



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería

*“Caracterización del contenido de volátiles
del volcán monogenético Pelagatos,
Sierra de Chichinautzin”*

TESIS

que para obtener el título de

INGENIERA GEÓLOGA

PRESENTA:

Paola Carolina Reyes Luna



DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Peter Schaaf

CO-DIRECTORA:

Dra. Julie Roberge

Ciudad Universitaria, México, 2012

Agradecimientos

Recuerdo que un día asistí al cubículo de la Dra. Julie Roberge, seguida de mi curiosidad, al ver anunciada la oferta de un proyecto para la elaboración de la tesis de licenciatura en un pedazo de hoja pegado en los pasillos de la Facultad de Ingeniería. Al llegar, la Dra. me dio un bosquejo general de lo que sería el proyecto donde participaría, aunque en ese entonces no tenía la menor idea de lo sorprendida que estaría al ver lo que resultaría del proyecto. Desde la aceptación de ese proyecto con la Dra. han pasado dos años, y son dos años donde he ganado en todos los aspectos, he ganado conocimiento, experiencia, amistades, satisfacción y felicidad, principalmente. Esto ha sido porque ella me dio la oportunidad de participar en éste proyecto como mi tutora y porque me apoyó en todos los aspectos durante la elaboración de esta tesis por lo cual yo estoy inmensamente agradecida.

Gracias mis padres por haberme dado el regalo de la vida, por su cariño, atención y por haberme apoyado incondicionalmente a lo largo del transcurso de la carrera y de mi vida entera, sin ello nada de esto hubiera sido posible. Gracias a mis hermanos y a mi hermana.

Un agradecimiento especial al Ing. Alberto Herrera Palomo por haberme apoyado y brindado la oportunidad de pertenecer como académico de la Facultad de Ingeniería, lo cual me ha brindado una grandiosa y muy útil experiencia en el ámbito académico.

Mis más sinceras gracias a mis sinodales, al Dr. Peter Schaaf por haber aceptado fungir como mi tutor, por su tiempo, apoyo y sabios comentarios en la edición de éste trabajo. Al Ing. Alfredo Victoria Morales, a la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud y al M en C. Enrique Alejandro Torres González por haberme regalado un poco de su preciado tiempo, por sus valiosas y magníficas sugerencias, las cuales han mejorado sustancialmente la calidad de éste trabajo. Y al Dr. Gilles René Levesse por su valioso tiempo y asesoría durante la utilización del espectroscopio FTIR en el Campus de la UNAM en Juriquilla, Qro.

Mi inmensa gratitud a la Psic. Ma. Esther Cardoso Escamilla, al Instituto IRMA, A.C. y a él, por haber sido una guía esencial en este importante episodio de mi vida, por su paciencia, empatía, comprensión y sus sabios consejos que me fueron de invaluable ayuda durante

la elaboración de ésta tesis. Gracias a todo esto mi vida ha mejorado de manera trascendental.

También quiero agradecer a mis amigos(as): Ana, Jaru, Liz, Víctor, Juan Carlos, Luis Armando y Diego por haber compartido conmigo momentos maravillosos, risas, mucha diversión y por haber estado a mi lado a lo largo de todos esos años de conocernos, ustedes han hecho mi vida más amena y agradable. A mis colegas: Philippe, Armando, Ángel y Luis, y también a todas las personas que estuvieron a mi lado durante el trayecto y culminación de esta gran etapa en mi vida.

Gracias a Claudia Serrano por su amistad, cariño, apoyo, valiosos consejos y por haberme enriquecido con un poco de su experiencia académica y personal; y a la Dra. Laura Calvillo Canadell por el préstamo del microscopio petrográfico.

Finalmente, y no menos importante, quisiera agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por todos estos años de educación de calidad inigualable y por haberme brindado una de las mejores experiencias en mi vida. Asimismo, gracias a todos los profesores de la Facultad de Ingeniería que me regalaron un poco de su conocimiento y experiencia, especialmente al Ing. Gabriel Jaramillo que estuvo al pendiente de mi trayectoria académica y muchas veces fungió como mi tutor.

“Por mi raza hablará el espíritu”

Octubre, 2012

Contenido

	Pág.
Agradecimientos	
Resumen/Abstract	1
1. Introducción	2
2. Marco Geológico	5
2.1 <i>Sierra de Chichinautzin</i>	6
<i>Volcán Monogenético</i>	9
2.2 <i>Volcán Pelagatos</i>	11
2.3 <i>Volcán Xitle</i>	14
3. Inclusiones de Vidrio	17
3.1 <i>Tipos de inclusiones de vidrio</i>	18
3.2 <i>Dentro de las inclusiones después del entrapamiento</i>	22
3.3 <i>Burbujas en las IV</i>	23
4. Petrología y Geoquímica	28
4.1 <i>Sierra de Chichinautzin</i>	29
4.2 <i>Volcán Pelagatos</i>	30
4.3 <i>Volcán Xitle</i>	31
4.4 <i>Volátiles</i>	31
<i>Agua (H₂O)</i>	35
<i>Dióxido de carbono (CO₂)</i>	36
<i>Azufre (S)</i>	37
<i>Cloro (Cl)</i>	38
5. Metodología	39
5.1 <i>Preparación de la muestra</i>	40

<i>Tabla 1</i>	43
5.2 <i>Técnicas de estudio</i>	44
<i>Espectroscopia del Infrarrojo de la Transformada de Fourier (FTIR)</i>	44
<i>Microsonda Electrónica</i>	48
<i>Tabla 2</i>	49
6. Resultados.....	50
6.1 <i>Elementos mayores</i>	51
<i>Tabla 3</i>	52
6.2 <i>Volátiles (H₂O, CO₂, Cl y S)</i>	54
<i>Tabla 4</i>	57
7. Discusión.....	58
7.1 <i>Presiones de cristalización y formación de inclusiones de vidrio</i>	60
7.2 <i>Cristalización</i>	62
7.3 <i>Desgasificación de volátiles durante la cristalización</i>	66
7.4 <i>Estilo eruptivo</i>	68
7.5 <i>Origen del fundido</i>	69
8. Conclusiones y recomendaciones.....	71
9. Referencias.....	72
Apéndice	76

Relación de Figuras

	Pág.
Figura 1. Mapa de la parte central de México.	7
Figura 2. Diagrama de álcalis vs. sílice de inclusiones de vidrio en la SCN.	9
Figura 3. Modelado termal de la zona de subducción Meso-Americana.	10
Figura 4. Localización del volcán Pelagatos dentro de la SCN.	11
Figura 5. Imagen aérea del cono principal del Pelagatos.	12
Figura 6. Secuencia estratigráfica del volcán Pelagatos.	15
Figura 7. Imagen del volcán Xitle.	16
Figura 8. Fotografías de cristales de olivino con <i>inclusiones completamente cerradas</i> (color pardo).	20
Figura 9. Fotografía de un cristal de olivino con una <i>inclusión de reloj de arena</i> o "hourglass".	21
Figura 10. Imagen de un cristal de olivino con una <i>inclusión reentrante</i> .	22
Figura 11. Cristales huéspedes con inclusiones de vidrio que pasan por diferentes tasas de enfriamiento.	24
Figura 12. Esquema de la trayectoria presión-temperatura para una inclusión de vidrio silicatada en cuarzo.	25
Figura 13. Depolimerización del magma por adición de agua.	36
Figura 14. Fotografías representativas del proceso de preparación.	41
Figura 15. Vista transversal de la preparación de una muestra.	42
Figura 16. Fotografía del equipo utilizado para el análisis de las inclusiones de vidrio.	44
Figura 17. Espectros obtenidos durante el análisis con el espectrómetro FTIR.	46
Figura 18. Diagrama de álcalis vs. sílice.	51
Figura 19. Diagramas de Harker para elementos mayores.	53
Figura 20a. Diagrama de H ₂ O vs. CO ₂ .	54
Figura 20b. Histogramas de frecuencia vs. contenidos volátiles de H ₂ O y CO ₂ .	55
Figura 21. Diagramas de contenidos volátiles (S y Cl) vs. SiO ₂ .	56
Figura 22. Diagrama de concentraciones de volátiles (S y Cl) vs. H ₂ O (wt.%).	61
Figura 23. Diagramas de fraccionamiento de las fases minerales.	62
Figura 24. Gráfica de la composición del líquido (fundido) calculada por el modelo PELE (K ₂ O vs. SiO ₂).	64
Figura 25. Gráfica de la composición del líquido (fundido) calculada por el modelo PELE (CaO vs. SiO ₂).	65
Figura 26. Diagrama de Temperatura vs. K ₂ O.	65
Figura 27. Diagrama de Presión vs. K ₂ O.	66
Figura 28. Diagrama de H ₂ O/K ₂ O, S/K ₂ O, Cl/K ₂ O vs. K ₂ O.	67
Figura 29. Diagrama de S/K ₂ O vs. Cl/K ₂ O.	68

RESUMEN

La exsolución y pérdida de volátiles, particularmente H₂O, CO₂ y S, provocan cambios importantes en las propiedades de los magmas y también pueden producir cambios en el estilo eruptivo (explosivo a efusivo). En éste trabajo se investigaron las variaciones en el contenido de volátiles y la composición del magma del volcán Pelagatos para caracterizar el magma ascendente y los procesos magmáticos como desgasificación y cristalización fraccionada. El volcán monogenético Pelagatos hizo erupción <14,000 años A.P. y es parte del campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin ubicado en la porción central de la Faja Volcánica Trans-mexicana (sur de la Cd. de México). Los datos analizados de concentraciones de elementos mayores y volátiles provenientes de inclusiones de vidrio alojadas en minerales de olivino de 3 capas diferentes muestran composiciones de 52 a 58 wt.% de SiO₂ y composiciones de los huéspedes de olivino de Fo₈₄₋₉₀. Las concentraciones de volátiles encontradas son en general altas (0.067 - 4.32 wt.% H₂O, 59.48 - 396.69 ppm de CO₂, 29 - 1450.66 ppm de S y 837 - 1386 ppm de Cl) lo cual es indicativo de un régimen explosivo durante la erupción. Las fases minerales de cristalización estimadas fueron olivino, plagioclasa y clinopiroxeno. La presión máxima de entrapamiento de las inclusiones de vidrio (1337 bares) equivale a ~5 km de profundidad lo que indica una desgasificación extensa del magma hacia la superficie. Evidencias como concentraciones de MgO de 4.16 a 10.54 wt.%, NiO de 0.13 a 0.52 wt.% y Cr₂O₃ de 0.02 a 0.08 wt.% en las rocas del Pelagatos indican que su origen puede estar relacionado a una fuente peridotítica que probablemente provino del manto superior.

ABSTRACT

The exsolution of volatiles, particularly H₂O, CO₂ and S, causes significant changes in the properties of magmas, which in turn may produce changes in eruptive style (explosive versus effusive). In this work, the variations in the volatile contents and composition of the Pelagatos magma are investigated in order to characterize magmatic processes such as degassing and fractional crystallization. Pelagatos is a monogenetic volcano that erupted <14,000 years AP. It is part of the Sierra Chichinautzin volcanic field located in the central portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt (south of Mexico City). The concentrations of major and volatile elements were measured from olivine-hosted melt inclusions from 3 different layers. The inclusions were trapped in Fo₈₄₋₉₀ olivine and show a range of compositions from 52 - 58 wt% SiO₂. Volatile concentrations encountered are in general high and range from 0.067 to 4.32 wt% H₂O, 59.48 - 396.69 ppm CO₂, 29 to 1450.66 ppm S and 837 to 1386 ppm Cl, which is indicative of an explosive regime during eruption. The minerals crystallizing upon eruption were olivine, plagioclase and clinopyroxene. The maximum pressure of entrapment calculated from the H₂O and CO₂ contents of the melt inclusions (1337 bar) is equivalent to ~5 km depth, indicating extensive degassing of magma on its way to the surface. The MgO, NiO and Cr₂O₃ concentration ranges (4.16 to 10.54, 0.13 to 0.52 and 0.02 to 0.08 wt.%, respectively) in Pelagatos rocks indicate that their origin may be related to a peridotitic source from the upper mantle.

1. INTRODUCCIÓN



La subducción de la corteza oceánica alterada y sedimentos juega un rol fundamental en los ciclos geoquímicos de los volátiles mayores (H, C, S y Cl), así como de otros elementos en la tierra. El agua es uno de los componentes volátiles más abundantes reciclados en las zonas de subducción, y su presencia en el magma varía fuertemente con su solubilidad dentro del magma. Los volátiles son desgasificados durante el ascenso del magma a través del conducto magmático hacia la corteza terrestre en una etapa pre-eruptiva (Cervantes y Wallace, 2003; Wallace, 2005).

La exsolución de los volátiles durante éste ascenso controla el estilo eruptivo de los volcanes. Se ha demostrado que las concentraciones de volátiles en fundidos basálticos pre-eruptivos pueden ser altos, y que éstas afectan la explosividad de las erupciones dando lugar a estilos de erupción estromboliano, estromboliano violento e incluso sub-Pliniano (Johnson *et al.*, 2008, 2010).

Las inclusiones de vidrio atrapadas en fenocristales y rápidamente “enfriadas” durante la erupción pueden retener los volátiles disueltos en el fundido, ya que el cristal que hospeda y rodea la inclusión actúa como un contenedor de presión. Los análisis de inclusiones de vidrio han brindado información útil en cuanto a las concentraciones primarias de volátiles de una amplia variedad de tipos de magma de diferentes ambientes tectónicos (Wallace, 2003; Lowenstern, 1995). Los datos de concentraciones volátiles revelan información importante con respecto a la desgasificación del magma durante la erupción de los conos cineríticos y nos brindan una percepción en cuanto a los parámetros que controlan que las erupciones sean explosivas o efusivas. Complementando con análisis de elementos mayores, elementos traza e isótopos radiogénicos se puede llegar a determinar la composición y origen de los componentes que dieron origen al magma estudiado (Johnson *et al.*, 2009).

El objetivo de éste trabajo es examinar la variación temporal del contenido de volátiles del magma que dio origen al volcán monogenético Pelagatos ubicado dentro de la Sierra de Chichinautzin. Asimismo, se busca cuantificar las concentraciones pre-eruptivas de volátiles hospedadas en inclusiones de vidrio en olivinos, y determinar con ésta información una estimación de la profundidad de cristalización al momento del entrampamiento de las inclusiones de vidrio. También, se desea inferir las fases cristalizadas durante el ascenso y desgasificación del magma utilizando el modelo de Boudreau (1999). Adicionalmente, se buscará dar una perspectiva del origen del magma con base en los resultados obtenidos en éste trabajo y en conjunto con trabajos previos (e.g. Guilbaud *et al.*, 2009), mediante la comparación de concentraciones volátiles del volcán Pelagatos y las medidas en el Volcán Xitle por Cervantes y Wallace (2003). Finalmente, se

busca contribuir con información que enriquezca las bases de datos existentes correspondientes al volcán Pelagatos y la Sierra de Chichinautzin.

Se presentan datos obtenidos para concentraciones pre-eruptivas de volátiles y composiciones de elementos mayores en inclusiones de vidrio alojadas en minerales huéspedes de olivino del volcán Pelagatos, en la Sierra de Chichinautzin (SCN), designada como campo monogenético que forma parte de la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM), y que ha sido estudiada debido a la diversidad de la naturaleza de los magmas y la relación tectónica que guarda con los procesos de subducción que la originaron. Las inclusiones de vidrio encontradas en muestras del volcán Pelagatos brindan información importante acerca de la composición, presión de entrapamiento y del contenido de volátiles en el magma antes de la erupción. Para la obtención de las concentraciones volátiles y elementos mayores se utilizaron técnicas analíticas como el espectrómetro infrarrojo de la transformada de Fourier (FTIR) y la Microsonda Electrónica, respectivamente.

En ésta tesis, se describe la zona de estudio, se explica detalladamente la metodología y obtención de los datos, se presentan los resultados, se discute el efecto de los volátiles en los procesos de desgasificación y cristalización fraccionada ocurridos antes de la erupción, ayudados de diagramas de Harker y el modelo PELE (Boudreau, 1999). Se comparan las concentraciones volátiles encontradas con las del volcán Xitle. Para finalizar, se propone un origen para el fundido del volcán Pelagatos basándose en la información presentada en éste trabajo y con base en modelos presentados por varios autores (e.g. Straub *et al.*, 2008; Agustín-Flores *et al.*, 2011; Weber, 2012).

2. MARCO GEOLÓGICO



2.1 Sierra de Chichinautzin

La Sierra de Chichinautzin (SCN) es un campo volcánico orientado en dirección E - W y N60°E, extendiéndose desde la Ciudad de México hasta el estado de Morelos, cuya edad oscila desde el Pleistoceno superior al Reciente, y se ubica en la provincia geológica denominada Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La FVTM ha sido objeto de estudio durante mucho tiempo debido a la amplia diversidad magmática que presenta, un hecho natural al crearse la teoría de Tectónica de Placas fue relacionar directamente esta provincia al proceso de subducción por la relación que guardan las placas oceánicas de Cocos, Rivera y Norteamérica en régimen distensivo (Gómez-Tuena *et al.*, 2005), pero existen algunas discrepancias con respecto a este proceso: 1) una desviación del arco de 16° con respecto a la trinchera y una tendencia E-W; 2) rocas de composición química distinta a las normalmente asociadas con un ambiente de subducción. La FVTM se ha definido como un arco volcánico relacionado con el proceso de subducción (e.g. Wallace, 1999), así también es producto de un magmatismo máfico a intermedio con afinidad calci-alcalina a ligeramente alcalina (Meriggi *et al.*, 2008), el vulcanismo que presenta consiste de estructuras como estratovolcanes grandes y centros volcánicos monogenéticos dispersos.

La SCN constituye uno de los dos campos monogenéticos más importantes ubicados en la porción central de la FVTM, el otro es el Campo Volcánico de Michoacán – Guanajuato (CVMG) ubicado al oeste de la Ciudad de México; además la SCN conforma la parte frontal del arco en esta parte de la FVTM. La SCN está localizada entre los 99° 00' y 99° 20' de longitud W y los 19° 00' a 19° 15' de latitud N (Martín del Pozzo, 1989), tiene como límite norte a la parte sur de la Ciudad de México, límite sur al Valle de Cuernavaca, límite oeste a las sierras de las Cruces y Zempoala, y límite este a la Sierra Nevada (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Además, como límites geográficos se tiene en los extremos E-W dos estratovolcanes, Nevado de Toluca y Popocatepetl respectivamente. El cierre de la Cuenca de México hacia el sur se ha atribuido a la acumulación de las lavas y piroclastos de los volcanes de la SCN (Martín del Pozzo, 1989), así como a la presencia de una estructura en horst (Siebe *et al.*, 2004)

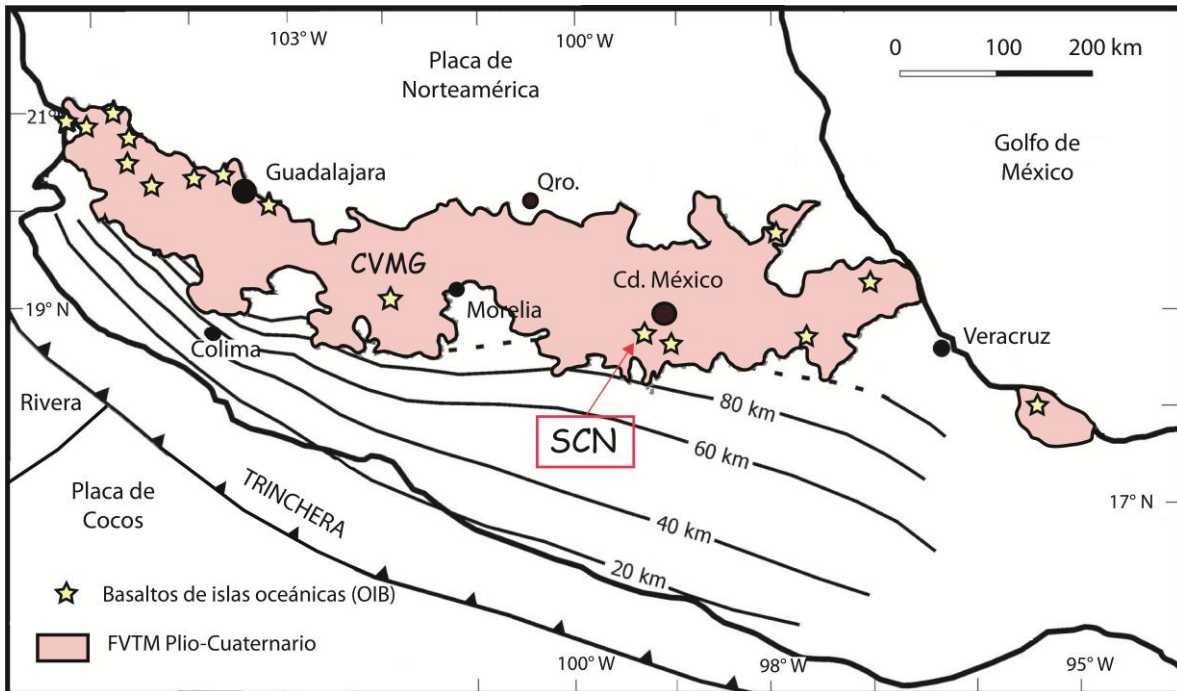


Fig. 1. Mapa de la parte central de México. La FVTM contiene algunas lavas con composiciones de basalto de islas oceánicas (OIB), que hicieron erupción desde hace 5 Ma en diferentes partes del arco junto con el vulcanismo calci-alcálico. Los contornos de la profundidad del slab subducido se marcan en kms. CVMG = Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, SCN = Sierra de Chichinautzin. *Modificado de Ferrari (2004).*

La topografía de la SCN se caracteriza por ser relativamente plana debido a la dominancia de flujos de lava extensos. Han sido identificados más de 220 volcanes de tipo monogenético distribuidos en los estados de México, Morelos y Distrito Federal que ocupan un área aproximada de 2400 km² (Márquez *et al.*, 2002). Las estructuras características de la actividad volcánica constan de conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y domos de lava (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982). La densidad de conos es de 0.1 km² (Bloomfield, 1975).

Los *conos de ceniza* representan el ~ 91% de las estructuras ubicadas en la SCN (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Se considera que todos son monogenéticos y que la mayoría de este tipo de estructuras se produjo por erupciones de tipo estromboliana (Guilbaud *et al.*, 2009).

Los *volcanes tipo escudo* ocupan el $\sim 4.5\%$ de las estructuras de la SCN, p. ej. Volcán Pelado. Éstos se constituyen por extensos flujos de lava fluida. Ocasionalmente en la cima presentan un cono de ceniza (Martín del Pozzo, 1982, Velasco-Tapia y Verma, 2001).

Los *domos de lava* constituyen el $\sim 4.5\%$, están conformados por flujos de lava viscosa (Velasco-Tapia y Verma, 2001).

La SCN contiene una de las concentraciones más altas de volcanes monogenéticos en toda la FVTM, cuyos conos cineríticos, flujos de lava asociados, secuencias de tefra y escudos de lava intercalados con sedimentos aluviales cubren un área de 2500 km^2 (Siebe *et al.*, 2004). Los volúmenes totales de lava en la SCN varían entre 1 y $2 \text{ km}^3/\text{cono}$ y el promedio de la tasa de erupción en el campo fue estimado en $0.8 \text{ km}^3/1000$ años (Siebe *et al.*, 2004). Los diámetros basales de las estructuras varían de 0.1 km a 2 km lo que puede implicar profundidades de hasta 35 a 40 km para los conos más grandes (Velasco-Tapia y Verma, 2001), aunque para los conos pequeños frecuentemente NO se tiene cámara magmática. En general, el índice de explosividad parece haber sido intermedio (Martín del Pozzo, 1982). Los estudios paleomagnéticos y fechamientos isotópicos indican que la actividad volcánica inició durante el Cuaternario con edades inferiores a $700,000$ años debido a la polaridad magnética normal (cron normal de Bruhnes) que presentaron las lavas.

Mediante el diagrama de TAS (Total álcalis vs. sílice) ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2), se han identificado traquibasaltos, basaltos, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y traquiandesitas basálticas (Márquez *et al.*, 1999; Velasco Tapia y Verma, 2001; Meriggi *et al.*, 2008; Martín del Pozzo, 1982, Robidoux (**Fig. 2**), *en proceso*). Tectónicamente la SCN se ha relacionado a un ambiente extensional norte – sur (Márquez y De Ignacio, 2002).

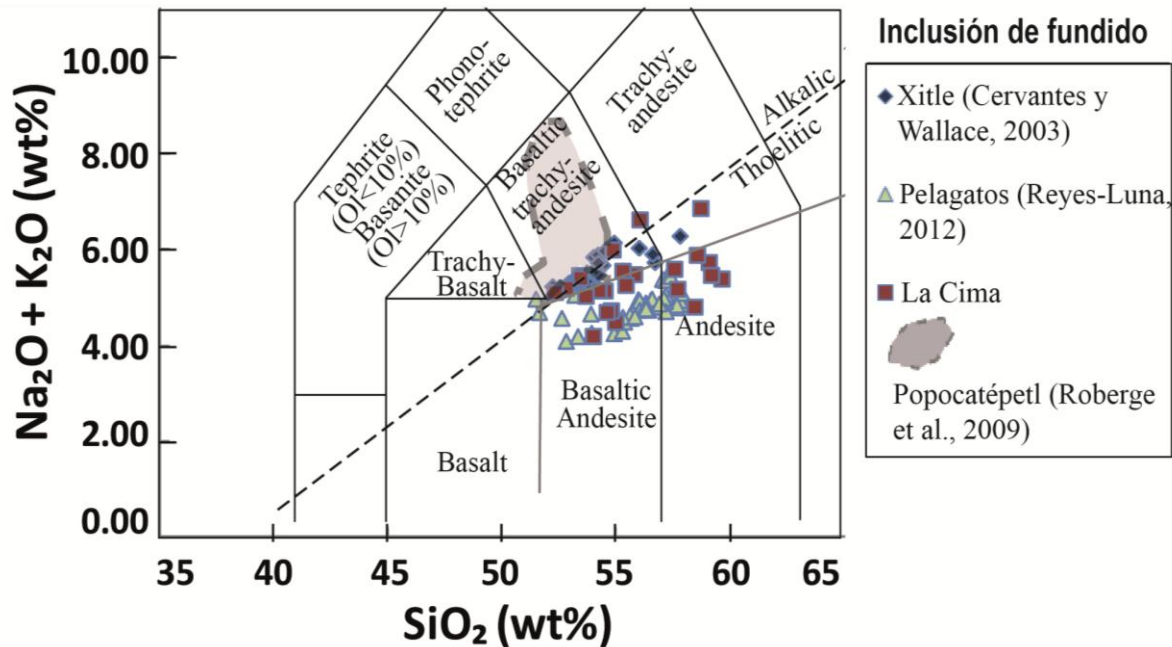


Fig. 2. Diagrama de álcalis vs. sílice de datos obtenidos de inclusiones de vidrio en la SCN. Se eligieron éstos volcanes con fines comparativos debido a que su ubicación es relativamente cercana al volcán Pelagatos y para observar su variación litológica, modificado de Robidoux (*en proceso*).

El espesor de la corteza terrestre que subyace a la SCN (42 km) se ha calculado por medio de gravimetría, (Velasco-Tapia y Verma, 2001), mientras la distancia vertical desde la superficie hasta el slab de la placa subducida ha sido estimada en 150 km mediante tomografía sísmica (Pérez-Campos *et al.*, 2008, **Fig. 3**). Además, se han registrado sismos de pequeñas magnitudes (<4) y focos someros (<20 km) en la SCN (Agustín-Flores, 2009; Wallace y Carmichael, 1999). Esto indica que la SCN juega un papel decisivo en el mecanismo de generación magmática, y que también la inclinación de la placa subducida tiene implicaciones en el vulcanismo del área y de la FVTM, usualmente donde el slab llega a profundidades de 100 km (Pérez-Campos *et al.*, 2008).

Volcán monogenético

Se le llama volcán monogenético a aquel que hace erupción una sola vez. Generalmente se forma una fisura o boca y construye un pequeño edificio en forma de maar, cono de escoria, domo o volcán de escudo. El 50% de las erupciones de conos cineríticos observadas tienen una duración menor a 30 días (Wood, 1980) y el 95% se han terminado en un año o menos, a excepción de los volcanes Parícutín y Jorullo, cuya duración fue de 9 y 14 años respectivamente. El vulcanismo

poligenético a diferencia del monogenético puede presentar actividad intermitente durante un millón de años. La mayor parte de los miles de volcanes monogenéticos que se encuentran en la FVTM y el norte del país (Baja California) son conos piroclásticos, pero no de ceniza sino más bien de lapilli. Este tipo de conos se ha utilizado como material para construcción. Están asociados a lavas y podemos considerar que este tipo de estructuras y productos son el resultado de erupciones de explosividad intermedia parecida al estromboliano (Martín del Pozzo, 1989).

En los campos de volcanes monogenéticos también existen derrames viscosos sin cono. Muchos conos presentan volcanes adventicios o conos sobrepuestos lateralmente sobre una alineación preferencial que nos hace pensar en fracturas profundas que determinan su formación.

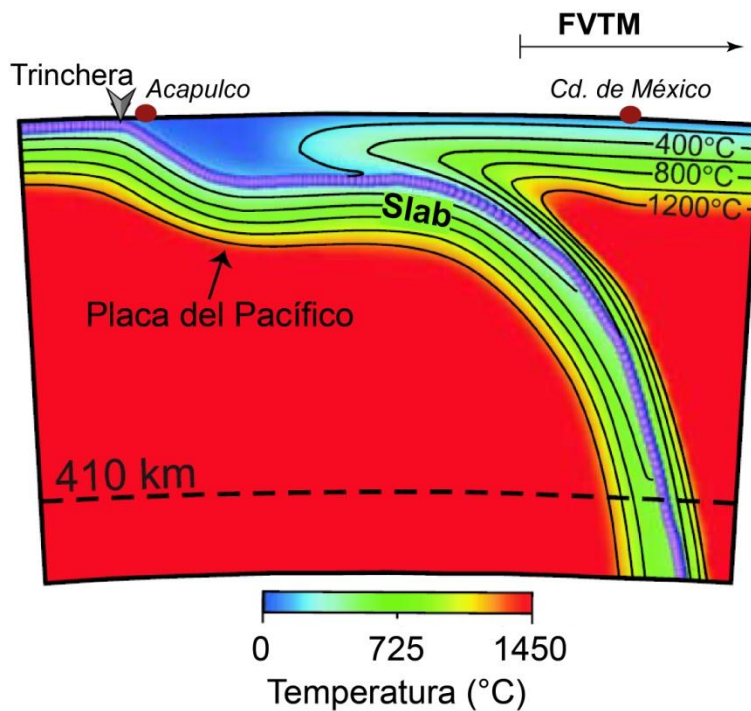


Fig. 3. Modelado termal y estructural de la zona de subducción Meso-Americana. El slab subducido llega a 150 km de profundidad debajo de la Cd. de México. La distancia horizontal de la sección desde Acapulco hasta la Cd. de México es de ~300 km, la cual se encuentra inmediatamente al N de la SCN. Modificado de Pérez-Campos *et al.* (2008). FVTM = Faja Volcánica Transmexicana.

2.2 Volcán Pelagatos

Se eligió el volcán Pelagatos, ubicado dentro de la SCN, como objeto de estudio por estar morfológicamente bien preservado, no haber sido estudiado con anterioridad por medio de inclusiones de vidrio, tener la estratigrafía previa de las capas de donde se derivaron las muestras (Guilbaud *et al.*, 2009) y por la obtención de una cantidad considerable de fenocristales de olivino a partir de las muestras recolectadas para realizar los análisis geoquímicos planteados para éste trabajo.

Pelagatos está localizado a 30 km oeste-noroeste del estratovolcán Popocatepetl y 20 km al suroeste de la Ciudad de México, se encuentra dentro de la SCN, previamente descrita (**Fig. 4**). Sus componentes se limitan a un cono principal de escoria ligeramente asimétrico (cráter irregular), dos “ridges” de escoria que tienen una alineación en dirección E-W, y un flujo alargado de lava (Guilbaud *et al.*, 2009).

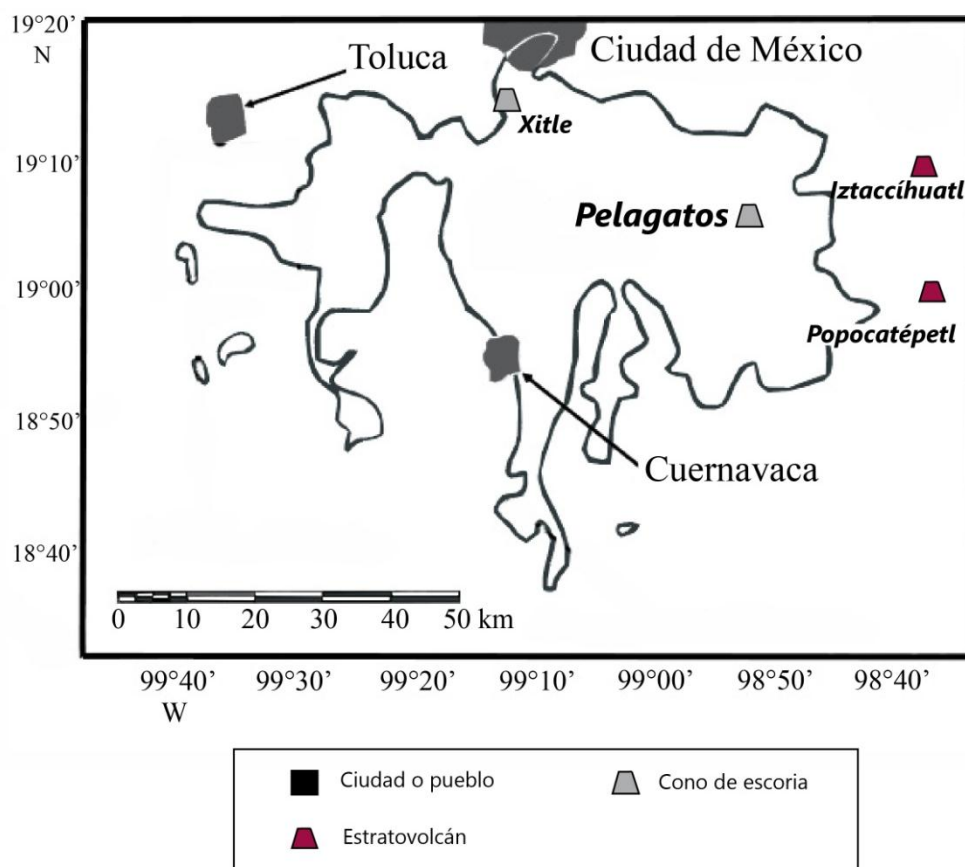


Fig. 4. Localización del volcán Pelagatos dentro de la SCN. La SCN es uno de los campos monogenéticos más importantes en la República Mexicana, en el mapa se hace una referencia a las ciudades principales de la zona, modificado de Meriggi *et al.* (2008).

En el lado SW del cono está expuesta una cantera cuya localización es N 19° 08' 33.0" y W 98° 58' 17.1" (**Fig. 5**), que se ha ocupado para extraer material para la construcción, y la cual dispone de una gran sección estratigráfica expuesta estudiada por Guilbaud *et al.* (2009). El cono de Pelagatos (3020 m.s.n.m) tiene ~ 50 m de alto, 300 - 350 m en el diámetro de la base y en su lado sur está brechado. Con estos datos Guilbaud *et al.* (2009) reportó un radio geométrico (altura cono/ancho basal) de 0.14 – 0.17, cercano a la proporción típica (0.18) considerada para conos jóvenes (Guilbaud *et al.*, 2009). La colada de lava que produjo es de 7 km de largo y de 0.5 a 1 km de ancho, con un espesor promedio de 7.5 m y un volumen de ~0.031 a 0.035 km³ (Agustín-Flores *et al.*, 2011).

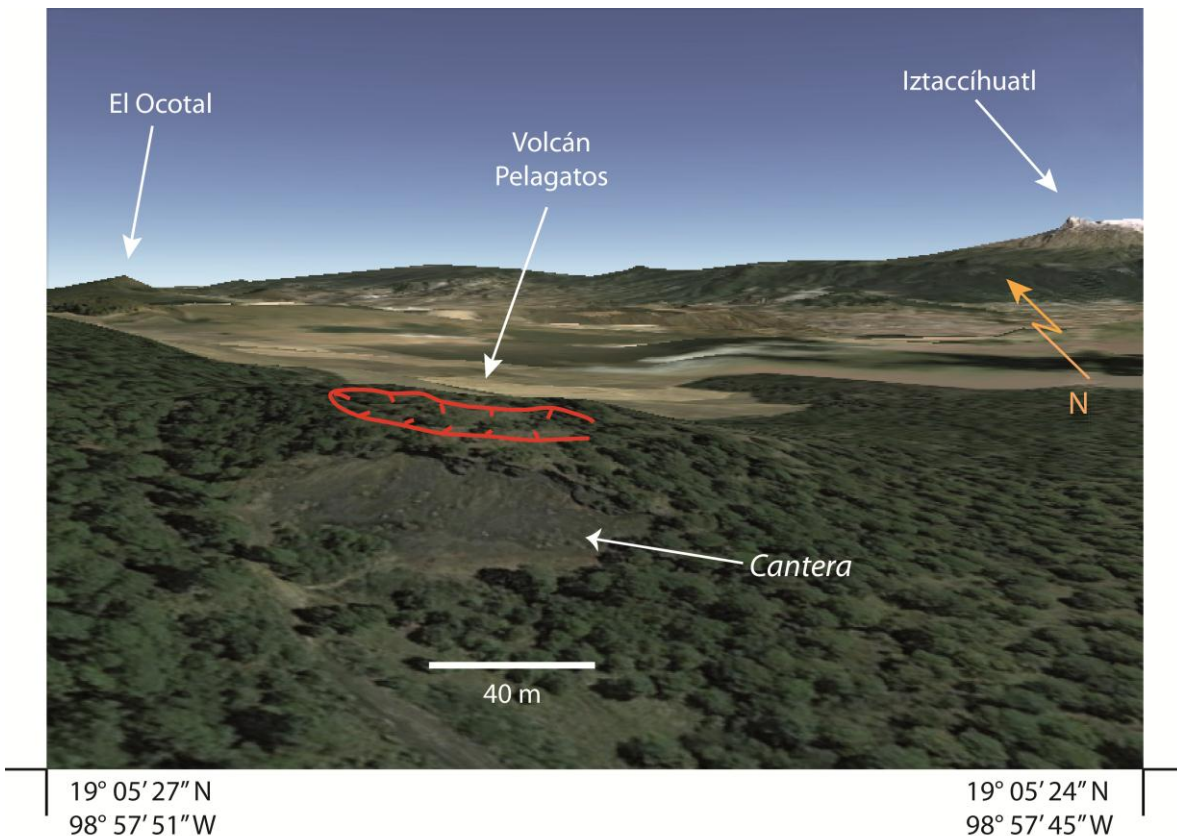


Fig. 5. Imagen aérea del cono principal del Pelagatos. Tomada de Google Earth (Imágenes de 2005). El cráter del volcán está marcado en color rojo. Los flujos del volcán corren en direcciones S y NE principalmente.

La base de la lava y su contacto con el paleosuelo no está expuesta, por lo que no se tienen datos precisos de la edad del inicio de la erupción pero debido a que los productos de Pelagatos no están cubiertos por la pómez pliniana Tutti Frutti del Popocatepetl datada a ~14,000 años A.P.

(Agustín-Flores *et al.*, 2011) se supone que la erupción ocurrió hace menos de 14,000 años. Recientemente, Guilbaud *et al.* (2009) obtuvo una edad de radiocarbono de 2520 ± 105 años A.P. al fechar un suelo sobre las lavas, ésta se estableció como una edad mínima, lo que indica que la erupción ocurrió en un intervalo de 14,000 – 2520 años A.P.

Las capas presentes en la cantera del cono son de material grueso y fino, la mayoría de estas capas es de gradación inversa, aunque los estratos superiores muestran gradación normal. Los productos consisten en andesita basáltica pobre en fenocristales y rica en microlitos, los tamaños de los fenocristales de olivino reportados por Guilbaud *et al.* (2009) varían de 50 a 600 μm .

La proporción de olivinos es escasa en las muestras de escoria recolectadas y usualmente se encuentran aislados. La principal característica y también el motivo de éste trabajo es porque contienen inclusiones de vidrio generalmente $\leq 550 \mu\text{m}$.

Los diferentes tipos de clastos encontrados en el depósito fueron bombas, clastos gruesos (16 mm - 10 cm), vesiculares, finos (1 mm) clastos de sideromelana, clastos de taquilita y fenocristales de olivino. Una descripción más detallada se encuentra en Guilbaud *et al.* (2009). La secuencia fue dividida en 3 unidades principales por Guilbaud *et al.* (2009), unidad A, B y C (**Fig. 6**), de donde se extrajeron los fenocristales de olivino, específicamente de los horizontes P27, P45 y P50.

Los estudios previos de Pelagatos mencionan que la erupción fue estructuralmente controlada por una fisura orientada E-W y paralela a otras fallas que afectan el campo volcánico de la SCN (Márquez *et al.*, 1999, Guilbaud *et al.*, 2009). La erupción inicio con una fase efusiva que formó un flujo de lava emitido por una fisura. El flujo siguió la dirección de una depresión delineada por los márgenes de los flujos de conos antiguos, continuó con una fase de alternancia y/o actividad simultánea de explosividad y efusividad que construyó un cono de escoria de 50 m de altura en la parte final al oeste de la fisura y formó un flujo de lava compuesto cerca de la boca. Los primeros flujos fluyeron al S, después tomaron una dirección NE, por lo que se distinguen al menos dos flujos de lava principales estudiados por Agustín-Flores *et al.* (2011).

La erupción del Pelagatos es considerada monogenética por la ausencia de suelo entre los productos de las 2 fases eruptivas. El pequeño tamaño del cono sugiere que se formó en menos de un día hasta cerca de un mes. El volumen total de lava expulsado fue de $\sim 4 \times 10^7 \text{ m}^3$, y la erupción pudo haber durado de 6 días a 16 meses (Guilbaud *et al.*, 2009).

La actividad explosiva del Pelagatos fue de mediana a alta magnitud y se ha descrito como una erupción de tipo *estromboliano* fuerte, debido a las altas viscosidades del magma y altas tasas de ascenso. Los conos de escoria pueden tener una amplia variedad de estilos eruptivos, aunque por su pequeño tamaño, morfología simple y composición máfica a intermedia a veces no es reconocido (Guilbaud *et al.*, 2009).

Con datos obtenidos del volcán Xitle por Cervantes y Wallace (2003) se busca hacer una comparación cuantitativa y cualitativa del modelo geoquímico obtenido para el volcán Pelagatos en este trabajo.

2.3 Volcán Xitle

El volcán Xitle está ubicado en el lado norte de la SCN y (32 km al NW del Pelagatos) al sur de la Ciudad de México (**Fig. 7**). Es un cono de escoria basáltica, con una altura de 150 m desde la base y 500 m de diámetro basal, cuyas lavas cubren 70 km² extendiéndose hacia la Cuenca de México con flujos de hasta 12 km que se propagaron desde el cráter a través de tubos de lava (Siebe, 2000). Al sur y suroeste del cono, se encuentran depósitos de caída de tamaños variables que consisten principalmente de escoria basáltica, fragmentos líticos basálticos y vidrio.

Se supone que la erupción fue predominantemente efusiva con flujos de lava que conforman el ~95% del material expulsado, aunque hubo una fase de actividad explosiva al inicio de la erupción (Cervantes y Wallace, 2003). Las lavas encontradas son de dos tipos: *aa* y *pahoehoe*.

La erupción de Xitle es importante ya que es considerada como la más reciente en la SCN. Siebe (2000) realizó una datación utilizando el método radiométrico C¹⁴ obteniendo como edad para las lavas de Xitle ~1700 años, aunque Delgado *et al.* (1998) obtuvo una edad de ~2000 años A.P. La estratigrafía eruptiva de Xitle es la mejor estudiada de cualquier volcán en la SCN (Delgado *et al.*, 1998).

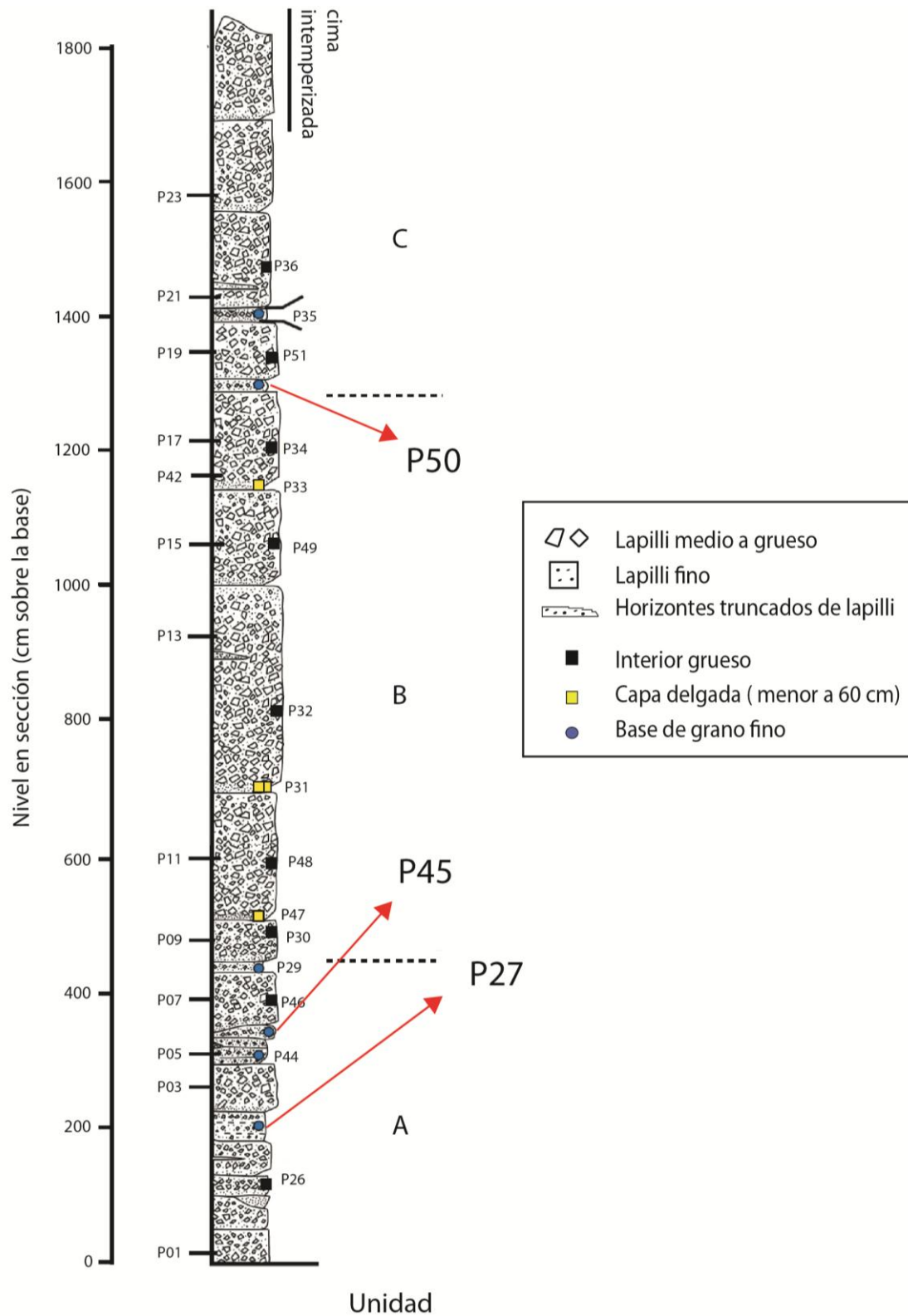
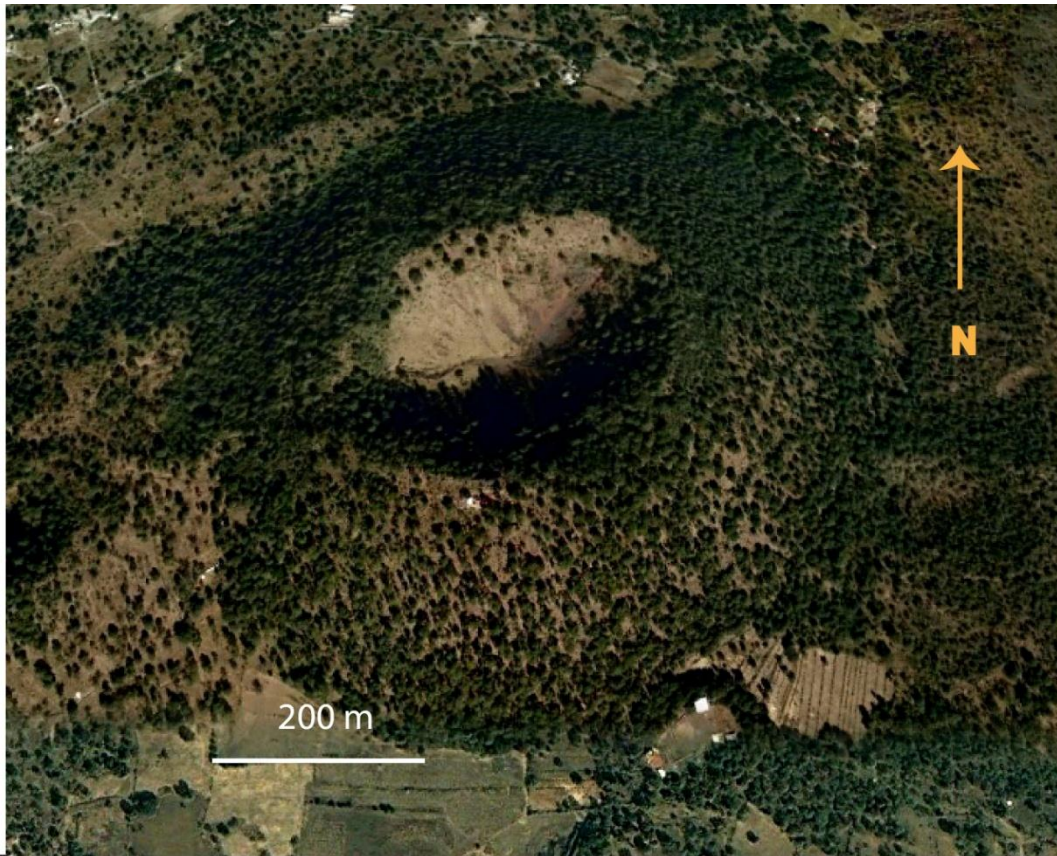


Fig. 6. Secuencia estratigráfica del volcán Pelagatos. Las unidades A, B y C estudiadas por Guilbaud *et al.* (2009) contienen los horizontes analizados (P27, P45 y P50) en éste trabajo. El tamaño de los clastos es relativo al tamaño real encontrado en el afloramiento.



19° 14' 32" N
99° 13' 35" W

19° 14' 31" N
99° 13' 02" W

Fig. 7. Imagen del volcán Xitle. Este volcán ha sido uno de los volcanes más estudiados de la SCN debido a que su erupción es de edad relativamente reciente. Tomada de Google Earth (imágenes de 2009).

3. Inclusiones de Vidrio



Los diferentes tipos de inclusiones que se pueden encontrar dentro de los minerales son: inclusiones fluidas o inclusiones sólidas. Las inclusiones sólidas pueden ser de dos tipos: inclusiones minerales o inclusiones de vidrio (Hurlbut y Kammerling, 1993). Para los fines de éste trabajo se estudiaron las inclusiones de vidrio.

Las inclusiones de fundido silicatado ("*melt inclusions*", MI por sus siglas en inglés) o también llamadas inclusiones de vidrio (IV) son pequeños pedazos de fundido silicatado atrapado dentro de fenocristales provenientes de rocas ígneas tanto intrusivas como extrusivas. Pueden ser vítreas o cristalinas y contener altas concentraciones de elementos volátiles que normalmente escapan de los magmas durante la desgasificación.

Estas inclusiones se forman a altas presiones (<2.5 kbar) y se encuentran en cristales relativamente incompresibles por lo que conservan las concentraciones de volátiles que contenía el magma al momento del entrapamiento. El análisis de este tipo de inclusiones arroja información directa con respecto al contenido de volátiles en los sistemas magmáticos, lo que permite tener un mejor entendimiento de la geoquímica ígnea y de los procesos magmáticos. Se han utilizado para caracterizar la composición de fluidos inmiscibles y para estudiar procesos petrogenéticos como la cristalización fraccionada y la mezcla de magmas (Lowenstern, 1995). También han servido para la comprensión de la fusión del manto, procesos de metasomatismo, la formación de minerales económicos, la diferenciación pegmatítica, la ciencia planetaria, entre otros.

3.1 Tipos de inclusiones de vidrio

Las inclusiones de vidrio se dividen en primarias y secundarias. Las primeras se refieren a aquellas que son atrapadas durante el crecimiento del cristal y brindan información acerca de la evolución del magma. Las secundarias se refieren a las que son atrapadas en fracturas ocasionadas por el ascenso del magma (Lowenstern, 1995). La mayoría de las inclusiones de vidrio contiene una sola fase durante el entrapamiento (líquido silicatado), pero durante el ascenso y enfriamiento del magma esa fase puede separarse formando una burbuja de vapor o bien, formando cristales (Roedder, 1984).

Existe otra clase de inclusiones llamada mezcladas, formadas por el entrapamiento de más de una fase además del fundido silicatado (Lowenstern, 2003). A diferencia de las anteriores éstas contienen líquido hipersalino y/o vapor de baja densidad.

Definiciones de inclusiones magmáticas en fenocristales según Lowenstern (2003)

Inclusión de vidrio (MI)	Contiene vidrio o vidrio con cristales
Inclusión fluida (FI)	Contiene uno o más fluidos a temperatura ambiente y nada de vidrio o vidrio cristalizado
Inclusión fluida enriquecida en vapor	Inclusión fluida con > 50% vol. de la burbuja a temperatura ambiente
Inclusión mixta	Más de una fase magmática atrapada
Fundido Hidrosalino	Solución fundida de sales y H ₂ O

Aunque las inclusiones de vidrio han sido encontradas en todas las rocas volcánicas, eso no implica que estarán inmersas en cada uno de los cristales presentes. Para el análisis de las IV se han utilizado minerales como olivino, cuarzo, sanidino, leucita, apatito, plagioclasa y piroxeno. En los últimos dos, las IV tienden a alojarse en sus planos de crecimiento. Sin embargo, minerales como olivino y cuarzo han sido utilizados para la mayoría de los estudios en IV porque en comparación de los otros minerales, éstos sobreviven a la erupción y a la preparación de la muestra sin ser facturados.

Los mecanismos de entrapamiento propuestos por Roedder (1984) incluyen:

- Suministro no uniforme de nutrientes (elementos) a las caras de los cristales resultando en crecimiento esquelético.
- Subenfriamiento, también resultando en crecimiento esquelético.
- Formación de reentrantes en el cristal durante los eventos de resorción, seguido por crecimiento del cristal. Primero un reentrante local de fundido se forma donde el crecimiento es lento, una vez que esa bolsa se forma tiende a alargarse.
- Humedecimiento por una fase separada inmiscible que crea irregularidades en el crecimiento del cristal resultando en el entrapamiento de la fase así como del fundido.

Las inclusiones de vidrio pueden adquirir diferentes formas durante su formación, y son clasificadas principalmente en tres tipos: las completamente cerradas (*“fully enclosed”*), inclusiones *“hourglass”* o de reloj de arena y las reentrantes (*“reentrant”*).

Las inclusiones *completamente cerradas* (*“fully enclosed”*; **Fig. 8**) son aquellas que son atrapadas dentro del cristal y no tienen alguna conexión con el exterior, solo se pueden comunicar con el magma exterior por medio de difusión a través del cristal donde se encuentran, pero también serán las que provean los datos más precisos sobre las concentraciones volátiles.

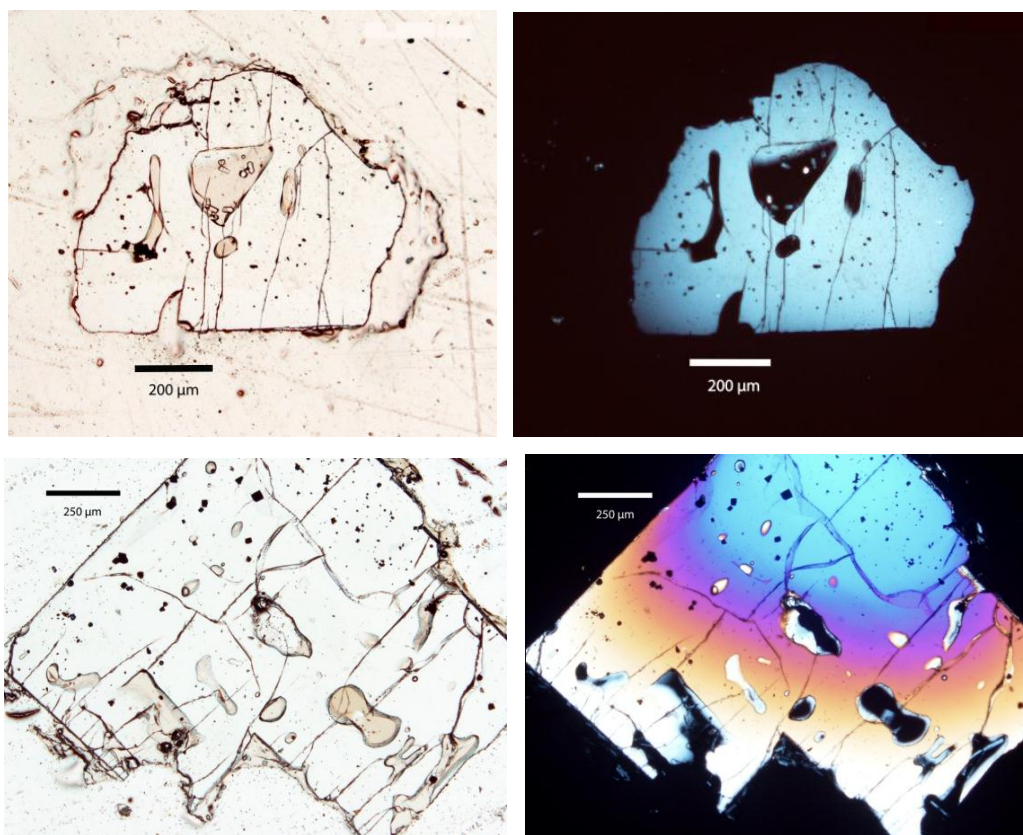


Fig. 8. Fotografías de cristales de olivino con inclusiones completamente cerradas (color pardo). Aumento de 4x, luz transmitida y nícoles cruzados. Muestras P45-2 (arriba) y P27-01 (abajo).

Las inclusiones de reloj de arena o *“hourglass”* (Anderson, 1991; **Fig. 9**) están implícitas en cristales que no cierran completamente, de manera que permanecen conectadas al exterior por medio de un angosto cuello que conecta el borde del cristal con el cuerpo de la inclusión. Esto retarda la pérdida del fundido y por consiguiente permite mantener el contenido de volátiles a través del tiempo. El magma externo y las IV están en continuo contacto físico, se comunican por

medio de difusión a través del cuello, que usualmente contiene fundido silicatado o una fase de vapor. Debido a que el sistema permanece abierto, durante el enfriamiento y descompresión del magma, el vapor o fundido fluyen a través de él durante el ascenso del magma. La mayoría de este tipo de inclusiones contiene burbujas de gas (de una a varias) que estaban presentes en el magma antes de la erupción. Éstas una vez dentro del cristal, pueden expandirse empobreciendo el fundido en volátiles disueltos forzando al fundido a ser expulsado a través del cuello (Anderson, 1991). Las inclusiones de reloj de arena libres de burbuja, pueden cambiar sus contenidos en volátiles solo por difusión, por lo tanto sus concentraciones volátiles reflejarán los volátiles disueltos en el fundido externo poco antes del tiempo de la erupción.

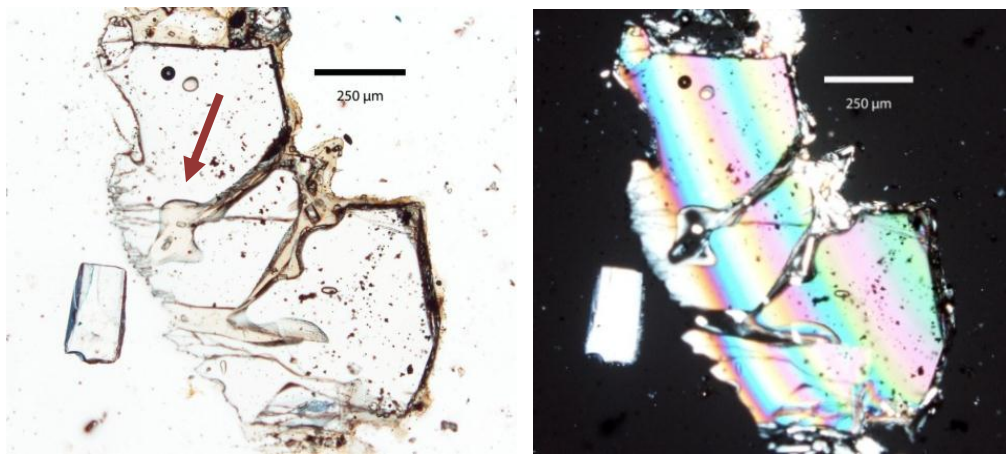


Fig. 9. Fotografía de un cristal de olivino con una *inclusión de reloj de arena o "hourglass"*, la cual se caracteriza porque la inclusión está conectada por un cuello angosto al exterior. Aumento de 4x, luz transmitida y nícoles cruzados. *Muestra P27-05.*

Las inclusiones reentrantes (**Fig. 10**) difieren de las hourglass porque tienen cuellos anchos y abiertos, éste tipo de inclusiones reflejan el crecimiento lento, o no crecimiento local de una parte del cristal huésped y están típicamente llenas con vidrio, desvitrificadas o cristalizadas; también se comunican con el ambiente magmático coexistente por difusión a través del fundido. Las IV reentrantes que no presentan burbuja de vapor también pueden ser usadas para medir los volátiles disueltos en el fundido externo coexistente poco antes de la erupción.

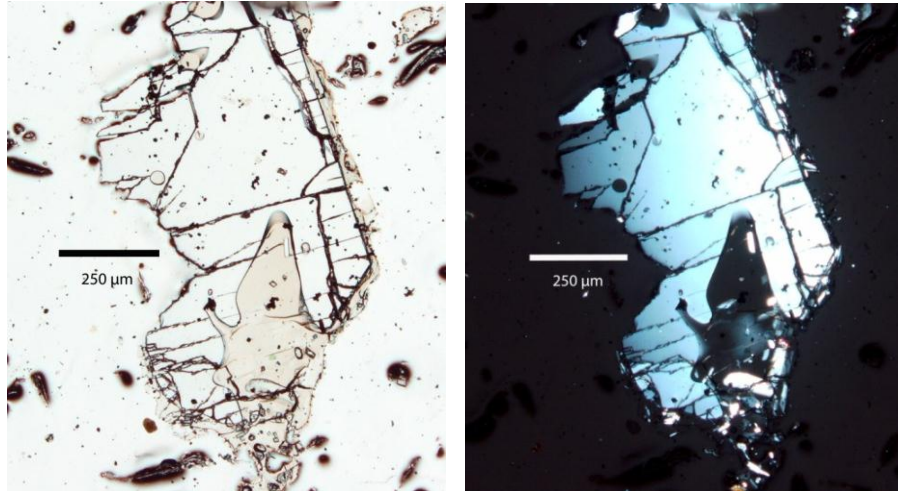


Fig. 10. Imagen de un cristal de olivino con una *inclusión reentrante*. Se distinguen por tener cuellos anchos y abiertos que se comunican con el magma. Aumento de 4x, luz transmitida y nícoles cruzados. *Muestra P27-07.*

Cabe mencionar que no todas las IV en un mismo cristal o provenientes del mismo horizonte, contienen concentraciones representativas de volátiles de la fase fundida, aunque el tiempo de entrapamiento esté relacionado a otras IV que sí contienen volátiles. Lo anterior, se debe a que a veces el sistema permanece abierto durante el ascenso del magma, por lo que los volátiles son exsueles dejando así a las inclusiones empobrecidas en volátiles.

Algunos autores han analizado las composiciones de elementos mayores encontradas en las IV, las han comparado con matriz de vidrio y han concluido que las IV sí son representativas del fundido a partir del cual se formaron los cristales, aunque en ocasiones los elementos traza varían significativamente (Wallace, 2005; Roberge *et al.*, 2009).

3.2 Dentro de las inclusiones de vidrio después del entrapamiento

Algunos fenocristales en los que las inclusiones de vidrio son atrapadas son incompresibles, del tal manera que después del entrapamiento el volumen permanece casi constante (Anderson, 2003).

La inclusión puede cambiar de diferentes maneras después de la formación como son: forma, tamaño, encogimiento de la burbuja, composición, cristalinidad, fracturamiento y goteo.

Algunos cambios se dan porque:

- Ocorre la cristalización de una pequeña cantidad de fundido en la pared o resorción del cristal huésped, lo que puede cambiar la composición del fundido incluido.
- Las inclusiones de vidrio están fracturadas debido a que el fundido tiende a expandirse más que los cristales durante la descompresión, por lo tanto es común que una inclusión larga de fundido esté fracturada, mientras las pequeñas suelen permanecer intactas (Anderson, 2003).
- Una rápida descompresión y sobrepresurización dentro de la inclusión, o incluso un choque termal resultará en el fracturamiento del fenocristal. Otra circunstancia es el gran gradiente de presión existente entre la inclusión y el exterior del cristal, lo que provoca la nucleación de volátiles en forma de burbuja y a veces esto resulta en fracturamiento (Anderson, 2003).

3.3 Burbujas en las IV

Una vez atrapada la inclusión, puede contener volátiles o estar al vacío, en ocasiones debido a la diferencia de temperatura con el exterior la fase tiende a separarse y formar una o varias burbujas. Con el ascenso y descompresión las burbujas se expandirán, parte debido a la descompresión y parte debido a la exsolución. La formación de una burbuja puede significativamente empobrecer el fundido en CO₂ debido a su baja solubilidad. Aparentemente, presiones inferiores significativas son necesarias para inducir la nucleación de la burbuja, especialmente cuando las tasas de enfriamiento son altas. La burbuja que se forma en las inclusiones de vidrio es usualmente llamada burbuja encogida o "*shrinkage bubble*".

El enfriamiento lento permite la cristalización de la IV (usualmente descritas como desvitrificadas), pero a su vez el grado de cristalización parece estar relacionado con el tamaño de la burbuja formada y el enfriamiento (**Fig. 11D**). Así, mientras las tasas de enfriamiento son menores, las burbujas tienen más tiempo para formarse y equilibrarse con los fundidos, y así crecer y parcialmente cristalizar (Lowenstern, 1995).

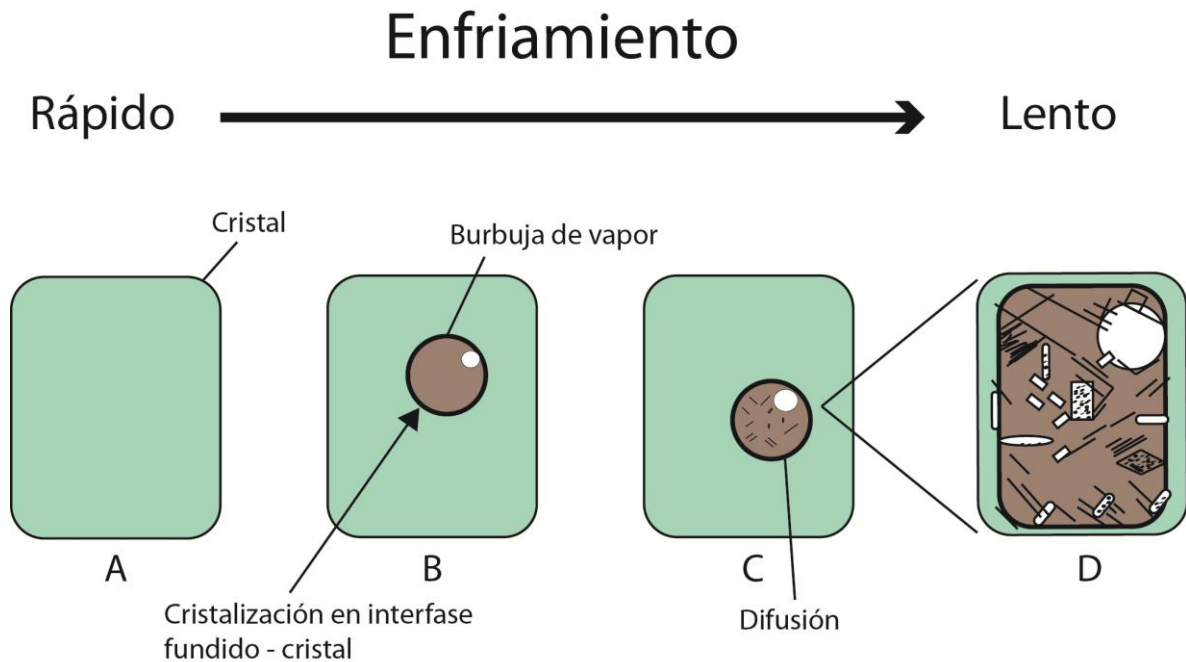


Fig. 11. Cristales huéspedes con inclusiones de vidrio que pasan por diferentes tasas de enfriamiento. *Modificado de Lowenstern (1995).* A) Enfriamiento rápido, no existe formación de cristales y/o burbujas. B) Si una burbuja puede nuclear durante un enfriamiento lento, ocurre cristalización a lo largo de la interfase fundido-cristal. C) La difusión durante el enfriamiento lento permite que la burbuja crezca y que el fundido en parte cristalice. D) Un enfriamiento muy lento permite la cristalización de la inclusión casi completamente. Las escalas del tiempo para la nucleación de la burbuja y cristalización son dependientes de la composición, así la baja viscosidad en IV basálticas quizá cristalizará totalmente en unos pocos minutos, mientras las IV más viscosas riolíticas quizá no cristalicen.

Se ha encontrado que las inclusiones provenientes de flujos piroclásticos enfriados lentamente comúnmente están cristalizadas, mientras que aquellas donde hubo enfriamiento rápido contienen inclusiones intactas. Estudios experimentales (Lowenstern, 1995), también confirman que el enfriamiento rápido probablemente permite la formación de las IV sin la presencia de una burbuja (**Fig. 11A**).

En las inclusiones sin fracturas, la burbuja (si es que contiene) es comúnmente más pequeña que el volumen total que ocupa la inclusión, aunque esto depende del enfriamiento de la IV como se mencionó anteriormente. Típicamente una burbuja encogida constituirá del 0.2 al 5 % del volumen total de la IV.

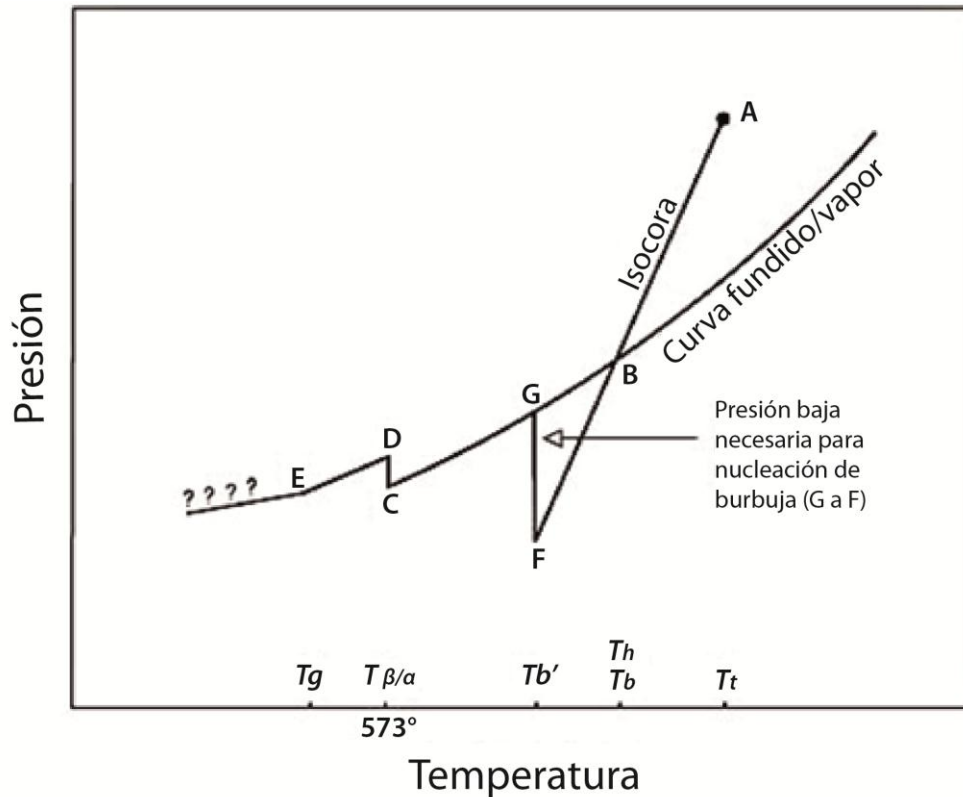


Fig. 12. Esquema de la trayectoria presión-temperatura para una inclusión de vidrio silicatada en cuarzo. *Modificado de Lowenstern (1995).*

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

La mayoría de los estudios, evitan burbujas o inclusiones que contienen burbujas, con el fin de simplificar la interpretación de las composiciones de IV. Sin embargo, el tamaño, la distribución y la composición de las burbujas revelan la historia de la inmiscibilidad del fluido, desgasificación y tasa de ascenso del magma huésped (Lowenstern, 1995).

Todo el CO_2 y H_2O deberá estar disuelto en el fundido (vidrio en la IV) si no hay burbuja presente, así el total de ambos contenidos disueltos en el vidrio son usados directamente para obtener la presión de saturación de la formación de gas en la inclusión, que es el mínimo de presión

requerido para disolver el H₂O y CO₂ detectado. Así sin tener en cuenta el origen de las burbujas, las inclusiones libres de burbujas tienen un significado especial para la presión de formación de la inclusión.

En resumen, por lo menos hay 3 razones por las que una burbuja es hallada dentro de una IV:

- 1.- La burbuja se forma durante el enfriamiento a un volumen constante de fundido silicatado homogéneo, causando despresurización y saturación resultante con una fase de baja densidad (**Fig. 12**).
- 2.- Durante el goteo de la inclusión de vidrio.
- 3.- Si representa vapor magmático que fue coatrappado con fundido en una inclusión mixta.

Cuando las IV se mantienen a altas temperaturas, éstas pueden cambiar de forma sin tomar en cuenta si están cristalizadas o no; asimismo, estas altas temperaturas permiten redistribuir el mineral huésped permitiendo controlar la distribución de la inclusión. Es importante señalar que las IV sólo representan una sola fase dentro del reservorio del magma: *la fase fundida*. Para calcular el total se debe tomar en cuenta la cantidad relativa de fundido, cristales y fluidos exsueños (Wallace, 2003).

Las variaciones locales entre los resultados obtenidos mediante las IV son significativas, pero las variaciones múltiples se correlacionan bien de cristal a cristal y así junto con datos texturales y de campo, reflejan la amplia evolución del magma espacio-tiempo (Anderson, 2003).

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

El tipo de información que se puede obtener de las inclusiones de vidrio es la:

- Concentración de los volátiles disueltos en el magma (H₂O, CO₂, Cl, S, F, B, Li y metales económicos).

- Presión mínima de cristalización.
- Temperatura aproximada durante la cristalización (Roedder, 1984; Sugawara, 2000).
- Evidencia de fluidos exseltos durante la cristalización de fenocristales (Lowenstern, 1995).
- Evidencia de mezcla magmática.
- Composición de la fase fundida en granitos (Lowenstern, 1995).
- Escala de tiempo del magmatismo/vulcanismo (Lowenstern, 1995).

Por otra parte, la información que *NO* se puede obtener es:

- La composición total del magma (fundido + fenocristales + fluido exsuelto).
- La presión máxima de entrapamiento (profundidad).
- Los mecanismos por los cuales el fluido escapó del magma, destino de los fluidos exseltos del magma.
- El rol del magma en la formación de depósitos epitermales.

4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA



4.1. Sierra de Chichinautzin

Trabajos previos indican que las rocas de la Sierra de Chichinautzin, muestran una textura porfirítica con <26% de fenocristales, algunas presentan un alto porcentaje de vesículas (~6-10%). El olivino con inclusiones de espinela de cromo y la plagioclasa, son los dos fenocristales más abundantes. Todos los basaltos y andesitas basálticas contienen la paragénesis olivino ± plagioclasa (Wallace y Carmichael, 1999), aunque se han reportado otras asociaciones mineralógicas como ortopiroxeno ± olivino ± clinopiroxeno ± plagioclasa. Algunas de éstas tienen texturas de desequilibrio mineralógico (bordes de reacción y zonación) y minerales hidratados (Velasco y Verma, 2001).

La mayoría de los estudios indica que los magmas pertenecientes a la SCN tienen una afinidad de tipo calci-alcalina. Bloomfield (1975) identificó magmas de tipo máfico; Wallace y Carmichael (1999) identificaron magmas máficos con características tanto alcalinas como calci-alcquinas que con alto contenido de MgO y Ni que se acercan a los esperados para magmas producidos por la fusión parcial de un manto peridotítico.

Las altas concentraciones inusuales de TiO₂ halladas en las rocas de la SCN, alentaron a algunos autores a proponer que los magmas de la SCN no estaban relacionados con la subducción de la placa de Cocos debajo de México. De hecho, Márquez *et al.* (1999) y Márquez y de Ignacio (2002) propusieron el surgimiento de una pluma del manto profundamente asentada en el centro de México, capaz de generar magmas tipos OIB. Por el contrario, otros autores reconsideraron la presencia de los magmas enriquecidos de la SCN a través de la subducción de la placa de Cocos, causando la advección de las porciones enriquecidas del manto desde el manto de tras-arco (Wallace y Carmichael, 1999); o bien, la presencia de una ventana de la placa capaz de inducir un flujo del manto profundo en la región de la cuña (Ferrari, 2004). La existencia de una fuente del manto híbrida es basada también en las diferencias halladas en la composición de espinela y los análisis de la roca total (Meriggi *et al.*, 2008).

Las relaciones de Sr, Nd y Pb isotópicas y las variaciones en concentraciones de elementos mayores y traza del oeste de la SCN indican, que la cristalización fraccionada y la asimilación de la corteza son los principales procesos evolutivos en el área (Meriggi *et al.*, 2008).

4.2. Volcán Pelagatos

La erupción del volcán Pelagatos produjo rocas de textura porfírica y afanítica, cuyas fases minerales son fenocristales de olivino (inclusiones de espinela) y matriz de Olivino \pm Opx \pm Cpx \pm microlitos de plagioclasa (Andesina) \pm óxidos \pm vidrio (Agustín-Flores, 2009). El volcán Pelagatos, se ha clasificado químicamente en trabajos previos como andesita basáltica, aunque petrográficamente parecido a basalto. Los productos piroclásticos del Pelagatos, contienen menores cantidades de óxidos que las primeras lavas emplazadas, posiblemente por consecuencia de un cambio en el estilo eruptivo (Agustín-Flores *et al.*, 2011). Algunos microcristales de clinopiroxeno están intercrecidos con plagioclasa. El clinopiroxeno (augita) solo se encuentra en la matriz. Algunos fenocristales presentan bordes de reacción (evidencia de desequilibrio). Óxidos opacos están presentes en la matriz de las lavas (Guilbaud *et al.*, 2009).

Las vesículas presentes conforman hasta el 20% del volumen total. Los cristales de olivino, presentan inclusiones de óxidos (espinela de Cr) con hábitos subhedral a euhedral de color oscuro a pardo oscuro y con tamaños menores a 40 μm (**Tabla 1**). Los olivinos muestran núcleos enriquecidos en Mg (Fo 87-91) y bordes menos enriquecidos (Fo 83-87). El vidrio es muy abundante (<40%) (Guilbaud *et al.*, 2009).

Se han reportado xenolitos de cuarzo presentes en la escoria del Pelagatos (algunos son bordeados por coronas de augita) (Guilbaud *et al.*, 2009; Agustín-Flores *et al.*, 2011). La textura vesicular en los vidrios de escoria del Pelagatos y la angularidad de los clastos, indican una intensa desgasificación (volátiles) durante el rápido ascenso del magma (alta viscosidad, sin tiempo de asimilación), y una alta explosividad (Guilbaud *et al.*, 2009).

El tamaño de los fragmentos encontrados (lapilli grueso a bombas), su morfología, vesicularidad y otros rasgos señalan al estilo eruptivo del volcán Pelagatos como de tipo estromboliano (Guilbaud *et al.*, 2009).

Los productos del Pelagatos son considerados representativos de las series magmáticas calci-alcalina de arco continental, aunque algunas muestras han sido clasificadas geoquímicamente como OIB (“*Ocean Island Basalt*” por sus siglas en inglés o Basalto de Isla oceánica; Meriggi *et al.*,

2008). La presencia de inclusiones de Cr en olivino es típica de magmas relativamente primitivos que no han sufrido un fraccionamiento significativo de clinopiroxeno (Schaaf *et al.*, 2005). La composición máfica de los productos del Pelagatos y sus texturas de desequilibrio indican magmas que tuvieron una cristalización rápida, un menor fraccionamiento y tiempos cortos de residencia en la corteza (Agustín-Flores *et al.*, 2011; Guilbaud *et al.*, 2009).

Schaaf *et al.* (2005), reportó que la composición obtenida para la IV en olivino del Pelagatos de la muestra 96365 es similar a la muestra analizada para el domo del volcán Popocatepetl (1996). También, señaló que la muestra se encuentra entre las lavas calci-alcálicas de andesita basáltica más primitivas y ricas en Mg, y consideró el hecho de que podría representar un magma parental dominante para el volcán Popocatepetl y los centros máficos que lo rodean.

4.3. Volcán Xitle

Los flujos de lava emitidos por el volcán Xitle se componen principalmente de basalto de olivino, aunque algunos de ellos contienen plagioclasas y fenocristales de clinopiroxeno (Delgado *et al.*, 1998). Otros minerales reportados son titanomagnetita, ilmenita, magnetita y hematita.

Se ha determinado que los productos del Xitle se componen de basalto y andesita basáltica, y también que varían de una composición alcalina a transicional (Siebe, 2000; Cervantes y Wallace, 2003). Sin embargo, Delgado *et al.* (1998) menciona que predomina la afinidad calci-alcálica, característica de ambientes de subducción. El principal proceso que dio lugar a éstas lavas fue la cristalización fraccionada.

4.4. Volátiles

Los volátiles son elementos o compuestos que forman gases a presión y temperatura atmosférica; se pueden encontrar de diferentes formas en la naturaleza: disueltos en magma, en burbujas exseltas en magma y cristalizados en minerales.

Datos en volátiles magmáticos tienen las siguientes aplicaciones:

- 1.- Proporcionan concentraciones pre-eruptivas de H₂O y CO₂ en un magma, que a su vez aportan estimados de la presión y profundidad a las cuales el magma estaba almacenado antes de la erupción, y al momento de la cristalización y entrampamiento de la inclusión (Wallace, 1999; Johnson *et al.*, 2010).
- 2.- Aportan un aproximado de las cantidades de volátiles derivados del magma (concentraciones disueltas de metales económicos), útiles en el estudio de formación de sistemas de yacimientos minerales y en composiciones generales de fluidos exseltos previas a la desgasificación (Lowenstern, 1995).
- 3.- Pueden usarse como geobarómetros para determinar el mínimo de presiones a las cuales los cristales crecieron (Lowenstern, 1995).
- 4.- Estimar cantidades aproximadas de flujos de gases volcánicos emitidos hacia la atmósfera terrestre e impactos climáticos potenciales de largas erupciones volcánicas (Wallace, 2005).

Solubilidad es la máxima cantidad de una especie volátil o componente que puede ser disuelta en el magma bajo cierta presión y temperatura, para cierta composición. En un orden descendente de solubilidad se tienen: H₂O > F > Cl > S > CO₂.

Cabe mencionar que la solubilidad de varias especies volátiles es extremadamente dependiente de la presión a la que se encuentren, donde el patrón usual es el incremento de solubilidad debido al incremento de presión, aunque también depende de otros factores como la temperatura y la composición del magma (Wallace y Anderson, 1999).

Los principales volátiles contenidos en los magmas son H₂O, CO₂, SO₂, HCl, HF. La proporción y concentración de estos gases en un magma variará dependiendo de la composición y del grado de fusión parcial de la roca fuente. Por ejemplo, una roca fuente de tipo peridotítica (olivino como mineral principal) tendrá una cantidad de agua casi nula comparada con una anfibolita, que tendrá mayor cantidad de agua en su estructura, ya que la última contiene gran abundancia de minerales hidratados (Wallace y Anderson, 1999). Otros volátiles que pueden estar contenidos en magmas silicatados son He, Ar y B, aunque generalmente son menos abundantes (Wallace y Anderson, 1999).

Dentro de la Tierra, los volátiles se encuentran disueltos a grandes presiones dentro del magma. Estos volátiles provocan diferentes efectos en los magmas, como la alteración de los procesos que ocurren dentro de la cámara magmática y, por consiguiente, la alteración del magma y sus propiedades. Los volátiles afectan principalmente la cristalización en el magma, su ascenso, temperatura, densidad y viscosidad (incluso en sus formas exsuelta o disuelta), los cuales dictarán el estilo de erupción (Lowenstern, 1995; Wallace, 2005). Al ser expulsados a la atmósfera producto de la erupción, se mezclan con otros elementos produciendo lluvia ácida debido a su alta solubilidad.

La desgasificación del magma es un proceso complejo donde las composiciones de los gases son frecuentemente modificadas por enfriamiento, reequilibrio, contaminación y reacción con las rocas encajonantes y fluidos. También debido a las solubilidades de los diferentes compuestos volátiles que varían con la composición, temperatura, presión y a veces con la fugacidad del oxígeno del fundido o gas. Por lo que muchas veces es difícil interpretar los datos de volátiles obtenidos en términos de concentración magmática original (Wallace, 2005; Johnson *et al.*, 2010).

A medida que el magma asciende hacia la superficie la presión disminuye, así la solubilidad disminuye provocando que los volátiles contenidos en él tiendan a salir formando burbujas. Las burbujas se expanden a medida que la disminución de presión es cada vez mayor, por lo que aumentan su volumen como resultado de la exsolución de los gases contenidos. Las burbujas formadas de elementos o compuestos crecen y se multiplican continuamente. Cuando dentro del magma se alcanza en cierto punto (producción de espuma) una gran cantidad de burbujas, ocurre lo que se conoce como erupción.

Dentro de la corteza terrestre operan procesos importantes como la cristalización fraccionada y la fusión parcial. Cuando un magma primitivo comienza a cristalizar, los gases en su interior poseen una alta solubilidad, esto es debido en gran parte a la excesiva presión ejercida a esa profundidad, por lo que a medida que el magma asciende hacia la superficie la solubilidad disminuye, aunque la misma decrecerá con el incremento de temperatura (Schmincke, 2005).

Durante el ascenso y erupción se forman las inclusiones de vidrio, los volátiles quedan atrapados dentro de ellas, pero pueden perderse si el cristal huésped se rompe alrededor de la inclusión (Lowenstern, 1995).

La estructura de los magmas silicatados permite que el agua magmática entre a ésta fácilmente, así mientras más enriquecido esté el magma en sílice, mayor cantidad de agua podrá entrar a la estructura, y como producto final se tendrá una erupción de tipo explosiva. En el caso del H₂O, la solubilidad en un magma riolítico (rico en sílice) será mayor que en un magma basáltico (pobre en sílice) (Wallace y Anderson, 1999).

Un magma estará saturado a cierta presión y temperatura dependiendo de la solubilidad del gas o compuesto volátil. Es importante distinguir entre saturación y subsaturación de un compuesto volátil en particular. Se le llama subsaturado a un fundido silicatado, cuando contiene una concentración menor a la máxima posible del componente volátil de interés, que se puede disolver a cierta presión y temperatura (Wallace y Anderson, 1999; Wallace, 2005). Si un magma está subsaturado, entonces los volátiles sólo estarán presentes en solución.

Durante la diferenciación de un magma subsaturado con vapor, las concentraciones de los volátiles son controladas por los procesos de diferenciación cristal-líquido, de tal manera que algunos volátiles se comportan como elementos altamente incompatibles (CO₂), otros entran en las fases cristalinas en pequeñas cantidades (H₂O, Cl) y otros pueden ser secuestrados en fases sólidas o de inmiscibilidad líquida (S) (Wallace, 2005). Cuando el punto de saturación de un constituyente volátil en un fundido silicatado es excedido, una fase libre de gas se forma (Schmincke, 2005). Se ha determinado experimentalmente, que los contenidos volátiles del magma (excepto CO₂) son proporcionales al enriquecimiento en SiO₂ y al incremento en la diferenciación del mismo (Schmincke, 2005).

Los magmas basálticos son tan fluidos que los gases pueden escapar de manera muy rápida y efectiva. Así, los volcanes basálticos pueden desgasificarse enormemente durante sus fases no-eruptivas. En magmas más viscosos, como riolitas, una porción significativa de volátiles permanece en el fundido (a presión moderada) y posteriormente, éstos pueden ser liberados a la atmósfera en grandes cantidades durante las erupciones explosivas.

Los magmas intermedios, especialmente los andesíticos son ricos en volátiles, ya que éstos últimos son derivados de sedimentos del fondo marino, corteza oceánica rica en agua o incluso peridotita serpentinizada del manto durante la subducción (Schmincke, 2005).

En los magmas, varios componentes volátiles coexisten, por lo tanto, es importante distinguir entre las concentraciones disueltas en el fundido y las concentraciones en la fase gaseosa, las cuales variarán debido a las diferentes solubilidades de las especies volátiles contenidas en el fundido (Wallace y Anderson, 1999).

Agua (H_2O)

Agua es el compuesto volátil más abundante dentro de los magmas, su solubilidad en fundidos silicatados depende altamente de la presión, aunque también de la temperatura y composición del fundido. Mediante espectroscopia infrarroja se ha demostrado que el agua disuelta en fundidos silicatados se encuentra como 2 especies diferentes: grupos OH^- y moléculas de H_2O , las cuales vibran a diferente frecuencia una de la otra. Las proporciones relativas de las 2 especies varían sistemáticamente con el total de la concentración de agua (Wallace y Anderson, 1999, Stolper, 1982).

Stolper (1982) dedujo experimentalmente que si a un fundido seco se le agrega agua, la abundancia de grupos OH^- incrementará rápidamente y luego decrecerá después del 2 wt.% de agua total (**Fig. 13a**). En contraste, el agua molecular incrementará lentamente al principio y después a lo largo de una pendiente de 45° . La explicación es mostrada mediante el diagrama en la **Fig. 13b**, donde la reacción de la molécula de H_2O con un polímero (SiO_2) resulta en el rompimiento de un enlace en el polímero, así dividiéndolo en dos el sílice previamente enlazado (a esto se le conoce como depolimerización) y convirtiendo el extremo de cada uno de O^{2-} a OH^- (**Fig. 13**). Así, al romperse el sílice en magmas silicatados, el agua entra más fácilmente.

Eventualmente, el fundido se saturará en grupos OH^- y cualquier agua adicional se mantendrá en el fundido como moléculas de H_2O inerte que no tienen función alguna en el sentido estructural. La mínima porción de agua agregada a un fundido anhidro tiene grandes efectos en la viscosidad.

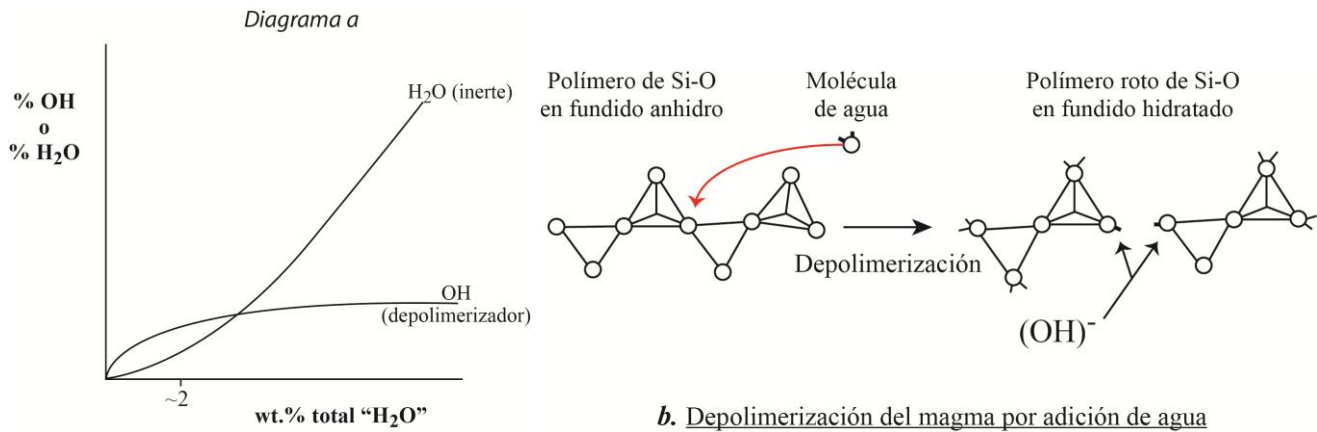


Fig. 13a. La figura muestra las concentraciones de agua molecular (H_2O) y de grupos hidroxilo en vidrios volcánicos y producidos experimentalmente vs. el contenido total de agua, y demuestra que inclusive a relativas concentraciones bajas de agua ambos grupos se encuentran presentes (Stolper, 1982). **b.** Depolimerización del magma por adición de agua, la estructura del sílice se rompe al contacto con el agua.

Las variaciones en la concentración de agua medida dentro de las IV en la misma muestra, es ocasionada por la desgasificación gradual del magma y por el entrampamiento de las IV en momentos previos diferentes, o durante a la erupción (Wallace, 2005). El agua dentro del magma es considerada como elemento incompatible debido a su permanencia en el magma durante la cristalización fraccionada, porque no constituye un elemento estequiométrico de los silicatos mayores del manto (Wallace y Anderson, 1999). También afecta la composición de minerales que cristalizan de fundidos silicatados.

Las altas concentraciones de H_2O medidas en fundidos de arcos magmáticos, apoyan la suposición de que el agua es reciclada hacia el manto por subducción. Otra forma de obtener agua en los arcos que se encuentran en dominio continental, es mediante la asimilación de material de la corteza inferior (Schmincke, 2005).

Dióxido de carbono (CO_2)

Es el compuesto volátil menos soluble de los volátiles más abundantes y por lo tanto, el primero en ser perdido por la desgasificación (Wallace, 2005). Su presencia en las IV, indica un entrampamiento a alta presión y la posible pérdida mínima de los demás compuestos (H_2O , S y Cl).

Estudios experimentales han demostrado que la solubilidad de CO_2 , es altamente dependiente de la composición del magma y esta dependencia se refleja en parte, con las diferencias en la especiación (Wallace y Anderson, 1999).

El dióxido de carbono se disuelve en fundidos silicatados en dos diferentes especies pero a diferencia del agua, la especiación es controlada por el total de la composición del fundido silicatado. Así, en fundidos pobres en sílice (basaltos, basanitas, nefelinitas), el CO_2 es presentado como un carbonato (CO_3^{2-}), mientras que en fundidos ricos en sílice se presenta como moléculas de CO_2 . Un fundido con contenido intermedio de sílice (andesítico) contiene ambas especies.

El dióxido de carbono es más soluble en fundidos riolíticos (teniendo CO_2 molecular) que en fundidos basálticos (dominados por CO_3^{2-}). Aunque en fundidos pobres en sílice, la solubilidad de CO_2 como carbonato incrementa conforme el contenido en sílice decrece (Wallace y Anderson, 1999).

Azufre (S)

Las especies dominantes de S en gases volcánicos son el dióxido de azufre (SO_2) y el sulfuro de hidrógeno (H_2S), la proporción de ambos como vapor exsuelto en el magma depende de la temperatura, presión y fugacidad del agua (Schmincke, 2005).

El SO_2 es el compuesto volátil más fácil de medir en las plumas volcánicas utilizando diferentes técnicas de teledetección satelital y por su concentración relativamente alta con respecto a los valores de fondo (de la atmósfera). Las concentraciones de S disuelto en magmas antes de la erupción, son muy bajos comparados con los liberados durante las erupciones (Wallace, 2003). El comportamiento del azufre en fundidos silicatados, es complejo debido a la presencia de fases ricas en S no volátiles (líquido inmiscible Fe-S-O, pirrotita, monosulfuro y soluciones sólidas intermedias*, anhidrita), y por los múltiples estados de oxidación (valencia).

*Minerales cristalizados de fundidos andesíticos a riolíticos como sulfuro de Cu-Fe es lo que se conoce como solución sólida intermedia.

La especiación del S disuelto en fundidos silicatados está relacionada con la fugacidad relativa de oxígeno magmático (fO_2). Estudios experimentales, han demostrado que el sulfato (S^{6+}) es la especie dominante de S en los fundidos basálticos a alta fugacidad de oxígeno, mientras que el sulfuro (S^{2-}) es la especie dominante en fundidos con fugacidades relativamente bajas de oxígeno (Wallace y Anderson, 1999; Johnson *et al.*, 2010).

La cantidad total de azufre que puede ser disuelto en el magma depende fuertemente del contenido de hierro en el magma (Schmincke, 2005). La solubilidad de S bajo condiciones oxidantes y reductoras, incrementa con el aumento temperatura y es más soluble a fugacidades altas de oxígeno (Wallace y Anderson, 1999; Wallace, 2003). El azufre es importante para entender la composición y el flujo de gases volcánicos, y puede ser determinante para la formación de yacimientos minerales (Wallace, 2003).

Cloro (Cl)

Las principales especies de Cl en un magma son cloruros alcalinos (Schmincke, 2005). La presencia de este elemento indica contaminación del magma por agua de mar resultado del reciclamiento subductivo de la misma (Wallace, 2005; Wallace y Anderson, 1999). La solubilidad del cloro en fundidos silicatados depende mucho de la composición del fundido, y generalmente, incrementa conforme la relación $(Na + K)/Al$ aumenta en el fundido silicatado (Wallace y Anderson, 1999). La concentración del Cl varía con la presión, temperatura, concentración de agua disuelta y composición del fundido silicatado. Para fundidos silicatados saturados con fases de H_2O y vapor rico en CO_2 varía de miles de partes por millón (ppm) a ~2% en peso. Por su solubilidad relativamente alta en los magmas, solo cerca del 20-50% de halógenos son liberados durante una erupción como gas, con el Cl siendo significativamente menos soluble que F (Schmincke, 2005; Wallace y Anderson, 1999).

Flúor (F)

El flúor es altamente soluble en fundidos silicatados, por lo cual no entra a la fase gaseosa durante una erupción y permanece largamente en el fundido. Este elemento, es absorbido rápidamente por los sólidos como partículas de ceniza o vegetación (Schmincke, 2005).

5. METODOLOGÍA



El trabajo de campo dónde se recolectaron las muestras de material piroclástico del Volcán Pelagatos utilizadas para éste trabajo, fue realizado por la Dra. Julie Roberge y la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud. La estratigrafía detallada se encuentra en Guilbaud *et al.* (2009).

5.1 Preparación de la muestra

Se colectaron muestras de material piroclástico en una secuencia expuesta en la cantera ubicada en el flanco SW del cono principal del Pelagatos (**Fig. 5**). Se eligieron los horizontes P27, P45, P48 y P50 (**Fig. 6**), con base en el tamaño de los clastos y la abundancia de cristales de olivino. Para cada muestra de tefra recolectada, se tamizaron aproximadamente 350 gramos de material (**Fig. 14a**), del cual se eligió la fracción de tamaño (0.14-1.73 mm) que contiene la mayor cantidad de cristales de olivino sueltos.

Los cristales de esta fracción fueron elegidos a mano utilizando microscopio binocular (**Fig. 14b**), asimismo fueron colocados en aceite de inmersión con índice de refracción 1.678, índice correspondiente al olivino, para así poder ver a través del cristal y seleccionar los que contuvieran inclusiones de vidrio para proceder con su análisis posterior (**Fig. 14c**). En este paso los microscopios petrográfico y/o estereoscópico fueron utilizados para la observación de las IV.

Los cristales de olivino con inclusiones de vidrio de tamaños mayores y mejor preservados fueron seleccionados y registrados (**Tabla 1**). El tamaño máximo registrado en éste trabajo para las muestras de IV provenientes del volcán Pelagatos es de ~550 μm . Se trató de elegir preferentemente cristales euhedrales a subhedrales y con IV completamente cerradas.

Para la preparación de las muestras para el análisis cuantitativo en el espectrómetro infrarrojo, se realizaron láminas delgadas con cristales de doble pulido, preparadas mediante la intersección de ambas caras del cristal de olivino, de tal manera, que ambas caras planas intersecaran a la inclusión de vidrio para que el rayo infrarrojo del espectrómetro FTIR (Infrarrojo de la Transformada de Fourier) atravesara la muestra y pudiéramos obtener los espectros deseados.

Se obtuvieron cristales con inclusiones de olivino de los horizontes de P27, P45 y P50, la cantidad de olivinos del horizonte P48 era escasa, por lo que no se tienen muestras representativas.

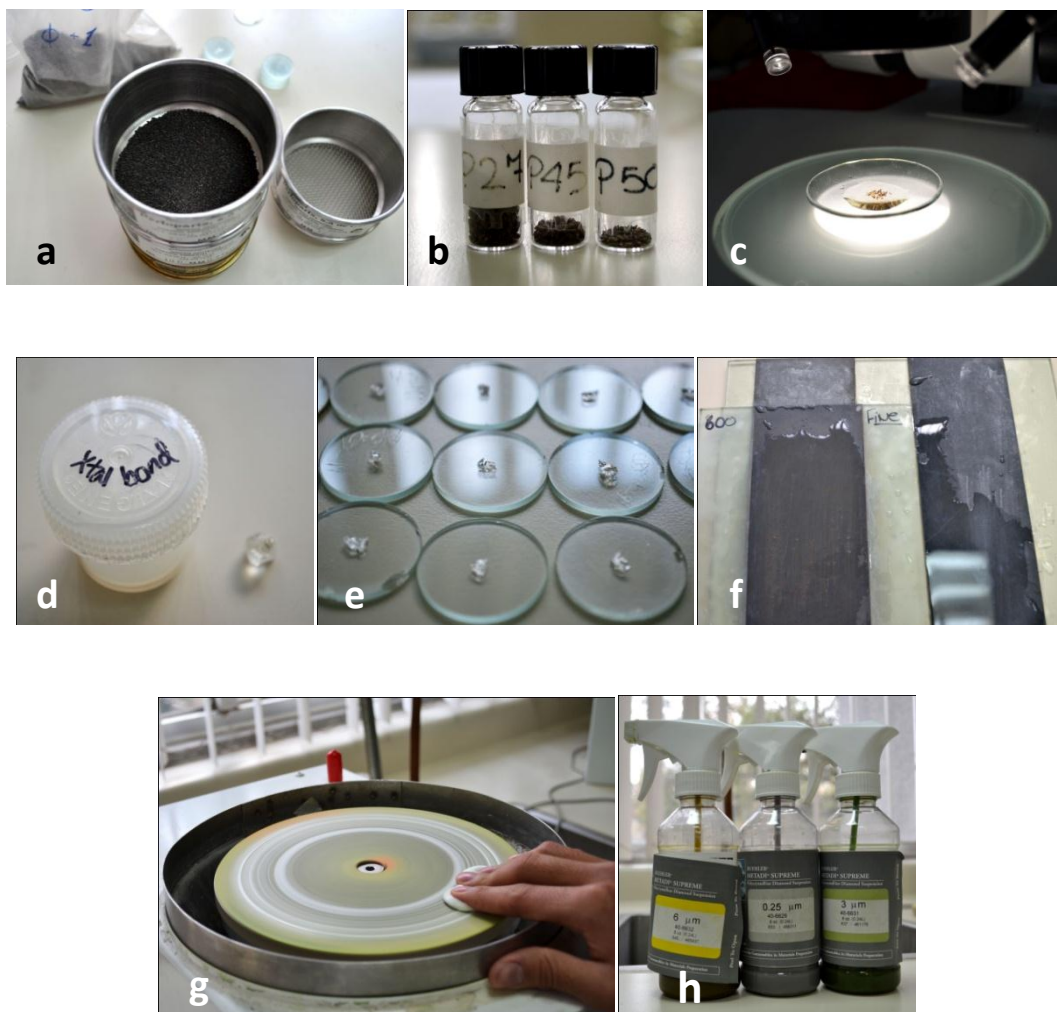


Fig. 14. Fotografías representativas del proceso de preparación de las muestras de cristales de olivino para el análisis por medio del espectrómetro FTIR. La descripción se encuentra implícita en el texto.

Se colocaron los cristales en láminas con pegamento soluble a la acetona (**Fig. 14d, e**), los cristales fueron desbastados mediante el uso de lijas hasta llegar a la inclusión de vidrio (**Fig. 14f**). Se pulió la lámina (**Fig. 14g**) con polvo de diamante de 6, 3 y 0.25 μm (**Fig. 14h**). Mediante la ayuda del microscopio binocular se voltearon, posteriormente se desbastó la parte faltante y se pulió con polvo de diamante nuevamente. Se reviso con luz transmitida la calidad del pulido para el análisis. De ésta manera, se obtuvieron los cristales con inclusión intersecada en ambos lados (doble pulido) (**Fig. 15**). Después, los cristales se fotografiaron, fueron despegados con acetona, puestos en cápsulas y etiquetados para su análisis posterior. Las características texturales de las inclusiones de vidrio se describieron en la **Tabla 1** y las fotografías de los minerales de olivino recolectados y sus respectivas inclusiones de vidrio se incluyeron en el **Apéndice**.

Las inclusiones de vidrio fueron analizadas mediante el espectrómetro infrarrojo de la transformada de Fourier (“FTIR”, por sus siglas en inglés).

La identificación de las IV puede ser difícil ya que es necesario determinar si una inclusión contiene vidrio (ópticamente isotrópicos). La diferencia principal entre éstas y las inclusiones fluidas radica en que al ser vidrio solidificado no poseerá movilidad en su interior, mientras la inclusión fluida sí, dependiendo si contiene líquido o vapor.

Otra característica importante que se debe considerar en la identificación es el color de la inclusión. Los colores usuales varían desde pardo, pardo claro incluso hasta incoloras (transparentes). Éstas últimas son las utilizadas en los análisis de IV. Las de color pardo oscuro o pardo rojizo no son útiles para el análisis ya que no poseen fundido en su interior, sólo poseen una capa delgada de cristal y la fase gaseosa. Usualmente, la textura de las IV vista bajo el microscopio será lisa, suave y brillante, mientras que la del cristal huésped será áspera, rugosa y dispersará la luz (anisotrópico), a veces la inclusión contendrá microlitos. También otros aspectos tomados en cuenta son la forma, cristalinidad y fracturas.

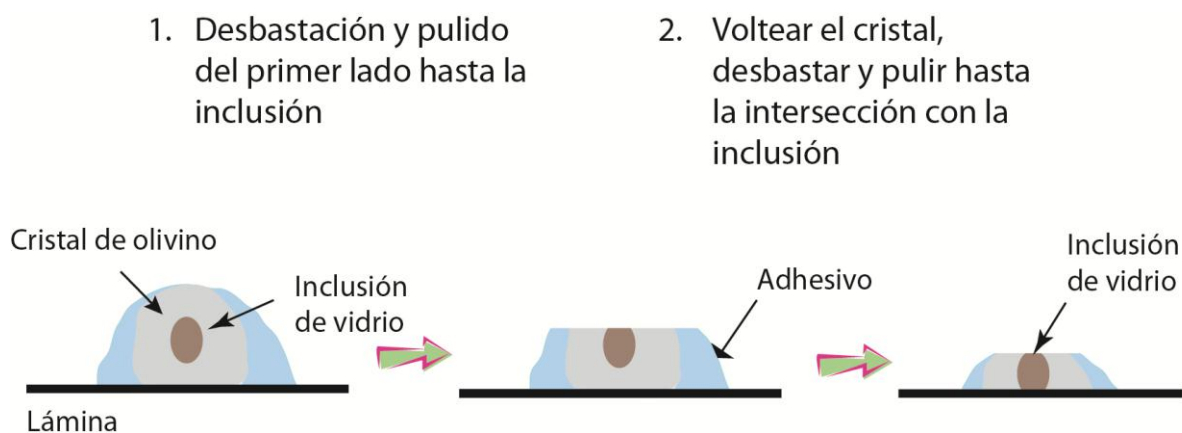


Fig. 15. Vista transversal de la preparación de una muestra de cristal de olivino con inclusión de vidrio.

Se realizó el análisis total de 57 inclusiones de vidrio de los tres horizontes mencionados tanto para FTIR (H₂O, CO₂) como para Microsonda Electrónica (Cl, S y elementos mayores).

Tabla 1									
Características texturales de las inclusiones de vidrio analizadas del Volcán Pelagatos									
<i>Inclusión</i>	<i>Forma</i>	<i>Tipo</i>	<i>Tamaño μm</i>	<i>Burbuja de vapor</i>	<i>Textura</i>	<i>Cristales</i>	<i>Fractura</i>	<i>FTIR</i>	<i>Microsonda</i>
P27-01-1	Irregular	Cerrada	122 x 256	No	Vítrea	Ninguno	Sí	✓	
P27-01-2	Irregular	Cerrada	67 x 133	No	Vítrea	Ninguno	Sí	✓	
P27-01-3	Elipsoidal	Cerrada	67 x 100	No	Vítrea	Ninguno	No	✓	
P27-04a-1	Elipsoidal	Reentrante	211 x 389	No	Vítrea	Ninguno	Sí	✓	✓
P27-04a-2	Irregular	Reentrante	356 x 233	No	Desvitrificada	Pequeños, escasos	Sí		✓
P27-04a-3	Irregular	Reentrante	444 x 167	Sí	Vítrea	Pequeños, escasos	Sí		✓
P27-04a-4	Irregular	Reentrante	144 x 311	No	Desvitrificada	Pequeños, escasos	Sí	✓	✓
P27-04b-1	Irregular	Reentrante	444 x 167	Sí	Vítrea	Pequeños, escasos	Sí		✓
P27-04b-2	Irregular	Reentrante	144 x 311	No	Desvitrificada	Pequeños, escasos	Sí		✓
P27-04b-3	Irregular	Hourglass	100 x 222	No	Vítrea	Ninguno	Sí	✓	✓
P27-04b-4	Irregular	Cerrada	111 x 133	No	Vítrea, rugosa	Pequeños, escasos	Sí		✓
P27-04b-5	Irregular	Hourglass	222 x 111	No	Vítrea	Ninguno	No		✓
P27-04b-6	Irregular	Reentrante	144 x 244	Sí	Desvitrificada	Pequeños, abundantes	Sí		✓
P27-04b-7	Irregular	Reentrante	44 x 167	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	Sí		✓
P27-05-1	Elipsoidal	Cerrada	44 x 33	No	Vítrea	Ninguno	No		✓
P27-05-2	Irregular	Hourglass	244 x 178	No	Vítrea, rugosa	Pequeños, escasos	Sí	✓	✓
P27-05-3	Irregular	Reentrante	267 x 100	No	Vítrea, rugosa	Grandes, escasos	Sí		✓
P27-07-1	Irregular	Reentrante	478 x 167	No	Vítrea	Pequeños, escasos	Sí	✓	
P27-08-1	Irregular	Reentrante	556 x 378	Sí	Vítrea, rugosa	Pequeños, escasos	Sí	✓	✓
P27-08-3	Irregular	Reentrante	67 x 133	No	Vítrea	Ninguno	Sí		✓
P27-08-4	Elipsoidal	Cerrada	67 x 89	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	Sí		✓
P45-Z	Irregular	Cerrada	128 x 167	No	Vítrea	Pequeños, escasos	No		✓
P45-2	Irregular	Cerrada	244 x 167	No	Vítrea	Pequeños, escasos	Sí	✓	
P45-4*	Irregular	Hourglass	222 x 122	No	Vítrea	Pequeños, abundantes	Sí	✓	✓
P45-5-1	Irregular	Reentrante	567 x 233	No	Vítrea, rugosa	Pequeños, abundantes	Sí	✓	✓
P45-5-2	Irregular	Cerrada	233 x 89	No	Vítrea	Ninguno	No	✓	
P45-5-5	Irregular	Reentrante	44 x 178	No	Vítrea	Pequeños, escasos	Sí		✓
P45-5-6	Elipsoidal	Cerrada	100 x 44	No	Vítrea	Ninguno	Sí		✓
P45-5-7	Irregular	Hourglass	78 x 78	No	Vítrea	Pequeños, escasos	Sí		✓
P45-5-8	Irregular	Cerrada	67 x 78	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	Sí	✓	✓
P45-5-9	Irregular	Hourglass	94 x 133	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	Sí	✓	✓
P45-7-1	Elipsoidal	Cerrada	56 x 44	Sí	Vítrea	Ninguno	Sí	✓	✓
P45-7-2	Irregular	Cerrada	211 x 133	No	Vítrea	Ninguno	Sí		✓
P45-7-3	Irregular	Reentrante	500 x 200	No	Desvitrificada	Grandes, escasos	Sí		✓
P45-7-4	Irregular	Reentrante	322 x 211	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	Sí		✓
P45-7-5	Irregular	Reentrante	300 x 100	No	Vítrea, rugosa	Grandes, escasos	Sí	✓	
P45-8-1	Irregular	Cerrada	300 x 111	No	Vítrea, rugosa	Grandes, escasos	Sí	✓	✓
P45-8-2	Irregular	Cerrada	133 x 44	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	No	✓	✓
P45-8-3	Elipsoidal	Cerrada	44 x 67	Sí	Vítrea	Ninguno	No	✓	✓
P45-8-4	Irregular	Cerrada	111 x 167	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	Sí	✓	✓
P45-8-5	Irregular	Reentrante	156 x 167	No	Vítrea, rugosa	Pequeños, escasos	Sí		✓
P45-8-6	Irregular	Cerrada	56 x 89	Sí	Vítrea	Ninguno	Sí		✓
P45-13-1	Irregular	Reentrante	117 x 589	No	Vítrea, rugosa	Grandes, escasos	Sí		✓
P45-13-2	Irregular	Reentrante	567 x 111	No	Vítrea, rugosa	Grandes, abundantes	Sí		✓
P45-13-3	Irregular	Reentrante	94 x 556	No	Desvitrificada	Grandes, abundantes	Sí		✓
P45-14-1	Irregular	Reentrante	344 x 56	No	Vítrea, rugosa	Grandes, escasos	Sí	✓	✓
P45-14-2	Irregular	Reentrante	39 x 178	No	Vítrea, rugosa	Grandes, abundantes	Sí		✓
P45-14-3	Irregular	Reentrante	67 x 111	No	Vítrea, rugosa	Pequeños, escasos	No	✓	✓
P50-1	Irregular	Hourglass	162 x 249	Sí	Vítrea	Grandes, escasos	Sí	✓	✓
P50-2-1	Irregular	Hourglass	400 x 173	No	Vítrea, rugosa	Grandes, abundantes	Sí	✓	✓
P50-2-2	Irregular	Cerrada	389 x 232	No	Vítrea, rugosa	Pequeños, abundantes	Sí		✓
P50-3-1	Irregular	Cerrada	97 x 76	No	Vítrea	Grandes, escasos	Sí	✓	✓
P50-3-2	Irregular	Cerrada	151 x 86	No	Vítrea	Pequeños, escasos	Sí	✓	✓
P50-3-3	Irregular	Cerrada	43 x 76	No	Vítrea, rugosa	Grandes, escasos	Sí		✓
P50-5-1	Elipsoidal	Cerrada	57 x 46	No	Vítrea	Ninguno	No		✓
P50-5-3	Irregular	Reentrante	183 x 160	Sí	Vítrea, rugosa	Grandes, escasos	Sí	✓	✓
P50-5-4	Elipsoidal	Hourglass	34 x 57	No	Vítrea, rugosa	Ninguno	Sí	✓	
P50-5-5	Irregular	Reentrante	171 x 57	No	Vítrea	Ninguno	No	✓	

En la **Tabla 1** todas las inclusiones fueron descritas siguiendo los siguientes criterios: *Forma*: indicando la forma original de la inclusión previa a la preparación de la muestra; *tipo*: completamente cerrada indica que la inclusión está rodeada por cristal de olivino, reentrante indica que la IV está conectada con el exterior del cristal, reloj de arena indica que la inclusión está conectada con el exterior mediante un delgado cuello lleno de fundido. *Tamaño*: dimensiones de la IV dada la dimensión máxima y la perpendicular a la máxima; *burbuja de vapor*: si contiene burbuja de vapor o no; *textura*: vítrea para las IV pardo transparente, arrugada se refiere a una textura arrugada observada a lo largo de la transición inclusión-cristal, desvitrificada indica desvitrificación del vidrio; *cristales*: presencia de microlitos dentro de la IV. Todas las inclusiones registradas provienen de cristales de olivino, excepto la marcada por * que es plagioclasa.

5.2. Técnicas de estudio.

Espectroscopia del Infrarrojo de la Transformada de Fourier (FTIR)

Los contenidos disueltos de H₂O y CO₂ de los cristales con inclusiones de vidrio fueron medidos mediante espectroscopia infrarroja usando un espectrómetro FTIR Hyperion Bruker equipado con un Microscopio Olympus, incorporando un objetivo de reflectancia total atenuada (ATR) (**Fig.16a**). Los espectros del FTIR fueron obtenidos en el modo ATR de secciones pulidas. Todo el procedimiento se realizó en el Centro de Geociencias de la UNAM, Juriquilla, Querétaro.

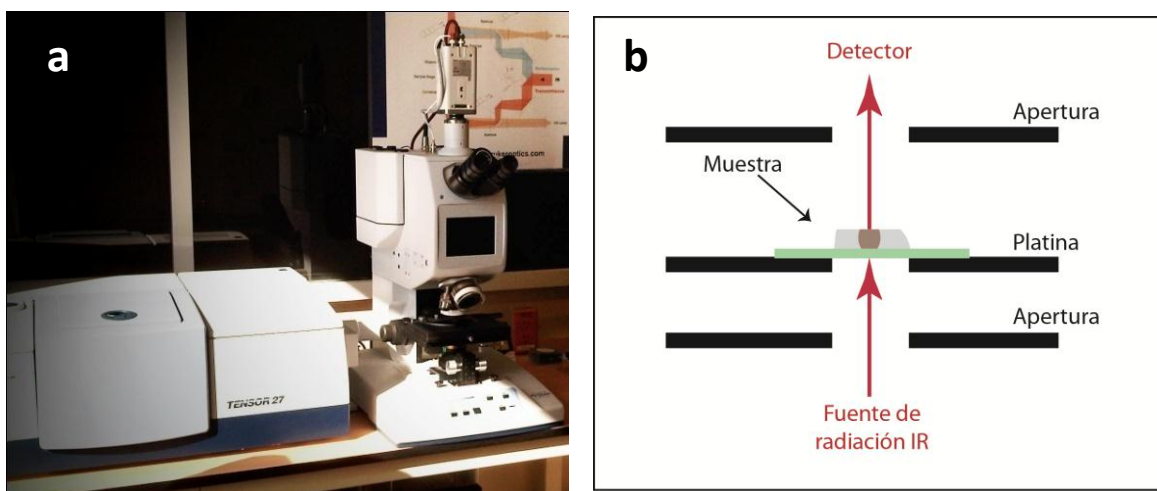


Fig. 16. Fotografía del equipo utilizado para el análisis de las inclusiones de vidrio (espectrómetro FTIR y microscopio, a). Ejemplo de la interacción de la radiación infrarroja con la inclusión de vidrio durante el análisis (b).

La espectroscopia FTIR es una técnica altamente reproducible y no destructiva, utilizada para cuantificar las cantidades de H₂O y CO₂ disueltos en inclusiones de vidrio, además de que es muy exacta (Lowenstern, 1995). Ésta técnica, proporciona información acerca de la especiación del H₂O (H₂O molecular vs. Hidroxilo) y CO₂ (carbonato vs. CO₂ molecular) dentro de la muestra, aunque la preparación es tediosa.

La espectroscopia infrarroja es el estudio de la interacción del espectro infrarrojo con la materia (Smith, 1996). La luz está compuesta por ondas magnéticas y eléctricas, las últimas son las que interactúan con las moléculas. Usualmente, se utiliza como unidad de medición el número de onda o “*wavenumber*” de una onda de luz, la cual es definida como el recíproco de la longitud de onda o:

$$W = 1/\lambda$$

Dónde: W es el número de onda y λ es la longitud de onda.

En el caso de este estudio, λ fue medido en cm, por lo tanto W es reportado como cm^{-1} , lo cual es una unidad típicamente usada en espectroscopia infrarroja, que en realidad es una medida del número de ondas que hay en un cm (Smith, 1996).

Cuando la radiación infrarroja interactúa con la materia puede ser absorbida (**Fig.16b**), causando que los enlaces químicos del material vibren. La presencia de enlaces químicos es una condición necesaria para que ocurra la absorción infrarroja. Las moléculas tienden a absorber la radiación infrarroja en el mismo rango de número de onda, por lo que existe una correlación entre el valor del número de onda al cual la molécula absorbe la radiación infrarroja y su estructura, lo que permite que la estructura de moléculas desconocidas sea identificada por medio del espectro infrarrojo.

El análisis de las muestras consistió en hacer que el rayo pasara a través de la muestra realizando 512 barridos o *scans* a una resolución espectral de 2 cm^{-1} , en un rango de $4000\text{-}1000 \text{ cm}^{-1}$ (**Fig. 17**). Para poder lograr esto el camino del rayo fue continuamente purgado con N_2 para minimizar la interferencia con el agua atmosférica en el espectro medido (Wysoczanski y Tani, 2006). Cada análisis de 512 *scans* tomó aproximadamente 7 minutos para ser completado.

Las secciones pulidas fueron colocadas sobre una base de NaCl, montadas en la platina del microscopio y puestas en posición horizontal. Después de seleccionar el área de análisis, se tomó la medida del fondo o *background*, posteriormente la de la inclusión de vidrio y así también, se tomó la medida del cristal de olivino, todas en el modo de transmisión para poder obtener una medida precisa del espectro (**Fig. 16b**).

Posteriormente, la muestra fue colocada sobre una placa de Au y en modo de reflexión se tomaron medidas de valor de fondo o *background* y del cristal de olivino para poder obtener el espectro que utilizamos para calcular el espesor de la oblea (**Fig. 17**). Si la inclusión contiene microlitos o está cristalizada no pasará la radiación infrarroja directamente a través de la inclusión, por lo que en el espectro emitido se verá ruido.

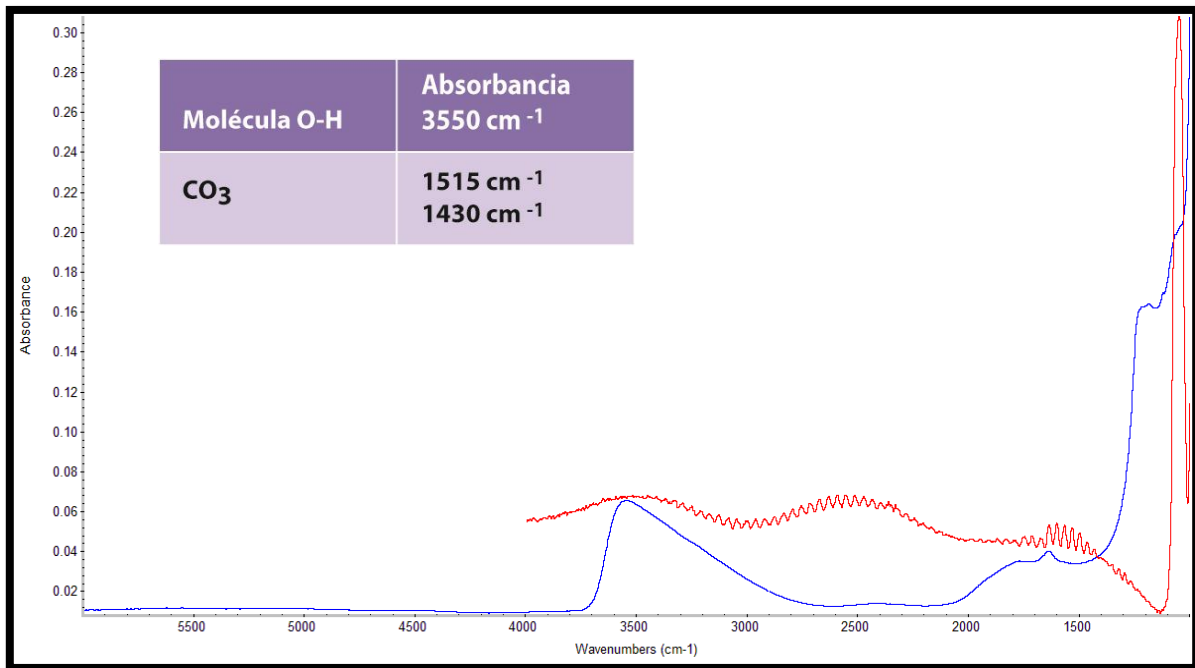


Fig. 17. Espectros obtenidos durante el análisis con el espectrómetro FTIR. El espectro de la inclusión de vidrio (espectro color azul) indica la presencia de H₂O y CO₂ en modo de transmisión, para los números de onda mostrados en la tabla de la parte superior izquierda. El análisis del cristal de olivino (espectro color rojo) ayuda a determinar el espesor aproximado de la muestra en modo de reflexión.

Se calculó el espesor (σ) de las muestras por medio de la relación mencionada por Wysoczansky y Tani (2006) del estudio de una película delgada de sílice, que indica que la longitud de onda del patrón de interferencia de una franja es directamente proporcional al espesor y al índice de refracción de la muestra, así el número de ondas sobre cualquier intervalo de número de ondas corresponde al espesor en la siguiente relación:

$$\sigma = \frac{m}{2n(v_1 - v_2)}$$

Donde, σ es el espesor (cm), m es el número de ondas en un rango de número de onda seleccionado, n es el índice de refracción de la muestra (1.678), y v_1 y v_2 son los números de onda (cm⁻¹) más altos y más bajos dentro del intervalo seleccionado.

Las mediciones se hicieron cerca de $v = 2000$ cm⁻¹. Hay varias ventajas al usar éste método contra las mediciones arrojadas por el micrómetro: es un método no destructivo ya que al utilizar el

micrómetro se puede romper la muestra, la precisión del cálculo es alta, y la última es que las mediciones del espectro de reflexión pueden realizarse antes o después de las mediciones de transmisión usadas para la determinación de la concentración (Wysoczanski y Tani, 2006).

La medición cuantitativa del H₂O molecular total disuelta fue determinada mediante el uso de la **Ley de Beer**:

$$C = \frac{M \cdot A}{\rho \cdot d \cdot \varepsilon}$$

Donde C es la concentración, M es el peso molecular de H₂O (0.018 kg/mol), A es absorbancia medida de la altura del pico OH⁻ total a 3550 cm⁻¹, ρ es densidad del vidrio a 25 °C (2800 kg/m³), d es el espesor de la inclusión, ε es el coeficiente de absorción molar 0.063 m³/ mol*cm (Dobson *et al.*, datos no publicados, citado por Dixon *et al.*, 1995).

El total de H₂O disuelta fue medida de la banda de absorbancia con el software OMNIC, situada en 3550 cm⁻¹ que corresponde a la vibración de OH⁻ (**Fig. 17**). La máxima exactitud de ésta técnica es de ± 15% para el total de H₂O.

Ejemplo:

Peso molecular (kg/mol)	Absorb.	Densidad (kg/m ³)	Espesor (cm)	Coefficiente de abs. molar (m ³ /mol*cm)	Concentración H ₂ O	% H ₂ O
0,018	0,205	2800	0,0025	0,063	0,0091697	0,917

La absorbancia de CO₂ fue tomada de un pico doble de CO₃²⁻ situado a 1515 y 1430 cm⁻¹(**Fig. 16**), un coeficiente de absorción molar de 0.37 m³/ mol*cm y peso molecular de 0.044 kg/mol, usando también la ley de Beer se calculó la concentración. Un ejemplo se muestra en la página siguiente.

Debido a la compleja señal del valor de fondo para estos rangos de longitud de onda, la señal fue corregida con un programa que ajusta el espectro de la muestra con una base lineal y por medio de sustracción. Los parámetros que envuelve son: (1) una banda pura de 1630 cm⁻¹ para el H₂O molecular, (2) un espectro de un vidrio de referencia sin CO₂, y un doblete de carbonato (programa no publicado de Sally Newman). Asimismo, ajusta el espesor a 100 micrones (0.01 cm).

El resultado del programa fue aceptado para un coeficiente de correlación (r²) de mínimo 0.8 y un máximo de exactitud permitido de 17% de error en la reproductibilidad de la réplica de los análisis.

El procedimiento de la sustracción del valor de fondo que usamos para los picos de carbonato es descrito en Roberge *et al.* (2005).

Basado en la incertidumbre de las mediciones del espesor y valores de absorbanza, el promedio de desviación estándar de la incertidumbre en H₂O es ± 0.033 wt.% (*weight per cent* = porcentaje en peso), y en CO₂ es ± 26 ppm.

Ejemplo:

Peso molecular (kg/mol)	Abs.	Abs.	Abs. promedio	Densidad (kg/m ³)	Espesor (cm)	Coefficiente de abs. molar (m ³ /mol*cm)	Concentración CO ₂	% CO ₂	ppm
0,044	0,0815	0,1282	0,10485	2800	0,0100	0,37	0,0004453	0,04453	445,31

Los datos de absorbanza obtenidos para cada una de las muestras en el espectrómetro FTIR se muestran en la **Tabla 2**, así como también el espesor de la inclusión y la concentración de H₂O y CO₂ (datos sin corrección).

Microsonda-Electrónica

Las composiciones de elementos mayores y menores (incluidos S y Cl) de las inclusiones de vidrio y sus huéspedes de olivino, fueron analizados por la Dra. Julie Roberge en la Microsonda electrónica Cameca SX-100 en la Universidad de Oregon, E.U.A. Utilizando un voltaje de aceleración de 15 kV, 10nA de corriente para el rayo (20nA para los análisis de olivino) y un diámetro del rayo de 10µm (1 µm para olivino), utilizados con una combinación de estándares de vidrio y de mineral. La corriente del rayo fue incrementada a 40 nA cuando se analizó S y Cl, y los tiempos de conteo fueron incrementados a 80 s para S y 100 para Cl. Para todos los elementos se analizaron tres puntos para cada inclusión y cristal de olivino.

Los resultados obtenidos y procesados se encuentran en la **Tabla 3** en el capítulo Resultados.

Todos los datos de las inclusiones de vidrio fueron corregidos por efectos de post-entrampamiento del olivino y pérdida difusiva de Fe hecha por Robidoux (en preparación). Dichas correcciones van más allá del alcance de ésta tesis. Los datos finales son presentados en la **Tabla 4** en el capítulo de Resultados.

Tabla 2						
Absorbancia obtenida del espectrómetro FTIR						
Inclusión	Espesor (cm)	Abs. 3550 cm ⁻¹	Abs. 1430 cm ⁻¹	Abs. 1515 cm ⁻¹	H ₂ O (%)	CO ₂ (ppm)
P27-01-1	0,0025	0,201	0,0789	0,1247	0,819	-
P27-01-2	0,0025	0,104	-	-	0,424	-
P27-01-3	0,0025	0,608	0,1078	0,0941	2,480	428,64
P27-04a-1	0,0109	0,578	0,0058	0,0006	0,541	-
P27-04a-2	0,0109				-	-
P27-04a-3	0,0109				1,015	-
P27-04a-4	0,0109	0,482	0,0321	0,0036	-	-
P27-04b-1	0,0109				-	-
P27-04b-2	0,0109				-	-
P27-04b-3	0,0109	0,237	0,0098	0,0049	0,259	-
P27-04b-4	0,0109				-	-
P27-04b-5	0,0109				-	-
P27-04b-6	0,0109				-	-
P27-04b-7	0,0109				-	-
P27-05-1	0,0039				-	-
P27-05-2	0,0039	0,176	-	-	0,548	-
P27-05-3	0,0039				-	-
P27-07-1	0,0028	0,170	0,0547	0,0573	0,619	250,08
P27-08-1	0,0109	0,874	-	-	0,878	-
P27-08-3	0,0109				-	-
P27-08-4	0,0109				-	-
P45-2	0,0014	0,163	0,0841	0,0366	1,184	-
P45-4*	0,0098	0,569	0,0107	0,0070	0,774	-
P45-5-1	0,0098	0,488	0,0371	0,0059	0,748	-
P45-5-2	0,0098	0,487	0,0543	0,0121	1,421	140,88
P45-5-5	0,0098				-	-
P45-5-6	0,0098				-	-
P45-5-7	0,0098				-	-
P45-5-8	0,0098	0,526	-	-	0,824	-
P45-5-9	0,0098	0,438	0,0154	0,0150	0,788	64,61
P45-7-1	0,0122	0,132	0,0378	0,0213	0,110	-
P45-7-2	0,0122				-	-
P45-7-3	0,0122				-	-
P45-7-4	0,0122				-	-
P45-7-5	0,0122	0,253	0,0207	0,0142	0,244	-
P45-8-1	0,0104	0,578	0,0265	0,0170	0,743	-
P45-8-2	0,0104	0,694	0,0641	0,0186	4,560	175,39
P45-8-3	0,0104	0,780	0,0653	0,0341	2,365	-
P45-8-4	0,0104	0,138	-	-	0,707	-
P45-8-5	0,0104				-	-
P45-8-6	0,0104				-	-
P45-13-1	0,0093				-	-
P45-13-2	0,0093	0,181	0,0682	0,012	0,334	-
P45-13-3	0,0093				-	-
P45-14-1	0,0045	0,145	0,0432	0,0107	0,607	114,37
P45-14-2	0,0045				-	-
P45-14-3	0,0045	0,099	0,0555	0,0189	1,400	145,43
P50-1	0,0063	0,202	0,0205	0,0267	0,556	-
P50-2-1	0,0063	0,258	-	-	0,433	-
P50-2-2	0,0063				-	-
P50-3-1	0,0031	0,260	0,0262	0,0298	0,854	-
P50-3-2	0,0031	0,157	0,0069	0,0221	0,515	-
P50-3-3	0,0031				-	-
P50-5-1	0,0082				-	-
P50-5-3	0,0082	0,056	0,0066	0,0012	0,069	-
P50-5-4	0,0082	0,279	0,0601	0,0067	0,899	141,90
P50-5-5	0,0082	0,156	0,3352	0,0082	1,161	153,92

En la **Tabla 2** todas las inclusiones fueron descritas siguiendo los siguientes criterios: *Espesor*: Utilizando el método de Wysoczansky y Tani (2006) se obtuvo un espesor promedio medido en cm para la inclusión mencionada. *Absorbancia 3550 (cm⁻¹)*: Valor del pico de H₂O en el número de onda 3550 cm⁻¹ detectado mediante la espectroscopia FTIR y medido en el software OMNIC. *Absorbancia 1430 (cm⁻¹) y 1515 (cm⁻¹)*: Valor del pico de CO₂ en el número de onda 1430 cm⁻¹ y 1515 cm⁻¹ respectivamente, detectado mediante la espectroscopia FTIR y medido en el software OMNIC.

6. RESULTADOS



Un total de 57 inclusiones (17 cristales en total) derivadas de los diferentes horizontes mencionados (P27, P45 y P50) fueron analizadas (**Fig. 6**) y los resultados son presentados en la **Tabla 3**.

6.1. Elementos mayores

La mayoría de las inclusiones de P27 y P45 se ubican composicionalmente en la parte más evolucionada (alto contenido de SiO_2), mientras las inclusiones de P45 abarcan todo el rango desde basalto a andesita (**Fig. 18**). El análisis de roca total (datos tomados de Guilbaud *et al.*, 2009) indica que los productos (lava y escoria) del Pelagatos son andesitas basálticas, mientras el vidrio de la matriz es de composición andesítica (**Fig. 18**). En el diagrama TAS se muestra que las inclusiones de vidrio en cristales de olivinos del volcán Pelagatos varían desde *basalto* (SiO_2 : 52-55 wt.%) hasta *andesita*. Las composiciones de los huéspedes de olivino varían de Fo_{84} a Fo_{90} .

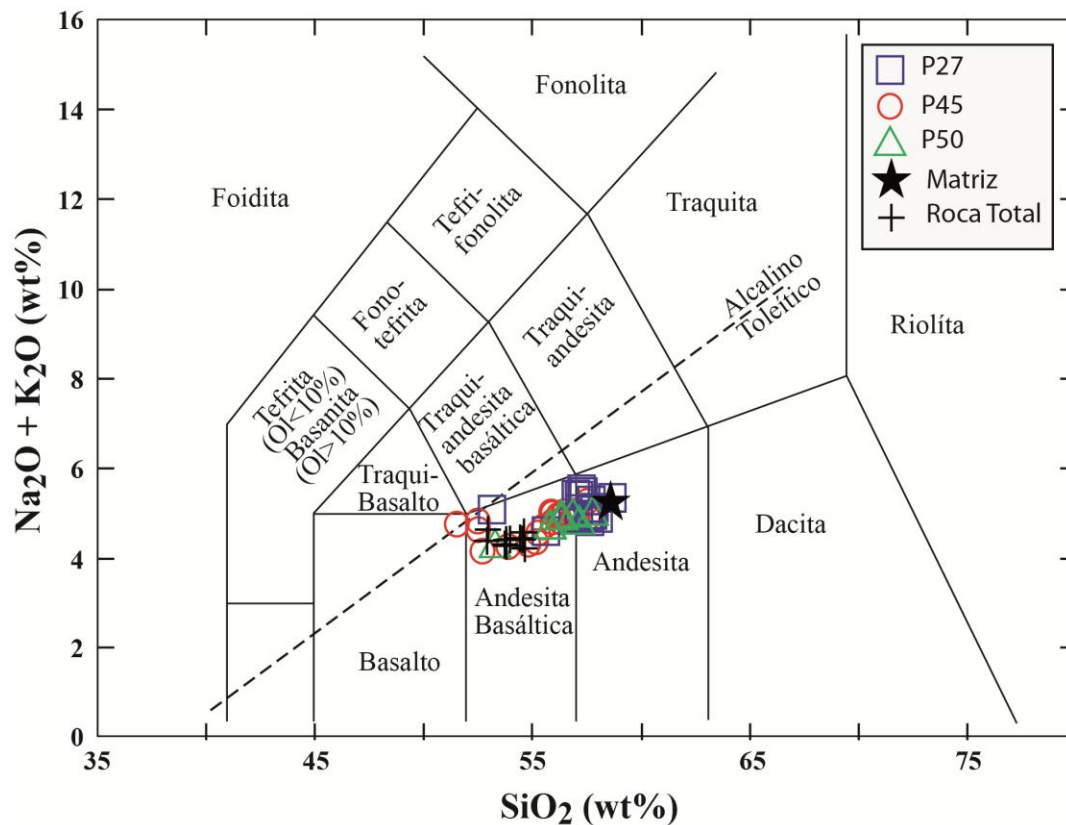


Fig. 18. Diagrama de álcalis vs. sílice del análisis de 47 muestras del Pelagatos. Los datos graficados fueron obtenidos mediante la Microsonda Electrónica. Los datos de roca total y vidrio de matriz provienen de Guilbaud *et al.* (2009).

Se graficaron los diagramas de Harker para dilucidar la tendencia y/o evolución que muestra el contenido en elementos mayores de las inclusiones estudiadas (**Fig. 19**).

Tabla 3: Datos sin corrección por efectos de post-entrapamiento del olivino y pérdida difusiva de Fe

Inclusión	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	K ₂ O	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	MgO	TOTAL	Fo OI	H ₂ O (wt%)	CO ₂ (ppm)	S (ppm)	Cl (ppm)	Prof. (km)
P27-01-1													0,819	-	-	-	0,35
P27-01-2													0,424	-	-	-	0,16
P27-01-3													2,480	428,64	-	-	4,09
P27-04a-1	58,26	16,10	0,25	1,32	1,45	7,77	0,10	6,46	4,30	4,44	100,46	84	0,541	-	41,33	1011,67	0,21
P27-04a-2	58,61	16,01	0,26	1,38	1,44	7,47	0,11	6,96	4,34	4,29	100,87	84	-	-	59,33	1041,33	
P27-04a-3	57,57	15,64	0,28	1,52	1,53	7,58	0,11	6,56	4,09	4,09	98,99	86	1,015	-	76,5	1254,50	0,54
P27-04a-4	57,43	15,81	0,27	1,42	1,50	7,64	0,11	6,26	4,13	4,07	98,65	86	-	-	97	1143	
P27-04b-1	59,94	16,40	0,26	1,45	1,45	7,43	0,12	6,66	3,91	3,96	101,57	84	-	-	86	1137,5	
P27-04b-2	59,98	16,45	0,26	1,45	1,47	7,35	0,13	6,49	3,78	3,95	101,30	84	-	-	105,67	1130	
P27-04b-3	59,61	16,37	0,27	1,47	1,45	7,37	0,11	6,77	3,74	3,97	101,13	87	0,259	-	97	1176,67	0,10
P27-04b-4	59,33	16,40	0,27	1,45	1,50	7,45	0,12	6,68	3,78	3,98	100,96	87	-	-	114,5	1063,5	
P27-04b-5	60,48	16,56	0,27	1,46	1,47	7,44	0,14	6,82	4,04	4,15	102,84	85	-	-	259,5	1135,5	
P27-04b-6	59,85	16,43	0,27	1,49	1,43	7,87	0,11	6,44	3,86	4,28	102,04	85	-	-	275	1386	
P27-04b-7	59,70	16,42	0,25	1,34	1,43	7,45	0,13	7,45	3,99	4,13	102,28	86	-	-	40,67	952	
P27-05-1	55,15	19,59	0,19	1,04	1,09	9,37	0,12	6,80	4,31	5,10	102,77	86	-	-	855	1002	
P27-05-2	60,16	16,78	0,25	1,41	1,48	7,37	0,12	6,40	4,22	4,18	102,37	86	0,548	-	95,33	878,67	0,19
P27-05-3	60,23	16,46	0,25	1,35	1,47	7,41	0,12	7,26	4,15	4,21	102,90	86	-	-	57,2	940	
P27-07-1													0,619	250,08	-	-	1,17
P27-08-1	57,67	15,88	0,27	1,40	1,45	7,37	0,12	6,90	3,71	4,09	98,85	89	0,878	-	83,5	1054,75	0,40
P27-08-3	58,62	15,86	0,29	1,46	1,49	7,25	0,11	6,80	3,82	4,16	99,86	83	-	-	209,5	1098	
P27-08-4	57,85	15,72	0,28	1,39	1,42	7,44	0,13	7,37	3,85	4,15	99,61	83	-	-	35	976,67	
P45-Z	56,70	15,49	0,27	1,40	1,50	7,34	0,12	6,67	4,02	3,99	97,49	89	-	-	164	1187,67	
P45-2													1,184	-	-	-	0,58
P45-4*	58,65	15,96	0,29	1,53	1,54	7,28	0,12	6,68	3,83	4,06	99,93		0,774	-	200,67	1244,67	
P45-5-1	58,02	16,05	0,26	1,39	1,38	7,67	0,12	7,12	3,76	4,01	99,79	85	0,748	-	110,40	1087	0,34
P45-5-2													1,421	140,88	-	-	1,18
P45-5-5	58,25	15,71	0,25	1,35	1,43	7,57	0,13	7,51	4,01	4,10	100,30	86	-	-	3,5	985	
P45-5-6	57,01	15,51	0,28	1,51	1,38	7,85	0,12	7,17	3,80	4,23	98,86	84	-	-	435,67	1279,17	
P45-5-7	57,44	15,57	0,25	1,33	1,45	7,43	0,12	7,22	3,90	4,00	98,72	84	-	-	42	1027,25	
P45-5-8	58,00	15,69	0,26	1,40	1,44	7,49	0,12	6,92	3,95	4,14	99,42	87	0,824	-	109	1088,67	0,36
P45-5-9	58,74	15,95	0,25	1,37	1,45	7,33	0,13	7,01	3,98	4,09	100,31	82	0,788	64,61	66	1045,5	0,48
P45-7-1	49,81	19,40	0,21	1,11	0,82	10,08	0,08	5,55	3,82	4,99	95,89	89	0,110	-	1442,5	1149,5	0,04
P45-7-2	52,91	16,09	0,21	1,18	1,16	9,51	0,15	7,93	3,36	4,55	97,04	88	-	-	1144	1142,33	
P45-7-3	55,79	15,03	0,26	1,36	1,35	8,17	0,15	7,43	3,52	3,91	96,96	88	-	-	375,33	1196,67	
P45-7-4	55,97	15,38	0,27	1,40	1,32	7,89	0,14	7,44	3,49	4,03	97,33	89	-	-	459	1321,5	
P45-7-5													0,244	-	-	-	0,09
P45-8-1	56,71	15,96	0,23	1,36	1,22	8,62	0,14	8,20	3,74	4,41	100,59	89	0,743	-	594,33	1153,33	0,27
P45-8-2	51,74	19,12	0,18	1,03	0,79	9,36	0,08	5,73	3,82	5,88	97,74	89	4,560	175,39	1450,67	1143,33	5,24
P45-8-3	52,37	19,30	0,20	1,09	0,89	9,41	0,09	5,78	4,01	5,51	98,64	89	2,365	-	874	942,33	1,79
P45-8-4	59,23	16,53	0,23	1,36	1,48	7,52	0,12	6,79	4,13	4,16	101,55	89	0,707	-	29	1016	
P45-8-5	58,23	16,09	0,20	1,42	1,39	7,75	0,12	7,52	3,86	4,24	100,81	89	-	-	310	954,5	0,28
P45-8-6	58,15	17,57	0,19	1,12	1,27	8,64	0,09	5,97	4,14	4,49	101,63	89	-	-	154	837	
P45-13-1	58,45	16,17	0,25	1,39	1,39	7,74	0,13	7,34	3,97	4,36	101,18	89	-	-	250,4	1107,8	
P45-13-2	59,35	16,47	0,24	1,40	1,39	7,83	0,11	6,74	4,00	4,28	101,81	89	0,334	-	189	1056,5	0,13
P45-13-3	59,73	16,35	0,24	1,39	1,42	7,65	0,13	6,83	4,07	4,37	102,17	89	-	-	277,5	1005,5	
P45-14-1	58,38	15,89	0,26	1,35	1,42	7,34	0,12	7,38	3,81	3,99	99,94	85	0,607	114,37	70	996,33	0,45
P45-14-2	59,03	15,98	0,27	1,38	1,45	7,31	0,13	7,16	3,73	3,98	100,42	85	-	-	37	967,33	
P45-14-3	58,48	15,92	0,27	1,36	1,44	7,29	0,13	7,35	3,85	3,97	100,07	85	1,400	145,43	43,67	991,33	1,22
P50-1	58,45	15,69	0,24	1,30	1,36	7,88	0,12	7,16	2,96	4,29	99,46	86	0,556	-	75,33	1041	0,22
P50-2-1	58,17	15,91	0,25	1,29	1,40	7,80	0,13	7,31	3,89	4,27	100,40	87	0,433	-	97,33	746,33	0,16
P50-2-2	58,79	16,20	0,23	1,28	1,38	7,85	0,13	7,51	3,98	4,25	101,62	86	-	-	98	1031	
P50-3-1	58,75	16,08	0,26	1,37	1,45	7,41	0,13	6,94	3,92	4,10	100,41	89	0,854	-	69,33	897,33	0,38
P50-3-2	57,71	15,79	0,27	1,43	1,42	7,52	0,13	7,05	3,84	4,12	99,28	86	0,515	-	171,67	977	0,21
P50-3-3	59,08	15,98	0,26	1,40	1,46	7,29	0,10	6,65	3,81	4,08	100,10	86	-	-	264	721	
P50-5-1	55,20	17,54	0,19	1,10	1,09	9,39	0,14	7,11	3,74	4,34	99,85	89	-	-	654,5	990,5	
P50-5-3	55,46	24,01	0,11	0,54	0,65	11,09	0,05	3,23	3,98	1,86	100,99	89	0,069	-	109,33	640,33	0,04
P50-5-4													0,899	141,90	-	-	0,60
P50-5-5													1,161	153,92	-	-	0,86

En la **Tabla 3** se muestran los valores obtenidos de elementos mayores (en porcentaje), volátiles (H₂O, CO₂, S y Cl) y profundidad de entrapamiento en las inclusiones de vidrio sin corrección por efectos de post-entrapamiento del olivino y pérdida difusiva de Fe.

Los datos para roca total y vidrio de matriz se obtuvieron de Guilbaud *et al.* (2009). Como se puede esperar para un magma máfico, la correlación es negativa para los diagramas de FeO_T y MgO , para P_2O_5 y TiO_2 se muestra una correlación positiva distinta con respecto al sílice, aunque los datos obtenidos para P45 son un poco dispersos. Para el diagrama de K_2O se presenta una correlación positiva muy marcada. En cuanto al diagrama de CaO , se muestran dos diferentes tendencias, negativa a bajo contenido de sílice y plana o ligeramente positiva por encima del 55% de SiO_2 . Los datos obtenidos por Guilbaud *et al.* (2009) para roca total y vidrio de matriz concuerdan en general con los datos de IV obtenidos en este trabajo, aunque algunas diferencias pueden ser atribuidas al uso de diferentes equipos para las mediciones (**Fig. 19**).

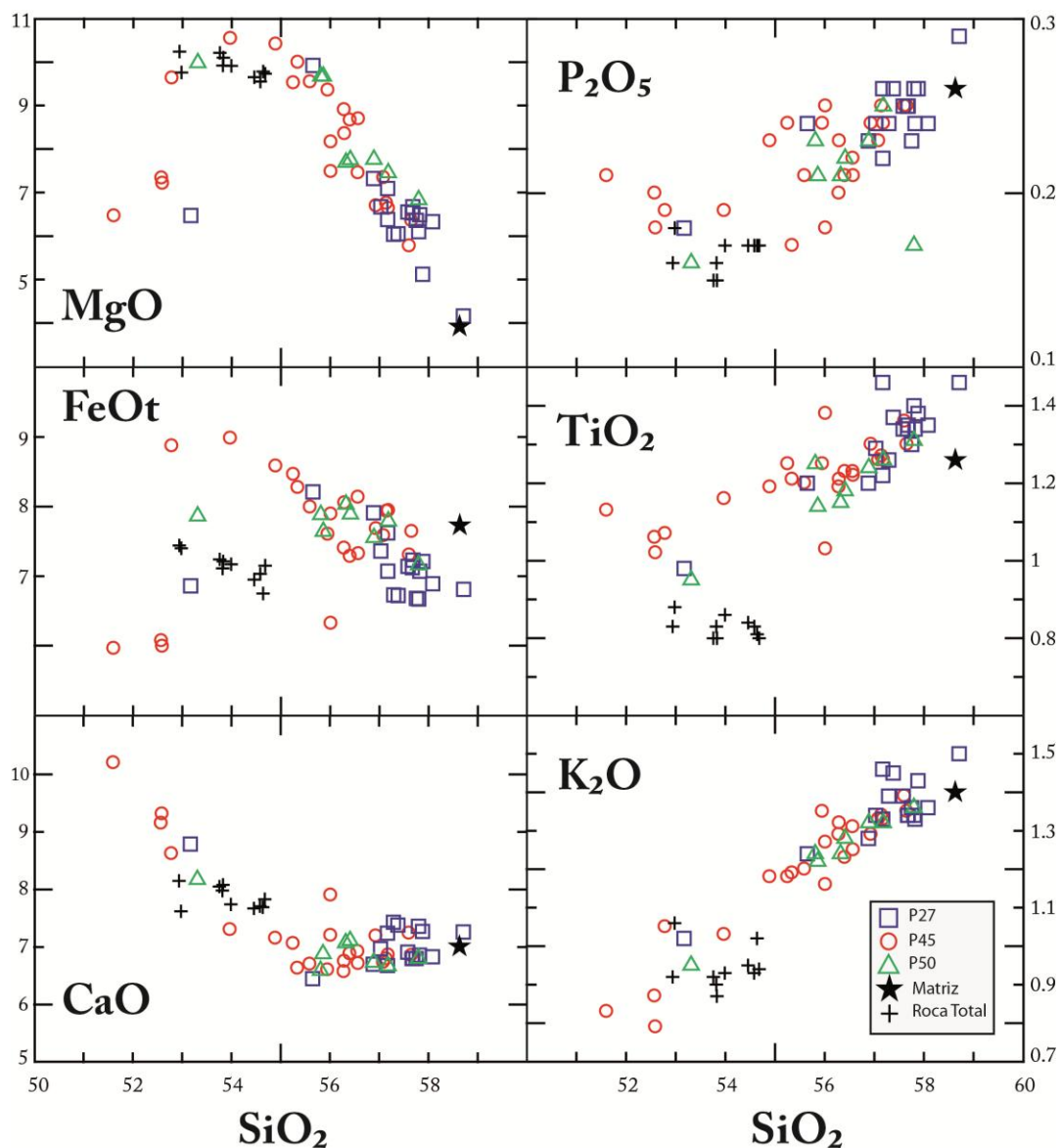


Fig. 19. Diagramas de Harker para elementos mayores (wt.%) de inclusiones de vidrio del volcán Pelagatos. Los datos de roca total y vidrio de matriz fueron tomados de Guilbaud *et al.* (2009).

6.2. Volátiles (H_2O , CO_2 , Cl y S)

Con respecto a los volátiles, en general las inclusiones contienen bajas cantidades de H_2O y CO_2 . Un total de 30 datos de H_2O fueron obtenidos, el rango contenido varía hasta un máximo de 4.5 wt.%, aunque en la mayoría de las muestras analizadas predominan inclusiones con contenido de H_2O disuelto entre 0.5 – 1% en peso (**Fig. 20b**). Los datos obtenidos de CO_2 , generalmente no exceden concentraciones de 160 ppm, aunque se tiene como máximo una concentración registrada de ~400 ppm. El modelo de Papale *et al.* (2006) proporciona el mejor estimado para la presión de saturación de vapor y composición de vapor, para composiciones típicas de magmas máficos de arco. Por lo tanto, se usó éste modelo para estimar las presiones de entrapamiento presentadas en este trabajo, así como en Johnson *et al.*, 2009.

Las inclusiones quedaron atrapadas a una presión menor a 200 MPa (**Fig. 20a**). Los datos obtenidos demuestran que las inclusiones quedaron atrapadas a una presión máxima de 1337 bares (**Tabla 4**) equivalente a 133.75 MPa, aunque la mayoría de las concentraciones (**Fig. 20b**) se encuentran debajo de la línea de 100 MPa, al igual que los datos obtenidos para el volcán Xitle por Cervantes y Wallace (2003).

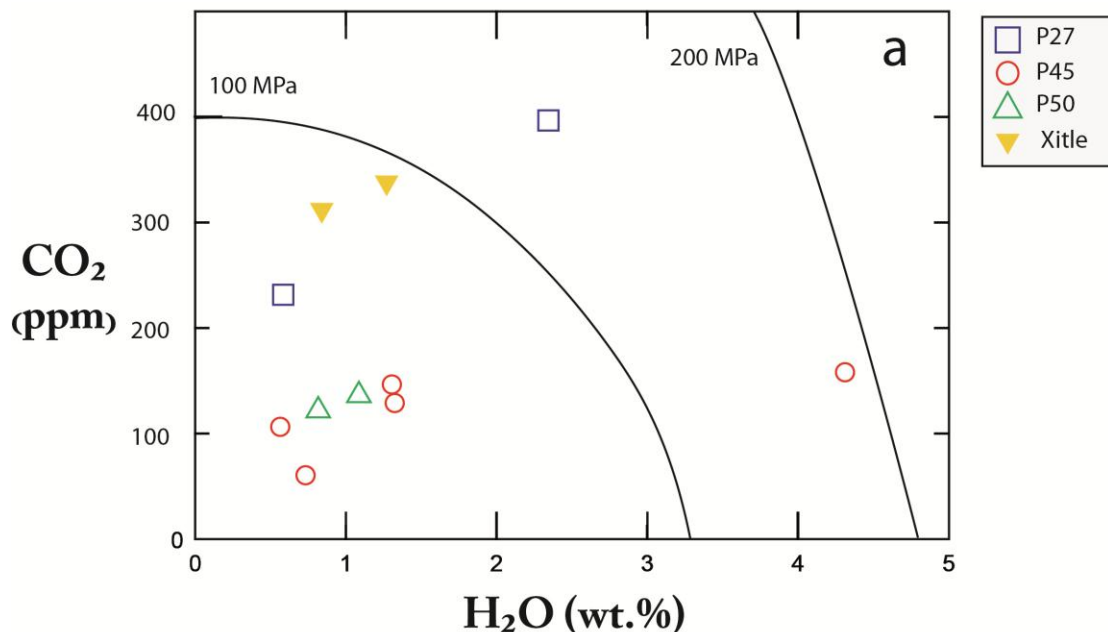


Fig. 20a. Diagrama de CO_2 vs. H_2O . Las líneas de isobares (líneas de igual presión) mostradas representan el rango de composiciones de los fundidos en equilibrio con fluidos H_2O - CO_2 a una presión dada usando el modelo de Papale *et al.* (2006). La presencia de tan pocos datos se debe a que en pocas inclusiones se detectó CO_2 por encima del límite de detección (26 ppm).

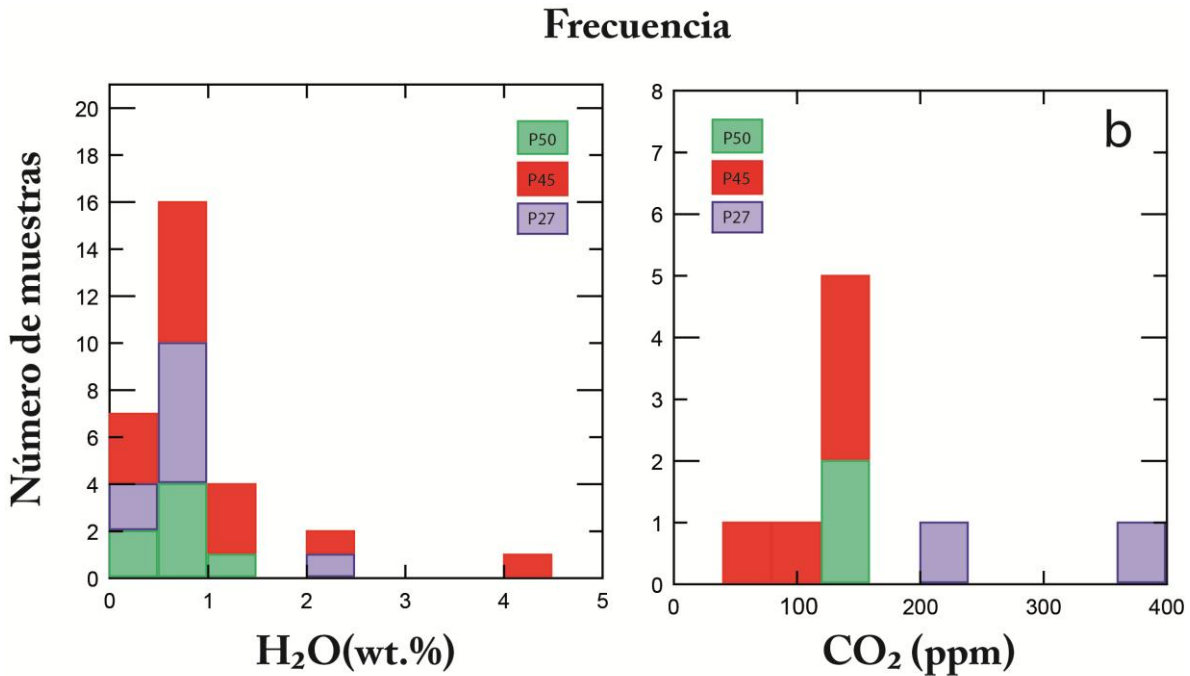


Fig. 20. b. Histogramas de frecuencia vs. Contenidos de volátiles de H₂O y CO₂ encontrados en las inclusiones de vidrio del volcán Pelagatos para cada uno de los horizontes analizados.

Haciendo énfasis en otros volátiles también muy importantes, en el diagrama de S vs. SiO₂ (**Fig. 21**), se muestra una correlación negativa bastante clara de los datos de P45, los cuales varían de los valores más bajos registrados hasta los más altos. Sin embargo, ésta correlación no se encuentra en el gráfico de MgO vs. S. En cuanto a P27 y P50, los datos muestran una menor concentración de S, consistente con más altos contenidos de sílice en la mayoría de las IV. Además, la figura 21 muestra que no existe correlación entre los diagramas de Cl vs. SiO₂ y MgO. En éstos diagramas los datos de P45 y P50 son bastantes dispersos y se observa que a lo largo del aumento de sílice las concentraciones de Cl registradas son variables.

Para la determinación de la temperatura de cristalización se utilizó la correlación entre temperatura, presión y la concentración de MgO en el fundido propuesta por Sugawara (2000) donde se establece que hay una relación lineal entre el porcentaje mol de MgO en el fundido saturado en olivino y/o piroxeno, la temperatura y la presión. La correlación a 0.1 Mpa está expresada por:

$$T(K) = 1316 + 12.95X_{MgO}^{Liq} (\% mol)$$

Donde T y X liq MgO son respectivamente la temperatura en Kelvin y la concentración en MgO del fundido (en % mol).

Cuando el contenido de MgO es < 25% mol la relación es casi lineal;

$$X_{MgO}^{Liq} (\%peso) = 0.68X_{MgO}^{Liq} (\%mol)$$

Las calibraciones se han desarrollado tanto para riolita como para basalto, para las cuales es muy exacta. Sin embargo, para otras composiciones la exactitud está limitada al 20%.

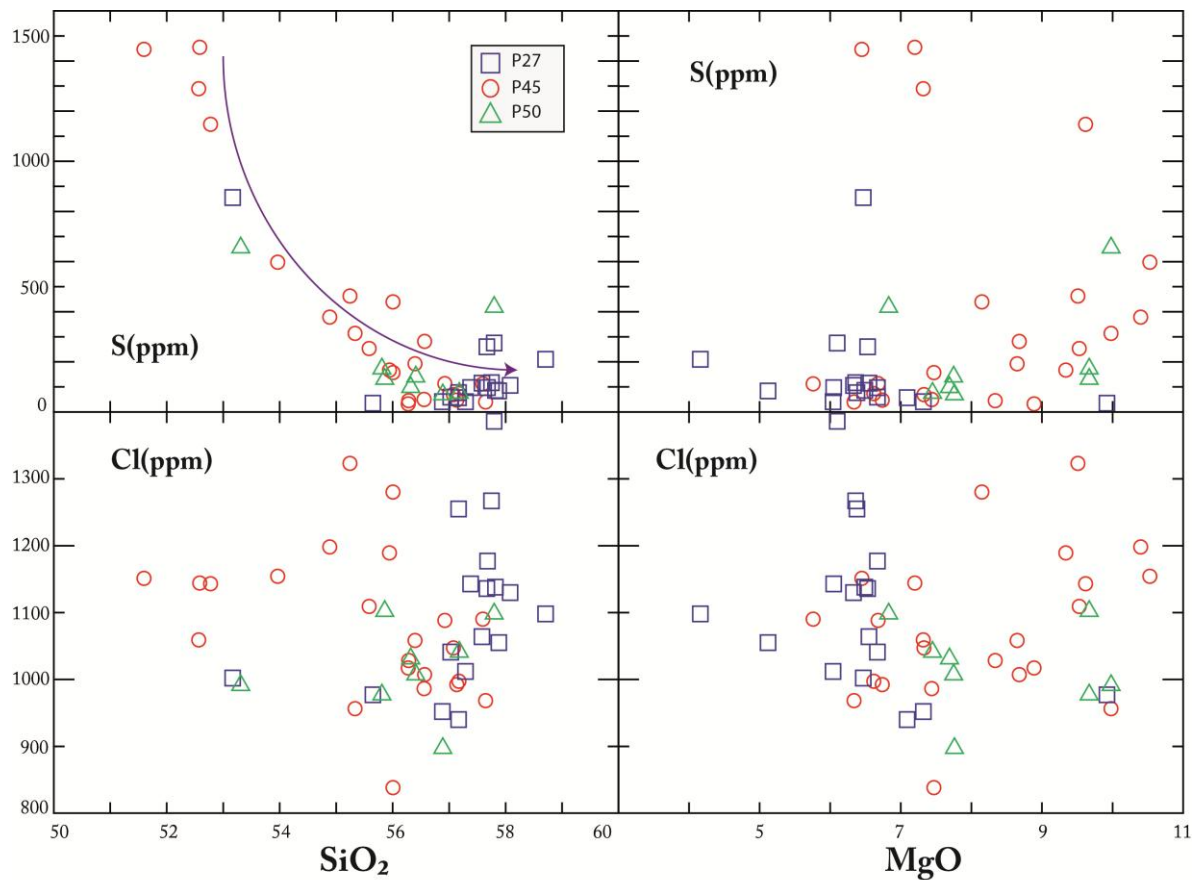


Fig. 21. Diagramas de contenidos de volátiles (S y Cl) vs. SiO₂ en wt.% detectados mediante Microsonda Electrónica.

7. DISCUSIÓN



Este trabajo aporta datos geoquímicos acerca de los volátiles contenidos en el magma previo a la erupción del volcán Pelagatos.

Durante la desgasificación del magma, las composiciones de los gases son frecuentemente modificadas por enfriamiento, reequilibrio, contaminación y reacción con rocas encajonantes o fluidos. Por lo tanto es difícil interpretar los resultados de los análisis de IV en términos de concentración original magmática. Sin embargo, las concentraciones más altas de H₂O pueden ser usadas para inferir la concentración magmática original (Cervantes y Wallace, 2003; Johnson *et al.*, 2010).

De acuerdo con los datos de elementos mayores obtenidos a partir del análisis de las inclusiones de vidrio, se puede afirmar que la composición del fundido que dio origen al volcán Pelagatos es predominantemente andesita basáltica y pertenece a la serie magmática toleítica (**Fig. 18**). Los diagramas de Harker obtenidos para FeO_T y MgO (**Fig. 19**), nos indican que el fundido se enriquece en sílice mientras la concentración de estos elementos va decreciendo debido a la cristalización del olivino (Forsterita 84-90) a lo largo de la evolución de dicho magma. La primera capa (P27), que se encuentra en la base de la columna estratigráfica (**Fig. 6**), representa una etapa temprana en la construcción del cono del volcán Pelagatos y las IV encontradas en ésta capa tienen las composiciones más evolucionadas (58.71% SiO₂ y 1.5% K₂O). Lo cual es congruente con una estancia más prolongada del magma en la corteza, lo que causa cristalización y evolución composicional del fundido. La siguiente capa analizada en la columna estratigráfica (P45; **Fig. 6**) tiene inclusiones de vidrio con el intervalo composicional más amplio incluyendo a los valores más primitivos (51.71% SiO₂ y 0.79% K₂O). Esto se puede explicar por un ascenso más rápido del magma debido a que un conducto está bien desarrollado debajo y dentro del cono. En la última capa (P50), la cual se encuentra en la parte superior de la columna estratigráfica, representa el fin de la construcción del cono, y aquí las composiciones de las IV son similares a las de la primera capa (P27). Esto significa un ascenso más lento del magma y puede sugerir un estancamiento de dicho magma antes de su erupción a la superficie, lo cual permitió una evolución más avanzada del fundido magmático. Los elementos incompatibles graficados (K₂O y P₂O₅) tienen la misma tendencia, mientras el magma va evolucionando la concentración de éstos elementos va aumentando en el fundido (**Fig. 19**). El contenido bajo en K₂O (<1.5 wt.%), indica que el magma del Pelagatos no fue afectado por asimilación magmática de la corteza que lo subyace.

La evolución de CaO vs. SiO₂ (**Fig. 19**) refleja la cristalización de minerales de plagioclasa (P45-4, único cristal) y clinopiroxeno, la cual es marcada por el empobrecimiento de CaO con respecto al SiO₂. Al finalizar la cristalización de estos minerales, la cantidad de CaO aumenta ligeramente en el fundido, ya que éste elemento se vuelve incompatible.

7.1. Presiones de cristalización y formación de inclusiones de vidrio.

La variabilidad en las concentraciones en volátiles medidas en las IV es ocasionada por los procesos de desgasificación (CO₂ y H₂O), enfriamiento y despresurización que afectan al magma ascendente. Dichas variaciones también se deben a la solubilidad de los volátiles durante el entrapamiento de las inclusiones antes de la erupción y durante el emplazamiento del magma dentro de la corteza superior.

En el diagrama CO₂ vs. H₂O (**Fig. 20a**) los datos muestran la historia de la desgasificación del magma (pérdida de H₂O, CO₂) durante el ascenso. Así también, muestran la presión de entrapamiento de las inclusiones cerradas, reentrantes y de vidrio de reloj o “*hourglass*” al momento de la cristalización. Las burbujas formadas en ciertas inclusiones conservan parte del CO₂ que se escapa del magma durante el ascenso. Como resultado, la presión original de entrapamiento obtenida por el análisis del CO₂ en el fundido puede ser subestimada. Las inclusiones reentrantes y de vidrio de reloj (“*hourglass*”) quedan conectadas al fundido exterior durante el ascenso, por lo que pueden ser utilizadas para inferir la composición del fundido y su presión de equilibrio poco tiempo antes de la erupción. Sin embargo, vemos aquí que los contenidos volátiles encontrados en estas inclusiones no varían significativamente con respecto a las inclusiones de vidrio cerradas.

La presión máxima obtenida (1337 bares) indica baja profundidad de cristalización del olivino, (ca. 5 km, calculado asumiendo que la densidad de la corteza superior es 2600 kg/m³; Johnson *et al.*, 2008).

En general, las inclusiones que contienen H₂O y cantidades bajas de CO₂ indican que al momento del entrapamiento, el CO₂ ya se había desgasificado del magma casi por completo, previo a la pérdida significativa de H₂O y otros volátiles como Cl y S, y debido a su baja solubilidad. Un parámetro importante que puede influir sobre la concentración de los volátiles preservados en el

fundido es la velocidad de ascenso del magma, ya que controla el tiempo disponible para la desgasificación (Cervantes y Wallace, 2003).

En la gráfica Cl vs. SiO₂ (**Fig. 21**) se aprecia que a lo largo de la evolución del magma, la concentración de Cl se ha mantenido elevada, entre 1386 a 837 ppm, quizá debido a la alta solubilidad de éste elemento en el fundido (**Fig. 21**). La falta de correlación entre Cl, SiO₂ y MgO supone que las concentraciones de éste elemento en el fundido no variaron con su grado de diferenciación. Al contrario, la gráfica de S vs SiO₂ (**Fig. 21**) muestra que a medida que el magma evoluciona, el S escapa del mismo. Ésta relación es especialmente clara en los datos de P45, mientras la concentración en S de las inclusiones en P27 y P50 es menos consistente con el mayor grado de diferenciación de éstas inclusiones.

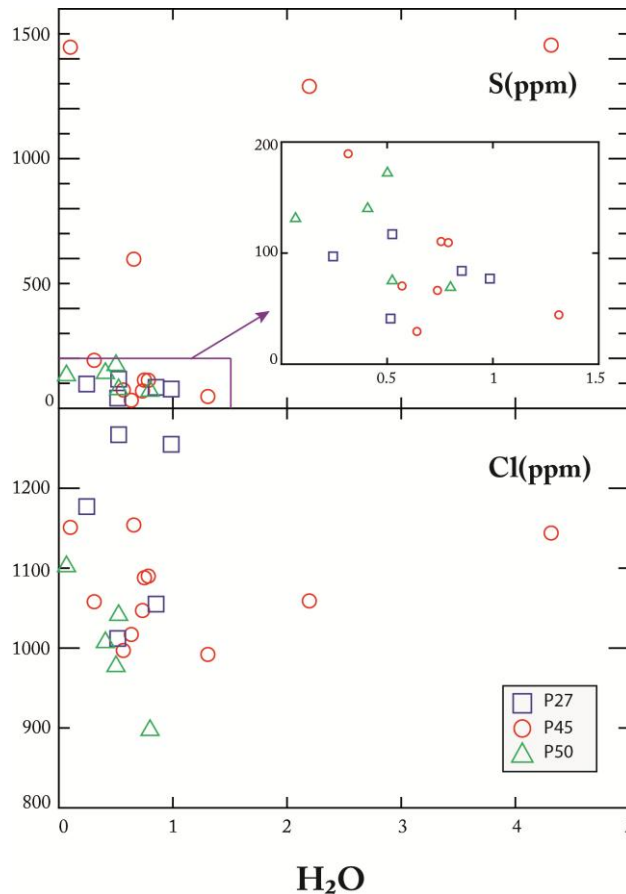


Fig. 22. Diagrama de concentraciones de volátiles (S y Cl) vs. H₂O (wt.%). Este diagrama muestra la correlación negativa entre los volátiles, la cual es más evidente para los datos de la muestra P50.

Por otra parte, la concentración en S disminuye con un aumento en MgO en el fundido, lo que sugiere una relación entre la desgasificación del S y la cristalización del olivino (**Fig. 21**). El contraste con el comportamiento del Cl, sugiere que el S es menos soluble en el magma. Solo algunas inclusiones muestran una correlación negativa de S y Cl con respecto a H₂O, lo que indica cierta dependencia entre estos volátiles (**Fig. 22**). El Cl dentro de inclusiones de vidrio, proviene en general del reciclamiento de los volátiles contenidos en los sedimentos y la corteza oceánica alterada en contexto de subducción, lo que sugiere la presencia de la placa de Cocos debajo de la SCN.

7.2. Cristalización

La relación inversa entre K₂O y MgO en las IV indica que la cristalización del olivino tuvo un papel importante en la evolución del fundido (**Fig. 23**). A su vez, la relación positiva entre el Al₂O₃ y el CaO en el fundido, así como el decremento de CaO con el incremento en SiO₂ (**Fig. 19**) revelan la cristalización de plagioclasa ± piroxeno (**Fig. 23**).

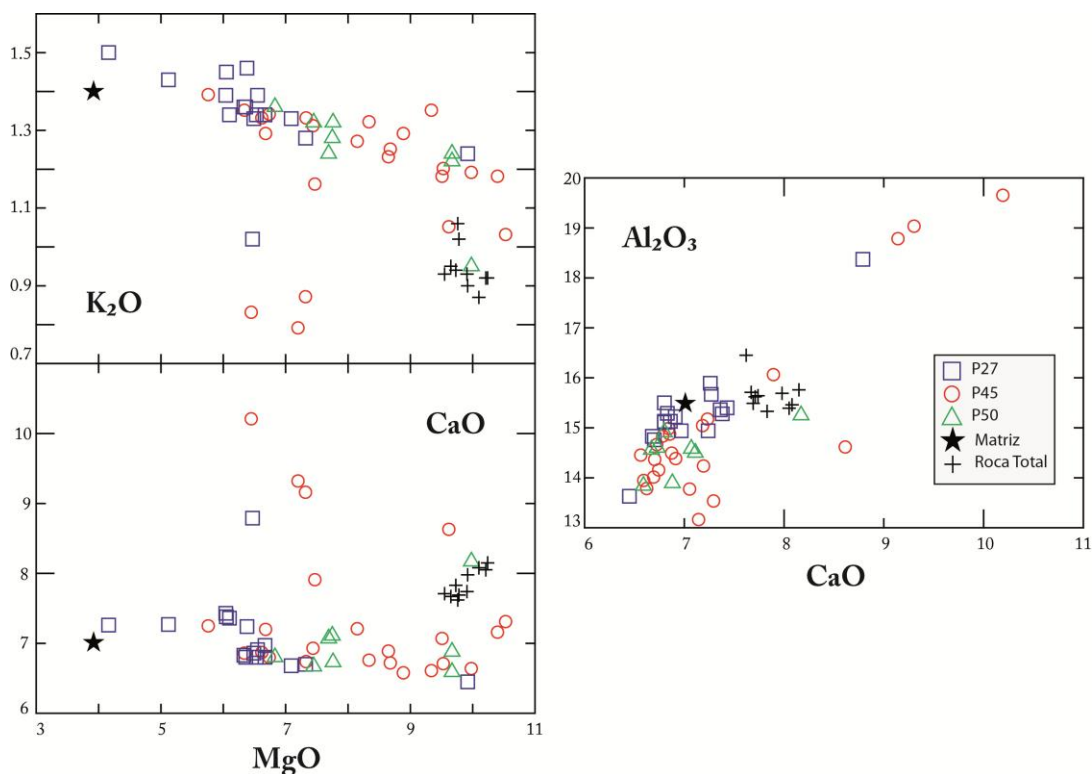


Fig. 23. Diagramas que demuestran el fraccionamiento de las fases minerales. El diagrama K₂O vs. MgO (wt.%) muestra la cristalización durante la evolución, el de CaO vs. MgO (wt.%) muestra la cristalización contemporánea de olivino y plagioclasa, y el correspondiente a Al₂O₃ vs. CaO (wt.%) muestra la cristalización de plagioclasa.

La pérdida de H₂O podría ser la causa de una considerable cristalización de fases minerales, como olivino, plagioclasa y clinopiroxeno dentro de las inclusiones. Pero a su vez, la cristalización fraccionada durante el ascenso puede aumentar las concentraciones de elementos volátiles en el fundido ya que estos elementos no entran en las fases minerales observadas (olivino, plagioclasa, piroxeno).

La presencia de microlitos y cristales en fundidos bajos en H₂O se explica por la cristalización del magma inducida por su desgasificación a baja profundidad, la cual baja la temperatura del liquidus del magma.

Las inferencias de la cristalización son respaldadas por aplicar el modelo PELE desarrollado por Boudreau (1999). Utilizando diferentes parámetros, se obtuvo que las variaciones de composición en las IV son reproducidas mediante la aplicación de un modelo de enfriamiento a las composiciones más primitivas a diferentes condiciones de presión y H₂O (**Tabla 5**), y formando olivino, plagioclasa y clinopiroxeno.

<i>Corrida</i>	<i>Presión constante</i>	<i>Temperatura (°C)</i>	<i>H₂O wt.%</i>
Run 1	1 atm	1300	4.32
Run 2	1 atm	1300	0
Run 3	100 MPa	1300	4.32
Run 4	150 MPa	1300	4.32
Run 5	200 MPa	1300	4.32

Tabla 5. Parámetros utilizados en el desarrollo del modelo PELE

El programa PELE (basado en el algoritmo de Ghiorso y Sack, 1995) permite la evaluación de la cristalización de líquidos silicatados bajo una variedad de limitaciones termodinámicas. Los escenarios de evolución de los procesos magmáticos se pueden modelar como una serie de pasos de temperatura y presión (minimización de la energía de Gibbs). Las limitaciones de la temperatura y la de presión deben ser especificadas. Para el caso del modelado del Pelagatos, la temperatura de inicio, ha sido configurada por encima de la temperatura del liquidus calculada de la composición original elegida. La temperatura donde se detiene, que es la temperatura final del modelo y el incremento de la temperatura también se han fijado. Las presiones de arranque y

parada se establecen igual a otra, de manera que el trayecto de evolución del modelo es isobárico.

El modelo que más se acopló de acuerdo a los datos obtenidos, y al camino que sigue el magma del Pelagatos tomando como base el modelo de Boudreau (1999), es la número 3 (Run 3). De tal forma, que en éste trabajo se sugiere que ese es el camino que siguió el magma durante su evolución a una presión **constante** de 100 MPa durante su evolución y cristalización (**Figs. 24 y 25**).

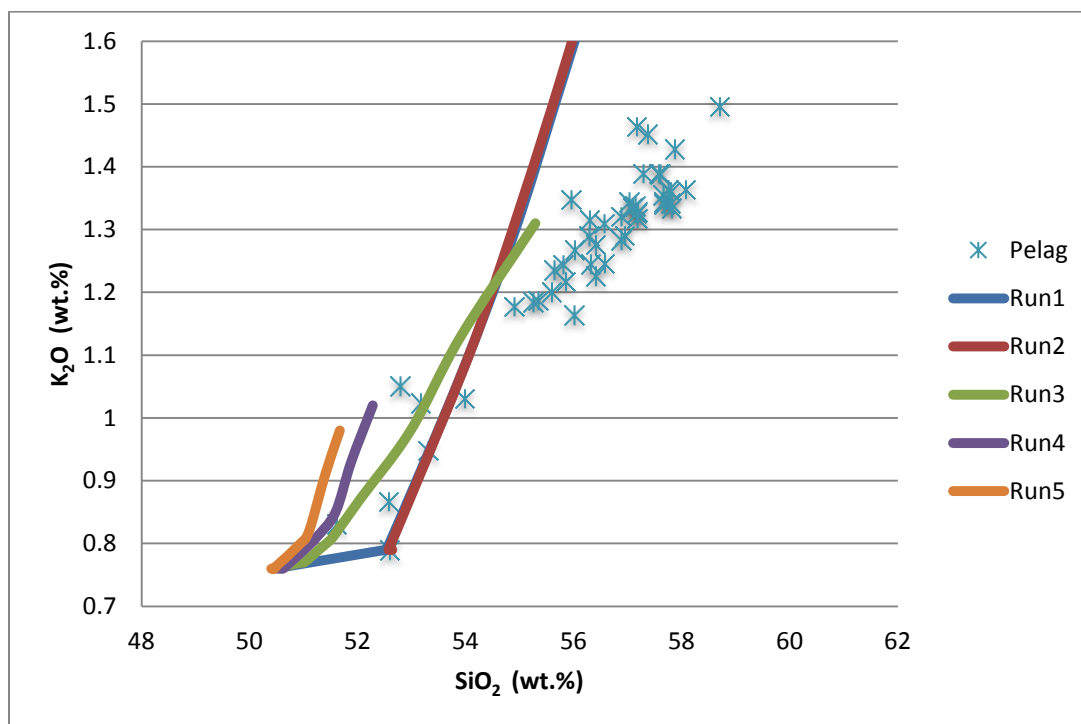


Fig.24. Gráfica de la composición del líquido (fundido) calculada por el modelo PELE con los datos de inclusiones en Pelagatos (K_2O vs. SiO_2). Se eligieron el potasio debido a que es un elemento incompatible y marca el camino en la evolución de los magmas.

Las variaciones de temperatura son marcadas por el ascenso del magma hacia la superficie (**Fig. 26**). A medida que la temperatura desciende, la concentración de K_2O incrementa ya que se comporta como un elemento incompatible durante la cristalización de las fases minerales presentes en el magma. La temperatura del *liquidus* calculada con el modelo de Sugawara (2000) es de 1256 °C.

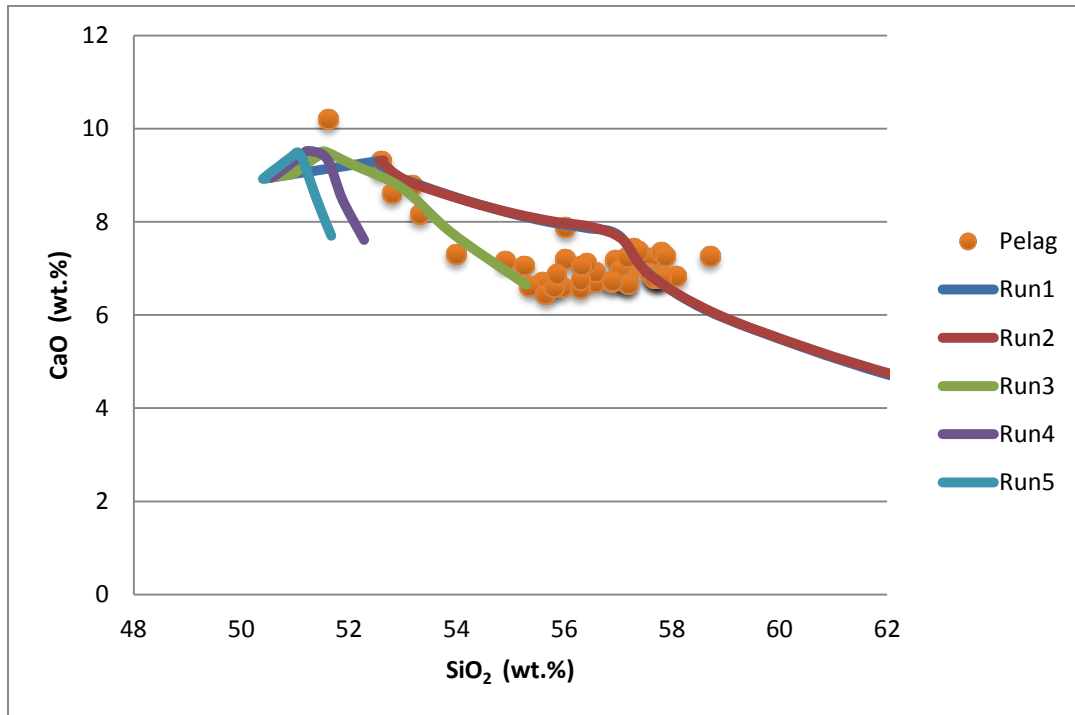


Fig.25. Gráfica de la composición del líquido (fundido) calculada por el modelo PELE con los datos de inclusiones en Pelagatos (CaO vs. SiO₂). El CaO representa la cristalización de plagioclasa durante la evolución del magma. La línea verde corresponde a la corrida 3, ésta indica el camino seguido durante la cristalización y se traslapa parcialmente con los datos obtenidos de IV.

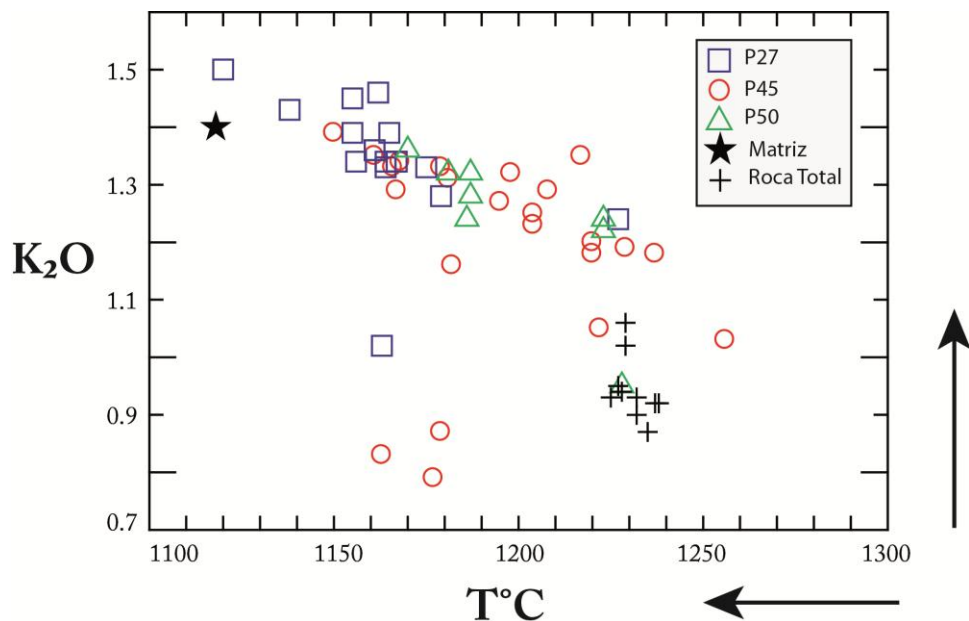


Fig. 26. Diagrama de Temperatura vs. K₂O (wt.%). Se muestra el ascenso de la temperatura a medida que ocurre la cristalización durante la evolución del magma. A mayor temperatura, K₂O se encuentra disuelto en el fundido, a medida que la temperatura desciende es exsuelto. Para la obtención de la temperatura se utilizó la correlación propuesta por Sugawara (2000).

La cristalización ocurrió durante el aumento progresivo de K_2O . Es razonable pensar que una inclusión de vidrio con menor concentración de éste elemento se atraparará a una presión mayor, o sea, la presión a la que cristalizó el olivino que atrapo la IV representa un magma menos evolucionado (**Fig. 27**).

Las concentraciones de K_2O también están correlacionadas con variaciones en la presión de entrapamiento, aunque de menor grado. Esto se debe a la composición más primitiva (menor K_2O) de las IV formadas a más alta profundidad (mayor P) y debido al menor grado de evolución del magma.

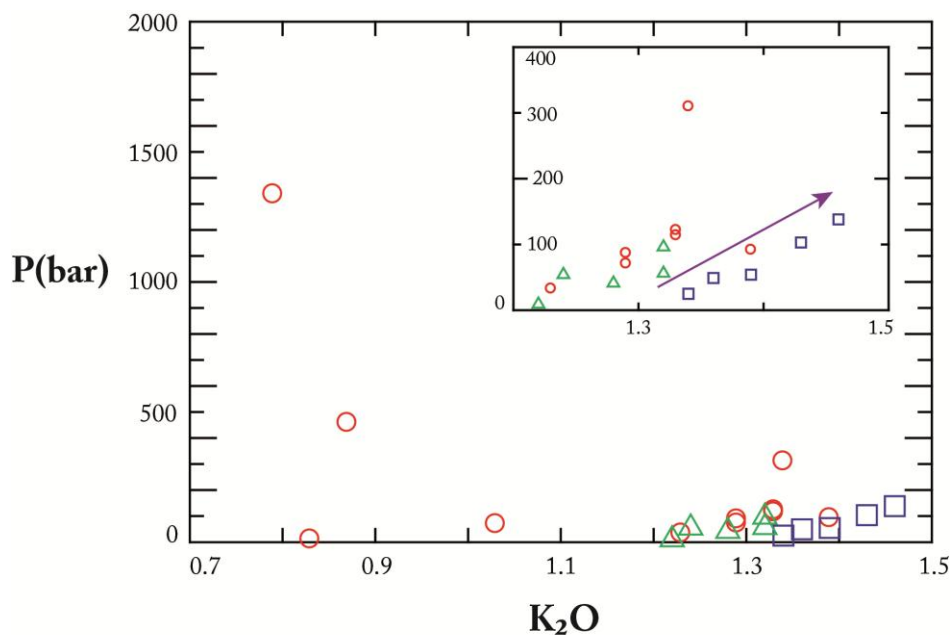


Fig.27. Diagrama de Presión vs. K_2O (wt.%). Se muestra la cristalización durante la evolución del magma a medida que la presión decrece.

7.3. Desgasificación de volátiles durante la cristalización

Los decrementos en proporción de volátil/ K_2O con incremento en K_2O en todas las inclusiones de vidrio, indican desgasificación de H_2O , S y Cl, durante la cristalización y evolución del fundido (**Fig. 28**). Sin embargo, la desgasificación de estos volátiles varía en función de su solubilidad en el magma. En todas las muestras el S parece haberse desgasificado a un mayor grado que el Cl. Aunque ambas proporciones decrecen, la que corresponde a S/ K_2O decrece más rápidamente indicando la desgasificación más extensa de S.

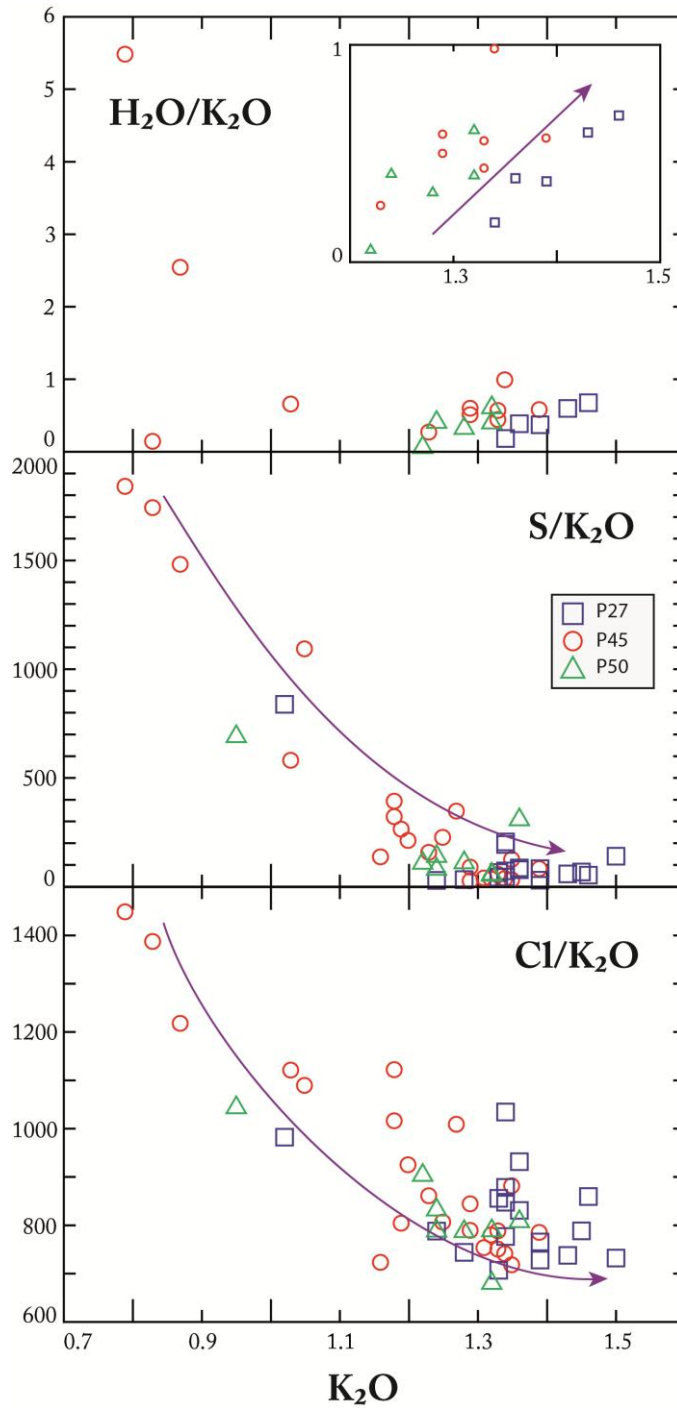


Fig.28. Diagramas de H_2O/K_2O , S/K_2O y Cl/K_2O vs. K_2O (wt.%). La relación entre estos elementos indica la desgasificación de los volátiles durante la evolución del magma, o bien, durante la cristalización fraccionada.

La relación positiva entre S/K_2O y Cl/K_2O para las inclusiones de vidrio (**Fig. 29**), indica una desgasificación contemporánea de S y Cl durante la cristalización.

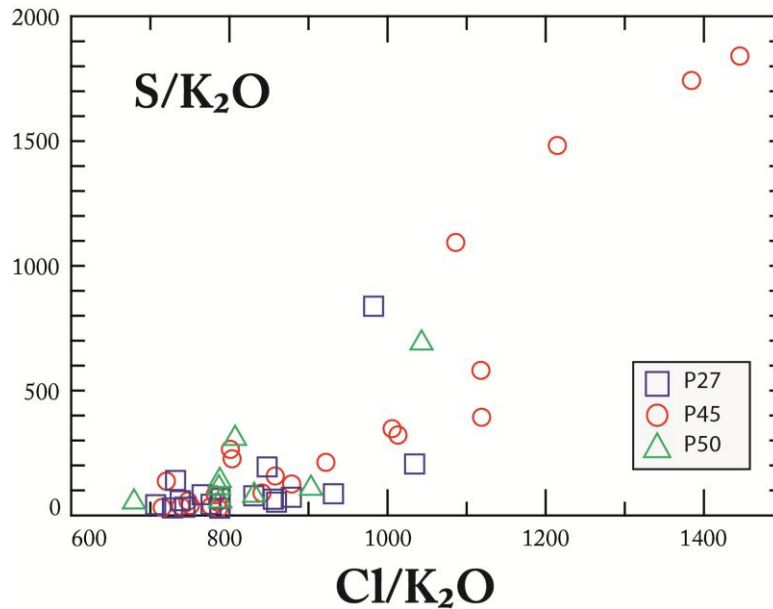


Fig.29. Diagrama de S/K₂O vs. Cl/K₂O (wt.%). Se muestra que la desgasificación de volátiles durante la cristalización fue contemporánea.

7.4. Estilo Eruptivo

Guilbaud *et al.* (2009) menciona que la actividad del Pelagatos durante la erupción cambió de efusiva a explosiva durante el curso de la misma, aunque fue principalmente efusiva con una fase explosiva de corta duración, la cual formó un pequeño cono y depósitos de caída ahora erosionados. El magma ascendió “rápidamente” a través de la corteza, debido a las altas temperaturas y elevados contenidos en volátiles en el magma y fracturas preexistentes.

La causa en algunas erupciones basálticas de un cambio de erupción efusivo a explosivo, es el resultado de un evento de suministro o recarga de magma, el cual incrementa la presión en la reserva magmática debajo del volcán, la velocidad de ascenso y entonces de la desgasificación. Por el contrario, una disminución de la presión puede bajar la velocidad de ascenso del magma, causar una mayor pérdida de volátiles y resultar en el cambio del régimen eruptivo de explosivo a efusivo.

Los procesos de cristalización pueden provocar un aumento en la viscosidad del magma, lo que a su vez, podría impedir el escape pasivo de las burbujas y llevar a la fragmentación del magma a baja profundidad.

En este trabajo, los datos obtenidos comprueban que las altas temperaturas en el magma (1120 - 1256°C), las elevadas cantidades de volátiles (H₂O: 4.32 wt.%) en el magma, los procesos de desgasificación y cristalización a niveles someros, y el poco tiempo para el escape del gas, provocaron la actividad explosiva al volcán Pelagatos.

En un trabajo similar hecho en el volcán Xitle de la SCN, Cervantes y Wallace (2003) encontraron sólo 2 inclusiones con contenido de CO₂ detectable (~340 ppm) y obtuvieron valores muy bajos en S (**Tabla 6**). Además, los contenidos en H₂O (\leq 1.3 wt.%) son bajos y las lavas producidas tienen una superficie tipo pahoehoe, indicador de un emplazamiento más “fluido” que las del Pelagatos. Estos datos subrayan el carácter menos explosivo de la erupción del volcán Xitle en comparación la del volcán Pelagatos.

Volátil (concentración máx. encontrada)	Volcán Pelagatos	Volcán Xitle <i>Cervantes y Wallace, 2003</i>
H₂O	4.32 %	1.3 %
CO₂	397 ppm	340 ppm
S	1450 ppm	1000 ppm
Cl	1386	n.a.*
Presión (bares)	1337	900

*n.a. = No fue analizado.

Tabla 6. Tabla comparativa

7.5. Origen del fundido

Algunas lavas e inclusiones de vidrio del volcán Pelagatos han sido estudiadas con anterioridad, y diversos autores (Agustín-Flores *et al.*, 2011; Guilbaud *et al.*, 2009; Meriggi *et al.*, 2008; Schaaf *et al.*, 2005) han considerado el origen del magma del Pelagatos como uno de los más primitivos de la SCN, debido a sus altos contenidos en Cr, Ni y Mg# (olivino e inclusiones de espinela-Cr). Se cree que la diversidad de magmas de la SCN pudo haberse originado de la evolución de magmas similares a esos expulsados por el volcán Pelagatos mediante procesos de cristalización y asimilación que ocurren en la corteza.

Existen diversos modelos petrogenéticos para Pelagatos, uno de ellos corresponde al origen por fusión parcial de un manto peridotítico enriquecido en volátiles derivados del slab (Cervantes y Wallace, 2003). Recientemente, Straub *et al.* (2011) propuso una fuente híbrida de peridotita/piroxenita que promueve la producción de composiciones de andesitas basálticas y andesitas calci-alcalinas primarias altas en SiO₂ ante la presencia de rocas andesíticas y andesitas basálticas con altos contenidos en MgO, fenocristales y altos contenidos en Ni en la FVTM. Agustín – Flores *et al.* (2011) menciona que debido a su alto contenido de MgO y muy poca evidencia de fraccionamiento de olivino, los productos del Pelagatos podrían representar fundidos primarios o casi primarios de una fuente peridotítica debajo del centro de México. Finalmente, Weber *et al.* (2012) con base en modelos experimentales, determinó que la composición del Pelagatos ocurrió a través del equilibrio de fundidos parciales hidratados con harzburgita que contiene olivino con Fo>90. Ese equilibrio sucedió como un fundido primitivo que ascendió a través del manto superior desde la parte más caliente de la cuña. Después de reequilibrarse debajo del Moho, estos fundidos atravesaron la corteza sufriendo pocos grados de fraccionamiento del olivino. Los fundidos dacíticos de las secciones de la corteza anfibolítica/eclogítica del slab subducido, pudieron haber interactuado con la peridotita del manto para formar ortopiroxeno a expensas del olivino. Mientras el fundido del slab se percolaba hacia la superficie a través de la cuña, se debió de haber reequilibrado con la paragénesis del manto antes de ascender a la corteza, potencialmente convirtiéndolo de dacita a andesita o andesita basáltica alta en Mg en composición.

Con base en la información obtenida de las IV (elementos mayores) en este trabajo (MgO 4.16 – 10.54 wt.%, NiO 0.13-0.52 wt.% y Cr₂O₃ 0.02 – 0.08 wt.%), y por Guilbaud *et al.*, (2009), las rocas del Pelagatos indican que su origen puede estar relacionado con una fuente peridotítica que probablemente provino del manto superior. Para verificar y concluir esto, se deberán hacer análisis de elementos de traza en las inclusiones obtenidas del volcán Pelagatos. Cervantes y Wallace (2003) sugieren un escenario similar para el origen del magma del volcán Xitle, aunque los contenidos de agua son bajos (1.3 wt.%), lo que puede implicar la ausencia de los fluidos en el slab durante su fusión por la descompresión.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

*Las concentraciones de volátiles de inclusiones de vidrio en huéspedes de olivino para el volcán monogenético Pelagatos son altas (0.067 - 4.32 wt.% H₂O, 59.48 - 396.69 ppm de CO₂, 29 - 1450.66 ppm de S y 837 - 1386 ppm de Cl).

*Las inclusiones de vidrio contienen concentraciones de elementos incompatibles (K₂O) representativas del magma que indican que este no fue afectado por asimilación. Sin embargo, dicha observación está basada en datos de elementos mayores, por lo que faltaría comprobarla con elementos traza.

*Las diferentes capas estudiadas indican que durante la construcción del cono del volcán Pelagatos, la estancia del magma en la corteza fue prolongada (composiciones más evolucionadas, 58.71% SiO₂ y 1.5% K₂O).

*El rango de composiciones amplio de las IV, representa el entrapamiento de las IV a lo largo de la evolución del magma durante su ascenso a baja profundidad.

*La cristalización comenzó a partir de los ~5 km de profundidad con presiones de 1337 bares, por lo que la desgasificación fue extensa.

*Las altas proporciones de MgO (4.16 – 10.54 wt.%), NiO (0.13-0.52 wt.%) y Cr₂O₃ (0.02 – 0.08 wt.%) encontradas son típicas de un magma primitivo de acuerdo con varios autores, originado por el enriquecimiento en volátiles del manto peridotítico por medio de la deshidratación y subducción de la Placa de Cocos. Para corroborar lo anterior, se sugiere realizar el análisis de elementos de traza en las inclusiones de vidrio del volcán Pelagatos.

*El estilo eruptivo, los elementos mayores y la cantidad de volátiles reportados para Xitle (Cervantes y Wallace, 2003; Robidoux, en preparación), varían significativamente con respecto a los encontrados en este trabajo para el volcán Pelagatos.

9. REFERENCIAS


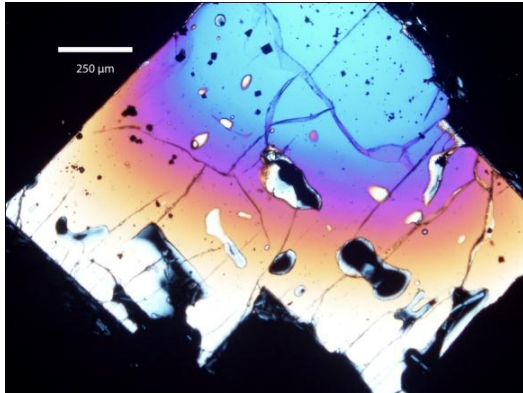
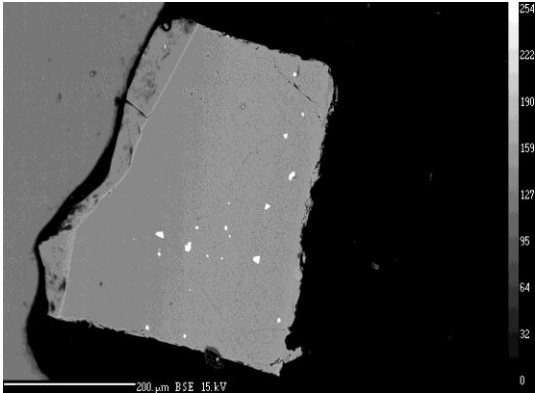
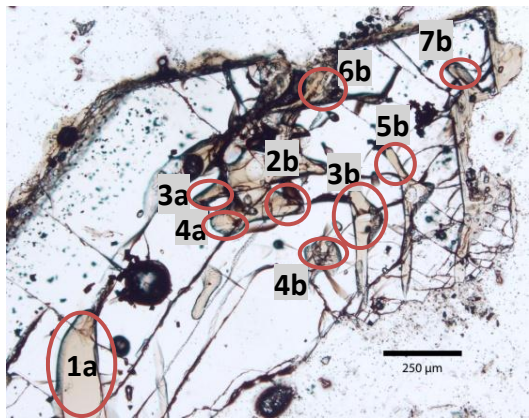
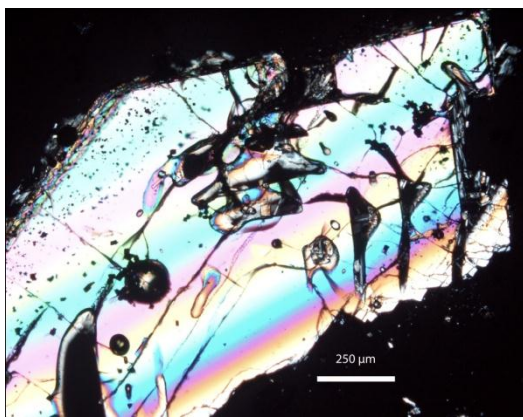
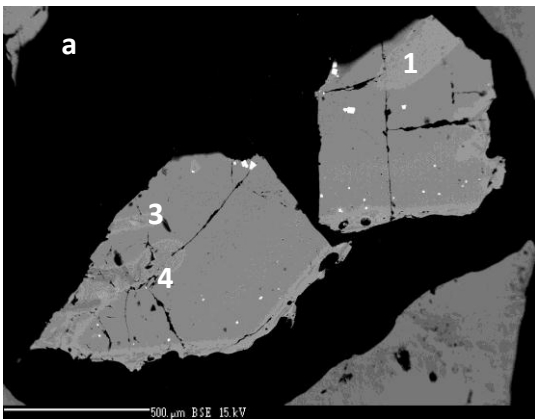
- Agustín-Flores, J. (2009). Geología y petrogénesis de los volcanes monogenéticos Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros en la Sierra Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México. Tesis de Maestría. UNAM, México, D.F.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., Guilbaud, M.N. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, south of México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **201**, 143–162.
- Anderson, A.T. (2003). An Introduction to melt (glass ± crystals) inclusions. Chapter 14. En Samson, I., Anderson, A., & Marshall, E., (Eds.): Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. *Mineralogical Association of Canada, Vancouver, BC, Short Course Series* **32**, 353-364.
- Anderson, A.T. (1991). Hourglass inclusions: Theory and application to the Bishop Rhyolitic Tuff. *American Mineralogist* **76**, 530-547.
- Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau* **64**, 476–497
- Boudreau, A.E. (1999). PELE - A version of the MELTS software program for the PC platform. *Computers and Geosciences* **25**, 21-203.
- Cervantes, P., Wallace P. (2003). Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of ~ 2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **120**, 249-270.
- Cervantes, P., Wallace, P. (2003). Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology* **21**, 235- 238.
- Delgado, H., Romero-Terán, E., Cervantes, P., Molinero, R., Nieto-Obregón, J., Mendoza-Rosales, C., and Silva-Romo, G. (1998). Geology of Xitle Volcano in Southern Mexico City: a 2000 year old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **15**, 115 - 131.
- Dixon, J.E., Stolper, E. M., Holloway, J.R. (1995). An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid-ocean ridge basaltic liquids. Part 1: Calibration and solubility models. *Journal of Petrology* **36**, 1607-1631.
- Ferrari, L. (2004). Slab detachment control on volcanic pulse and mantle heterogeneity in Central Mexico. *Geology* **32**, 77-80.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, n. 3.

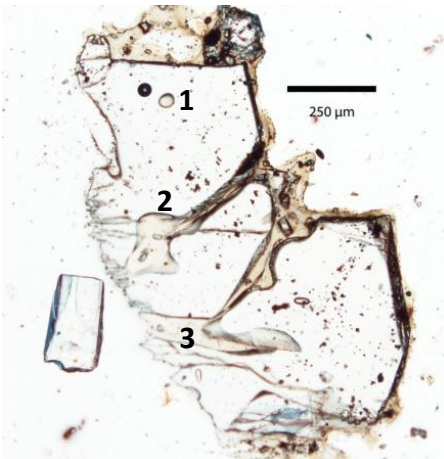
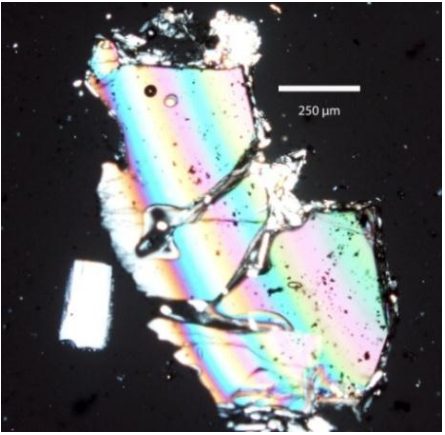
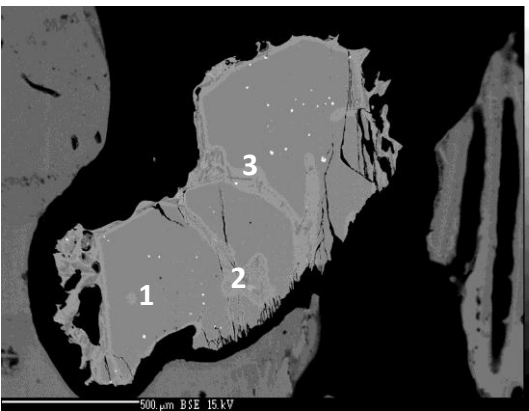
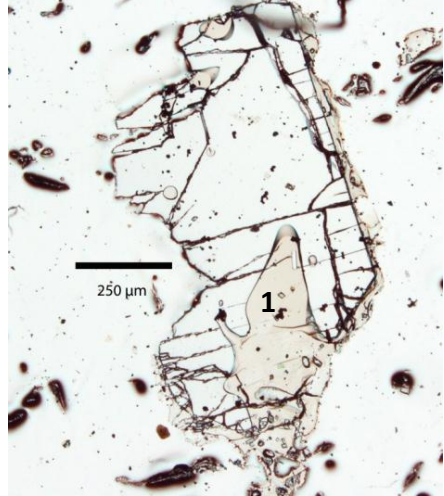
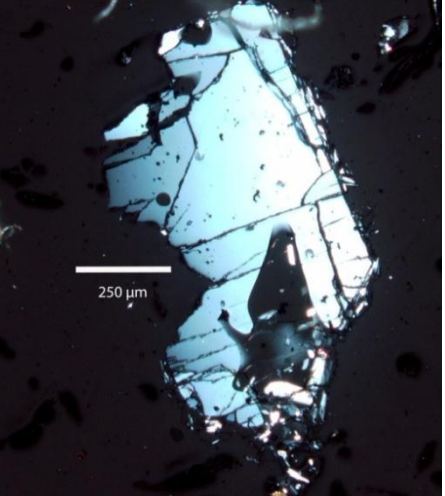
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Agustín-Flores, J. (2009). Eruptive style of the Young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bulletin of Volcanology* **71**, 859-880.
- Guiorso, M.S., Sack, R.O., (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes, IV, A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **119**, 197–212.
- Hurlbut, C., Kammerling, R., (1993). Gemología. *Ed. Omega*, 2da edición, 337.
- Johnson, E., Wallace, P., Cashman, K., Delgado-Granados, H. (2010). Degassing of volatiles (H₂O, CO₂, S, Cl) during ascent, crystallization, and eruption at mafic monogenetic volcanoes in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **197**, 225 – 238.
- Johnson, E., Wallace, P., Delgado-Granados, H., Manea, V., Kent, A., Bindeman, I., Donegan, C. (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath central Mexico: Insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology*, **0**, 1-36.
- Johnson, E., Wallace, P., Cashman, K., Delgado-Granados, H., Kent, A. (2008). Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* **269**, 478-487.
- Lowenstern, J.B. (1994a). Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *American Mineralogist* **79**, 353-369.
- Lowenstern, J.B. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles.
En: J.F.H. Thompson (ed). *Magmas, Fluids and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course* **23**, 71-99.
- Lowenstern, J.B. (2003). Melt inclusions come of age: Volatiles, Volcanoes, and Sorby's Legacy,
En: B. De Vivo y R.J. Bodnar (eds). *Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems*. Elsevier Press, Amsterdam, 1-22.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **93**, 125-150.
- Márquez, A., De Ignacio, C. (2002). Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt. *Lithos* **62**, 35– 62.
- Martín del Pozzo, A.L., 1980, *Vulcanología de la Sierra de Chichinautzin: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría*, 131.

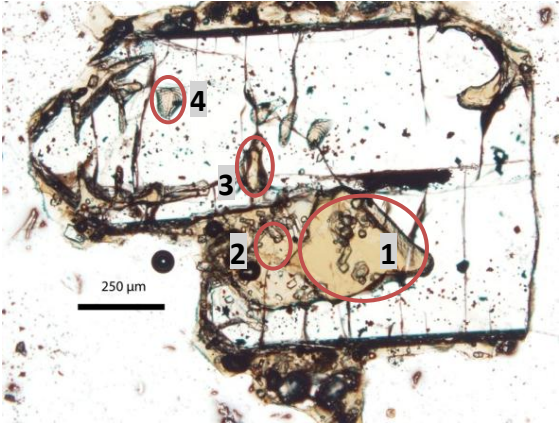
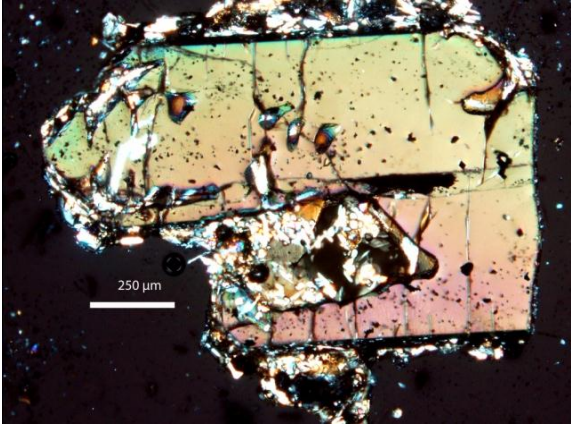
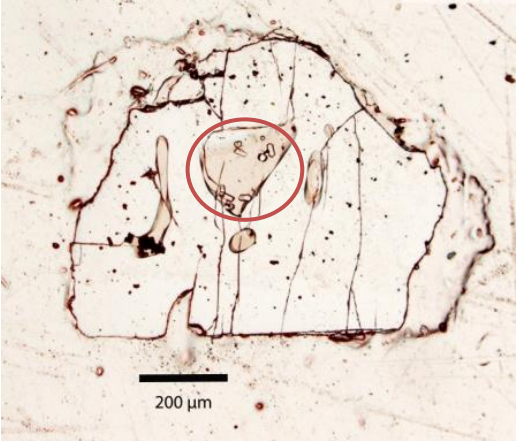
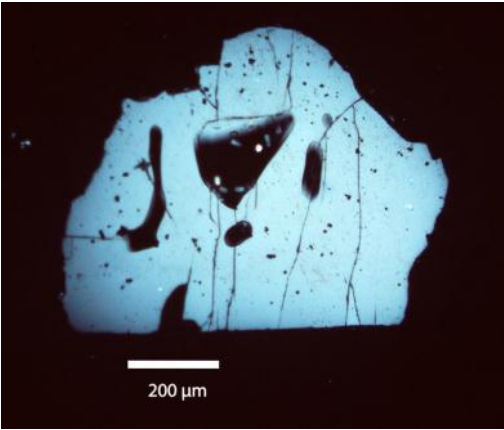
- Martín del Pozzo, A.L. (1982). Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique* **45**, 9-24.
- Martín del Pozzo, A.L. (1989). Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra de Chichinautzin: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis Doctoral, 148.
- Meriggi, L., Macías, J.L., Rommasini, S., Capra, L., Conticelli, S. (2008). Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (Central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **25**, 197-216.
- Papale, P., Moretti, R., Barbato, D. (2006). The compositional dependence of the saturation surface of H₂O + CO₂ fluids in silicate melts. *Chemical Geology* **229**, 78-95
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central México. *Geophysical Research Letter* **35**, L18303.
- Roberge, J., Wallace, P., White, R., Coffin, M. (2005). Anomalous uplift and subsidence of the Ontong Java Plateau inferred from CO₂ contents of submarine basaltic glasses. *Geology* **33**, 501–504.
- Roberge, J., Delgado-Granados, H., Wallace, P. (2009). Mafic magma recharge supplies high CO₂, and SO₂ gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico. *Geology* **37**, 107-110.
- Robidoux, P. (2012). Variación en el contenido volátil de tres conos monogenéticos en el campo volcánico Chichinautzin, México: implicaciones en la desgasificación y el estilo de erupción. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 135.
- Roedder, E. (1984). Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy* **12**, 644.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology* **46**, 1243-1288.
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **104**, 45-64.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **130**, 197-226.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology* **66**, 203-255.
- Schmincke, H.U. (2005). *Volcanism*. 2da edición, Springer-Verlag, 334.

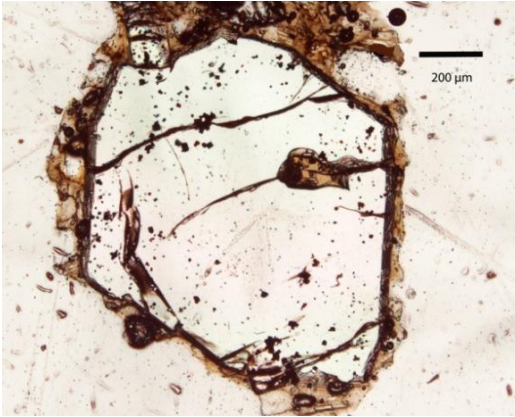
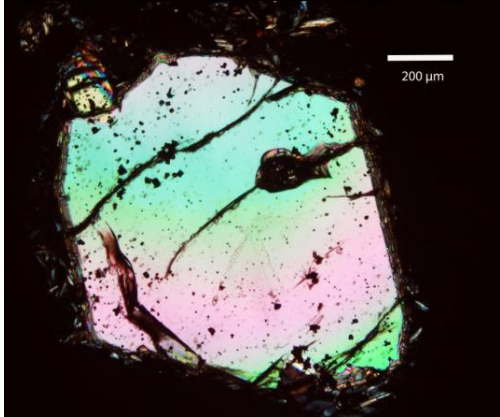
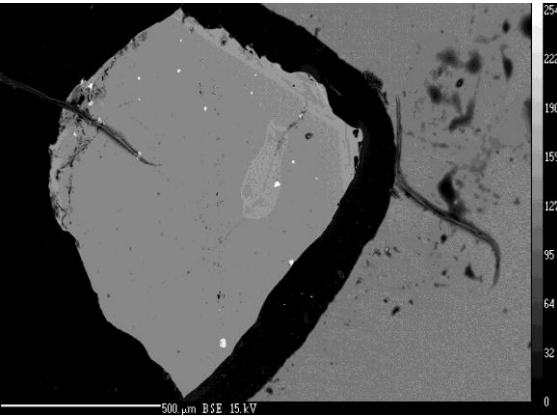
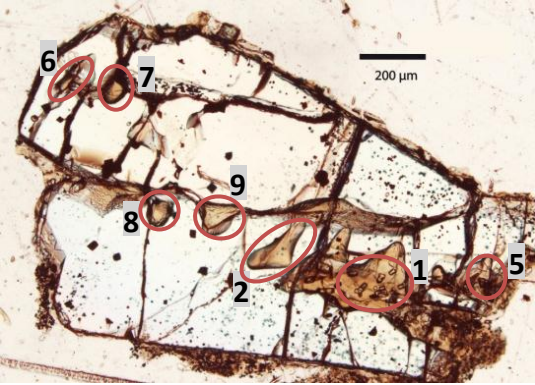
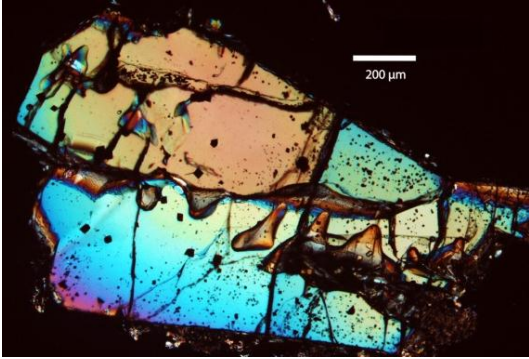
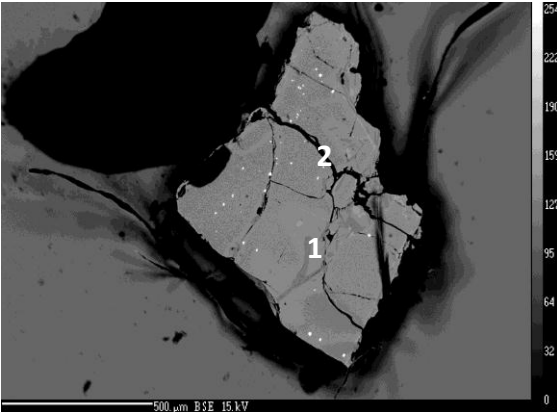
- Smith, B. (1996). *Fundamentals of Fourier Transform Infrared Spectroscopy*. 1era. Edición, CRC Press, 202.
- Stolper, E. (1982). The speciation of water in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **46**, 2609-2620.
- Straub, S.M., Gomez-Tuena, A., Stuart, F.M., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Cai, Y., Iizuka, Y. (2011). Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* **303**, 337–347.
- Sugarawa, T. (2000). Thermodynamic analysis of Fe and Mg partitioning between plagioclase and silicate liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **138**, 101-113.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. (2001). Estado Actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **18**, 1-36.
- Wallace, P. (2003). From mantle to atmosphere: Magma degassing, explosive eruptions, and volcanic volatile budgets. En: De Vivo B, Bodnar RJ, (Eds.) *Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems*. Elsevier Science, *Developments in Volcanology* **5**, 105-127.
- Wallace, P. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **140**, 217 – 240.
- Wallace, P., Anderson, A. (1999). Volatiles in Magmas. En: H. Sigurdsson et al. (Editores) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 149-170.
- Wallace, P., Carmichael, I. (1999). Quaternary volcanism near the Valley Of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **135**, 291-314.
- Weber, R.M., Wallace, P., Johnston, A.D. (2012). Experimental insights into the formation of high-Mg basaltic andesites in the trans-Mexican volcanic belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **163**, 825–840.
- Wood, C.A. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **7**, 387-413.
- Wysoczanski, R., Tani, K. (2006). Spectroscopic FTIR imaging of water species in silicic volcanic glasses and melt inclusions: An example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **156**, 302-314.

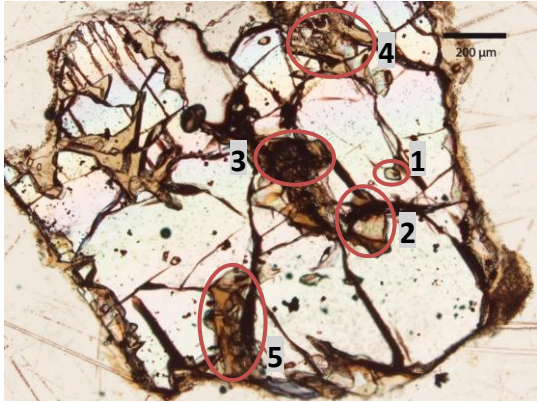
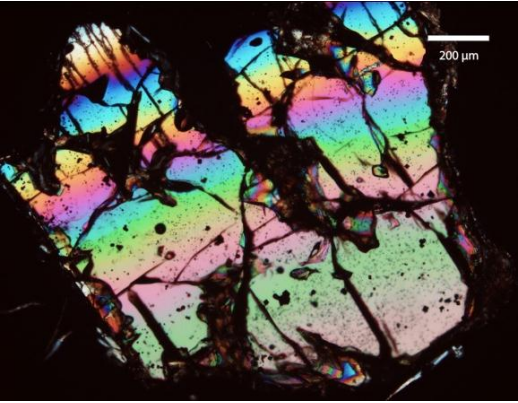
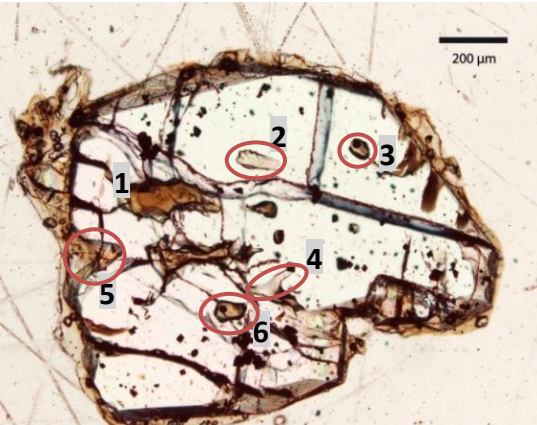
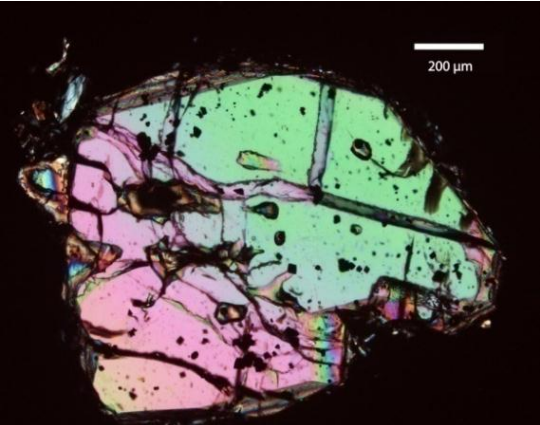
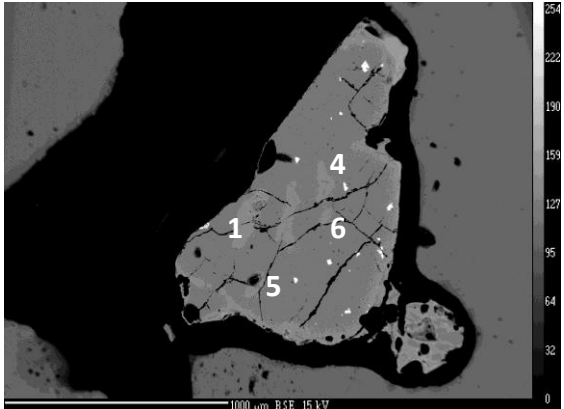
Apéndice

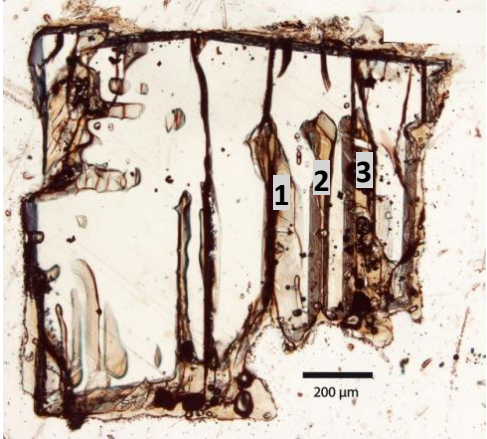
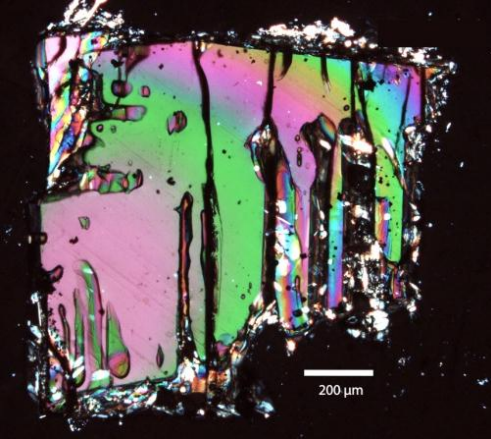
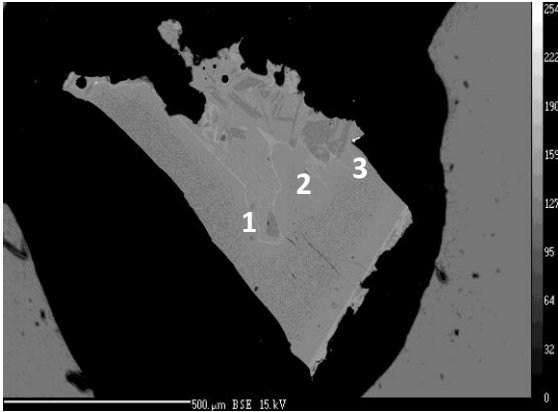
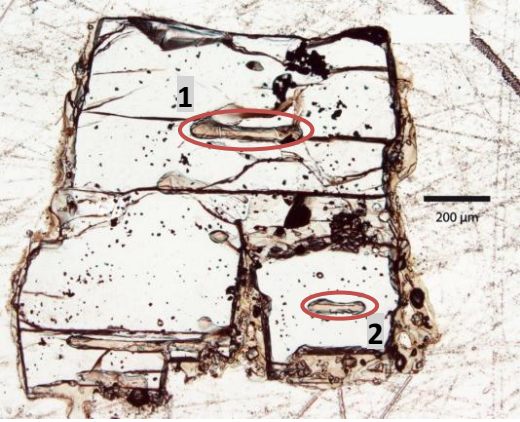
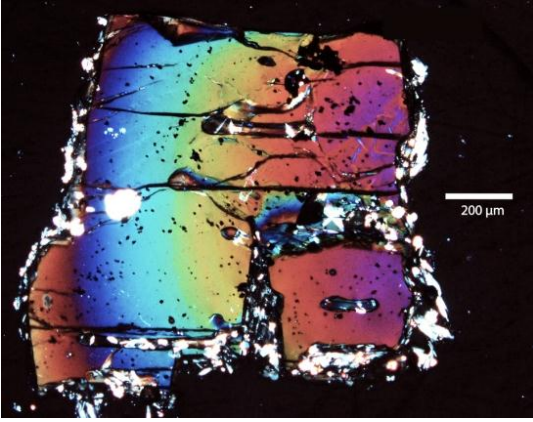
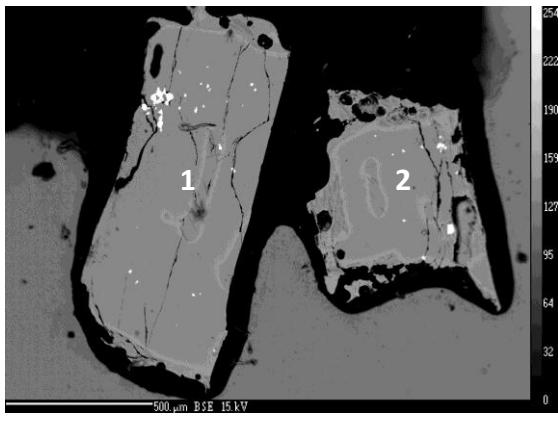
Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P27-01			
P27-04			

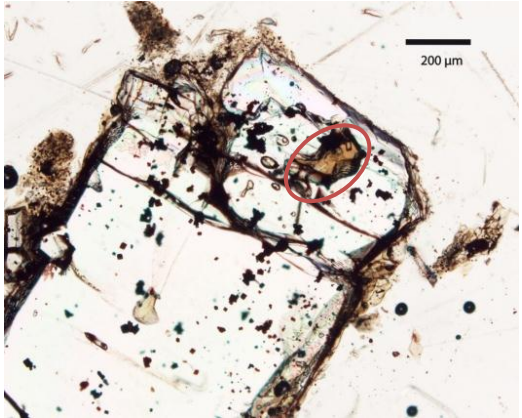
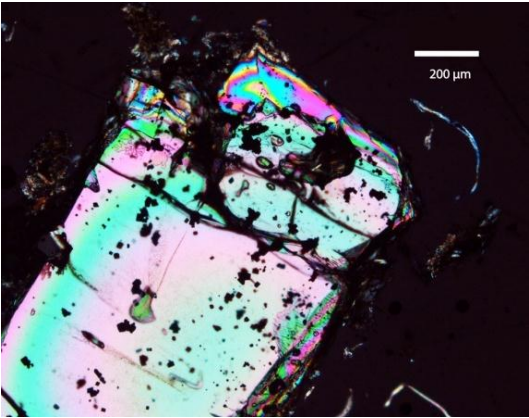
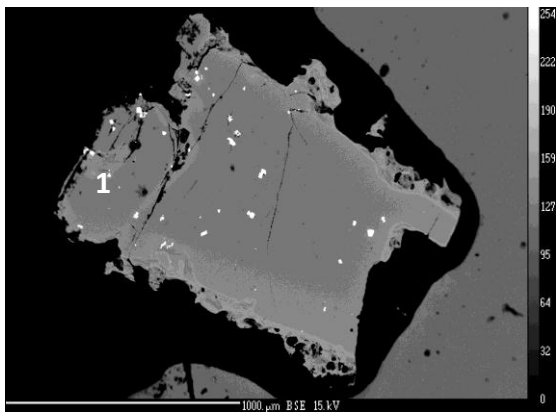
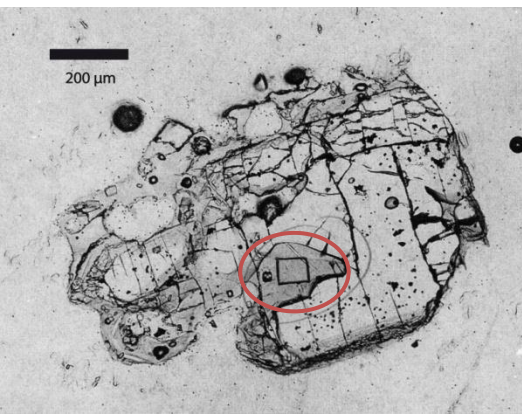
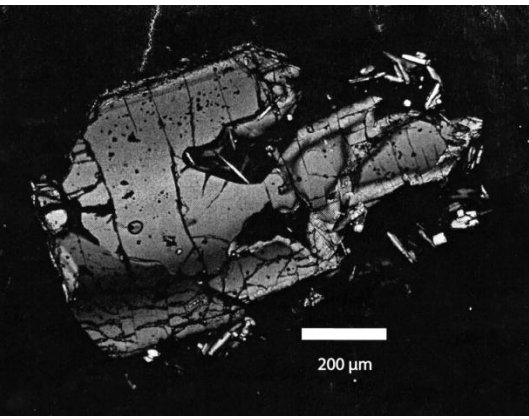
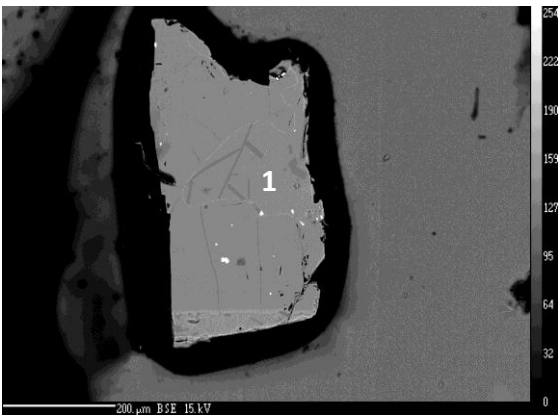
Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P27-05			
P27-07			<p data-bbox="1608 1008 1751 1036">No se tomó</p>

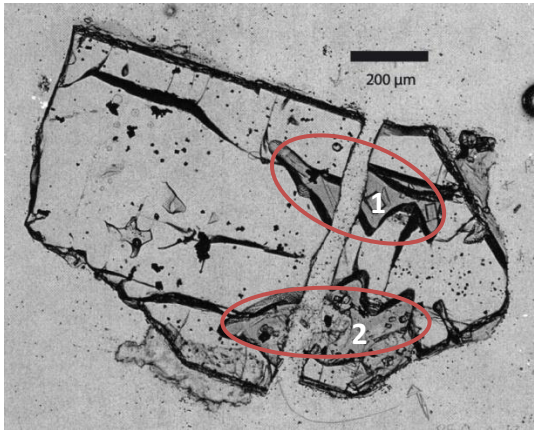
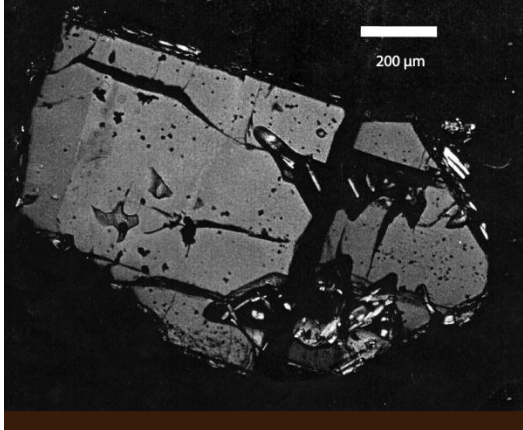
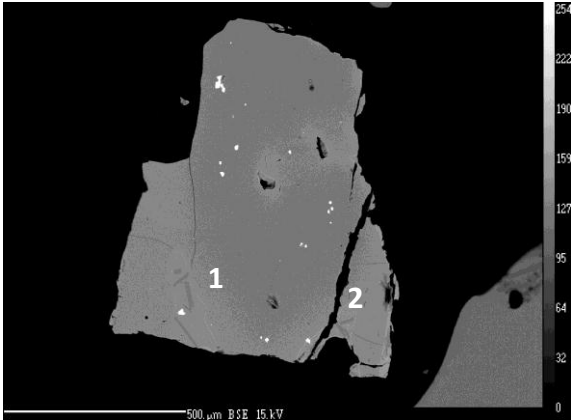
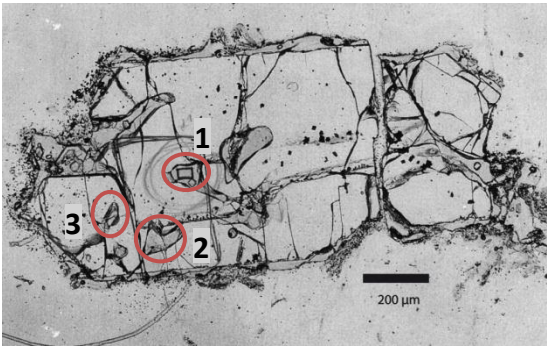
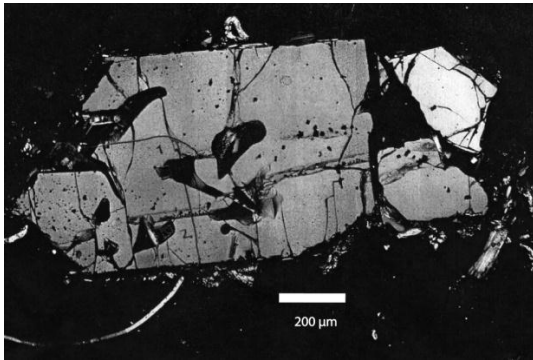
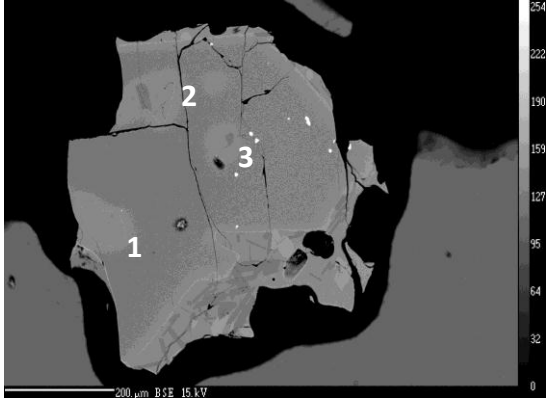
Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P27-08			No se tomó
P45-2			No se tomó

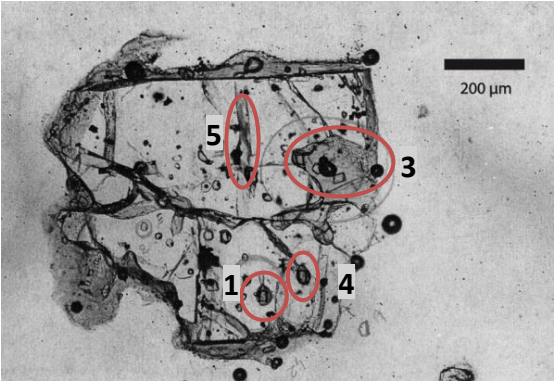
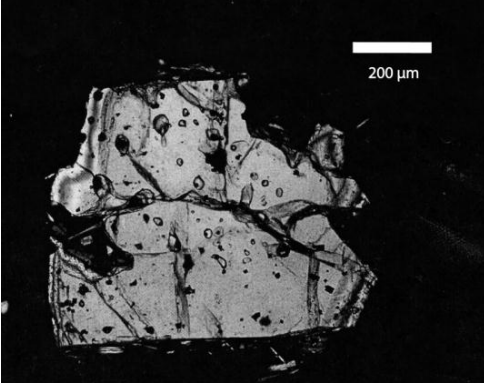
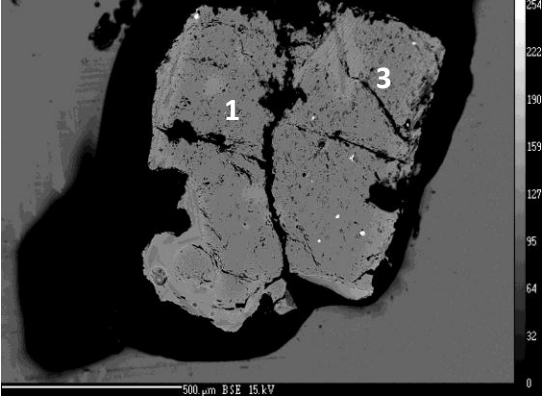
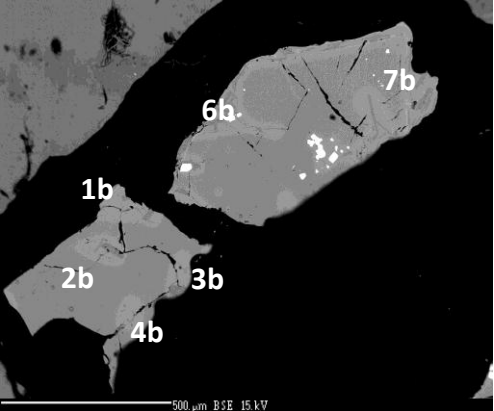
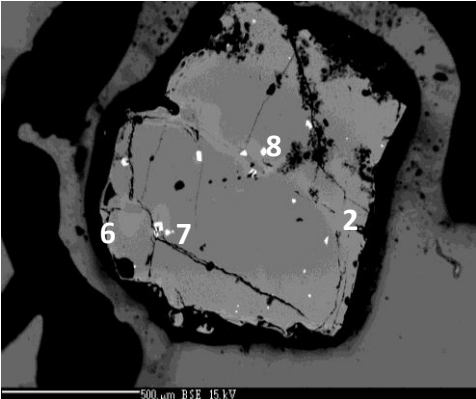
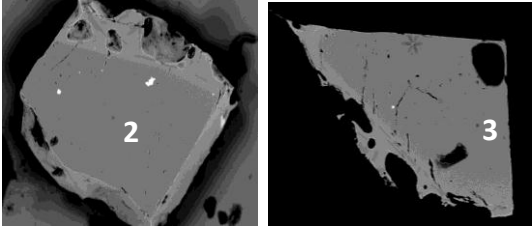
Muestra	<i>Microscopio Luz paralela</i>	<i>Microscopio Nx</i>	<i>Microsonda</i>
P45-4			
P45-5			

Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P45-7			
P45-8			

Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P45-13			
P45-14			

Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P45-Z			
P50-1			

Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P50-2			
P50-3			

Muestra	Microscopio Luz paralela	Microscopio Nx	Microsonda
P50-5			
*Fotos extra Microsonda	 <p data-bbox="596 1198 674 1227">P27-4</p>	 <p data-bbox="1146 1195 1224 1224">P45-5</p>	 <p data-bbox="1692 1092 1770 1122">P45-8</p>

