



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**Petrología de enclaves máficos del volcán Chichón,  
Chiapas**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**Licenciado en Ciencias de la Tierra**

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

**Sandra González Luz**



**DIRECTOR DE TESIS:**

**Dr. José Luis Arce Saldaña**

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. 2017



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

***“Si piensas que puedes o que no puedes,  
estás en lo correcto”***

***Henry Ford***

## Agradecimientos

Quiero agradecer principalmente a mi familia por estar conmigo en todo momento, pero la que más apoyo, cariño y comprensión me ha brindado es mi mamá, a mi papa y mis hermanos por todos los momentos que hemos pasado, a mi tía por sus imágenes divertidas y motivacionales.

Quiero agradecer al Dr. José Luis Arce por el tiempo invertido así como las enseñanzas brindadas. Así mismo quiero agradecer al proyecto PAPIIT IN102317 por el apoyo económico brindado para la realización de los análisis químicos. También un agradecimiento al Instituto de Geología por permitir el uso de sus laboratorios, a la Quim. Patricia Girón García por los análisis químicos por FRX, a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por los análisis químicos por ICP-MS, al Ing. Carlos Linares por los análisis con la microsonda electrónica, a la Ing. María del Consuelo Macías Romo por el apoyo en la el Taller de Molienda del IGL.

También quiero agradecer al Dr. José Luis Macías, a la Dra. Lucia Capra, a la Dra. Ana María Lizeth Caballero y a la Dra. Valerie Poma, por la revisión del trabajo así como sus comentarios.

A mis amigos, los cuales han estado conmigo a lo largo de la carrera, a los que conocí primero, Shaden, Edson, Monse, Marisol (y las Quimeras), Julio, Julieta y los demás. A los demás que conocí con el paso de la carrera, a las sólidas con las que compartí muchas practicas a Cynthia y Paty mi gran compañera del laboratorio, a todos ellos por los buenos momentos compartidos y los partidos jugados.

Por último, pero no por eso es menos importante quiero agradecer a mis amiguitos matemáticos, Jonathan que apareció en mi vida al final de la carrera y que ha estado conmigo en esta última etapa apoyándome y motivándome a escribir, Héctor y JL que hicieron divertida esta etapa.

*Con todo el cariño quiero dedicar este trabajo a mi abuelito, el cual no estuvo conmigo en esta etapa pero sé que estaría muy orgulloso de que terminara. Y a mi mami.*

## Índice

Resumen	i
1. Introducción	1
1.1. Localización	2
1.2. Objetivos	4
1.3. Metodología	5
Trabajo de gabinete	5
Trabajo de campo	5
Trabajo de laboratorio	6
2. Marco teórico	13
2.1. Enclaves máficos	13
2.2. Procesos de formación	16
2.2.1. Diques que intruyen una cámara magmática	18
2.2.2. Inyecciones laminares	20
3. Marco geológico	22
3.1. Marco tectónico	22
3.2. Basamento debajo del Chichón	23
3.3. Historia eruptiva del volcán Chichón	25
4. Enclaves máficos del chichón	33
4.1. Geoquímica	33
4.1.1. Elementos mayores	33
4.1.2. Elementos traza y tierras raras	39
4.2. Petrografía y química mineral	41
4.2.1. Enclave basáltico	41
4.2.2. Enclaves traquibasálticos	42
4.2.3. Enclaves traquiandesíticos basálticos	44
4.2.4. Enclave traquiandesítico	53
5. Discusión	53
5.1. Génesis de los enclaves máficos del volcán Chichón	56
5.2. Evolución magmática de los enclaves máficos	58
5.3. Profundidad de formación de los enclaves	61

6. Conclusiones

65

7. Bibliografía

67

## Resumen

El volcán Chichón se sitúa en el sureste mexicano, en el estado de Chiapas, a ~400 km de la zona de subducción y pertenece al Arco Volcánico Chiapaneco. A lo largo de toda su historia eruptiva, este volcán se ha edificado por varias estructuras de domos de lava y depósitos piroclásticos, con una composición química traquiandesítica rica en K.

En trabajos previos se ha reportado la presencia de enclaves máficos, los cuales representan magmas poco evolucionados y sugieren eventos de mezcla en el volcán Chichón. Al ser resultado de mezcla de magmas, los enclaves presentan características particulares, como formas subredondeadas u ovoides, una mineralogía similar a las rocas del Chichón en diferentes proporciones, texturas y en ocasiones, con bordes de enfriamiento. Algunos cristales de plagioclasa de los enclaves máficos presentan variaciones en el contenido de An que también sugieren el arribo de magmas más ricos en Ca y seguramente más calientes que se mezclan con el magma residente. También se observan cristales de anfíbol reemplazados por clinopiroxeno o corroídos en el centro, rasgos que representan desequilibrio, que puede deberse también a la mezcla de magmas. Los enclaves máficos presentan una amplia variación composicional que va de basáltico hasta traquiandesítico, lo que sugiere diversos grados de evolución magmática. Así mismo presentan texturas diferentes: una microgranular que indica un rápido enfriamiento y otra seriada que indica un enfriamiento relativamente lento.

La presencia de enclaves máficos sugiere la existencia de procesos de mezcla de magmas, mediante el modelado geoquímico se busca establecer si ocurre algún otro proceso de evolución magmática que pueda llevar a la generación de las rocas del Chichón (traquiandesitas), se utilizaron algunas tierras raras y el programa FC-AFC-FCA y MIXING MODELER, en donde se considera como magma inicial al traquibasalto Chapultenango o un enclave máfico. Se utilizó como contaminante un xenolito encontrado dentro del traquibasalto Chapultenango. Con esto se pudo establecer que el proceso de evolución que está actuando para la generación de traquiandesitas es el AFC (asimilación combinada con cristalización fraccionada).

Es decir, aparte de la mezcla de magmas evidenciado por los enclaves máficos, la contaminación y cristalización fraccionada también participan en la generación de traquiandesitas en el volcán Chichón.

Utilizando el geobarómetro de anfíboles, se determinó la presencia de un reservorio magmático profundo (13-20 km) y uno somero entre 6-7.5 km (220-320 MPa), este último coincide con el reservorio propuesto en trabajos previos. Así mismo han propuesto que el proceso de mezcla de magmas es un fenómeno recurrente en el volcán Chichón, el cual probablemente es el responsable de las erupciones explosivas que ha registrado este volcán.

## 1. Introducción

El estudio de los volcanes en México es de suma importancia dado que actualmente se encuentran varios volcanes activos, como es el caso del Chichón, Chiapas, el cual es recordado por la erupción que tuvo en 1982, en la que murieron alrededor de 2000 personas y cubrió con cenizas un área aproximada de 45 000 km<sup>2</sup>, hasta una distancia de 400 km del volcán (Carey y Sigurdsson, 1986). Dado que se trata de un volcán con actividad perceptible (fumarolas), no se descarta una nueva erupción de la misma magnitud a la de 1982 la cual provocaría daños aún más severos, pues se encuentran varias poblaciones a su alrededor y las nuevas generaciones de personas están regresando a los sitios afectados por dicha erupción. Las rocas que ha emitido este volcán son de composición traquiandesítica (55-58 % en peso de SiO<sub>2</sub>) (Luhr et al., 1984; McGee et al., 1987; Macías et al., 2003), con una mineralogía representada por plagioclasas, anfíboles, clinopiroxenos, ilmenita, titanomagnetita, apatito y algunas biotitas así como algunos cristales de anhidrita (Tilling et al., 1984; Espíndola et al., 2000; Macías, 2003; Layer et al., 2009; Arce et al., 2015). De hecho en los productos piroclásticos producidos en 1982 se describió por primera vez cristales de anhidrita de origen magmático (Luhr et al., 1984).

El origen del volcán Chichón es poco clara, pues el estado de Chiapas se encuentra cerca de la unión de tres placas; la placa de Norteamérica, la placa de Cocos y la placa del Caribe (Duffield et al., 1984). Debido a esta configuración tectónica se ha propuesto que el origen del volcán puede deberse a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica (Nixon, 1982; McGee et al., 1987), pero también se propone que está relacionado con la tectónica extensional del sur de Chiapas (Nixon, 1982).

En algunos trabajos sobre el volcán Chichón, se han descrito enclaves máficos, los cuales representan un producto común en sistemas volcánicos, y su génesis ha sido explicada como productos de la mezcla de magmas (Barbarin y Didier, 1992), en donde un magma máfico entra en contacto con un magma relativamente félsico. El magma máfico se considera que tiene un origen mantélico, mientras que el magma

félsico representa cualquier producto de fusión de la corteza o los residuos de la diferenciación de un magma máfico (Didier, 1987). Estas rocas están presentes en el Chichón, por lo que su estudio es importante ya que pueden aportar información para complementar el conocimiento del sistema volcánico, incluso pueden dar información de sistemas magmáticos más profundos.

El presente estudio trata sobre la caracterización de los enclaves máficos encontrados en el volcán Chichón, con análisis químicos de roca total y de minerales por medio de la microsonda electrónica, con los cuales se busca establecer el o los procesos de evolución magmática que actúan para la generación del magma evolucionado de este volcán. El magma inicial podría ser alguno de los enclaves estudiados o el traquibasalto Chapultenango y por medio de algún proceso se llega a la composición final que son las rocas del Chichón, que son de composición traquiandesítica. El traquibasalto Chapultenango es una estructura volcánica la cual presenta un contenido de MgO de 11.1 % en peso y altas concentraciones de Ni y Cr, está expuesta cerca del poblado de Chapultenango aproximadamente a 10 km del volcán Chichón (García-Palomo et al., 2004). Con los análisis de minerales y el uso de algún geotermómetro o geobarómetro se podrá conocer la presión a la cual se equilibraron dichos enclaves, por lo que se conocerá la profundidad de formación.

### **1.1. Localización**

El Chichón (17°22'N, 93°14'W, 1100 m. sobre el nivel del mar) se localiza al sureste de México, en el estado de Chiapas (Fig. 1), y es considerado como el volcán más joven y activo del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) (Damon y Montesinos, 1978), a una distancia aproximada de 400 km de la trinchera de América Central (Garduño-Monroy et al., 2015), a 300 km aproximadamente del slab en subducción debajo de Chiapas (García-Palomo et al., 2004). El AVC se localiza en la porción central del estado de Chiapas, es una cadena de estructuras volcánicas alineadas en dirección NO-SE de aproximadamente 150 km de longitud (Mora et al., 2012). El AVC se encuentra en una región tectónicamente compleja donde interactúan 3 placas tectónicas: la placa de Norteamérica, la placa del Caribe y la placa de Cocos (Fig. 1).



Figura 1. Mapa de localización del volcán Chichón como parte del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC), la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), el Arco Volcánico de Centroamérica (AVCA), la Trinchera Mesoamericana (TMA) y el Ridge de Tehuantepec (RT).

Para llegar al volcán Chichón se tiene una sola vía de acceso (Fig. 2), la carretera que pasa por Ixtacomitán ubicada a 15 km al NE del Chichón. Este poblado está conectado por una carretera con Chapultenango, el poblado más cercano al volcán, que es cabecera municipal y se encuentra a 10 km al SE del volcán. De Chapultenango hacia el volcán hay una terracería hasta llegar a la colonia Volcán. Desde este punto se toma una vereda por la cual se camina por aproximadamente 4 km hasta llegar a la cima del Chichón.

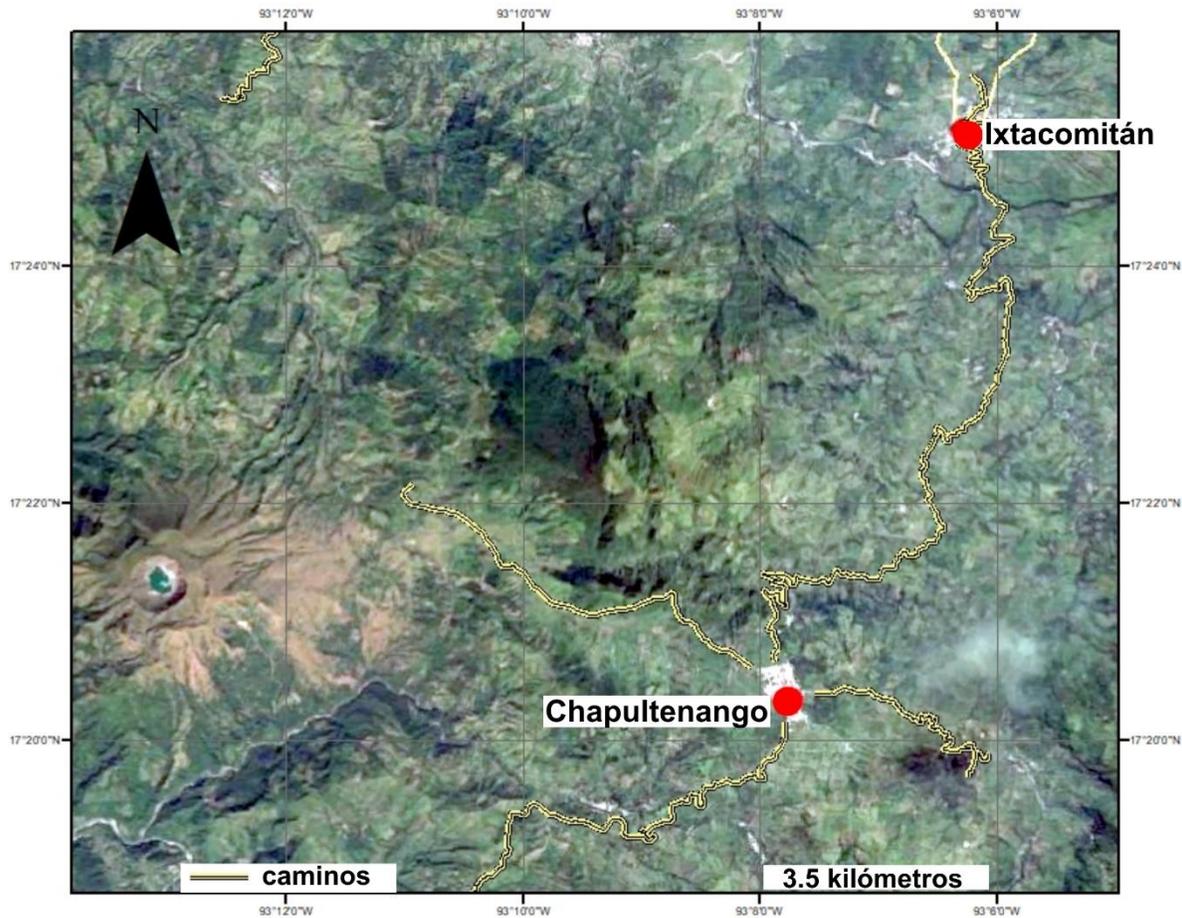


Figura 2. Rutas de acceso hacia el volcán Chichón, donde se observan las principales carreteras, caminos y los poblados cercanos.

## 1.2. Objetivos.

Los objetivos principales del presente trabajo son los siguientes:

- \* Realizar una descripción y muestreo de afloramientos con enclaves máficos alrededor del volcán Chichón.
- \* Caracterizar petrográfica y geoquímicamente estos enclaves máficos.
- \* Realizar un análisis químico de minerales y vidrio de enclaves máficos con la microsonda electrónica.
- \* Establecer un modelo de evolución de los magmas relativamente máficos hacia los magmas traquiandesíticos emitidos por el Chichón.

### 1.3. Metodología.

La metodología que se empleó durante la realización de la presente tesis fue dividida en: trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo en laboratorio, las cuales se describen a continuación.

- Trabajo de gabinete.

Durante todo el desarrollo de la tesis se llevó a cabo la búsqueda y recopilación de información bibliográfica del área de estudio, así como de los procesos de formación, características principales y la información que proporcionan los enclaves máficos. Además se elaboró un modelo digital de elevación utilizando imágenes Lidar del área con una resolución de 5 m, con el fin de ubicar los sitios de muestreo y vías de acceso.

Los datos de los análisis químicos fueron procesados en hojas de cálculo, utilizando el programa Igpert, con el cual se realizaron diversas gráficas de clasificación química de las rocas analizadas con ICP-MS y FRX. Por otro lado, con el programa Minpet 2.0 se clasificaron los minerales analizados con microsonda electrónica. Utilizando las hojas de cálculo de FC-AFC-FCA and mixing modeler, se realizaron las gráficas de los modelos de evolución magmática con los elementos traza y tierras raras. Con la hoja de cálculo Amp-TB se calcularon las temperaturas y presiones de formación de los anfíboles analizados. Después se procedió al análisis y manejo de los datos obtenidos para su interpretación.

- Trabajo de campo.

El trabajo de campo se realizó mediante una visita al volcán Chichón, Chiapas, para llevar a cabo la recolección de enclaves máficos, los cuales se buscaron dentro y fuera del cráter del volcán. Se muestrearon 6 sitios, los cuales se observan en la figura 3, las muestras CHI-1501 y CHI-1502, se recolectaron en las paredes internas del cráter (Fig. 3a), donde se encuentran los remanentes del domo de lava que fue destruido en la erupción de 1982, mientras que la muestra CHI-1503 se recolectó en el arroyo Platanar, dentro de un depósito de flujo de bloques y ceniza de 1982, aproximadamente a 2 km al este del cráter (Fig. 3b), la muestra CH09-38 fue se

recolectó fuera del cráter, las otras muestras (CH0902E, CH09-ME, CH0904) re recolectaron a una distancia de aproximada de 4 a 5 km al norte del volcán donde se encuentran los depósitos asociados al Somma. Se realizó una descripción del enclave muestreado así como su relación con la roca huésped (Fig. 4).

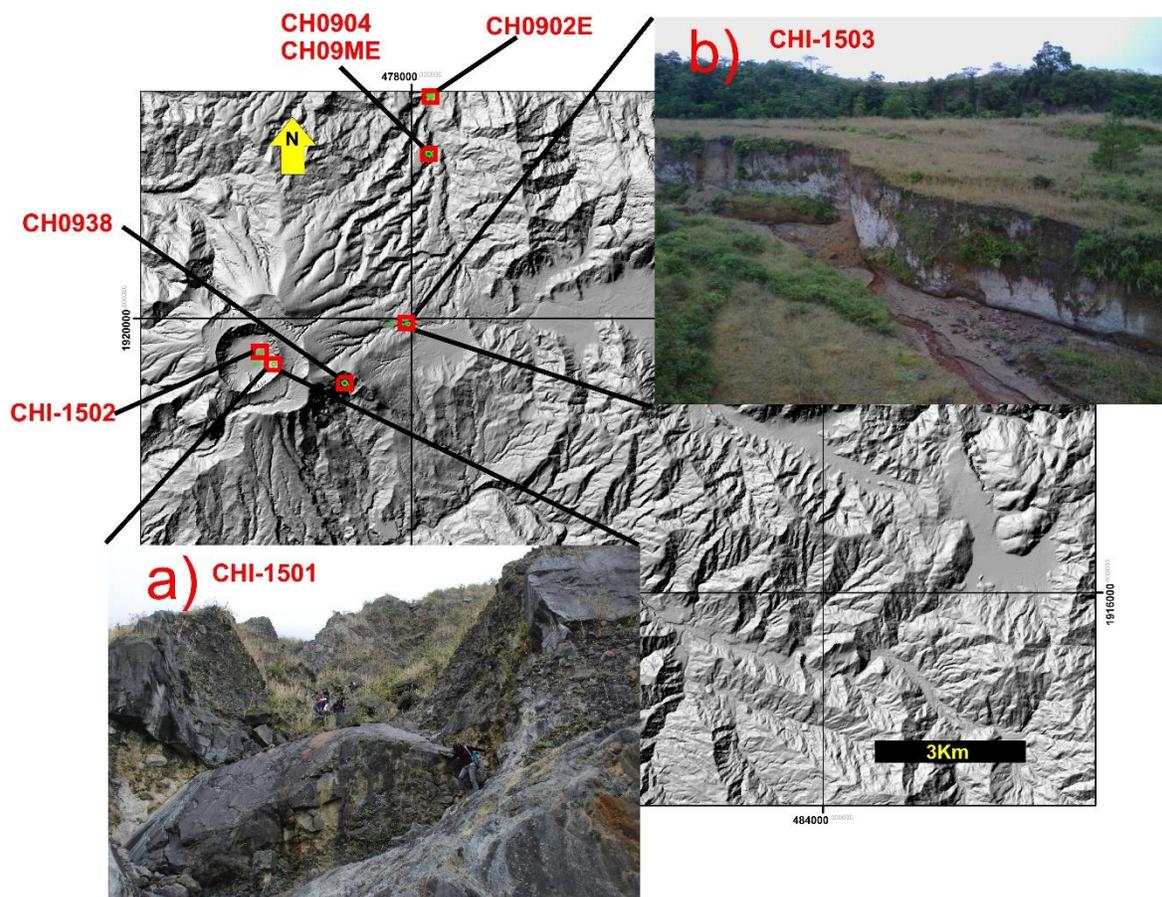


Figura 3. Modelo de elevación digital del área del volcán Chichón y ubicación de las zonas de muestreo de enclaves máficos, a) en la pared interna del cráter, b) una barranca al este del volcán, de un flujo piroclástico de 1982.

- Trabajo de laboratorio.

Las muestras recolectadas se colocaron en el horno durante 24 horas para secarlas. Al observar el color y la mineralogía en muestra de mano, fueron seleccionadas 8 muestras para la elaboración de secciones pulidas y análisis químicos de roca total y 4 de estas para el análisis de minerales con la microsonda electrónica.



Figura 4. Fotografías de los enclaves máficos muestreados en el cráter del Chichón, a) fragmento de un enclave máfico recolectado al interior del cráter, b) contacto entre el enclave máfico y la roca huésped.

- ✓ Elaboración de secciones pulidas y petrografía.

Para la elaboración de las secciones pulidas se cortaron las rocas seleccionadas en cubos de 5x3x1.5 cm y se utilizaron los abrasivos del #600 y #1000 para dejar la superficie pulida y así poder pegar la roca al portaobjetos con una resina epóxica. Una vez que la roca quedó pegada se procedió a usar la cortadora de precisión en el Taller de Laminación del IGL, hasta alcanzar un espesor menor a un milímetro. Utilizando abrasivos del #1000 y 5 $\mu$  de alúmina se pulieron las muestras hasta obtener el espesor de 30 micras.

Una vez que la muestra tenía el espesor adecuado, se utilizó la maquina pulidora Buehler modelo Metaserv´3000 (Fig. 5) para pulir las muestras. Para el pulido se inició con la suspensión de diamante de 3 $\mu$ , después se utilizó 1 $\mu$  de alúmina y por último se usó suspensión de diamante de 1 $\mu$  con esto se logró que todos los minerales tuvieran superficies perfectamente pulidas, listos para ser analizados con la microsonda electrónica.

Haciendo uso del microscopio petrográfico Leica del laboratorio de Petrología Experimental del Instituto de Geología, se determinaron las fases minerales

presentes en cada muestra, así como sus características principales y porcentaje modal.

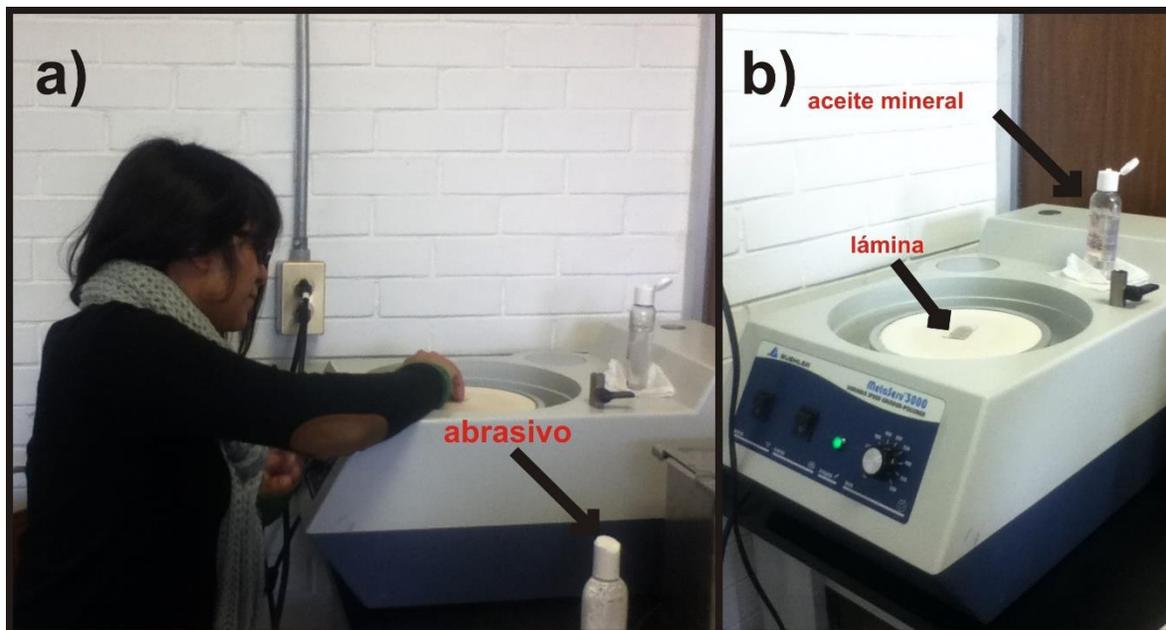


Figura 5. Elaboración de las secciones pulidas, a) utilizando los abrasivos adecuados y aceite mineral, b) Máquina pulidora Buehler

✓ Microsonda Electrónica de Barrido (EPMA).

Los análisis de minerales por microsonda electrónica se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), bajo la supervisión de M. en C. Carlos Linares López. Las muestras fueron colocadas en la microsonda electrónica JEOL JXA-8900R, en donde se realizó un análisis previo de las fases minerales contenidas en las muestras. Este método permite el análisis químico cualitativo y cuantitativo de volúmenes muy pequeños en muestras sólidas pulidas, lo que permite un análisis puntual sistemático de granos heterogéneos (Melgarejo et. al. 2010). El método consiste en la excitación de la superficie de la muestra sólida mediante un haz de electrones acelerados, los rayos X característicos que se generan en cada superficie impactada por el rayo son detectados por los WDS (espectrómetro de dispersión de longitud de ondas), el cual mide la longitud e intensidad de los rayos X característicos que son emitidos en diferentes direcciones,

también se mide la intensidad de los electrones secundarios y electrones retrodispersados. Dependiendo de la intensidad y la longitud de onda emitida se pueden determinar los elementos que componen la muestra analizada (Reed, 1995; Moore y Reynolds, 1998).

Una vez que se conocen las fases minerales presentes en la lámina, se seleccionan los puntos de interés en los minerales, en este caso se seleccionaron tanto el centro como los bordes de los cristales. Se utilizaron varios estándares para calibrar las mediciones de los minerales y de las cuatro láminas seleccionadas se analizaron plagioclasas, piroxenos, anfíboles, biotitas y vidrio de la matriz.

✓ Fluorescencia de rayos X (FRX)

+ Preparación de muestras

Con las muestras seleccionadas para análisis químicos, se hizo uso del Taller de Molienda del Instituto de Geología de la UNAM a cargo de la Ing. María del Consuelo Macías. Se utilizó la prensa para triturar las muestras más grandes y así seleccionar los fragmentos más pequeños, los menos alterados y en este caso cuidar de quitar toda la roca huésped. Se utilizó el molino vibratorio Herzog H100, el cual está constituido por discos de acero. Al iniciar se colocan pequeños fragmentos de la muestra para hacer una pre-contaminación de los discos, este polvo se desecha y se coloca toda la muestra a pulverizar. Las muestras fueron pulverizadas durante 30 segundos aproximadamente, posteriormente se guardaron en frascos de plástico limpios y rotulados. Todos estos procedimientos se realizaron con las medidas de limpieza adecuadas para evitar una posible contaminación.

Los análisis químicos de elementos mayores fueron realizados en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la UNAM, por Fluorescencia de rayos X (LFRX), bajo la supervisión de la Quim. Patricia Girón García, mientras que los análisis de elementos traza por Espectrometría de Masas con Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) se realizaron en el centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM.

#### + Análisis por FRX

En el laboratorio de Fluorescencia se llevó a cabo la preparación de las muestras para el análisis de elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Para esto las muestras fueron calentadas durante 4 horas a  $110^\circ\text{C}$  para secarlas. Posteriormente para la obtención de la pérdida por calcinación (PxC) de cada muestra se pesó 1 gramo en un crisol de porcelana y se colocó en la mufla a  $1000^\circ\text{C}$  durante 1 hora, esto para obtener el peso calcinado:  $(\%) \text{PxC} = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) * 100$ .

Para la medición de elementos mayores se pesaron 8g de fundente y 0.4g de muestra, los cuales fueron colocados en crisoles especiales (una aleación de Pt-Au), se homogenizaron con una batidora y se colocaron en el aparato Claisse donde se funden las muestras (Fig. 6a) éste se enciende y los crisoles empiezan a girar, la mezcla se funde homogéneamente (Fig. 6b) durante aproximadamente 14 minutos, se vacía automáticamente y enfría rápidamente (Fig. 6c), para obtener una perla, la cual se analiza posteriormente.

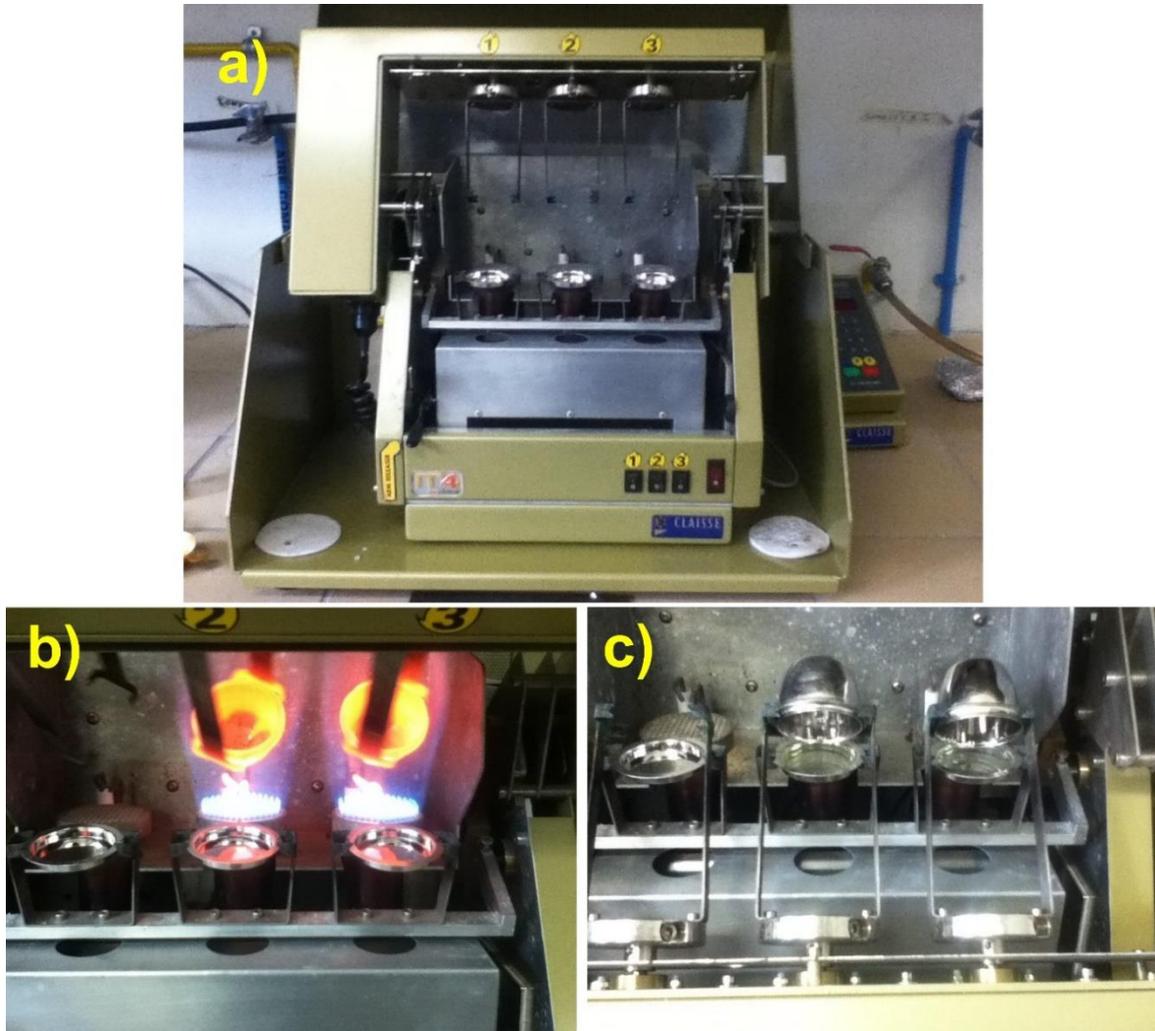


Figura 6. Equipo que se utilizó en la preparación de las cápsulas para el análisis de elementos mayores. a) Aparato Claisse para la fusión de las muestras, b) mezcla y fusión de las muestras, c) vaciado de las muestras para el enfriamiento rápido.

Para la medición de algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb) se pesaron 5.6g de muestra y 1g de cera, los cuales se mezclan manualmente en un mortero de ágata hasta obtener una mezcla homogénea. Cuando se tiene la mezcla se lleva a una prensa hidráulica GraseBy Apecac (Fig. 7a y 7b), durante 25 segundos con un peso de 20 toneladas, con la presión que ejerce produce que se compacte y se obtenga un pastilla, la cual es analizada posteriormente (Fig. 7c).

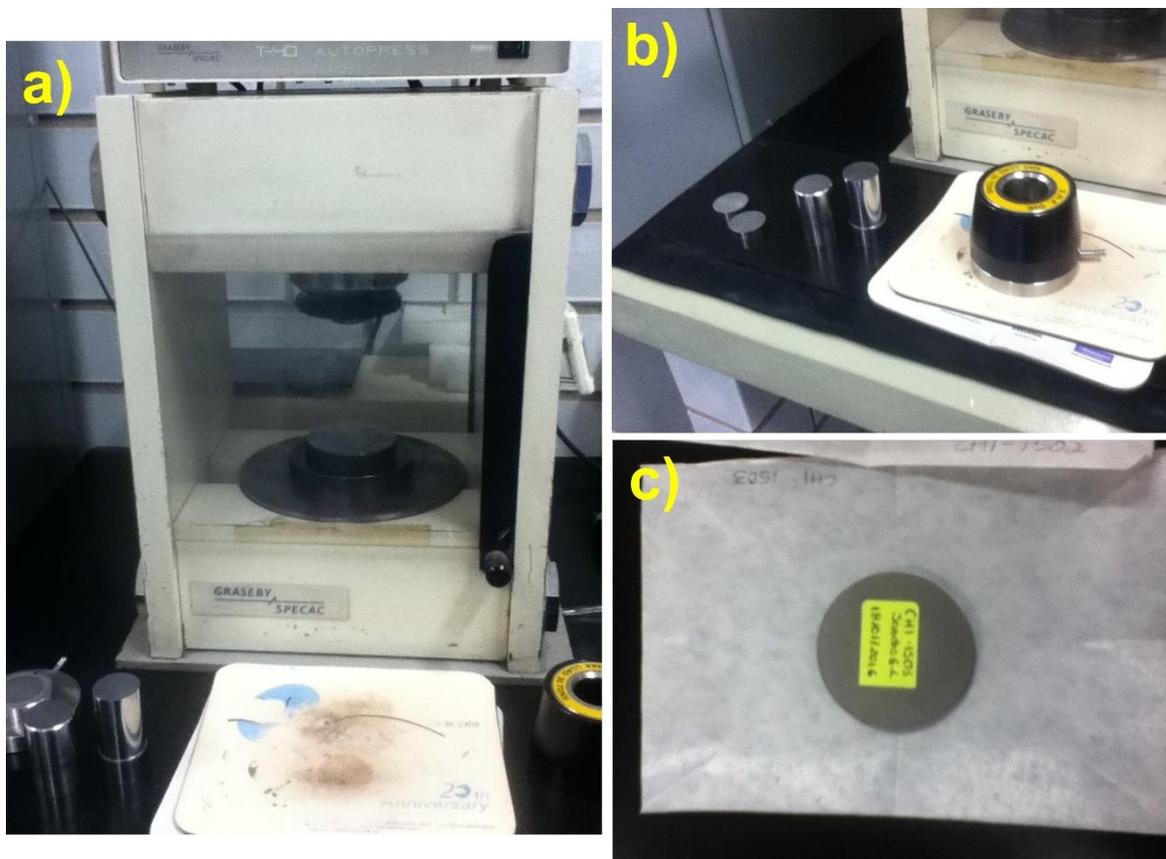


Figura 7. Equipo que se utilizó en la preparación de tabletas para los elementos traza, a) prensa hidráulica, b) partes de la prensa donde se compacta la muestra, c) pastilla preparada para el análisis.

+ Análisis por ICP-MS.

Los análisis químicos de elementos traza se realizaron en el CGEO por medio de espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS). La metodología completa puede ser consultada en Mori (2007).

## **2. Marco teórico.**

El término de “enclave” es utilizado para describir fragmentos de roca encerrados en una roca ígnea homogénea (Fig. 8) (Lacroix, 1893), los cuales están completamente rodeados por su roca huésped (Didier y Barbarin, 1991). Los enclaves máficos presentan ciertas características que permiten diferenciarlos de otras rocas, como son forma, tamaño, mineralogía, contacto con la roca huésped (Barbarin, 2005). En general se han reconocido varios tipos de enclaves que se pueden diferenciar por su composición y el tipo de proceso de formación.

### **2.1 Enclaves Máficos.**

Para uno de los tipos de enclaves se utiliza el término “enclave máfico microgranular” (EMM), con el cual se hace referencia al color y tamaño de grano, pues los EMM son de color más oscuro y de grano más fino que su huésped (Bacon 1986; Barbarin y Didier, 1991a; Barbarin, 2005). El tamaño de grano fino refleja condiciones particulares de cristalización que se relacionan con el rápido enfriamiento de un magma máfico dentro de uno félsico más frío (Didier y Barbarin, 1991). La composición, textura y vesicularidad del enclave provee sin duda su naturaleza magmática (Didier, 1973; Bacon, 1986).

La importancia de comprender la génesis de los EMM es esencial para entender el origen y evolución de los magmas graníticos (Didier, 1987; Debon, 1991). Los EMM proveen evidencia del rol que juegan los magmas máficos en el inicio y evolución de los magmas calco-alcalinos, por lo que su origen tiene una importancia fundamental para una completa interpretación de la historia de los batolitos (Barbarin, 2005).

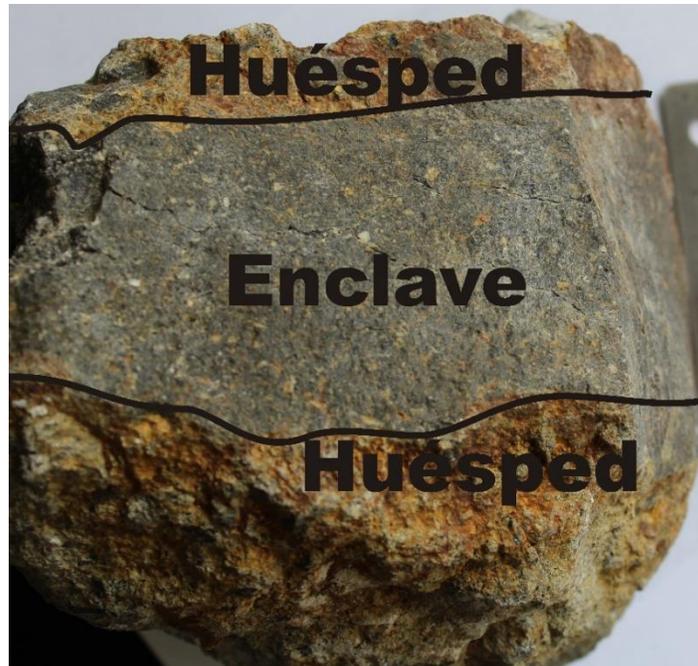


Figura 8. Ejemplar de un enclave máfico del volcán el Chichón, Chiapas, en el cual se observa el enclave en contacto con la roca huésped.

Las formas de los enclaves son variadas, frecuentemente presentan morfologías elipsoidales, redondeadas u ovoides (Bacon y Metz, 1984; Bacon, 1986). Estas formas son el resultado de sus propiedades físicas iniciales y de la deformación y erosión durante el movimiento dentro del magma huésped durante el emplazamiento (Didier, 1987; Didier y Barbarin, 1991; Barbarin y Didier, 1991a). Los enclaves con forma esférica son raros, pero se generan durante la emulsión de un líquido dentro de otro (Barbarin y Didier, 1991a), otra característica que nos indica la incorporación del enclave en estado fundido es la presencia del vidrio residual dentro de los enclaves. La forma de los enclaves brinda información sobre la distancia del lugar donde se llevó a cabo la mezcla y el lugar donde estos son observados (Didier, 1987).

Otra característica destacable es el tamaño de los EMM, los cuales varían considerablemente de pocos milímetros a varios metros, el tamaño más común es de pocos centímetros a medio metro (Bacon, 1986; Barbarin y Didier, 1991a).

El contacto de los EMM con su huésped es agudo, pero en ocasiones son localmente gradacionales: algunos muestran una intercalación de cristales del componente máfico con el félsico (Bacon 1986; Barbarin y Didier, 1991a). Además pueden existir variaciones en el tamaño de grano y/o composición, ya sea en el EMM o en la roca huésped. En algunos enclaves se pueden apreciar márgenes de grano fino (Fig. 9), más oscuros y con abundantes minerales máficos, con espesores de pocos milímetros a centímetros (Bacon, 1986), interpretados como “márgenes de enfriamiento”. Dichos márgenes se forman al momento en que un magma máfico caliente entra en contacto con un magma félsico relativamente frío (Didier, 1973; Barbarin y Didier, 1991a) y el espesor de estos márgenes varía en función de los contrastes térmicos que existan entre los magmas coexistentes. Una mayor diferencia de temperatura tendrá un margen penetrante, mientras que pequeñas diferencias de temperatura tendrá contactos difusos (Bacon, 1986).



Figura 9. Microfotografía de una sección pulida de los enclaves máficos del volcán el Chichón Chiapas, en donde se observa el contacto con la roca huésped y se aprecia un margen de enfriamiento con los cristales son de menor tamaño.

En muchos casos los EMM presentan la misma mineralogía que la roca huésped, pero en diferentes proporciones (Barbarin, 2005), por lo que uno de los principales problemas es diferenciar los fenocristales cristalizados en el enclave y los

fenocristales que fueron introducidos durante la mezcla, ya que algunos no presentan texturas de reacción (Barbarin y Didier, 1991a). La composición de los EMM es relativamente más máfica que la de su huésped, lo cual puede sugerir que el sistema magmático tenía un zoneamiento composicional (Bacon, 1986), y que los EMM pudieron ser incorporados por mezcla convectiva (Huppert et al. 1982).

## **2.2 Procesos de formación.**

Se han descrito varios procesos para explicar la formación de los EMM, en donde el principal mecanismo que actúa es la mezcla de magmas. La mezcla de magmas es un proceso en el que interactúan dos magmas de diferente composición, causando heterogeneidades (como son los enclaves), pero también pueden generar una mezcla homogénea y por lo tanto la generación de rocas híbridas de dos componentes; uno máfico y otro félsico (Didier, 1983, 1987; Didier y Barbarin, 1991), donde el magma félsico puede estar representado por cualquier producto de fusión de la corteza o los residuos de la diferenciación de un magma máfico (Didier, 1987). Al decir que los enclaves son el resultado de la mezcla de magmas, se puede inferir que son contemporáneos con la roca huésped que los rodea (Barbarin y Didier, 1992). Algunas características que se consideran como evidencia de mezcla de magmas son las texturas de desequilibrio en algunos fenocristales, así como algunas variaciones isotópicas registradas en los cristales con zoneamiento químico (Tepley et al., 2000).

Durante el o los eventos de mezcla de magmas se pueden formar diferentes tipos de enclaves, de acuerdo a su tamaño de grano, textura, contenido mineral, abundancia de fenocristales, composición, morfología y contacto con su huésped (Barbarin, 2005). Cuando todos los enclaves que se encuentran en el huésped son similares, se puede asumir que su origen es por un solo evento de mezcla, por lo contrario cuando existen varios contrastes en la composición química y mineralogía de estos enclaves, se puede asumir que ocurrieron varios eventos de mezcla (Didier, 1987). Los enclaves son abundantes cerca de grandes intrusiones máficas,

pues se ha postulado que éstos se forman por la disgregación progresiva de grandes masas máficas (Bacon, 1986; Frost y Mahood, 1987).

Coombs et al. (2002) propone dos diferentes modelos para explicar la cristalinidad de los enclaves posterior al evento de mezcla (Fig. 10). En el primer modelo (Fig. 10A y 10B), el magma máfico posterior al contacto con el magma félsico, comienza a disgregarse en pequeños enclaves que comienzan a dispersarse dentro del magma félsico. Esto ocurre cuando se producen corrientes de convección. Los enclaves pierden calor de adentro hacia afuera y comienzan a cristalizar, por lo que los cristales de mayor tamaño se concentran en el centro, además, los enclaves más pequeños se enfrían más rápido. En la otra situación (Fig. 9C, D y E) cuando entran en contacto los dos magmas, el magma máfico se estanca, generando una interfase con el magma félsico, e inicia su cristalización a diferentes tasas, las cuales dependen de la cercanía al magma félsico. Posteriormente los enclaves se dispersan por todo el magma félsico por flotabilidad (Coombs et al., 2002).

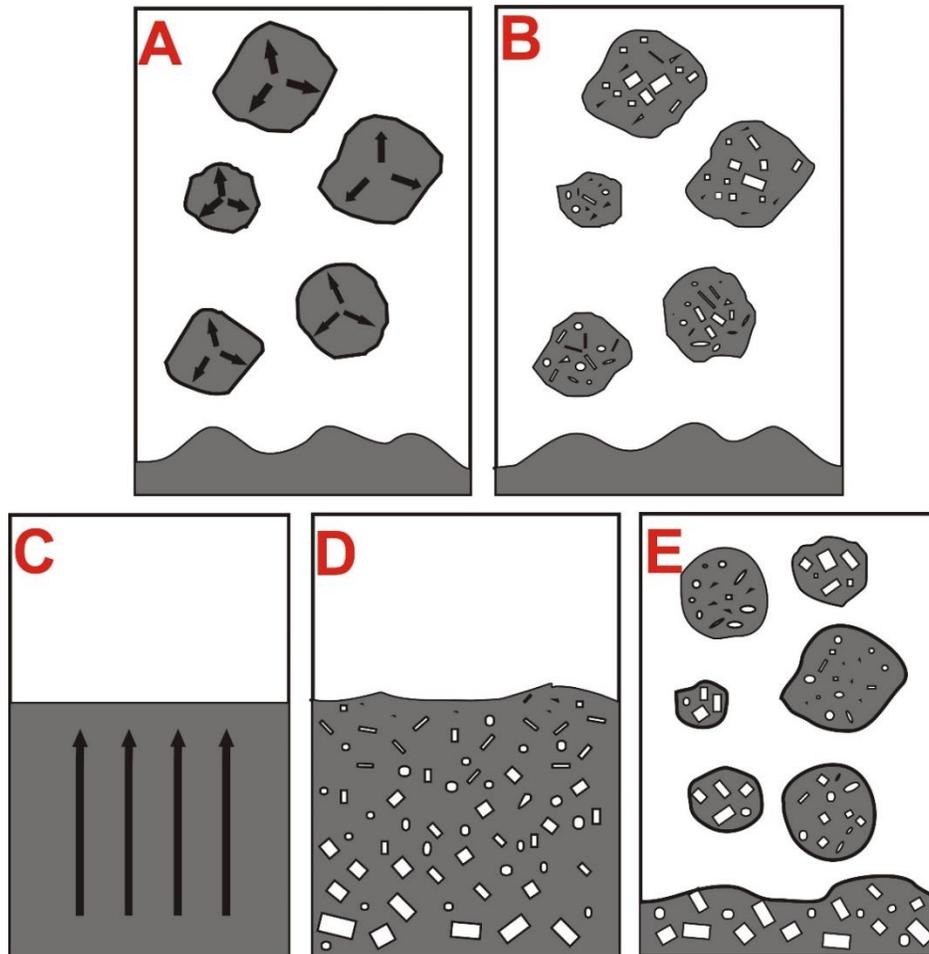


Figura 10. Esquema en donde se presentan los procesos para la cristalinidad de los enclaves; cuando: (A) El magma máfico entra en contacto con el félsico, se dispersa dentro del magma félsico, (B) Los enclaves comienzan a cristalizar de afuera hacia dentro. En otra situación: (C) El magma máfico al entrar en contacto con el félsico pierde calor, (D) El magma máfico comienza a cristalizar, cerca del contacto con cristales más pequeños y aumentan de tamaño conforme se alejan del contacto, (E) Por flotabilidad los enclaves máficos van hacia el magma félsico, por lo que el tamaño de los cristales varía. Tomado de Coombs et al. (2002).

### 2.2.1 Diques que intruyen una cámara magmática

Frost y Mahood (1987) proponen este modelo para la explicación de la presencia de enclaves dentro del Pluton de Lamark, en el cual muestran las diferentes maneras en las que pueden interactuar los magmas durante las diferentes etapas de enfriamiento y cristalización. Durante estas interacciones pueden ocurrir dos situaciones: que uno de los magmas se sobrenfríe o que el otro sea sobre calentado.

En la fig. 11A se muestra que, si la interacción ocurre en etapas tempranas de la cristalización de la cámara magmática, la cual se encuentra en enfriamiento lento, la cantidad de enclaves que pueden formarse es mayor, ya que la cámara magmática contiene material fundido, lo que permite que durante la inyección del magma máfico en forma de dique se generen corrientes de convección, provocando la segregación del dique en pequeños enclaves que son dispersados dentro de toda la cámara magmática. Mientras que en una cámara magmática zoneada composicionalmente (Fig. 11B), la inyección del nuevo magma generará enclaves por el desmembramiento del dique (Frost y Mahood, 1987).

En la fig. 11C se observa una cámara magmática zoneada composicionalmente, lo que significa que comenzó a enfriarse y cristalizar de los bordes hacia el centro, durante una nueva inyección magmática en forma de dique, la parte de la cámara magmática que entra en contacto con el dique es fundida parcialmente, lo que permite la dispersión de enclaves hacia esta pequeña porción de la cámara magmática (Frost y Mahood, 1987).

En la fig. 11D la cámara magmática se encuentra en una etapa tardía de cristalización, por lo que está casi solidificada y no permite que exista alguna interacción entre los magmas, generando que las nuevas inyecciones magmáticas, conserven su forma de diques y atraviesen la cámara magmática (Frost y Mahood, 1987).

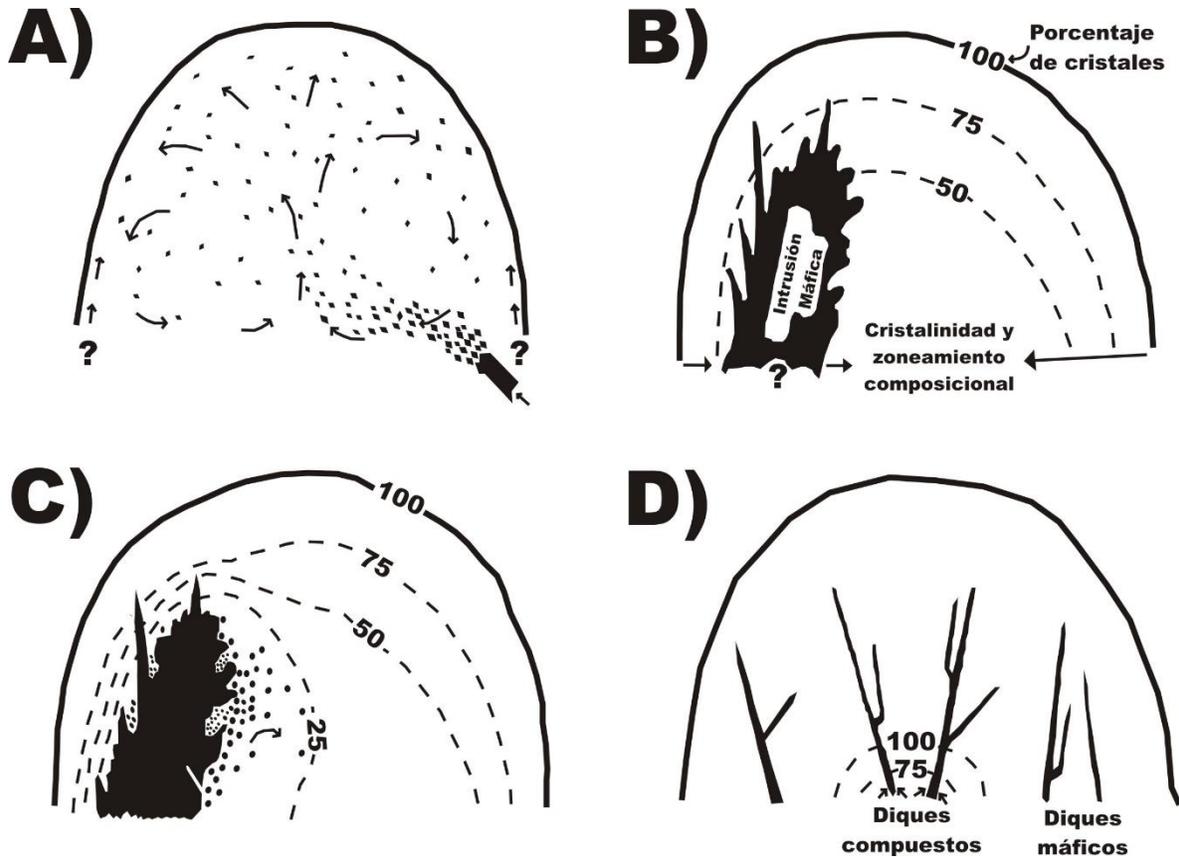


Figura 11. Esquema que muestra las diferentes interacciones que pueden existir entre los magmas máficos y félsicos. (A) En una etapa temprana de enfriamiento de la cámara magmática, debido a corrientes de convección se generan grandes cantidades de enclaves. (B) En una cámara magmática zoneada composicionalmente se producirá una menor cantidad de enclaves por la disgregación del dique. (C) En una cámara magmática zoneada composicionalmente la inyección del nuevo magma provocará la fusión de cierta zona en la cual se generarán pocos enclaves. (D) En una cámara magmática casi solidificada el calor proporcionado por los diques no es suficiente para fundir, por lo que atraviesan la cámara magmática. Tomado de Frost y Mahood (1987).

### 2.2.2. Inyecciones laminares.

En este modelo se considera que existen grandes cuerpos de magma relativamente máfico debajo de un magma félsico (Vernon, 1983). Si la convección ocurre en la capa superior que corresponde al magma félsico (Fig. 12), gotas de magma máfico pueden ser arrastradas y llevados hacia el fundido félsico. Si la convección también ocurre en la capa máfica, láminas relativamente pequeñas de magma félsico serán arrastradas dentro del magma máfico. La incorporación de magma tanto máfico como félsico ocurre en la interfase, donde las corrientes de convección son más fuertes. Las pequeñas láminas félsicas se incorporan rápidamente dentro del

magma máfico, haciéndolo más félsico. Por lo que la composición de las gotas de magma máfico se volverán más félsicas, haciendo que los EMM presenten una gran variedad composicional. La capa félsica puede volverse un poco básica debido a la interacción con las gotas de magma máfico y probablemente por la desintegración de las gotas de magma (Vernon, 1983).

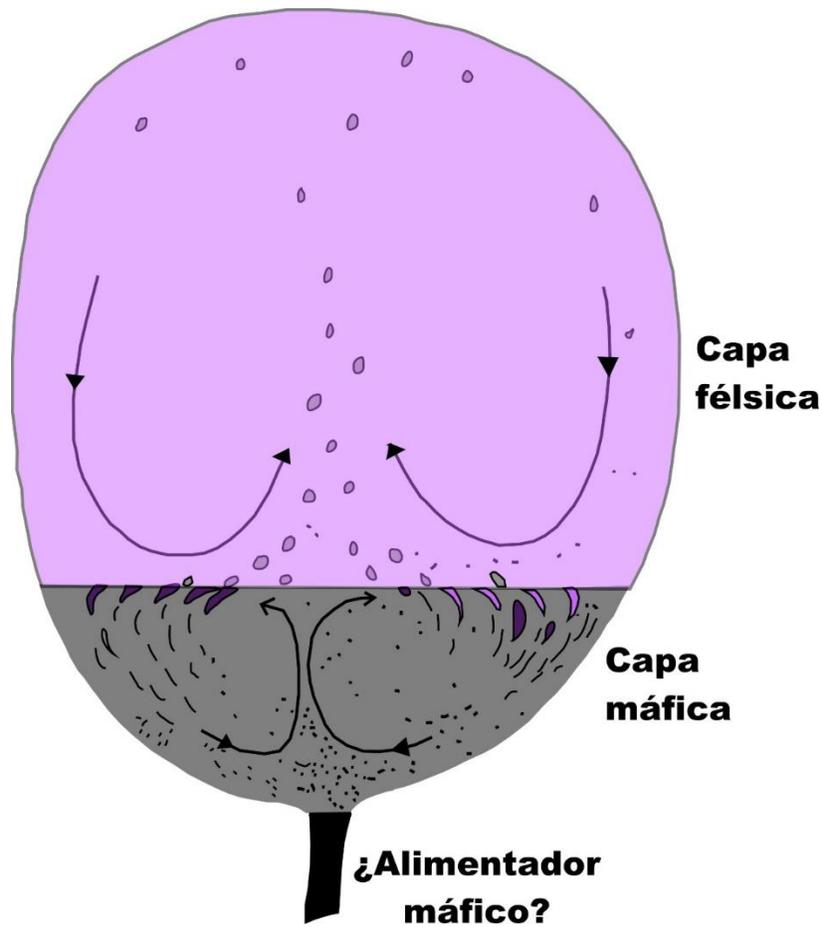


Figura 12. Esquema de una cámara magmática, en donde interactúan dos magmas de diferente composición, una capa superior que es félsica y una inferior que es máfica, en la cual se generan corrientes de convección, dispersando pequeños fragmentos de magma tanto en uno como en el otro, propiciando la mezcla. Tomado de Vernon (1983).

### 3. Marco Geológico.

#### 3.1. Marco tectónico.

El estado de Chiapas se caracteriza por su tectónica, ya que se encuentra cerca de la triple unión de las placas de Norte América, Cocos y Caribe (Fig. 13) donde la placa de Cocos subduce por debajo de las placas de Norte América y la del Caribe, el límite entre estas dos últimas placas está representada por un sistema de fallas laterales-izquierda (Duffield et al., 1984) conocidas como el sistema Polochic-Motagua.

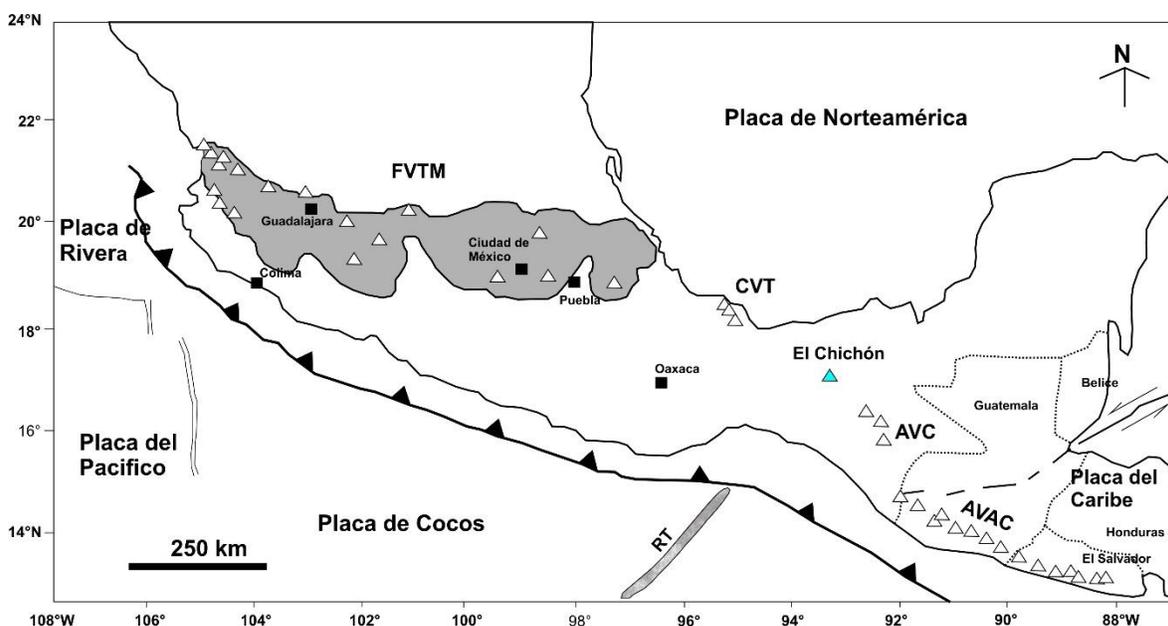


Figura 13. Mapa de localización del volcán Chichón y el sistema tectónico del sur de México. Las abreviaciones son: FVTM= Faja Volcánica Trans-Mexicana, TMA= Trinchera Meso Americana, CVT= Campo Volcánico Los Tuxtlas, AVC= Arco Volcánico Chiapaneco, AVAC= Arco Volcánico de América Central, RT= Ridge de Tehuantepec. Tomado de García-Palomo et al. (2004).

El Chichón se encuentra en el Arco Volcánico Chiapaneco (Fig. 13), entre la Faja Volcánica Trans-Mexicana, la cual tiene una alineación E-W, oblicua respecto a la Trinchera Meso-Americana y el Arco Volcánico de América Central, el cual es paralelo con la zona de subducción (McGee et al., 1987).

El Arco Volcánico Chiapaneco tiene una alineación NW-SE. El magmatismo a lo largo de este arco está relacionado con la subducción de la placa de Cocos (Nixon,

1982, McGee et al., 1984, Garduño-Monroy et al., 2015). Este arco ha tenido actividad volcánica desde el Plioceno (2.8 millones de años A.P.) hasta la actualidad (Damon y Montesinos, 1978; Mora et al., 2012). Los magmas de este arco han sido generados en un escenario tectónico complejo, los cuales incluyen: (1) que la placa Cocos se encuentra segmentada en *slabs* que son de diferentes edades y se están subduciendo en ángulos diferentes (Nixon, 1982). El slab en subducción está probablemente interactuando con la cuña del manto y la corteza (Espíndola et al., 2000; García-Palomo et al., 2004); (2) que existe un alto contenido de fluidos desprendidos durante la deshidratación del *slab* en la subducción y; (3) el ascenso del manto astenosférico más caliente (Manea y Manea, 2006, Garduño-Monroy et al., 2015). La generación de los magmas alcalinos en el arco también se ha relacionado con la configuración tectónica extensional del sur de México (Duffield et al., 1984) y por la deformación interna de las placas en la región (Damon y Montesinos, 1978; Nixon, 1982; Luhr et al., 1984; García-Palomo et al., 2004; Manea et al., 2005).

### **3.2. Basamento debajo del Chichón.**

El Chichón se encuentra dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra de Chiapas, la cual fue descrita como un cinturón montañoso de rocas sedimentarias plegadas con edades entre el Cretácico y el Mioceno (Duffield et al., 1984; Garduño-Monroy et al., 2015). Algunas rocas ígneas en la zona fueron fechadas con K-Ar por Damon y Montesinos (1978) arrojando edades entre 0.4 y 2.8 millones de años.

Canul y Rocha (1981) describieron la secuencia más antigua como una intercalación de evaporitas de edad Cretácica, cubiertas por calizas masivas dolomitizadas del Cretácico superior. Posteriormente, describen una unidad de la base a la cima como una capa de lutitas gris oscuro con calizas, las cuales son reemplazadas por arcillas finas y lentes o capas de areniscas. A esta secuencia se le asignó una edad del Paleoceno al Mioceno temprano. Por último, describen una unidad que consiste de areniscas y capas de conglomerados ricos en micas, con hojas, restos de troncos

y carbón que están alternados con capas de limolitas, con algunos foraminíferos que sugieren una edad del Mioceno temprano (Canul y Rocha, 1981).

El Chichón se encuentra sobre la secuencia sedimentaria plegada, que conforma los anticlinales Caimba y la Unión, entre el sinclinal Buena Vista (García-Palomo et al., 2004), esa área está cortada por tres sistemas de fallas (Fig. 14): (1) el primer sistema de fallas lateral derecha N-S; (2) el sistema de fallas lateral izquierda E-W; y (3) el conjunto de fallas izquierdas E-W, conocido como el sistema de Fallas de San Juan (García-Palomo et al., 2004; Garduño-Monroy et al., 2015), las cuales pasan por debajo del volcán. Este sistema de fallas puede estar relacionado con la extrusión del traquibasalto Chapultenango (Layer et al., 2009).

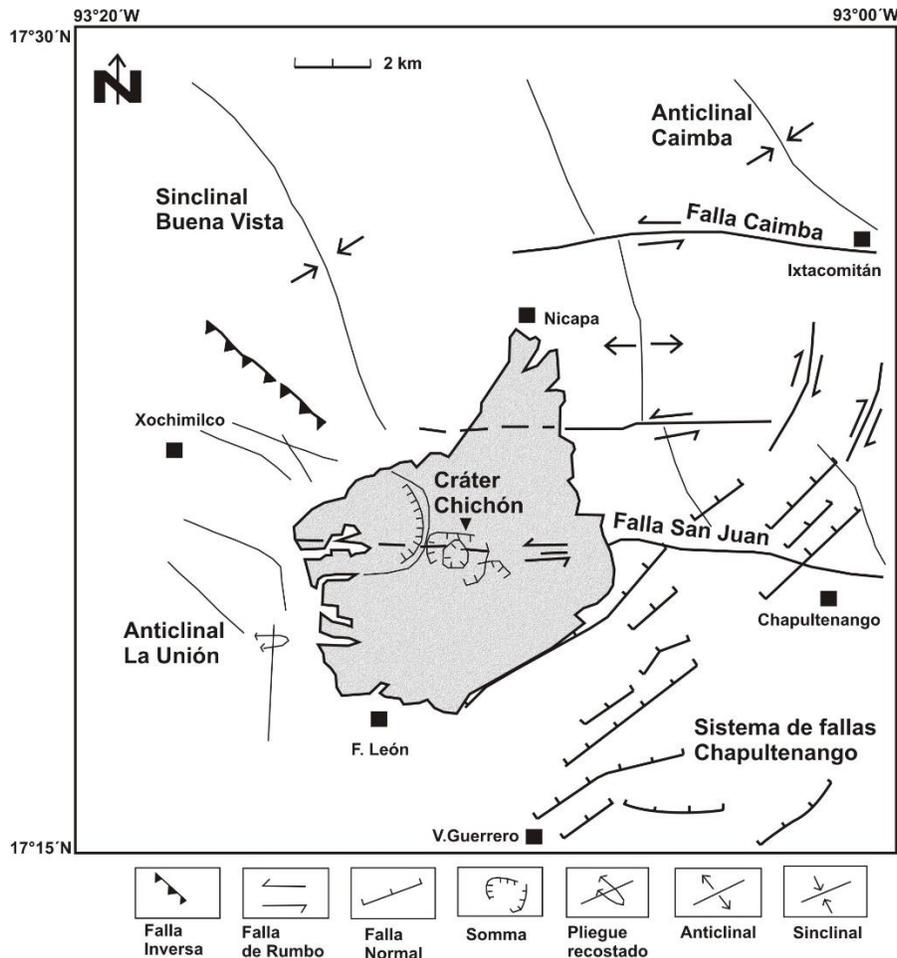


Figura 14. Mapa de localización de El Chichón con los sistemas de fallas que se han reconocido cerca del área. Tomado de Mazot et al. (2011).

### 3.3. Historia eruptiva del volcán Chichón.

Duffield et al. (1984) definieron al Chichón como un cono de tobas rodeado por un anillo de domos (Fig. 15), formando un relieve volcánico edificado por secuencias piroclásticas, producidas por la actividad hidromagmática. Los domos forman un complejo de estructuras, su formación empezó hace 370, 000 años (Layer et al., 2009). El Chichón más que un volcán simple se trata de un complejo, ya que está compuesto tanto por materiales piroclásticos, domos de lava y otros edificios volcánicos de pequeñas dimensiones, como la estructura Guayabal (Macías et al., 2010), todos de composición traquiandesítica enriquecida en K (Luhr et al., 1984; McGee et al., 1987; Macías et al., 2003).

En el Complejo Volcánico Chichonal se reconocieron varias unidades (Fig. 15) definidas como Pre-Somma, Somma, el domo SW, el domo Cambac, el domo Capulín, el domo NW, el cono de tobas Guayabal y el cono del Holoceno en el que se incluye el cráter de 1982 (Layer et al., 2009; Scolamacchia y Capra, 2015).

La actividad magmática en el complejo volcánico inició aproximadamente a 4 km del cráter actual con la formación del volcán Catedral, con el fechamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de un lítico en los depósitos se obtuvo una edad de 1.64 Ma (Garduño-Monroy et al., 2015). Posterior a esto se dio el emplazamiento de un dique traquibasáltico (46-49 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) que aflora en el pueblo de Chapultenango, a 10 km del cráter, este fue fechado con K/Ar en 1.1 Ma (García-Palomo et al., 2004), el cual es considerado como ajeno a la actividad volcánica de El Chichón (Layer et al., 2009).

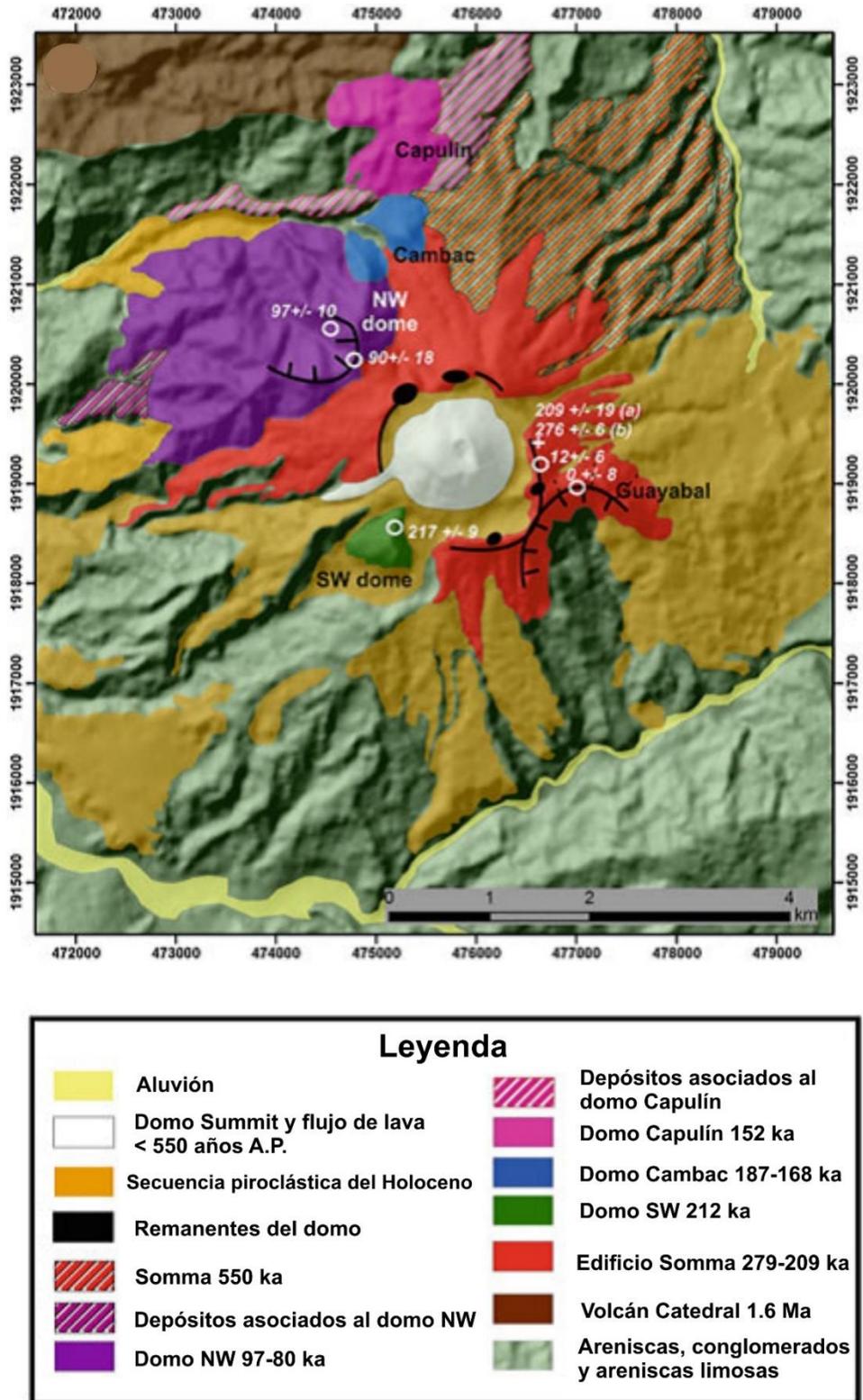


Figura 15. Mapa geol3gico del Chich3n, donde se muestran las principales estructuras del complejo, as3 como algunos dep3sitos asociados a estas estructuras. Tomado de Scolamacchia y Capra. (2015).

## Pre-Holoceno

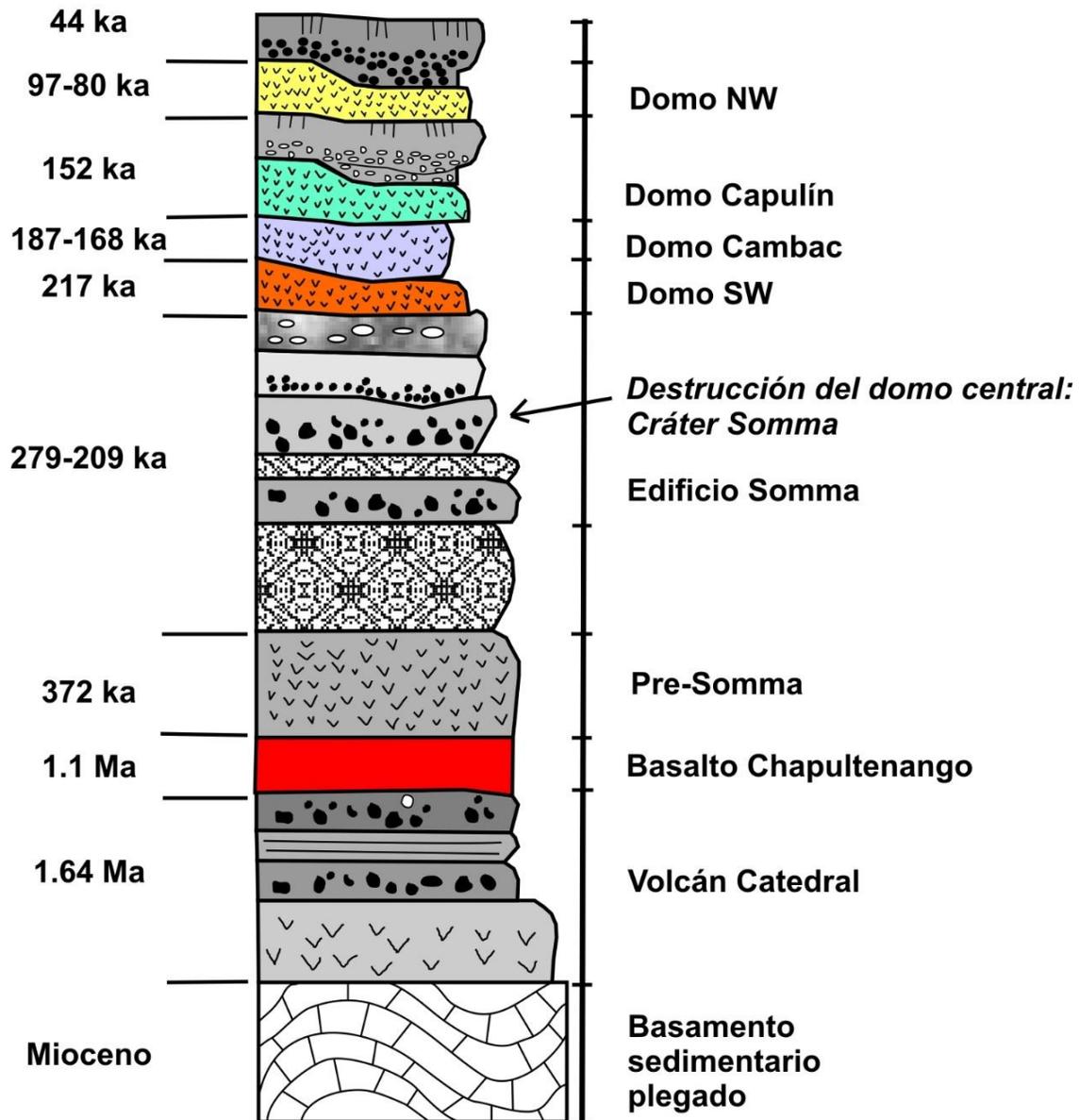


Figura 16. Columna estratigráfica asociada a la actividad volcánica de complejo volcánico Chichonal, con edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K/Ar. Tomado de Scolamacchia y Capra. (2015).

La actividad en este complejo inició con la construcción del edificio volcánico conocido como Pre-somma, se infiere que fue durante el Pleistoceno medio,  $372 \pm 5$  miles de años (ka) (Layer et al., 2009).

El edificio Somma consiste de la extrusión de un domo anular, escarpado, de traquiandesitas porfídicas (57.8 % en peso  $\text{SiO}_2$ ) (unidad O en Espíndola et al., 2000), las rocas de este domo fueron fechadas con K/Ar revelando una edad de  $276 \pm 6$  ka (Duffield et al., 1984) y  $209 \pm 19$  ka (Damon y Montesinos, 1978). Esta actividad fue acompañada de la destrucción del domo y la generación de corrientes piroclásticas (Macías et al., 2010). Posterior a esto se reconoce un flujo de lava andesítico (58.99 % en peso  $\text{SiO}_2$ ) encontrado al NE del cráter Somma, cuya edad se determinó mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en  $15 \pm 7$  ka (Layer et al., 2009). Este flujo está relacionado con la actividad efusiva del cráter Somma (Espíndola et al., 2000). Una erupción de mayor magnitud destruyó la parte central del domo Somma durante el Pleistoceno superior, formando un gran cráter de 1.5 km y una elevación máxima de 1150 m.s.n.m (Scolamacchia y Capra, 2015).

Posterior a esto se generaron diferentes domos en áreas periféricas del edificio Somma (Fig. 15), los cuales se emplazaron en diferentes tiempos (Fig. 16). El domo SW fue descrito como un domo lateral (Canul y Rocha, 1981), con una elevación de 900 m.s.n.m., de composición traquiandesítica (58.2 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) y una edad de  $217 \pm 9$  ka (Scolamacchia y Capra, 2015). Otros dos domos traquiandesíticos (56 % en peso  $\text{SiO}_2$ ) fueron reportados en el flanco NW del Somma con una edad de  $187 \pm 13$  y  $168 \pm 37$  ka (domos Cambac, Macías et al., 2010). La extrusión de domos continuó aproximadamente a 3 km al NNE del cráter presente, con edades de  $152 \pm 21$  ka, y el emplazamiento de otros 6 domos alineados en dirección E-W (domos Capulín, Macías et al., 2010), los cuales consisten de traquiandesitas porfídicas (57.8 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ). La extrusión de domos fue seguida de su destrucción explosiva, este evento está representado por un depósito de flujo de bloque y ceniza, que consiste de bloques traquiandesíticos (56 % en peso  $\text{SiO}_2$ ).

El domo NW (Macías, 1994; Macías et al., 1997), es una estructura erosionada, que consiste de lavas traquiandesíticas-basálticas (55.94-56.28 % en peso  $\text{SiO}_2$ ) fechadas con  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en  $97 \pm 10$  ka (Layer et al., 2009) y  $80 \pm 23$  ka (Macías et al., 2010).

El Cono de Tobas Guayabal se formó durante el Holoceno (Layer et al., 2009), tiene forma de herradura abierto hacia el sur, con una máxima elevación de 950 m.s.n.m. consisten de depósitos piroclásticos y domos (Duffield et al., 1984, Macias, 1994). En el centro del cráter Somma se encuentra el cráter que dejó la erupción de 1982, el cual tiene 1 km de diámetro, con una profundidad promedio de 140 m con un lago en el centro (Macías et al., 2004).

Con base en datos geoquímicos y mineralógicos se puede decir que los productos han tenido una composición uniforme en los últimos 0.3 Ma (McGee et al., 1987). Los productos son de composición traquiandesítica enriquecidas en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Sr, y empobrecidas en MgO comparados con otras andesitas de alto K (McGee et al., 1987). Las fases minerales presentes son fenocristales de plagioclasas y anfíbol, con menores cantidades de clinopiroxeno, biotita, cuarzo, apatito y anhidrita (Tilling et al., 1984; Espíndola et al., 2000; Macías, 2003; Layer et al., 2009; Arce et al., 2015)

La erupción de 1982 dejó expuestos los depósitos de las 11 erupciones ocurridas en los últimos 8000 años (Espíndola et al., 2000). La última columna estratigráfica (Fig. 17) más detallada y con más edades se encuentra en Scolamacchia y Capra (2015).

En la base de la columna (Fig. 17) se encuentra un depósito de flujo de ceniza café (unidad L), el cual se transforma en un depósito masivo de ceniza y lapilli, fechados con <sup>14</sup>C en 7740 ± 50 años A.P. (Espíndola et al., 2000). El siguiente evento está representado por un depósito (unidad K) de flujo de cenizas, matriz soportado, café, alterado, fechado en 3675 ± 80 años A.P. (Espíndola et al., 2000). Aparentemente creció un domo central en el interior del cráter y después de un periodo aproximado de 600 años fue destruido explosivamente (Espíndola et al., 2000), y generó un depósito piroclástico de bloques y ceniza y otro depósito de oleada (unidad J) que fueron fechados con <sup>14</sup>C en 3105 ± 70 años A.P. (Espíndola et al., 2000).

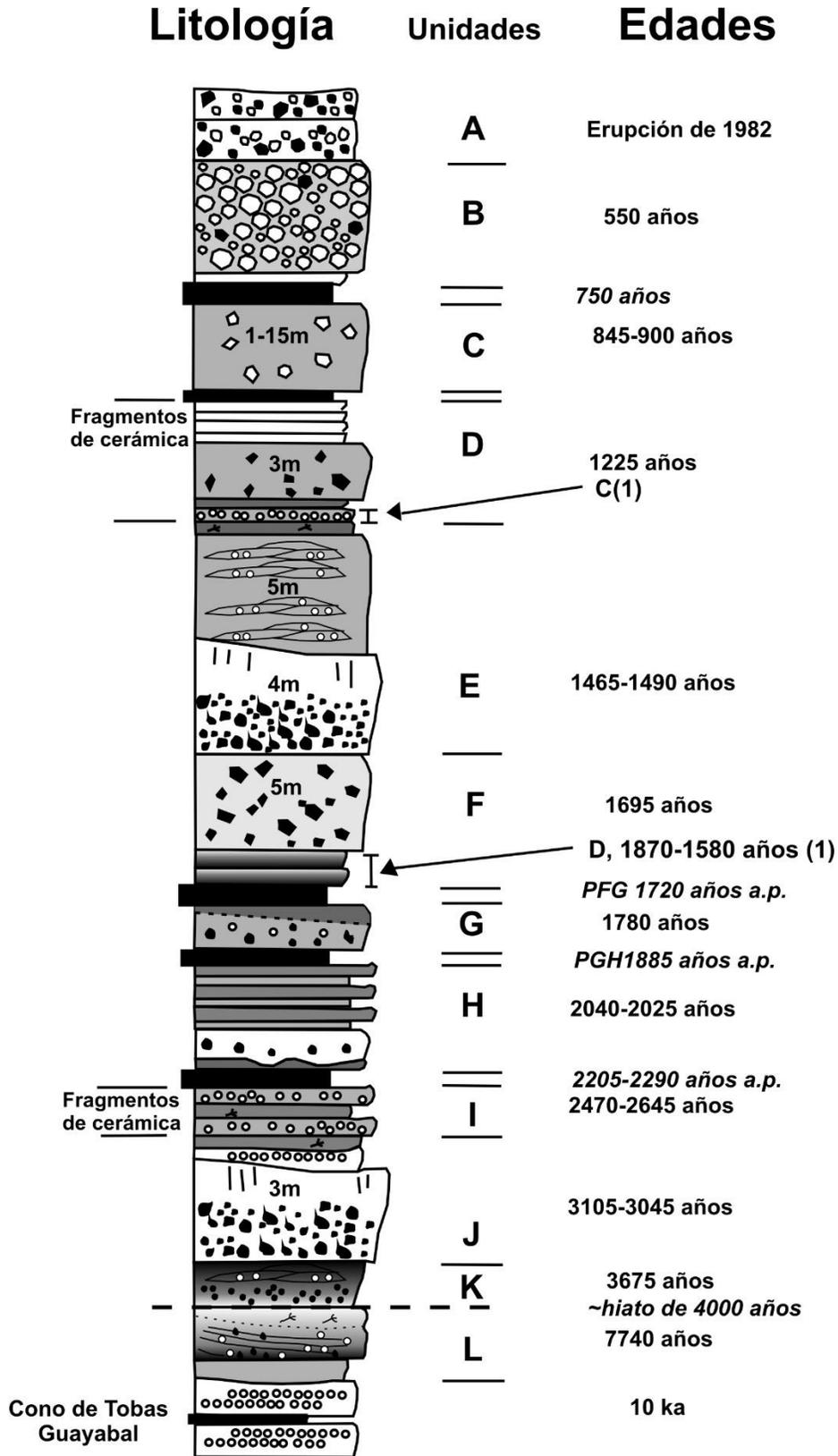


Figura 17. Columna estratigráfica con edades de <sup>14</sup>C de las erupciones pasadas de El Chichón. Tomada de Scolamacchia y Capra (2015)

Aparentemente el cráter permaneció abierto por los siguientes 600-700 años, posterior a esto se encuentra un depósito de flujo de ceniza (unidad I) el cual contiene abundantes fragmentos de cerámica. Algunos fragmentos de carbón fueron encontrados en diferentes lugares del depósito, dando edades de  $2470 \pm 50$  y  $2645 \pm 55$  años A.P. (Espíndola et al., 2000). Sobre esta unidad se encuentra un paleosuelo fechado en  $2205 \pm 60$  y  $2290 \pm 250$  años A.P. (Espíndola et al., 2000), que sugiere un periodo de quietud (Scolamacchia y Capra et al., 2015).

Posterior a esto se encuentra la unidad H compuesta de una oleada piroclástica fechada en  $^{14}\text{C}$  en  $2040 \pm 125/120$  años A.P. (Espíndola et al., 2000). El siguiente registro de actividad se observa en un depósito (unidad G) de oleada húmeda la cual se encuentra entre dos suelos, para los cuales se obtuvieron edades de (PGH)  $1885 \pm 75$  y (PFG)  $1720 \pm 70$  años A.P. (Espíndola et al., 2000).

La siguiente actividad está registrada en la barranca de Agua Tibia como un depósito (unidad F) de flujo de ceniza oscuro, masivo y rico en líticos, un fragmento de carbón fue fechado dando una edad de  $1695 \pm 65$  años A.P. (Espíndola et al., 2000).

Posiblemente después creció un domo en el interior del cráter que fue destruido explosivamente (Scolamacchia y Capra, 2015), el cual se encuentra registrado en un depósito (unidad E) de flujo de bloques y ceniza gris, masivo, con grandes chimeneas de desgasificación, con fragmentos de carbón con los que se obtuvieron edades de  $1465 \pm 95$  y  $1490 \pm 45$  años A.P. (Espíndola et al., 2000).

El siguiente evento eruptivo fue registrado por una secuencia de depósitos (unidad D) de oleada que consiste de ceniza fina café sobreyacida por un depósito de flujo de bloques y ceniza, y al menos cuatro depósitos de flujo de ceniza gris y algunas oleadas asociadas, un fragmento de carbón embebido en el depósito dio una edad de  $1225 \pm 105$  años A.P. (Espíndola et al., 2000) en el paleosuelo que se encuentra sobre esta unidad se observaron fragmentos de cerámica (Tilling et al., 1984). Posteriormente se generaron depósitos masivos de pómez blanca (unidad C) la cual fue fechada en  $845 \pm 75$  y  $900 \pm 90$  años A.P. (Espíndola et al., 2000).

La penúltima erupción generó un depósito clasto soportado de caída (unidad B) con una edad de  $550 \pm 60$  años A.P. (Espíndola et al., 2000). En el cual se encuentran algunas pómez bandeadas y enclaves máficos (44 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) (Macías et al., 2003).

Después del evento ocurrido 550 años A.P. un domo traquiandesítico de 1260 m.s.n.m fue extruido dentro del cráter Somma (Scolamacchia y Capra et al., 2015). La última gran erupción depositó la unidad A (Fig. 17), la cual está representada por los depósitos de la erupción de 1982 (Sigurdsson et al., 1984). Estos autores distinguieron 4 capas de caída de piroclastos, resultado de las erupciones del 29 de marzo al 4 de abril de 1982.

La primera capa ( $A_1$ ) fue depositada durante la erupción de 29 de marzo, como resultado de una columna eruptiva pliniana, que se mantuvo durante 5 horas. Esta capa es de color gris, con una gradación normal, rica en cristales y con pómez de color gris claro, enriquecido en líticos (Sigurdsson et al., 1984).

La segunda capa ( $A_2$ ) fue producida por una columna eruptiva asociada a una explosión freática, que alcanzó la tropopausa, la cual depositó una capa de grano fino rica en líticos (se depositó como ceniza húmeda y desarrolló lapilli acrecional, con un alto contenido de cristales) (Sigurdsson et al., 1984).

La tercera capa ( $A_3$ ) fue generada por otra gran erupción, que inició el 4 de abril, produjo una columna eruptiva seguida del emplazamiento de oleadas y flujos piroclásticos (Sigurdsson et al., 1984).

La tercera y última gran explosión ocurrió el 4 de abril, después de 5 horas de relativa quietud. Esta fase eruptiva creó una columna eruptiva que alcanzó la tropopausa, generando la caída de piroclastos ( $A_4$ ), con oleadas menores al final de la erupción (Sigurdsson et al., 1984).

#### 4. Enclaves máficos del Chichón.

Para la caracterización de los enclaves máficos de El Chichón se analizaron ocho ejemplares recolectados dentro de los remanentes del domo 1982 y en un depósito de flujo de bloques y ceniza de esta misma erupción, los cuales presentan diferencias significativas en la composición química y mineralógica.

##### 4.1. Geoquímica.

Los datos de las muestras analizadas están reportadas en la Tabla 1. Estos datos fueron utilizados para construir diagramas de clasificación química TAS (*Total Alcalis Vs. Sílice*, por sus siglas en inglés, Le Bas, 1986), de tipo Harker y de multielementos. Así mismo se compararon con rocas de todo el complejo volcánico con datos retomados de trabajos previos.

##### 4.1.1. Elementos mayores.

Con el diagrama de álcalis total vs sílice (TAS) de Le Bas et al. (1986) (Fig. 18) se reconocieron cuatro tipos: un enclave basáltico (CH0902E1), tres enclaves traquibasálticos (CH09-38, CH09-ME, CH0904B), tres enclaves traquiandesítico-basálticos (CHI-1501, CHI-1501BG, CHI-1502) y un enclave traquiandesítico (CHI-1503). El contenido de SiO<sub>2</sub> en los enclaves varía entre 44 y 57 % en peso, mientras que las rocas de El Chichón tienen una variación de 55 a 60 % en peso de SiO<sub>2</sub> (Fig. 18). Los enclaves se encuentran por encima de la línea propuesta por Irvine y Baragar (1971), por lo que pertenecen al campo de rocas alcalinas, en particular están enriquecidas en K<sub>2</sub>O (Fig. 18), mientras que las rocas de El Chichón se encuentran por debajo de dicha línea (subalcalinas). A pesar de esto todos los datos muestran una cierta correlación positiva (Fig. 18). De igual manera se graficaron los datos del vidrio obtenidos con la microsonda electrónica y todos pertenecen al campo de las rocas riolíticas y en menor cantidad en el campo de las rocas traquíticas. Estos datos de vidrio cubren un campo composicional amplio, tal vez común en los enclaves dado que éstos son el producto de mezcla de magmas.

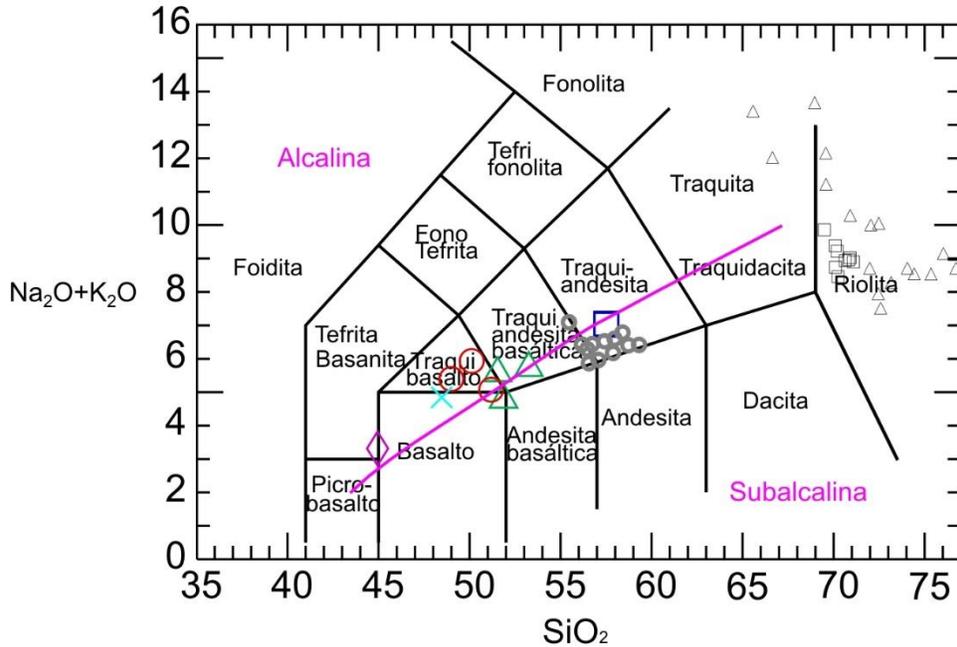
Tabla 1. Análisis químicos de roca total de las muestras de enclaves máficos, el traquibasalto Chapultenango y un xenolito (Elementos mayores en % y elementos traza en ppm).

Muestra	CHI-1501	CHI-1501BG	CHI-1502	CHI-1503	CH09-38	CH09-ME	CH09-04B	CH0902E	BCHX	Xenolito
Elementos mayores (% en peso)										
SiO <sub>2</sub>	51.68	53.04	51.43	56.71	48.78	49.59	50.37	44.36	48.48	46.06
TiO <sub>2</sub>	0.89	0.76	1.04	0.66	0.38	0.34	0.44	0.47	1.40	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.43	18.77	17.26	17.47	14.59	14.45	18.34	18.29	13.25	22.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	9.58	8.35	10.08	6.57	10.16	9.44	9.71	11.67	10.50	10.23
MnO	0.30	0.20	0.24	0.18	0.18	0.32	0.20	0.23	0.18	0.23
MgO	5.75	2.90	4.24	2.31	8.13	8.55	3.64	6.00	10.51	3.09
CaO	11.04	9.42	9.53	7.43	10.66	9.27	9.72	13.25	10.40	12.57
Na <sub>2</sub> O	3.11	3.37	3.43	4.10	3.20	2.46	2.92	2.57	2.95	3.20
K <sub>2</sub> O	1.64	2.32	2.12	2.85	2.17	3.41	2.08	0.70	1.89	0.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.47	0.41	0.33	1.29	1.11	0.99	1.17	0.44	0.46
PxC	0.34	0.44	0.25	1.27	0.12	0.69	1.10	0.90	na	0.29
Total	99.98	100.04	100.02	99.88	99.67	99.63	99.50	99.60	100.00	99.99

PxC= Perdida por calcinación, na= no analizado, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> = FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Continuación Tabla 1.

Muestra	CHI-1501	CHI-1501BG	CHI-1502	CHI-1503	CH09-38	CH09-ME	CH09-04B	CH0902E	BCHX	Xenolito
Elementos traza (ppm)										
Rb	38.64	63.00	53.56	79.87	56.00	115.00	49.00	8.00	69.22	7.81
Sr	879.39	1166.07	1136.39	1033.90	783.00	624.00	907.00	1226.00	737.42	1638.53
Ba	508.15	609.60	616.75	772.13	621.00	1516.00	600.00	321.00	694.05	190.89
Y	24.24	22.65	23.58	20.94	21.00	22.00	20.00	16.00	19.62	21.81
Zr	85.75	101.31	97.35	133.38	na	na	na	na	125.13	34.6
Nb	12.62	10.26	13.46	14.62	20.00	13.00	10.00	9.00	36.92	11.48
V	268.37	209.09	281.79	164.23	307.00	288.00	233.00	374.00	266.25	247.43
Cr	171.69	37.12	43.01	53.23	360.00	519.00	13.00	87.00	706.87	10.75
Co	25.19	16.50	23.95	12.22	32.00	19.00	17.00	35.00	45.55	16.52
Ni	24.26	4.24	9.51	5.59	81.00	87.00	7.00	64.00	202.48	6.71
Cu	132.71	104.99	61.83	30.34	44.00	16.00	43.00	58.00	88.51	20.44
Zn	87.97	80.40	95.54	69.61	70.00	107.00	71.00	93.00	79.28	93.50
Th	3.31	6.67	5.16	8.89	4.00	3.00	4.00	3.00	6.27	1.60
Pb	4.99	6.89	5.57	9.11	5.00	5.00	6.00	5.00	6.53	3.40
Hf	2.68	2.76	2.80	3.48	129.00	106.00	143.00	123.00	3.15	1.18
Ta	0.51	0.63	0.71	0.97	3.01	1.42	2.88	2.04	2.12	0.95
Sc	33.21	8.45	17.65	7.39	1.45	0.55	0.73	0.51	25.23	9.95
Cs	1.66	3.14	3.87	3.80	32.70	28.18	19.59	32.66	2.26	0.09
U	1.12	2.40	1.76	3.15	0.91	2.36	2.65	0.21	1.84	0.47
La	23.31	28.77	29.72	31.21	2.01	0.84	2.19	0.50	31.07	17.04
Ce	50.55	56.30	61.45	59.83	27.28	18.59	26.96	20.33	59.80	44.60
Pr	6.66	7.20	7.86	7.27	52.53	34.39	54.17	44.58	7.24	6.41
Nd	26.92	29.00	31.34	27.86	6.78	4.30	7.38	6.72	28.46	28.28
Sm	5.77	6.07	6.45	5.52	26.46	16.84	29.99	28.99	5.88	6.19
Eu	1.75	1.74	1.79	1.55	5.74	3.56	6.70	6.70	1.66	1.88
Gd	5.13	5.28	5.61	4.75	1.71	0.96	1.91	2.04	5.25	5.18
Tb	0.75	0.75	0.79	0.68	5.39	3.62	6.08	5.95	0.73	0.76
Dy	4.36	4.23	4.41	3.83	0.76	0.48	0.90	0.88	3.89	4.10
Ho	0.87	0.83	0.86	0.76	3.86	2.37	4.63	4.38	0.71	0.76
Er	2.47	2.27	2.37	2.15	0.68	0.44	0.87	0.79	1.86	2.06
Yb	2.48	2.14	2.26	2.15	1.87	1.18	2.44	2.11	1.58	1.80
Lu	0.38	0.32	0.34	0.33	1.69	1.19	2.31	1.86	0.23	0.25
Li	15.18	19.52	18.29	22.08	0.25	0.19	0.34	0.27	na	na



- × Traquibasalto Chapultenango (BCHX)
- ◇ Enclave Basáltico (CH0902E1)
- Enclave Traqui-Basáltico (CH09-ME; CH09-38; CH0904B)
- △ Enclave Traqui-Andesítico-Basáltico (CHI-1501; CHI-1502; CHI1501BG)
- Enclave Traqui-Andesítico (CHI-1503)
- Rocas del Chichón
- Vidrio de Enclave Traqui-Andesítico
- △ Vidrio de Enclave Traqui-Andesítico-Basáltico

Figura 18. Diagrama TAS (álcalis total vs sílice) de Le Bas et al. (1986), para la clasificación de las rocas de acuerdo a su composición química. Las rocas del Chichón son datos tomados de varios autores, compilados en Arce et al. (2014).

También se realizaron diagramas de tipo Harker, con los cuales se observan diferentes patrones de enriquecimiento y empobrecimiento de ciertos elementos mayores (Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, P y Ti) con el incremento en el contenido de sílice (Fig. 19).

En la figura 19a se observa que hay una correlación positiva del  $Al_2O_3$  con el aumento de  $SiO_2$ , siendo el traquibasalto Chapultenango el que presenta el menor contenido de aluminio, los enclaves se van enriqueciendo en este elemento y las rocas del Chichón presentan un mayor contenido, el cual es similar a algunos enclaves por encima del 17% en peso de  $Al_2O_3$ .

En cuanto al contenido de  $K_2O$  y  $Na_2O$  (Fig. 19c y 19e), también se comportan similar al  $Al_2O_3$ , ya que despliegan una correlación positiva con el aumento del  $SiO_2$ . Es claro que las rocas están enriquecidas en  $K_2O$  ya que las muestras basálticas contienen entre 1-3 % en peso de este elemento, intervalo similar a las demás rocas (enclaves y muestras del Chichón).

Por otro lado, el  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$  y  $TiO_2$  (Fig. 19b, 19d, 19g y 19h) despliegan una correlación negativa con el aumento del  $SiO_2$ . Resalta el enriquecimiento de  $MgO$  para algunos enclaves, ya que alcanzan hasta 8 % en peso en este elemento, similar al traquibasalto Chapultenango. Para el caso del  $TiO_2$  la correlación negativa no es tan clara, ya que se aprecian algunos datos por debajo de 1% en peso y otros por encima de este valor. El traquibasalto Chapultenango y los enclaves traquiandesítico basáltico presentan valores de  $TiO_2$  similares a las demás rocas del Chichón (Fig. 19h).

El  $P_2O_5$  también muestra dos patrones (Fig. 19f), en sentido contrario al  $TiO_2$ , ya que las muestras con contenidos altos en  $P_2O_5$  presentan valores bajos en  $TiO_2$  y viceversa.

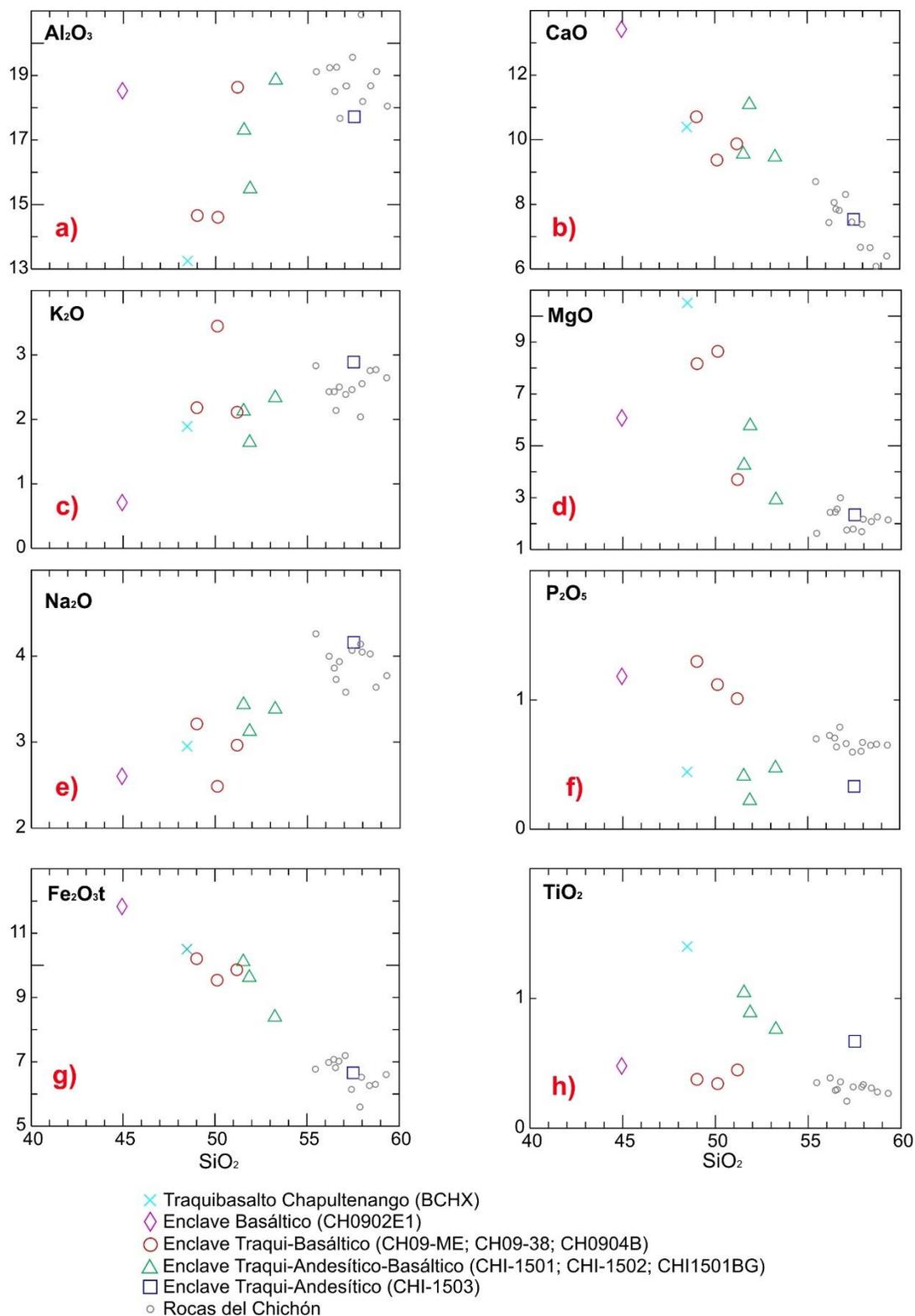
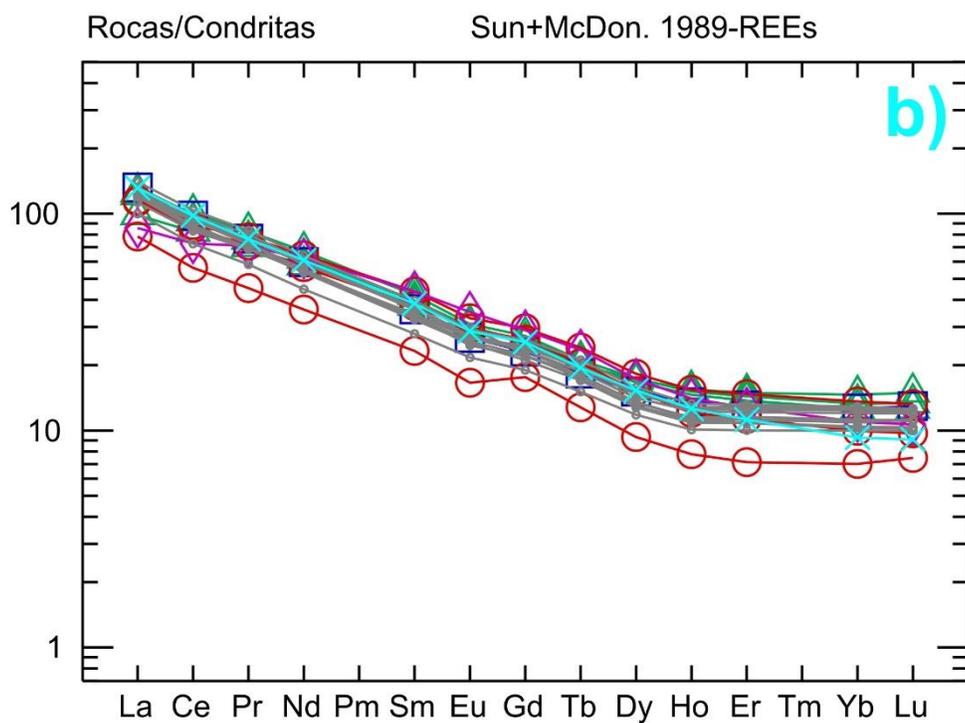
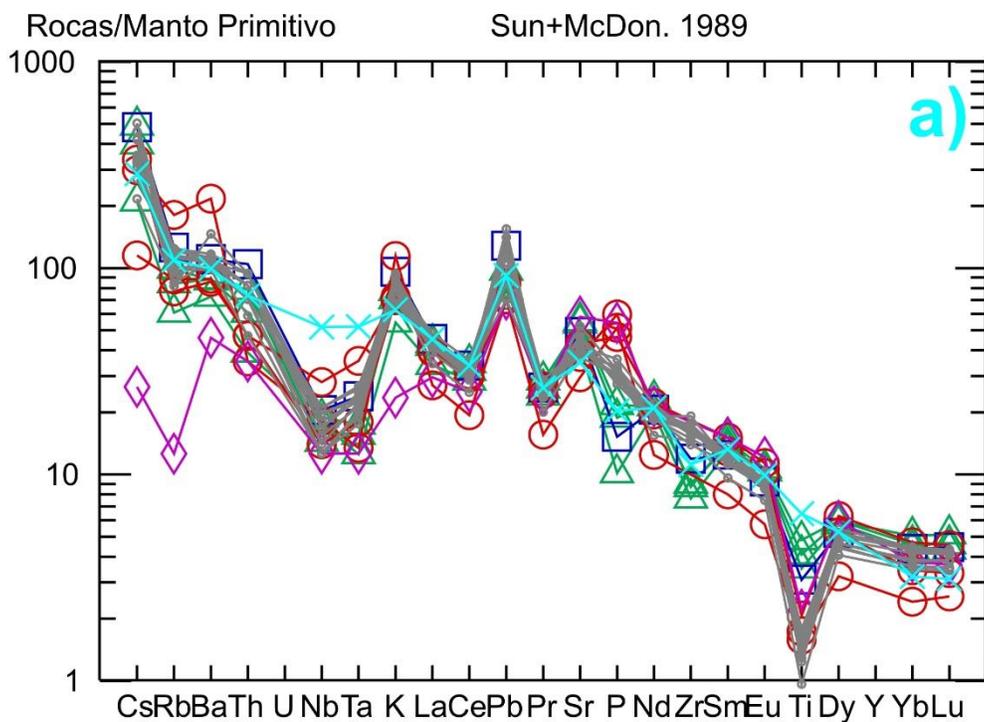


Figura 19 a-h. Diagramas de tipo Harker de los elementos mayores de los enclaves máficos, traquibasalto Chapultenango y datos de rocas del Chichón, estos últimos tomados de trabajos previos. (Arce et al., 2014)

#### 4.1.2. Elementos traza y tierras raras.

Con el diagrama de elementos traza normalizado con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Fig. 20a) se observa un enriquecimiento de los elementos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*, por sus siglas en inglés) y un empobrecimiento de los HFSE (*High Field Strength Elements*, por sus siglas en inglés), en el que resaltan anomalías negativas de Rb, Nb, Ta, Ce, Pr, Ti y positivas de K, Pb, Sr. El enclave basáltico presenta un menor contenido en Cs, Rb, K y Ba comparado con las demás muestras, mientras que el traquibasalto Chapultenango presenta un mayor contenido de Nb, Ta y Ti. Para el P se aprecia una variación grande en todas las muestras. Los enclaves basáltico y traquibasáltico presentan una anomalía positiva en P, las rocas de El Chichón tienen una concentración intermedia, mientras que el basalto y los enclaves traquiandesítico basáltico y traquiandesítico tienen una anomalía negativa. Otra marcada anomalía negativa la tiene el Zr, ya que los enclaves traquiandesítico basáltico y el traquiandesítico tienen un menor contenido respecto a las demás rocas de El Chichón.

Con el diagrama de tierras raras (Fig. 20b) se observa un patrón decreciente de las tierras raras ligeras hacia las pesadas. Uno de los enclaves traquibasálticos presenta una concentración más baja de tierras raras respecto a las demás muestras, con una clara anomalía negativa en Eu.



- × Traquibasalto Chapultenango (BCHX)
- ◇ Enclave Basáltico (CH0902E1)
- Enclave Traqui-Basáltico (CH09-ME; CH09-38; CH0904B)
- △ Enclave Traqui-Andesítico-Basáltico (CHI-1501; CHI-1502; CHI1501BG)
- Enclave Traqui-Andesítico (CHI-1503)
- Rocas del Chichón

Figura 20. Diagramas de: a) elementos traza, normalizados con el manto primitivo y b) tierras raras normalizado con la condrita.

## 4.2. Petrografía y química mineral.

Para el análisis petrográfico se analizaron ocho secciones delgadas, en las cuales se describió la textura y características de las fases minerales presentes. También se analizaron cuatro láminas pulidas con la microsonda electrónica, con el fin de determinar la composición química de las fases minerales y de la matriz. Además, con base en la composición química (sección anterior), los enclaves fueron clasificados en 4 grupos.

### 4.2.1. Enclave basáltico (CH0902E1).

La muestra es hipocristalina, con una textura seriada y una asociación mineralógica de plagioclasas, anfíboles, piroxenos y vidrio (Fig. 21). Las plagioclasas conforman el 60% del volumen total de la roca, se encuentran en dos poblaciones diferentes como fenocristales y microfenocristales, con formas euhedrales y subhedrales, algunas presentan textura de tamiz y se encuentran inmersas en una matriz de vidrio.

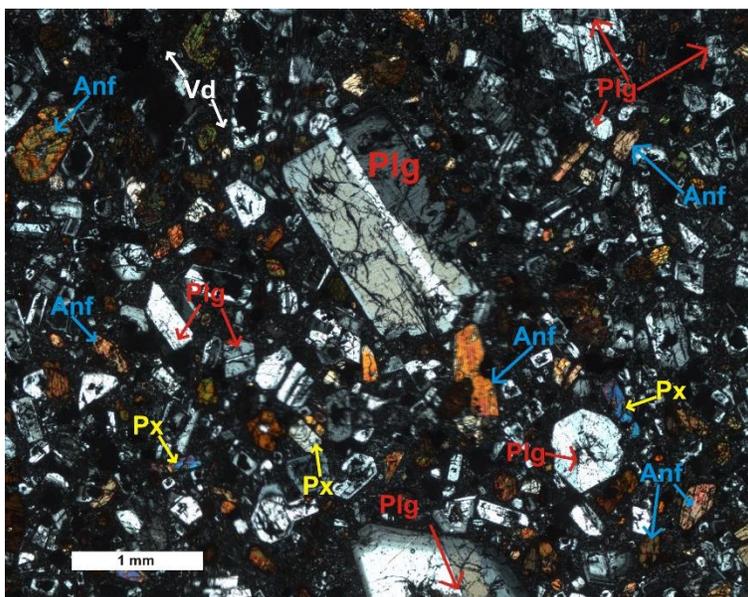


Figura 21. Fotografía del enclave basáltico donde se observan; la textura y fases minerales presentes: Plg: plagioclase, Px: piroxeno, Anf: anfíbol, Vd: vidrio.

Los anfíboles conforman el 15% del volumen total de la roca, se presentan como fenocristales y microfenocristales, con colores verdosos, tienen formas tanto euhedrales y subhedrales, algunos de estos cristales se observan corroídos. Los clinopiroxenos conforman el 5% del volumen total de la roca, se encuentran como microfenocristales, con formas entre euhedrales y subhedrales. Algunos están maclados y otros tienen alta birrefringencia. La matriz está compuesta de vidrio y algunos microlitos, los cuales corresponden a un 20% del volumen total de la roca.

#### **4.2.2. Enclaves traquibasálticos (CH09-ME, CH09-38, CH09-04B).**

Las muestras son holocristalinas con una textura microgranular y una asociación mineralógica de plagioclasas, anfíboles, piroxenos, olivinos y biotitas (Fig. 22). La fase mineral más común es la plagioclasa, que se encuentra como fenocristal (Fig. 22c) y microfenocristal (Fig. 22b), con formas euhedrales y subhedrales, conforman <50% del volumen total de la roca, algunas presentan textura de tamiz.

Otra de las fases minerales comunes son los anfíboles los cuales se encuentran como fenocristales (Fig. 22b) y microfenocristales, con formas subhedrales y anhedrales, conforman entre el 10 y 20 % del volumen total de la roca. En la figura 22b se muestran los fenocristales de anfíbol, en los cuales se observa que el centro está corroído y en los bordes se observan algunas características, en su mayoría se encuentran oxidados, algunos anfíboles se encuentran rodeados por clinopiroxeno.

Los clinopiroxenos se encuentran en su mayoría como microfenocristales (Fig. 22b) y algunos fenocristales (Fig. 22a), con formas entre subhedrales y anhedrales, conforman entre el 10 y 25 % del volumen total de la roca. En la figura 22a se muestran los clinopiroxenos que en su mayoría se encuentran maclados, los cuales están en contacto con las biotitas, en la figura 22b se observan los clinopiroxenos con altos colores de birrefringencia.

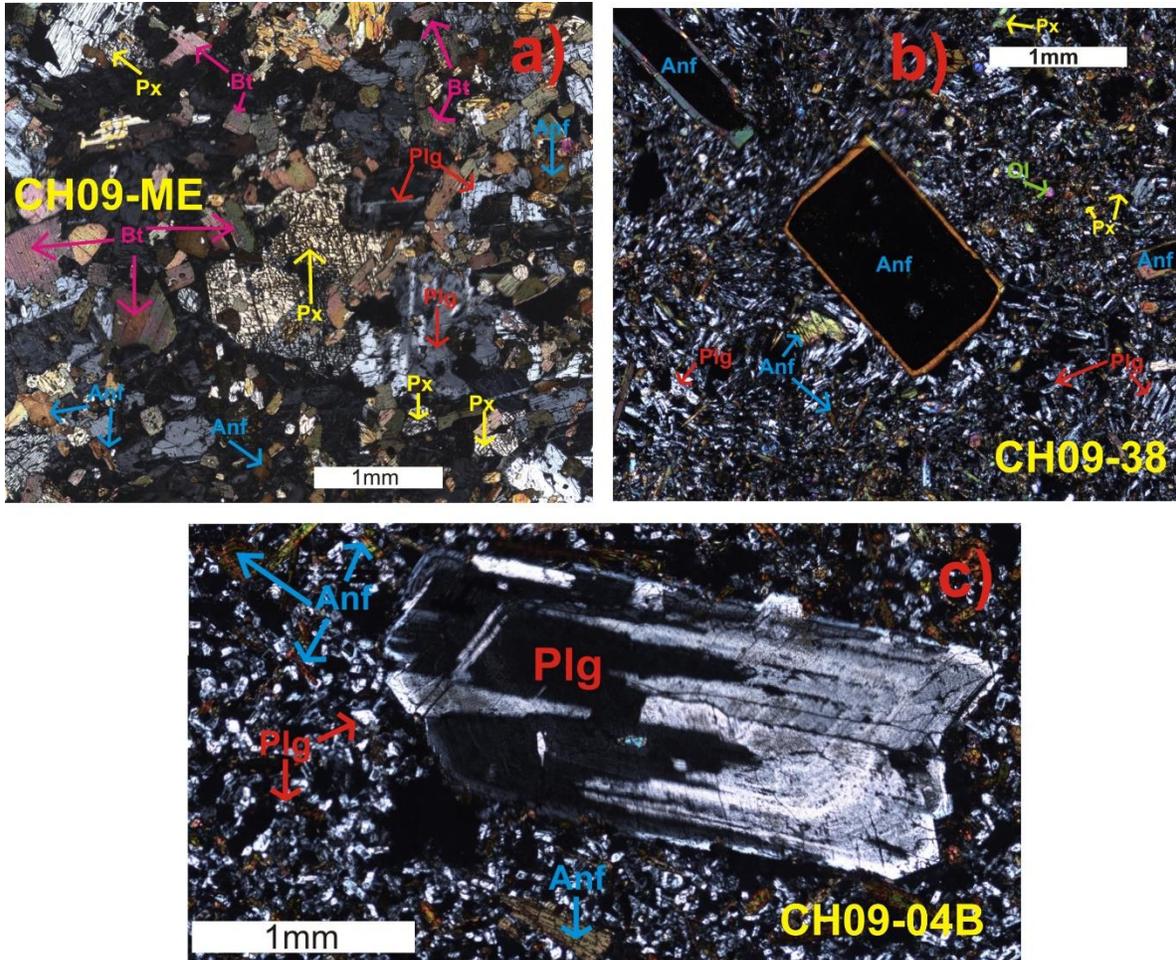


Figura 22. Fotografías de los enclaves traquiandesíticos basálticos en donde se observan; la textura y fases minerales; a) cristales de biotita y piroxeno maclados, b) en el centro se puede observar la textura del vidrio y los anfíboles oxidados, c) fenocristal de plagioclasa entre microfenocristales; Plg: plagioclasa, Px: piroxeno, Anf: anfíbol, Bt: Biotita, Ol: olivino.

Las biotitas se observan en la figura 22a, donde se encuentran como microfenocristales con formas entre euhedrales y subhedrales, las cuales representan el 20 % del volumen total de la roca.

Los olivinos se encuentran en a figura 22b, donde se presentan como microfenocristales con formas anhedrales y relieve alto, los cuales representan < 3% del volumen total de la roca.

#### 4.2.3. Enclaves traquiandesíticos basálticos (CHI-1501, CHI-1502, CHI-1501BG)

El grado de cristalinidad de las muestras es hipocristalina, con una textura seriada y una asociación mineralógica de plagioclasas, anfíboles, piroxenos, biotitas y vidrio (Fig. 24).

La fase mineral más común es la plagioclasa, que se encuentra como fenocristal (Fig. 24c) y microfenocristal (Fig. 24b) con una composición química entre andesina, labradorita y en menor proporción bitownita (Fig. 25), las cuales presentan variaciones en el contenido de An entre los bordes y el centro (Tabla 2). En algunos casos se observa el zoneamiento normal (Fig. 23a) con un contenido de An<sub>77</sub> en el centro y An<sub>35</sub> en el borde, y en ocasiones zoneamiento inverso (Fig. 23b) con un contenido de An<sub>45</sub> en el centro y An<sub>46</sub> en el borde. Algunas presentan textura de tamiz (Fig. 24c) y se encuentran en contacto con otros cristales y con el vidrio. Estas representan entre el 50 y 60% del volumen total de la roca.

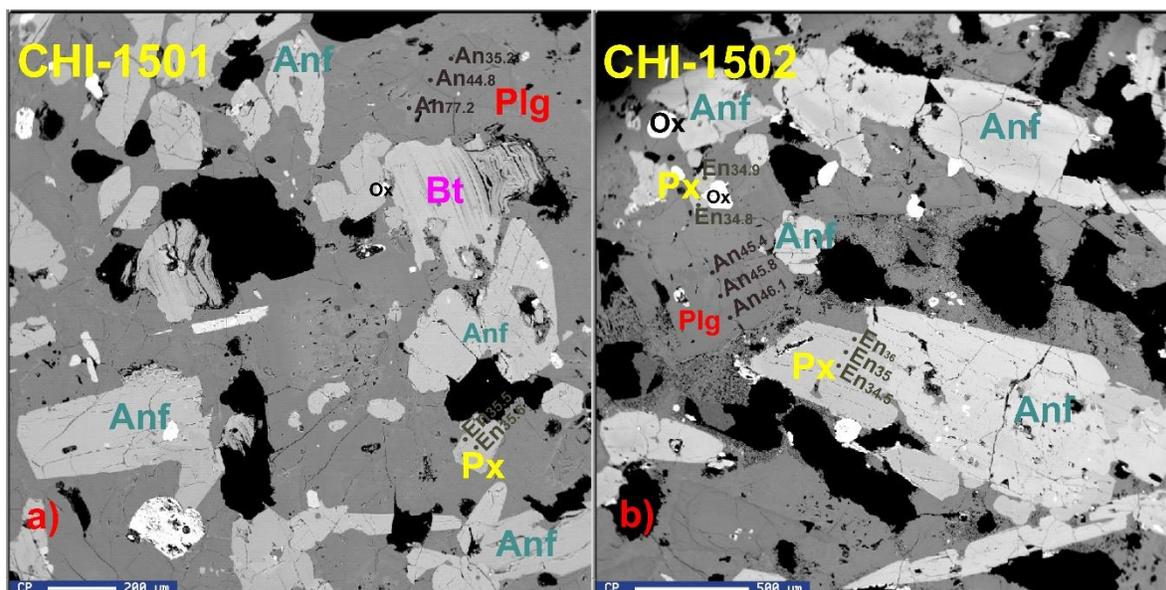


Figura 23. Fotografías obtenidas con la microsonda electrónica donde se observan las fases minerales presentes y algunos de los puntos analizados, a) muestra CHI-1501 con un zoneamiento normal en las plagioclasas, b) muestra CHI-1502 con un zoneamiento inverso en las plagioclasas así como un contacto poco definido entre un anfíbol y piroxeno; Plg (An): plagioclasa (Anortita), Px (En): piroxeno (Enstatita), Anf: anfíbol, Bt: Biotita, Ox: oxido.

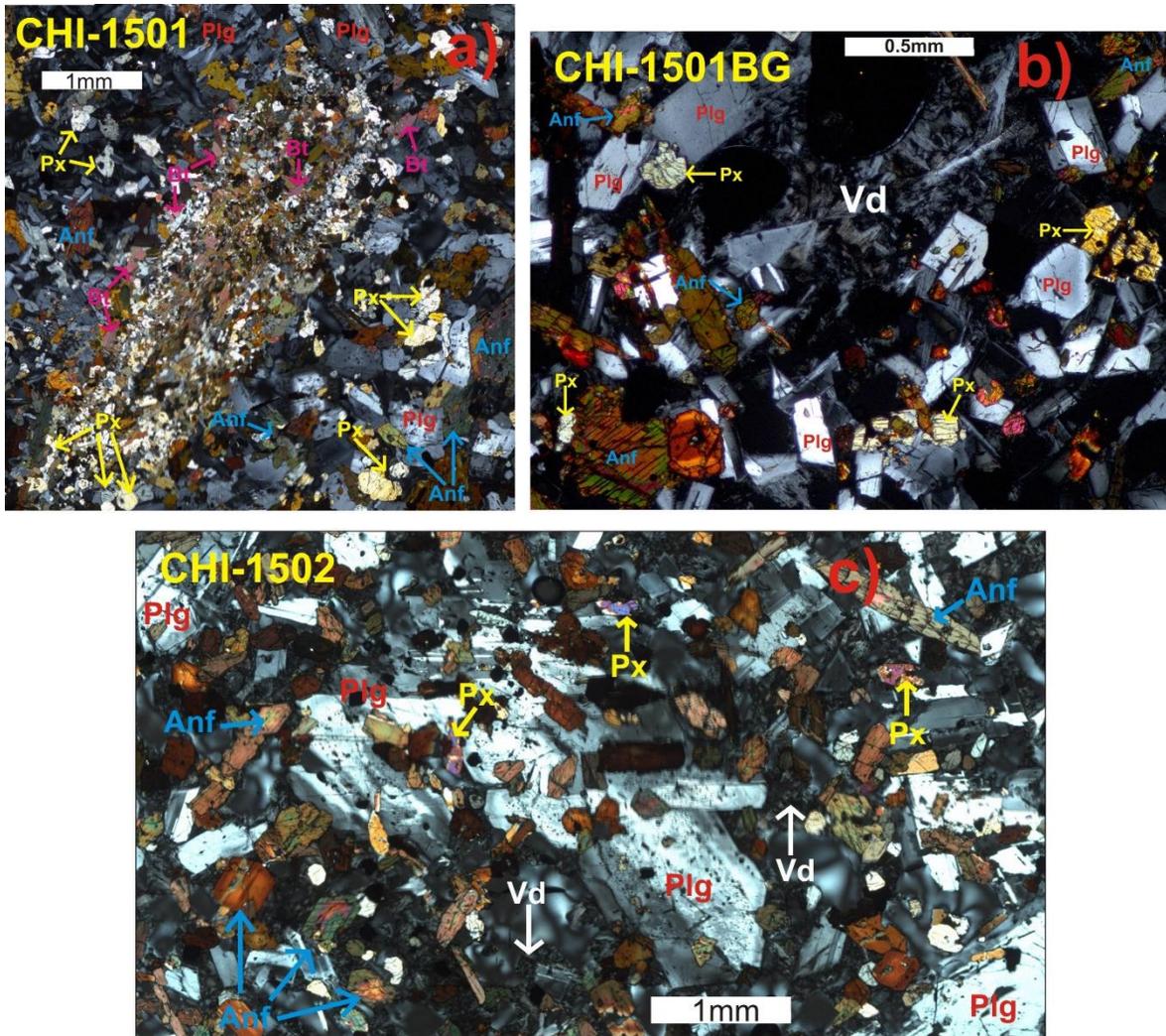


Figura 24. Fotografías de los enclaves traquiandesíticos basálticos en donde se observa la textura y mineralogía, a) glomeropórfido de piroxenos y biotitas, b) en el centro se puede observar la textura del vidrio y los anfíboles oxidados, c) plagioclasas de mayor tamaño en contacto con los otros cristales: Plg: plagioclasas, Px: piroxenos, Anf: anfíboles, Vd: vidrio, Bt: biotitas.

Los anfíboles se encuentran como fenocristales y microfenocristales con formas entre subhedral y anhedral, conforman entre el 20 y 25 % del volumen total de la roca. Algunos son alargados (Fig. 24c) mientras que otros tienen forma hexagonal (Fig. 24b), en su mayoría se encuentran oxidados mostrando colores verdes-rojizos. Estos presentan variaciones composicionales en los bordes y el centro (Tabla 3), varían principalmente entre ferro-pargasita y ferro-pargasita-horblenda (Fig. 26) un punto analizado corresponde a la edenita-horblenda.

Tabla 2. Composición y formula estructural (8 O) de los cristales de plagioclasas de los enclaves máficos.

Muestra	CHI- 1501BG-b	CHI- 1501BG-m	CHI- 1501BG-c	CHI- 1501-b	CHI- 1501-m	CHI- 1501-c	CHI- 1503-b	CHI- 1503-m	CHI- 1503-c	CHI- 1502-b	CHI- 1502-m	CHI- 1502-c
SiO <sub>2</sub> *	53.04	53.04	53.04	51.68	51.68	51.68	56.71	56.71	56.71	51.43	51.43	51.43
Tipo	TAB	TAB	TAB	TAB	TAB	TAB	TA	TA	TA	TAB	TAB	TAB
SiO <sub>2</sub>	53.75	53.94	51.65	57.76	54.86	53.31	55.53	56.68	56.29	54.82	55.20	54.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.55	29.32	30.75	27.17	28.93	30.02	28.82	27.59	27.97	29.02	28.72	28.80
FeO	0.41	0.36	0.47	0.29	0.30	0.32	0.27	0.28	0.26	0.35	0.33	0.34
MgO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03
CaO	11.46	10.77	12.99	7.93	10.10	11.14	9.40	8.15	8.59	9.47	9.16	9.26
Na <sub>2</sub> O	4.59	5.07	3.84	6.61	5.39	4.73	5.94	6.51	6.30	5.86	6.01	5.94
K <sub>2</sub> O	0.36	0.40	0.25	0.68	0.45	0.40	0.55	0.72	0.66	0.56	0.60	0.59
Total	100.14	99.86	99.97	100.46	100.04	99.93	100.53	99.94	100.08	100.12	100.03	99.93
Si	9.71	9.77	9.40	10.32	9.89	9.64	9.96	10.19	10.12	9.88	9.95	9.93
Al	6.29	6.25	6.59	5.71	6.14	6.41	6.09	5.85	5.92	6.16	6.10	6.12
Fe <sub>2</sub>	0.06	0.05	0.07	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
Mg	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	2.22	2.09	2.53	1.52	1.95	2.17	1.81	1.57	1.66	1.83	1.77	1.79
Na	1.60	1.78	1.35	2.29	1.88	1.65	2.07	2.27	2.20	2.05	2.10	2.08
K	0.08	0.09	0.06	0.15	0.10	0.09	0.13	0.17	0.15	0.13	0.14	0.13
Ab	41.02	44.65	34.17	57.80	47.77	42.03	51.70	56.67	54.83	51.07	52.36	51.84
An	56.86	53.05	64.33	38.33	49.57	55.63	45.12	39.19	41.40	45.70	44.22	44.79
Or	2.12	2.25	1.50	3.87	2.60	2.37	3.16	4.17	3.78	3.20	3.42	3.37
n	5	2	7	3	3	3	5	7	6	7	5	7

Los valores son promedio (% en peso) de n análisis, b=borde; m=medio; c= centro. El SiO<sub>2</sub>\* (% en peso) es de los análisis de roca total (ver Tabla 1). TAB= traqui-andesita-basáltica; TA= traqui-andesita

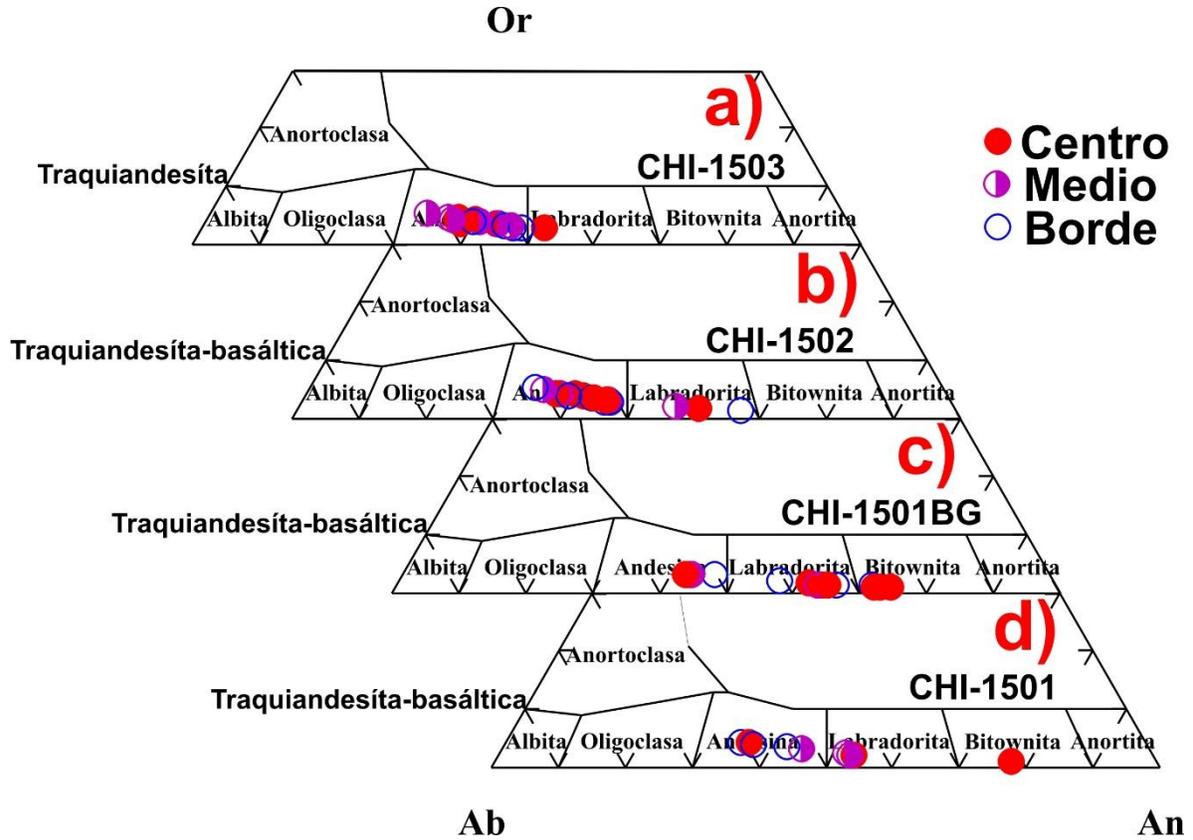


Figura 25. Diagrama ternario Ab-An-Or (Deer et al., 1963), de clasificación de plagioclasas de los enclaves máficos. Se analizaron los centros, los bordes así como las partes intermedias de los fenocristales y microfenocristales de plagioclasas.

Los piroxenos se encuentran como fenocristales y microfenocristales (Fig. 24b) con formas entre subhedrales y anhedrales, representan entre el 10 y 20 % del volumen total de la roca. En la figura 24a se puede observar un cúmulo de cristales, el cual está compuesto de piroxenos y biotitas. Todos los piroxenos son clasificados como diópsida (Fig. 27), en los cuales las variaciones composicionales en el borde y centro se muestran en la Tabla 4. En los clinopiroxenos analizados no hay diferencia entre los bordes  $Wo_{47}-En_{36}-Fs_{17}$  y los centros  $Wo_{47}-En_{35}-Fs_{18}$ .

Tabla 3. Composición química de los cristales de anfíbol de los enclaves máficos

Muestra	CHI-1501BG-c	CHI-1501BG-m	CHI-1501BG-b	CHI-1501-c	CHI-1501-b	CHI-1503-c	CHI-1503-m	CHI-1503-b	CHI-1502-c	CHI-1502-m	CHI-1502-b
SiO <sub>2</sub> *	53.04	53.04	53.04	51.68	51.68	56.71	56.71	56.71	51.43	51.43	51.43
Tipo	TAB	TAB	TAB	TAB	TAB	TA	TA	TA	TAB	TAB	TAB
SiO <sub>2</sub>	40.27	40.12	40.00	41.93	41.70	41.91	41.27	41.57	40.91	40.86	40.75
TiO <sub>2</sub>	2.02	2.22	2.11	2.18	2.23	2.17	2.22	2.40	2.21	2.35	2.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.09	11.51	12.22	10.09	10.10	10.09	10.33	10.30	11.29	11.31	11.40
FeO	16.08	19.18	16.95	17.04	17.13	17.83	18.28	17.71	16.40	16.70	17.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.42	0.57	0.43	0.57	0.60	0.63	0.65	0.61	0.47	0.48	0.53
MgO	11.35	9.14	10.45	10.50	10.58	10.41	10.24	10.36	10.86	10.66	10.06
CaO	11.72	11.56	11.70	10.99	10.96	11.16	11.25	11.25	11.43	11.26	11.29
Na <sub>2</sub> O	2.40	2.23	2.39	2.21	2.20	2.26	2.20	2.23	2.28	2.36	2.28
K <sub>2</sub> O	1.78	2.12	1.81	2.00	2.02	1.92	2.00	2.05	2.02	2.03	2.09
n	4	1	3	8	7	7	4	7	9	4	

Los valores son promedio (% en peso) de *n* análisis, b=borde; m=medio; c= centro. El SiO<sub>2</sub>\* (% en peso) es de los análisis de roca total (Ver Tabla 1). TAB= traqui-andesita-basáltica; TA= traqui-andesita

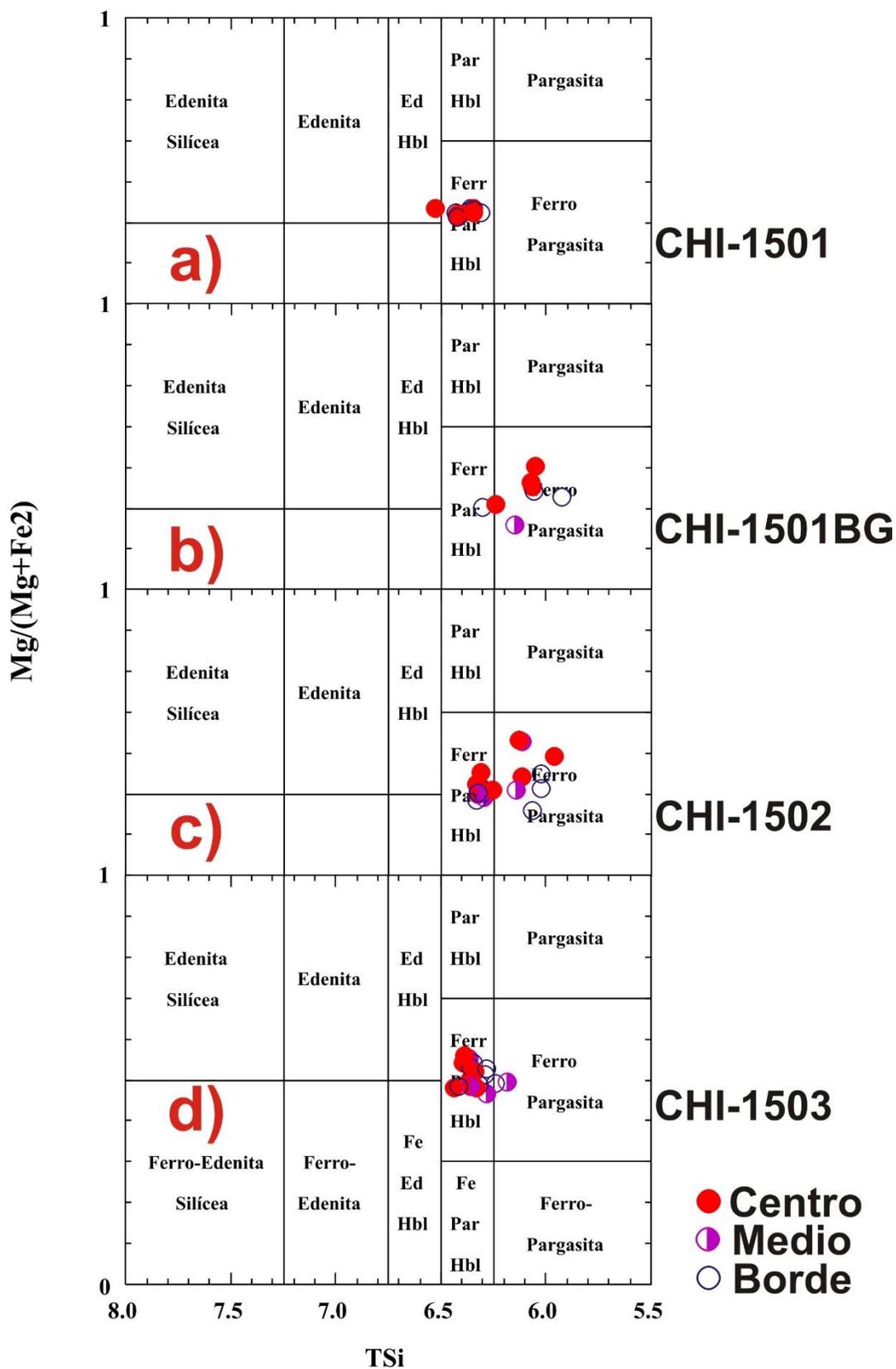


Figura 26. Diagrama binario para la clasificación de anfíboles (Leake et al., 1997) por su composición química.

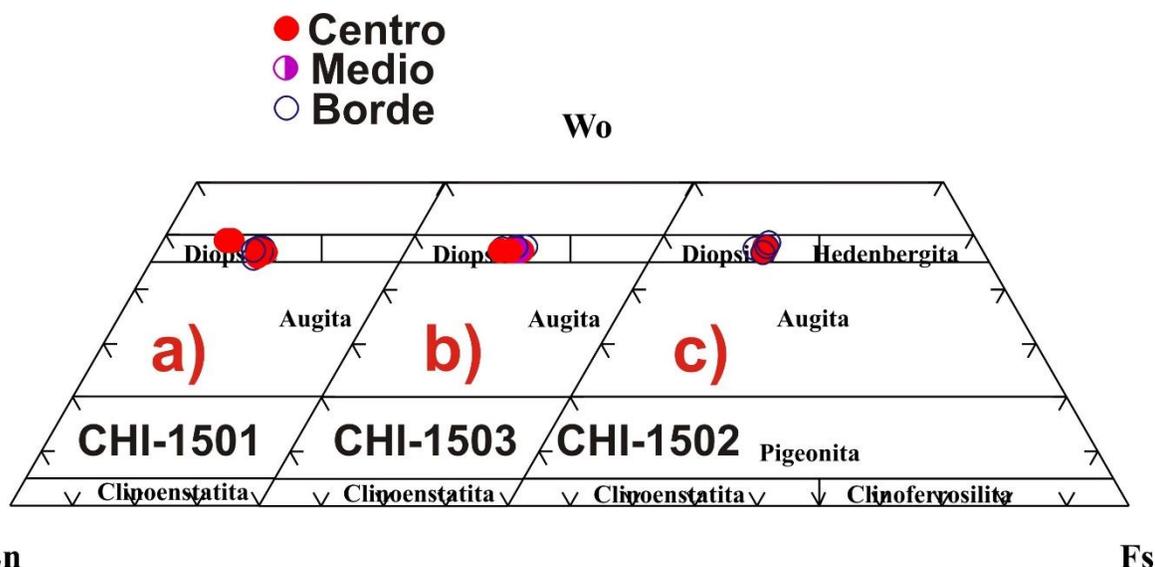


Figura 27. Diagrama ternario Wollastonita-Enstatita-Ferrosilita (Wo-En-Fe, Morimoto, 1989), para la clasificación de piroxenos de los enclaves máficos, donde se muestra el borde, el centro y las partes medias.

Tabla 4. Composición química de los cristales de piroxeno de los enclaves máficos

Muestra	CHI-1501-c	CHI-1501-b	CHI-1503-c	CHI-1503-m	CHI-1503-b	CHI-1502-c	CHI-1502-m	CHI-1502-b
SiO <sub>2</sub> *	51.68	51.68	56.71	56.71	56.71	51.43	51.43	51.43
Tipo	TAB	TAB	TA	TA	TA	TAB	TAB	TAB
SiO <sub>2</sub>	51.00	51.44	51.79	51.86	51.18	51.30	51.71	51.42
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.30	0.30	0.31	0.38	0.43	0.32	0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.89	2.06	1.79	2.15	2.29	2.76	2.27	2.61
FeO	8.62	9.51	9.77	10.31	10.00	10.15	10.16	9.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	0.53	0.64	0.82	0.77	0.71	0.62	0.72	0.64
MgO	13.11	12.75	12.55	12.16	12.12	11.91	12.09	12.17
CaO	23.11	22.95	23.04	23.04	23.11	22.81	22.73	22.72
Na <sub>2</sub> O	0.50	0.57	0.55	0.67	0.60	0.66	0.70	0.64
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02
Total	100.30	100.23	100.62	101.26	100.39	100.65	100.71	100.55
Ca	50.21	49.77	47.24	47.39	47.80	47.73	47.30	47.47
Mg	39.61	38.45	35.79	34.80	34.89	34.67	35.01	35.39
WO	47.66	47.21	47.24	47.39	47.80	47.73	47.30	47.47
EN	37.61	36.49	35.79	34.80	34.89	34.67	35.01	35.39
FS	14.73	16.31	16.97	17.81	17.32	17.60	17.69	17.14
N	6	7	4	2	4	5	1	3

Los valores son promedio (en % en peso) de *n* análisis, b=borde; m=medio; c= centro. El SiO<sub>2</sub>\* (% en peso) es de los análisis de roca total (ver Tabla 1). TAB= traqui-andesita-basáltica; TA= traqui-andesita.

Las biotitas se encuentran solo en la muestra CHI-1501 (Fig. 24a), las cuales están junto a los piroxenos, estas se presentan como microfenocristales con formas subhedrales, que representan el 10 % del volumen total de la roca. Estas fueron clasificadas por su contenido de Fe, Mg y <sup>4</sup>Al como un miembro intermedio entre flogopita y annita. Los datos de los análisis son reportados en la Tabla 5.

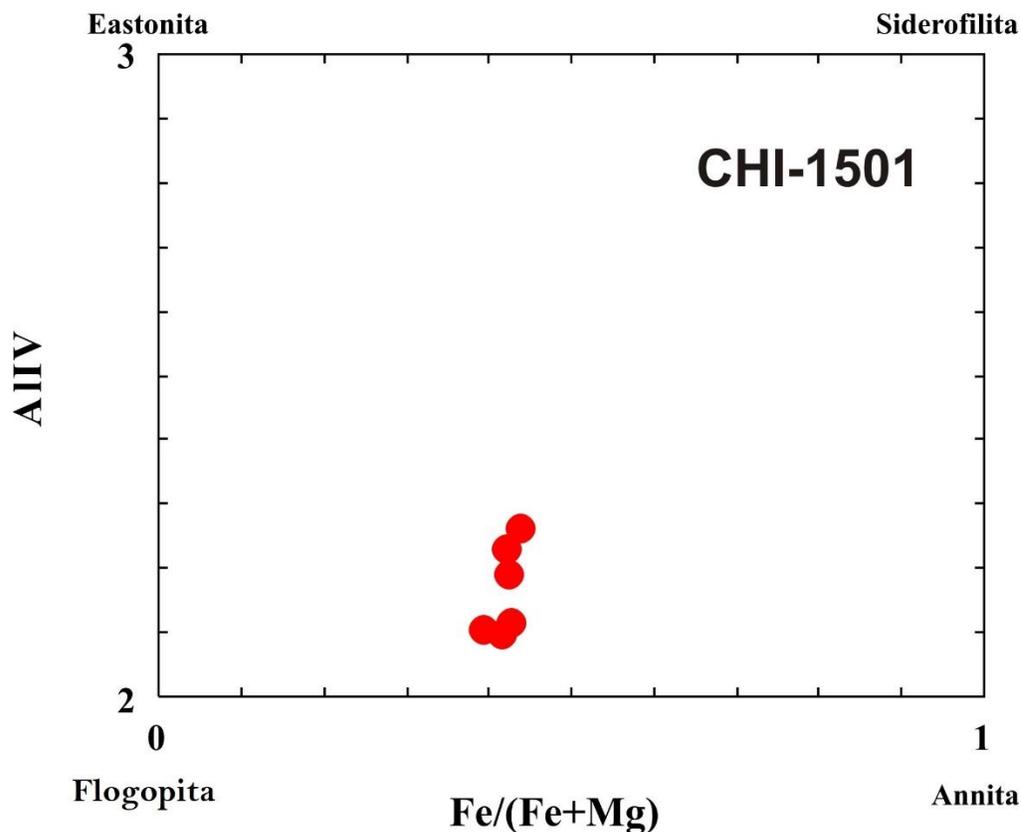


Figura 28. Diagrama binario para la clasificación de biotita, por su contenido de Fe, Mg y Al.

El vidrio es otro componente de las muestras de los enclaves (Fig. 24b y 24c), el cual fue clasificado por su contenido en peso de SiO<sub>2</sub> (Fig. 18). Estos análisis muestran una variación grande, pues caen en el campo riolítico, pero también en el traquítico. Representan entre el 5 y 10 % del volumen total de la roca. Los datos de los análisis con la microsonda electrónica son reportados en la Tabla 6.

Tabla 5. Composición química de las biotitas de los enclaves máficos

Muestra	CHI-1501					
SiO <sub>2</sub> *	51.68 traqui andesita basáltica					
SiO <sub>2</sub>	38.04	37.79	37.18	37.61	36.61	36.89
TiO <sub>2</sub>	4.34	4.20	4.37	4.35	4.31	4.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	13.89	13.84	13.18	14.11	14.22
FeO	17.50	18.28	18.16	16.55	18.87	17.71
MnO	0.09	0.10	0.12	0.10	0.15	0.17
MgO	13.83	13.68	13.83	14.36	13.53	13.69
Na <sub>2</sub> O	0.49	0.47	0.55	0.63	0.43	0.52
K <sub>2</sub> O	8.78	7.81	8.37	8.88	8.81	8.96
Si	5.90	5.89	5.81	5.90	5.74	5.77
AlIV	2.10	2.11	2.19	2.10	2.26	2.23
AlVI	0.40	0.43	0.36	0.33	0.34	0.39
Ti	0.51	0.49	0.51	0.51	0.51	0.51
Fe <sub>2</sub>	2.27	2.38	2.37	2.17	2.47	2.32
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	3.20	3.18	3.22	3.36	3.16	3.19
Na	0.15	0.14	0.17	0.19	0.13	0.16
K	1.74	1.55	1.67	1.78	1.76	1.79

El SiO<sub>2</sub>\* (% en peso) es de los análisis de roca total (ver Tabla 1).

Tabla 6. Composición química del vidrio de los enclaves máficos

Muestra	CHI-1501BG	CHI-1501	CHI1503	CHI-1502
SiO <sub>2</sub> *	53.04	51.68	56.71	51.43
Tipo	TAB	TAB	TA	TAB
SiO <sub>2</sub>	69.86	72.93	70.66	73.10
Na <sub>2</sub> O	4.72	2.54	4.53	3.85
K <sub>2</sub> O	7.24	5.19	4.59	5.39
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.30	0.25	0.26
MgO	0.01	0.04	0.18	0.01
CaO	0.79	0.47	1.71	0.79
MnO	0.01	0.03	0.10	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.02	14.84	16.84	15.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	0.74	0.89	1.48	1.07
SrO	0.03	0.03	0.03	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.05	0.05
NiO	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	100.60	97.32	100.42	99.71
n	5	9	9	7

Los valores son promedio (en % en peso) de *n* análisis. El SiO<sub>2</sub>\* (% en peso) es de los análisis de roca total (ver Tabla 1). TAB= traqui-andesita-basáltica; TA= traqui-andesita

#### 4.2.4. Enclave traquiandesítico (CHI-1503).

La cristalinidad de la muestra es hipocristalina con una textura seriada y una asociación mineral de plagioclasas, piroxenos, anfíboles y vidrio (Fig. 29). Las plagioclasas representan el 50% del volumen total, éstas se encuentran como fenocristales entre euhedrales y subhedrales en las cuales se puede observar un zoneamiento (Fig. 29). Estas tienen una composición en su mayoría de andesina y pocos centros son de labradorita. Los datos de los análisis con la microsonda electrónica están reportados en la Tabla 2. En la Figura 30a se puede muestran las variaciones en el contenido de An en un fenocristal de plagioclasa la cual en el centro empieza con un zoneamiento normal,  $An_{43}$  a  $An_{32}$  y de ahí comienza un zoneamiento inverso incrementando su contenido a  $An_{35.8}$  hasta  $An_{46}$  y posterior a eso vuelve a ser normal hasta llegar a  $An_{40.2}$  (Fig. 30b), es decir, muestra variaciones en el contenido de calcio.

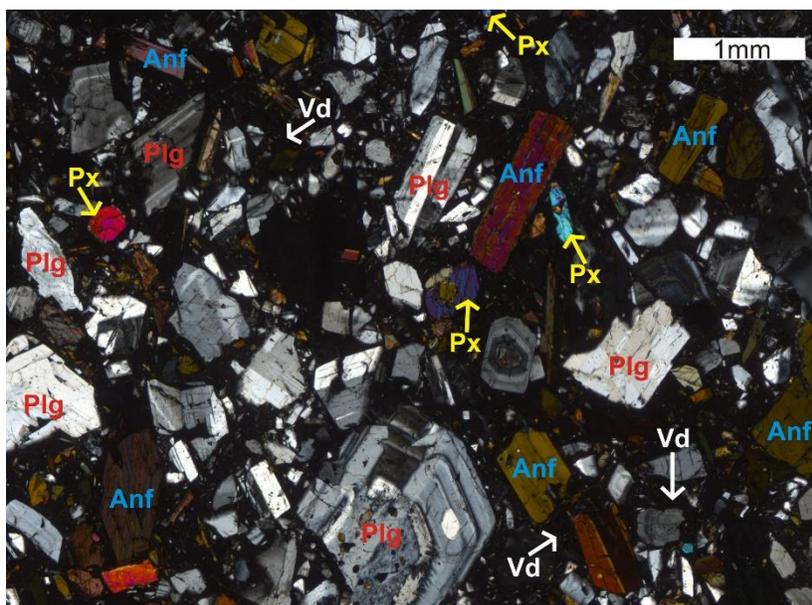


Figura 29. Fotografía de la muestra CHI-1503 donde se observa la textura y la asociación mineral, inmersos en una matriz de vidrio; Plg: plagioclasas, Px: piroxeno, Anf: anfíbol, Vd: vidrio.

Los anfíboles se encuentran como fenocristales con formas subhedrales, los cuales conforman el 25 % del volumen total de la roca, presentan colores verde-rosado, algunos de los cristales se encuentran rotos. Los datos de los análisis se encuentran

en la Tabla 3, son clasificados como ferro-pargasita-horblenda y en menor cantidad de ferro-pargasita (Fig. 26d).

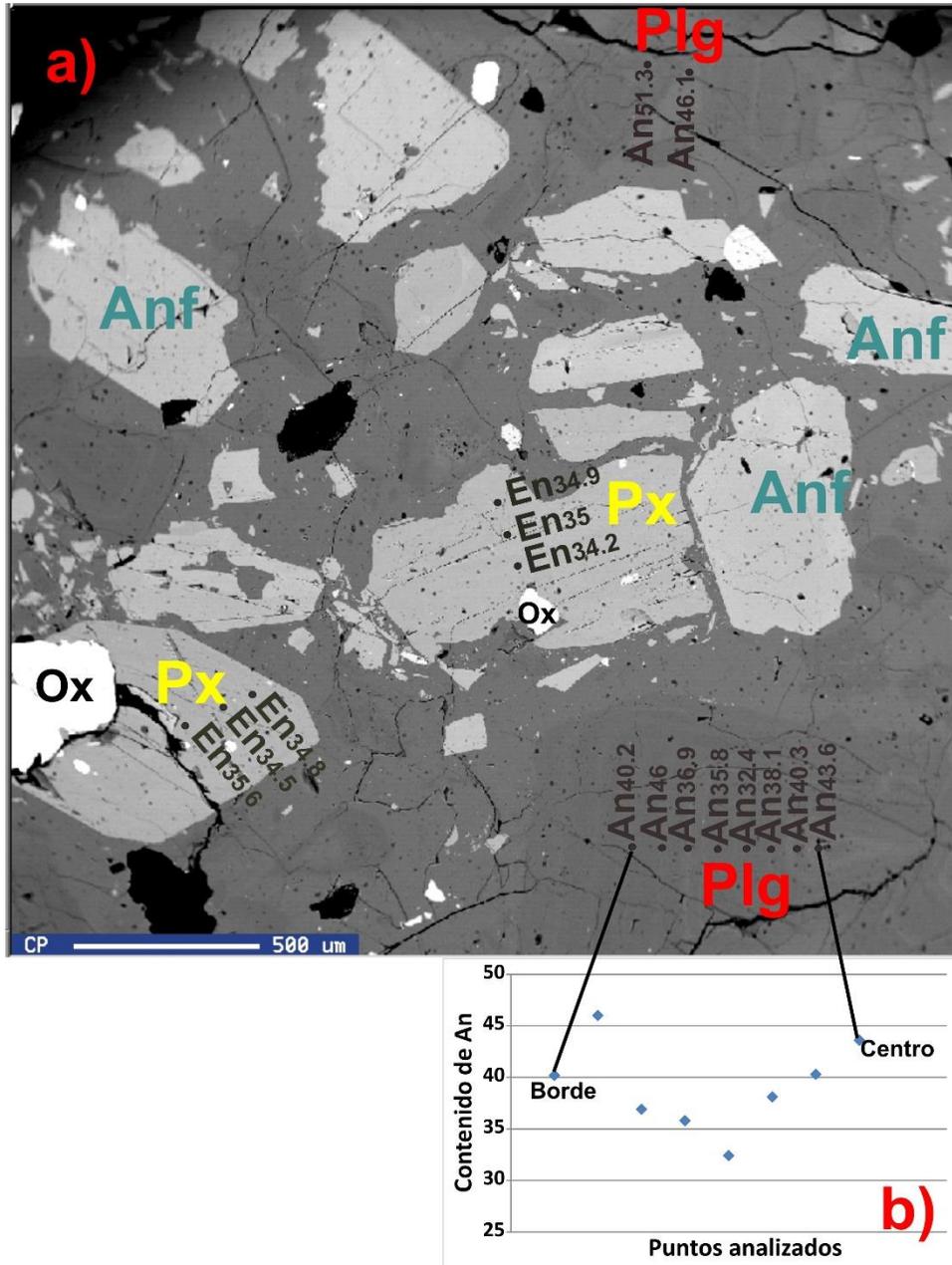


Figura 30. Fotografías obtenidas con la microsonda electrónica donde se observan; a) las fases minerales presentes y algunos de los puntos analizados de la muestra, b) las variaciones en el contenido de An en un cristal; Plg: plagioclasa (An), Px: piroxeno (En), Anf: anfíbol, Ox: oxido.

Los piroxenos se encuentran como fenocristales y algunos microfenocristales con formas euhedrales y subhedrales. Los datos de los análisis se encuentran en la

Tabla 4, los piroxenos se clasifican como diópsida (Fig. 27), y representan el 7 % del volumen total de la roca. En la figura 30 se muestran las mínimas variaciones que presentan en su composición química que son  $En_{34-35}-Wo_{47-48}-Fs_{17-18}$  entre el centro y borde.

La última fase mineral presente es el vidrio, la cual representa el 13 % del volumen total de la roca, los datos de los análisis se encuentran reportados en la Tabla 6, el vidrio presenta una composición riolítica (Fig. 18).

## 5. Discusión.

### 5.1. Génesis de los enclaves máficos del volcán Chichón.

La presencia de enclaves máficos en el volcán Chichón sugiere la ocurrencia de procesos de mezcla de magmas, que pueden estar generando los magmas traquiandesíticos del volcán. En los enclaves estudiados se observa un amplio rango composicional, que va desde enclaves basálticos hasta traquiandesíticos (Fig. 18) lo que sugiere que tuvieron lugar diferentes y diversos grados de mezcla de magmas durante la historia eruptiva del volcán, produciendo la variabilidad composicional y textural de los enclaves, pero también es posible la ocurrencia de otro u otros procesos de evolución magmática para generar el amplio espectro composicional de los enclaves. Estos procesos podrían ser cristalización fraccionada y contaminación cortical, éste último propuesto anteriormente (Arce et al., 2014). Por cierto, en uno de los cristales de plagioclasa analizado del enclave traquiandesítico (Fig. 30a), con una longitud de 1.5 mm, se observa que el centro del cristal presenta un zoneamiento normal (disminución del contenido de An) y posteriormente cambia a un zoneamiento inverso, lo que puede sugerir que este cristal estaba dentro del reservorio magmático traquiandesítico y el posterior arribo de un magma relativamente máfico y más rico en Ca, lo incorporó y produjo el zoneamiento inverso.

Las características que permiten diferenciar a los enclaves de otras rocas son: su forma elipsoidal (Fig. 4b), el vidrio residual (Fig. 24b), así como el contacto con la roca huésped. En los enclaves estudiados se aprecia que el contacto está bien definido (Fig. 8) y en algunos casos se puede observar el margen de enfriamiento (Fig. 9) generado durante el contacto del magma máfico con su huésped, aunque se observa la misma mineralogía, pero los cristales son de menor tamaño comparado con la traquiandesita huésped.

El proceso de formación de los enclaves de El Chichón, se puede deber a que en la base del reservorio llega un magma máfico que genera convección y pequeños lotes del magma máfico son arrastrados hacia el interior de la cámara magmática, evidencia de esto es la presencia de enclaves máficos en el magma

traquiandesítico, los enclaves presentan un amplio rango composicional, sin embargo no se puede saber con certeza cual proviene de un reservorio magmático profundo. Sin embargo la variabilidad composicional de los enclaves refleja diversos grados de evolución magmática por diversos procesos, no solo por mezcla de magmas. Los enclaves basálticos serían los menos evolucionados y por lo tanto representan en cierto grado magmas primitivos, mientras que los enclaves traquiandesíticos representan un estadio de evolución de mayor grado, dicha evolución pudo haber ocurrido tanto en el reservorio profundo como en el somero. De este modo se puede plantear la ocurrencia de inyecciones de magmas máficos profundos, los cuales probablemente al llegar al reservorio magmático somero (6 - 7.5 km de profundidad), generan inestabilidad del sistema y dan lugar a las erupciones violentas en el volcán. Estos procesos de mezcla de magmas han sido propuestos por Tepley et al. (2000). Adicionalmente el arribo de magmas más calientes que han provocado recalentamiento del sistema y generado erupciones explosivas también han sido documentadas, en particular para la erupción pliniana de hace 550 años (Macías et al., 2003). Durante la interacción de las “gotas” de magma máfico con el traquiandesítico, estas gotas se pueden disgregar, produciendo un cambio en la composición química del magma huésped. La composición química de las rocas del complejo ha permanecido constante durante su historia eruptiva, por lo que la inyección repetitiva de magmas relativamente máficos podría ser el que esté generando una composición homogénea a lo largo de toda la historia del volcán.

Los enclaves traquibasálticos tienen una textura microgranular, lo que podría sugerir que se formaron con altos contrastes de temperatura al entrar en contacto con el magma del reservorio somero, y además ya contenía cristales de anfíbol, los cuales se desestabilizaron y se creó la corrosión en el interior de dichos cristales. Los enclaves basáltico, traquiandesítico basáltico y traquiandesítico, presentan una textura seriada y los cristales tienen mayor tamaño comparado con el enclave traquibasáltico, lo que sugiere que al entrar en contacto con el magma traquiandesítico del reservorio somero, no existían grandes contrastes de

temperatura, por lo que permitió el crecimiento de los cristales contenidos el enclave y la generación de los cristales más pequeños.

## **5.2. Evolución magmática de los enclaves máficos.**

La paragénesis mineralógica de los enclaves máficos de El Chichón se conforma de cristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y en menor cantidad de biotita y olivino. Las muestras analizadas presentan texturas entre seriadas y microgranular, algunas presentan grandes fenocristales de anfíbol con rasgos de inestabilidad, con corrosión en el interior (Fig. 22b), texturas de tamiz y/o el remplazamiento de anfíbol por piroxeno.

Los procesos de evolución magmática tienen un rol muy importante en la generación de los magmas diferenciados y son los encargados de controlar la distribución de elementos traza y relaciones isotópicas en los sistemas magmáticos (Keskin, 2013). Los principales procesos son; cristalización fraccionada, asimilación/contaminación cortical y mezcla de magmas. En algunos casos ocurre simultáneamente la cristalización fraccionada con la asimilación (AFC) (Taylor, 1980; DePaolo, 1981). Estos procesos son considerados en las ecuaciones de DePaolo (1981), con las cuales se generan diferentes modelos de evolución de acuerdo al contenido de elementos traza, tierras raras y relaciones isotópicas. La importancia del modelado del comportamiento magmático es realizar una aproximación de los procesos involucrados en la formación y evolución de los magmas, a partir de la composición química, asociación mineralógica y texturas (Hernández-Bernal, 2015).

Para probar el o los procesos de evolución de los enclaves máficos que pueden dar origen a las traquiandesitas del Chichón, se consideró un magma parental, que podría ser uno de los enclaves máficos o bien el traquibasalto Chapultenango, así como un magma félsico como otro miembro extremo, o también algún xenolito de las rocas corticales del área del Chichón. La cristalización fraccionada (FC) fue descrita por Bowen (1928) como un proceso en el cual se forman primero los cristales de mayor temperatura de fusión como los olivinos, si estos cristales son

separados del líquido, este se va a enriquecer en Si, Al y álcalis (Hernández-Bernal, 2015), durante este proceso los elementos compatibles se concentran en el sólido (cristales formados) mientras que el líquido residual se enriquece en elementos incompatibles (Best, 2003). La asimilación/contaminación cortical es un proceso que puede actuar durante el ascenso de un magma desde su fuente hacia la corteza, las rocas con las que se pone en contacto pueden ser parcialmente asimiladas, contaminando el magma inicial (Hernández-Bernal, 2015). Sin embargo en algunos casos la cristalización fraccionada ocurre simultáneamente con la asimilación (AFC), el calor liberado durante la cristalización permite que el magma sea capaz de asimilar la roca encajonante (Hernández-Bernal, 2015). Cribb y Barton (1996) proponen que los procesos de cristalización y asimilación no están estrictamente relacionados (FCA).

Para los modelos de evolución se utilizó el programa FC-AFC-FCA (Ersoy y Helvacı, 2010), con el cual se generaron las gráficas de las figuras 31 y 32, considerando los siguientes parámetros; las fases minerales que cristalizan son 50% de plagioclasa, 40% de olivino y 10% de clinopiroxeno, con una cristalización final de 45%; los coeficientes de partición para Co= 2.595, Sr= 1.01, Ba= 0.15; La= 0.139, Th=0.024, con un valor de "r" (grado de material asimilado/grado de material cristalizado) de 0.5.

En la figura 31 se pueden observar los diagramas para la generación de las rocas del Chichón, a partir del traquibasalto Chapultenango (48.48 % en peso de SiO<sub>2</sub>). Los enclaves y las demás rocas del volcán Chichón se ajustan a la línea de AFC, el patrón es más claro en el diagrama Co vs Sr (Fig. 31a) y la línea del FCA pasa por los enclaves y termina en la composición del xenolito, para el Co vs Ba (Fig. 31b) los enclaves no muestran tan claro el patrón, pero se acercan a la línea del AFC.

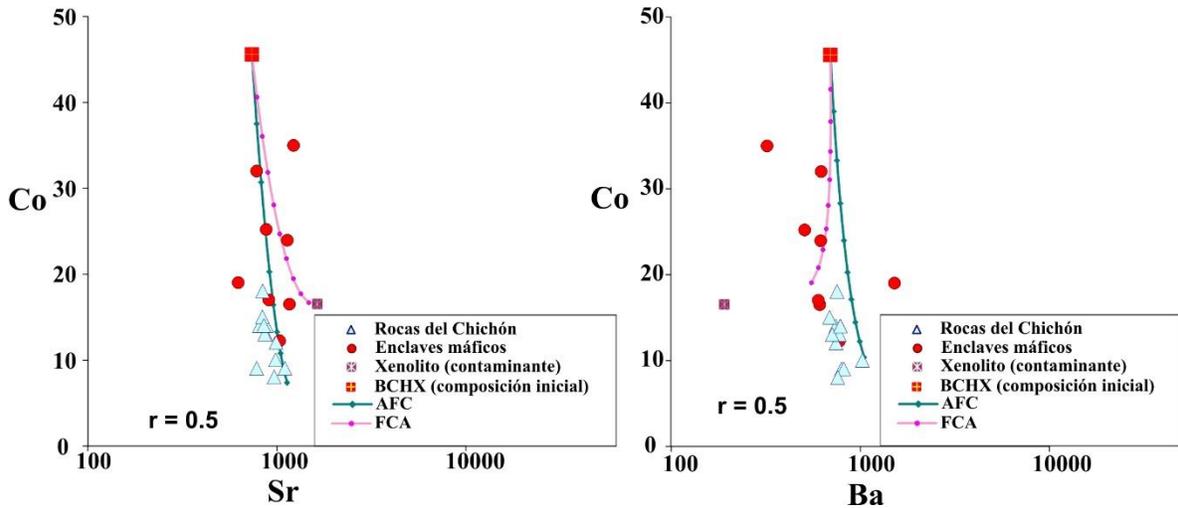


Figura 31. Modelos de los procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC), procesos desacoplados de asimilación y cristalización fraccionada (FCA) (DePaolo, 1981; Ersoy y Helvacı, 2010). a) Co vs sr, b) Co vs Ba. Usando los valores de r (grado de material asimilado/grado de material cristalizado) de 0.5, y coeficientes de distribución de  $D_{Co}=2.595$ ;  $D_{Sr}=1.01$ ;  $D_{Ba}=0.15$ . Se utilizó como muestra inicial el traquibasalto Chapultenango, y como contaminante un xenolito encontrado dentro del mismo.

En diagramas generados con la composición del enclave CH09-ME (50.11 % en peso de SiO<sub>2</sub>) se utilizaron tierras raras como La vs Sr y Th vs Sr. En el diagrama de La vs Sr (Fig. 32a) se aprecia que las rocas del Chichón y los enclaves se ajustan a la línea de AFC, las cuales se encuentran juntas al final de la línea, mientras que en el diagrama Th vs Sr (Fig. 32b) se observa que los enclaves se ajustan a la línea de AFC, lo cual no es raro dado que cada enclave es producto de un proceso de mezcla, por lo tanto pueden no estar relacionados genéticamente entre ellos.

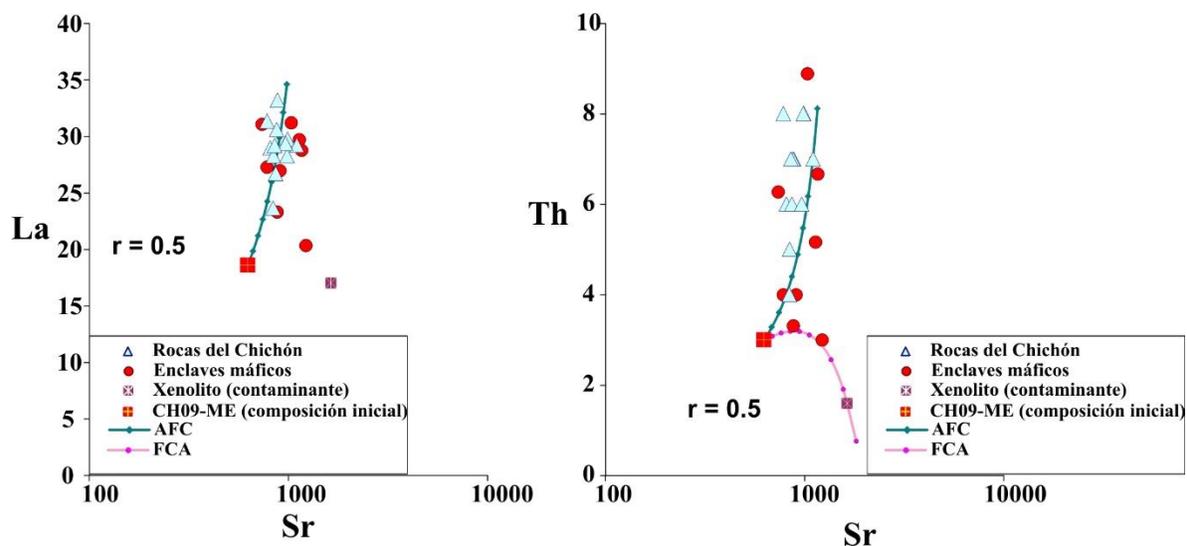


Figura 32. Modelos de los procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC), procesos desacoplados de asimilación y cristalización fraccionada (FCA) (DePaolo, 1981; Ersoy y Helvacı, 2010). a) La vs Sr, b) Th vs Sr. Usando los valores de  $r$  (grado de material asimilado/grado de material cristalizado) de 0.5, y coeficientes de distribución de  $D_{La}=0.139$ ;  $D_{Th}=0.024$ ;  $D_{Sr}=1.01$ . Se utilizó como muestra inicial un enclave máfico (CH09-ME), y como contaminante un xenolito encontrado dentro del basalto Chapultenango.

Con los diagramas anteriores se puede postular que el principal proceso que está actuando en la formación de las rocas del Chichón a partir de un magma parental (traquibasalto Chapultenango o un enclave) es la asimilación-cristalización fraccionada (AFC). Los modelos muestran que el contenido de tierras raras en los enclaves y las demás rocas del Chichón despliegan una tendencia, lo que sugiere que están genéticamente relacionados. Por lo tanto se puede plantear que las traquiandesitas del volcán Chichón se generan por un proceso de asimilación-cristalización fraccionada de un magma máfico similar al traquibasalto Chapultenango o el enclave máfico CH09-ME y las rocas del basamento local. Procesos de contaminación de magmas han sido propuesto anteriormente para explicar la composición química de las rocas del Chichón (Arce et al., 2014).

### 5.3. Profundidad de formación de los enclaves.

Mediante un análisis de la sismología asociada a la erupción de 1982 se identificó un gap sísmico (Fig. 33b) entre los 7 y 13 km debajo del volcán, el mismo que fue

interpretado como la profundidad a la cual posiblemente se encuentre el reservorio magmático del volcán Chichón (Jiménez et al., 1999). Así mismo, un estudio petrológico de muestras de pómez de la unidad B producida por la erupción de hace 550 años del Chichón, han sido estimadas las condiciones pre-eruptivas para el magma que dio origen a esta erupción (Fig. 33a) (Macías et al., 2003). Estos mismos autores proponen que la ubicación del reservorio magmático del volcán Chichón pudo haber cambiado ligeramente desde la erupción de hace 550 años hacia un reservorio más superficial en durante la erupción de 1982.

Macías et al (2003) proponen que el magma traquiandesítico del Chichón antes de la erupción de hace 550 años, fue intrusionado por un magma máfico (Fig. 33a), más caliente de un reservorio más profundo, produciendo el magma traquiandesítico híbrido. Evidencia de esto es la presencia de los enclaves máficos (46.7 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) en la unidad B. El magma híbrido se encontraba a una temperatura de 820-830°C y a una profundidad de 5-7 km, con un contenido de agua de 5-6 % en peso.

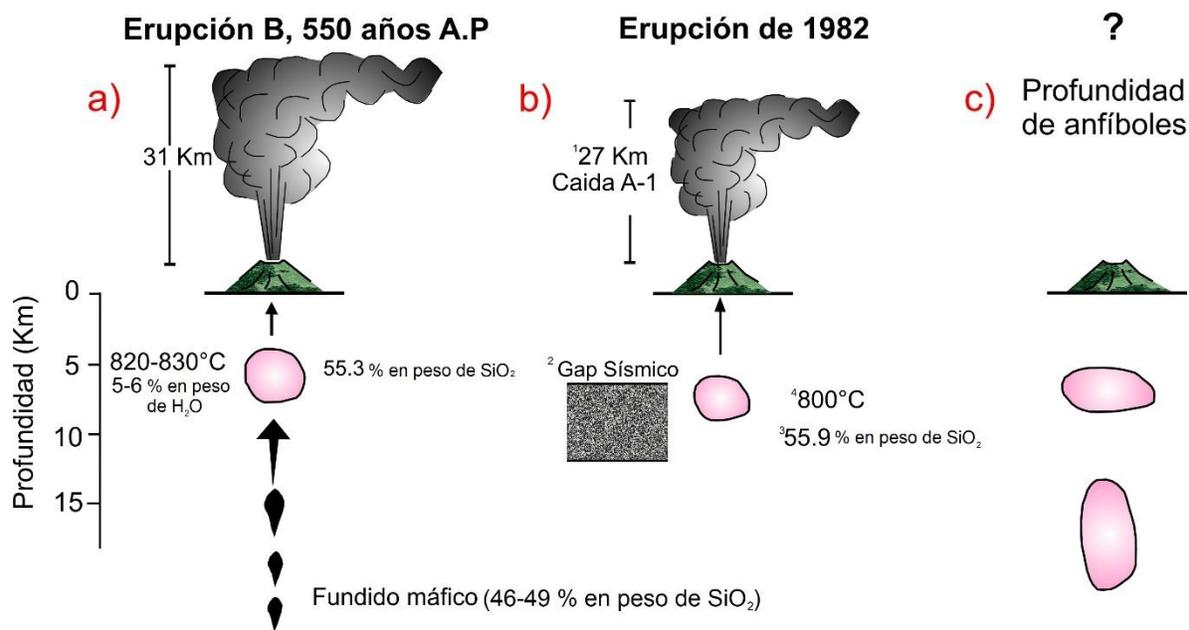


Figura 33. Ilustración de las condiciones de almacenamiento debajo del volcán Chichón antes de los grandes eventos explosivos de a) hace 550 años, y de b) 1982, c) profundidad a las cuales se formaron los anfíboles de los enclaves máficos de este estudio. Las referencias son 1.-Carey y Sigursson (1986); 2.-Jimenez et al. (1999); 3.-Luhr et al. (1984) y 4.- Luhr (1990).

Los anfíboles han sido usados como geotermómetros y geobarómetros, debido a que durante la cristalización el líquido calci-alcálido se caracteriza por el incremento de álcalis seguido de una disminución del  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  y  $\text{TiO}_2$ , por lo que el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los anfíboles volcánicos disminuye gradualmente con el incremento de  $\text{SiO}_2$  siguiendo el patrón de los magmas calco-alcálidos (Ridolfi et al., 2010). En general se utiliza la composición química de los anfíboles, en particular el contenido de  $^{\text{IV}}\text{Al}$  y una ecuación propuesta por varios autores. El que se utilizó en el presente trabajo fue el propuesto por Ridolfi et al. (2010), con el cual se calcularon la presión y la temperatura (Fig. 34).

Para calcular la presión se utiliza la ecuación:

$$P = 19.209e^{1.438Al_T}$$

Donde  $Al_T$  es el contenido de aluminio total del anfíbol obtenido por análisis con la microsonda electrónica.

Los resultados obtenidos tanto del borde y el centro de los anfíboles (Fig. 34) despliegan dos grupos con distinta presión y temperatura, el primero sugiere una presión de 400-700 MPa y temperatura promedio de 1000°C, mientras que el segundo sugiere una presión de 220-320 MPa y temperatura de 890 a 940°C. No existe ninguna correlación entre los bordes y centros analizados con la presión y/o profundidad (Fig. 34). Estos resultados sugieren que un grupo de anfíboles de estos enclaves máficos cristalizaron a niveles profundos (13-20 km), pero otro grupo pudo haber cristalizado una vez que el enclave entro al reservorio magmático somero (7-10 km). Cabe resaltar que el grupo de anfíboles someros concuerda con la presión (profundidad) propuesta por los datos sísmicos (Jiménez et al., 1999) y petrológicos (Luhr, 1990; Macías et al., 2003).

Comparando los datos de anfíboles de Macías et al. (2003), se observa que éstos caen en los dos grupos, esto puede sugerir que el magma de la erupción de hace 550 años del Chichón contiene ambos tipos de anfíboles, los profundos

probablemente heredados por los enclaves máficos (los cuales se encontraron dentro de este depósito) y los someros que probablemente cristalizaron en el reservorio traquiandesítico.

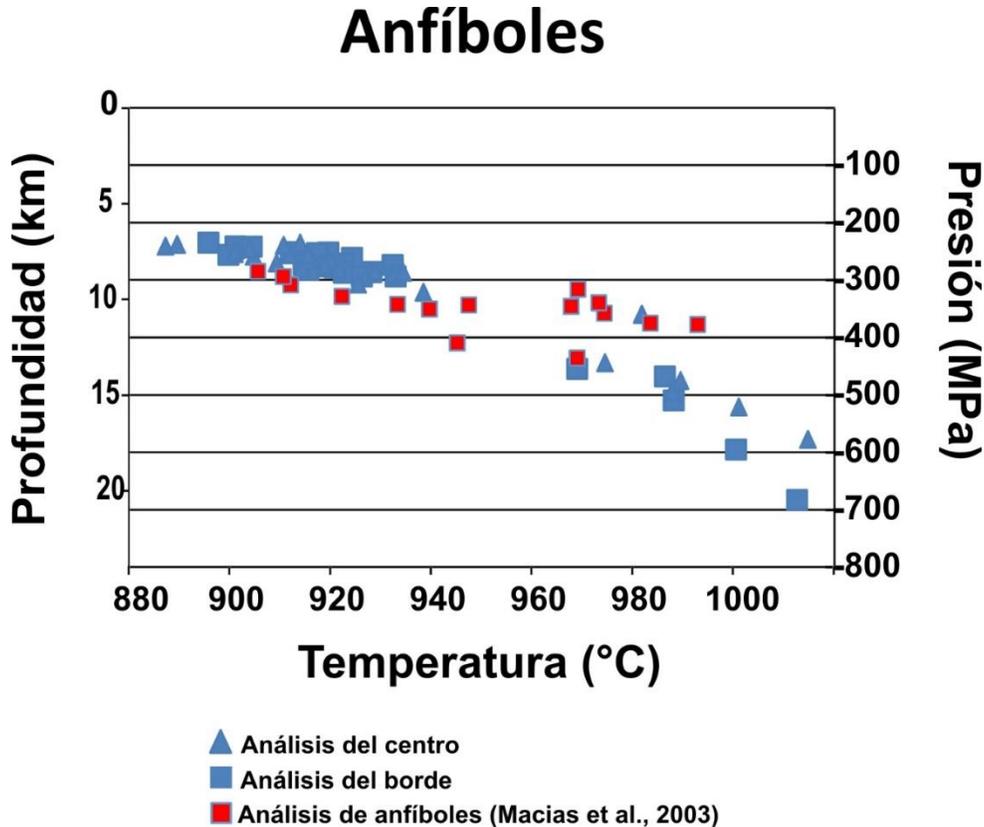


Figura 34. Gráfica de temperatura vs presión de formación de los anfíboles contenidos en los enclaves máficos, obtenidos con el geobarómetro de Al en el anfíbol (Ridolfi et al., 2010), de los enclaves máficos del volcán Chichón y los datos de anfíboles analizados por Macías et al., 2003.

Con los datos de las profundidades de formación de los enclaves (Fig. 33c) se puede proponer que el volcán Chichón tiene dos reservorios magmáticos, uno somero donde se encuentra almacenado el magma traquiandesítico, expulsado durante las últimas erupciones, y un reservorio más profundo. Los enclaves probablemente vienen desde el reservorio profundo con algunas fases cristalizadas, y una vez que arriban al reservorio somero, son capaces de cristalizar los anfíboles someros, lo cual puede desestabilizar el reservorio magmático y dar lugar a las erupciones explosivas.

## 6. Conclusiones

Las principales conclusiones que se derivan del presente trabajo son las siguientes:

- 1) Los enclaves máficos del volcán Chichón presentan el mismo patrón de un enriquecimiento de los elementos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*, por sus siglas en inglés) y un empobrecimiento de los HFSE (*High Field Strength Elements*, por sus siglas en inglés), similar a las demás rocas traquiandesíticas del Chichón, con anomalías positivas en K, Pb, Sr y negativas en Rb, Nb, Ta, Ce, Pr, Ti, que sugieren un mecanismo de subducción para la generación de magmas como ha sido propuesto en otros trabajos previos (Nixon, 1982; McGee et al., 1987).
- 2) El proceso responsable de mantener la composición química traquiandesítica constante en el complejo volcánico Chichonal, podría ser la mezcla de magmas, mediante la incorporación de un magma máfico representado por los enclaves máficos, que arriban al reservorio del magma más félsico (traquiandesítico) para desestabilizar el sistema magmático y producir erupciones explosivas y en menor cantidad erupciones efusivas. Adicionalmente los magmas máficos asimilan rocas del basamento local y al mismo tiempo registran cristalización fraccionada (proceso AFC), para llegar a evolucionar a traquiandesitas que componen el complejo Chichonal.
- 3) Mediante el uso del geotermobarómetro de Al en el anfíbol, se determinaron dos zonas que podrían corresponder con dos reservorios magmáticos, uno ubicado a 12 km (450 MPa de presión) y otro somero similar al que se ha propuesto para los magmas relacionados con las dos últimas erupciones plinianas del Chichón, la de 1982 y la de hace 550 años (Luhr, 1990; Jiménez et al., 1999; Macías et al., 2003). Probablemente los enclaves máficos se almacenan temporalmente en el reservorio profundo en donde cristalizan algunas fases minerales (entre ellos anfíboles) y posteriormente llegan al reservorio magmático somero para desencadenar erupciones.

- 4) Los enclaves máficos presentan una gran variedad composicional, desde basálticos hasta traquiandesíticos, por lo que es posible que cada composición represente distintos eventos de recarga y mezcla al reservorio somero, como ha sido propuesto en otros trabajos (Tepley et al., 2000; Macías et al., 2003).

## Bibliografía

- Arce, J.L., Walker, J., Duncan, K., 2015, Petrology and Geochemistry of El Chichón and Tacaná: Two Active, yet Contrasting Mexican Volcanoes En: Scolamacchia, T., Macías, J.L., (Eds), "Active Volcanoes of Chiapas (México): El Chichón and Tacaná", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 25-44.
- Arce, J.L., Walker, J., Keppie, J.D., 2014, Petrology of two contrasting Mexican volcanoes, the Chiapanecan (El Chichón) and Central American (Tacaná) volcanic belts: the result of rift- versus subduction-related volcanism, *Int. Geol. Rev.* 56.
- Bacon, C. R., Metz, J., 1984, Magmatic inclusions in rhyolites, contaminated basalts, and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California., *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85.
- Bacon, C., 1986, Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks., *J. Geophys. Res.* 91.
- Barbarin, B., 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin and relations with the host., *Lithos* 80.
- Barbarin, B., Didier, J., 1991a, Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. En: Didier, J., Barbarin, B., "Enclaves and Granite Petrology", *Developments in Petrology*, Elsevier, 253-262.
- Barbarin, B., Didier, J., 1991b, Review of the main hypotheses proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves. En: Didier, J., Barbarin, B., "Enclaves and Granite Petrology", *Developments in Petrology*, Elsevier, 367-373.
- Barbarin, B., Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas., *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83.
- Best, M., 2003, *Igneous and Metamorphic Petrology.*, Prentice–Hall, New York.

- Bowen, N. L., 1928, The Evolution of the Igneous Rocks., Princeton University Press, Princeton.
- Canul, R. F., Rocha, V. L., 1981, Informe geológico de la zona geotérmica de “El Chichónal,” Chiapas, Com. Fed. de Electr., Morelia, México.
- Carey, S. N., Sigurdsson, H., 1986, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, México, 2: Observations and numerical modeling of tephra fall distribution, Bull. Volcanol. 48.
- Chappell, B. W., White A. J. R., 1991, Restite enclaves and the restite model. En: Didier, J., Barbarin, B., “Enclaves and Granite Petrology”, Developments in Petrology, Elsevier, 375-382.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Wyborn, D., 1987, The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis., Journal of Petrology 28.
- Coombs, M. L., Eichelberger, J. C., Rutherford, M. J., 2003, Experimental and textural constraints on mafic enclave formation in volcanic rocks., J. Volcanol Geotherm. Res. 119.
- Cribb, J. W., Barton, M., 1996, Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation., Lithos 37.
- Damon, P., Montesinos, E., 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México, Ariz., Geol. Soc. Dig. 11.
- Debon, F., 1991, Comparative major element chemistry in various “microgranular enclave-plutonic host” pairs. En: Didier, J., Barbarin, B., “Enclaves and Granite Petrology”, Developments in Petrology, Elsevier, 293-312.
- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization., Earth and Planetary Science Letters 53.
- Deer, W. A., Howie, R.A., Zussman, J., 1963, Rock forming mineral. Loongman Group Ltd, London, England.

- Didier, J., 1973, Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites., *Developments in Petrology* 3. Elsevier, Amsterdam.
- Didier, J., 1983, Indications génétiques fournies par la distribution des principaux types d'enclaves dans le granitoides, *C. R. Acad. Sci. Paris* 396.
- Didier, J., 1987, Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas., *Geologische Rundschau*, v. 76.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991, The different types of enclaves in granites – Nomenclature. En: Didier, J., Barbarin, B., “Enclaves and Granite Petrology”, *Developments in Petrology*, Elsevier, 19-23.
- Duffield, W. A., Tilling, R. I., Canul, R., 1984, Geology of El Chichón volcano, Chiapas, México., *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 20.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2010, FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing, *Computers & Geosciences* 36.
- Espíndola, J. M., Macías, J. L., Tilling, R. I., Sheridan, M. F., 2000, Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, México) during the Holocene, and its impact on human activity., *Bull. Volcanol.* 62.
- Frost, T., Mahood, G., 1987, Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California., *Geological Society of American Bulletin* 99(2).
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Espíndola, J. M., 2004, Strike-slip faults and K-Alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern México., *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136.
- Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Molina, R.S., 2015, Geodynamic Setting and Pre-volcanic Geology of Active Volcanism in Chiapas. En: Scolamacchia, T., Macías, J.L., (Eds), “Active Volcanoes of Chiapas (México): El Chichón and Tacaná”, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-23.

- Hernández-Bernal, M. S., 2015, El modelado geoquímico de rocas ígneas: una aproximación a los procesos naturales, *Ciencia Nicolaita* 65.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., Turner, J.S., 1982, Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems., *Nature* 297.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common rocks., *Canadian Journal of Earth Sciences* 8.
- Jiménez, Z., Espíndola, V.H., Espíndola, J.M., 1999, Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México., *Bull. Volc.* 61.
- Keskin, M., 2013, AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© workbook program for modelling assimilation combined with fractional crystallization (AFC) process in magmatic systems by using equations of DePaolo (1981)., *Turkish J. Earth Sci.* 22.
- Layer, P. W., García-Palomo, A., Jones, D., Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., 2009, El Chichón volcanic complex, Chiapas, México: stages of evolution based on field mapping and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology., *Geofís. Int.* 48.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of the volcanic rocks base on the total alkalis-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27.
- Lacroix, A., 1893, Les enclaves des roches volcaniques. - Protat 6dit. Macon.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G., 1997 Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82.

- Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., Varekamp, J. C., 1984, The 1982 eruptions of El Chichón Volcan, Chiapas, México: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices., *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23.
- Luhr, J., 1990, Experimental phase relations of water-and-sulfur saturated arc magmas and the 1982 eruption of El Chichón volcano., *J. Petrol.* 31.
- Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Espíndola, J. M., Saucedo, R., Manetti, P., 2003, A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, México; explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir., *J. Geophys. Res.* 108.
- Macías, J.L., Sheridan, M., Espíndola, J.M., 1997, Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, México: New data from proximal deposits., *Bulletin of Volcanology* 58.
- Macías, J.L., 1994, Violent short-lived eruptions from small-size volcanoes: El Chichón, México (1982) and Shtyubel, Russia (1907). Ph.D. dissertation, State University of New York, Buffalo
- Macías, J.L., Capra, L., Scott, K.M., Espíndola, J.M., García-Palomo, A., Costa, J.E., 2004, The 26 May 1982 breakout flows derived from a failure of a volcanic dam at El Chichón, Chiapas, México., *Geol. Soc. Am. Bull.* 116.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Rouwet, D., Taran, Y., Layer, P., Jiménez, A., Álvarez, R., 2010, Estudio de prospección geotérmica para evaluar el potencial del volcán Chichonal, Chiapas. Unpublished Report no. 9400047770-IGF-UNAM-CFE
- Morimoto, N., 1989, Nomenclature of pyroxenes, *Can Mineral*, 27.
- Manea, M., Manea, V., Ferrari, L., Kostoglodov, V., Bandy, W. L., 2005, Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge., *Earth Planet Sci. Lett.* 238.
- Manea, V., Manea, M., 2006, Origin of the modern Chiapanecan volcanic arc in southern México inferred from termal models., *GSA Spec. Pap.* 412.

- Mazot, A., Rouwet, D., Taran, Y., Inguaggiato, S., Varley, N., 2011, CO<sub>2</sub> and He degassing at El Chichón Volcano, Chiapas, México: as flux, origin and relationship local and regional tectonics., Bull. Volcanol 73.
- McGee, J. J., Tilling, R. I., Duffield, W. A., 1987, Petrologic characteristics of the 1982 and pre-1982 eruptive products of El Chichón volcano, Chiapas, México., Geofis. Int. 26.
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., Llovet, X., 2010, Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en la exploración y explotación minera., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, V. 62.
- Meneses-Rocha, J.J., 1991, Tectonic Development of the Ixtapa Graben, Chiapas, México, PhD, University of Texas, Austin.
- Moore D. M., Reynolds J. R., 1998, X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, Oxford University Press, Inc. New York.
- Mora, J.C., Layer, P. W., Jaimes-Viera, M.C., 2012, New 40Ar/39Ar ages from the Central Part of the Chiapanecan volcanic arc, Chiapas, México., Geofís. Int. 51.
- Mori, L., 2007, Origen del magmatismo en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano (TESIS).
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere., Geol. Soc. Am. Bull. 93.
- Reed, S. J. B., 1995, Electron Microprobe Microanalysis, En: Philip J. Potts, John F. W. Bowles, Stephen J. B. Reed, and Mark R. Cave (eds), Microprobe Techniques in the Earth Sciences, The Mineralogical Society Series, vol. 6.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes., Contrib. Mineral Petrol. 160.

- Sigurdsson, H., Carey, S. N., Espíndola, J. M., 1984, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, México: Stratigraphy of pyroclastic deposits., *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23.
- Scolamacchia, T., Capra, L., 2015, El Chichón Volcano: Eruptive History. En: Scolamacchia, T., Macías, J.L., (Eds), "Active Volcanoes of Chiapas (México): El Chichón and Tacaná", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 45-76.
- Sun, S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A., Norry, M., (Eds.). *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42.
- Taylor, W.P., Vogel, T.A., Wilband, J.T., 1980, The composite dikes at Mount Desert Island, Maine: an example of coexisting acid and basic magmas., *J. Geol.* 88.
- Tepley III, F. J., Davidson, J. P., Tilling, R. I., Arth, J. G., 2000, Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, México., *J. Petrol.* 41.
- Tilling, R. I., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., Duffield, W. A., 1984. Prehistoric eruptive activity of El Chichón volcano, México., *Science* 224.
- Vernon, R. H., 1983, Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites., *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales* 116.
- White, A.J., Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis., *Tectonophysics* 43.