003), entonces, el volumen de una inclusión de vidrio permanece prácticamente constante después del entrapamiento.

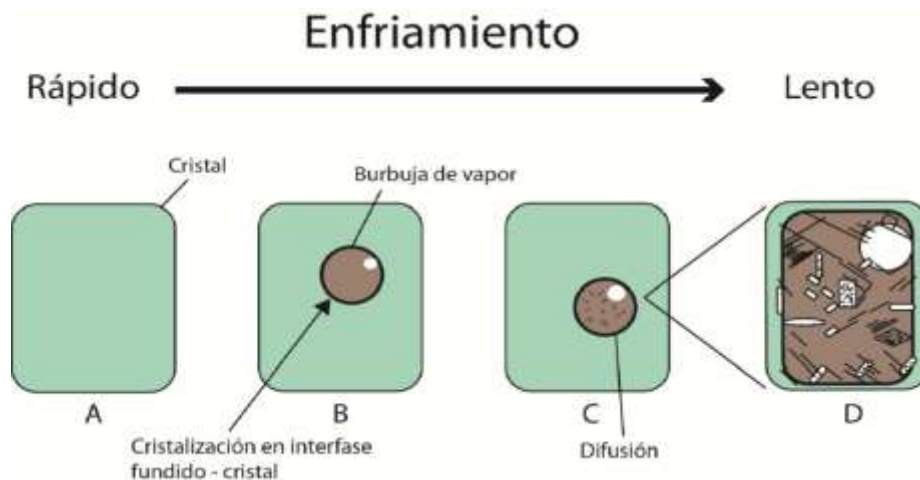
La cristalización de una pequeña cantidad de fundido en la pared o resorción del cristal huésped puede cambiar la composición del fundido atrapado y la composición de la inclusión en consecuencia. Las inclusiones de vidrio tienden a fracturarse debido a que térmicamente el fundido se dilata más que los cristales durante la descompresión. Entonces, es común encontrar inclusiones de vidrio largas fracturadas mientras las inclusiones pequeñas permanecen intactas (Anderson, 2003). También, si la inclusión de vidrio sufre una rápida descompresión y/o sobrepresurización o incluso un choque termal el fenocristal puede presentar fracturamiento.

### **3.6 Burbujas dentro de las inclusiones de vidrio**

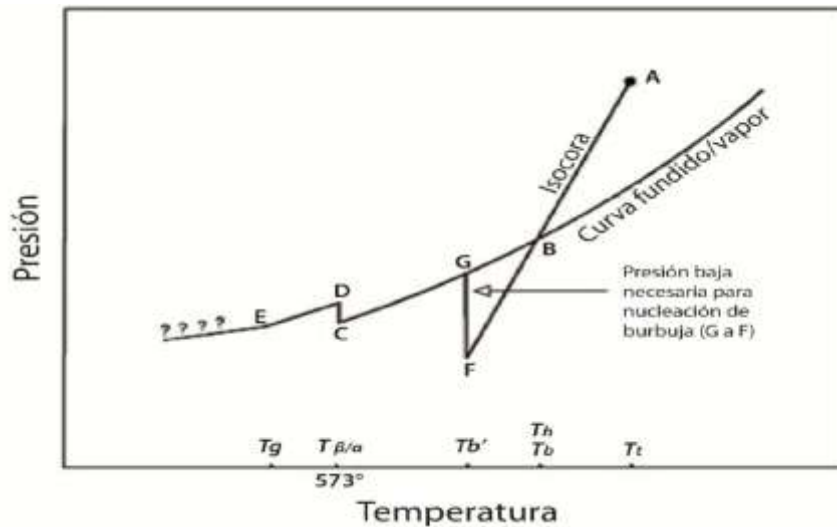
Debido a la diferencia de temperaturas entre la inclusión de vidrio y el exterior en ocasiones la fase fluida tiende a separarse y formar una o

varias burbujas. Durante el ascenso del magma, estas burbujas se expanden debido a la descompresión y a la exsolución de gases. La formación de una burbuja puede significativamente empobrecer el fundido en CO<sub>2</sub> debido a su baja solubilidad. Presiones inferiores significativas son necesarias para inducir la nucleación de la burbuja encogida ("shrinkage bubble"), especialmente cuando las tasas de enfriamiento son altas (Lowenstern, 2003).

Por otro lado, si la tasa de enfriamiento es lenta, la inclusión de vidrio presenta cristalización, este cambio también es conocido como desvitrificación (**Figura 2**). En este sentido, la burbuja tiene suficiente tiempo para formarse, crecer, equilibrarse con los fundidos, y parcialmente cristalizar (Lowenstern, 1995).



**Figura 2.** Cristales huéspedes con inclusiones de vidrio (IV) que pasan por diferentes tasas de enfriamiento. Modificado de Lowenstern (1995), tomado de Reyes-Luna (2012). A) Enfriamiento rápido, no existe formación de cristales y/o burbujas. B) Si una burbuja puede nuclear durante un enfriamiento lento, ocurre cristalización a lo largo de la interfase fundido-cristal. C) La difusión durante el enfriamiento lento permite que la burbuja crezca y que el fundido cristalice parcialmente. D) Un enfriamiento muy lento permite la cristalización de la inclusión casi en su totalidad. Las escalas del tiempo para la nucleación de la burbuja y cristalización son dependientes de la composición, así la baja viscosidad en IV basálticas quizá cristaliza totalmente en unos pocos minutos, mientras las IV más viscosas riolíticas quizá no cristalicen.



**Figura 3.** Esquema de la trayectoria presión-temperatura para una inclusión de vidrio silicatada en cuarzo. Modificado de Lowenstern (1995), tomado de Reyes-Luna (2012). A.- La inclusión atrapa fundido silicatado de vapor subsaturado a temperatura  $T_t$  y se enfría a lo largo de la isocora hasta alcanzar B. En este punto, bajo condiciones de equilibrio el fundido debe volverse saturado con una fase de vapor y nuclear una burbuja ( $T_b$ ). Las inclusiones entonces se enfriarían a lo largo de la curva fundido/vapor hasta C. Sin embargo, si se enfría rápido, la inclusión puede llegar a estar sobresaturada con respecto al vapor y continuar enfriándose a lo largo de la isocora original de una fase, hasta que la burbuja finalmente nuclea a  $T_{b'}$  (F). La presión interna en la inclusión entonces incrementará (F a G) hasta que la inclusión vuelva a la curva fundido/vapor. La inclusión seguirá ésta curva hasta  $T_{\beta/\alpha}$  cuando la presión interna en la inclusión incrementa debido a la contracción del 1% del volumen del mineral huésped. A  $T_g$ , el fundido pasa a la transición vidrio y la burbuja deja de expandirse. Si la inclusión fuera recalentada en el laboratorio, seguiría el camino E-D-C-G-B-A.  $T_h$ , la temperatura de homogeneización, ocurriría a B.

Algunos factores que pueden alterar la composición de las inclusiones de vidrio son la formación de capas adyacentes, el reequilibrio y la cristalización, sin embargo, a través de una observación cuidadosa y análisis detallado se pueden identificar procesos secundarios y reconstruir la historia de desgasificación, cristalización, mezcla y desmezcla grabada por las inclusiones de vidrio en rocas ígneas (Lowenstern, 1995).

Estudios experimentales han confirmado que el enfriamiento rápido probablemente permite la formación de inclusiones de vidrio sin desarrollo de burbuja. En las inclusiones de vidrio sin fracturas, la burbuja es normalmente más pequeña que el volumen de la inclusión. Típicamente una burbuja encogida constituirá aproximadamente entre el 0.2% y el 5% del volumen total de la inclusión de vidrio. El tamaño, la distribución y la composición de las burbujas son útiles en el entendimiento de la historia de la inmiscibilidad del fluido, desgasificación y tasa de ascenso del magma huésped (**Figura 3**, Lowenstern, 1995). Cuando las inclusiones de vidrio se conservan a altas temperaturas pueden cambiar de forma sin tomar en cuenta si están cristalizadas o no, asimismo, estas altas temperaturas permiten redistribuir el mineral huésped y a su vez la distribución de la inclusión (Lowenstern, 1995).

Entonces, las inclusiones de vidrio sin desarrollo de burbujas contienen todo el CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O de forma disuelta, por lo tanto, el contenido total de ambos volátiles se usa para calcular la presión de saturación ( $P_{st}$ ) de la formación de gas en la inclusión, la cual es la presión mínima requerida para disolver el H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> en la inclusión.

# 4. Geología

## 4.1 La Sierra Chichinautzin (SCN) y la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM)

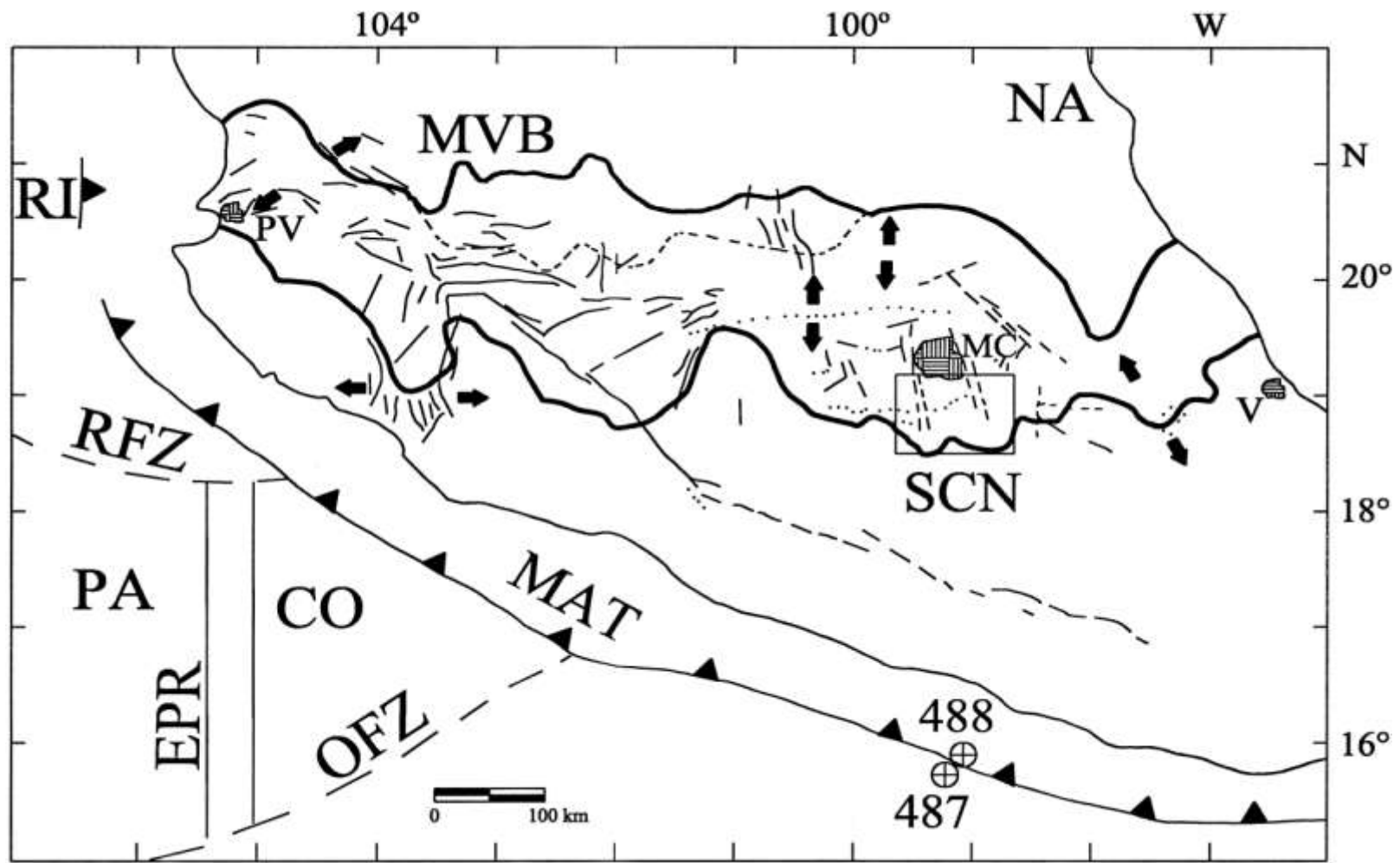
La Sierra Chichinautzin (SCN) se define como un campo volcánico monogenético que conforma la parte frontal y central del arco de la provincia geológica denominada Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) o Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) cuya orientación es este-oeste (Gómez-Tuena et al., 2005; Verma 1999; Verma 2000; **Figura 4**).

El Cinturón Volcánico Mexicano representa uno de los sistemas tectónicos convergentes más complejos del planeta y por lo tanto objeto de bastos estudios y controversias (Gómez-Tuena et al., 2005). Esta provincia geológica sugiere ser controlada por la interacción las placas tectónicas oceánicas (Cocos y Rivera) en régimen divergente con una tercera placa continental (Placa de Norteamérica) en régimen convergente en relación a las dos anteriores (Gómez-Tuena et al., 2005). El basamento cortical de diferentes edades, espesores y composiciones interactuando con una fuente primaria del manto de composición variable e influenciada por agentes químicos derivados de la subducción da como resultado una evolución del sistema bastante heterogénea y una extraordinaria diversidad de magmas (Gómez-Tuena et al., 2005; Straub et al., 2008).

Finalmente la mayoría de los autores coinciden en definir la FVTM como un arco volcánico relacionado con el proceso de subducción (e.g. Wallace, 1999 y Anderson; Pardo y Suárez, 1995), sin embargo, hipótesis contrarias asocian a este vulcanismo con tectónica antigua y

actual de rifting y fallado (e.g. Márquez et al., 1999; Verma, 1999). La diversidad de magmas reportada varía de máficos a intermedios con afinidad calcoalcalina a ligeramente alcalina (Meriggi et al., 2008). Campos volcánicos monogenéticos como la Sierra Chichinautzin y el Campo Volcánico de Michoacan-Guanajuato y estratovolcanes como Popocatepetl e Iztaccihuatl son algunos ejemplos la manifestación del vulcanismo en superficie.

Se denomina campo volcánico monogenético al área de la corteza terrestre la cual tuvo y/o es propensa a tener actividad volcánica caracterizada por el hecho de que cada volcán en el campo presenta únicamente un evento eruptivo. Para el caso de la SCN se han identificado más de 220 conos cineríticos cuaternarios, flujos de lava asociados, secuencias piroclásticas y escudos de lava intercalados con sedimentos aluviales que cubren un área de aproximadamente 2500 km<sup>2</sup> localizados en el Distrito Federal, Morelos y el Estado de México (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Martín del Pozzo et al., 1997). El valle de México es su límite al norte, el valle de Cuernavaca al sur, las Sierras de las Cruces y Zempoala al oeste, y la Sierra Nevada al este (**Figura 5**). Es importante destacar la presencia de grandes estratovolcanes en los extremos este-oeste de la SCN, los cuales estuvieron activos durante el cuaternario; el Nevado de Toluca, el Popocatépetl e Iztaccihuatl respectivamente (**Figura 5**).



**Figura 4.** Localización y ambiente tectónico actual del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). TMA = Trinchera Mesoamericana; DPO = Dorsal del Pacífico Oriental; ZFO = Zona de Fractura Orozco; ZFR = Zona de Fractura Rivera; PC = Placa de Cocos; PR = Placa de Rivera; PP = Placa del Pacífico; PN = Placa de Norteamérica; SCN = Sierra de Chichinautzin; CMG = Campo Michoacán-Guanajuato; M = Ciudad de México; PV = Puerto Vallarta, Jalisco; V = Veracruz, Veracruz Las líneas suaves representan fracturas y fallas, mientras que las flechas gruesas representan esfuerzos tensionales (modificado de Verma, 1999; 2000).





De acuerdo con mediciones paleomagnéticas y estudios isotópicos se sabe que la actividad volcánica en la SCN inició durante el Cuaternario con edades inferiores a 700,000 años debido a la polaridad magnética normal (Cron normal de Bruhnes) que presentaron las lavas (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Mediante datos geocronológicos de Carbono 14, se conoce que la actividad volcánica en la SCN ha sido abundante aproximadamente durante los últimos 40,000 años (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Además, mediante datos geoquímicos de elementos mayores se distinguen tres etapas de manifestaciones volcánicas: etapa 1, emisión de andesitas y dacitas: 30,000 - 23,000 años; etapa 2, emisión de basaltos a dacitas: 22,000-4,000 años, la etapa 3 empezó hace 3,000 años con la emisión de basaltos (Velasco-Tapia y Verma, 2001). No obstante, el registro de las edades de los volcanes es todavía incompleto. Estudios recientes notan la presencia de volcanes de hasta 1 Ma (Arce et al. 2014).

Del total de las estructuras volcánicas en la SCN, los conos de ceniza representan aproximadamente el 91% (201 aparatos), producidos por erupciones estrombolianas moderadas o violentas. Los volcanes tipo escudo suman alrededor del 4.5 % (10 aparatos) del total de las estructuras y están constituidos principalmente por flujos de lava donde en ocasiones en cuya cima se localiza un cono de ceniza (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Los volcanes escudo de la SCN presentan similitud en términos de tamaño y morfología a los localizados en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, algunos ejemplos de estos volcanes son el Pelado, con las siguientes características: altura desde la base del escudo ( $H= 600$  m), diámetro basal ( $DB = 10$  Km), área que cubre la estructura volcánica ( $A = 64$  Km<sup>2</sup>) y Teuhtli ( $H=500$  m,  $DB=7$  Km,  $A=36$  Km<sup>2</sup>). Los flujos de lava presentan características Aa en la mayoría de

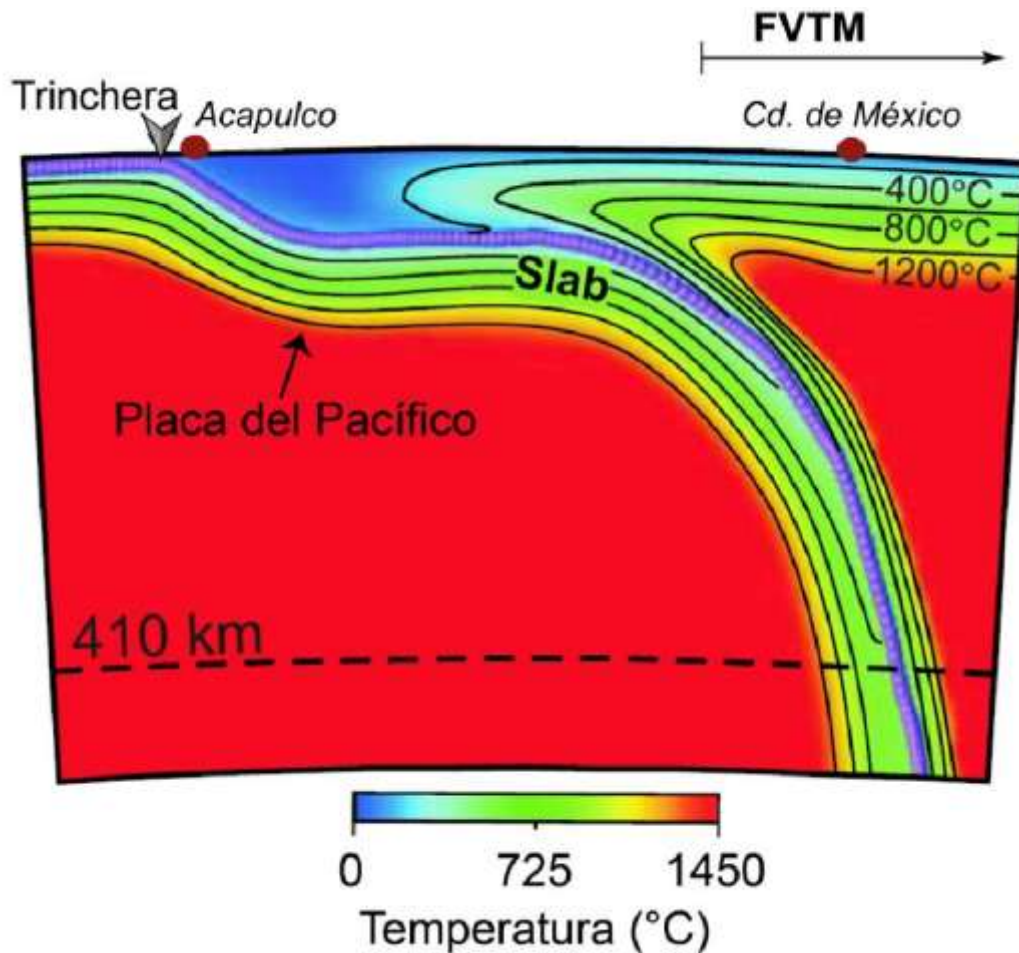
los casos y en menor proporción Pahoehoe (Velasco-Tapia y Verma, 2001).

Finalmente los domos de lava constituyen casi el 4.5% del total (10 aparatos) y son constituidos por flujos de lava de gran espesor tipo coulée o low-dome (Velasco-Tapia y Verma, 2001).

Volúmenes totales de lava en la SCN varían entre 1 y 2 km<sup>3</sup>/cono con una estimación promedia de la tasa de erupción en el campo de 0.6 km<sup>3</sup>/1000 años (Siebe et al., 2004a).

La Sierra Chichinautzin podría representar la expresión topográfica de un horst cuyo límite norte se encuentra fallado en escalón. Este escalonamiento se ha encargado de acomodar el movimiento vertical y horizontal entre los bloques (grabens) Morelos en la frontera sur y el bloque representado por la cuenca de México al norte sugiriendo estar tectónicamente relacionada a un ambiente extensional norte - sur (Siebe et al., 2004a). También, estas fallas extensionales podrían funcionar como caminos de pequeños pero frecuentes paquetes de magma ascendente que sucesivamente agregaron altitud a la SCVF manifestándose en forma de volcanes monogenéticos (Siebe et al., 2004a) y que consecuente cerraron el drenaje de la Cuenca México al sur (Mooser, 1963).

Se ha calculado por gravimetría que el espesor de la corteza terrestre sobre la cual la SCN se levanta, es de alrededor de 42 km (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Por otro lado, se ha estimado mediante tomografía sísmica que la distancia vertical desde la superficie hasta el slab de la placa subducida es de 150 km (**Figura 6**, Pérez-Campos et al., 2008).



**Figura 6.** Modelado termal y estructural de la zona de subducción Mesoamericana. El slab subducido llega a 150 km de profundidad debajo de la Cd. de México. La distancia horizontal de la sección desde Acapulco hasta la Cd. de México es de ~300 km, la cual se encuentra inmediatamente al N de la SCN. Modificado de Pérez-Campos et al. (2008), tomado de Reyes-Luna (2012). FVTM = Faja Volcánica Transmexicana.

La mayoría de los estudios sobre la SCN coinciden al identificar muy pocos basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas, andesitas y dacitas como producto del vulcanismo de la SCN (Velasco Tapia y Verma, 2001; Meriggi et al., 2008; Martín del Pozzo, 1982).

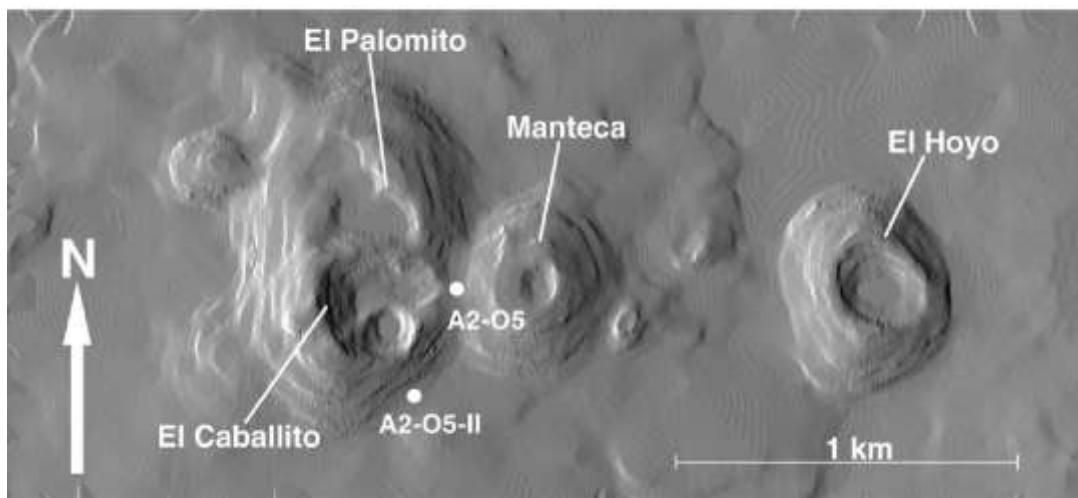
A continuación se presenta una descripción de los dos volcanes, Guespalapa y Pelado los cuales fueron considerados como posibles fuentes de la ceniza analizada en este estudio.

#### **4.2 Volcán Guespalapa**

El volcán Guespalapa muestra una amplia gama composicional que va de basaltos a andesitas basálticas (48-56% SiO<sub>2</sub>). El complejo Guespalapa se trata de la agrupación de cuatro conos, el Hoyo, Manteca, Caballito y el Palomito relativamente pequeños (80-150 m de altura), que fueron producidos a lo largo de una fisura con tendencia E-O. Los conos cineríticos del Guespalapa consisten principalmente de depósitos intercalados de material piroclástico fragmentado producido por erupciones moderadamente explosivas. La alineación espacial E-O de los conos es consistente con el sistema de fracturas de la zona (Márquez et al., 1999). Los conos del Guespalapa no están rodeados por un escudo radial de lava, ya que sus lavas se encañalaron y fluyeron hacia el sur alcanzando longitudes importantes. El flujo Texcal, uno de los más largos de la entera Sierra Chichinautzin (24 km de longitud) fue producido por el volcán Guespalapa (Siebe et al., 2004a). Este flujo presenta pequeño grosor y larga extensión lo que sugiere lavas viscosas y muy lentas en el tiempo de flujo. El flujo Texcal es simple aa y no divisible en unidades además de formarse cuando la tasa de extrusión fue particularmente alta (Siebe et al., 2004a). El área total cubierta por las lavas del Guespalapa es de 57.6 km<sup>2</sup> (Siebe et al. 2004a). Asumiendo un promedio de espesor de 10-20 metros, se estima un total de 0.58-1.15 km<sup>3</sup> de volumen mínimo (Siebe et al., 2004a). El Hoyo y el Palomito presentan valores de Hco/Wco entre 0.17 y 0.19

(**Tabla 1**), típicos de conos frescos, mientras que los valores para Manteca y el Caballito son anómalos (Siebe et al., 2004a). Análisis de modelo digital indican que la actividad del Caballito probablemente duró más que la del Palomito y Manteca (Siebe et al., 2004a). Los conos del Guespalapa, especialmente el Caballito y el Hoyo están alargados en una dirección O-NO. Esto podría reflejar la dirección del paleo viento o la dirección de eyección de la tefra durante la erupción.

### GUESPALAPA CLUSTER OF SCORIA CONES



**Figura 7.** Modelo digital de terreno del complejo de conos Guespalapa (Siebe et al., 2004a).

PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS DE LOS CONOS DEL VOLCÁN GUESPALAPA				
	El Hoyo	Manteca	El Caballito	El palomito
Composición	Basáltica	Basáltica	Basáltica	Basáltica
Edad (años A.P)	2,835–4,690	2,835–4,690	2,835–4,690	2,835–4,690
altura (msnm)	3,280 m	3,280 m	3,280 m	3,280 m
Diámetro de la base del cono (Wco) (m)	450	500	550	800
Altura del cono (Hco) (m)	80	140	150	150
Diámetro del cráter (Hcr) (m)	300	100	300	250
Hco/Wco	0.177	0.25	0.3	0.187
Hcr/Wco	0.666	0.18	0.6	0.31
Volumen del cono (Km3)	0.0042	0.011	0.01	0.025

**Tabla 1.** Parámetros morfológicos de los conos del complejo Guespalapa. (Siebe et al., 2004a).

El volcán Guespalapa fue datado por Siebe et al. (2004a). La edad mínima fue obtenida de la muestra A2-05-II-A ( $2,835 \pm 75$  años A.P.) en carbón encontrado en el paleosuelo desarrollado directamente sobre capas de escoria del Guespalapa. Sólo una edad máxima fue obtenida del paleosuelo directamente debajo del flujo de lava Texcal en la localidad C3-04, la cual arroja una edad de  $4,690 \pm 90$  años A.P.. Entonces de acuerdo a Siebe et al. (2004a) la edad del Complejo volcánico Guespalapa debe localizarse en algún momento entre  $2,835 \pm 75$  y  $4,690 \pm 90$  años antes del presente.

En esa misma dirección, materia orgánica localizada en el paleosuelo justo debajo del afloramiento de donde se ha tomado el material piroclástico analizado en el presente trabajo (muestra CHI-01) se fechó mediante radiocarbono  $^{14}C$ , arrojando como resultado una edad de  $11,620 \pm 175/-170$  años antes del presente.

El volcán Guespalapa fue considerado inicialmente como la posible fuente del material piroclástico objeto de estudio en el presente trabajo, sin embargo se determinó más adelante (Lorenzo Merino, 2016) que el depósito de material piroclástico fue originado por el Volcán Pelado descrito a continuación.

### **4.3 Volcán Pelado**

El Volcán Pelado tiene una altura de 3,620 msnm y presenta uno de los conos mejor formados de la SCVF. Los parámetros morfológicos de volcán Pelado se describen en la tabla 2 y son tomadas de Siebe et al. (2004a). No obstante, Martín del Pozzo (1982) y Swinamer (1989)

reportaron parámetros morfológicos distintos, dicha diferencia se atribuye al método de medición por Siebe et al. (2004a).

La clasificación de las lavas de este volcán basada en su contenido de  $\text{SiO}_2$  y el total de alcalinos ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) indica andesitas calci-alcalinas ricas en sílice ( $\text{SiO}_2 = 59\text{--}63\%$  en peso) (Siebe et al. 2004b). El cono se encuentra construido sobre un amplio e irregular escudo de lavas viscosas y evolucionadas tipo aa con un promedio de diámetro de 7-8 km y pendientes entre 5 y 10 grados. El flujo de lava más largo (8.25 km de longitud) fluyó hacia el S-SE entre los preexistentes volcanes: Tesoyo, La Cima y Tres Cumbres. El siguiente más grande con 6.75 km fue encañado por escudos pre-existentes del Oyameyo y Mezontepec ubicados hacia el N-NE (Siebe et al., 2004a).

El cono del volcán Pelado creció en terreno relativamente plano y consiste predominantemente de escoria gris oscura a rojiza, estratificada, suelta, angular y el tamaño de partícula se encuentra entre 1-10 cm (Siebe et al., 2004a). La gradación de la estratificación es frecuente sin embargo el grado de clasificación del tamaño de las partículas es pobre, presentando lapilli fino y ceniza como matrix suelta de fragmentos de escoria y bombas (Siebe et al., 2004a). La forma del cono sugiere una dirección del paleo viento prevaleciente hacia el sur.

Siebe et al. (2004b) reporta la composición de un par de muestras de ceniza siendo 59.1 y 59.7 % de  $\text{SiO}_2$  en peso respectivamente. Finalmente la datación por radiocarbono  $^{14}\text{C}$  dentro de ceniza directamente debajo de lavas del volcán indica una edad de 10,000 años (Siebe et al., 2004a).

# 5. Trabajos previos

## 5.1 Sierra Chichinautzin

Diversos autores han realizado trabajos en diferentes zonas de la SCN tales como; la parte oriental, la sección central y una pequeña parte de la zona sur de la Ciudad de México. Los trabajos realizados en la SCN son principalmente estudios de cartografía, petrología y geoquímica de las lavas (Siebe et al., 2004a, b; Velasco Tapia y Verma, 2001; Meriggi et al., 2008; Martín del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999; Schaaf et al., 2005), y existen pocos estudios sobre depósitos piroclásticos (Cervantes y Wallace, 2003 a y b, Guilbaud et al., 2009; Reyes-Luna, 2012, Robidoux, 2014, Roberge et al., 2015).

Las rocas de la SCN se caracterizan por mostrar textura porfídica con contenido menor al 26 % en fenocristales, algunas de estas rocas presentan un alto porcentaje de vesículas (6% - 10%). De acuerdo a Velasco-Tapia y Verma (2001) las rocas de la SCN se pueden clasificar en tres grupos petrográficos:

### Grupo 1

Las rocas de este grupo presentan Olivino  $\pm$  Plagioclasa en forma de fenocristales, incorporando clinopiroxeno en algunas ocasiones. Normalmente el olivino se desarrolla de forma euhedral y presenta abundantes inclusiones de espinela. La matriz presenta plagioclasas de manera abundante y en menor proporción minerales opacos (titano-magnetita e ilmenita).



## Grupo 2

En este grupo el ortopiroxeno ocurre como fenocristal y al combinarse con Plagioclasa  $\pm$  Olivino  $\pm$  Clinopiroxeno genera una diversa gama de minerales. La matriz es formada principalmente por Piroxeno, plagioclasas y minerales opacos.

## Grupo 3

Estas rocas se caracterizan principalmente por presentar texturas de desequilibrio mineralógico (fenocristales de olivino con bordes de reacción a ortopiroxeno, coexistencia de olivino y cuarzo, finalmente fenocristales de plagioclasa y piroxeno con zonación oscilatoria), además de minerales hidratados tales como; anfíboles (hornblenda) o biotita.

La mayoría de los autores coinciden al identificar los magmas de la SCN como: basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas, andesitas y dacitas, sin embargo, todavía no existe consenso en cuanto al origen del magmatismo. En Straub et al. (2008), uno de los trabajos más recientes y completos, se propone el siguiente mecanismo particular del procesamiento del manto en ambiente de subducción, dicho mecanismo señala que los componentes hídricos ricos en Si, Na y fluidos móviles de elementos de radio atómico grande (LILE), de la corteza subducida, transforman el olivino del manto a ortopiroxeno de reacción. Según este trabajo, a lo largo de los caminos de ascenso del magma, rodeados por peridotitas, se forman piroxenitas secundarias compuestas de ortopiroxeno de reacción, a lado de ortopiroxenos y clinopiroxenos formados de la fusión parcial del manto. Es así como fundidos parciales de peridotita y piroxenita se mezclan para producir andesitas basálticas y andesitas primarias calci-alcalinas

ricas en Na y LILE. Simultáneamente, los fluidos relativamente inmóviles mantienen niveles altos de Na y LILE en el manto fuente, pero además inducen fusión repetitiva que lentamente empobrece al manto-subarco en FeO, TiO<sub>2</sub> y otros elementos de fuerte campo (HFSE). En consecuencia, si el procesamiento del manto crea la fundición de andesitas basálticas primarias y andesitas, con la firma de elementos mayores fraccionados de la corteza continental, los altos números de Magnesio ( $Mg\# = Mg / (Mg + Fe) \sim 60-70$  todavía requieren diferenciación adicional para llegar al más bajo  $Mg\# = 55$  que es el promedio de la corteza continental (Straub et al. 2008). Lo anterior explica la coexistencia de fundidos basálticos andesíticos calci-alcalinos y alcalinos en la parte central de la faja Volcánica Mexicana, donde se localiza la Sierra Chichinautzin.

## **5.2 Volcán Guespalapa**

En Siebe et al. (2004b) se presenta la composición de mineralógica y química de lavas producto de los conos de escoria Guespalapa mediante la preparación y observación con microscopio de luz polarizada de docenas de secciones delgadas. La naturaleza de los minerales se confirmó con la ayuda de microsonda de barrido electrónico.

Las rocas del Guespalapa son basálticas en apariencia variando de oscuras a grises y de densas a vesiculares (hasta 50% en volumen). En secciones delgadas las rocas exhiben combinaciones de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los olivinos tienen inclusiones de espinela con dimensiones normalmente más pequeños que 3 mm siendo en promedio el 4% del volumen total de roca. Los cristales de olivino varían de forma euédral a esqueletal pero también ocurren en aglomeraciones

de fenocristales en conjunto con clinopiroxeno y en menor proporción plagioclasas. Los olivinos normalmente se encuentran zoneados y su composición varía de Fo<sub>80</sub> a Fo<sub>90</sub>. En algunas de las rocas intermedias los olivinos registraron bordes de reacción de clinopiroxeno y alteración secundaria a iddingsita. La Augita es la segunda fase máfica más común mientras la hiperstena es la fase máfica menos común e intermedia en tamaño entre el olivino y la Augita. Las plagioclasas, como fenocristales son poco comunes en los basaltos del Guespalapa. Los cristales de Plagioclasas tienen zonado oscilatorio normal con composiciones entre An<sub>70</sub> y An<sub>20</sub>. Sin embargo en muchas de las muestras del Guespalapa, las plagioclasas ocurren solo como microlitos o son limitados a la matriz. Microlitos opacos (1-7% vol.) de Ti-magnetita y Fe-ilmenita de esfena ocurren mayoritariamente en la matriz en todas las rocas del Guespalapa. Finalmente Siebe et al. (2004b) reporta el vidrio como la fase más voluminosa en la matriz.

#### Geoquímica de Elementos Mayores y Elementos Traza

El contenido total de SiO<sub>2</sub> en las lavas del Guespalapa varía entre 48.39 y 55.46 wt%. Las lavas emitidas se clasificaron en base al contenido de SiO<sub>2</sub> y el total de alcalinos (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), dicha clasificación varía gradualmente de basaltos ligeramente alcalinos a andesitas basálticas calci-alcalinas. Se encontró que las lavas distales (tempranas) son más máficas mientras bombas de escoria (tardías) encontradas cerca de los conos son más silíceas (Siebe et al., 2004b).

Las lavas del Guespalapa muestran fuertes correlaciones negativas de MgO, Ni, Cr and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con respecto al SiO<sub>2</sub>. Estas lavas se caracterizan por alto contenido de Na<sub>2</sub>O pero ligeramente bajo de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en relación a

los valores típicos de volcanes máficos e intermedios de la zona de subducción mexicana tal como el Jorullo y Parícutín. El  $\text{Na}_2\text{O}$  y el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  incrementan ligeramente al aumentar el contenido de  $\text{SiO}_2$  indicando que las plagioclasas cristalizaron tardíamente y no fueron sustancialmente removidas durante su ascenso a la superficie. Las concentraciones de Ca muestran fuerte correlación con el incremento de  $\text{SiO}_2$ . Las concentraciones de  $\text{TiO}_2$  son inusualmente altas (entre 1.2 y 2.0 wt%) para magmas de zona de subducción pero más típicas de rocas máficas alcalinas del tipo intraplaca. En Siebe et al. (2004b) se propone cristalización fraccionada como proceso operativo durante el ascenso del magma del Guespalapa. También propone que la fuerte correlación negativa entre  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ , Cr, Ni y  $\text{TiO}_2$  y el  $\text{SiO}_2$  indica que Ti-magnetita, Cr-espínela, olivino y clinopiroxeno fueron las fases fraccionadas dominantes en los magmas del Guespalapa con cristalización mínima y/o remoción de plagioclasas, ortopiroxeno y hornblenda (Siebe et al., 2004b).

Según Siebe et al. (2004b), las concentraciones de  $\text{P}_2\text{O}_5$  son de normales a altas (0.3-0.6 wt%), al incrementarse el  $\text{SiO}_2$  primero se muestra un ligero incremento que culmina en alrededor de 50 wt%.  $\text{SiO}_2$  para después ligeramente decrecer. Algunos otros elementos traza tales como Zr y Ce presentan la misma tendencia con respecto al  $\text{SiO}_2$ . Análisis petrográficos también sugieren que en las rocas del Guespalapa, el clinopiroxeno fue una fase de cristalización temprana siguiendo al olivino, se ha demostrado experimentalmente que esta secuencia es característica de cristalización de andesitas relacionadas a subducción bajo condiciones hídras y/o altas presiones además de que ha sido sugerida como instrumento generador de tendencias "calci-alcalinas" (Siebe et al., 2004 a,b).

Elementos mayores y traza de roca total de lavas del volcán Guespalapa									
Muestra	C2-04	C3-02	D3-02	C3-03	D3-01	B2-01	A2-05	A2-05-II	A2-23
SiO <sub>2</sub>	48.39	49.94	50.05	50.21	50.41	50.54	53.58	55.03	55.46
TiO <sub>2</sub>	1.93	1.75	1.97	1.96	1.9	1.79	1.47	1.34	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.39	16.3	15.58	15.68	15.97	16.48	16.89	16.96	16.77
Fe <sub>3</sub> O <sub>3t</sub>	10.73	10.24	10.33	10.37	10.26	10.07	8.38	7.36	7.56
MnO	0.16	0.14	0.15	0.16	0.15	0.14	0.13	0.12	0.12
MgO	8.42	8.55	8.28	8.24	8.49	7.64	7.03	6.13	5.78
CaO	9.4	7.95	8.32	8.35	8.52	7.86	7.63	6.65	6.68
Na <sub>2</sub> O	3.76	3.88	3.9	3.91	3.9	3.98	4.18	4.59	3.78
K <sub>2</sub> O	0.86	0.95	1.13	1.15	1.15	1.07	1.24	1.18	1.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.35	0.56	0.6	0.56	0.51	0.35	0.28	0.25
LOI	-0.64	-0.5	-0.68	-0.59	-0.6	0.39	-0.06	-0.22	-0.03
Total	98.73	100.03	100.28	100.62	101.3	100.09	100.85	99.4	98.65
Sc	25	22.8	21.9	22.5	22.1	24.5	19.2	16.2	16
V	513	172	156	153	149	169	140	125	127
Cr	268	304	273	283	296	277	225	137	165
Co	41.2	38.8	35.7	36.7	38.9	35.5	29.1	27	26
Ni	147	162	177	143	171	119	122	119	103
Cu	30	34	36	32	30	30	31	31	20
Zn	78	83	102	91	93	92	80	78	75
Rb	14	13	<10	<10	20	20	15	19	32
Sr	544	495	487	489	505	471	503	514	531
Y	34	27	31	31	30	31	24	21	24
Zr	165	190	216	221	210	224	188	165	157
Sb	0.2	<0.1	0.1	<0.1	0.2	0.1	<0.1	0.2	<0.1
Cs	0.7	<0.2	<0.2	0.6	<0.2	<0.2	<0.2	0.9	1.1
Ba	178	241	239	248	234	457	483	264	291
La	15.2	17.6	20	21.7	21.1	21.9	15.8	13.6	13.7
Ce	34	40	47	50	49	51	38	31	29
Nd	19	21	24	25	25	25	18	15	16
Sm	4.69	4.89	5.58	5.87	5.68	6.08	4.47	3.43	3.98
Eu	1.63	1.61	1.77	1.85	1.91	1.94	1.47	1.2	1.31
Tb	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.8	0.6	0.5	0.6
Yb	2.79	2.66	2.85	2.89	2.89	3.06	2.11	1.69	1.94
Lu	0.41	0.33	0.37	0.39	0.39	0.41	0.28	0.2	0.28
Hf	4	3.7	4.3	4.4	4.5	4.4	3.7	3.5	3.8
Ta	0.7	1	1.1	0.9	1.1	1.2	0.6	<0.3	0.8
Pb	<5	9	<5	<5	11	5	<5	<5	<5
Th	1.7	1.5	1.8	1.9	1.9	1.8	1.9	1.5	1.8
U	0.6	0.3	1	0.6	0.7	0.7	0.7	0.3	0.9

**Tabla 2.** Composición en roca total de las lavas del volcán Guespalapa (Siebe et al., 2004b).

## Composición isotópica de Estroncio y Neodimio.

Los datos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para Guespalapa son heterogéneos y presentan variaciones significativas, una característica que también presenta la distribución de elementos mayores y traza. Las muestras del Guespalapa muestran afinidad obvia con aquellos valores que presenta un manto superior empobrecido por lo que su firma Nd-Sr es la más empobrecida de toda la Sierra Chichinautzin (Siebe et al., 2004b). Este mismo trabajo propone que la homogeneidad isotópica de las lavas primitivas del Guespalapa en comparación con aquellas lavas del Pelado y Chichinautzin sugiere un rápido ascenso evitando mucha contaminación y que la heterogeneidad isotópica del Guespalapa es ampliamente heredada de la fuente con contribuciones menores de contaminación litosférica mientras que las tendencias de los óxidos mayores y los elementos traza son en gran medida controlados por procesos de cristalización fraccionada y en menor medida por fusión de la fuente o contaminación litosférica.

## Génesis del magma y contexto tectónico.

Las muestras del Guespalapa son caracterizadas por altos contenidos de MgO (8.9 wt%),  $\text{TiO}_2$  (1.27-1.93 wt%), Cr (250-300 ppm) y Ni (140-180 ppm) (Siebe et al. 2004b). Estas se pueden ver justamente como fundidos "primitivos" que fueron originados por bajo grado de fusión parcial de peridotitas del manto. Datos de elementos traza y análisis de isótopos Sr-Nd indican que los basaltos primitivos del Guespalapa se originaron de un manto heterogéneo. Al mismo tiempo, la generación del magma debajo del TMVB está directamente relacionada con la subducción de la placa de Cocos (Siebe et al. 2004b). En este escenario

la producción del magma ocurre a través de la adición de un componente derivado de la deshidratación de la placa subducida.

### **5.3 Volcán Pelado**

El escudo del volcán Pelado está formado principalmente por andesitas grises oscuro de alto contenido de sílice. Estas rocas se caracterizan por la presencia rara de fenocristales de olivino con bordes de reacción de piroxeno. Las plagioclasas, mineral más abundante, ocurren como fenocristales y microlitos al igual que la augita y la hiperstena (Siebe et al. 2004b).

#### Elementos Mayores

En base a análisis de roca total, Siebe et al. (2004b) ha clasificado las lavas del Pelado por su contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) y total de alcalinos ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) en andesitas calco alcalinas con alto contenido de sílice ( $\text{SiO}_2 = 59$  a  $63$  wt%), al mismo tiempo se reconoce a través de la comparación de los contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{MgO}$  que las lavas distales (tempranas) son relativamente más máficas que las proximales (tardías).

Por otro lado, Lorenzo-Merino (2016) reporta composiciones de tefras y lavas del pelado. Las composiciones reportadas son andesitas basálticas para la parte baja de las tefras y andesitas a dacitas en la parte alta. Adicionalmente esta misma autora propone la separación de las lavas del pelado, reportando, composiciones de andesitas basálticas a andesitas para el flujo inferior mientras andesitas a dacitas para las lavas del flujo superior.

# 6. Metodología y descripción de muestras

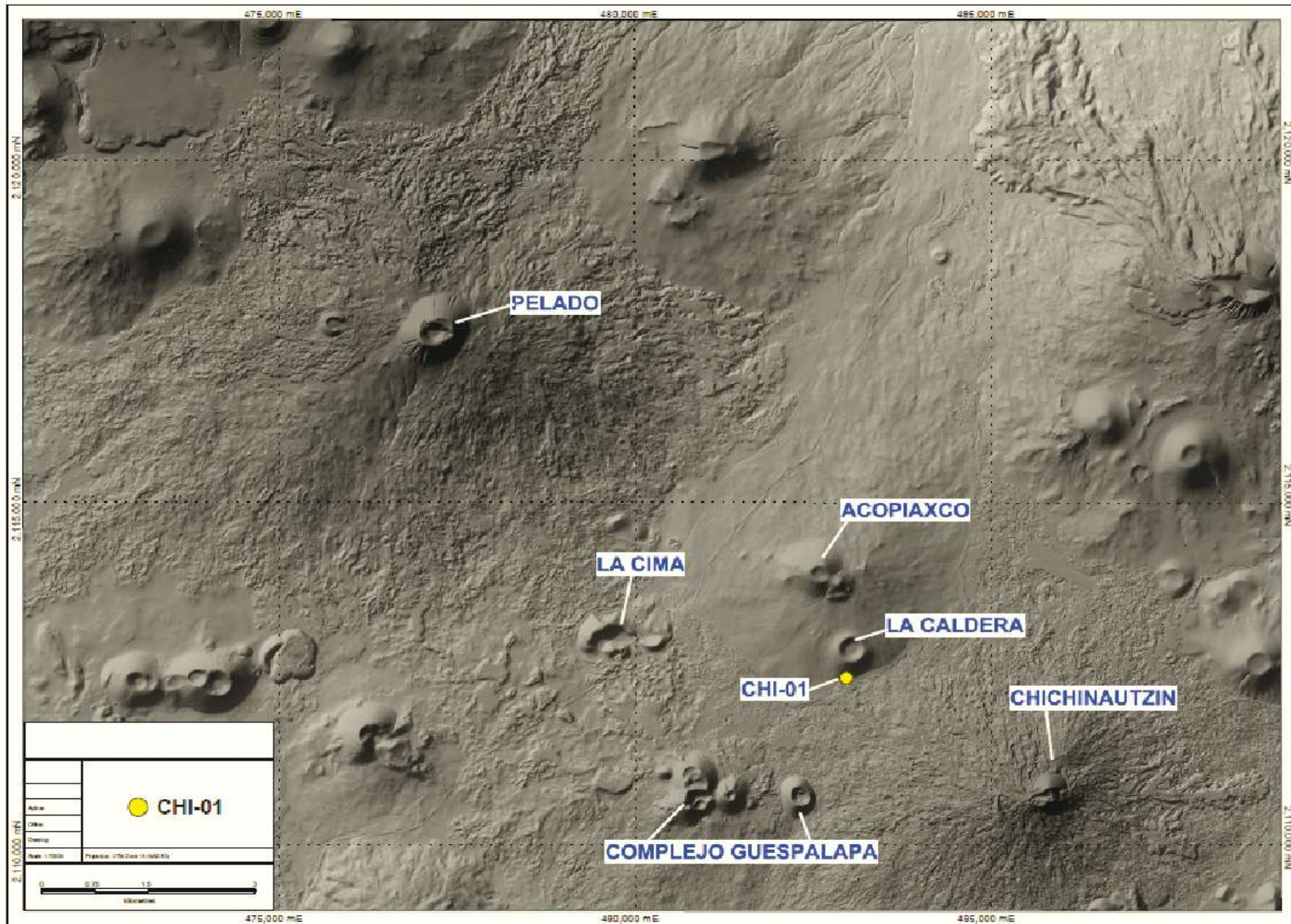
En este capítulo se hace una descripción de la secuencia piroclástica muestreada, se presentan los resultados del fechamiento por radiocarbono mediante la técnica de Espectroscopía de Acelerador de Masas (AMS) de la muestra de paleosuelo (CHI-01A), también se presentan los resultados de los análisis de granulometría. Además se incluye una descripción de las características físicas de las inclusiones de vidrio y de los cristales de olivinos huéspedes.

## 6.1 Trabajo de campo

Una vez realizado el viaje de reconocimiento al área de estudio, se localizó un afloramiento de una secuencia espesa de cenizas volcánicas (**Figura 8**). La columna estratigráfica está bien preservada, aunque las cenizas han sufrido procesos menores de retrabajo (**Figura 9**). Dicho afloramiento se localiza ~3.6 km al sureste del volcán La Cima, a ~3.4 km del volcán Guespalapa, a ~3.2 km al noroeste del volcán Chichinautzin y a ~7.8 km del volcán Pelado (**Figura 8**). El espesor del depósito (cerca de 2 m) y el grosor de los fragmentos (hasta lapilli en la base) indican una fuente cercana. Además, el buen estado de conservación implica una edad reciente. Por lo tanto, estos cuatro volcanes pueden ser considerados como fuentes potenciales del depósito. En base a la edad del paleosuelo colectado debajo del depósito (aprox. 11,620 años AP, ver método de fechamiento por radiocarbono



más adelante) considerada como edad máxima del depósito y del hecho que se ha encontrado el depósito de pómez Tutti Frutti (~14,100 A.P.; Sosa-Ceballos et al., 2012) sobre el cono del volcán la Cima (por lo tanto no es un candidato posible), se propuso inicialmente el volcán Guespalapa como la fuente más probable del depósito estudiado (los volcanes Guespalapa y Chichinautzin son más recientes con edades de 2,835-4,690 y 1,835 años A.P. respectivamente; Siebe et al., 2004a). El volcán Pelado fue descartado inicialmente como posible fuente debido a la ausencia de olivinos en sus lavas y algunos de sus depósitos de ceniza analizados (Siebe et al., 2004b). Sin embargo, estudios estratigráficos más avanzados se han llevado a cabo en la zona, y han podido establecer con claridad que el Pelado es la fuente del depósito y que la base de la secuencia de las cenizas del Pelado tiene una composición marcadamente más máfica que sus lavas y por lo tanto contiene olivino (Lorenzo Merino, 2016). Estos mismos estudios permiten inferir que las muestras analizadas en este trabajo (horizontales C y D de la secuencia en la **Figura 9**) corresponden a una etapa intermedia de la erupción.



**Figura 8.** Localización del depósito de caída estudiado (CHI-01). LiDAR, INEGI (2016).



Horizonte D) 100 cm de estratificación fina (< 1 cm), con en menor proporción, estratos de hasta 4 cm de espesor constituidos por partículas finas y gruesas con presencia importante de cristales de olivino y Plagioclasas.

Horizonte C) 25 cm de alternación de capas de ceniza gruesa y fina relativamente pobre en cristales en comparación con la capa D.

Horizonte B) 40 cm de alternación de estratos finos de ceniza fina a gruesa pobre en cristales.

Horizonte A) Suelo Pobremente desarrollado de color marrón oscuro con presencia importante de materia orgánica, presenta un espesor mínimo de 47 cm.

**Figura 9.** Fotografía del afloramiento (CHI-01), señalización de cada uno de los horizontes y su descripción física.

El afloramiento CHI-01 es un depósito piroclástico que mide 165 cm de base a cima y reposa sobre un paleosuelo pobremente desarrollado de color marrón oscuro (**Figura 9**). La ceniza se compone de fragmentos de vidrio volcánico variablemente vesiculados, fragmentos de lavas, además de cristales sueltos de olivino, plagioclasa y en menor proporción de piroxenos. Con el objetivo de efectuar una comparación entre diferentes etapas de la erupción volcánica, la secuencia piroclástica de base a cima se dividió en tres capas (B, C y D) de acuerdo a sus características físicas observadas. Cada una de las capas asignadas se describe en la **figura 9**.

Para asegurar una muestra representativa de cada una de las capas: B, C y D del afloramiento, la recolección de muestras se realizó mediante la técnica "muestreo de canal" perpendicular a la estratificación. El horizonte A corresponde al paleosuelo, el cual fue fechado por radiocarbono (ver sección siguiente). Los horizontes B, C y D representan cenizas depositadas durante etapas sucesivas de la erupción. Debido a que la capa CHI-01B presenta escasa cantidad de cristales de olivino, las muestras analizadas geoquímicamente en el presente estudio son las provenientes de los niveles estratigráficos CHI-01C que representa una fase temprana y CHI-01D que representa una fase más tardía de la erupción.

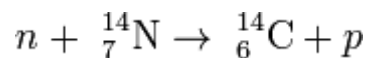
## **6.2 Método de fechamiento por radiocarbono**

El paleosuelo CHI-01A se envió para su datación mediante Carbono 14 al Laboratorio de Espectroscopía de Acelerador de Masas (AMSL), Departamento de Geociencias de la Universidad de Tucson, Arizona.

El carbono-14 tiene una vida media de  $5730 \pm 40$  años, sin embargo, no ha desaparecido de la Tierra debido a los constantes impactos de rayos

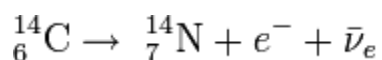
cósmicos sobre el nitrógeno de la atmósfera lo que ocasiona la generación de nuevos isótopos de  $^{14}\text{C}$  (Zeuner, 1946).

Los rayos cósmicos provocan varias reacciones nucleares al entrar en la atmósfera, algunas, producen neutrones. Los neutrones resultantes reaccionan con algunos átomos de la molécula de nitrógeno ( $\text{N}_2$ ) y genera  $^{14}\text{C}$  mas protones tal como se muestra en la siguiente reacción:



Simultáneamente, el carbono-14 reacciona con el oxígeno para formar dióxido de carbono para después esparcirse uniformemente en la atmósfera.

La fotosíntesis incorpora el átomo radiactivo ( $^{14}\text{C}$ ) en las plantas de manera que la proporción de  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  en éstas es similar a la existente en la atmósfera. Tras la muerte de la planta, no se incorporan nuevos átomos de  $^{14}\text{C}$  a los tejidos su concentración va decreciendo conforme se transforma en  $^{14}\text{N}$  por decaimiento radiactivo:



El procedimiento del análisis utilizado por el Laboratorio de Radiocarbono de la Universidad de Tucson, Arizona esta descrito en detalle en la página: [http://www.physics.arizona.edu/ams/education/ams\\_principle.htm](http://www.physics.arizona.edu/ams/education/ams_principle.htm). El procedimiento se resume a continuación.



### **1) Pre-tratamiento de la muestra.**

Las muestras se sometieron a un pre-tratamiento que consistió en el hundimiento de la muestra secuencialmente en ácido clorhídrico diluido, agua destilada, hidróxido de sodio diluido, agua destilada, ácido clorhídrico otra vez y finalmente agua destilada hasta que el agua residual producto del lavado presentó PH neutro. El ácido clorhídrico remueve los carbonatos tales como el polvo arrastrado por el viento, agua con alto contenido mineral y suelo. Por otro lado, el hidróxido de sodio remueve cualquier material orgánico soluble tal como los ácidos grasos.

### **2) Conversión de la muestra a CO<sub>2</sub>.**

Unos cuantos miligramos de la muestra limpia y seca son colocados junto a algo de óxido de cobre en un tubo de vidrio. Se elimina cualquier gas presente dentro del tubo mediante un sistema de vacío conectado al tubo. Después, las muestras de carbón y madera se calientan a 900° C para producir dióxido de carbono. La presión de gas seco y limpio se mide a volumen conocido y con esto se calcula el contenido de carbón de la muestra. Producciones de 40-45% son típicas de la mayoría de materiales orgánicos. Los materiales carbonáceos no necesitan este proceso, basta con disolver las muestras con ácido fosfórico en el tubo y la reacción libera el dióxido de carbono.

### **3) Conversión de la muestra en grafito.**

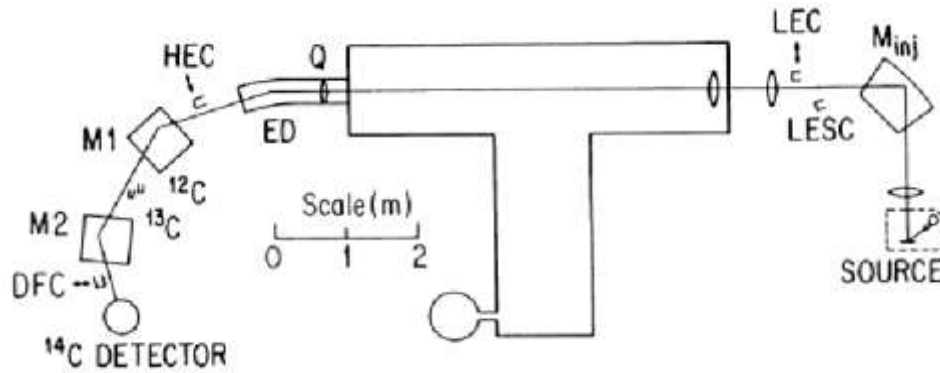
El dióxido de carbono colectado en el último paso es transferido a una línea de producción de grafito. Este grafito se produce mediante la conversión de CO<sub>2</sub> a monóxido de carbono sobre zinc caliente, después,

este gas es convertido a grafito sobre hierro caliente a una temperatura de aproximadamente 600°C.

#### **4) Medición**

Después del proceso de grafitización, las muestras de polvo de grafito (~0.5 mg) son puestas en recipientes y montadas en ruedas objetivo (con capacidad de 32 o 40 objetivos), las ruedas objetivo son insertadas en la fuente de iones del acelerador. De 8 a 10 objetivos de grafito normalizados hechos de estándares de ácido oxálico I (cosecha de azúcar de betabel de 1955) y II (cosecha de melaza de betabel francés de 1977), fabricados por U.S. National Institute of Standards and Technology, se incluyen en el análisis en cada rueda. Los resultados son calculados por comparación del contenido de carbono 14 de las muestras y estos dos estándares además de la normalización a "moderna" 1950 AD.

Los principios de AMS describen la física de la partícula de carbono 14 al pasar a través del acelerador de partículas. Para medir la cantidad de carbono 14, se usa un detector de barrera superficial de silicon. El haz pasa a través de una lámina de mylar en la entrada del detector. Las partículas de carbono 14 y nitrógeno 14 pierden energía a diferentes tasas cuando estas pasan por la lámina de mylar, esto permite que el detector resuelva para dos isobaras (**Figura 10**).



**Figura 10.** Diagrama esquemático del AMS de Arizona, Linick et al., (1986). Por su abreviaciones en ingles, Minj; Injection Magnetic; LEC Low energy Faraday cup; LESC Low energy Faraday side; Q electrostatic quadrupole focus; ED, electrostatic deflector; M1 and M2, high-energy magnets; <sup>12</sup>C and <sup>13</sup>C, high-energy Faraday side cups for those isotopes; and DFC, detector Faraday cup.

## 5) Correcciones

### a) Corrección por "Background"

Para determinar la magnitud de contaminación de la muestra ocurrida durante los procesos de conversión de su forma original a grafito se midieron blancos sin contenido de <sup>14</sup>C.

Esta contaminación también es llamada "background".

$$f = \frac{(14/13)_B}{(14/13)_{std}}$$

Donde B y std significan blanco y estándares conocidos respectivamente.



La fracción moderna de la muestra (F), en términos de fracción moderna medida (F<sub>m</sub>), se expresa como sigue, (Donahue et al., 1990):

$$F = F_m \left[ 1 - f \left\{ \frac{1}{F_m} - 1 \right\} \right]$$

Donde:

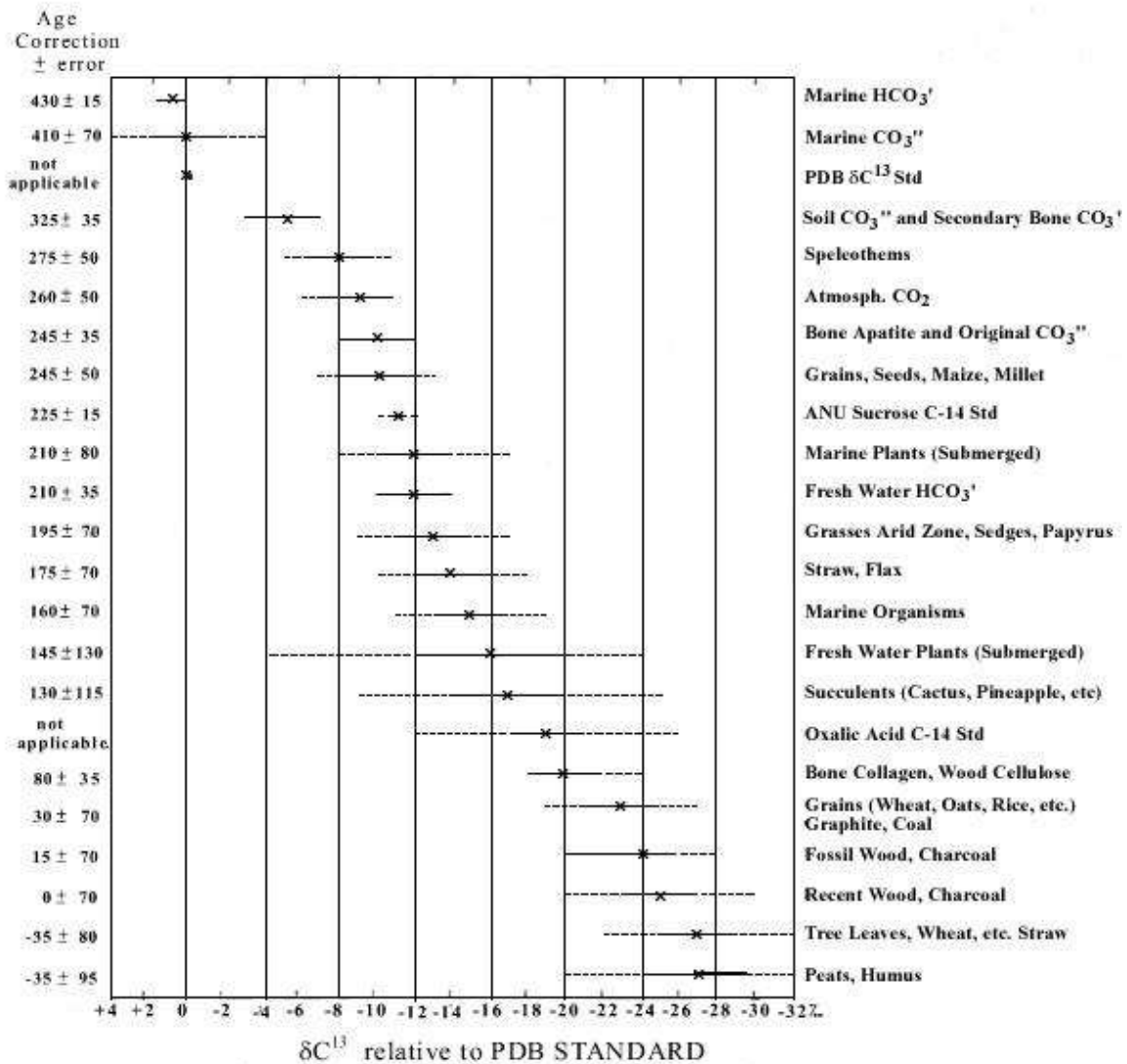
$$F_m = \frac{(14/13)_m}{(14/13)_{1950}}$$

b) Corrección por <sup>13</sup>C

Por convención, el fraccionamiento del isótopo <sup>13</sup>C en todas las muestras se toma en cuenta a partir de la normalización a -25 por mill wrt PDB (**Figura 11**), el valor medio de madera terrestre. La actividad específica normalizada de la muestra (A<sub>SN</sub>), se relaciona con la actividad de la muestra medida (A<sub>S</sub>) y el δ <sup>13</sup>C; carbono 13 medido de la siguiente manera:

$$A_{SN} = A_S \left\{ \frac{1 - \frac{25}{1000}}{1 + \frac{\delta^{13}C_S}{1000}} \right\}^2$$

En donde: A<sub>SN</sub>; Actividad Normalizada Específica. A<sub>S</sub>; Actividad medida en la muestra y el δ <sup>13</sup>C; carbono 13 medido en la muestra.



**Figura 11.** Gráfico de corrección por carbono 13 en relación al Banco de Datos de Proteínas y al tipo de materia orgánica analizada (Stuiver and Polach, 1977).

## 6) Resultado

La fecha convencional establecida y corregida por  $\delta^{13}\text{C}$  (-23 ‰) de la muestra de paleosuelo CHI-01A es de de 11,620+175/-170 años B.P.

### 6.3 Análisis granulométrico: métodos, resultados e interpretación

Se realizó análisis granulométrico de las muestras B, C y D después de secarlas en un horno durante 24 horas a una temperatura de 70°C en el laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica de la UNAM. El arreglo de mallas fue de 8 tamices separados por 1  $\phi$  desde  $\phi$  -5 hasta el  $\phi$  4. Los valores obtenidos fueron registrados en una hoja de control presentada en la **Figura 12**, y graficados en la **Figura 13**. Este análisis, además de proporcionar muestras separadas para la búsqueda de olivinos, permite confirmar la distribución bimodal del grosor de las partículas en la base de la secuencia. Los fragmentos de escoria son más grandes en la parte baja (CHI-01B) mientras la parte más alta (muestras CHI-01C y D) es significativamente más fina y mejor clasificada. Ésta última corresponde a la capa E en la sección estratigráfica tipo establecida recientemente por Lorenzo Merino (2016).

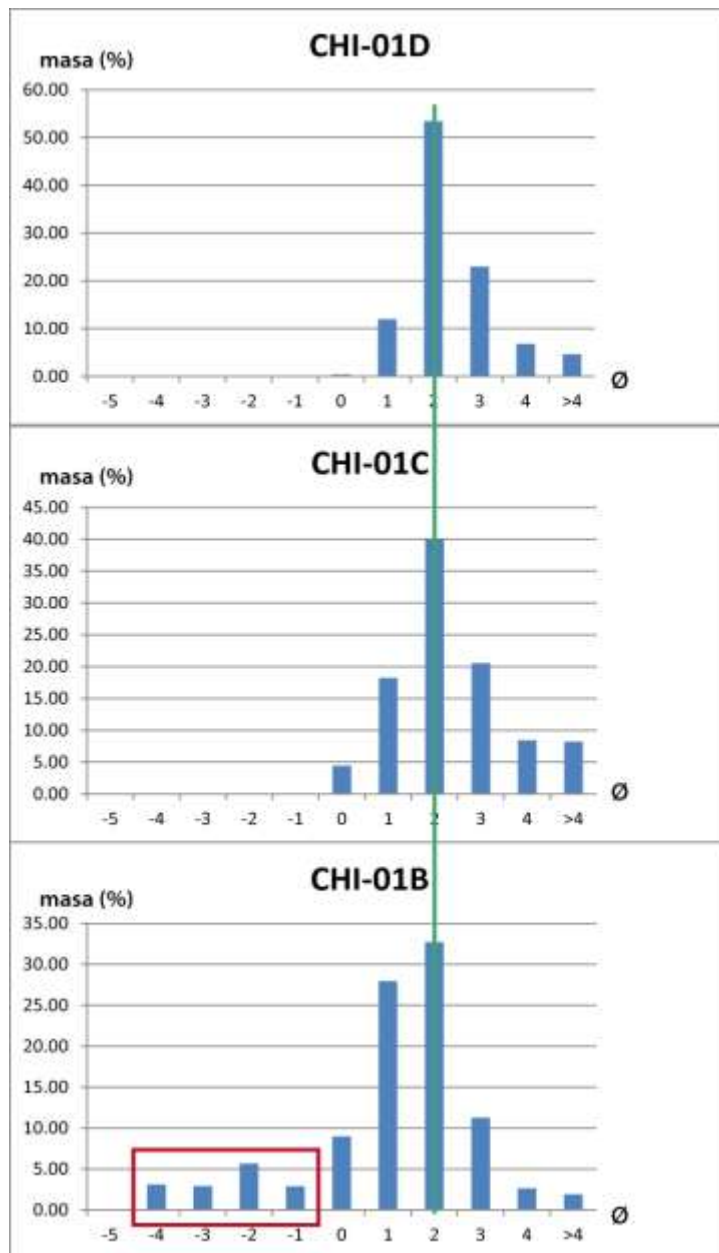
a)

Phi	mm	CHI-01B	CHI-01C	CHI-01D
Masa inicial (gm)		879.44	401.85	1125.15
-5	32	0	0	0
-4	16	27.41	0	0
-3	8	25.66	0	0
-2	4	49.6	0	0
-1	2	25.28	0.54	0
0	1	78.89	17.76	3.91
1	0.5	245.43	73.03	134.26
2	0.25	287.38	160.2	599.7
3	0.125	99.07	82.31	257.46
4	0.0625	23.22	33.75	76.21
>4		16.76	32.93	51.81
Masa final (gm)		878.7	400.52	1123.35

b)

Phi	mm	CHI-01B	CHI-01C	CHI-01D
-5	32	0.00	0.00	0.00
-4	16	3.12	0.00	0.00
-3	8	2.92	0.00	0.00
-2	4	5.64	0.00	0.00
-1	2	2.88	0.13	0.00
0	1	8.98	4.43	0.35
1	0.5	27.93	18.23	11.95
2	0.25	32.71	40.00	53.38
3	0.125	11.27	20.55	22.92
4	0.0625	2.64	8.43	6.78
>4		1.91	8.22	4.61
Sum		100.00	100.00	100.00

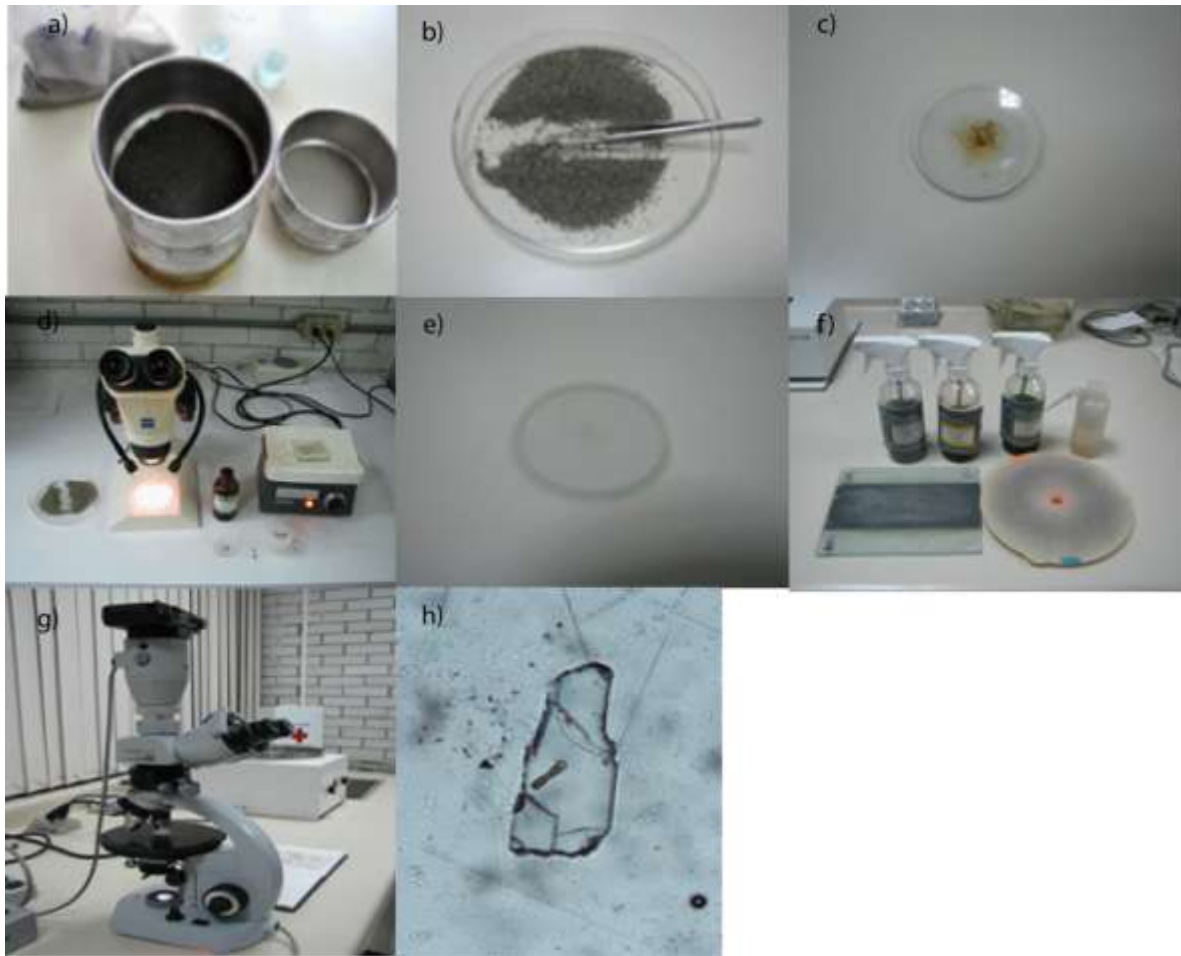
**Figura 12.** a) Tabla de Clasificación granulométrica. En verde la masa inicial, en rojo la masa final (gm). b) Tabla de clasificación granulométrica en porcentaje de masa.



**Figura 13.** Histogramas de variación de granulometría en las muestras B, C y D.

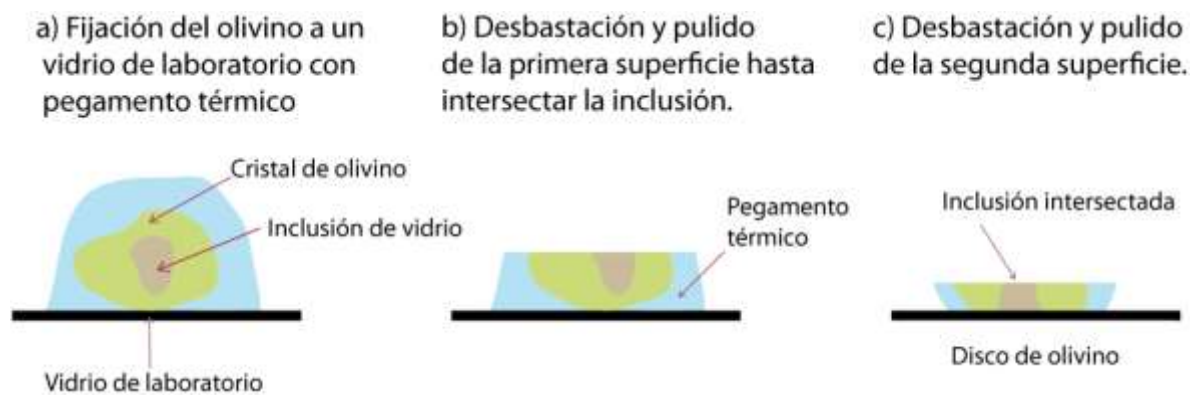
#### 6.4 Separación de cristales de olivino

Los cristales de tamaño entre 0.5 y 0.25 mm ( $\phi=+1$  y  $+2$ ) fueron separados a mano usando esteroscopio en el laboratorio de separación de minerales del instituto de geología de la UNAM (**Figuras 14a y b**). Posteriormente, los cristales seleccionados fueron sumergidos en aceite con índice de refracción igual al olivino (1.678) con la finalidad de facilitar la selección de aquellos cristales que contienen inclusiones de vidrio, ya que este aceite permite la visibilidad a través de los cristales de olivino (**Figura 14c**). Los cristales con las inclusiones más grandes, cerradas y vítreas fueron seleccionados y montados en vidrios de laboratorio con pegamento térmico que genera enlace cristalino al enfriarse a temperatura ambiente (**Figuras 14e y 15a**). Una vez fijado el cristal en el vidrio de laboratorio se procedió a su devastación hasta intersecar con una superficie plana la inclusión de vidrio dentro del cristal (**Figuras 14f y 15b**). En primer lugar se llevó a cabo mediante papel abrasivo de 600 y 400 Grits según el sistema de designación CAMI (*Coated Abrasive Manufacturers Institute* en EE.UU.). A continuación, para lograr una superficie plana totalmente lisa se pulió la superficie con suspensiones de diamante con tamaño de partícula de 6, 3 y 0.25  $\mu\text{m}$ . Este procedimiento se realizó también en el lado opuesto de la primera superficie plana hasta generar un disco de olivino limitado por dos superficies paralelas totalmente lisas, mismas que intersecan la inclusión de vidrio encapsulada en el cristal y objeto de estudio en el presente trabajo (**Figura 15c**).



**Figura 14.** Descripción gráfica de la preparación de muestras. a) Tamizado de la muestra, b) Separación de cristales de olivino, c) Inmersión en aceite con índice de refracción igual al del olivino, d) Selección de cristales con inclusión, e) Montado del cristal en vidrio de laboratorio, f) Devastación del cristal mediante papel abrasivo y suspensión de partículas de diamante, g) Descripción de características texturales, h) inclusión (café, 200  $\mu\text{m}$  de largo) lista para analizar por FTIR y Microsonda.

Una vez listos los discos de olivino con inclusiones de vidrio intersecadas por dos superficies paralelas y totalmente lisas se procedió a la descripción de las características físicas de las inclusiones de vidrio mediante microscopio petrográfico en el laboratorio de petrografía del Instituto de Geología de la UNAM (**Tabla 3, Figura 14 g,h**).



**Figura 15.** Etapas de preparación de los discos de olivino con inclusión de vidrio, (Roberge et al., 2005).

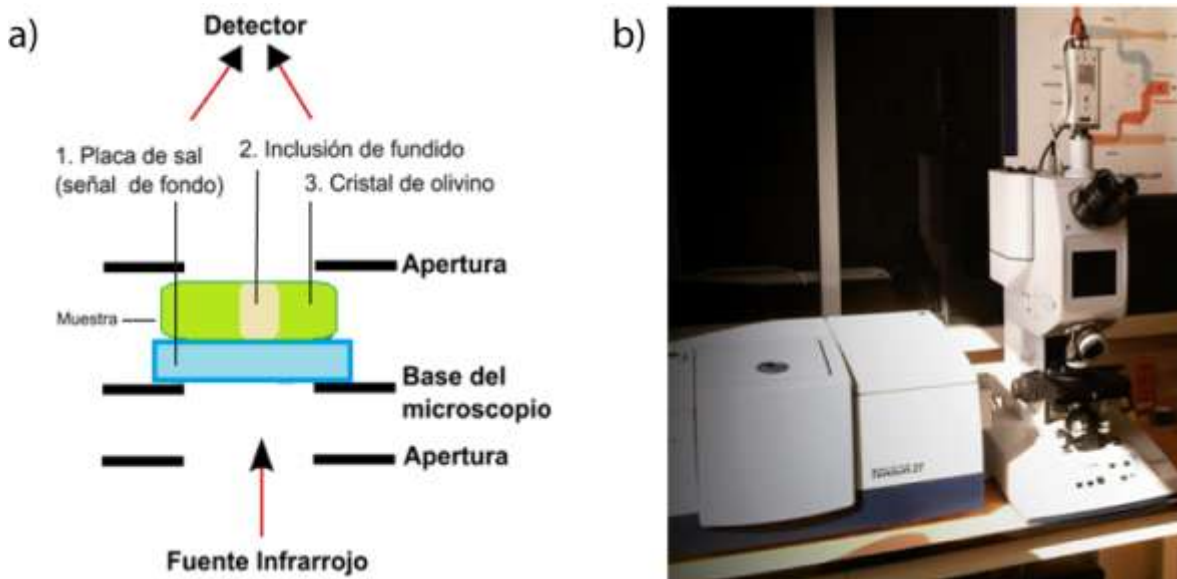


Inclusión	Forma	Tipo	Tamaño (μm)	Burbuja de vapor	Textura	Cristales
<b>Capa C</b>						
CHI-01C-1	Elipsoidal	Cerrada	180 X 50	-	Vítrea	Si
CHI-01C-2	Elipsoidal	Cerrada	150 X 20	35 X 30	Vítrea	No
CHI-01C-4	Prisma triangular	Hourglass	190 X 110	90 X 80	Desvitrificada	Si
CHI-01C-5	Elipsoidal	Cerrada	310 X 90	-	Vítrea	No
CHI-01C-6	Elipsoidal	Cerrada	180 X 40	30	Desvitrificada	No
CHI-01C-7	Elipsoidal	Cerrada	280 X 70	40	Vítrea	No
CHI-01C-8	Rectangular	Cerrada	110 X 80	25	Vítrea	No
CHI-01C-9-1	Elipsoidal	Cerrada	100 X 80	-	Vítrea	No
CHI-01C-9-2	Elipsoidal	Cerrada	50 X 40	-	Vítrea	No
CHI-01C-9-3	Elipsoidal	Cerrada	20 X 20	-	Vítrea	No
CHI-01C-10	Prisma triangular	Cerrada	190 X 50	30 X 25	Vítrea	No
CHI-01C-12-1	Elipsoidal	Cerrada	140 X 80	30	Vítrea	No
CHI-01C-12-2	Elipsoidal	Cerrada	140 X 40	-	Vítrea	Si
CHI-01C-13	Tubular	hourglass	520 X 100	-	Desvitrificada	Si
CHI-01C-14	Elipsoidal	Cerrada	120 X 50	35	Vítrea	Si
CHI-01C-15	Irregular	Hourglass	280 X 90	-	Desvitrificada	Si
<b>Capa D</b>						
CHI-01D-1	Elipsoidal	Cerrada	90 X 40	-	Desvitrificada	Si
CHI-01D-3	Elipsoidal	Cerrada	120 X 30	-	Vítrea	No
CHI-01D-4	Irregular	Cerrada	160 X 80	-	Vítrea	Si
CHI-01D-6	Elipsoidal	Cerrada	140 X 60	50	Vítrea	No
CHI-01D-7	Irregular	Hourglass	120 X 80	-	Desvitrificada	Si
CHI-01D-8	Irregular	Cerrada	110 X 60	-	Vítrea	No
CHI-01D-11	Irregular	Hourglass	300 X 160	-	Desvitrificada	No
CHI-01D-12	Irregular	reentrantre	140 X 90	-	Desvitrificada	No
CHI-01D-13-1	Irregular	reentrantre	350 X 220	-	Desvitrificada	Si
CHI-01D-13-2	Irregular	hourglass	190 X 110	-	Desvitrificada	Si
CHI-01D-14	Prisma triangular	Cerrada	250 x 130	-	Desvitrificada	Si
CHI-01D-15	Irregular	reentrantre	330 x 130	-	Desvitrificada	Si
CHI-01D-16	Prisma triangular	hourglass	240 x 130	-	Vítrea	Si
CHI-01D-17	Irregular	reentrantre	310 x 260	-	Desvitrificada	Si

**Tabla 3.** Características texturales de las inclusiones de vidrio analizadas del volcán Pelado. Forma: Indica la forma original de la inclusión antes de ser preparada la muestra. Tipo: Cerrada, reentrante, o hourglass (ver marco teórico para definiciones).

## 6.5 FTIR (Fourier Transform Infrared Spectroscopy)

Es una técnica espectroscópica altamente reproducible no destructiva y también es el método más confiable para cuantificar la presencia de los volátiles, H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> disueltos en inclusiones de vidrio (Lowenstern, 1995). Para cuantificar los gases magmáticos es necesario conocer el espesor y densidad de la muestra además del coeficiente de absorción para las especies de interés dentro del vidrio. La inclusión a analizar dentro del cristal debe estar preparada en forma de un disco finamente pulido por ambos lados, ya que dicho disco se asienta en una placa de NaCl misma que funciona como ventana de fondo. La placa de NaCl y específicamente el disco de olivino se colocan en una apertura por la cual se hace transmitir un haz enfocado de luz infrarroja (**Figura 16a**).



**Figura 16.** Medición con espectroscopía infrarroja. Se toman medidas de la placa de NaCl (1) como señal de fondo; de la inclusión de fundido (2); y del cristal de olivino (3) en modo de absorción. En el modo de reflexión, se toman medidas de una placa de oro como señal de fondo y de la inclusión o del cristal. Modificado de Reyes-Luna (2012).

El contenido de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> disuelto en las inclusiones de vidrio fue medido mediante espectroscopía infrarroja usando un espectrómetro FTIR 36X de marca Bruker (Hiperión 1000/2000, tensor de 27 con fuente de IR) en el laboratorio de flujos corticales del Centro de Geociencias de la UNAM, Juriquilla, Querétaro (**Tabla 3, Figura 16b**).

El primero paso fue montar el disco de olivino en una placa de sal con el fin de localizar la inclusión a analizar en la apertura o fuente infrarroja. Las mediciones por espectroscopía infrarroja se dividieron en dos etapas: 1) espectrometría infrarroja en modo de transmisión para la medición del contenido de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O, 2) espectrometría infrarroja en modo de reflexión para calcular el espesor del disco de olivino.

Antes de empezar con las mediciones en modo de luz transmitida, se cuantificó el H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> presente en la columna de aire entre la fuente infrarroja y el disco de olivino a través de una medición enfocando a la placa de sal como medida de fondo o *background*. Posteriormente, y en dos ocasiones (por reproductibilidad) se hizo incidir rayos infrarrojos enfocando la misma área dentro de la inclusión de vidrio con la finalidad de obtener la absorbancia en dicha área.

En la modalidad de reflexión también se realizó una calibración haciendo incidir espectroscopía infrarroja en una placa de oro como valor de fondo o *background*. Posteriormente se procedió con las mediciones en modo de reflexión, empezando por la inclusión de vidrio y posteriormente el disco de olivino, ambas en dos ocasiones nuevamente por reproductibilidad.

El resultado de las mediciones en modo de transmisión y en modo de reflexión son dos espectros (gráficos) en donde se compara la absorbancia en función del número de onda ( $\text{cm}^{-1}$ ) (**Figura 17**).

La **ecuación (a)** se basa en una forma simplificada de La ley de Beer-Lambert, la cual es un principio físico que explica la manera de cuantificar la radiación absorbida por un material determinado. Dicha ley declara que la cantidad de radiación absorbida (absorbancia) es directamente proporcional a la concentración de un componente (en nuestro caso  $\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CO}_2$ ) en una solución (inclusión de vidrio) y que además la cantidad de radiación absorbida depende de la distancia recorrida en dicha solución por la radiación (espesor del disco de olivino) (Nichols y Wysoczansky, 2007). Mediante **la ecuación (a)** se calculó la concentración "C" en porcentaje de peso o "wt%" por sus siglas en inglés de las moléculas de interés ( $\text{H}_2\text{O}$  Y  $\text{CO}_2$ ) dentro de la inclusión de vidrio.

**Ecuación (a)** 
$$C = \frac{MA}{\rho d \epsilon}$$

Las variables de ésta ecuación se describen a continuación;  $M$  es la masa molar de la sustancia a determinar su concentración que para este caso en particular es de 18.015 g/mol para el  $\text{H}_2\text{O}$  y 44.01 g/mol para el  $\text{CO}_2$ . El pico de absorbancia  $A$  se obtiene directamente del pico fundamental del gráfico Absorbancia vs Número de onda, específicamente, en número de onda igual a 3500 (**Figura 17**). El espesor  $d$  de la inclusión y en general del disco de olivino se calculó mediante la relación propuesta por Nichols y Wysoczansky (2007) la

cual indica que la longitud de onda del patrón de interferencia de una franja es directamente proporcional al espesor del disco de olivino y al índice de refracción de la muestra. Para la obtención del parámetro densidad  $d$  de las inclusiones de vidrio a temperatura ambiente (25 °C) se realizó una suma de volúmenes molares parciales. En el caso del parámetro absorbancia molar ( $\varepsilon$ ) y para el caso de H<sub>2</sub>O se utilizó el valor de  $63 \pm 3$  L/mol • cm (Ihinger *et al.*, 1994) mientras para el CO<sub>2</sub> se calculó la absorbancia molar  $\varepsilon$  del CO<sub>2</sub> (L/mol • cm) usando la ecuación lineal de Dixon y Pan (1995) la cual se basa en el contenido de Na y Ca dentro de la inclusión.

Para aquellas inclusiones que los datos de microsonda fueron carentes y no se pudo calcular la densidad particular, se utilizó el valor promedio de cada capa piroclástica a la cual pertenece la inclusión con la finalidad de calcular los contenidos de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> en las inclusiones. Tales valores promedios de densidad se encuentran entre el rango 2.86 y 3.20 g/cm<sup>3</sup>.

### Absorbancia

En el gráfico producto de la espectroscopia infrarroja (**Figura 17**) se compara la absorbancia con respecto al número de onda, la absorbancia no posee unidades dado que se trata de una división de intensidades de luz con longitud de onda específica, siendo otra expresión de La ley de Beer-Lambert.

$$A_{\lambda} = -\log_{10} \left( \frac{I}{I_0} \right)$$

En donde:

$I$  es la intensidad de la luz con una longitud de onda específica  $\lambda$  que es pasada por una muestra (intensidad de la luz transmitida).  $I_0$  es la intensidad de la luz antes de que entre a la muestra (intensidad de la luz incidente).

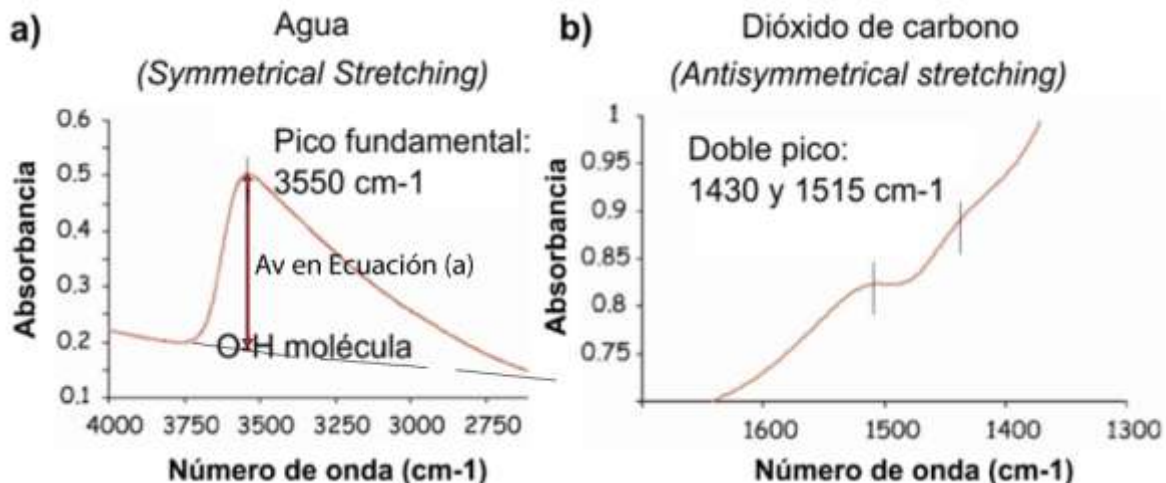
Por otro lado, el número de onda o "*wavenumber*" de una onda de luz se define como el recíproco de la longitud de onda:

$$W = 1 / \lambda$$

En donde:

$W$  es el número de onda y  $\lambda$  es la longitud de onda.

En el presente estudio,  $\lambda$  fue medido en cm, por lo que  $W$  se reporta en cm<sup>-1</sup>. Esta unidad se trata del número de ondas dentro de un cm.



**Figura 17.** Picos de absorbancia del H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. a) Pico del agua. b) Pico del dióxido de carbono, (Roberge et al., 2005).

En el presente estudio, para obtener la absorbancia se utilizó el pico de OH- a  $3,550\text{ cm}^{-1}$  (**Figura 17a**). En el caso de haber sido observada una señal correspondiente al cristal de olivino en el espectro de la inclusión de vidrio se realizó una corrección utilizando una tercera medición en el modo de absorción enfocando el cristal de olivino a un número de onda de  $1,771\text{ cm}^{-1}$ . Para este número de onda, su correspondiente valor de absorbancia del cristal de olivino fue restado al espesor de la inclusión permitiéndose para el H<sub>2</sub>O un error máximo de concentraciones de  $\pm 15\%$  ( $1\sigma$ ).

Por otro lado, el valor de absorción de CO<sub>2</sub> fue tomado del pico doble de CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> situado a  $1430$  y  $1515\text{ cm}^{-1}$  (**Figura 17b**). Debido a la complejidad del valor de señal de fondo para estos rangos de longitud de onda, la señal fue corregida mediante el programa de S. Newman (comunicación personal), este programa computacional ajusta

linealmente el espectro de la muestra y sustrae: (1) una banda pura de  $1630\text{ cm}^{-1}$  para  $\text{H}_2\text{O}$  molecular, (2) un espectro de una muestra de vidrio de referencia sin  $\text{CO}_2$  y (3) un doblete de carbonato (programa no publicado de Sally Newman). Son aceptables los resultados del programa en donde el pico doble se distingue bien, el cálculo tiene un coeficiente de correlación ( $r^2$ ) mínimo de  $\sim 0.8$  y un máximo de exactitud, el cual permite un error del  $\sim 17\%$  en la reproducibilidad del análisis. El procedimiento del tratamiento de la señal de fondo que se utilizó para los picos de carbonato se describe en Roberge (2005).

Los datos de absorbancia obtenidos para cada una de las muestras en el espectrómetro FTIR se muestran en la **Tabla 4**, así como también el espesor de la inclusión y la concentración de  $\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CO}_2$  (datos sin corrección).

## **6.6 Microsonda Electrónica (EMPA)**

La microsonda electrónica (EMPA) por sus siglas en inglés "Electron Microprobe Analysis" permanece como la técnica más precisa para determinar la composición de inclusiones de vidrio (elementos mayores) así mismo para la cuantificación de los volátiles cloro, flúor y azufre disueltos en inclusiones de vidrio (Lowenstern, 1995).

Los elementos mayores y los elementos volátiles (F, S y Cl) en las inclusiones de vidrio y sus huéspedes de olivino, fueron medidos por la Microsonda electrónica Cameca SX100 en la Universidad de Oregon, E.U.A por la Dra. Julie Roberge. Fueron analizados bajo condiciones de un voltaje de aceleración de 15 kV, un rayo de corriente de 10 nA y un diámetro de rayo de 10  $\mu\text{m}$ , utilizados con una combinación de



estándares de vidrio y de minerales. La intensidad de corriente del rayo se incrementó a 40 nA cuando se procedió a analizar S y Cl. Finalmente los tiempos de conteo fueron incrementados a 80 s para S y 100 para Cl. Para cada inclusión y olivino huésped se analizaron tres diferentes puntos con la finalidad de obtener el promedio tanto de los elementos mayores como de volátiles en cada inclusión de vidrio y cristal.

Los análisis del vidrio de la matriz se realizaron en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) en la UNAM (Ciudad de México), utilizando una microsonda de barrido electrónico JEOL JXA-8900R, una corriente de 10 nA, un potencial de aceleración de 20 kV, y un diámetro de 10-15  $\mu\text{m}$ . Na y K fueron analizados primero para evitar la pérdida por devolatilización. Los tiempos de conteo fueron de 60 s para elementos menores (P, Ti) y 40 s para los otros elementos. Un estándar fue analizado al inicio y al final de cada corrida, para verificar la coherencia de los datos. Para las dos muestras analizadas se analizaron dos clastos (uno vesiculado, y otro más denso) en cada una.

## **6.7 Roca total**

Los datos de composición total de las muestras fueron obtenidos comercialmente mediante espectrometría de emisión de plasma (ICPES) y análisis de activación de neutrones (INAA) por el laboratorio "Activation Laboratories", Ancaster, Canada (ver más detalles sobre los métodos de análisis y precisiones en: <http://www.actlabs.com>).

## 7. RESULTADOS

Fueron encontradas, preparadas y analizadas un total de 22 inclusiones de vidrio (12 en la capa C y 10 en la capa D) encontradas dentro de 18 cristales de olivino. Las 22 inclusiones se analizaron por EMPA con la finalidad de medir el contenido de elementos mayores (Ver **Tablas 4 y 5**) y los volátiles Cl y S. De éstas, 16 inclusiones fueron analizadas por Espectroscopia Infrarroja (FTIR) para medir el contenido de los volátiles H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. La diferencia en el número de muestras analizadas entre una técnica y la otra se debe a que las inclusiones necesitan ser más grandes para ser analizadas por FTIR que para ser analizadas por EMPA además de la pérdida inevitable de muestras entre un análisis y otro. El afloramiento muestreado se dividió de acuerdo a sus características físicas en 2 capas; la Capa C la cual representa una etapa temprana de la erupción y la Capa D la cual representa una etapa más tardía de la misma erupción, ambas siendo parte de una etapa inicial de la erupción del Volcán Pelado (**Tablas 4 y 5**).

La composición de la matriz de los dos clastos analizados en cada capa (C y D) está reportada en la **Tabla 6**, así como la composición de roca total de la muestra de ambas capas.

Muestra	Análisis	%Fo OI.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	MnO	FeO	Na <sub>2</sub> O	MgO	Total	H <sub>2</sub> O wt%	CO <sub>2</sub> ppm	S ppm	Cl ppm
CHI-01C-2	FTIR+EMPA	80	54.52	19.87	0.34	1.52	1.32	9.54	0.08	4.91	4.51	3.39	100	0.32	85	428	689
CHI-01C-5	FTIR+EMPA	78	55.92	18.47	0.29	1.27	1.44	7.99	0.09	5.62	4.10	4.81	100	2.32	678	729	760
CHI-01C-6	FTIR+EMPA	77	56.04	19.03	0.28	1.31	1.71	6.67	0.05	4.51	4.92	5.47	100	2.34	492	753	1504
CHI-01C-8	FTIR+EMPA	79	55.36	18.88	0.33	1.37	1.35	8.36	0.08	5.08	4.22	4.97	100	2.00	787	402	604
CHI-01C-9-A	FTIR+EMPA	75	58.92	18.82	0.28	1.16	1.52	7.37	0.08	5.36	4.01	2.48	100	2.93	57	559	762
CHI-01C-9-B	EMPA	76	60.29	17.21	0.24	0.96	1.95	6.55	0.10	5.63	4.15	2.90	100	-	-	239	805
CHI-01C-9-C	EMPA	76	59.57	18.62	0.30	1.20	1.57	7.22	0.08	5.23	3.53	2.67	100	-	-	683	785
CHI-01C-10	EMPA	79	55.91	18.54	0.30	1.42	1.29	8.34	0.07	5.39	4.11	4.63	100	-	-	569	541
CHI-01C-12	FTIR+EMPA	74	60.13	18.15	0.27	1.03	1.67	6.65	0.08	5.07	3.86	3.09	100	2.12	176	602	801
CHI-01C-12-2	EMPA	75	58.96	18.42	0.27	1.15	1.71	7.04	0.09	4.92	4.30	3.13	100	-	-	712	838
CHI-01C-13	FTIR+EMPA	75	58.02	17.16	0.26	1.18	1.52	7.18	0.09	6.19	4.23	4.15	100	0.08	BDL	147	604
CHI-01C-14	EMPA	77	61.36	20.39	0.32	1.29	1.90	5.29	0.06	4.04	4.17	1.18	100	-	-	692	944
CHI-01D-1	FTIR+EMPA	88	54.49	18.60	0.37	1.56	2.10	10.15	0.05	3.86	3.05	5.76	100	0.46	248	744	919
CHI-01D-4	FTIR+EMPA	88	56.85	19.18	0.38	1.97	1.46	8.48	0.10	5.81	3.59	2.02	100	1.12	302	43	56
CHI-01D-6	FTIR+EMPA	89	55.60	18.55	0.36	1.67	1.20	8.88	0.07	5.37	3.72	4.58	100	2.18	462	221	648
CHI-01D-8	FTIR+EMPA	89	53.88	18.81	0.36	1.61	1.26	8.88	0.08	5.50	4.24	5.38	100	1.91	806	786	567
CHI-01D-12	FTIR+EMPA	87	60.91	14.98	0.49	2.05	3.82	4.84	0.10	6.36	3.83	2.61	100	0.16	128	91	999
CHI-01D-13-A	FTIR+EMPA	88	54.20	17.77	0.32	1.48	1.22	8.79	0.13	7.47	4.53	4.09	100	0.23	110	471	435
CHI-01D-13-B	FTIR+EMPA	88	54.78	16.43	0.35	1.79	0.87	7.61	0.12	8.91	5.12	4.03	100	0.09	42	274	568
CHI-01D-14	FTIR+EMPA	89	56.28	20.27	0.37	1.41	1.64	6.65	0.07	4.54	4.22	2.95	100	-	-	682	697
CHI-01D-15	FTIR+EMPA	89	55.84	20.80	0.24	1.13	1.12	9.56	0.08	4.68	3.93	2.63	100	0.60	BDL	30	289
CHI-01D-16	FTIR+EMPA	86	55.36	16.33	0.38	1.72	1.62	8.18	0.14	8.08	3.94	4.25	100	0.33	BDL	423	591

**Tabla 4.** Valores de elementos mayores sin correcciones (Wt%) y volátiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S y Cl) obtenidos mediante las técnicas EMPA y FTIR respectivamente. BDL: Below Detection Limit (debajo del límite de detección). %Fo definido en leyenda de Tabla 5.

Muestra (Pelado)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOT	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Mn O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O (wt%)	CO <sub>2</sub> (ppm)	S (ppm)	Cl (ppm)	Total	PEC	#Mg	wt% Ol add.	wt% FeO add.	T (°C)	Sat P (Bars)
CHI-01C-2	54.05	19.18	5.04	5.04	9.21	4.35	1.27	1.47	0.08	0.33	0.30	85	428	689	100	3.66	0.08	5.8	0.67	1154	157
CHI-01C-5	55.79	18.33	5.73	5.08	7.93	4.07	1.43	1.26	0.09	0.28	2.29	678	729	760	100	0.72	0.12	0.8	0	1172	1756
CHI-01C-6	56.45	19.64	4.72	3.76	6.88	5.07	1.77	1.36	0.06	0.29	2.30	492	753	1504	100	3.26	0.07	-	0	1155	1556
CHI-01C-8	55.32	18.86	5.18	4.94	8.35	4.21	1.35	1.37	0.09	0.33	1.96	787	402	604	100	0.06	0.10	0	0.13	1162	1716
CHI-01C-9-A	58.19	18.05	5.50	4.43	7.07	3.85	1.46	1.11	0.07	0.27	2.75	57	559	762	100	4.23	0.10	6.7	0	1162	1459
CHI-01C-9-B	59.65	16.62	5.69	4.56	6.33	4.01	1.89	0.93	0.10	0.23	-	-	239	805	100	3.62	0.16	6.3	0	1190	-
CHI-01C-9-C	59.01	18.01	5.14	4.38	6.99	3.42	1.52	1.16	0.08	0.29	-	-	683	785	100	3.51	0.10	5.9	0	1159	-
CHI-01C-10	55.74	18.31	5.36	5.23	8.24	4.06	1.28	1.40	0.07	0.30	-	-	569	541	100	1.26	0.08	2.2	0.28	1174	-
CHI-01C-12	59.79	17.83	5.16	3.89	6.53	3.79	1.64	1.01	0.08	0.27	2.08	176	602	801	100	1.77	0.12	2.4	0	1154	1176
CHI-01C-12-2	58.79	18.23	4.90	3.65	6.97	4.26	1.70	1.14	0.09	0.27	-	-	712	838	100	1.06	0.13	2.1	0	1139	-
CHI-01C-13	57.74	16.87	6.24	4.91	7.06	4.16	1.50	1.16	0.09	0.26	-	132	147	604	100	1.73	0.12	2.6	0	1183	211
CHI-01C-14	60.56	19.56	4.07	3.31	5.08	4.01	1.82	1.23	0.06	0.31	-	-	692	944	100	4.32	0.08	10.6	0.03	1175	-
CHI-01D-1	54.87	19.18	3.96	4.16	10.47	3.15	2.16	1.61	0.05	0.38	0.46	248	744	919	100	3.19	0.06	-	0	1093	516
CHI-01D-4	54.97	17.05	7.15	6.60	7.55	3.19	1.30	1.75	0.09	0.34	1.01	175	43	56	100	12.6	0.62	12.6	0	1166	220
CHI-01D-6	55.26	18.11	5.41	5.68	8.67	3.63	1.18	1.63	0.07	0.35	2.11	462	221	648	100	2.41	0.07	3.2	0.62	1176	1446
CHI-01D-8	53.80	18.70	5.57	5.59	8.83	4.22	1.25	1.60	0.08	0.35	1.88	806	786	567	100	0.53	0.08	1.1	0.56	1178	1623
CHI-01D-12	59.96	14.26	6.45	4.94	4.60	3.65	3.64	1.95	0.10	0.46	0.15	128	91	999	100	5.15	0.08	11.6	0	1252	197
CHI-01D-13-A	53.40	16.70	7.59	6.84	8.25	4.26	1.14	1.39	0.12	0.30	0.21	110	471	435	100	6.48	0.14	10.4	0.15	1221	180
CHI-01D-13-B	53.52	14.95	9.02	8.07	6.93	4.66	0.80	1.63	0.11	0.32	0.09	42	274	568	100	9.92	0.10	16.5	0.29	1268	64
CHI-01D-14	56.87	20.15	4.55	4.14	6.61	4.20	1.63	1.40	0.07	0.37	-	-	-	289	100	2.31	0.09	4.9	0.22	1166	-
CHI-01D-15	55.24	19.93	4.71	4.73	9.16	3.77	1.07	1.08	0.08	0.23	0.57	BDL	30	591	100	4.45	0.11	7	0.38	1134	85
CHI-01D-16	54.60	15.49	8.22	6.54	7.76	3.74	1.53	1.63	0.14	0.36	0.46	109	423	279	100	5.5	0.13	7.9	0	1212	227

**Tabla 5.** Valores de elementos mayores (Wt. %) y volátiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S y Cl) en las inclusiones de vidrio con corrección por efectos de post-entrapamiento del olivino y pérdida difusiva de Fe. BDL= below detection limit (debajo del límite de detección), %Fo ol = porcentaje de forsterita en olivino, Mg#= Mg number o número de magnesio, equivalente a  $Mg\# = (MgO/40.312) / ((MgO/40.312) + (FeOT/71.846))$ .

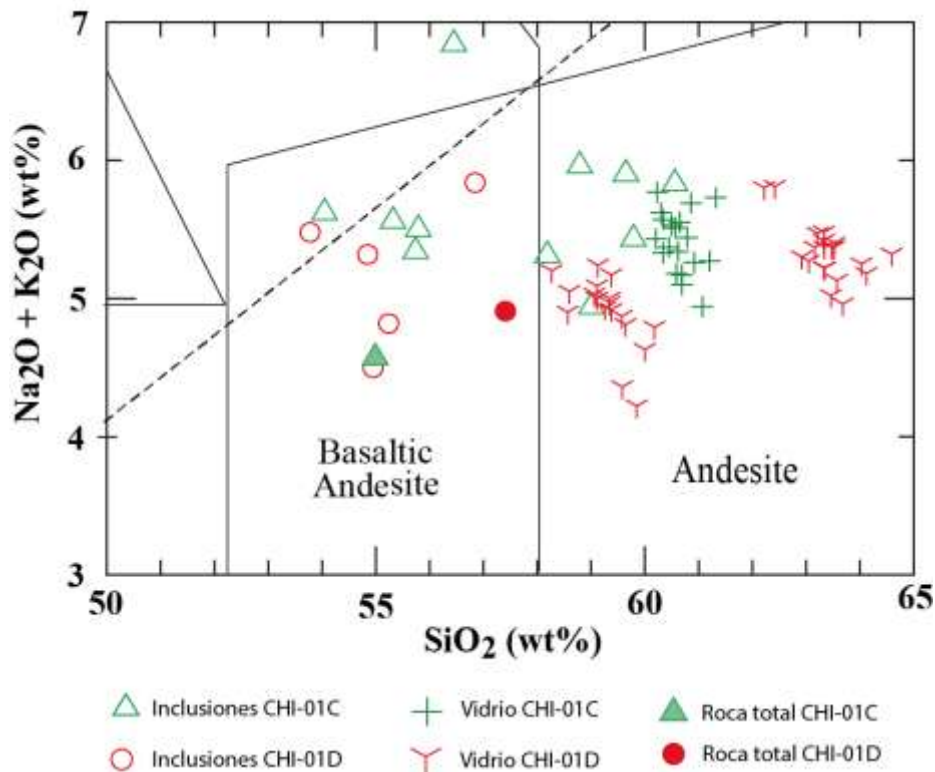
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOT	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
<b>ROCA TOTAL</b>											
CHI-01C Roca total	54.99	15.48	7.46	9.07	6.95	3.34	1.23	1.04	0.13	0.31	100
CHI-01D Roca total	57.43	15.28	7.22	7.68	6.18	3.67	1.23	0.95	0.12	0.23	100
<b>VIDRIO DE MATRIZ</b>											
Chi-01c_bse1-3	60.69	14.98	7.31	3.50	6.49	3.36	1.81	1.50	0.14	0.22	100
Chi-01c_bse1_04	60.59	14.48	7.66	3.40	6.66	3.39	1.79	1.61	0.12	0.30	100
Chi-01c_bse1_5	60.21	14.51	7.57	3.47	6.73	3.64	1.79	1.62	0.16	0.31	100
Chi-01c_bse1_6	60.45	14.63	7.48	3.45	6.62	3.54	1.83	1.56	0.12	0.32	100
Chi-01c_bse1_7	60.57	14.63	7.16	3.50	6.67	3.61	1.90	1.57	0.14	0.27	100
Chi-01c_bse1_8	60.35	14.73	7.37	3.48	6.54	3.73	1.84	1.55	0.15	0.26	100
Chi-01c_bse1_9	60.62	14.54	7.47	3.45	6.57	3.51	1.83	1.55	0.13	0.33	100
Chi-01c_bse1_10	60.30	14.60	7.33	3.51	6.59	3.72	1.90	1.61	0.15	0.29	100
Chi-01c_bse1_11	60.34	14.73	7.32	3.63	6.67	3.48	1.85	1.56	0.15	0.26	100
Chi-01c_bse1_12	61.32	14.73	6.80	3.27	6.17	3.74	1.99	1.55	0.14	0.30	100
Chi-01c_bse2-2	61.07	15.07	7.26	3.16	6.57	3.02	1.92	1.54	0.16	0.23	100
Chi-01c_bse2-3	61.21	14.77	7.38	3.23	6.20	3.18	2.09	1.56	0.18	0.20	100
Chi-01c_bse2_5	60.86	14.73	7.12	2.98	6.76	4.15	1.54	1.54	0.09	0.21	100
Chi-01c_bse2_6	60.69	14.66	7.84	3.18	6.44	3.03	2.07	1.63	0.14	0.30	100
Chi-01c_bse2_7	60.65	14.76	7.27	3.23	6.44	3.77	1.78	1.60	0.15	0.34	100
Chi-01c_bse2_8	60.92	14.77	7.37	3.23	6.44	3.25	2.01	1.61	0.14	0.27	100
Chi-01c_bse2_9	60.23	14.73	7.23	3.29	6.73	4.09	1.68	1.60	0.13	0.29	100
Chi-01c_bse2_10	60.79	14.57	7.64	3.21	6.26	3.37	2.07	1.59	0.14	0.35	100
Chi-01c_bse2_11	60.50	14.63	7.53	3.34	6.43	3.53	2.00	1.61	0.16	0.27	100
Chi-01D-BSE1-6	64.03	14.52	6.57	2.43	5.26	3.04	2.21	1.47	0.15	0.32	100
Chi-01D-BSE1-7	64.12	14.56	6.53	2.44	5.25	2.98	2.20	1.50	0.14	0.29	100
Chi-01D-BSE1-8	64.59	14.20	6.72	2.14	4.91	3.05	2.27	1.67	0.11	0.34	100
Chi-01D-BSE1-2	63.46	14.84	6.86	2.55	5.35	2.90	2.12	1.53	0.12	0.27	100
Chi-01D-BSE1-22	63.21	14.74	6.72	2.53	5.31	3.32	2.15	1.58	0.14	0.30	100
Chi-01D-BSE1-18	63.33	14.88	6.70	2.45	5.38	3.35	2.07	1.52	0.09	0.24	100
Chi-01D-BSE1-3	63.68	14.63	6.92	2.50	5.27	2.68	2.28	1.58	0.11	0.35	100
Chi-01D-BSE1-20	63.05	14.80	6.93	2.62	5.34	3.09	2.18	1.52	0.14	0.33	100
Chi-01D-BSE1-24	63.53	14.80	6.65	2.38	5.24	3.18	2.22	1.57	0.13	0.30	100
Chi-01D-BSE1-25	63.33	14.80	6.80	2.34	5.25	3.23	2.25	1.57	0.11	0.33	100
Chi-01D-BSE1-23	63.16	14.66	6.92	2.58	5.40	3.20	2.17	1.50	0.09	0.33	100
Chi-01D-BSE1-21	63.34	14.73	6.74	2.53	5.39	3.19	2.18	1.52	0.09	0.30	100
Chi-01D-BSE1-5	63.33	14.87	6.95	2.37	5.24	3.01	2.21	1.55	0.12	0.36	100
Chi-01D-BSE1-27	63.47	14.70	6.80	2.36	5.26	3.28	2.09	1.58	0.14	0.32	100
Chi-01D-BSE1-19	62.92	14.73	6.95	2.65	5.40	3.12	2.18	1.54	0.15	0.35	100
Chi-01D-BSE1-26	63.52	14.75	6.78	2.41	5.22	3.18	2.19	1.58	0.09	0.27	100
Chi-01D-BSE1-4	63.35	14.69	6.92	2.39	5.36	2.99	2.23	1.59	0.13	0.34	100
Chi-01D-BSE1-28	63.57	14.73	6.80	2.49	5.26	2.89	2.24	1.59	0.11	0.30	100
Chi-01D-BSE1-12	62.42	14.80	6.96	2.57	5.40	3.59	2.22	1.56	0.13	0.35	100
Chi-01D-BSE1-14	62.22	14.91	7.10	2.62	5.39	3.60	2.20	1.55	0.13	0.26	100
Chi-01D-BSE4-33	60.18	15.77	6.71	3.92	6.73	3.17	1.62	1.46	0.15	0.28	100
Chi-01D-BSE4-31	59.38	15.65	7.03	4.03	6.90	3.55	1.62	1.42	0.15	0.26	100
Chi-01D-BSE4-32	59.64	15.60	7.05	4.00	7.07	3.23	1.58	1.47	0.12	0.25	100
Chi-01D-BSE4-30	59.57	15.60	6.96	4.06	7.07	3.29	1.58	1.49	0.13	0.25	100
Chi-01D-BSE4-29	59.38	15.78	6.97	4.12	6.98	3.36	1.56	1.44	0.12	0.28	100
Chi-01D-BSE4-44	59.34	15.78	6.99	4.08	7.02	3.39	1.61	1.44	0.13	0.24	100
Chi-01D-BSE4-34	59.13	15.73	7.08	4.05	6.90	3.63	1.61	1.51	0.12	0.24	100
Chi-01D-BSE4-42	59.11	15.91	7.06	3.99	6.96	3.50	1.59	1.47	0.14	0.27	100
Chi-01D-BSE4-36	59.34	15.79	6.84	4.09	7.08	3.38	1.59	1.48	0.15	0.25	100
Chi-01D-BSE4-43	59.26	15.63	7.20	4.07	7.01	3.36	1.57	1.50	0.15	0.25	100
Chi-01D-BSE4-35	59.11	15.77	7.15	3.98	7.04	3.38	1.62	1.50	0.17	0.26	100
Chi-01D-BSE4-39	59.85	15.62	7.12	4.23	7.06	2.58	1.64	1.48	0.14	0.29	100
Chi-01D-BSE4-41	58.57	17.46	6.14	3.53	7.89	3.58	1.32	1.24	0.08	0.19	100
Chi-01D-BSE4-38	59.06	15.71	7.02	4.22	7.08	3.43	1.60	1.49	0.15	0.25	100
Chi-01D-BSE4-37	60.00	15.83	6.83	3.95	6.89	3.05	1.58	1.47	0.12	0.29	100
Chi-01D-BSE4-46	59.58	15.95	7.16	3.98	7.07	2.76	1.60	1.48	0.14	0.30	100
Chi-01D-BSE4-45	58.60	16.03	7.17	4.04	7.13	3.44	1.61	1.51	0.15	0.32	100
Chi-01D-BSE4-40	58.27	16.10	7.30	4.06	7.13	3.55	1.65	1.49	0.15	0.29	100

**Tabla 6.** Composición en elementos mayores (Wt. %) de roca total y de matriz de las muestras analizadas y normalizadas al 100%.

## 7.1 Elementos mayores

La composición de todas las inclusiones fue corregida para la cristalización del olivino después del atrapamiento (Sobolev y Chaussidon, 1996) y la pérdida de Fe por difusión (Danyushevsky et al., 2000). La corrección para la cristalización post-atrapamiento de olivino se realizó mediante la adición de olivino con composición al equilibrio, en fracciones de 0.01 wt%, en cada inclusión hasta que la composición del inclusión coincida con la composición del cristal de olivino huésped (según el análisis de microsonda electrónica). La corrección por pérdida de Fe involucra el agregar FeO de regreso a cada inclusión de vidrio hasta que el  $\text{FeO}^T$  de la inclusión sea restaurado mediante la tendencia MgO vs FeO de los datos de la roca total (Danyushevsky et al., 2000).

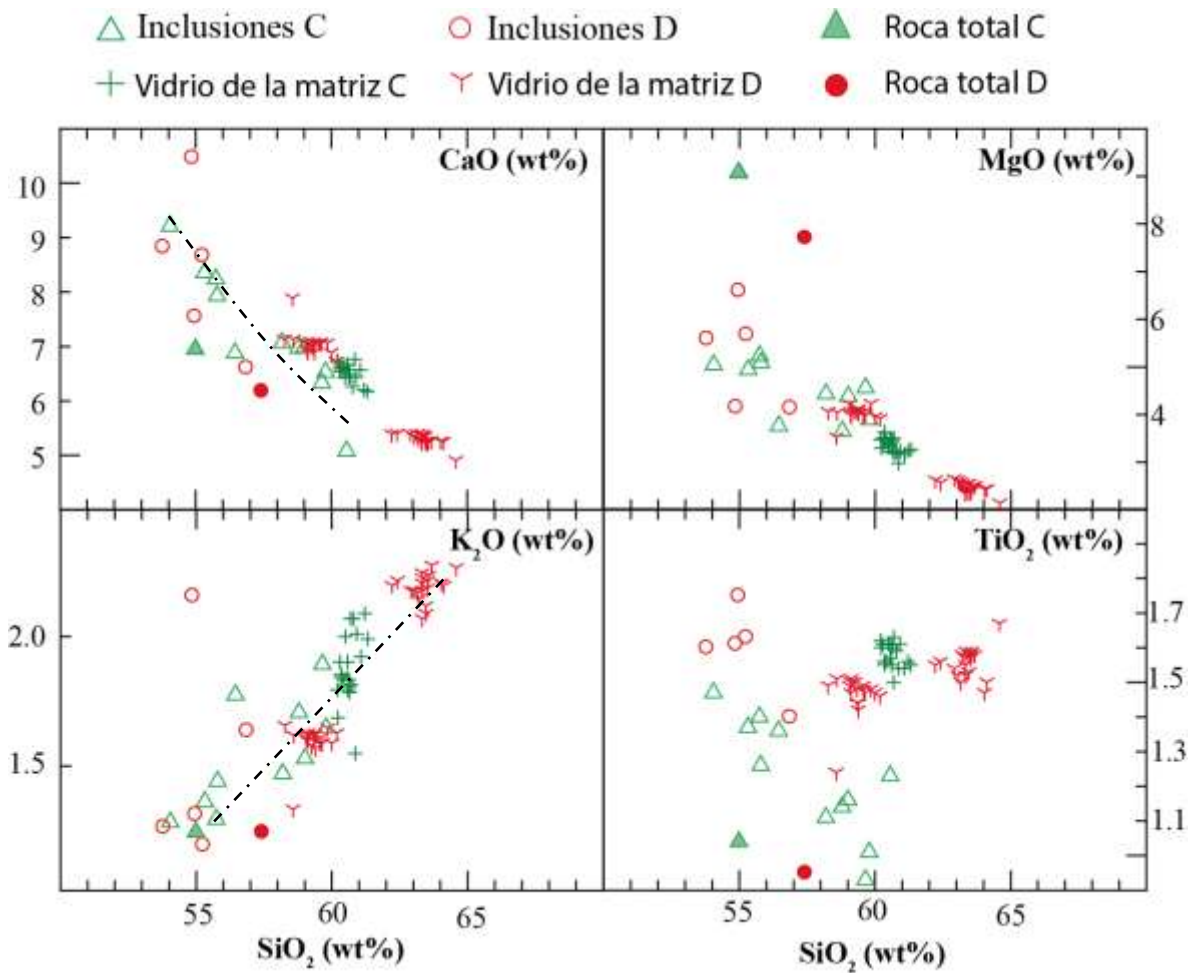
Con base en la clasificación de Le Bas et al., (1986), la composición de las inclusiones de vidrio cerradas analizadas en cristales de olivino de una parte de la secuencia del volcán Pelado varía de andesitas basálticas a andesitas con algunas muestras en el campo alcalino (andesita traquibasáltica y traquiandesita; **Figura 18**). El contenido de  $\text{SiO}_2$  de las inclusiones va desde 53.4 hasta 60.6 wt% para el total de muestras, variando entre 54.1 y 60.6 wt% para la capa C y entre 53.4 y 60.0 wt% para la capa D. La matriz de dos clastos analizados de la capa C dio un rango de composición estrecho (60.2-61.3 wt%) mientras que en la capa D, los dos clastos analizados cubren rangos distintos (clasto vesiculado: 58.2-60.2 wt%; clasto más denso: 62.2-64.6 wt%) (**Figura 18**). En cuanto a la composición de roca total, la muestra CHI-01D es ligeramente más evolucionada (57.4 wt%  $\text{SiO}_2$ ) que la muestra CHI-01C (55.0 wt%  $\text{SiO}_2$ ) (**Figura 18**).



**Figura 18.** SiO<sub>2</sub> vs (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) basado en Le Bas et al., (1986). Muestra la composición de todas las inclusiones de vidrio cerradas, de la roca total de las dos muestras analizadas, y de la matriz de vidrio medida en dos clastos distintos en las dos capas C y D. La línea punteada representa la subdivisión entre los basaltos de olivino alcalinos y basaltos subalcalinos (toleitas) en Hawaii (MacDonald y Katsura, 1964).

El comportamiento de algunos elementos mayores importantes en relación al contenido de SiO<sub>2</sub> se presenta en la **Figura 19**. En ambas capas analizadas es posible observar un empobrecimiento de CaO al aumentar el contenido en SiO<sub>2</sub>. La distribución de los valores de CaO es más amplia en la capa C, la cual exhibe los valores más bajos del total de las muestras. El contenido de MgO de la capa D presenta valores ligeramente más altos en comparación a la capa C y ambas capas exhiben correlación negativa de este elemento con respecto al contenido

en  $\text{SiO}_2$ . La tendencia general del  $\text{K}_2\text{O}$  es aumentar conforme aumenta el contenido de  $\text{SiO}_2$ . El contenido de  $\text{TiO}_2$  presenta en ambas capas una clara correlación negativa con respecto al  $\text{SiO}_2$ . En general, la composición de las inclusiones cerradas varía desde los valores de la roca total hasta los valores de los vidrios de la matriz, con la excepción del  $\text{MgO}$  y  $\text{TiO}_2$  para los cuales la tendencia de las composiciones de la roca total no coinciden con la de las inclusiones (**Figura 19**).



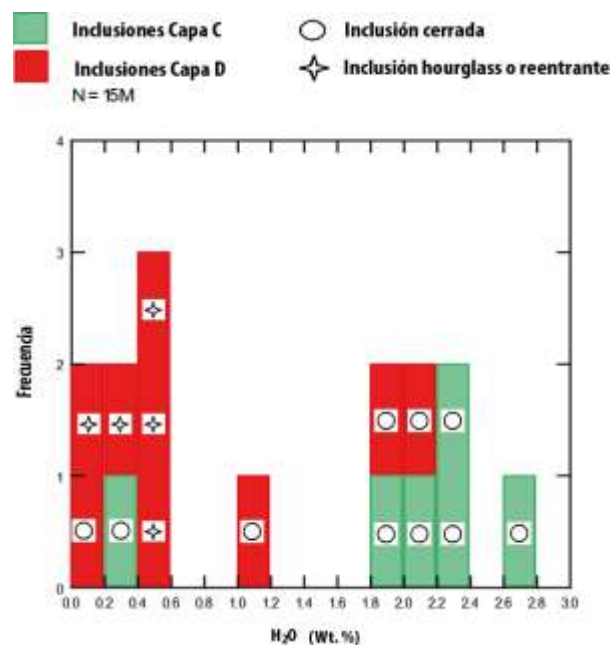
**Figura 19.** Diagramas de comparación mostrando la relación entre elementos mayores seleccionados y el contenido de  $\text{SiO}_2$  de las inclusiones de vidrio cerradas, la matriz de vidrio y la roca total de las muestras CHI-01C y D. La línea punteada con terminación de flecha indica la tendencia de las composiciones de las inclusiones.



## 7.2 Volátiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S y Cl)

En la **Figura 20** se muestra la frecuencia de los valores de H<sub>2</sub>O medidos en las inclusiones de las dos capas. Es posible reconocer dos rangos principales en el contenido de H<sub>2</sub>O disuelto en las inclusiones de vidrio. El primer rango se encuentra entre 0 y 0.6 wt%. El segundo rango se localiza entre 1.8 y 2.4 wt%. La mayoría de las inclusiones de la capa D (la mayoría de tipo hourglass o reentrante) caen dentro del primer rango (valores menores) mientras que la mayoría de las de la capa C caen dentro del segundo rango (valores mayores). Existen dos inclusiones fuera de estos rangos: una entre 1 y 1.2, y la otra entre 2.6 y 2.8 wt.% (**Figura 20**).

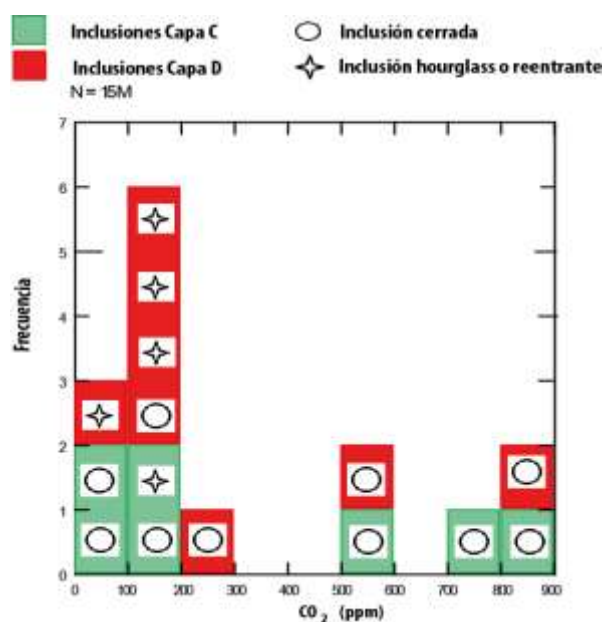
El promedio de este mismo volátil para la capa C es de 1.95 wt% mientras para la capa D el promedio es de 0.77 wt% (**Tabla 5**). El promedio de la concentración de H<sub>2</sub>O disuelta en el total de inclusiones de vidrio cerradas analizadas es de 1.24 wt% (**Tabla 5**).



**Figura 20.** Histogramas de frecuencia de valores calculados del contenido de H<sub>2</sub>O disuelto en inclusiones de vidrio del Volcán Pelado.

De igual manera, se reconocen dos rangos preferenciales en los valores medidos de CO<sub>2</sub> disuelto en las inclusiones. El primer rango con una población de 10 inclusiones (la mayoría de tipo hourglass o reentrante) se encuentra entre 0.0 y 300 ppm. El segundo rango preferencial con 2 inclusiones varía de 500 a 600 ppm. Un tercer rango con un total de 3 muestras varía de 700 a 900 ppm (**Figura 21**).

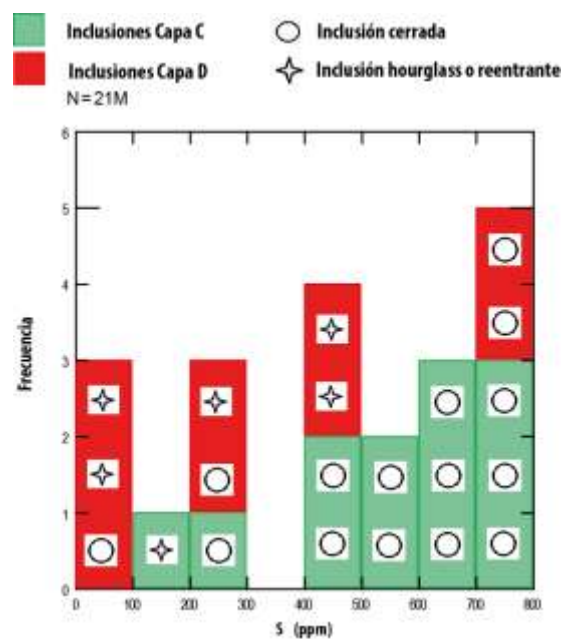
El promedio de las concentraciones de CO<sub>2</sub> disuelto en el total de las inclusiones de vidrio analizadas es de 299 ppm (**Tabla 5**). Para la capa C dicho promedio es de 344 ppm mientras para la capa D se trata de 260 ppm (**Tabla 5**).



**Figura 21.** Histogramas de Frecuencia de los valores calculados en contenido de CO<sub>2</sub> disuelto en inclusiones de vidrio del Volcán Pelado.

Para el caso del S no es posible reconocer rangos preferenciales. La distribución del contenido de S disuelto en las inclusiones analizadas parece ser un continuo que va de 0 ppm a 800 ppm, excepto una ausencia de datos entre 300 ppm y 400 ppm. Las concentraciones más altas tienden a concentrarse en la capa C y los valores más bajos en la capa D (**Figura 22**).

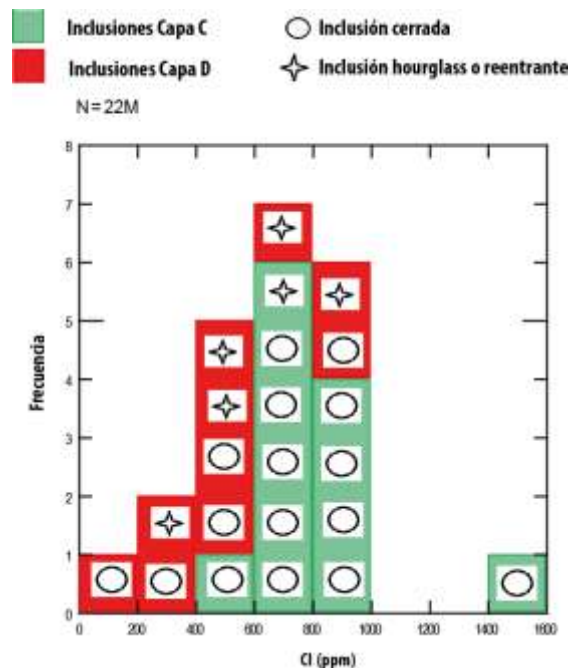
El promedio del S disuelto en el total de las inclusiones de vidrio analizadas es de 457 ppm (**Tabla 5**). El promedio de S en la capa C es de 543 ppm mientras que en la capa D es de 342 ppm (**Tabla 5**).



**Figura 22.** Histogramas de frecuencia de los valores calculados en contenido de S disuelto en inclusiones de vidrio del Volcán Pelado.

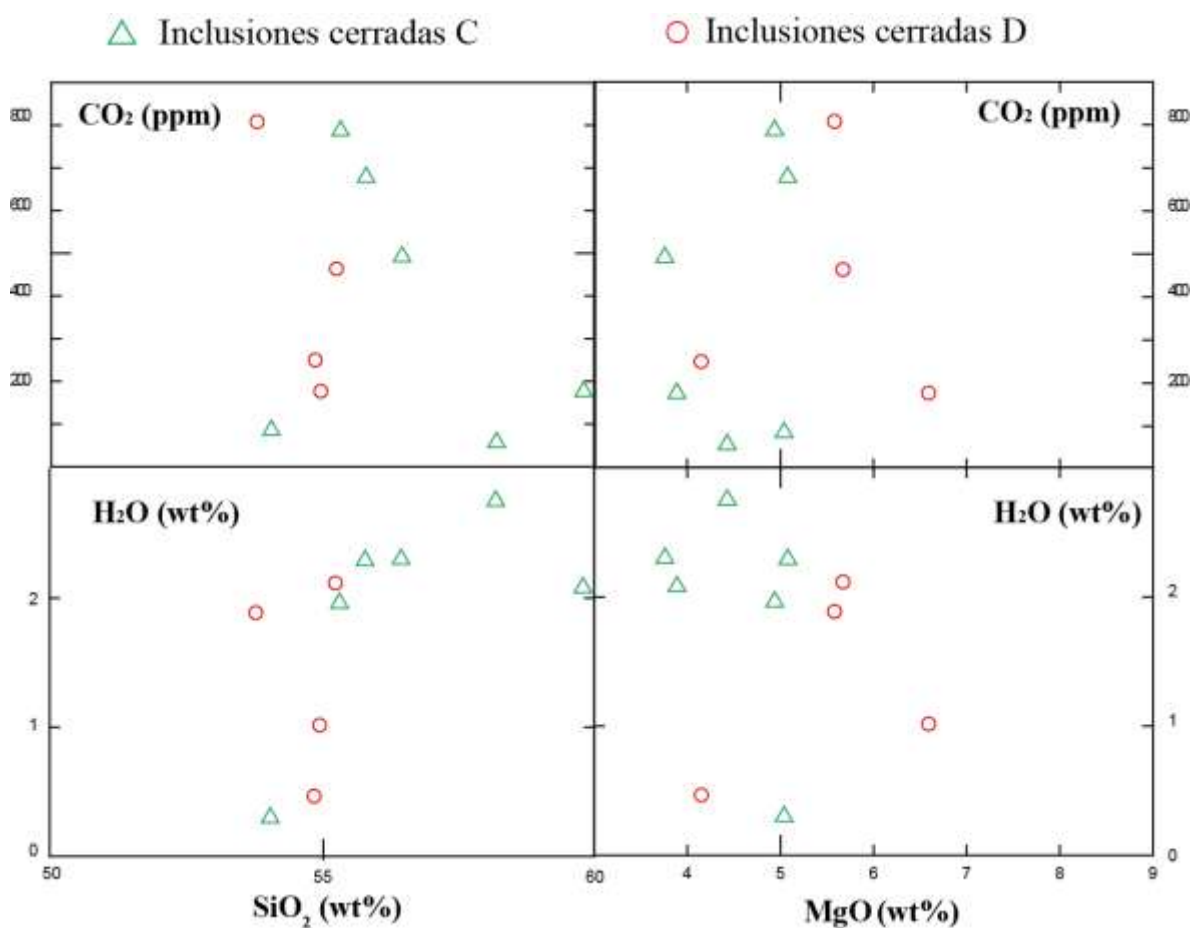
Las concentraciones de Cl dentro de las inclusiones se comportan de forma continua desde 0 ppm hasta 1000 ppm. Únicamente una inclusión correspondiente a la capa C presenta una concentración de 1504 ppm (**Figura 23**).

Las concentraciones de Cl en el total de las inclusiones de vidrio analizadas presentan un valor promedio de 681 ppm (**Tabla 5**). La capa C presenta un valor promedio de 803 ppm mientras la capa D exhibe un valor promedio de 535 ppm (**Tabla 5**).



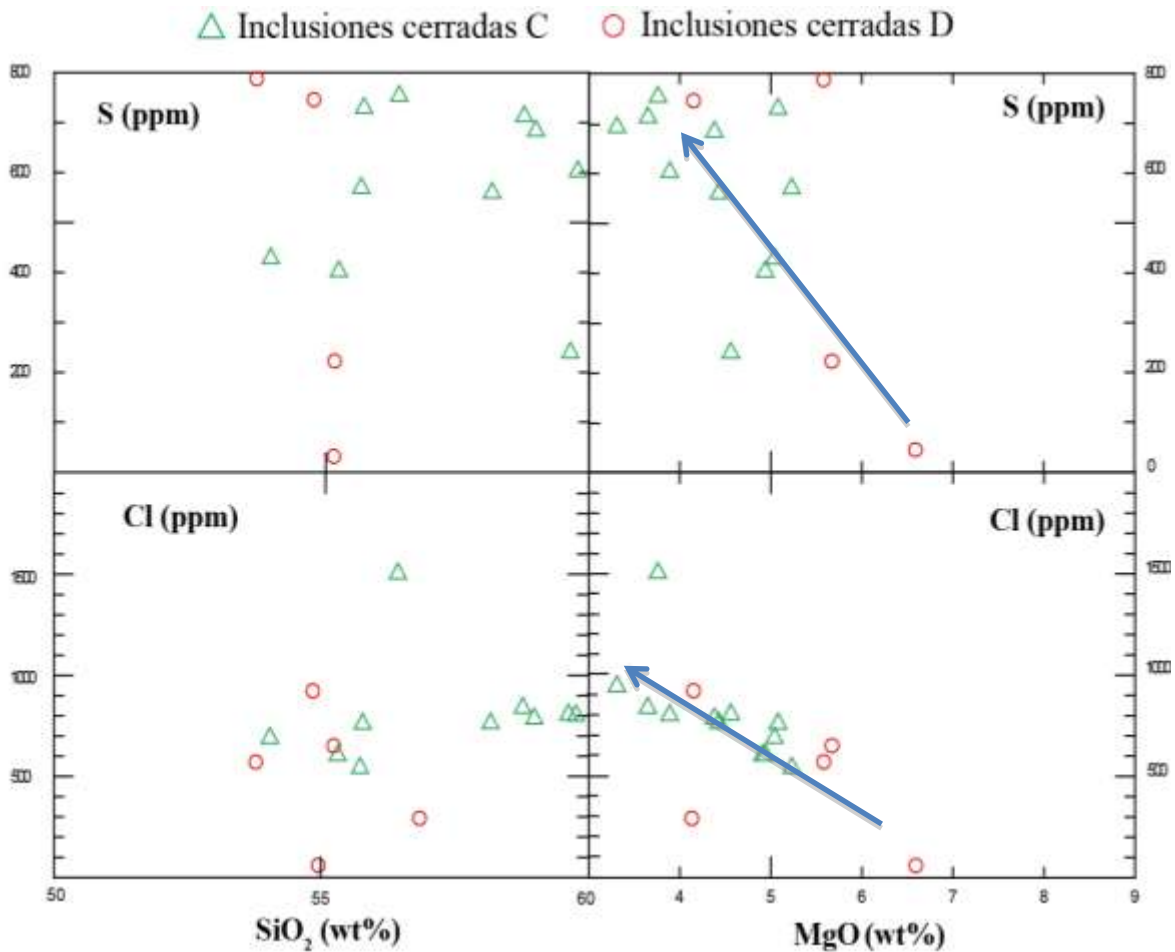
**Figura 23.** Histogramas de Frecuencia de los valores calculados en contenido de Cl disuelto en inclusiones de vidrio del Volcán Pelado.

En las **Figuras 24 y 25** se observa el comportamiento de los cuatro volátiles medidos ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , S y Cl) presentes en las inclusiones cerradas analizadas en comparación con los elementos mayores  $\text{SiO}_2$  y MgO. En la **Figura 24** el  $\text{H}_2\text{O}$  y el  $\text{CO}_2$  no presentan correlaciones evidentes con el  $\text{SiO}_2$  o el MgO. Sin embargo, las inclusiones cerradas con mayor  $\text{SiO}_2$  tienden a tener mayor contenido en  $\text{H}_2\text{O}$ , especialmente aquellas de la capa C.



**Figura 24.** Comparación entre los volátiles  $\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CO}_2$ , y los elementos mayores  $\text{SiO}_2$  y MgO en inclusiones cerradas.

En la **Figura 25** se observa que el S presenta una correlación negativa con el MgO. De igual manera el Cl se correlaciona fuerte y negativamente con el MgO. No existen correlaciones obvias con el SiO<sub>2</sub>.



**Figura 25.** Comparación entre S y Cl y los elementos mayores SiO<sub>2</sub> y MgO para las inclusiones cerradas. Las líneas con terminación de flecha indican la tendencia general de las inclusiones.

# 8.DISCUSIÓN

## 8.1 Evolución magmática durante una etapa inicial de la erupción del volcán Pelado

La evidente correlación negativa entre el CaO, MgO y TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> así como de la correlación positiva entre K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub> (**Figura 19**), sugieren cristalización fraccionada como mecanismo importante al momento de generarse la gama composicional presente en las inclusiones analizadas. El empobrecimiento de MgO se atribuye a la cristalización de los olivinos y piroxenos presentes en ambas capas de la secuencia piroclástica, mientras que el decremento en CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se pueden relacionar con la cristalización de la plagioclasa y del clinopiroxeno. El decremento en TiO<sub>2</sub> se relaciona probablemente con la cristalización de óxidos ricos en este elemento (titanomagnetita o ilmenita). La correlación positiva en K<sub>2</sub>O se debe al carácter incompatible de este elemento en relación a las fases minerales encontradas.

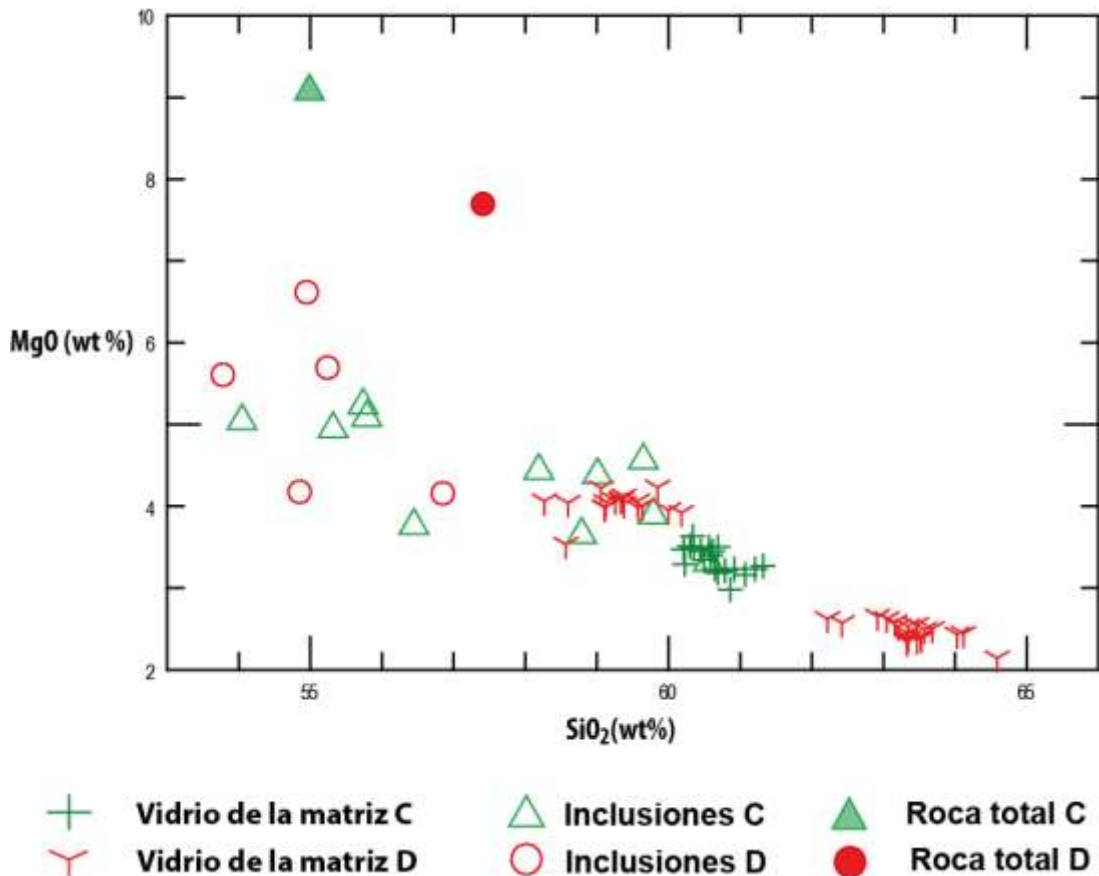
En el diagrama AFM se observa que las muestras siguen una evolución típica de la serie calco-alcalina (**Figura 26**). Se empobrecen en MgO y FeO mientras que se enriquecen en alcalinos.





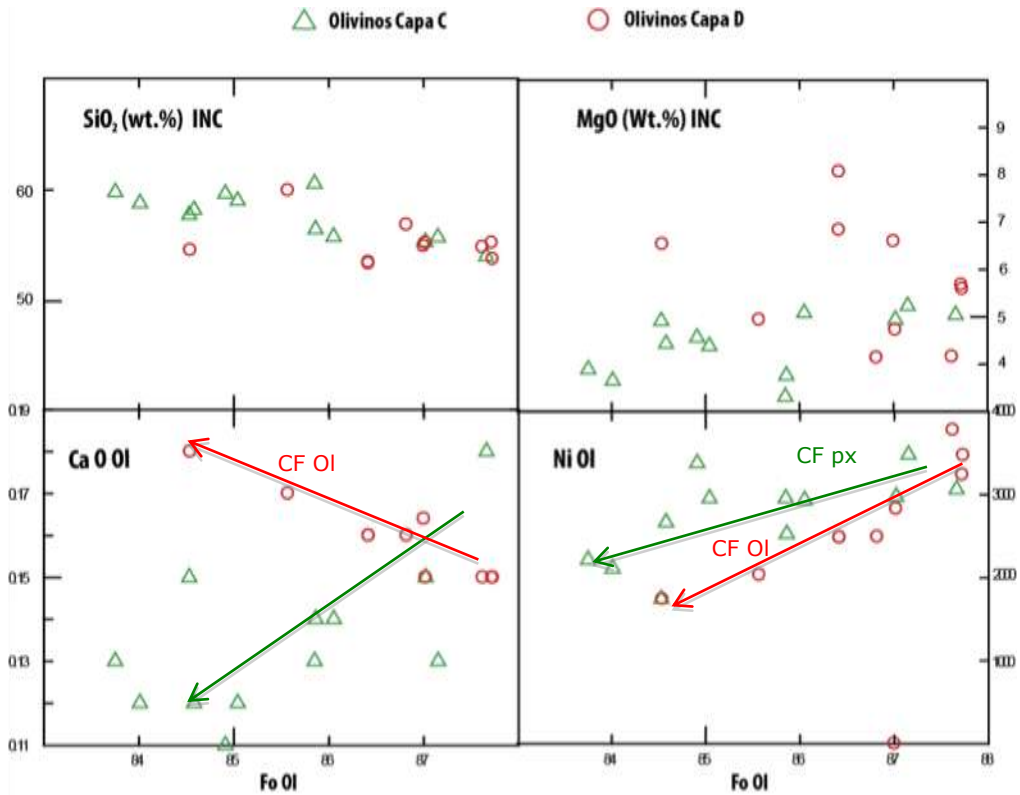
inclusiones menos evolucionadas (**Figura 19**), lo cual sugiere un sistema abierto.

Otra observación importante es la presencia de diferencias notables en composición entre los dos clastos analizados de la capa D (dos grupos, uno más evolucionado que el otro pero siguiendo la misma tendencia) en comparación con la composición homogénea de los dos clastos analizados en la capa C (**Figura 27**). Esto sugiere que en la capa D, los dos clastos analizados han sufrido distintos grados de cristalización y de evolución del fundido, mientras que estos procesos han sido parecidos en los dos clastos analizados en la capa C.



**Figura 27.** Composición de las inclusiones cerradas, del vidrio de la matriz, y de la roca total de las muestras CHI-01C y D.

Otro indicador de la importancia del proceso de cristalización fraccionada del olivino en un sistema cerrado en esta etapa de la evolución magmática del volcán Pelado es la relación del contenido de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{MgO}$  en las inclusiones en función del contenido de Fo en los cristales de olivino huéspedes (**Figura 28**). Se observa que las inclusiones en las capas C y D cubren rangos similares en  $\text{SiO}_2$ , los cuales varían inversamente con el contenido en Fo en los olivinos. Sin embargo las inclusiones en la capa D tienden a tener mayor  $\text{MgO}$  que las de la capa C. Los olivinos huéspedes en la capa D muestran una relación lineal inversa entre su contenido en  $\text{CaO}$  y el Fo de los olivinos (el  $\text{CaO}$  aumenta cuando decrece el Fo), mientras los olivinos de la capa C son más pobres en  $\text{CaO}$  y presentan una tendencia inversa ( $\text{CaO}$  aumenta con el Fo). Los olivinos huéspedes en la capa C tienen un mayor contenido en Ni que los de la capa D, y ambos muestran una covariación en Ni y Fo. La evolución distinta del  $\text{CaO}$  y del Ni con un decremento en Fo en el olivino en las capas C y D se puede explicar por la cristalización fraccionada de solamente olivinos en la capa D (decremento fuerte en Ni que entra en olivinos, aumento en  $\text{CaO}$  que no entra en olivinos), y de principalmente clinopiroxenos en la capa C (decremento en  $\text{CaO}$  que entra en clinopiroxenos, decremento más suave en Ni que entra en olivinos).



**Figura 28.** Contenido de SiO<sub>2</sub> y MgO en las inclusiones, y CaO (wt%) y Ni (ppm) en olivinos huéspedes, vs el contenido en Forsterita de los olivinos huéspedes. CF = Cristalización Fraccionada.

## 8.2 Presión y Temperatura de formación de las inclusiones de vidrio.

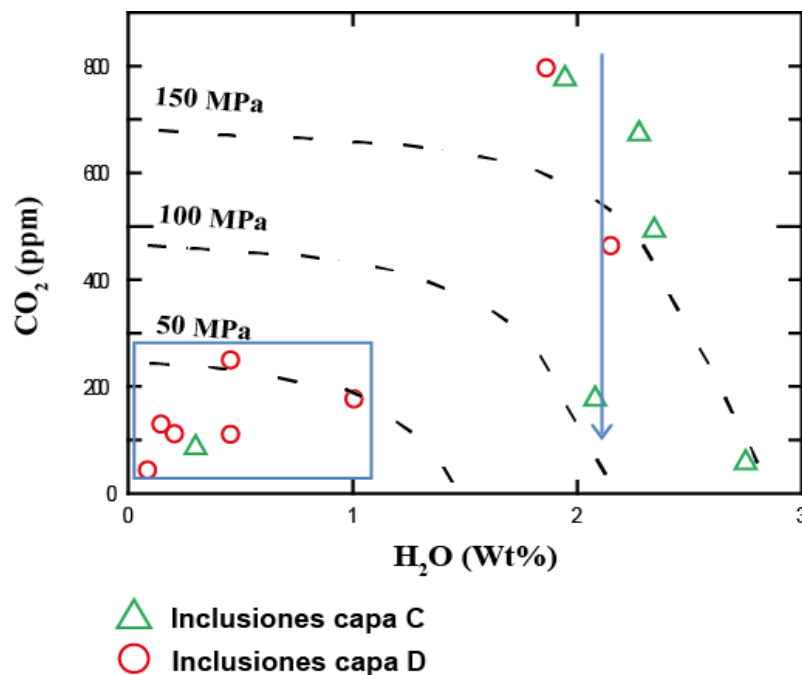
El contenido de volátiles disueltos en un magma es directamente relacionado a la solubilidad de los volátiles la cual está dictada por la presión del sistema al tiempo de atrapamiento. Sin embargo, para poder calcular la presión de atrapamiento a partir de los contenidos medidos de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, se tiene que suponer que el magma era saturado en fase de vapor al momento del atrapamiento.

Si el magma no está saturado en vapor en el momento de atrapamiento, o si las inclusiones de fusión sufren pérdida de  $H^+$  y/o  $H_2O$  por difusión, el contenido de  $H_2O$  y  $CO_2$  medidos generan una presión mínima de atrapamiento. Debido a que la solubilidad del  $CO_2$  en una masa fundida andesita basáltica es baja, es probable que el magma del volcán Pelado era saturado en vapor a presiones representativas de profundidades someras en la corteza (Roedder y Ribbe 1984; Dixon et al., 1995; Dixon y Stolper 1995). Las presiones de saturación de las inclusiones del Pelado (**Tabla 5**) se calcularon utilizando Papale et al. (2006). Estas presiones son valores mínimos porque la mayoría de las inclusiones contienen una pequeña burbuja de vapor de contracción ( $\leq 4$  vol %) que probablemente contiene una cantidad significativa de  $CO_2$ . Por lo tanto, las verdaderas presiones de atrapamiento de las inclusiones podrían haber sido tanto como 50-100 MPa superiores a las presentadas en este trabajo, lo cual representa el  $CO_2$  adicional que se perdió a la burbuja de vapor después del atrapamiento (Roberge et al., 2009).

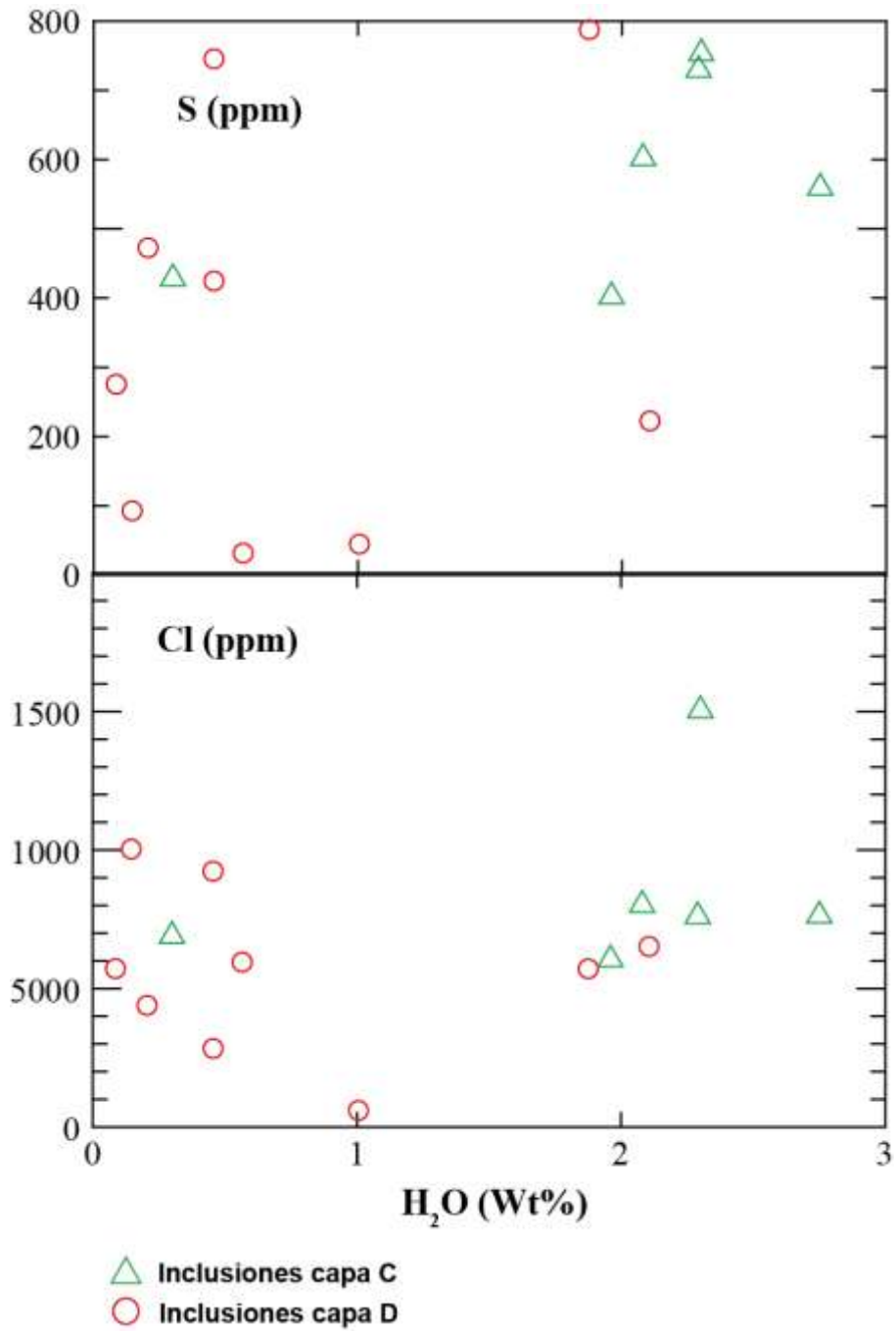
En la **Figura 29** se presentan los valores de  $CO_2$  y  $H_2O$  así como las isobaras de presión calculadas mediante Papale et al. (2006) para todas aquellas inclusiones cerradas en las que fue posible medir la concentración de los volátiles anteriormente mencionados o que dicha concentración fue detectable a través de la técnica aplicada.

En la capa C los valores calculados para la presión de entrapamiento oscilan entre 21 y 175 Mpa, mientras que para la capa D los valores de presión se ubican entre 6 y 162 MPa (**Figura 29**). Los valores de concentración de  $CO_2$  y  $H_2O$  disueltos en las inclusiones de vidrio de ambas capas combinados a las presiones de entrapamiento

(**Figura 29**), representan la historia de desgasificación del magma durante su ascenso. Dicha historia se refleja por la rápida pérdida del CO<sub>2</sub> a presiones relativamente altas (>100 MPa, >4 km de profundidad usando un promedio de densidad de corteza superior de 2700 kg/m<sup>3</sup>) mientras el contenido en H<sub>2</sub>O sigue relativamente alto (2-3 wt%; flecha azul en **Figura 29**). Las inclusiones atrapadas a menor profundidad (<50 MPa, <2 km) tienen contenidos más bajos en CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O (rectángulo en **Figura 29**), lo cual posiblemente se relaciona con un proceso de cristalización más tardío y somero. Se nota que la mayoría de las inclusiones de la capa D grafican a menores presiones y contenidos de volátiles, mientras que la mayoría de la capa C estratigráficamente abajo presentan altos contenidos en volátiles, lo cual podría estar relacionado con el establecimiento progresivo de un reservorio a baja profundidad durante la erupción.



**Figura 29.** Muestra la relación entre las presiones mínimas de formación de las inclusiones de vidrio cerradas y el contenido de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O.



**Figura 30.** Diagramas de comparación del contenido de Cl y S con respecto a  $H_2O$ .

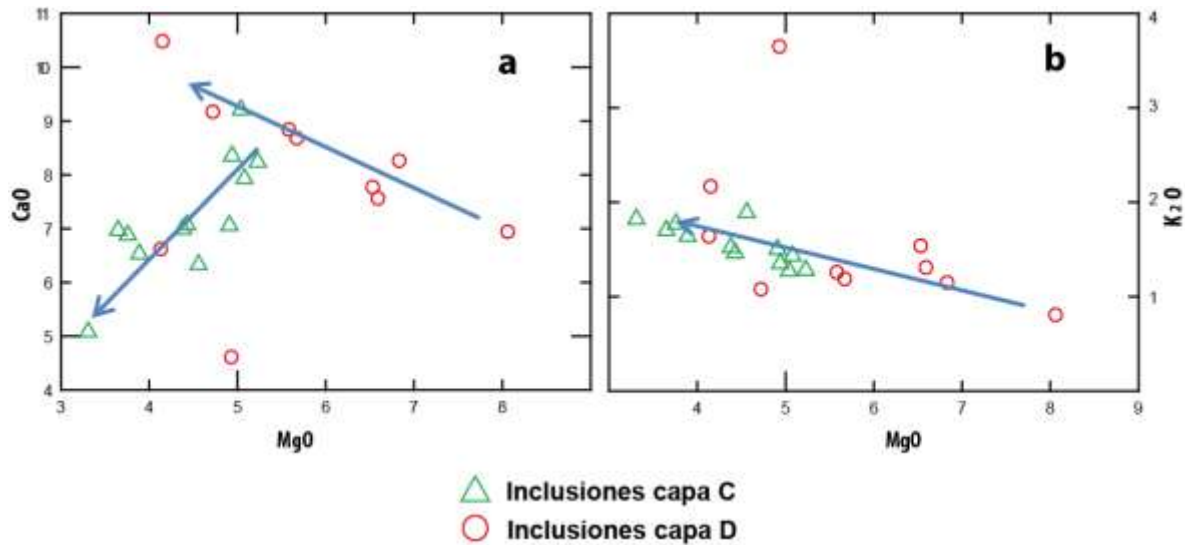
Las variaciones de la concentración de los volátiles S y Cl en función del H<sub>2</sub>O no muestran correlación así que se supone que el Cl y el S varían de manera independiente a la desgasificación del H<sub>2</sub>O en el fundido. Sin embargo se encontró una buena correlación inversa entre el Cl y el S y el MgO en las inclusiones (flechas azules en **Figura 25**) lo cual sugiere que éstos volátiles tienen comportamiento incompatible, enriqueciéndose en el fundido durante la cristalización. Esto está de acuerdo con la mayor solubilidad de estas fases en el magma, en comparación con el H<sub>2</sub>O y el CO<sub>2</sub>, e indica que fases minerales ricas en S y Cl no se han formado en el magma.

### **8.3 Petrogénesis de una etapa temprana de la erupción del volcán Pelado**

La cristalización del fundido silicatado depende de los factores básicos de cualquier sistema termodinámico, es decir; presión, temperatura y composición. Para determinar el grado de cristalización fraccionada presente en el sistema magmático y las fases minerales cristalizadas se presentan diagramas en donde se comparan elementos mayores involucrados en la asociación mineralógica encontrada y descrita en la muestra piroclástica (CHI-01), dicha asociación se trata de olivino-piroxeno-plagioclasa.

Al evolucionar el magma se observa una relación inversa entre el MgO y el K<sub>2</sub>O, lo cual indica que el olivino cristalizó a lo largo de la evolución magmática. Por otro lado, el CaO describe primero una relación inversa con el MgO hasta MgO = 5.5 wt.% en donde la relación cambia a directa

(**Figura 31**). Esto sugiere que el primer mineral en cristalizar fue el olivino y que como consecuencia de esta cristalización el fundido se enriqueció en los elementos mayores  $K_2O$  y  $CaO$ . Posteriormente, a partir del fundido enriquecido en  $K_2O$  y  $CaO$  cristalizaron los clinopiroxenos y las plagioclasas al tiempo que los olivinos continuaron cristalizando.



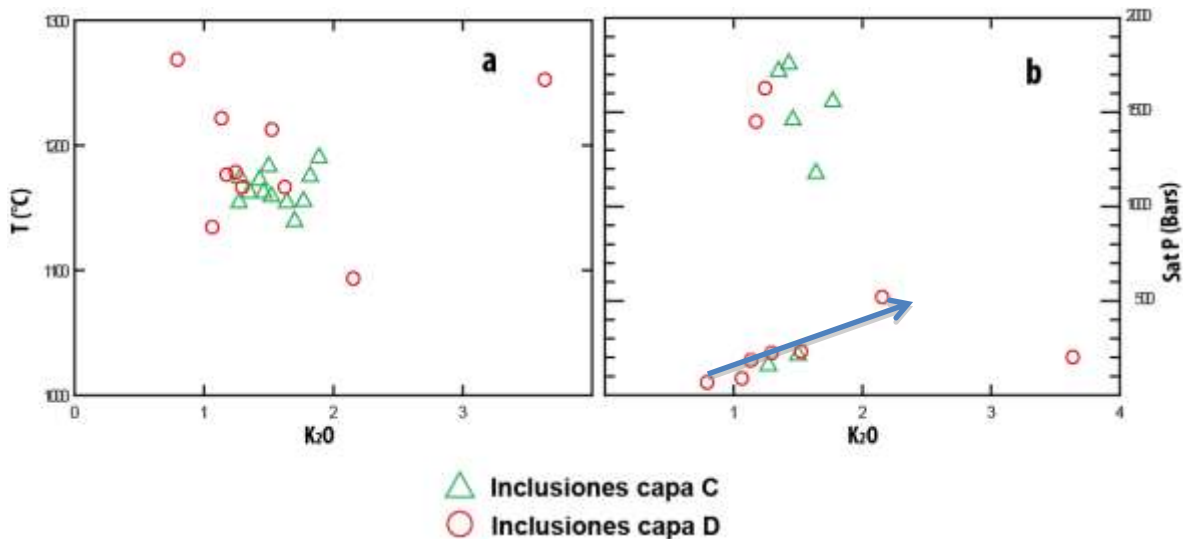
**Figura 31a,b.** Los diagramas  $CaO$  vs  $MgO$  (a) y  $K_2O$  vs  $MgO$  (b) en todas las inclusiones muestran el enriquecimiento del fundido en  $K_2O$  y  $CaO$  mientras los olivinos cristalizan y el magma evoluciona, y el decrecimiento en  $CaO$  cuando los piroxenos cristalizan y el magma evoluciona.

Cuando se grafica la temperatura de formación (calculada a partir de la composición de las inclusiones con el programa de Papale 2006) en contra del  $K_2O$  que funciona como índice de diferenciación (**Figura 32a**), se observa que las inclusiones de la capa D se formaron a mayor temperatura que las inclusiones de la capa C. Lo anterior es congruente con el hecho de que las inclusiones de la capa C presentan mayor contenido de  $K_2O$  por lo cual consideradas más evolucionadas



(**Figura 32a**). También, es coherente con la cristalización fraccionada del olivino en la capa D, en comparación con la cristalización fraccionada del clinopiroxeno en la capa C (**Figuras 28 y 31**).

En el diagrama de P de saturación (Bars) vs  $K_2O$  (**Figura 32b**) se observa la presencia de dos regiones de formación de las inclusiones: a más alta presión donde no existe relación directa en la presión y el grado de evolución del fundido, y a menor presión donde se observa un decremento en el índice de diferenciación con una disminución de presión (flecha azul en la **Figura 32b**). Esto podría ser relacionado con la presencia de un sistema cerrado a menor profundidad, donde la cantidad de volátiles disueltos en el fundido (y entonces la presión de saturación calculada aquí) aumenta con la diferenciación.



**Figura 32.** Diagramas comparando a) la temperatura vs  $K_2O$ . b) presión de saturación vs  $K_2O$ .

## 9. Conclusiones

El análisis de inclusiones fundidas preservadas en olivinos dentro de dos distintas capas de un depósito piroclástico asociado al volcán monogenético Pelado, mostró que el magma emitido durante ésta erupción sufrió procesos de desgasificación y cristalización fraccionada a baja profundidad (<4 km), lo cual se refleja en una alta variación composicional de las diversas inclusiones analizadas.

El contenido en CO<sub>2</sub> del magma bajó repentinamente a una profundidad de aproximadamente 4 km (de 800 ppm a 50 ppm), mientras el contenido en H<sub>2</sub>O seguía relativamente alto (2-3 wt.%). A una profundidad menor a 2 km, todas las inclusiones tienen bajos contenidos en H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. Al contrario, el contenido en Cl y S no muestra correlación con la profundidad pero aumenta mientras el fundido evoluciona, indicando una alta solubilidad de estos elementos en el fundido.

En una etapa más temprana de la parte intermedia de la erupción (capa C), fraccionaron principalmente cristales de clinopiroxeno, mientras que en una etapa más tardía (capa D) fraccionaron principalmente cristales de olivino.

El atrapamiento de varias inclusiones a profundidades menores a 2 km, y con contenidos bajos en volátiles indica que los olivinos siguieron cristalizando e incorporando inclusiones en las partes más someras del conducto volcánico.

# 10. Referencias

Anderson, A.T. (1991). Hourglass inclusions: Theory and application to the Bishop Rhyolitic Tuff. *American Mineralogist* 76, 530-547.

Anderson, A.T. (2003). An Introduction to melt (glass  $\pm$  crystals) inclusions. Chapter 14. En Samson, I., Anderson, A., & Marshall, E., (Eds.): *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Vancouver, BC, Short Course Series 32, 353-364.

Arce J.L., Layer P., Martínez I., Salinas J. I., Macías-Romo M.del C., Morales-Casique E., Benowitz J., Eascolero O., Lenhardt N. (2014). Geología y estratigrafía del pozo profundo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 67, No. 2

Bloomfield K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico.

Cervantes, P., Wallace P. (2003a). Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of  $\sim$  2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120, 249-270.

Cervantes, P., Wallace, P. (2003b). Role of H<sub>2</sub>O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology* 21, 235- 238.

Danyushevsky, L. V., Della-Pasqua, F. N., & Sokolov, S. (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(1), 68-83.

Dixon J.E., Pan V. (1995). Determination of the molar absorptivity of dissolved carbonate in basaltic glass. *American Mineralogist* vol. 80, 11-12, pp 1339-1342.

Dixon, J.E., Stolper, E. M., Holloway, J.R. (1995). An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid-ocean ridge basaltic

liquids. Part I: Calibration and solubility models. *Journal of Petrology* 36, 1607-1631.

Dixon, J. E., & Stolper, E. M. (1995). An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid-ocean ridge basaltic liquids. Part II: applications to degassing. *Journal of Petrology*, 36(6), 1633-1646.

Donahue D J et al., (1990). Isotope-ratio and background corrections for accelerator mass spectrometry radiocarbon measurements. *Radiocarbon*, Vol. 32, No. 2, 1990, P 135-142.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, n. 3.73

Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Agustin-Flores, J., Eruption dynamics of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone southeast of México City; *Bulletin of Volcanology*, vol. 71, p. 859–880.

Ihinger P.D., Herving R.L., McMillan P.F. (1994). Analytical methods for volatiles in glasses. In: Carroll M.R. Holloway J.R. (eds) *Volatiles in magmas*, vol 30, Mineral Soc Am, *Reviews in Mineralogy*, p.p. 67-121.

Johnson, E., Wallace, P., Cashman, K., Delgado-Granados, H., Kent, A. (2008). Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 269, 478-487.

Johnson, E., Wallace, P., Delgado-Granados, H., Manea, V., Kent, A., Bindeman, I., Donegan, C. (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath central Mexico: Insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology*, 0, 1-36.

Johnson, E., Wallace, P., Cashman, K., Delgado-Granados, H. (2010). Degassing of volatiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S, Cl) during ascent, crystallization, and eruption at mafic monogenetic volcanoes in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 225 – 238.

LeBas, M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.

Linick T. W., Jull A.J.T., Toolin L.J, and Donahue D.J. (1986). Operation of the NSF-Arizona accelerator facility for radioisotope analysis and results from selected collaborative research projects. *Radiocarbon*, Vol. 28, No. 2A, 1986, P 522-533.

Lorenzo Merino A. (2016). Historia eruptiva del volcán Pelado (Sierra Chichinautzin, Mexico). Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

Lowenstern, J.B. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. En: J.F.H. Thompson (ed). *Magma, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course 23, 71-99.

Lowenstern, J.B. (2003). Melt inclusions come of age: Volatiles, Volcanoes, and Sorby's Legacy, En: B. De Vivo y R.J. Bodnar (eds). *Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems*. Elsevier Press, Amsterdam, 1-22.

Macdonald, G.A. and Katsura, T. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology* 5(1): 82-133.

Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 93, 125-150.

Martín del Pozzo, A.L. (1982). Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique* 45, 9-24.

Martín del Pozzo A.L, Córdoba C. and López J. (1997). Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene. *Quaternary International* vol 43/44, p.p. 181-190.

Meriggi, L., Macías, J.L., Rommasini, S., Capra, L., Conticelli, S. (2008). Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (Central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and

magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25, 197-216.

Mooser, F. (1963). Historia tectónica de la Cuenca de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 15, 239-245.

Nichols A.R.L. and Wysoczanski R.J. (2007). Using micro-FTIR spectroscopy to measure volatile contents in small and unexposed inclusions hosted in olivine crystals. *Chemical Geology* 242, P.P. 371-384.

Papale, P., Moretti, R., Barbato, D. (2006). The compositional dependence of the saturation surface of H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> fluids in silicate melts. *Chemical Geology* 229, 78-95.

Pardo M. y Suárez G.(1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, vol 100, No. b7, p 12,357-12,373.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central México. *Geophysical Research Letter* 35, L18303.

Reyes-Luna. (2012). Caracterización del contenido de volátiles del volcán monogenético Pelagatos, Sierra de Chichinautzin. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura.

Roberge, J., Wallace, P. J., White, R. V., and Coffin, M.F. (2005) Anomalous Subsidence of the Ontong Java Plateau (ODP Leg 192). *Geology*, vol. 33, no.6, pp.501-504.

Roberge, J., Delgado-Granados, H., & Wallace, P. J. (2009). Mafic magma recharge supplies high CO<sub>2</sub> and SO<sub>2</sub> gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico. *Geology*, 37(2), 107-110.

Roberge, J., Guilbaud, M. N., Mercer, C. N., & Reyes-Luna, P. C. (2015). Insight into monogenetic eruption processes at Pelagatos volcano, Sierra Chichinautzin, Mexico: a combined melt inclusion and physical volcanology study. *Geological Society, London, Special Publications*, 410(1), 179-198.

Robidoux, P. (2014). Variación en el contenido volátil de tres conos monogenéticos en el campo volcánico Chichinautzin, México: implicaciones en la desgasificación y el estilo de erupción. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 135.

Roedder, E. Ribbe P.H., (1984). Fluid inclusions (Vol. 12, pp. 79-108). Washington, DC: Mineralogical Society of America.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology* 46, 1243-1288.

Schmincke, H.U. (2005). *Volcanism*. 2da edición, Springer-Verlag, 334.

Smith, B. (1996). *Fundamentals of Fourier Transform Infrared Spectroscopy*. 1era. Edición, CRC Press, 202.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004a). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology* 66, 203-255.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004b). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130, 197-226.

Sobolev, A. V., & Chaussidon, M. (1996). H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 137(1), 45-55.

Sosa Ceballos G., Gardner J.E., Siebe C. Macías J.L. (2012). A caldera-forming eruption 14,100 <sup>14</sup>C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214 (2012) 27-40.

Straub S.M., LaGatta A.B., Martin-Del Pozzo A.L., Langmuir C.H (2008). Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite

source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9 (3).

Stuiver M and Polach H (1977). Discussion reporting of  $^{14}\text{C}$  data. *Radiocarbon*, vol. 19, No.3, P. 355-363.

Swinamer, R.T. (1989). The Geomorphology, petrography, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra Chichinautzin, Mexico. Ontario, Canadá, Queen's University, Kingston, tesis de maestría , 212 p.

Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. (2001). Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18, 1-36.

Verma, S.P., (1999). Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 93, 151-171.

Verma S.P., (2000). Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America, Special Paper* 334.

Wallace, P. (2003). From mantle to atmosphere: Magma degassing, explosive eruptions, and volcanic volatile budgets. En: De Vivo B, Bodnar RJ, (Eds.) *Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems*. Elsevier Science, *Developments in Volcanology* 5, 105-127.

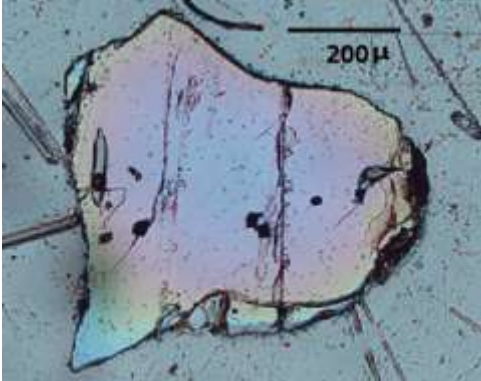

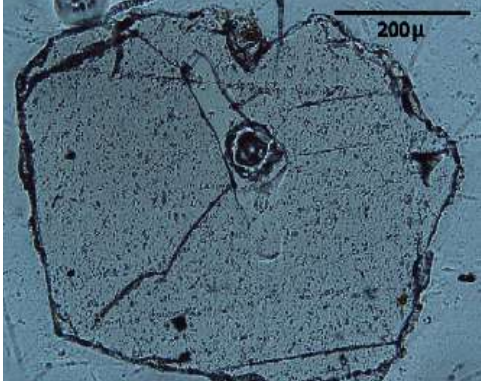

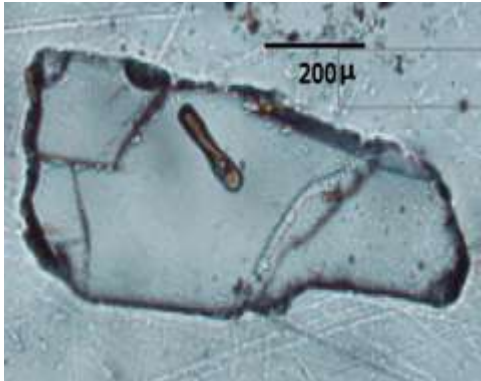

Wallace, P. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140, 217 - 240.

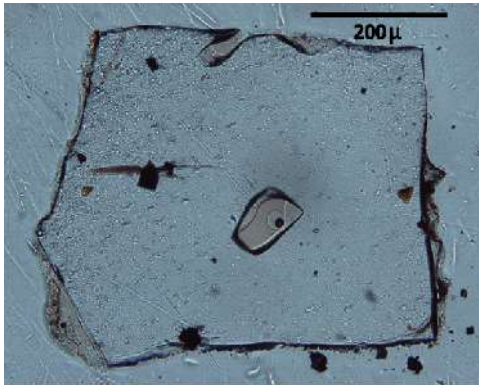

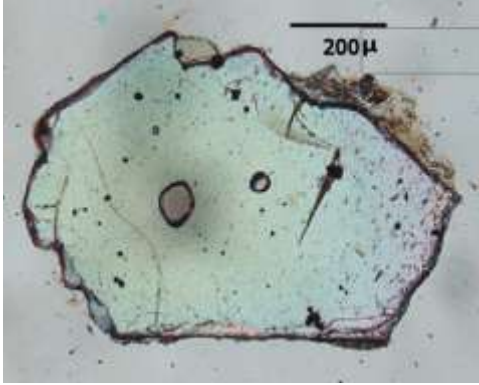

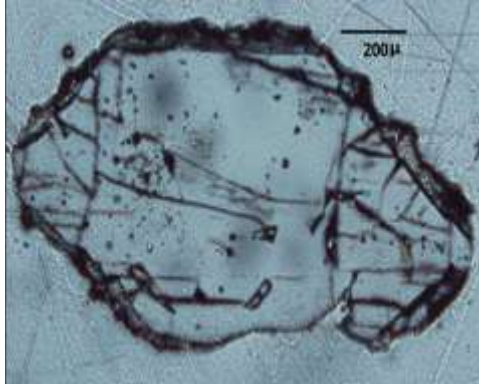
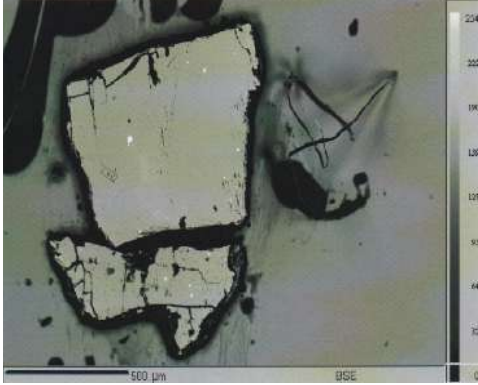
Wallace, P., Anderson, A. (1999). Volatiles in Magmas. En: H. Sigurdsson et al. (Editors) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 149-170.

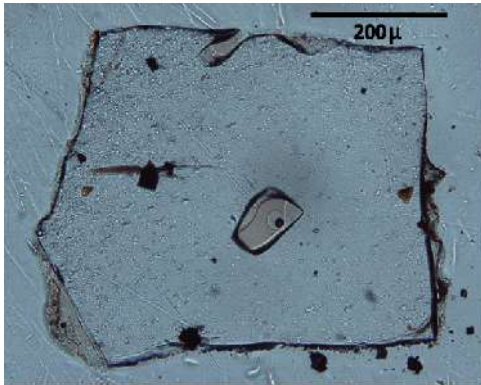

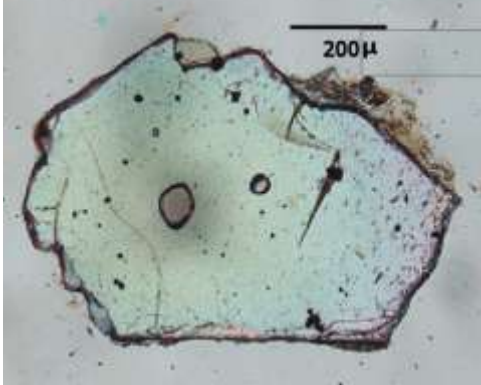

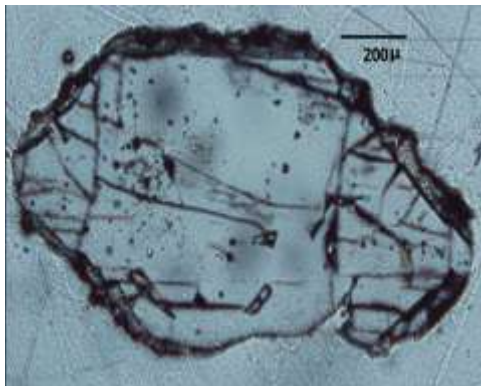
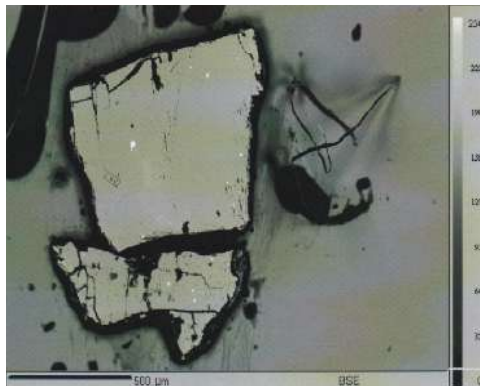


Zeuner, Frederick E. (1946). Dating the past, An introduction to geochronology, p.341-346. Methuen & CO. LTD. London. 11 New Fetter Lane, E.C. 4.

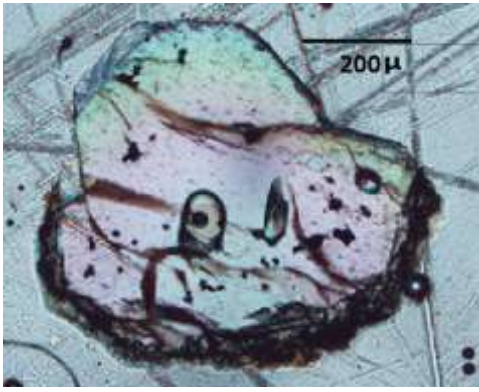
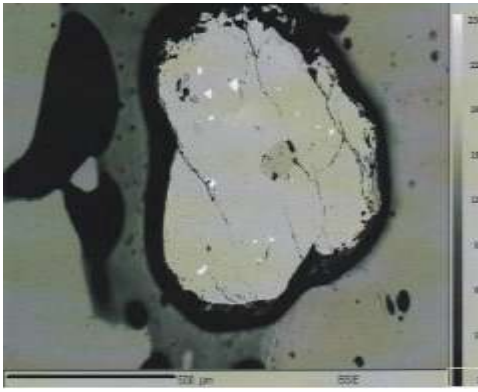
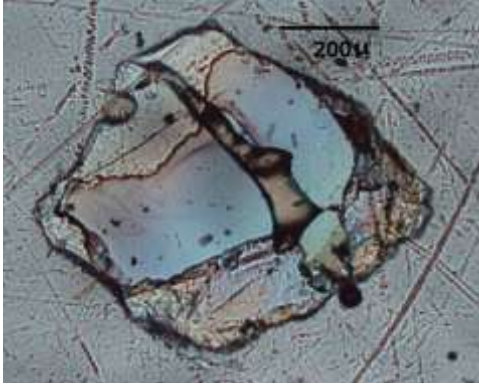


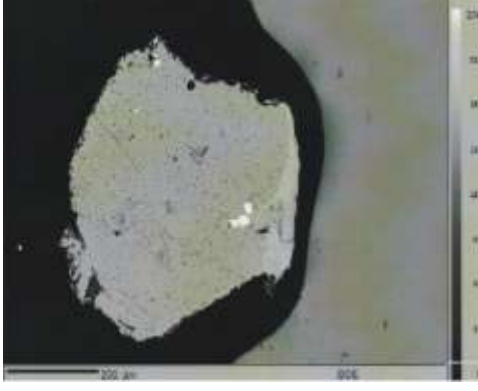
# Apéndice

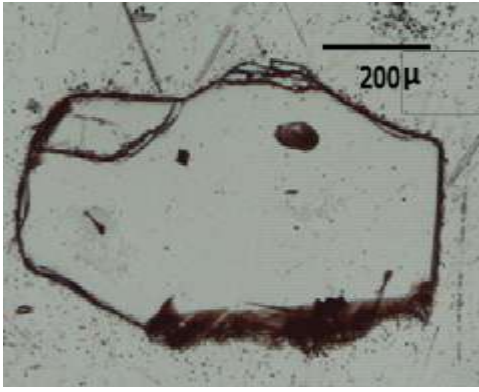

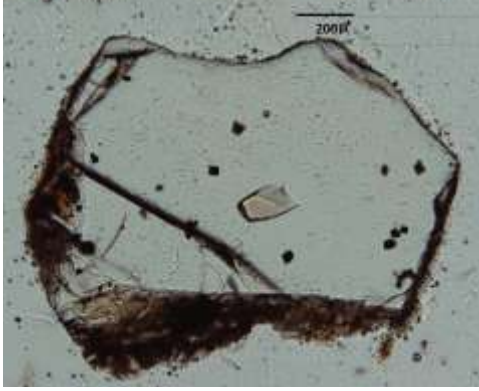
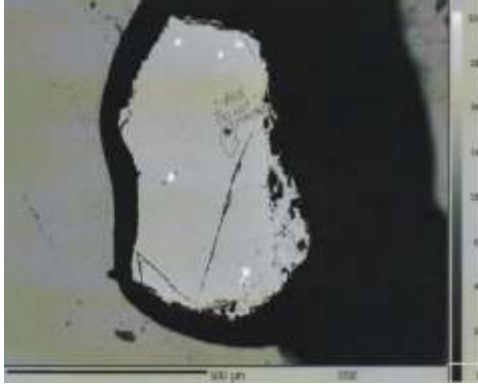
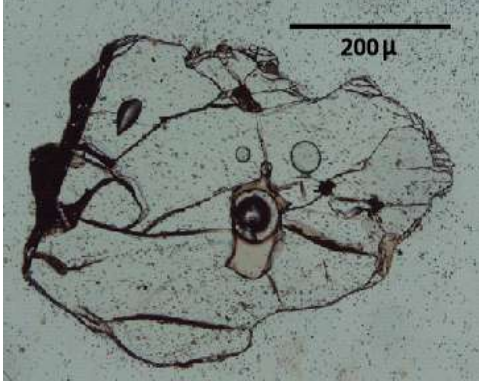

Muestra	Microscopio de luz transmitida	Microsonda
CHI01C-2		
CHI01C-5		
CHI01C-6		

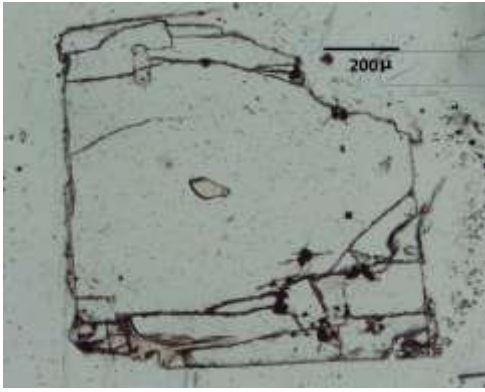
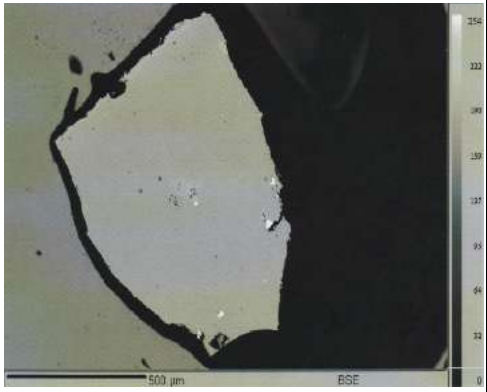

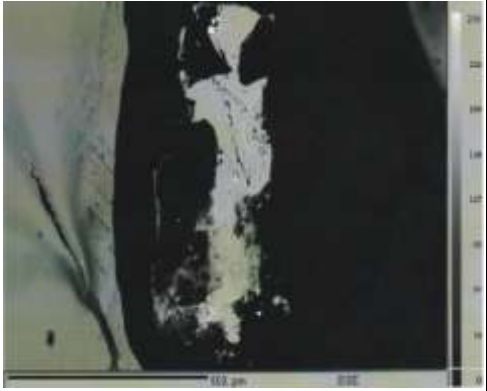
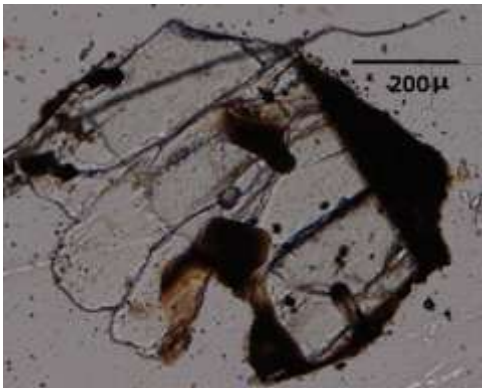
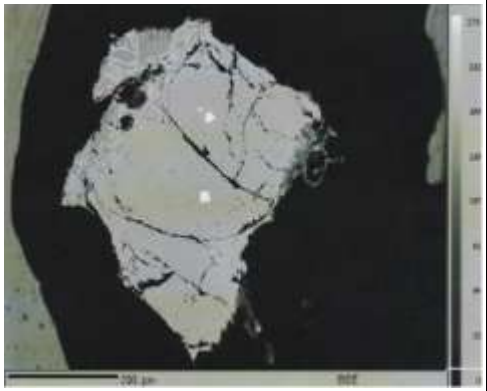
Muestra	Microscopio de luz transmitida	Microsonda
CHI01C-8		
CHI01C-9		
CHI01C-10		

Muestra	Microscopio de luz transmitida	Microsonda
CHI01C-8		
CHI01C-9		
CHI01C-10		

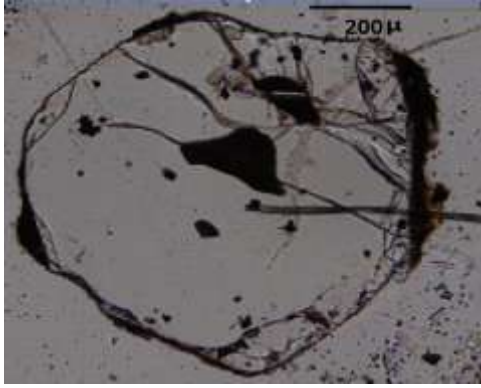
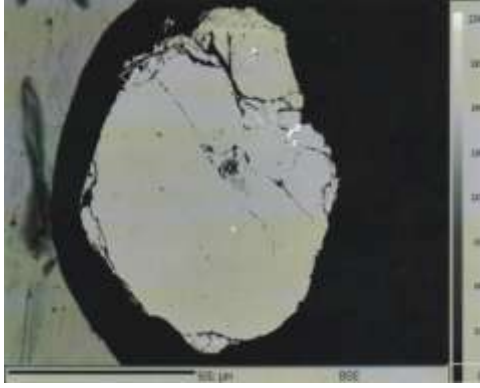
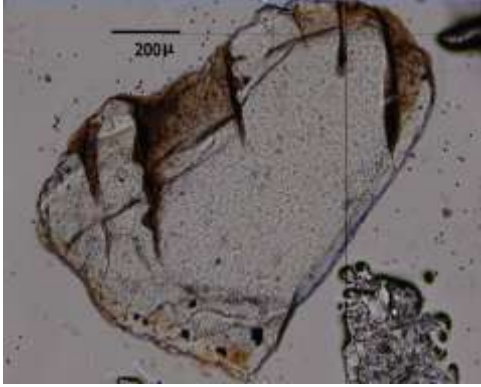



Muestra	Microscopio de luz transmitida	Microsonda
CHI01C-12		
CHI01C-13		
CHI01C-14		

Muestra	Microscopio de luz transmitida	Microsonda
CHI01D-1		
CHI01D-4		
CHI01D-6		

Muestra	Microscopio de luz transmitida	Microsonda
CHI01D-8		
CHI01D-12		
CHI01D-13		



Muestra	Microscopio de luz transmitida	Microsonda
CHI01D-14		
CHI01D-15		
CHI01D-16	