



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

VARIACIÓN EN EL CONTENIDO VOLÁTIL DE TRES CONOS MONOGENÉTICOS EN EL CAMPO
VOLCÁNICO CHICHINAUTZIN, MÉXICO:
IMPLICACIONES SOBRE PROCESOS DE DESGASIFICACIÓN Y EL ESTILO DE ERUPCIÓN

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

PHILIPPE ROBIDOUX

JURADO EXAMINADOR
DRA JULIE ROBERGE (TUTOR)
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

DRA. MARIE-NOËLLE GUILBAUD
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

DR. PETER SCHAAF
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

DR. GILLES PIERRE RENÉ LEVRESSE
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MÉXICO D.F. OCTUBRE 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi hermano Jonathan...

Agradecimientos

Debo agradecer en primer lugar a mi asesora Julie Roberge por la oportunidad que me ofrece de estudiar vulcanología y por haberme dedicado su tiempo. Ella posee una alma fuerte y es una gran investigadora.

Doy gracias a mis padres por su dedicación, así como a mis hermanos y familiares por estar siempre a mi lado.

Gracias al Instituto de Geología, al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por la enriquecedora estadía científica a lo largo de estos dos años, por el apoyo técnico y administrativo, por haber contribuido de tan importante manera en mi desarrollo académico y humano, además del reconocimiento a la UNAM como una noble institución, rincón de México donde impera la igualdad y libertad. Tengo un respeto enorme a la ciencia en México, donde en vulcanología predomina la pasión, el conocimiento y sobre todo, la experiencia que considero sin igual internacionalmente.

Gracias a Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies, FQRNT, especialmente por la beca otorgada entre 2010-2012 y espero poder, tanto hoy como en el futuro, retribuir la confianza y la inversión en proyectos de colaboración entre Québec y México. También, este proyecto estuvo financiado por el Consejo Nacional De Ciencia Y Tecnología, CONACyT-80221.

Guardo especial gratitud hacia el Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy (UMSNH-IIM) quien desde 2008 me inició en la pasión por la vulcanología en México. Igualmente por el Dr. Raymundo Martínez (LUGIS) quien me inició en el interés que tengo por este país así como por sus excelentes clases de geoquímica. También, tengo que mencionar Daniele Pinti (GEOTOP) por su apoyo en mis proyectos en el extranjero desde mi licenciatura en Québec.

Agradezco los enriquecedores comentarios de los sinodales, la ayuda en el trabajo de laboratorio, los cálculos, los modelos y el trabajo de campo: Dra Marie Noëlle Guilbaud, Dr. Peter Schaaf, Dr. José Luis Arce Saldaña, Dr. Gilles Pierre René Levresse, pues me han permitido dimensionar mi trabajo.

Gracias por el apoyo técnico para la obtención de resultados de composición química de las inclusiones de fundido por micro sonda electrónica (Oregon State University), otra vez a Gilles Levresse y también a Marina Vega por ayudar a los análisis con el Micro-espectrómetro Infrarrojo a transforme de Fourier (mFTIR) en el Laboratorio de Fluidos Corticales (Centro de Geociencias, UNAM), a Carlos Linares López del Laboratorio Universitaria de Petrología (LUP) por los análisis de vidrios volcánicos y a su iniciación en el uso y conocimiento del método de análisis con micro sonda electrónica, al personal académico de los laboratorios del Instituto de Geología y Geofísica de la UNAM, a C. Consuelo Macias Roma, Margarita Reyes Salas y Dra Barbara M. Martiny

por su apoyo y facilidades otorgadas durante la etapa de separación de minerales del Laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología. Desde mi experiencia en estos laboratorios, agradezco muchísimo a los estudiantes Paolina Reyes, Armando Vazquez, Angel Briseño y Luis Espinosa. Menciono también el personal de Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (Quim. Rufino Lozano Contreras), a Fabiola Mendiola López e Irma del laboratorio de sedimentología.

Muchas gracias por el apoyo y comentarios de Gerardo Arrieta, Bethania Palacios, Bernardo García Amador, César Adams, Dolores Ferres, Éric Tellez, Ramón Espinasa, Enrique Gonzalez, Michelangelo Martini, Giovanni Sosa-Ceballos. Quiero incluir a los profesores que me enseñaron durante este Postgrado en Ciencias de la Tierra.

Saludos a todos mis amigos del grupo de montanismo G10, especialmente a Javier Cortes y Mariana Patricia con quien he compartido tiempos mágicos en muchas excursiones desde hace 2 años (...gracias a la Señora Iztaccíhuatl por ser tan hermosa). Tengo un inmenso respeto por el alma y la pasión de los que siguen este camino, desde los estudiantes que conozco de Hugo Delgado hasta las personas encontradas en las múltiples aventuras.

Lo más importante: Especial agradecimiento y cariño a todos mis amigos.

CONTENIDO

	Pág.
ÍNDICE DE TABLAS	II
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 Objetivo principal	8
1.2 Objetivos específicos	8
1.3 Metodología	9
1.4 Generalidades sobre las inclusiones de fundido	10
1.5 Marco geológico regional	11
1.5.1 Campo volcánico Chichinautzin (CVC)	13
1.5.2 Trabajos previos	16
Capítulo 2. UBICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS	17
2.1 Volcán Xitle	21
2.2 Volcán Pelagatos	22
2.3 Volcán La Cima	22
2.4 Volcán Oyameyo	23
Capítulo 3. METODOLOGÍA ANALÍTICA	27
3.1 Preparación de la muestra	27
3.2 Espectroscopia infrarroja y determinación de H ₂ O y CO ₂	29
3.3 Análisis con microsonda electrónica	33
3.4 Correcciones de los elementos mayores en las inclusiones de fundido	34
Capítulo 4. RESULTADOS	35
4.1 Texturas de las inclusiones	35
4.2 Concentraciones de elementos mayores en vidrios volcánicos e inclusiones	47
4.3 Composición del olivino	61
4.4 Concentración del H ₂ O y CO ₂	62
Capítulo 5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	76
5.1 Similitudes en las variaciones de los contenidos volátiles y procesos de desgasificación	76
5.2 Diferencias en las variaciones de contenidos volátiles y procesos de desgasificación	83
5.3 Estilos de erupción	88
5.4 Modelos de la erupción y mecanismos de desgasificación	94
5.5 Cálculo de las emisiones de gas	101
5.6 Factores que controlan la variación de los volátiles en el CVC	103
5.7 Variación espacial de los volátiles en el CVC	110
CONCLUSIONES	114
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	116

ANEXO I	Altura de la Columna	129
ANEXO II	Duración de la erupción explosiva	140
ANEXO III	Calculo de contribución de los gases	143
ANEXO IV	Fotografías de los cristales	147

Índice de Tablas	Pag.
Tabla 2.1 Datos del trabajo original y referencias.	20
Tabla 4.1 Tabla de las texturas de las inclusiones de fundido del volcán Xitle y La Cima.	39
Tabla 4.2 Concentración de elementos mayores de muestras de roca total del Oyameyo y del Xitle.	48
Tabla 4.3 Análisis de vidrios de la matriz en wt%.	49
Tabla 4.4 Composiciones de las inclusiones de fundido.	51
Tabla 4.5 Composición química de los olivinos de los volcanes Pelagatos y La Cima en wt%.	61
Tabla 4.6 Datos de FTIR para el H ₂ O en las inclusiones de fundidos del Xitle, Oyameyo y La Cima.	63
Tabla 4.7 Datos de FTIR para el CO ₂ en las inclusiones de fundidos del Xitle, Oyameyo y La Cima.	67
Tabla 4.8 Datos estadísticos para el H ₂ O disuelto (wt%) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en cristales de olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima.	70
Tabla 4.9 Datos estadísticos para el CO ₂ disuelto (ppm) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en cristales de olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima.	71
Tabla 5.1 Datos para cálculos de las emisiones de gases.	102

Índice de Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1 Contexto geológico regional	Pag. 6
Figura 1.2 Proceso de formación de la inclusión de fundido.	10
Figura 1.3 Imagen del corte transversal abajo del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).	12
Figura 1.4 Geología del Campo Volcánico Chichinautzin.	15

Capítulo 2

Figura 2.1 Ubicación de las muestras.	19
Figura 2.2 Columna estratigráfica proximal del sitio X30 del volcán Xitle.	24
Figura 2.3 Columnas estratigráficas distales de los sitios X45 y X47 del volcán Xitle.	25
Figura 2.4 Columna estratigráfica de Pelagatos, La Cima y Oyameyo.	26

Capítulo 3

Figura 3.1 Etapas de preparación de intersección de una inclusión de fundido.	28
Figura 3.2 Medición con espectroscopia infrarroja.	29
Figura 3.3 Picos de absorbencia del H ₂ O y CO ₂ .	32
Figura 3.4 Corrección por pérdida de Fe	34
Figura 3.5 Mg# de inclusión de fundido vs. Fo% de olivino.	35

Capítulo 4

Figura 4.1 Textura de los cristales de olivino con inclusiones de vidrio.	37
Figura 4.2 Microfotografías con luz transmitida de cristales de olivino con inclusiones de fundido.	38
Figura 4.3 Diagrama de álcalis vs. SiO ₂ .	58
Figura 4.4 Diagrama de Harker.	59
Figura 4.5 Diagramas Harker de las inclusiones de fundidos.	60

Figura 4.6 NiO (wt%) de olivino vs. Fo% de olivino.	62
Figura 4.7 Concentración de H ₂ O (wt%) y CO ₂ (ppm) disueltos en las inclusiones de vidrio magmatico atrapados en olivino por el volcán Xitle.	69
Figura 4.8 Diagrama de las frecuencias relativas de concentración de H ₂ O disuelto (wt%) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en cristales de olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima.	70
Figura 4.9 Diagrama de las frecuencias relativas de concentración de CO ₂ disuelto (ppm) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en cristales de olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima.	71
Figura 4.10 Correlaciones estratigráficas.	75

Capítulo 5

Figura 5.1 Efectos de la tasa de ascenso del magma sobre el atrapamiento de la inclusión.	78
Figura 5.2 Microfotografías de los vidrios de la matriz por microscopía de electrón retro dispersado.	80
Figura 5.3 CO ₂ vs H ₂ O de las inclusiones de fundido.	85
Figura 5.4 Estilo de erupción con parámetros físicos.	92
Figura 5.5 Modelos de erupción.	94
Figura 5.6 Modelo combinado de Conflow y Plumeria.	97
Figura 5.7 Columnas eruptivas.	100
Figura 5.8 Diagramas de presión.	104
Figura 5.9 Relación de desgasificación y cristalización.	105
Figura 5.10 Mapas de variaciones de los volátiles.	112
Figura 5.11 Perfiles de profundidades.	113

RESUMEN

El campo volcánico de Chichinautzin (CVC) se encuentra ubicado en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), zona más densamente poblada del país. El campo incluye más de 220 pequeños volcanes (conos de ceniza o escoria, volcanes de escudo y flujos viscosos) que arrojaron una cantidad importante de gases desde el período Cuaternario. La petrogénesis de los magmas está bien establecida para algunos volcanes, pero la historia de cómo los gases influyeron en su actividad volcánica es todavía insuficiente para explicar los diferentes estilos de erupción. Para proporcionar más información sobre el proceso eruptivo y el patrón de desgasificación de algunos de los volcanes más jóvenes del CVC, este trabajo presenta datos sobre la concentración de H₂O, CO₂, Cl y S dentro de las inclusiones de fundido de los cristales de olivino que se encuentran en las secuencias de tefra de tres conos de escoria recientes. Estos conos (Xitle, Pelagatos y La Cima) fueron seleccionados por las diferencias en su ubicación (distancia a la trinchera), edad y composición de roca total. La aplicación de la técnica de espectroscopia infrarroja (Fourier Transform Infrared, FTIR, por sus siglas en inglés) a inclusiones de fundido completamente cerradas en olivino doblemente intersectadas muestra contenidos máximos de H₂O y CO₂ disueltos para cada volcán: Xitle (2.47 wt%; 630 ppm), Pelagatos (4.31 wt%; 976 ppm) y La Cima (2.66 wt%; 780 ppm). Los resultados por los análisis de microsonda electrónica muestran que el contenido de azufre disuelto, en general, varía por debajo del límite de detección (~ 50 ppm) hasta 1450 ppm, y que el contenido de cloro varía desde las 56 hasta 1601 ppm. Para estimar las condiciones de presión de estos sistemas magmáticos, se calcularon las presiones de la saturación en las inclusiones para los tres conos usando un modelo de solubilidad con dos componentes volátiles: H₂O y CO₂, el cual toma en cuenta la composición del magma, la concentración y proporción tanto del H₂O y CO₂, en su fase gaseosa. Estos resultados son indicadores de magmas variablemente desgasificados atrapados entre <1 y 208 Mpa, lo que significa que el fundido sufrió una desgasificación y cristalización progresiva durante el ascenso y la erupción. Las presiones más altas pueden

indicar que la desgasificación de estos conos se inició a gran profundidad, como es el caso del estratovolcán Popocatepetl. Con base en los análisis de microsonda electrónica, los cristales de olivino que alojan las inclusiones de fundido son Fo_{84-86} para Xitle, Fo_{84-90} para Pelagatos y Fo_{84-88} para La Cima. Las composiciones de las inclusiones de fundido varían desde basáltica-andesítica hasta andesítica, aunque algunas muestras de La Cima son basáltica traqui-andesítica. En general, las inclusiones de los tres conos contienen 3.01-10.0 wt% de MgO, 38.7-59.6 wt% de SiO_2 y 0.6-3.43 wt% de K_2O . Existe enriquecimiento de K_2O en el vidrio que ocurre en función de la pérdida de H_2O para Pelagatos y La Cima, pero esta relación no se observó claramente en los datos del Xitle. Eso significa que la evolución de la composición del magma del Xitle no es contemporánea a la desgasificación o sin correlación. Las inclusiones de fundido del Xitle y Pelagatos muestran evidencias de enriquecimiento de CO_2 en muestras con bajo contenido de agua. Las erupciones de los tres conos fueron probablemente comparables en términos de explosividad, pero el Xitle produjo un mayor volumen de lavas que las otras dos. Comparando las fases explosivas, la variación del contenido de los volátiles en cada horizonte de tefra podría correlacionarse con la velocidad de ascenso del magma. Algunos modelos físicos sencillos sugieren que durante su fase explosiva, los tres conos tuvieron tasas de descarga de $\sim 10^4$ kg/s, con una altura máxima de la columna eruptiva en el orden de ~ 6 km, lo que está generalmente asociado con fases explosivas de tipo estromboliano normal a violento. Así, comparando los nuevos datos junto a los publicados anteriormente en el área de estudio, se observa que el contenido máximo de agua disuelta en los magmas parece ser más bajo en el norte y el centro del CVC. En futuros trabajos, los datos adicionales sobre el contenido en elementos trazas de las inclusiones permitirán discutir con mayor precisión el origen de los gases en estos magmas.

ABSTRACT

The Chichinautzin volcanic field (CVF) includes more than 220 volcanoes (cinder cones, shield volcanoes, viscous flows) that erupted important quantities of volatiles during the Quaternary period. It is located in the central portion of the Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB) in the most densely populated area of the country. The petrogenesis is well established for some volcanoes, but the history of how gases have been affecting the volcanic activity is insufficient to explain the different eruption styles. To provide more information on the eruptive process and the way that some of the youngest volcanoes in the CVF degassed, the work presented here focused on the pre-eruptive volatile contents of H₂O, CO₂, Cl and S trapped inside olivine-hosted melt inclusions encountered in tefra secuencias from three young scoria cones. These cones (Xitle, Pelagatos and La Cima) were selected based on their distinct location (distance from trench), age, and bulk composition. Fourier Transform Infrared Spectroscopy (FTIR) analysis of doubly intersected closed melt inclusions inside olivine show that the maximum dissolved H₂O and CO₂ contents obtained for each volcano are as follows: Xitle (2.47 wt%; 630 ppm), Pelagatos (4.31wt%; 976 ppm) y La Cima (2.66 wt%; 780 ppm). Results from electronic microprobe analysis show dissolved sulphur concentrations varying between below detection limit (~ 50 ppm) up to 1450 ppm and chlorine content varying from 56 to 1601 ppm. To estimate magmatic pressures in these systems, the saturation pressures of melt inclusions were calculated from the tree cones with a two-component H₂O-CO₂ solubility model that considers the composition, the concentration and molecular proportion of H₂O and CO₂ in the gaseous phase. These results reflect variable saturation pressures between <1 and 208 MPa during olivine crystallization and show a progressive degassing effect in the ascending melts before and during the eruption. The highest results of pressures could indicate that degassing effects initiated deeper for those cones which is ongoing for eruptions of stratovolcanoes like Popocatépetl. The composition of the olivine containing the melt inclusion varies from Fo₈₄₋₈₆ for Xitle, Fo₈₄₋₉₀ for Pelagatos and Fo₈₄₋₈₈ for La Cima. The melt compositions are classified as basaltic andesite and andesite

except for few samples of La Cima that are basaltic trachy-andesites. Inclusions from the three cones have 3.01-10.0 wt% MgO, 38.7-59.6 wt% SiO₂ and 0.6-3.43 wt% K₂O. Enrichment of K₂O with loss of H₂O occurs in the case of Pelagatos and La Cima, but this relation is not clearly observed for Xitle. This means that the evolution of Xitle's magmatic composition is not contemporaneous to the effect of degasification or simply not strongly correlated. Melt inclusions from Xitle and Pelagatos show evidence of some CO₂ enrichment at low H₂O concentration. La Cima and Pelagatos had similar eruption styles while Xitle produced a distinctively larger volume of lavas. When comparing their explosive phases, the volatile content variation in each tefra could be correlated to the variation of the magma ascent rates. Simple physical models suggest that the three cones shared similar discharge rates in the order of $\sim 10^4$ kg/s with corresponding heights of the eruptive columns in the order of ~ 6 km which is generally associated with the alternance of normal to violent strombolian explosive phases. Considering this new data alongside existing datasets, the maximum dissolved water content in the magmas seems to be lower in the north and the center of CVF. In the future, trace element analysis of the studied melt inclusions is needed to clarify the source of the volatiles in the magmas.

1. INTRODUCCIÓN

El campo volcánico Chichinautzin (CVC) se ubica al este del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), así como en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM; figura 1.1). Es conocido debido a su actividad magmática y tectónica muy reciente, por lo cual el CVC es una zona clave para entender la influencia de los gases del vulcanismo monogenético en el área. La actividad volcánica en el CVC dio origen a más de 220 volcanes de diferentes tipos (escudos, conos de escoria, flujos de lava y maars; Siebe et al., 2004a). La petrología de los productos así como las relaciones estratigráficas ponen en evidencia la evolución espacio-temporal de los magmas emitidos en cada centro volcánico, mostrando volúmenes y rangos de composición química variables según Németh (2012) y Brenna et al. (2011).

El CVC representa un riesgo por su ubicación cerca con las zonas pobladas del Distrito Federal de México. Los depositos volcánicos y aluviales cubren una área total de 2,500 km² (Martín del Pozzo, 1982). Desde 10,000 años, el CVC ha presentado una tasa promedio de emisión de magma estimada entre ~0.6-0.8 km³ / 1,000 años (Siebe et al., 2004a; Siebe et al., 2005). Es por ello que no se descarta la posibilidad de una nueva reactivación de la actividad volcánica que afectaría el ambiente y la actividad humana de la región (Martín del Pozzo, 1997; Siebe y Macías, 2006). Por ejemplo, la erupción típica de un cono monogenético puede marcar esta región por la caída de cenizas durante meses o años acompañada por emisiones de un volumen importante de lava, pero cuando se detiene la actividad, el volcán se extingue definitivamente (Németh, 2012).

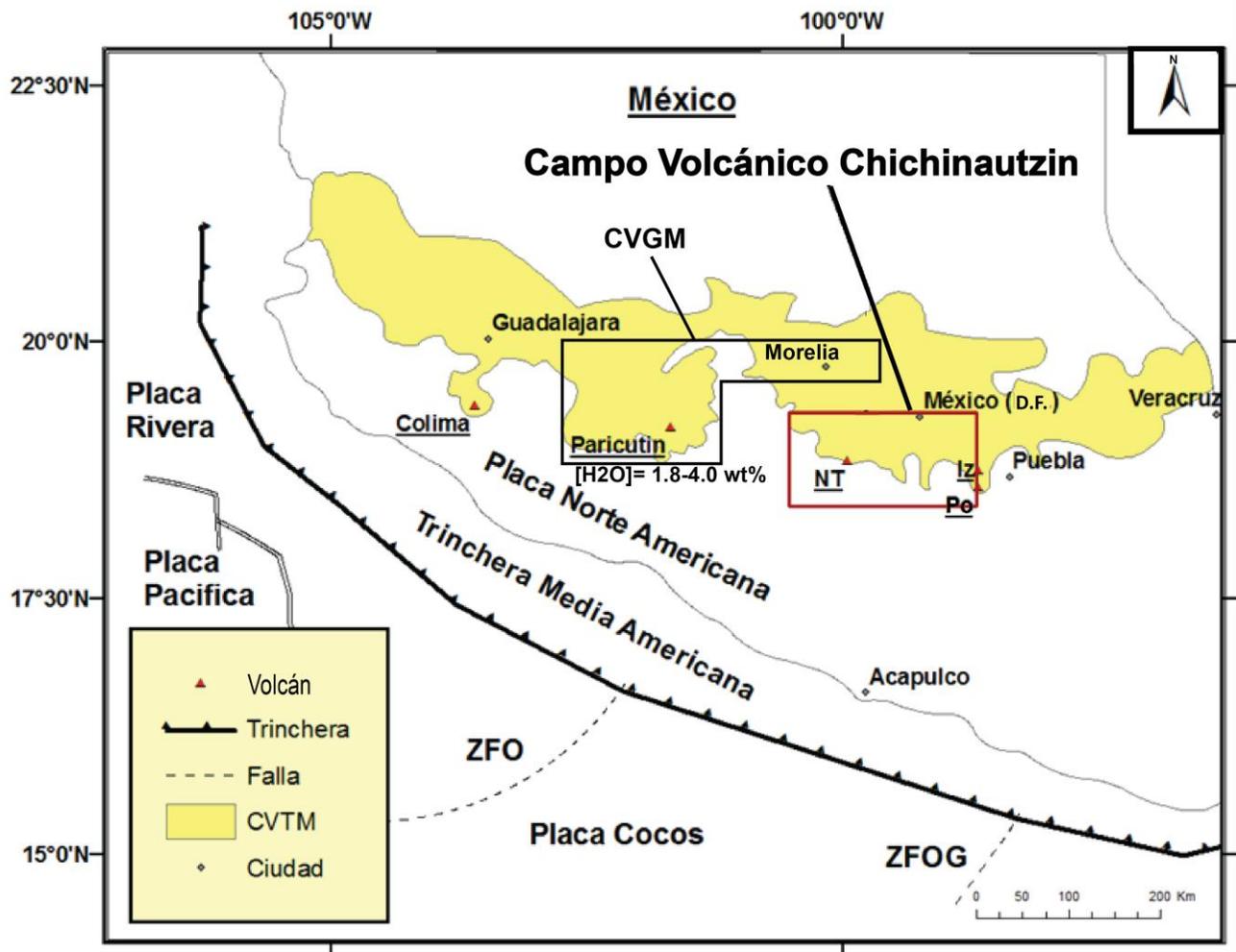


Figura 1.1: Contexto geológico regional (modificado a partir de Siebe et al., 2004b y Márquez et al., 1999). Representa el contexto tectónico del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), el Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVGM) con los rangos de concentraciones conocidos de H₂O contenido en las inclusiones de fundido dentro de los cristales de olivino del volcán Parícutín (Luhr, 2001; Pioli et al., 2008; Rowe et al., 2011). Se observan el sistema de la Zona de Fractura Orozco (ZFO) y de la Zona de Fractura O’Gorman (ZFOG). Se observan algunos de los centros volcánicos con actividad más reciente (triángulos sólidos), Popocatepetl (Po), Nevado de Toluca (NT), Iztaccíhuatl (Iz).

Existen pocos trabajos en el CVC que detallen la relación del estudio de los mecanismos eruptivos de los volcanes monogenéticos con base en el análisis de los elementos volátiles medidos en las inclusiones de fundido de los cristales. Es por esto que el presente trabajo se enfoca en estudiar las variaciones en el contenido de volátiles dentro de los magmas pre-eruptivos, considerando que la intensidad y velocidad de desgasificación representan parámetros importantes que ayudan a estudiar los mecanismos eruptivos y de ascenso del magma en los cuerpos volcánicos (Cashman, 2004; Houghton y Gonnermann, 2008). En

particular, las evidencias muestran que las concentraciones de gases (principalmente H₂O, incluyendo CO₂, S y Cl) disueltos en el magma antes de la erupción afectan el nivel de explosividad de una erupción (Papale et al., 1996; Roggensack et al., 1997; Spilliaert et al., 2006); a medida que el magma asciende, la presión litostática disminuye y los volátiles disueltos se liberan. En conjunto, los factores internos como la composición y viscosidad del magma, y factores externos como la geometría de los conductos de salida y la presión de la desgasificación, pueden influir en el dinamismo eruptivo (Bardintzeff, 2006; Houghton y Gonnermann, 2008).

En teoría, se anticipa que los volcanes monogenéticos de un mismo campo volcánico pueden presentar una amplia gama de concentraciones de volátiles pre-eruptivos, así como de composición magmática. Sin embargo, a gran escala geográfica, Németh (2012) encuentra que algunos campos monogenéticos comparten similitudes en su composición con estratovolcanes vecinos.

Al estudiar la contribución de volátiles de algunos conos monogenéticos del CVC, se busca determinar qué tan similares o diferentes fueron los procesos de desgasificación durante las erupciones. Es posible medir estos volátiles en las inclusiones de fundidos silicatados atrapados en los cristales, considerando que estas inclusiones se forman por una variedad de mecanismos (Roedder, 1984). De estos datos podemos derivar parámetros físicos que dependen de las concentraciones de dichos volátiles, como son la presión y profundidad de saturación; a partir de estos parámetros, usando los modelos de PLUMERIA y CONFLOW (Mastin y Ghiorso, 2000; Mastin, 2007), se pudo estimar la velocidad de descarga, la tasa de emisión del magma y la altura de la columna eruptiva durante las fases explosivas de las erupciones de los volcanes Xitle y Pelagatos. La recopilación de datos similares en la región (Cervantes y Wallace, 2003a, b; Schaaf et al., 2005) ayudan a mejorar la interpretación de los diferentes estilos eruptivos en el CVC. Por ejemplo, el volcán Xitle está asociado a un estilo estromboliano efusivo y explosivo (Cervantes y Molinero, 1995). Además, estos resultados serán comparados con los datos de otros campos monogenéticos del CVTM, como es el caso del CVMG (datos del Parícutín y Jorullo: Wallace y Carmichael, 1999; Luhr, 2001; Vigouroux, 2006; Johnson et al., 2008; Johnson et al., 2010).

1.1 Objetivo principal

Cuantificar y caracterizar los contenidos de volátiles pre-eruptivos en tres conos monogenéticos del CVC: Xitle, Pelagatos y La Cima, para determinar qué tan similares o diferentes fueron sus procesos de desgasificación, y así relacionarlos con un estilo eruptivo.

1.2 Objetivos específicos

-Reunir las descripciones de nuevas secciones estratigráficas para el volcán Xitle, Pelagatos y La Cima; clasificando con base en el estudio de las cenizas volcánicas la composición de los fundidos atrapados en los cristales de olivino y de los vidrios de la matriz.

- Estudiar a detalle los contenidos de CO₂ y H₂O disueltos en las inclusiones de fundido y explicar las variaciones observadas.

-Explicar y asociar los mecanismos de desgasificación con los mecanismos eruptivos, y con base en modelos físicos: estimar la tasa de descarga del magma, las tasas de emisiones efusivas y explosivas del magma a la salida del volcán y la altura de la columna eruptiva durante las fases explosivas.

-Incrementar los datos existentes del CVC sobre la composición de las inclusiones de fundido en los cristales de olivino. Establecer elementos de comparación entre diferentes conos monogenéticos del CVC, con base en la petrología y ubicación espacial. Esto incluye realizar una comparación del contenido de volátiles preservados en volcanes monogenéticos pertenecientes al CVC, con datos del estratovolcán vecino y de referencia: El Popocatépetl; el cual actualmente se encuentra bien documentado (Witter et al., 2005; Atlas et al., 2006; Roberge et al., 2009).

1.3 Metodología

Todas las muestras de los tres conos estudiados (Xitle, Pelagatos y La Cima) fueron procesadas como lo indican los siguientes cinco pasos:

- (1) Se organizó una recolección de cristales de olivino en las cenizas volcánicas. Posteriormente se realizó una separación de la fracción de los cristales con un tamaño adecuado al estudio, entre + 1 y + 2 Φ (0.5 mm y 0.25 mm). Se hizo una serie de preparaciones con los cristales de olivino para intersecar unas inclusiones de fundido. Para cada inclusión se realizó un análisis petrográfico y se determinaron las texturas, previos a los análisis de la geoquímica.
- (2) El H₂O y el CO₂ contenidos en las inclusiones de fundido atrapadas en cristales de olivino fueron medidos usando la técnica de espectroscopia infrarroja (Fourier Transform Infrared, FTIR, por sus siglas en inglés). Los elementos mayores, además del Cl y S de los volcanes Pelagatos y La Cima, se midieron para cada inclusión usando la microsonda electrónica en *Oregon State University* (EE.UU.).
- (3) A partir de los datos obtenidos en (2), se calculó la presión de saturación, profundidad de equilibrio y temperatura al momento del atrapamiento de las inclusiones en el cristal. También, usando la composición de los elementos mayores en la inclusión se graficó la evolución composicional del fundido para cada cono.
- (4) Se usó y se evaluó los modelos CONFLOW y PLUMERIA para que se estima la tasa de descarga del magma, la altura de la columna eruptiva, las tasas de emisiones efusivas y explosivas, así como la contribución de los gases con base a los datos obtenidos anteriormente (en 1 y 2) (Mastin y Ghiorso, 2000; Mastin, 2007).
- (5) Los resultados obtenidos para cada cono fueron comparados y discutidos tomando en cuenta la ubicación espacial de los volcanes dentro del CVC usando el sistema de información geográfica ArcGIS 9.2.

1.4 Generalidades sobre las inclusiones de fundido

El método de análisis de inclusión de fundido supone que cualquier cristal formado en cualquier tipo de magma puede contener inclusiones de fundido en pequeño volumen (figura 1.2). Cuando se forman durante el ascenso del magma, estas inclusiones de fundido preservan el contenido de volátiles disueltos y la composición del magma en sus diferentes etapas evolutivas (Wallace, 2005; Métrich y Wallace, 2008). Una vez solidificado el magma, las inclusiones atrapadas en los cristales se pueden analizar. La causa particular de interés en éstas son la composición química y la textura.

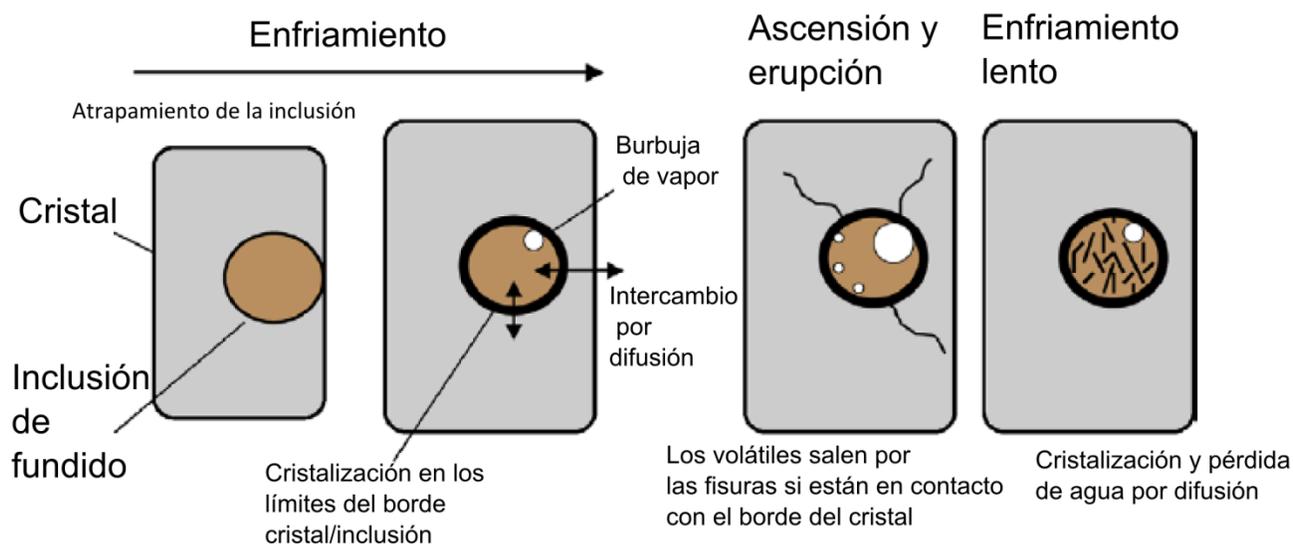


Figura 1.2: Proceso de formación de la inclusión de fundido. Modificado de Wallace (2005).

Debido a que las inclusiones de vidrio se pueden formar a altas presiones y están contenidas dentro de los minerales, pueden conservar altas concentraciones de los elementos volátiles. Estos datos permiten estimar la presión de equilibrio que existe entre el fundido y el vapor durante la formación de la inclusión. También, el vidrio registra la composición química de los magmas pre-eruptivos de un mismo volcán para un momento determinado. Con el análisis de varias inclusiones de fundido para un mismo evento eruptivo se genera información importante sobre la petrogénesis y los procesos de desgasificación del magma. Esto permite entender los procesos que controlan los cambios en el estilo eruptivo.

1.5 Marco geológico regional

El campo volcánico de Chichinautzin (CVC) se ubica en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). El CVTM cruza geográficamente a México desde el Golfo de México hasta el Océano Pacífico entre los 19° y 20° de latitud (figura 1.1) (Ferrari et al., 2005a). Además cuenta con aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular entre 80 y 230 km, y se distribuye con una dirección preferencial EO (Gómez-Tuena et al., 2005). El CVTM es una provincia geológica que abarca una variedad de campos volcánicos monogenéticos y estratovolcanes, algunos de los cuales están actualmente activos (CENAPRED, 2012). El CVTM ha tenido actividad volcánica desde el Mioceno (Gómez-Tuena et al., 2007), produciendo rocas de composiciones muy variables y edificios volcánicos con morfologías distintas. En particular, se han identificado episodios de volcanismo tanto máfico como félsico y tipos de magmas alcalinos y subalcalinos (Gómez-Tuena et al., 2005, Ferrari et al. 2005b, Luhr et al., 2006). El volcanismo es controlado por regímenes tectónicos de extensión y de subducción. La zona de subducción activa de México está relacionada con dos placas oceánicas: 1) La Placa de Cocos, que afecta los segmentos de la parte central del cinturón hasta el SE, con un ángulo de subducción que varía hasta ~50° en el SE de México (Pérez-Campos et al., 2008; Chen y Clayton, 2009). 2) La Placa de Rivera que afecta la parte NO, con un ángulo de subducción variable de hasta ~50° (figura 1.3) (Pardo y Suarez, 1995; Chen y Clayton, 2009).

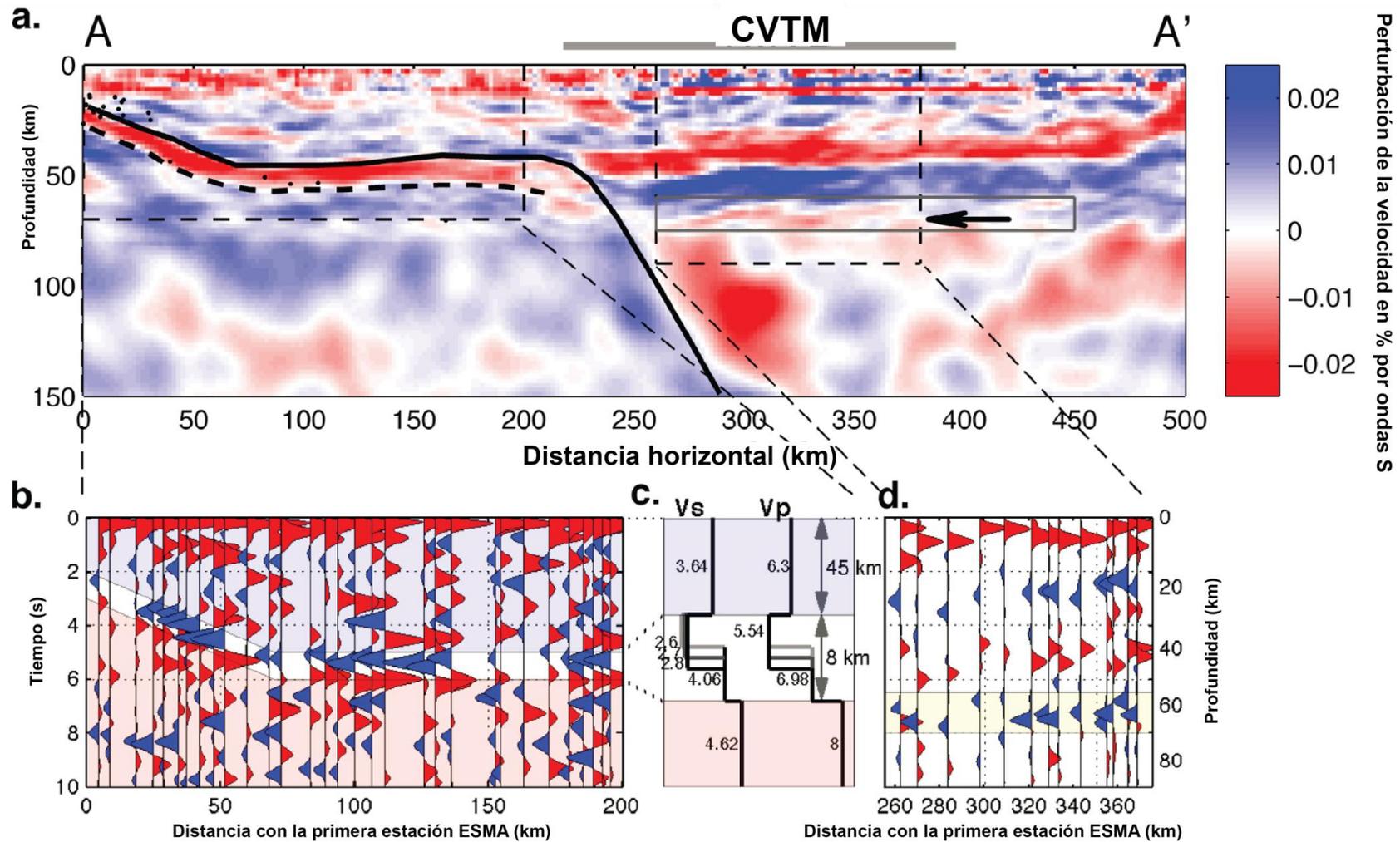


Figura 1.3: Imagen del corte transversal abajo del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). a) Corte ubicado a lo largo de 500 km entre Acapulco y Tempoal (A-A') y que representa el modelo compuesto dV_s/V_s hecho por Kim et al. (2012). b) Imagen de las funciones receptor (FR) entre Acapulco y el CVTM. El color azul representa el contraste de impedancia negativo y el color rojo representa los valores positivos. La corteza continental, la corteza oceánica y la litosfera oceánica están representadas respectivamente por el color de fondo azul claro, blanco y rosa (Kim et al., 2012). c) Modelos de velocidad de las ondas de tipo S y P por una profundidad de 90 km (Kim et al., 2012). d) Corte transversal FR usando estaciones en la región del CVTM con un ejemplo de un evento sísmico (Kim et al., 2012).

1.5.1 Campo volcánico Chichinautzin (CVC)

El CVC está ubicado en la parte central del CVTM, a 250 km perpendicular a la línea de la Trincheras Media Americana (figura 1.1). El CVC está delimitado por el Valle de México (norte), el Valle de Cuernavaca (sur), la Sierra Nevada (este) y tiene contacto con la Sierra de las Cruces con Zempoala (oeste).

El área de interés (figura 1.4) incluye más de 220 conos de ceniza cuaternarios, asociados con flujos de lava, secuencias de tefra, volcanes escudo intercalados con pilas de sedimentos aluviales de cientos de metros. Estos depósitos se ubican en el Valle de México, el Valle de Toluca y hasta el sur de la ciudad de Cuernavaca (Siebe et al., 2004a, b).

Directamente por debajo de la región de estudio, la placa subducida de Cocos está en la astenósfera con un ángulo de 65° y con dirección de 15° al NE (Pérez-Campos et al., 2008). También, de acuerdo a las líneas de las isopletas de la placa oceánica subducida por Pardo y Suárez (1995) y combinado las imágenes de las tomografías/receptores sísmicos a lo largo del corte transversal de Acapulco hasta Tempoal, del *Meso-American Subduction Experiment* (MASE), la profundidad de la parte superior de la placa subducida cambia drásticamente: de 80 km al sur del CVC, a profundidades mayores a 100 km (Pérez-Campos et al., 2008). Además se sabe que la corteza que está debajo del CVC tiene un espesor de ~40-50 km (Wallace y Carmichael, 1999; figura 3 in Pérez-Campos et al., 2008; Mazzarini, 2010).

La expresión topográfica del CVC es parecida a un horst y está bordeada al norte por una falla en escalera (*step-faulted*), que acomoda movimientos verticales y horizontales que se producen entre el bloque de Morelos, en el sur, y el bloque de la cuenca de México, en el norte (Siebe et al., 2004b). Con base en estudios de la geología estructural, el CVC se ve afectado por la estructura del arco volcánico, pero también por un sistema de fallas extensionales EO (Márquez et al., 1999), cuyos movimientos tectónicos están descritos en García-Palomo et al. (2000), Macías (2005), Norini et al. (2006), y García-Palomo et al. (2008). Se considera que estas fallas proporcionan caminos para el ascenso de los diques que alimentan a los volcanes monogenéticos. Los eventos sísmicos someros recientes se

han atribuido a los movimientos sobre este sistema de fallas (Márquez et al., 1999; UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995; CENAPRED, 2012).

De acuerdo a la estratigrafía, el basamento del área de estudio corresponde a las formaciones Morelos y Mezcala (Siebe et al., 2004a), las cuales son secuencias de carbonatos y sedimentos marinos con un espesor de ~ 3 km y una edad correspondiente al Albiano – Cenomaniano. Estas rocas fueron plegadas durante la orogenia Laramide (Bloomfeld ,1975). Los estratos superiores corresponden a los productos de la actividad volcánica con el Grupo Chichinautzin (Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993). Este periodo de actividad volcánica representa un volcanismo monogenético con edades inferiores a los 40 Ka, de acuerdo con los criterios morfológicos y los resultados con ^{14}C (Bloomfeld, 1975; Martín del Pozzo, 1989; Siebe et al., 2004b). Sin embargo, los estudios paleomagnéticos en el área suponen que tendría una antigüedad de 780 Ka y hasta un intervalo de edades entre 900 y 1200 Ka con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Urrutia y Martin, 1993; Arce et al., 2013); tomando en cuenta que es difícil obtener edades superiores a 50 Ka con los límites del método ^{14}C (Arnold y Libby, 1949).

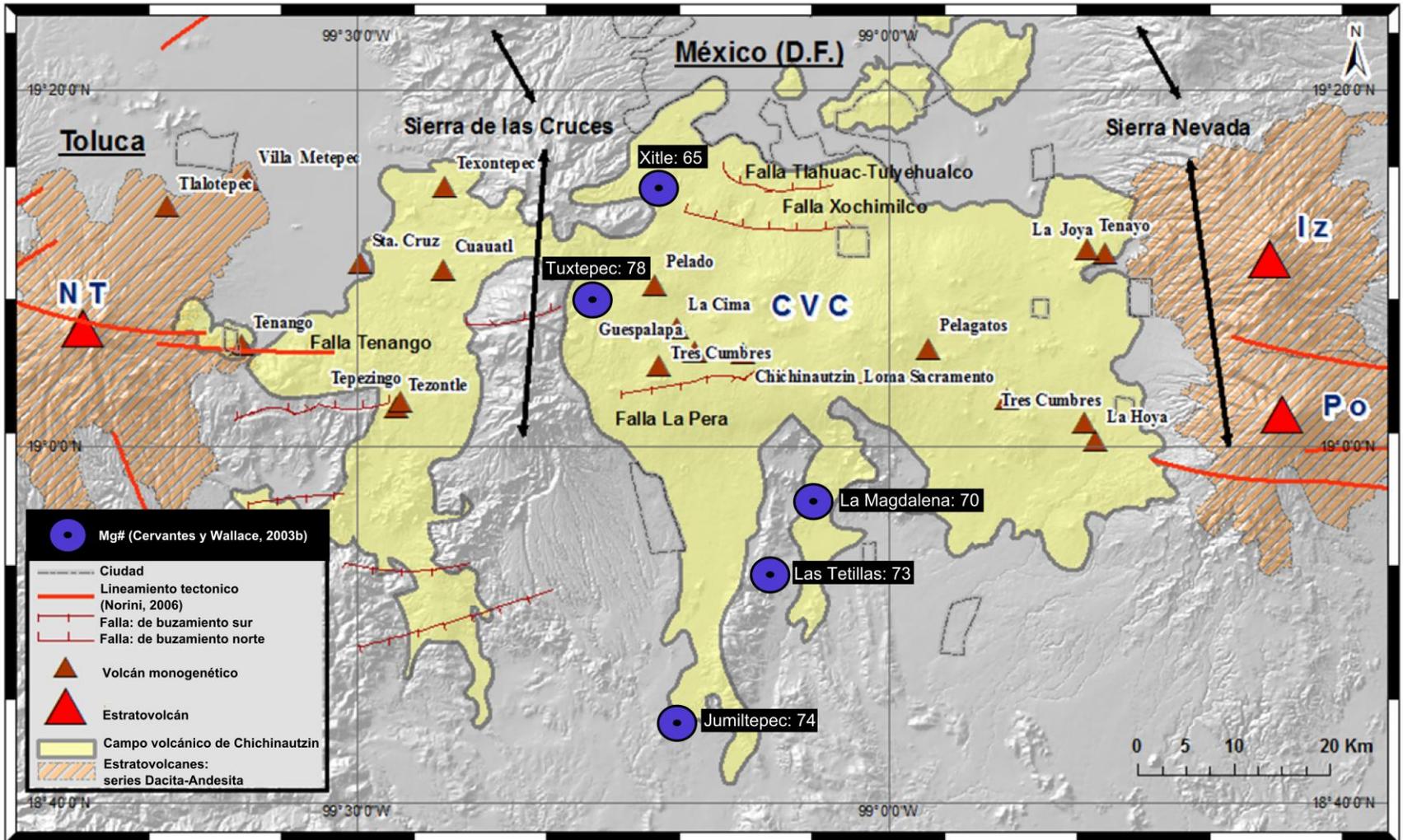


Figura 1.4: Geología del Campo Volcánico Chichinautzin. Área de estudio (mapa modificado a partir de: Siebe et al, 2004b; Siebe et al, 2005; Schaaf et al., 2005; Norini et al., 2006) incluyendo el Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) (polígono coloreado), los conos volcánicos monogenéticos bien conocidos (pequeños triángulos sólidos), estratovolcanes (grandes triángulos rojos) incluyendo sus series de depósitos (polígono rayado), las áreas urbanas (límites de grises), las características tectónicas son de Norini et al. (2006) (grandes líneas y fallas con rumbo norte y sur). Se construyó un modelo de elevación digital con sombra para representar el efecto de la topografía con una resolución de 30 metros (INEGI, 2010; ESRI, 2012). Los Mg# de Cervantes y Wallace (2003b) usan la composición de roca total por Wallace y Carmichael (1999).

1.5.2 Trabajos previos

Existe una gran cantidad de trabajos sobre el CVC. De los que se enfocan principalmente en la petrogénesis de los magmas, Márquez y De Ignacio (2002) separaron las rocas del CVC en cuatro grupos principales con base en su firma geoquímica y su mineralogía: (1) rocas Ol-máficas, (2) rocas Opx-intermedias, (3) rocas Opx-félsicas, y (4) rocas Qtz-intermedias/félsicas. Sin embargo, otros autores (Márquez y De Ignacio, 2002; Siebe et al, 2004a, b; Gómez-Tuena et al., 2005) distinguen: (1) magmas máficos, de tipo basáltico de isla oceánica (Ocean Island Basalt; OIB) y (2) magmas máficos calcialcalinos, de ambiente de arco y firma química relacionada a la subducción cuales son dominantes en el CVC (Wallace and Carmichael, 1999; Schaaf et al., 2005; Straub et al., 2013). De los volcanes monogenéticos holocenos de tipo basáltico de OIB, están reconocidos principalmente los volcanes Xitle, La Cima, Chichinautzin, el Flujo Texcal, Yololica y Cajete (Straub et al., 2013). En resumen, todos estos autores coinciden en que las rocas en el CVC provienen de la fusión de un manto heterogéneo, pero el origen de dichos magmas es todavía debatido (Gómez-Tuena et al., 2005).

Recientemente el desarrollo de las técnicas relacionadas con las inclusiones de fundido nos ha dado la oportunidad de estudiar los magmas pre-eruptivos desde otro punto de vista (Cervantes y Wallace, 2003a, b). A partir de los trabajos de Cervantes y Wallace (2003b) existen nuevos datos sobre las concentraciones de los elementos mayores y de los elementos trazas (microsonda electrónica) en inclusiones de fundidos preservadas con presiones que corresponden a niveles intermedio y superficiales bajo de la corteza. Estos autores presentan datos sobre cinco conos monogenéticos (Xitle, Jumiltepec, Las Tetillas, Tuxtepec, Tepetlapa) con Mg# entre 65-78 y una composición de olivino de Fo_{85-90} ; datos que indican magmas primitivos. Los autores eligieron estos volcanes por los contenidos altos de Mg en sus lavas (8-10 wt% MgO). Con los rangos de contenido en los elementos mayores, trazas y las tierras raras, estos magmas fueron clasificados como magmas máficos de tipo basáltico de isla oceánica (OIB) como el Xitle y basaltos de arco, como por ejemplo el de Tuxtepec (Cervantes y Wallace, 2003b).

Como ya se mencionó, el estudio de las inclusiones de fundido nos permite estimar la cantidad de volátiles en el magma antes de las erupciones, situación que resulta muy conveniente para estudiar procesos de erupción y desgasificación de los magmas involucrados en varias erupciones dentro del campo volcánico. Los estudios previos se enfocaron en los volcanes Xitle, Pelagatos, Tetuxpec, Cerro de La Magdalena, Las Tetillas, Cerro Jumiltepec, Tuxtepec y Tepetlapa en el CVC, además del estratovolcán Popocatepetl (Cervantes y Wallace, 2003a, b; Witter et al., 2005; Schaaf et al., 2005; Atlas et al., 2006; Roberge et al., 2009).

En su compilación, Wallace (2005) reporta que los magmas primitivos que erupcionaron en el CVTM tienen un contenido de agua variable entre 1.3 a 5.2 wt%. En comparación, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) tiene contenidos de volátiles entre 1 a 6 wt% (Johnson et al., 2008 y 2010), y entre 1.8 wt% a 4 wt%, para la reciente erupción del Parícutín (Luhr, 2001; Pioli et al., 2008; Rowe et al., 2011). Los magmas primitivos en el CVMG tienen una cantidad variable de CO₂ (hasta 3,000 ppm) con presiones de atrapamiento entre <50 y 300 MPa, incluyendo los estudios del Parícutín (Luhr, 2001; Johnson et al., 2008 y 2010). Estas variaciones dentro de los productos de un mismo volcán representan la desgasificación progresiva del magma durante su ascenso (Luhr., 2001; Pioli et al., 2008). El único trabajo que detalla los mecanismos de desgasificación en una erupción en el CVC es el de Cervantes y Wallace (2003a), realizado sobre el Xitle. Ellos mencionan que los contenidos bajos y variables de H₂O y S en inclusiones de fundido, en combinación con la ausencia de CO₂ (menos soluble), indican una desgasificación a un nivel superficial antes de la cristalización del olivino y la formación de estas inclusiones, sugiriendo que la fusión del magma involucrado en la erupción fue producida por descompresión, pero con los fluidos derivados de la placa subducida jugando un papel menor (Cervantes y Wallace, 2003b).

2. UBICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS

Los conos monogenéticos del Xitle, Pelagatos y La Cima fueron seleccionados con base en un criterio de compilación de datos de composición de inclusiones de fundido, de los vidrios

de la matriz y de la roca total de referencias previas (tabla 2.1); así como el trabajo estratigráfico realizado y explicado más adelante (figura 2.1).

En este trabajo, se eligieron secciones estratigráficas en donde se preservaran bien los productos eruptivos y que estuvieran cercanos del contacto con el paleosuelo. Fueron tomadas muestras representativas de los depósitos de caída de ceniza gruesa a tamaño lapilli para una posterior separación granulométrica. Así mismo se realizó la búsqueda de nuevos cristales de olivino, poniendo énfasis en la secuencia inferior de las columnas, la cual es la primera etapa de la erupción, y en la secuencia superior, la cual representa las últimas etapas de la erupción explosiva (figura 2.2). La mayor parte de los esfuerzos fueron enfocados en los volcanes de la parte norte del CVC, debido a la existencia de trabajos recientes sobre volcanes jóvenes en esta zona (Guilbaud, comunicación personal, 2012). Las observaciones en el campo muestran que los minerales principales en los depósitos de tefra son: olivino, plagioclasa, piroxeno y xenocristales de cuarzo. De estos, los cristales de olivino son los que tienen las inclusiones más grandes.

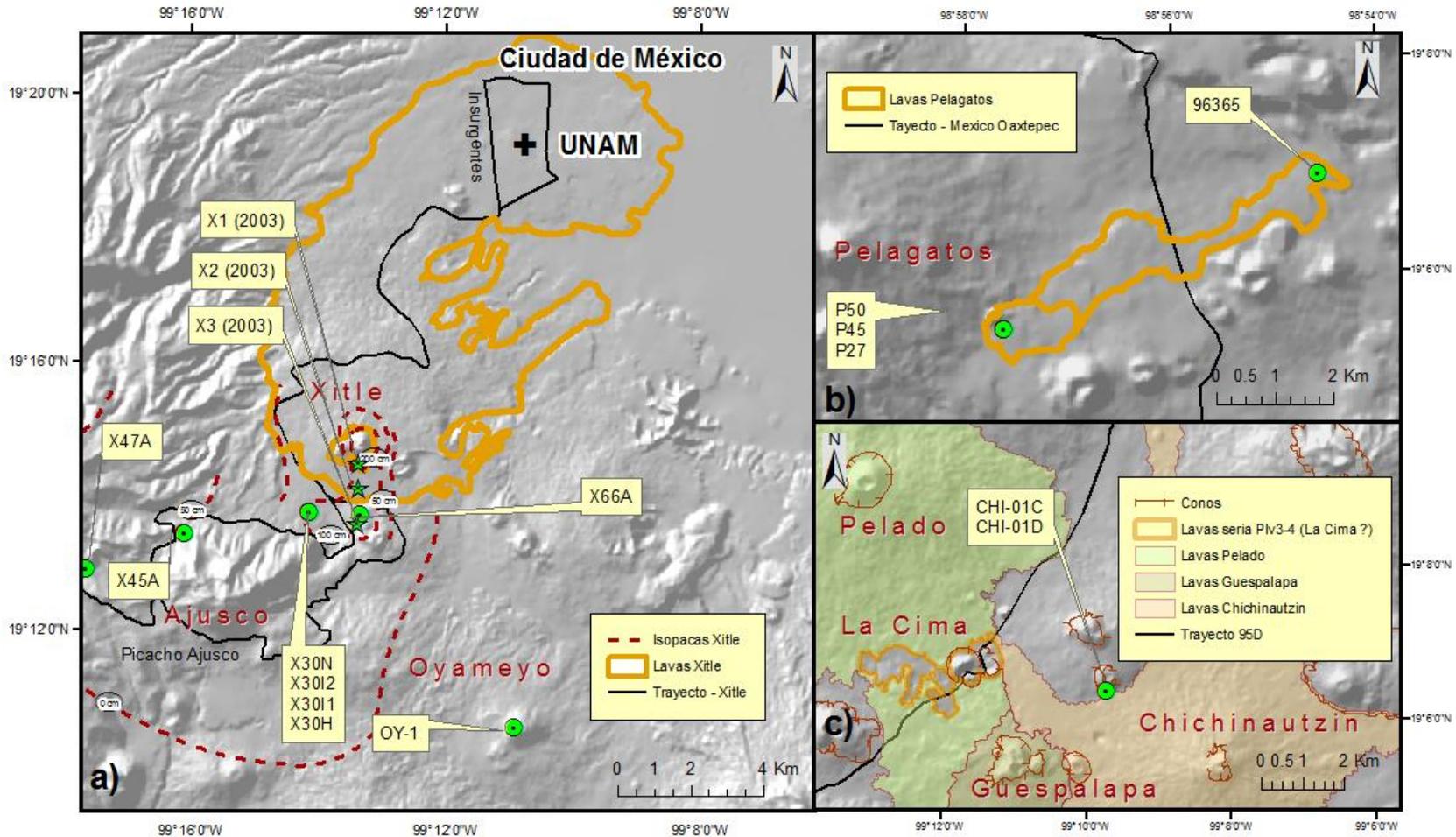


Figura 2.1: Ubicación de las muestras. Las columnas estratigráficas de este trabajo están representadas por círculos verdes con punto negro en el centro. a) Área de estudio de Xitle con los límites del borde de los flujos de lava (Cervantes y Molinero, 1995) y datos preliminares de la distribución de las isopacas de cenizas (Taddeucci, 2011; Guilbaud, comunicación personal, 2012). Las estrellas verdes representan los sitios de muestreo de los tres horizontes identificados por Cervantes y Wallace (2003a) y se identifican con el año de publicación «2003». b) Área de estudio de Pelagatos con los límites del borde de los flujos de lava (Guilbaud et al., 2009; Agustín-Flores et al., 2011). La muestra #96365 representa una lava de Pelagatos con una serie de análisis de inclusión de cristales de olivino hecho por Jim Stimac (comunicación personal, 2012) y publicado en Schaaf et al. (2005). c) Área de estudio de La Cima con los flujos de lava de los conos monogenéticos vecinos con base en los mapas de Siebe et al. (2004a, b). La designación «CHI» no está relacionada con el nombre del volcán Chichinautzin, pero sí con el área de estudio de la Sierra Chichinautzin. Existe incertidumbre sobre la asociación de los flujos de lava correspondiente.

Tabla 2.1 Datos del trabajo original y referencias

Autores	Volcán	Muestras	Long.	Lat.	Análisis
Robidoux (2013)	Xitle	X66-B	99°13'18.1"	19°13'41.4"	⊙
	Xitle	X30H	99°14'06.0"	19°13'43.9"	⊙ ■
	Xitle	X30-I1	99°14'06.0"	19°13'43.9"	⊙ ■
	Xitle	X30-I2	99°14'06.0"	19°13'43.9"	⊙ ■
	Xitle	X30-N	99°14'06.0"	19°13'43.9"	■ ●
	Xitle	X45-A	99°16'03.9"	19°13'23.9"	⊙ ■ ●
	Xitle	X47-B	99°17'35.1"	19°12'04.9"	⊙ ■ ●
	La Cima	CHI-01C	99°11'57.5"	19°06'41.9"	⊙ ⊙ ■ ●
	La Cima	CHI-01D	99°11'57.5"	19°06'41.9"	⊙ ⊙ ■ ●
	Oyameyo	OY-01	99°09'50.0"	19°11'10.0"	■ ●
Reyes-Luna (2012)	Pelagatos	P27	98°58'17.1"	19°08'33.0"	⊙ ⊙
	Pelagatos	P45	98°58'17.1"	19°08'33.0"	⊙ ⊙
	Pelagatos	P50	98°58'17.1"	19°08'33.0"	⊙ ⊙
Guilbaud et al. (2009)	Pelagatos	(Σ) ¹	98°57'44.6"	19°05'30.1"	■
Cervantes y Wallace (2003a)	Xitle	X1	99°13'23.5"	19°14'30.8"	⊙ ⊙
	Xitle	X2	99°13'22.1"	19°14'03.4"	⊙ ⊙
	Xitle	X3	99°13'23.5"	19°13'30.8"	⊙ ⊙
Roberge et al. (2009)	Popocatepetl	(Σ) ²	99°37'48.0"	19°01'48.0"	⊙ ⊙
3	Xitle	-	-	-	●
4	Pelagatos	-	-	-	●
5	La Cima	-	-	-	●
6	Popocatepetl	-	-	-	●

Análisis

- ⊙ FTIR en las inclusiones de fundido:
- ⊙ Microsonda electrónica EPMA en las inclusiones de fundido:
- Microsonda electrónica EPMA en los vidrios de la matriz:
- Roca total incluyendo lavas, escoria y cenizas:
- Roca total incluyendo solo las cenizas:

Sistema de coordenada en Grados-Minutos-Segundos con el *World Geodetic System 1984 Datum*. Long: longitud; Lat: latitud. Todos son datos GPS aparte por Cervantes y Wallace (2003a) donde se midieron las coordenadas geográficas con su mapa de referencia. Los datos de roca total que no son del trabajo original tienen múltiples localidades dependiendo de la referencia.

¹Promedio calculado de la serie de muestras P13, P21 y P01 por Guilbaud et al. (2009)

²Serie de muestras del volcán Popocatepetl cuales representan las erupciones del 11 de Mayo y del 30 de Junio 1997 por Roberge et al. (2009)

³Straub et al. (2008), Siebe et al. (2004a), Velasco-Tapia y Verma (2001), Wallace y Carmichael (1999), Delgado-Granados et al. (1998), Cervantes y Molinero (1995), Martín del Pozzo (1989), y Nixon (1987)

⁴Agustín-Flores et al. (2011), Guilbaud et al. (2009), Meriggi et al. (2008), Schaaf et al. (2005), Velasco-Tapia y Verma (2001), Swinamer (1989) y Nixon (1987). El análisis de roca total de la muestra PG0513 de Agustín-Flores (2009) fue descartado porque tiene un contenido en sílice significativamente más alto que los otros análisis, lo que podría estar relacionado con la presencia accidental de un xenocristal de cuarzo en la muestra analizada.

⁵Straub et al. (2008), Siebe et al. (2004a) y Wallace y Carmichael (1999)

⁶Carrasco-Núñez (1985), Schaaf et al. (2005), Witter et al. (2005), Straub et al. (2008) y Arana-Salinas (2010)

2.1 Volcán Xitle

El volcán Xitle es un cono de escoria y ceniza ubicado en la parte noroeste del CVC (figura 1.3). En base a los trabajos de Siebe (2000) y Delgado-Granados et al. (1998), hasta ahora se piensa que el Xitle es el volcán más joven de la región. Las lavas asociadas con el Xitle cubren un área de 60 km² y se extienden principalmente al norte del cono hacia el Valle de México. Estos productos fueron clasificados como basaltos y andesitas basálticas, con un alto contenido de potasio en el primer flujo de lava. Sin embargo, el contenido de potasio decrece en los últimos eventos eruptivos (Delgado-Granados et al., 1998).

Las lavas del Xitle fueron emitidas desde una fisura de rumbo NE (Delgado-Granados et al., 1998), las cuales se pueden agrupar en múltiples flujos como es el caso del Miembro de Basaltos Pedregal (figura III-17 en Cervantes y Molinero, 1995). También es posible observar estructuras pahoehoe, lavas de tipo aa, diques, crestas de presión, tumulis, hornitos, conductos de explosión, tubos de lava, etc. El espesor máximo de la unidad es de 35 metros, sin embargo, muestra una gran variabilidad dependiendo de la topografía subyacente. La estratigrafía cercana al cono principal tiene como base suelo de tamaño limo-arcilla de color marrón claro. Una muestra de carbón ubicada dentro del depósito de caída justo abajo de unos flujos de lavas cerca del cono principal fue fechada dando una edad de 1,665 ± 65 años AP (Siebe, 2000). Cerca del cono se encuentran cenizas denominadas el Miembro de tefras Entronque por Cervantes y Molinero (1995). La unidad inferior está constituida por escoria, fragmentos líticos y vidrio. Entre otras características, la columna presenta tres unidades con intercalaciones de lapilli y ceniza, en la parte inferior, intermedia y superior, con un espesor total de 3.4 m, que se encuentran sobreyacidas por depósitos retrabajados de cenizas y por suelo bien desarrollado (figura 2.2). Los afloramientos indican un eje de dispersión lobulada con dirección N-S y con tendencia al oeste (figura 2.1a), que se interdigita con el Miembro de Basaltos Pedregal y subyace a coluviones (Cervantes y Molinero, 1995). En general, los afloramientos se encuentran en el corte de los caminos, y en excavaciones relacionadas con desarrollo urbano. La mayoría se encuentran en la zona del Bosque del Tlalpan y del Bosque Nacional del Ajusco (figura 2.1a).

El muestreo del Xitle se realizó en afloramientos más distales del cono principal, buscando mejorar la representación estadística de las inclusiones de fundido propuestas por Cervantes y Wallace (2003a). Las muestras provienen de cuatro secciones a diferentes distancias del cono: 1) X30, 2 km al SO (figura 2.2); 2) X45, 4.5 km al OSO; 3) X47, 6 km al O (figura 2.3) y 4) X66, 1.5 km al S.

2.2 Volcán Pelagatos

El volcán Pelagatos es un cono de escoria con una edad geocronológica ubicada entre 2,500 y 14,000 años AP, y su volumen de erupción es relativamente pequeño: $\sim 0.031\text{-}0.035 \text{ km}^3$ (Agustín-Flores et al., 2011). Los productos del Pelagatos son de los más primitivos del CVC (Guilbaud et al., 2009; Agustín-Flores et al., 2011; Webber et al., 2012), y con base al alto contenido de Cr, Ni, MgO y alto Mg# de sus lavas, es comparable a muchas rocas andesíticas de arco volcánico en el mundo (Webber et al., 2012), también, se define como subcalino siguiendo una tendencia calco-alkalina (Agustín-Flores et al., 2011; Guilbaud et al., 2009). La primera fase de la erupción (flujo de andesita basáltica: F1 o *Early Flow* de Guilbaud et al., 2009) se caracterizó con flujos de lava emitidos por una fisura, la cual fue seguida por fases efusivas alternadas con fases explosivas las cuales contruyeron al cono principal. Las muestras P27, P45 y P50 (figura 2.4a) se recogieron en la cantera cerca del cono principal y están descritas en Guilbaud et al. (2009).

2.3 Volcán La Cima

El volcán La Cima se ubica en la parte central del CVC a la altura de $\sim 3,080$ m.s.n.m. (Márquez et al., 1999). Produjo flujos de lava y productos piroclásticos emitidos por un centro volcánico de 40 m de altura con $\sim 0.006 \text{ km}^3$ de volumen (Martín del Pozzo, 1989). Se fechó un paleosuelo por radiocarbono formado sobre depósitos de escoria, indicando que la erupción se produjo antes de $10,410 \pm 80$ años AP (Martín del Pozzo, 1989). Otro paleosuelo (muestra CHI-01-F) ubicado por debajo de los depósitos del volcán La Cima en la secuencia CHI-01, se fechó dando una edad de $\sim 11,000$ años AP (Guilbaud, datos no publicados), la cual es superior a la edad de los volcanes vecinos del Chichinautzin y del Guespalapa descritos por Martín del Pozzo (1989), Arana-Salinas (1998) y Siebe et al. (2004a, b). Por el

dato de radiocarbono y porque no tiene evidencia de pausa por el estudio de la secuencia estratigráfica, tiene más probabilidad que las muestras CHI-01C y CHI-01D provienen de la erupción del volcán La Cima. Durante su evolución emitió lavas basálticas con un contenido de potasio de 1.13 wt% y MgO de 8.04 wt% (Wallace y Carmichael, 1999).

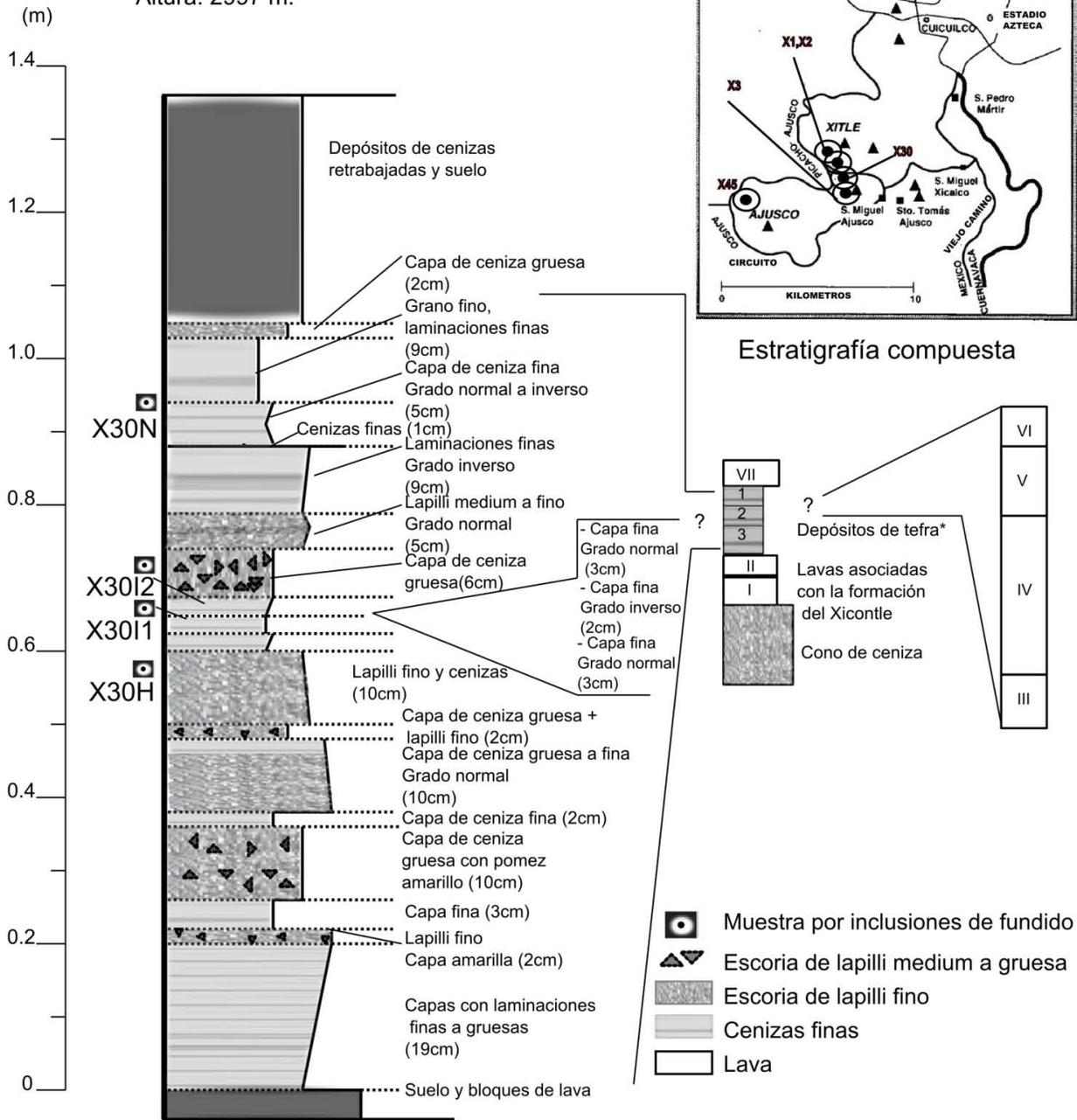
El volcán está situado al NE del volcán Chichinautzin, que está rodeado por un escudo de lavas que muestra un contorno irregular. El volcán La Cima se formó entre y alrededor de viejos escudos y conos de ceniza, seguido posteriormente por las erupciones de los volcanes de Chichinautzin y Guespalapa en la misma zona (Siebe et al., 2004b). Las muestras analizadas de La Cima fueron tomadas en dos niveles estratigráficos (CHI-01C y CHI-01D) de una misma localidad 4.25 km al sureste de La Cima y a 3.5 km al noroeste del volcán Chichinautzin (figura 2.4b). Existen los horizontes B y C que se encuentran encima del suelo y representan una fase relativamente temprana de la erupción (figura 2.4b). El horizonte D es la capa que se encuentra más arriba en el afloramiento y por eso está considerado como uno de los eventos más tardíos de la misma erupción (figura 2.4b).

2.4 Volcán Oyameyo

Este cono se encuentra en el centro del CVC y es un cono de escoria, situado 9 km al sur del Xitle (figura 2.1a). Más recientemente, Siebe et al. (2004b) identificaron los depósitos de Oyameyo estratigráficamente por encima de la pómez Tutti Frutti del Popocatepetl, con edad cercana a 14,000 años AP, representando una edad máxima.

En trabajos previos no existen descripciones petrológicas ni mineralógicas, sin embargo, se reporta un análisis químico de las cenizas en Siebe et al. (2004b). Esta ceniza es de composición andesítica con bajo contenido en potasio (1.27 wt%), relativamente alto contenido de sodio (3.92 wt%) y concentraciones de MgO de 4.89 wt%. En este trabajo se tomaron tres muestras en la base del cono para analizar los contenidos de H₂O y CO₂ en algunas inclusiones de fundido y así comparar con los resultados de los otros conos monogenéticos en este trabajo. Las muestras provienen de una sección de ~53 cm de alto: 1) Oy-01A; 2) Oy-01B; 3) Oy-01C; las cuales se muestran en la figura 2.4c.

*Columna estratigráfica: "X30"
 Coordenadas GPS:
 N19°13'43.9"
 W99°14'06.0"
 Altura: 2997 m.



*Columna estratigráfica modificada de M. N. Guilbaud

Figura 2.2: Columna estratigráfica proximal del sitio X30 del volcán Xitle. La estratigrafía compuesta es modificada de Cervantes y Wallace (2003a), y representa el resumen de las interpretaciones de Cervantes y Molinero (1995) y de Delgado-Granados et al. (1998). El mapa situado en la esquina superior derecha muestra la ubicación de la columna X30, así como en su parte inferior se presenta la estratigrafía compuesta de las capas #1,2,3 las cuales corresponden respectivamente a la serie de inclusiones de fundido de X1, X2, X3 de Cervantes y Wallace (2003a). El uso de la terminología "fina/gruesa" de las laminaciones se refiere al espesor en el depósito, pero se refiere a la granulometría cuando se cualifica el tipo de piroclasto.

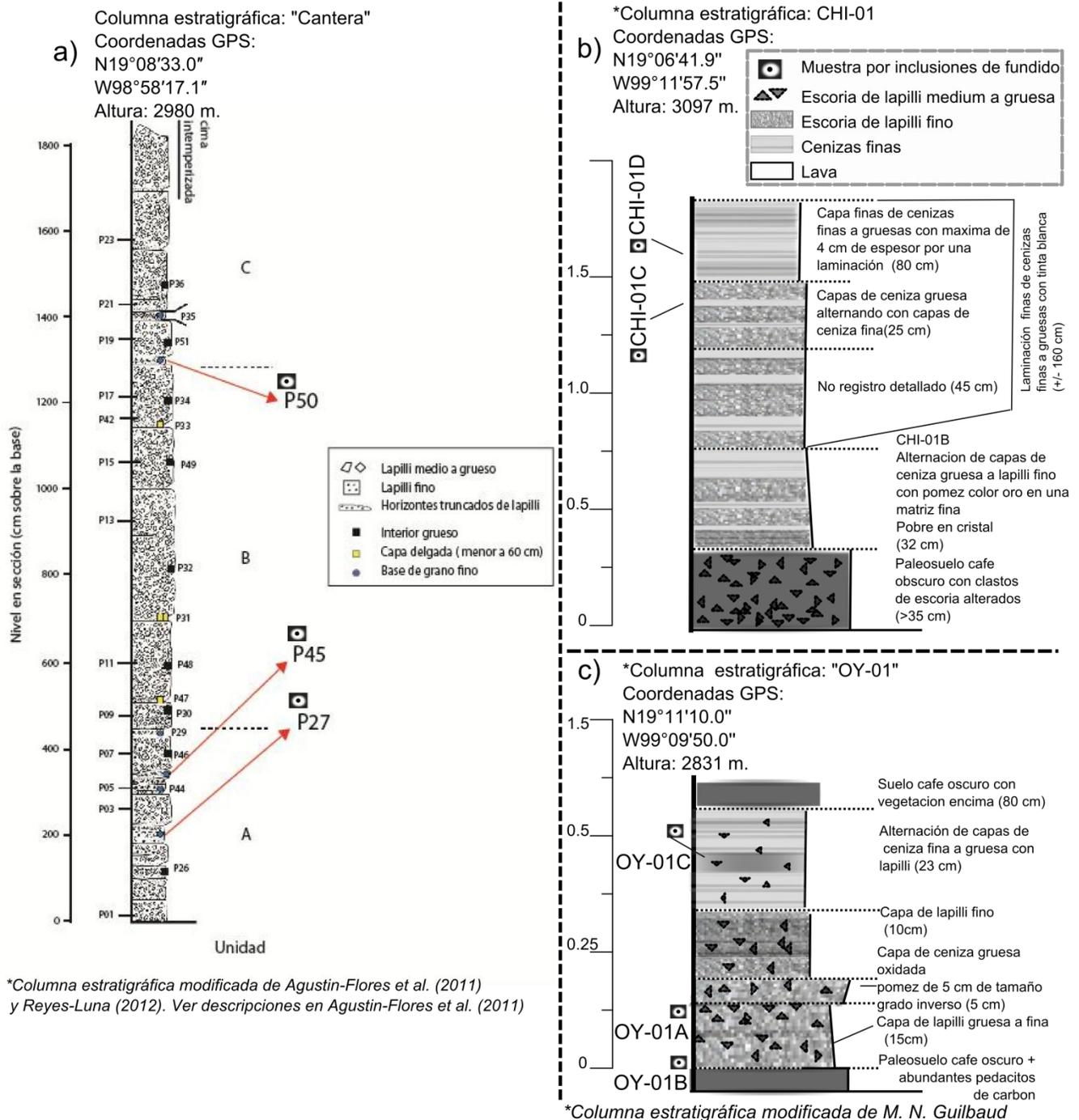


Figura 2.4: Columna estratigráfica de Pelagatos, La Cima y Oyameyo. a) Afloramiento en la cantera del cono principal de Pelagatos. b) Afloramiento en la zona del volcán La Cima. c) Afloramiento cerca del volcán Oyameyo.

3 METODOLOGÍA ANALÍTICA

Se realizaron análisis en el vidrio de la matriz de las cenizas volcánicas en varias secciones delgadas pulidas usando la microsonda electrónica JEOL JXA-8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), con una aceleración de voltaje de 20kV, una intensidad de corriente de 15 nA, y un diámetro de rayo de 5 a 10 μm , dependiendo de la presencia de microcristales. Dentro del estudio se utilizó una combinación de vidrios (vidrio basáltico con el estándar VG2) y minerales estándares (Plagioclasa con Plagio35-53-PI; Olivino y Piroxeno con Std-01-1). Los resultados geoquímicos de las muestras de la matriz de vidrio y de roca total se presentan en las tablas 4.2 y 4.3. Toda la química de la roca entera se determinó en muestras de tefra pulverizada para los elementos mayores, utilizando fluorescencia de rayos X (FRX) en el Instituto de Geología, UNAM.

En los párrafos siguientes se detallan los procedimientos para analizar las inclusiones de vidrio. Tanto en el trabajo de campo como en el laboratorio se prepararon adecuadamente las muestras que representan los eventos eruptivos.

3.1 Preparación de la muestra

Después de coleccionar las muestras de una sección estratigráfica bien documentada se dejaron secar al aire libre y en estufa. Posteriormente, en cada muestra seca se realizó un estudio de granulometría utilizando tamices de tamaño -6 a $+2 \Phi$ (64 mm a 0.25 mm), y luego una separación granulométrica de la fracción, entre $+1$ y $+2 \Phi$ (0.5 mm y 0.25 mm) los cuales son los tamaños adecuados para el estudio de inclusiones. Los tamaños seleccionados evitan tener material de roca grande y cristales demasiado pequeños. En general, las cenizas son heterogéneas y contienen pequeñas cantidades de ceniza, cristales, vidrios, a veces fragmentos líticos difíciles de identificar, materiales oxidados y compuestos orgánicos.

Los cristales de olivino se limpian con acetona y son inmersos en aceite de índice de refracción 1.65, para ser observados bajo binocular. Los cristales que presentan inclusiones de vidrio son separados, se describe su textura y se examinan con un microscopio

estereoscópico con oculares de campo amplio (con gafas ajustables de 10x/21B y un aumento propio de 1x), montado sobre una mesa. Se eligen los cristales de olivino tanto con textura automórfica, como cuando se observan semitraslúcidos (transparente de amarillo pálido a verde pálido).

Los cristales de olivino seleccionados (los que contienen inclusiones) se ponen uno por uno en placas diferentes y se pegan con un enlace cristalino calentado que se solidifica a temperatura ambiente. El objetivo es estabilizar el cristal y ser capaz de utilizar abrasivos para desbastar la superficie del cristal hasta que se encuentre la inclusión (figura 3.1). Los tamaños de abrasivos que fueron usados son de 600 y 400 Grits, de acuerdo al sistema de designación CAMI Grit (*Coated Abrasive Manufacturers Institute* en EE.UU.). Después, se usó una solución de suspendidos de diamante (6; 3; 0,25 μm) para pulir ambos lados del cristal (figura 3.1). Este procedimiento se realizó nuevamente del lado opuesto de la lámina con el propósito de analizar el 100% de la inclusión. Después, se quitó la muestra de cristal con acetona y se puso en cápsulas quedando listas para el análisis.

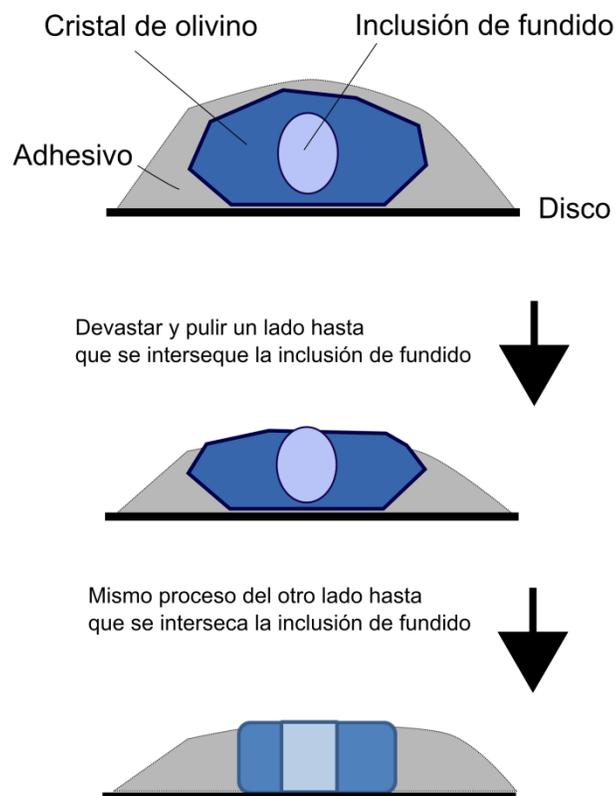


Figura 3.1: Etapas de preparación de intersección de una inclusión de fundido.

3.2 Espectroscopia infrarroja y determinación de H₂O y CO₂

Se analizó el H₂O y CO₂ en las inclusiones de fundido de olivino, con el microscopio FTIR 36X de marca Bruker (Hiperión 1000/2000, tensor de 27 con fuente de IR) del Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias de Juriquilla de la UNAM. Las muestras preparadas se colocaron en una placa de NaCl que sirve como ventana de fondo (figura 3.2).

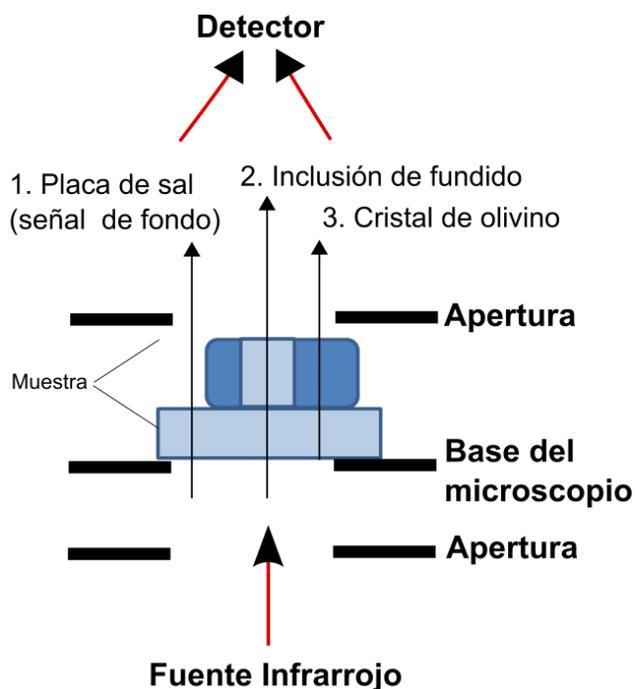


Figura 3.2: Medición con espectroscopia infrarroja. Se toman medidas de la placa de NaCl (1) como señal de fondo; de la inclusión de fundido (2); y del cristal de olivino (3) en modo de absorción. En el modo de reflexión, se toman medidas de una placa de oro como señal de fondo y de la inclusión o del cristal. Modificado de Roberge et al., 2005.

El primer paso consiste en realizar un blanco sobre la placa de sal, para cuantificar la cantidad de H₂O y CO₂ presentes en la columna de aire cuando está en modo de transmisión. Posteriormente, sobre la inclusión de vidrio, se mide la absorbancia en modo de transmisión (esto se realiza dos veces por reproducibilidad). Se mide el pico de absorbancia que aplica directamente la ley de *Beer-Lambert*, la cual es un principio físico que explica la forma de cuantificar la radiación absorbida en el objeto de estudio (inclusión). La absorbancia es directamente proporcional a la concentración de un componente, como se muestra en la siguiente ecuación (Nichols y Wysoczanski, 2007):

$$C = \frac{MAv}{d\rho E} \quad (1)$$

C: concentración (wt%)

M: masa molar [Agua H₂O = 18.015 g/mol; CO₂ = 44.01 g/mol]

Av: pico de absorbancia de la banda espectral

d: espesor (cm)

ρ : densidad (p. ej.: 2.8 g/cm³)

E: absorbancia molar (L/mol • cm)

En segundo término, se realizó un blanco sobre la placa de oro en modo de reflexión y se midió la inclusión. El parámetro de espesor se calcula usando dicha señal de reflexión (Dixon et al., 1988) y se empleó la técnica de Nishikida et al. (1996) que toma en cuenta las franjas de interferencia que se producen en los espectros de reflexión de las muestras y que están relacionadas con el espesor de un área particular sobre la inclusión (superficies pulidas idealmente paralelas). Las propiedades físicas muestran que la longitud de onda del patrón de interferencia es directamente proporcional al espesor y el índice de refracción de la muestra (Nichols y Wysoczanski, 2007), como se indica en la siguiente ecuación:

$$d = \frac{m}{2n(V_1 - V_2)} \quad (2)$$

d: espesor (cm, o en μm)

m: número de ondas dentro de un rango seleccionado

n: índice de refracción de la muestra

*V*₁: número de onda más alta del rango seleccionado (cm⁻¹)

*V*₂: número de onda más bajo del rango seleccionado (cm⁻¹)

De acuerdo con Luhr (2001), la densidad de los vidrios a temperatura ambiente se calculó a partir de una simple suma de los volúmenes molares parciales. En algunos casos hicieron falta algunos valores de densidades en las inclusiones para calcular los contenidos de H₂O y CO₂ porque los análisis con microsonda son ausentes. Cuando esto ocurre, se usa el valor promedio de la densidad para cada capa de tefra correspondiente a las inclusiones. Por

ejemplo, se recalcularon promedios por un rango de valores de densidad entre 2.86 y 3.20 g/cm³.

El agua tiene varios picos de absorbancia: el pico del agua total (H₂O molecular más OH-) que se llama pico fundamental y corresponde a una longitud de onda de 3,535 cm⁻¹, el de OH- (modos de estiramiento y de doblado de los grupos de Al o Si-OH) que corresponde a 4,500 cm⁻¹ y dos picos para el H₂O molecular (modos de estiramiento y doblado) que corresponden a 1,635 cm⁻¹ y a 5,200 cm⁻¹ (Stolper, 1982). En este estudio sólo se utilizó el pico fundamental (figura 3.3a). Si se observa una señal de absorbancia del mineral, se debe corregir el pico fundamental haciéndose un ajuste para recalibrar esta absorbancia. Por este motivo se toma una medición de referencia en el modo de absorción del cristal de olivino puro a la longitud de onda de 1,771 cm⁻¹, en donde se resta el valor de absorbancia del pico de la inclusión por la misma longitud de onda para obtener la porción de la inclusión que corresponde a la concentración de agua. Para el total de H₂O el error máximo permitido de concentraciones es ± 15% (1σ), lo que permitió aceptar 163 resultados de concentración satisfactorios en este estudio.

El valor de absorción de CO₂ fue tomado del pico doble de CO₃²⁻ (figura 3.3b). Debido a la complicada señal de fondo para este rango de longitudes de onda, la señal se corrige con un programa (programa inédito de S. Newman, comunicación personal, 2011) que ajusta linealmente el espectro de la muestra y subtrae (1) una banda pura de 1630 cm⁻¹ para H₂O molecular, (2) un espectro de una muestra de vidrio de referencia sin CO₂, (3) una banda pura de 1,630 cm⁻¹ para H₂O molecular y (4) un doblete de carbonato. Son aceptables los resultados del programa en donde el pico doble se distingue bien, el cálculo tiene un coeficiente de correlación (r²) mínimo de ~0.8 y un máximo de exactitud, el cual permite un error del ~17% en la reproductibilidad del análisis. Al final, sólo 47 muestras fueron consideradas con un pico doblete de carbonato visible en los espectros (antes y después del tratamiento de la señal con el programa de S. Newman) y también con un error máximo permitido alrededor de ±15% (1σ) en los resultados de la concentración. El procedimiento del tratamiento de la señal de fondo que se utilizó para los picos de carbonato se describe en Roberge et al., (2005).

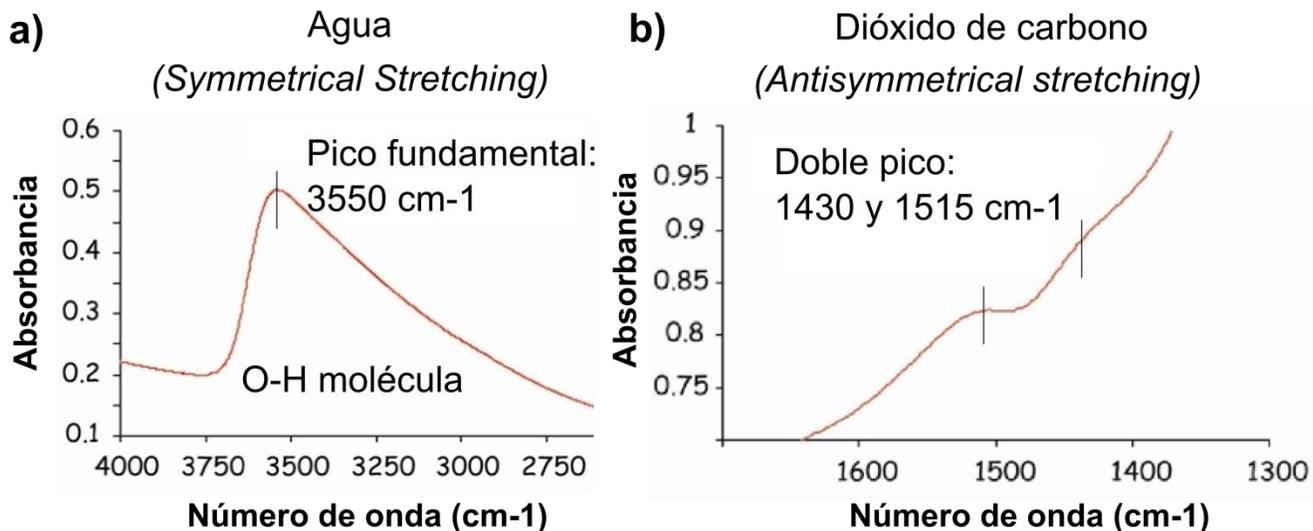


Figura 3.3: Picos de absorbancia del H₂O y CO₂ a) Pico del agua. b) Pico del dióxido de carbono. Modificado por Roberge et al., 2005.

Para calcular el contenido total de agua disuelta, se utilizó una absorbancia molar de 63 ± 3 L/mol • cm (Ihinger et al., 1994).

La absorbancia molar ϵ del CO₂ (L/mol • cm) se calculó para las muestras usando la ecuación lineal de Dixon y Pan (1995), debido a la dependencia de la composición de vidrio basáltico con un coeficiente (medido por análisis de microsonda) que se correlaciona con la proporción molar de Na / (Na + Ca):

$$\epsilon = 451 - 342 \left[\frac{\text{Na}}{\text{Ca} + \text{Ca}} \right] \quad (3)$$

En el caso de una inclusión que no tiene medición de elementos mayores, se utilizó el valor de la absorbancia molar promedio de todas las inclusiones en la misma capa de tefra (372 a 388 ± 16 L/mol • cm). Basados en las incertidumbres de las mediciones de espesores y los valores de absorbancia, el promedio de la desviación estándar total es de ± 0.033 wt% para el H₂O y de ± 26 ppm en las emisiones de CO₂.

Debido a que no se tenían datos de la microsonda para el Xitle, se utilizaron los valores promedios de las composiciones de inclusiones de fundido para las capas X1, X2, y X3 reportadas por Cervantes y Wallace (2003a), para así recalculer las concentraciones de

volátiles en las inclusiones y la concentración de H₂O y CO₂ de datos preliminares en la sección de los resultados.

3.4 Correcciones de los elementos mayores en las inclusiones de fundido

Se analizaron las inclusiones de fundidos y los cristales huéspedes para determinar los elementos mayores y los volátiles S y Cl, en la *Oregon State University*, con una microsonda electrónica Cameca SX-100. Se utilizó un voltaje de aceleración de 15 kV, una intensidad de corriente de 30 nA, y un diámetro del haz de 5 µm, junto con una combinación de estándares de vidrio y de minerales. Se analizó de 1 a 3 puntos de la misma inclusión, dependiendo del tamaño de la inclusión. Una segunda medida se tomó en el olivino adyacente a las inclusiones.

Se corrigieron las composiciones de las inclusiones por el efecto de la cristalización posterior al atrapamiento a lo largo de las paredes de la inclusión y por la pérdida de Fe de la inclusión en el olivino huésped (Sobolev y Chaudisson, 1996). Los resultados de los valores iniciales de la microsonda y del análisis de FTIR se presentan en la Tabla 4.2 del capítulo 4, como resultados crudos. La corrección para la cristalización posterior al atrapamiento de las muestras del Pelagatos involucra la adición de 1% de olivino en equilibrio en cada inclusión de fundido, hasta que la composición de la inclusión esté en equilibrio con el olivino huésped. Entre 2.5 y 16.5% de olivino se agregó a las inclusiones de Pelagatos y entre 0.8 a 17.4% para las inclusiones del volcán La Cima. En estos cálculos, se utilizó un valor de 0.3 ± 0.01 (Toplis, 2005) para el coeficiente de intercambio del Fe-Mg (donde $K_D = (Mg/Fe^{2+})_{\text{fundido}} / (Mg/Fe^{2+})_{\text{olivino}}$).

La corrección por la pérdida de Fe (figura 3.4) implicó adicionar FeO en algunas de la inclusiones de fundido hasta que el FeO_T original de la inclusión se restauró usando la tendencia de FeO_T vs MgO de roca total de Pelagatos y de La Cima (Danyushevsky et al., 2000). Estos datos se compararon con la tendencia de las inclusiones corregidas en el Xitle de Cervantes y Wallace (2003a). En total, se necesitaron pocas correcciones por la pérdida de Fe (sin corrección para Pelagatos y entre 0.03-0.67 wt% FeO para 10 muestras de La

Cima). De esta forma se obtienen nuevos valores de Mg# en las inclusiones presentados en la figura 3.5.

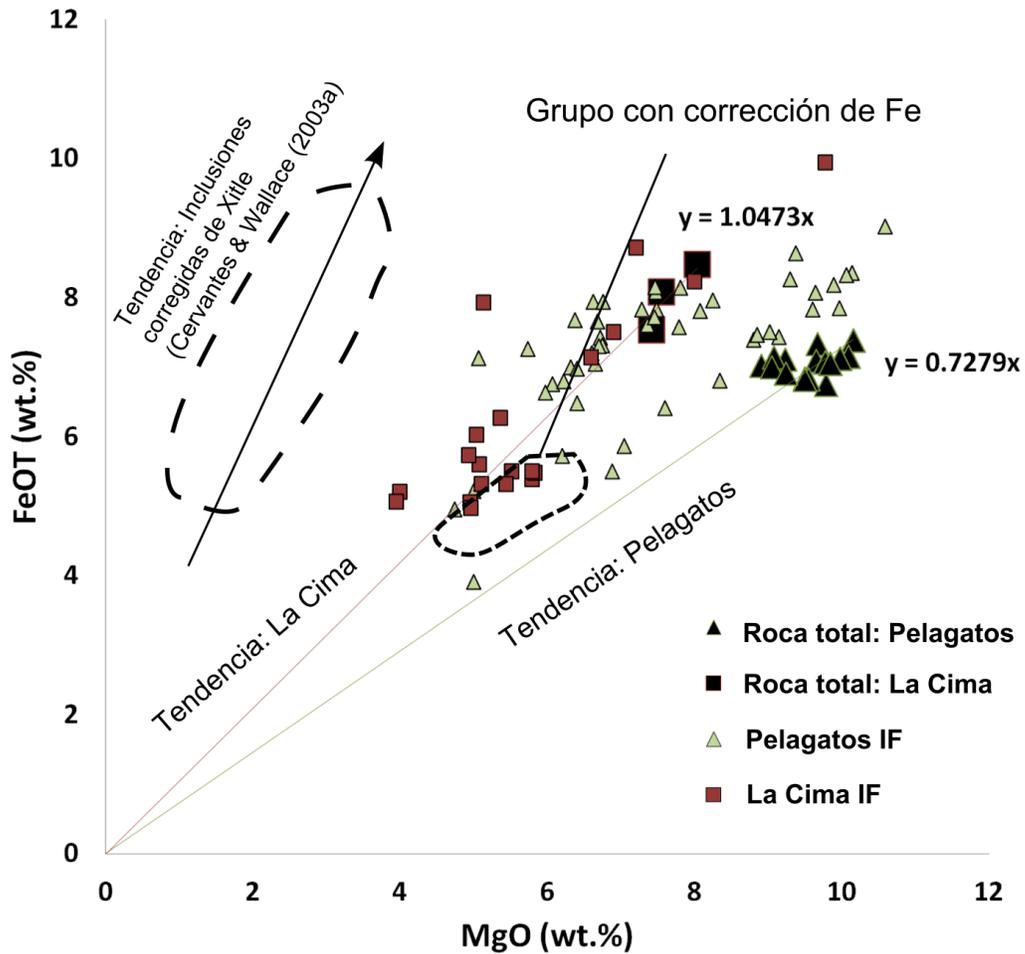
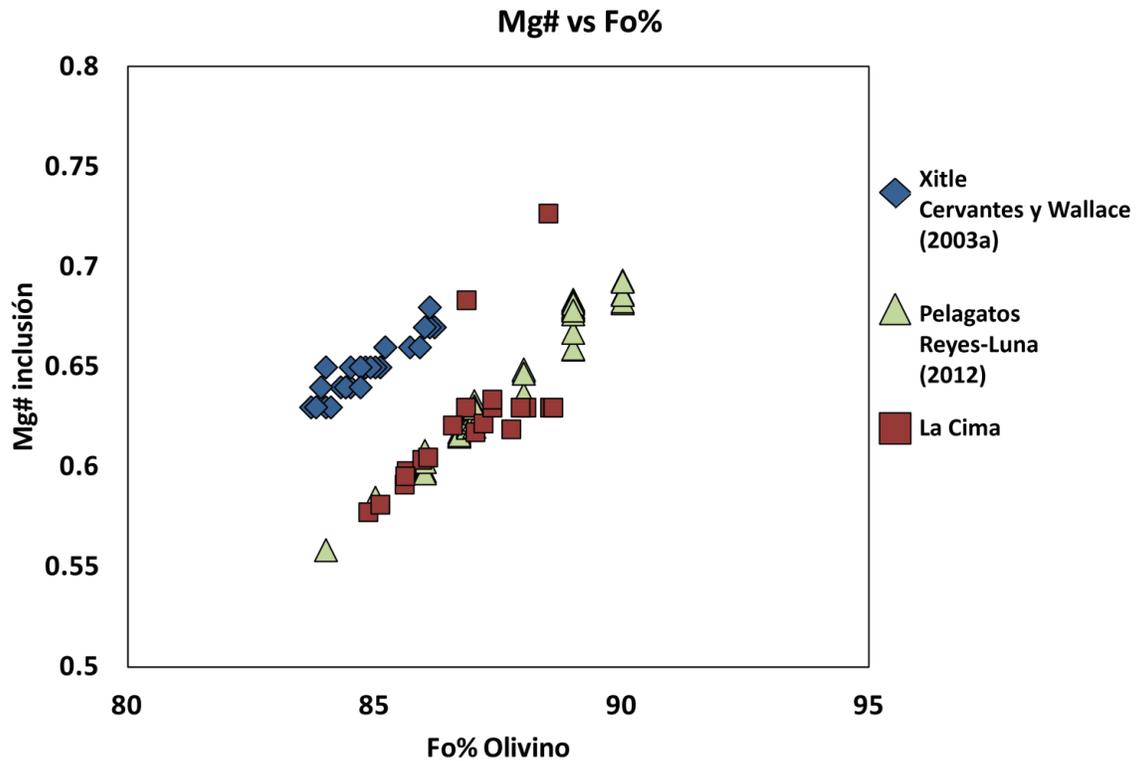


Figura 3.4: Corrección por pérdida de Fe. La gráfica representa los datos de FeO_T vs. MgO por las inclusiones de fundido (IF) de los cristales de olivino (símbolos de color) y con los valores de roca total (símbolos negros). Las tres pendientes de tendencia indican la posición de FeO en equilibrio con MgO con valores de pendiente que se usan para corregir la pérdida de Fe. Solo algunas pocas muestras de La Cima se ubican por debajo de la pendiente. Los datos de roca total de Pelagatos son de Nixon (1987), Swinamer (1989), Velasco-Tapia y Verma (2001), Schaaf et al. (2005), Meriggi et al. (2008), Guilbaud et al. (2009) y Agustín-Flores et al. (2011). Los datos de roca total de La Cima son de Wallace y Carmichael (1999), Siebe et al. (2004a) y Straub et al. (2008).



en la tabla 4.1 porque en algunos casos podrían representar contextos magmáticos distintos. Así mismo, se encontraron inclusiones en otros fenocristales (plagioclasa y piroxeno) o xenocristales de cuarzo en las cenizas de Xitle (figura 4.2c). Para consultar las texturas de Pelagatos se refiere a Reyes-Luna (2012) y para las de Xitle y La Cima hay que consultar la tabla 4.1.

Las proporciones de inclusiones cerradas son de 33% para Xitle, 48% para Pelagatos y 55% para La Cima (tabla 4.1). Estas inclusiones se consideraron más confiables para el estudio de la composición y concentración en volátiles de los fundidos porque limita los intercambios de elementos con el fundido exterior.

Otra característica es la importancia de la presencia o ausencia de una fase de vapor (burbuja) en las inclusiones. De La Cima, 12 de las 19 inclusiones totalmente cerradas contienen burbujas de vapor, el Xitle tiene 20 de 38 y Pelagatos tiene 4 de 25. Las burbujas de gas son visibles en 10 de 15 inclusiones *hourglass* del Xitle, 1 de 9 en las del Pelagatos y 2 de 6 en las de La Cima. Las burbujas de gas se encuentran en 32 de 62 inclusiones reentrantes del Xitle, 6 de 29 en las del Pelagatos y 3 de 4 en las de La Cima.

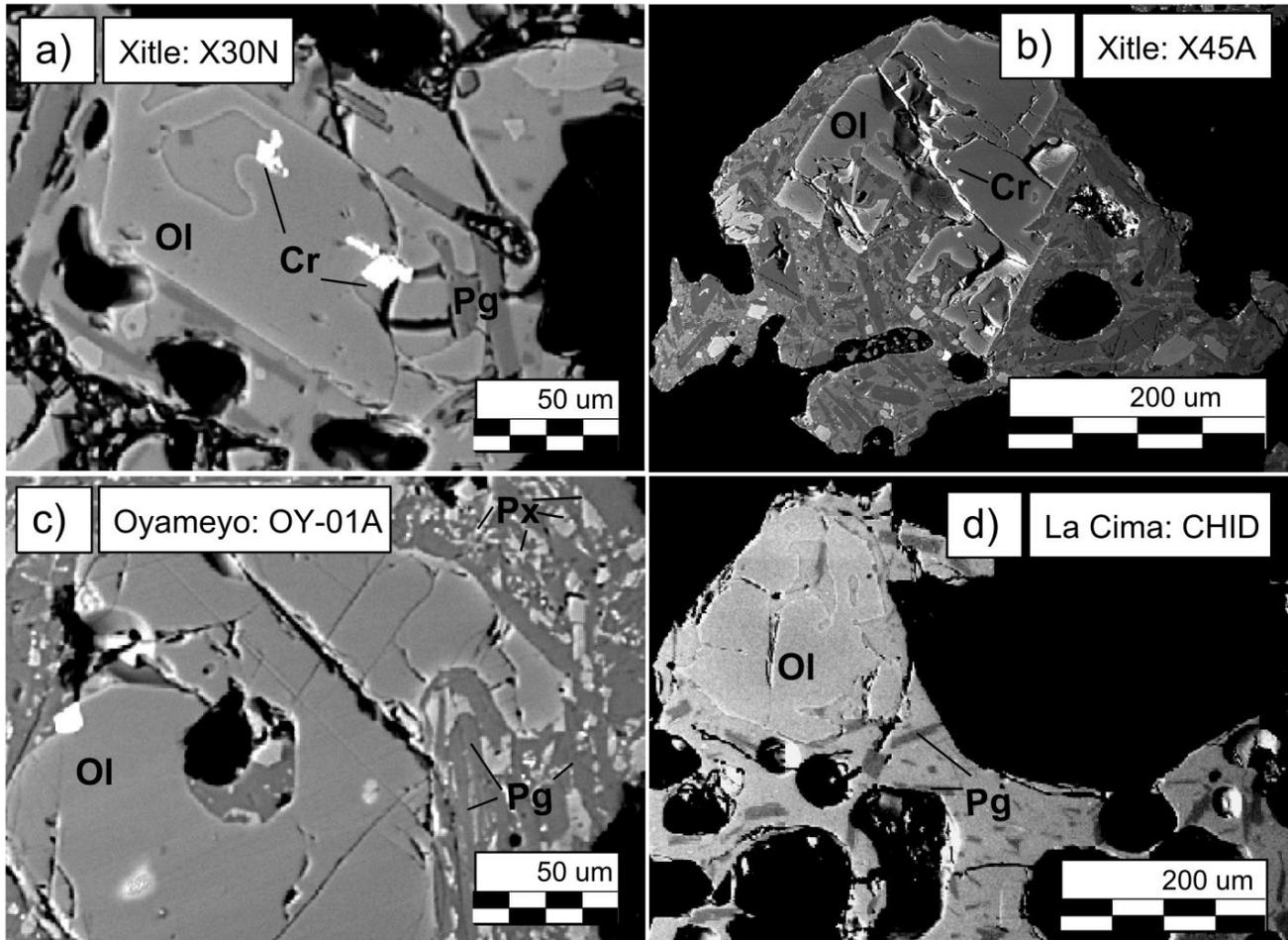


Figura 4.1: Textura de los cristales de olivino con inclusiones de vidrio. Se muestran las texturas de clastos angulares y vesiculares en cristales de olivino que tienen inclusiones de fundidos atrapadas. Las imágenes están tomadas por microscopía electrónica retrodispersado (*Back-scattered electron-BSE*). Los cristales de olivino, plagioclasa y piroxeno se identificaron con espectroscopia de energía dispersiva de rayos-X (EDS). a) Olivino con inclusión cerrada y de tipo reentrante con cromita en los bordes. b) Olivino con inclusión de tipo reentrante en una matriz microcristalina. c) Olivino con inclusión cerrada y textura de *resorption* (bordes con deformación cóncavo del cristal en la matriz) en una matriz microcristalina compuesta de plagioclasas y piroxenos. d) Olivino con inclusión cerrada irregular en una matriz de vidrio con baja cristalinidad.

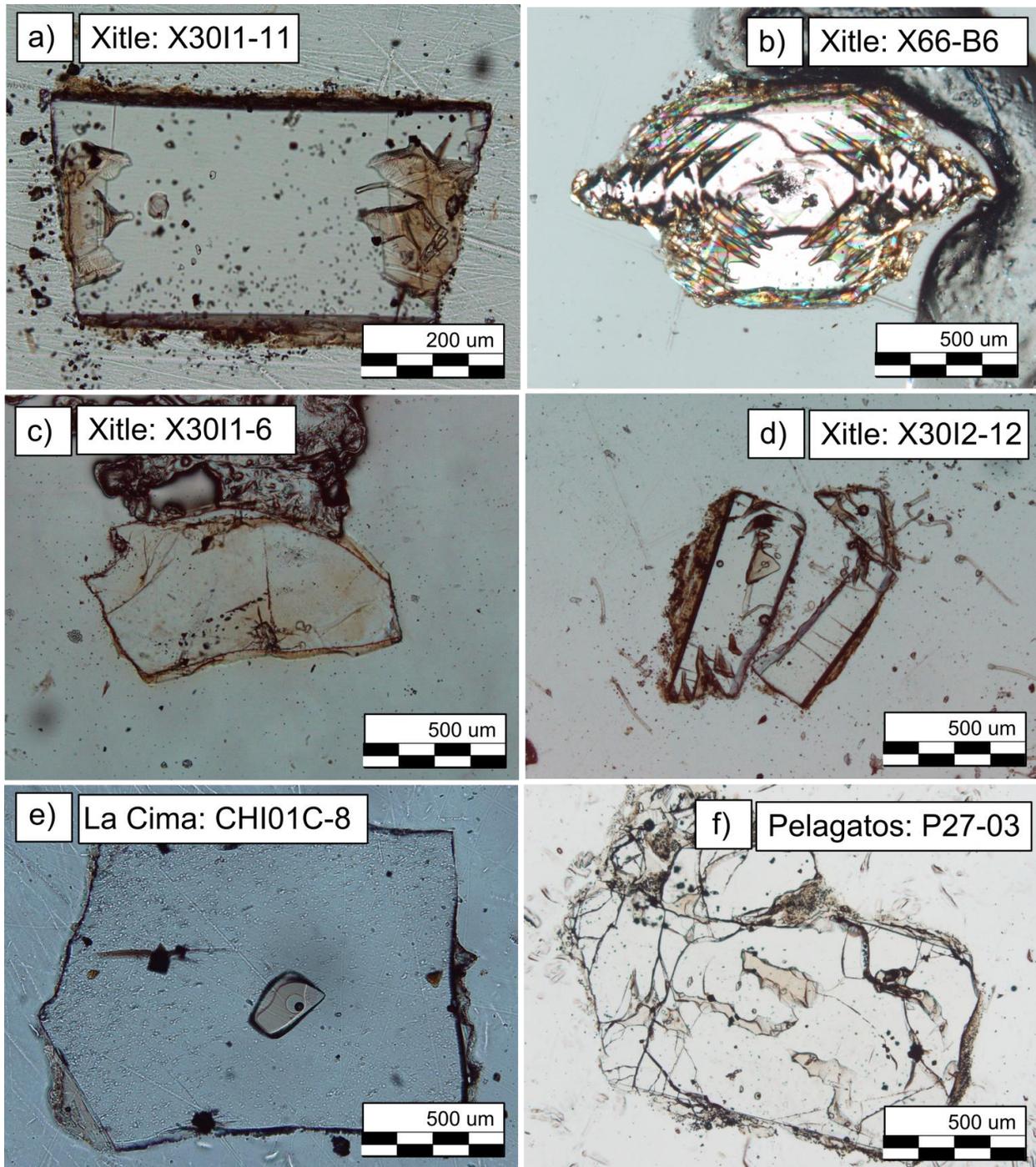


Figura 4.2: Microfotografías con luz transmitida de cristales de olivino con inclusiones de fundido

a) Inclusión de tipo reentrante doble con microlitos. Tiene una muy pequeña inclusión cerrada. b) Serie de inclusiones piramidales en cada una de las cuatro esquinas, típico de las inclusiones del Xitle. Las del centro son completamente cerradas y las del borde son de tipo reentrante en contacto con el exterior. c) Xenocristal de cuarzo con inclusión de tipo reentrante. Tiene una serie de inclusiones pequeñas cerradas siguiendo las fracturas concoideas típicas del cuarzo. d) Inclusión de forma triangular con burbuja de vapor y completamente cerrada. También tiene una serie de inclusiones formadas hasta los bordes del cristal. e) Inclusión cerrada en el centro del cristal con burbuja bifase (vapor y líquido), típico de las inclusiones de fundido de La Cima. f) Serie de inclusiones de tipo irregular o en forma de tubo. Son de tipo *hourglass* y siguen las fracturas secundarias en contacto con los bordes exteriores.

Tabla 4.1: Tabla de las texturas de las inclusiones de fundido del volcán Xitle y La Cima

No. Inclusión	Análisis	Dim. Crist. (µm)	Morfología	Tipo	Dim. Inc. (µm)a	Vol. burbuja (vol.%)b	Textura	%Cristales
Xitle: Capa X66-B								
X66B01a	FTIR	1600X875	Piramidal	Reentrante	550X145	30	Vítrea	25
X66B06a	FTIR	800X1500	Prisma triangular	Reentrante	300X350	10	Vítrea	5
X66B07a	FTIR	700X1250	Prisma triangular	Cerrada	40X300	3	Vítrea	0
Xitle: Capa X30H								
X30H_M2a (= X30H_M2b)	FTIR	980X471	Irregular, prisma triangular	Reentrante	326X129	9.8	Vítrea	4
X30H_M2b	FTIR	980X471	Irregular, prisma triangular	Reentrante	326X130	9.8	Vítrea	4
X30H_M2cd	FTIR	980X471	Irregular, prisma triangular	Reentrante	250, 84	0	Vítrea	0
X30-H-M3AB	FTIR	1000X620	Irregular	Cerrada	200X80	45	Vítrea	2
X30-H-M3D	FTIR	1000X620	Irregular	Cerrada	200X80	45	Vítrea	2
X30H_M5a	FTIR	750X500	Irregular	Reentrante	250X90	0	Vítrea, rugosa	0
X30H_M5b	FTIR	750X500	Irregular	Reentrante	50X40	70	Vítrea	0
X-30--H-M5-1AB	FTIR	750X500	Irregular	Reentrante	230X60	0	Vítrea	0
X-30--H-M5-2AB	FTIR	750X500	Elipsoide	Cerrada	60, 50	8	Vítrea	0
X30-H-M7-2	FTIR	1100X450	Irregular, prisma triangular	Reentrante	200, 50	0	opaco, rugosa	10
X30-H-M7-3	FTIR	1100X450	Irregular, prisma triangular	Reentrante	200, 50	0	opaco, rugosa	5
X30-H-M7	FTIR	1100X450	Irregular, prisma triangular	Reentrante	200, 50	0	opaco, rugosa	2
X30-H-M10-2	FTIR	850X420	Irregular	Hourglass	75X35	0	Vítrea	0
X30-H-M10-3	FTIR	850X420	Irregular	Hourglass	300X75	0	opaco	15
X30-H-M10	FTIR	850X420	Irregular	Hourglass	150X30	65	Vítrea	0
X30-H-M11	FTIR	750X700	Trapezio	Reentrante	535X290	-	opaco, rugosa	30

Tabla 4.1 (continuación)

No. Inclusión	Análisis	Dim. Crist. (µm)	Morfología	Tipo	Dim. Inc. (µm)	Vol. burbuja (vol.%)	Textura	%Cristales
Xitle: Capa X30H								
X30-H-M12	FTIR	1000X450	Irregular, prisma triangular	Reentrante	100, 290	-	opaco, rugosa	15
X30-H-M13A	FTIR	1100X550	Irregular	Reentrante	190X75	40	Vítrea	10
X30-H-M13C (= A, B)	FTIR	1100X550	Irregular	Reentrante	190X75	0	Vítrea	10
X30-H-M13D	FTIR	1100X550	Irregular	Reentrante	150X20	0	Vítrea	5
Xitle: Capa X30I1								
X30I1_1a	FTIR	450X820	Prismático	Cerrada	15X280	-	Vítrea	0
X30I1_1b	FTIR	450X820	Irregular, Prismático	Reentrante	70X370	2	opaco, rugosa	>35
X30I1_1c	FTIR	450X820	Prismático	Cerrada	15X220	6	Vítrea	0
X30I1_2a	FTIR	500X920	Irregular, Prismático	Reentrante	80X210	-	opaco, rugosa	>10
X30I1_2b	FTIR	500X920	Prisma triangular	Cerrada	35, 140	40	Vítrea	0
X30I1_2c	FTIR	500X920	Irregular, Prismático	Reentrante	65X300	6	Vítrea	>5
X30I1_2d	FTIR	500X920	Prisma triangular	Cerrada	30, 180	-	Vítrea	0
X30I1_3a	FTIR	560X870	Irregular	Reentrante	130X260	15	opaco	>3
X30I1_5b	FTIR	320X500	Irregular	Reentrante	155X310	2	opaco	>20
X30I1_5c	FTIR	320X500	Piramidal	Reentrante	100,300 + 110,440	-	opaco	>45
X30I1_6a	FTIR	550X960	Elipsoide	Reentrante	48X87	-	Vítrea	5
X30I1_6b	FTIR	550X960	Elipsoide	<i>Hourglass</i>	20X55	-	Vítrea	0
X30I1_7a	FTIR	770X830	Irregular	Cerrada	65X140	-	opaco	0
X30I1_7c	FTIR	770X830	Tubo	Reentrante	40X280	-	opaco	>30
X30I1_8a	FTIR	500X565	Tubo	Reentrante	40X350	-	Vítrea, rugosa	>5
X30I1_8b	FTIR	500X565	Elipsoide	Cerrada	20X50	8	Vítrea	2
X30I1_8c	FTIR	500X565	Prisma triangular	Cerrada	90, 170	6	Vítrea	0
X30I1_10a	FTIR	610X910	Irregular	Cerrada	45X115	-	Vítrea	>4
X30I1_10b	FTIR	610X910	Irregular	Reentrante	65X280	-	opaco	>20
X30I1_10c	FTIR	610X910	Prisma triangular	<i>Hourglass</i>	200, 85	15	Vítrea	>3
X30I1_10d	FTIR	610X910	Irregular	Reentrante	20X170	-	opaco	>10

Tabla 4.1 (continuación)

No. Inclusión	Análisis	Dim. Crist. (µm)	Morfología	Tipo	Dim. Inc. (µm)	Vol. burbuja (vol.%)	Textura	%Cristales
Xitle: Capa X30H								
X30I1_11a	FTIR	300X565	Irregular	Reentrante	105X195	-	Vítrea	>10
X30I1_11b	FTIR	300X565	Irregular	Reentrante	50X180	-	Vítrea	>10
X30I1_12a	FTIR	570X760	Tubo	Cerrada	20X330	-	Vítrea	0
X30I1_12b	FTIR	570X760	Irregular	<i>Hourglass</i>	80X300	?	opaco, rugosa	20
X30I1_15a	FTIR	340X650	Prisma triangular	Cerrada	135, 80	-	Vítrea	0
X30I1_15b	FTIR	340X650	Irregular	Cerrada	35X50	10	Vítrea	0
X30I1_16a	FTIR	300X1060	Irregular	Reentrante	120, 455	-	Vítrea, tintado	?
Xitle: Capa X30I2								
X30I2_1a	FTIR	530X1060	Irregular	<i>Hourglass</i> , Reentrante	85X220	30	Opaco	>5
X30I2_1b	FTIR	530X1060	Tubo	Cerrada	20X240	-	Vítrea	2
X30I2_1c	FTIR	530X1060	Prisma rectangular	Reentrante	75X225	-	Vítrea	>3
X30I2_1d	FTIR	530X1060	Prisma rectangular	Reentrante	30X175	-	Opaco	0
X30I2_2a	FTIR	355X1055	Irregular	Reentrante	110X210	60	Opaco	>10
X30I2_2b	FTIR	355X1055	Tubo	Cerrada	15X130	-	Vítrea	0
X30I2_2c	FTIR	355X1055	Prisma triangular	Cerrada	130, 30	-	Vítrea, tintado	0
X30I2_2d	FTIR	355X1055	Prisma triangular	Cerrada	165, 35	2	Vítrea	>2
X30I2_4a	NO	310X890	Irregular	Cerrada	(X5) 150, 80	5	Opaco	>5
X30I2_5a	FTIR	370X940	Prisma triangular	Cerrada	225, 95	2	Opaco	>5
X30I2_5b	FTIR	370X940	Prisma triangular	Cerrada	125, 100	70	Opaco	>4
X30I2_5c	FTIR	370X940	Tubo	Cerrada	60X255	-	Vítrea, tintado	0
X30I2_5e	FTIR	370X940	Elipsoide	Cerrada	55, 85	-	Vítrea	0
X30I2_5f	FTIR	370X940	Tubo	Cerrada	25X150	-	Vítrea, tintado	0
X30I2_6a	FTIR	390X910	Irregular	Cerrada	90X110	20	Vítrea	>3
X30I2_6b	FTIR	390X910	Tubo, Irregular	Reentrante	20X110	-	Opaco	>10

Tabla 4.1 (continuación)

No. Inclusión	Análisis	Dim. Crist. (μm)	Morfología	Tipo	Dim. Inc. (μm)	Vol. burbuja (vol.%)	Textura	%Cristales
Xitle: Capa X30I2								
X30I2_7a	FTIR	390X910	Irregular	Reentrante	12X56	-	Vítrea	>5
X30I2_7a	FTIR	610X1020	Irregular	Reentrante	90X305	35	opaco	>15
X30I2_7b	FTIR	610X1020	Irregular	Reentrante	85X220	4	opaco	>12
X30I2_7c	FTIR	610X1020	Irregular	Reentrante	85X240	-	opaco	>5
X30I2_7d	FTIR	610X1020	Prisma triangular	Cerrada	220, 80	20	Vítrea	0
X30I2_7e	FTIR	610X1020	Irregular	Cerrada	55X105	-	Vítrea	0
X30I2_8a	FTIR	305X495	Tubo	Reentrante	25X140	-	Vítrea	0
X30I2_9a	FTIR	665X420	Irregular	Reentrante, <i>hourglass</i>	150X165	8	Vítrea, tintada	>5
X30I2_9b	FTIR	665X420	Elipsoide	<i>Hourglass</i>	70, 140	3	Vítrea	>3
X30I2_9c	FTIR	665X420	Irregular	<i>Hourglass</i>	61X70	?	Vítrea	>2
X30I2_10a	FTIR	200X800	Irregular	Reentrante	35X80	-	Vítrea	0
X30I2_10b	FTIR	440X940	Tubo	Cerrada	12X220	-	Vítrea	0
X30I2_10c	FTIR	440X940	Irregular	Reentrante	-	-	Opaco	>20
X30I2_11a	FTIR	440X1000	Prisma triangular Irregular, prisma triangular	Cerrada	110, 190	55	Vítrea	no
X30I2_12a	FTIR	580X930	Prisma triangular	Reentrante	70, 150	-	Vítrea, tintada	>10
X30I2_12b	FTIR	580X930	Prisma triangular	Cerrada	25, 50	-	Vítrea	0
X30I2_13a	FTIR	400X520	Irregular	<i>Hourglass</i>	35X90	-	Vítrea	0
X30I2_18a	FTIR	490X800	Prisma triangular	Reentrante	140, 26	-	Vítrea	>5
X30I2_18b	FTIR	490X800	Irregular	Reentrante	18X105	-	Vítrea	0
Xitle: Capa X45A								
X45A1a	FTIR	700X1100	Irregular	<i>Hourglass</i>	40X290	?	Vítrea	5
X45A2b	FTIR	700X1100	Irregular	<i>Hourglass</i>	40X173	25	Vítrea	2
X45A2a	FTIR	650X1080	Irregular	Reentrante	110X330	15	Vítrea	3
X45A_4d	NO	1100X2400	Elipsoide	Cerrada	150X220	80	Vítrea, rugosa	0
X45A_6b	FTIR	540X590	Irregular	<i>Hourglass</i>	50X235	10	Vítrea	3
X45A_7ab	FTIR	480X720	Irregular	Reentrante	40X125	-	rugosa, Vítrea	0

Tabla 4.1 (continuación)

No. Inclusión	Análisis	Dim. Crist. (µm)	Morfología	Tipo	Dim. Inc. (µm)	Vol. burbuja (vol.%)	Textura	%Cristales
Xitle: Capa X45A								
X45A8b	NO	350X1050	Prisma triangular	<i>Hourglass</i>	95X210	30	Vítrea	0
X45A9a	FTIR	750X1570	Prisma triangular	Cerrada	90, 250	25	Vítrea	5
X45A9b	FTIR	750X1570	Muchas formas piramidales	Reentrante	90, 250	10	Vítrea	5
X45A9c	FTIR	750X1570	Prismático	Cerrada	40X160	-	Vítrea	2
X45A10a	FTIR	470X1040	Irregular	Reentrante	190X300	15	opaco	25
X45A10Mb	FTIR	470X1040	Irregular	Reentrante	110X290	10	opaco	55
X45A10Mc	FTIR	470X1040	Irregular	Reentrante	220, 100	5	Vítrea	5
X45A11ab	FTIR	610X1330	Piramidas	Reentrante	430, 220	5	opaco	40
X45A11cd	FTIR	610X1330	Prismático	<i>Hourglass</i>	10X130	95	Vítrea	0
X45A11ef	FTIR	610X1330	Irregular	Cerrada	35X80	3	Vítrea	0
X45A11gh	FTIR	610X1330	Muchas formas piramidales	Reentrante	240, 90	10	Vítrea, rugosa	20
X45A12ab	FTIR	500X1500	Irregular	Reentrante	440X175	8	opaco	>15
X45A12cde	FTIR	500X1500	Irregular, prisma triangular	Reentrante	80X240	-	Vítrea	>4
X45A13cd	FTIR	390X550	Irregular	Cerrada	110X130	30	opaco	>5
X45A13e	FTIR	390X550	Prisma triangular	Reentrante	130, 175	-	opaco	>20
X45A14a	FTIR	455X1280	Irregular, prisma triangular	Reentrante	91X195	-	Vítrea, tintado	>5
X45A14b	FTIR	455X1280	Irregular	Cerrada	43X180	-	Vítrea	0
X45A14c	FTIR	455X1280	Prisma triangular	Cerrada	170, 91	9	Vítrea	0
X45A14d	FTIR	455X1280	Irregular	Reentrante	40X200	-	Vítrea, tintado	>10
X45A15a	FTIR	670X1330	Tubeo, Irregular	Cerrada	15X125	?	Vítrea	>5
X45A15bc	FTIR	670X1330	Irregular	Reentrante	-	?	Vítrea	>10
Xitle: Capa X47B								
X47B1_a	FTIR	610X1240	Muchas formas piramidales	Reentrante	220X390	-	rugosa, opaco	>45
X47B2_b, c, cII	FTIR	440X1000	Irregular	Reentrante	190X410	-	Vítrea, opaco	>10
X47B3_a, b	FTIR	660X1600	Irregular	Reentrante	110X200	-	Vítrea	>3

Tabla 4.1 (continuación)

No. Inclusión	Análisis	Dim. Crist. (μm)	Morfología	Tipo	Dim. Inc. (μm)	Vol. burbuja (vol.%)	Textura	%Cristales
La Cima: Capa CHI-01-C								
CHI01C-1	FTIR	660X280	Elipsoide	Cerrada	260X120	?	Vítrea	<5
CHI01C-2	FTIR + EMPA	650X450	Elipsoide	Cerrada	130X70	12	Vítrea	0
CHI01C-4	FTIR	520X450	Prisma triangular	<i>Hourglass</i>	70, 110	?	opaco	>5
CHI01C-5	FTIR + EMPA	640X520	Elipsoide	Cerrada	300X80	20	Vítrea	0
CHI01C-6	FTIR + EMPA	780X360	Elipsoide	Cerrada	200X30	15	opaco	8
CHI01C-7	FTIR	700X580	Elipsoide	Cerrada	255X50	4	Vítrea	0
CHI01C-8	FTIR + EMPA	580X450	Elipsoide	Cerrada	110X70	5	Vítrea	0
CHI01C-9-A	EMPA	900X510	Elipsoide	Cerrada	310X140	0	Vítrea	0
CHI01C-9-B	FTIR + EMPA	900X510	Elipsoide	Cerrada	60X50	0	Vítrea	0
CHI01C-9-C	FTIR + EMPA	900X510	Elipsoide	Cerrada	?	0	Vítrea	0
CHI01C-10	FTIR + EMPA	1400X760	Prismático	Cerrada	220X110	10	Vítrea	0
CHI01C-12	FTIR + EMPA	700X640	Elipsoide	Cerrada	130X110	5	Vítrea	0
CHI01C-12-3	FTIR	700X640	Elipsoide	Cerrada	222X110	10	Vítrea	2
CHI01C-13	FTIR + EMPA	640X575	Tubo	<i>Hourglass</i>	244X144	15	Vítrea	4
CHI01C-14	FTIR + EMPA	-	Elipsoide	Cerrada	167X40	30	opaco	3
CHI01C-15	-	660X450	Tubo	Reentrante	80X50	20	opaco	10

Tabla 4.1 (continuación)

No. Inclusión	Análisis	Dim. Crist. (μm)	Morfología	Tipo	Dim. Inc. (μm)	Vol. burbuja (vol.%)	Textura	%Cristales
La Cima: Capa CHI01D								
CHI01D-1	FTIR + EMPA	890X390	Elipsoide	Cerrada	44X33	10	opaco	2
CHI01D-3	FTIR + EMPA	1000X610	Elipsoide	Cerrada	240X180	no visible	opaco	>5
CHI01D-4	FTIR + EMPA	830X440	?	Cerrada	270X100	no visible	?	5
CHI01D-6	FTIR + EMPA	1000X440	Elipsoide	Cerrada	180X120	60	Vítrea	<2
CHI01D-7	FTIR	?	?	<i>Hourglass</i>	?	?	?	5
CHI01D-8	FTIR + EMPA	830X550	Elipsoide	<i>Hourglass</i>	80X40	?	?	>2
CHI01D-11	FTIR + EMPA	940X610	Elipsoide	Cerrada	120X90	no visible	?	0
CHI01D-12	FTIR + EMPA	1000X220	Irregular	Reentrante	130X70	?	?	5
CHI01D-13-A	FTIR + EMPA	780X450	Irregular	Reentrante	90X70	0	opaco	5
CHI01D-13-B	FTIR + EMPA	780X450	Irregular	<i>Hourglass</i>	170X130	0	opaco	5
CHI01D-14	FTIR + EMPA	1000X780	Elipsoide	Cerrada	240X70	15	opaco	20
CHI01D-15	FTIR + EMPA	890X390	Irregular	Reentrante	220X120	15	opaco	25
CHI01D-16	FTIR + EMPA	890X610	Prisma triangular	<i>Hourglass</i>	150, 160	?	opaco	5
CHI01D-17	FTIR + EMPA	720X500	Irregular	Reentrante	230X90	20	opaco	10

Las dimensiones son en 2D de vista plana. Para la morfología de tipo prismático o tubo (x por y), la medición del tamaño representa la longitud por la base; para el tipo triángulo (x, y), la cual es la base del triángulo por su altura respectivamente. Para el tipo elipsoide (x, y) son el eje largo y corto respectivamente. Para el tipo con formas irregulares (x, y) son las dos dimensiones minimales y maximales estimadas. Algunas figuras tienen dos conjuntos de dimensiones, ya que están formadas por distintas formas geométricas combinadas. El porcentaje del volumen de burbuja de vapor (% vol.) se determina mediante la suma de la zona (μm^2) de una sola burbuja o con muchas burbujas combinadas de la misma inclusión. Se estima un % en volumen, aunque se trata más bien de un % en área. Los símbolos de (?) indican características que no se pudieron medir o que no se encontraron. El %Cristales indica la fracción de microlitos que se observó dentro de la inclusión con los microscopios petrográficos.

En detalle, el intervalo y la mediana de los valores en porcentaje en volumen de la inclusión ocupada por la burbuja de vapor para cada uno de los tres tipos de inclusión (estimado a partir de observaciones micro petrográficas), son respectivamente para el Xitle: cerrada, 2-70 %, 10 %; *hourglass*, 0-65 %, 15 %; reentrante, 0-70 %, 10 %; y para La Cima: cerrada, 5-60 %, 10 %; *hourglass*, 10-15 %, 12.5 %; reentrante, 0-20 %, 10 %.

Una gran cantidad de burbujas en las inclusiones cerradas del Xitle son de tamaño pequeño (10 de 20 tienen <10 % en vol.). Esto sugiere que se formaron después del atrapamiento debido a la contracción diferencial de la masa fundida y el cristal huésped durante el enfriamiento (Roedder, 1984; Lowenstern, 1995). Pocas de las otras burbujas se formaron relativamente más temprano en el proceso de atrapamiento. Las burbujas que tomaron más espacio (> 40 % en vol.) podrían ser primarias y formadas de manera temprana. Sin embargo son casi inexistentes en el caso de La Cima. Las inclusiones *hourglass* y reentrantes que tienen burbujas con grandes dimensiones, podrían representar burbujas de vapor que habrían crecido durante la descompresión del magma mientras subían a la superficie (Anderson, 1991).

En la misma columna estratigráfica del Xitle (figura 2.2), el porcentaje de las inclusiones fundidas cerradas que contienen microlitos varían en la primera capa analizada (50%) y la última capa analizada (38%). Para la columna estratigráfica X45, la capa X45A, 50% de las inclusiones cerradas contienen microlitos. Para el Pelagatos, el contenido promedio de microlitos en las inclusiones pasa del 29% al 67% de la base a la cima de la columna estratigráfica, mientras que para La Cima ocurre un aumento de 38% a 80% de las muestras de inclusiones con microlitos, desde la muestra más basal hasta la más alta en la columna estratigráfica.

Cervantes y Wallace (2003a) observaron que los microlitos son más comunes en las inclusiones de tipo reentrante y *hourglass* en comparación con las inclusiones totalmente cerradas, las cuales son supuestamente más confiables para estimar el grado de cristalización del fundido en las inclusiones poco afectadas por cristalización

post-entrapamiento. En total, el Pelagatos tiene una diferencia notable por el contenido promedio de microlitos en las inclusiones entre los horizontes. En el caso de La Cima, la diferencia entre dos horizontes adyacente es muy marcada. En muchos casos, estos cristales microscópicos están dispersos en todo el interior de la inclusión y no parecen haber crecido a partir del centro o las paredes de la inclusión. Sólo pocas inclusiones oscuras y opacas parecen tener microlitos muy pequeños en las paredes de la inclusión.

4.2 Concentraciones de elementos mayores en vidrios volcánicos e inclusiones

Se realizaron análisis de la composición química de roca total para el volcán Xitle y Oyameyo usando muestras de ceniza (tabla 4.2). También, se obtuvieron nuevos datos de la composición en elementos mayores del vidrio de la matriz en las cenizas del Xitle, La Cima y Oyameyo (tabla 4.3) y de las inclusiones de fundido en muestras del volcán Pelagatos (Reyes-Luna, 2012) y La Cima (tabla 4.4).

En el diagrama de álcalis vs. SiO_2 (figura 4.1a), las composiciones de las inclusiones de fundido del Xitle, Pelagatos y La Cima en su mayoría grafican en los campos de basalto andesítico y andesita con algunos puntos en los campos de basalto traqui-andesítico y traqui-andesita. La mayoría de las muestras siguen la serie toleítica con pocas en el límite de la serie alcalina. Los vidrios volcánicos de los cuatro conos monogenéticos (Xitle, Pelagatos, La Cima y Oyameyo) son más diferenciados (contenidos de SiO_2 más elevados) que las inclusiones de fundido y los análisis de roca total.

Tabla 4.2: Concentración de elementos mayores de muestras de roca total del Oyameyo y del Xitle

No. Muestra Volcán	OY-01 A Oyameyo	X-45 A Xitle	X-47 A Xitle	X-30 N Xitle
SiO₂	50.97	53.90	53.76	52.40
TiO₂	0.78	1.21	1.35	1.27
Al₂O₃	15.19	16.10	17.87	15.78
Fe₂O₃	8.95	8.19	7.36	8.89
CaO	7.03	6.45	6.81	6.47
MgO	12.11	8.29	4.93	9.50
MnO	0.14	0.14	0.12	0.14
K₂O	0.78	1.14	1.24	1.08
Na₂O	2.73	3.71	4.06	3.66
P₂O₅	0.18	0.30	0.32	0.31
PxC	0.62	0.31	0.99	0.07
Total	99.45	99.72	98.81	99.55

Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM, por Rufino Lozano, utilizando fluorescencia de rayos-X (FRX). Los elementos mayores están en porcentaje de peso (wt%).

Tabla 4.3: Análisis de vidrios de la matriz en wt%.

Unidad Xitle	Matriz	Ubicación de los puntos de análisis	"n"	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	NiO	V ₂ O ₃	BaO	Total
X30H	V	X30H-BSE3	8	59.65	2.20	14.80	8.03	0.16	3.09	6.00	3.49	2.01	0.55	0.01	0.14	0.07	100.20
X30H	C	X30H-BSE-7	9	59.75	2.36	14.65	8.50	0.16	3.05	5.74	2.77	2.16	0.58	0.02	0.16	0.08	99.97
X30I1	V	X30I1-BSE3-6	6	58.86	2.14	14.65	7.97	0.16	3.17	6.08	3.18	2.01	0.52	0.00	0.15	0.07	98.97
X30I1	C	X30I1-BSE5	9	59.96	2.49	14.15	8.25	0.16	2.61	5.10	2.72	2.53	0.62	0.01	0.17	0.08	98.85
X30I1	C	X30I1-BSE9	10	59.89	2.33	14.46	8.32	0.15	2.94	5.74	2.98	2.20	0.58	0.01	0.16	0.09	99.84
X30I2	V	X30I2-BSE-3	8	57.62	2.28	14.55	8.68	0.15	2.77	5.72	3.78	2.15	0.56	0.01	0.15	0.09	98.51
X30I2	C	X30I2-BSE-5	3	58.77	2.35	14.39	8.38	0.15	2.80	5.57	4.28	2.05	0.54	0.00	0.17	0.09	99.51
X30I2	C	X30I2-BSE6	8	57.90	2.30	14.63	8.57	0.15	2.89	5.85	4.70	1.94	0.54	0.01	0.16	0.08	99.72
X30N	V	X30N-BSE4	2	58.64	2.33	14.35	8.41	0.15	2.54	5.53	4.22	2.24	0.54	0.04	0.17	0.08	99.25
X30N	C	X30N-BSE5	7	58.81	2.18	14.42	8.58	0.15	3.13	6.35	3.18	2.18	0.50	0.01	0.14	0.07	99.70
X30N	C	X30N-BSE8	6	59.72	2.39	14.10	8.85	0.16	2.84	5.82	3.21	2.43	0.58	0.02	0.16	0.09	100.35
X30N	V	X30N-BSE3	13	58.13	2.19	14.56	8.30	0.16	3.12	6.32	3.97	2.07	0.49	0.02	0.15	0.08	99.55
X45A	V	X45A-BSE2	5	61.73	2.06	14.49	7.97	0.15	2.62	5.35	2.83	2.31	0.47	0.01	0.16	0.10	100.25
X45A	C	X45A-BSE4	8	60.21	2.16	14.86	7.55	0.13	2.16	4.71	4.21	2.44	0.52	0.01	0.15	0.11	99.22
X47A	V	X47A-BSE-2	8	62.89	2.20	14.09	7.87	0.15	2.34	4.74	2.04	2.83	0.58	0.01	0.15	0.09	99.97
X47A	C	X47A-BSE4	4	58.71	2.29	14.07	8.42	0.15	2.94	6.07	3.64	2.27	0.53	0.01	0.15	0.11	99.35

Tabla 4.3 (continuación)

Unidad	Matriz	Ubicación de los		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	NiO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	BaO	Total
		puntos de análisis	"n"															
La Cima																		
Chi-01C	V	Chi-01cbse1	10	60.21	1.56	14.58	7.31	0.14	3.45	6.53	3.55	1.84	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	99.46
Chi-01C	C	Chi-01c_bse2	9	60.55	1.58	14.69	7.38	0.14	3.19	6.45	3.48	1.90	0.27	0.01	0.00	0.00	0.00	99.65
Chi-01D	V	Chi-01D-BSE2-3	20	62.16	1.52	14.43	6.68	0.12	2.42	5.19	3.08	2.15	0.31	0.01	0.00	0.12	0.06	98.26
Chi-01D	C	Chi-01D-BSE4	18	58.75	1.45	15.72	6.92	0.14	3.99	6.99	3.28	1.57	0.26	0.01	0.00	0.11	0.04	99.23
Chi-12C	V	Chi-12C-BSE-6	5	55.80	1.45	14.82	8.85	0.16	4.39	7.79	3.30	1.40	0.17	0.01	0.00	0.11	0.04	98.29
Chi-12C	C	Chi-12C-BSE-3	15	56.19	1.43	14.86	9.00	0.17	4.30	8.04	3.41	1.23	0.17	0.01	0.00	0.12	0.03	98.96
Chi-2B	V	Chi-2B-BSE5	20	53.79	2.44	15.34	9.08	0.16	4.51	7.57	3.74	1.67	0.76	0.02	0.00	0.16	0.06	99.30
Chi-2B	C	Chi-2B-BSE7	10	52.52	2.13	14.59	8.02	0.15	4.02	7.09	3.28	1.60	0.59	0.01	0.00	0.15	0.06	94.13
Oyameyo																		
OY-01A	V	OY-01A-BSE1	2	58.68	1.33	15.01	8.67	0.15	4.04	8.01	2.49	1.70	0.28	0.03	0.00	0.13	0.05	100.56
OY-01A	C	OY-01A-BSE3	6	56.09	1.36	14.35	9.18	0.15	3.94	7.62	2.86	1.70	0.27	0.00	0.00	0.12	0.07	97.73
OY-01A	C	OY-01A-BSE5	6	57.15	1.33	15.07	8.18	0.16	4.21	7.53	3.72	1.59	0.24	0.01	0.00	0.12	0.07	99.40
VG2																		
LUP*		Promedio(#M=30)		51.01	1.83	13.87	11.98	0.22	6.75	11.31	2.54	0.18	0.16	-	-	-	-	99.84
(analizado)		σ (wt.%)		0.66	0.02	0.14	0.21	0.02	0.07	0.08	0.12	0.01	0.02	-	-	-	-	-
VG2-USNM*		Promedio		50.81	1.85	14.06	11.84	0.22	6.71	11.12	2.62	0.19	0.20	-	-	-	-	99.62
		σ (wt.%)		0.25	0.23	0.20	0.25	0.02	0.18	0.20	0.07	0.08	0.03	-	-	-	-	-

Todos los datos son promedios de valores por fragmento (con el número de puntos de análisis "n") calculados sin los puntos atípicos. Se excluyen los puntos de análisis con señales de fondo de un cristal o con un % del total menor de ± 95 wt%. Los V designan matriz con textura de vidrio y C con textura cristalina densa * Promedio y desviación estándar σ (wt%) de los estándares de muestras. Estos datos son tomados de Jarosewich et al. (1979). Los datos se analizaron en la microsonda electrónica JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

Tabla 4.4: Composiciones de las inclusiones de fundido

Muestra (La Cima)	CHI01C-2	CHI01C-5	CHI01C-6	CHI01C-8	CHI01C-9-A	CHI01C-9-B	CHI01C-9-C	CHI01C-10	CHI01C-12	CHI01C-12-2	CHI01C-13	CHI01C-14
SiO2	54.91	55.09	57.27	55.11	58.31	60.57	58.36	55.47	58.79	58.10	57.12	59.88
TiO2	1.53	1.26	1.34	1.37	1.15	0.97	1.18	1.41	1.01	1.13	1.17	1.25
Al2O3	20.02	18.20	19.45	18.80	18.63	17.29	18.24	18.39	17.75	18.15	16.89	19.90
FeOT	4.94	5.53	4.61	5.05	5.30	5.65	5.12	5.35	4.95	4.84	6.09	3.94
MnO	0.08	0.09	0.06	0.08	0.07	0.10	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.06
MgO	3.42	4.74	5.59	4.95	2.45	2.92	2.61	4.60	3.02	3.09	4.09	1.15
CaO	9.61	7.87	6.82	8.33	7.29	6.58	7.07	8.27	6.50	6.93	7.07	5.16
Na2O	4.54	4.04	5.02	4.20	3.97	4.17	3.46	4.07	3.77	4.24	4.16	4.07
K2O	1.33	1.42	1.75	1.34	1.51	1.96	1.54	1.28	1.64	1.69	1.50	1.85
P2O5	0.34	0.28	0.29	0.32	0.28	0.24	0.29	0.30	0.26	0.27	0.26	0.31
H2O	0.29	2.12	2.13	1.83	2.67	-	-	-	1.73	-	-	-
CO2	85	681	489	616	57	-	-	-	176	-	132	-
Total	100.7	98.5	102.2	99.6	99.0	100.5	98.0	99.2	97.8	98.5	98.4	97.6
%Fo calc.	88.5	87.0	86.8	87.9	85.6	85.9	86.1	88.1	84.9	85.1	85.6	86.8
Mg# Vidrio	0.55	0.60	0.68	0.64	0.45	0.48	0.48	0.61	0.52	0.53	0.54	0.34
Composiciones con correcciones por los efectos de post-atrapamiento de la cristalización												
SiO2	53.38	55.79	56.04	55.29	57.69	59.08	58.45	55.42	59.64	58.56	57.56	59.18
Al2O3	18.67	18.32	19.03	18.86	17.63	16.19	17.56	18.08	17.72	18.03	16.72	18.39
FeOT	5.98	5.68	4.51	5.20	6.09	6.25	5.85	5.80	5.33	5.14	6.41	5.46
MgO	5.71	5.15	5.47	4.96	5.08	5.34	5.03	5.54	4.09	4.00	5.21	5.22
CaO	8.96	7.93	6.67	8.35	6.90	6.17	6.81	8.13	6.49	6.89	7.00	4.77
Na2O	4.23	4.06	4.92	4.21	3.76	3.90	3.33	4.01	3.77	4.21	4.12	3.76
K2O	1.24	1.43	1.71	1.35	1.43	1.84	1.48	1.26	1.63	1.68	1.48	1.71
TiO2	1.43	1.26	1.32	1.37	1.08	0.91	1.13	1.39	1.00	1.13	1.15	1.16
MnO	0.08	0.09	0.05	0.08	0.07	0.10	0.07	0.07	0.08	0.09	0.09	0.05
P2O5	0.32	0.28	0.28	0.33	0.26	0.23	0.28	0.30	0.26	0.27	0.25	0.29
H2O (wt%)	0.27	2.08	2.06	1.79	2.60	-	-	-	1.76	-	LOD	-
CO2 (ppm)	78	652	491	569	LOD	-	-	-	176	-	LOD	-
S (ppm)	428	729	753	402	559	239	683	569	602	712	147	692
Cl (ppm)	689	760	1504	604	762	805	785	541	801	838	604	944
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
#Mg	0.63	0.62	0.68	0.63	0.60	0.60	0.60	0.63	0.58	0.58	0.59	0.63
wt% Ol add.	5.8	0.8	-	0	6.7	6.3	5.9	2.2	2.4	2.1	2.6	10.6
wt% FeO add.	0.67	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.03
T (°C)	1149	1139	1145	1135	1137	1142	1136	1146	1119	1117	1140	1140
Sat P (MPa)	3.5	98.2	88.9	73.0	54.5	-	-	-	43.7	-	-	-
Prof. (km)	0.1	3.7	3.4	2.8	2.1	-	-	-	1.6	-	-	-

Tabla 4.4 (continuación)

Muestra (La Cima)	CHI01D-1	CHI01D-4	CHI01D-6	CHI01D-8	CHI01D-12	CHI01D-13-A	CHI01D-13-B	CHI01D-14	CHI01D-15	CHI01D-16	Muestra (Pelagatos)	P27-004a-1	P27-004a-2	P27-004a-3	P27-004a-4
SiO ₂	55.69	56.85	54.64	53.30	61.49	54.74	55.21	56.28	55.79	55.79		58.26	58.61	57.57	57.43
TiO ₂	1.59	1.97	1.64	1.59	2.06	1.49	1.80	1.41	1.13	1.73		1.32	1.38	1.52	1.42
Al ₂ O ₃	19.01	19.18	18.23	18.60	15.13	17.95	16.56	20.27	20.79	16.46		16.10	16.01	15.64	15.81
FeOT	3.94	5.81	5.27	5.43	6.41	7.54	8.97	4.54	4.67	8.13		6.45	6.96	6.56	6.25
MnO	0.05	0.10	0.07	0.08	0.11	0.13	0.00	0.07	0.08	0.14		0.10	0.11	0.11	0.11
MgO	5.89	2.02	4.50	5.33	2.64	4.13	4.06	2.95	2.63	4.29		4.44	4.29	4.09	4.07
CaO	10.37	8.48	8.73	8.78	4.89	8.87	7.67	6.65	9.55	8.25		7.77	7.47	7.58	7.64
Na ₂ O	3.12	3.59	3.65	4.20	3.87	4.58	5.16	4.22	3.93	3.97		4.30	4.34	4.09	4.13
K ₂ O	2.14	1.46	1.18	1.25	3.86	1.23	0.88	1.64	1.12	1.63		1.45	1.44	1.53	1.50
P ₂ O ₅	0.37	0.38	0.35	0.35	0.49	0.32	0.35	0.37	0.24	0.38		0.25	0.26	0.28	0.27
H ₂ O	LOD	1.12	2.18	2.22	LOD	0.21	0.09	-	0.54	0.30		0.54	-	1.02	-
CO ₂	LOD	302	470	806	128	110	LOD	-	LOD	LOD		LOD	-	LOD	-
Total	102.2	99.8	98.3	98.9	100.9	101.0	100.7	98.4	99.9	100.8		100.5	100.9	99.0	98.6
%Fo calc.	88.5	86.5	88.6	88.6	86.6	87.4	87.4	87.7	87.9	85.6		86.7	86.7	86.7	86.7
Mg# Vidrio	0.73	0.38	0.60	0.64	0.42	0.49	0.45	0.54	0.50	0.48		0.55	0.52	0.53	0.54
Composiciones corregidas por los efectos de post-atrapamiento de la cristalización															
SiO ₂	54.50	54.97	54.78	53.43	58.71	52.79	54.84	52.31	54.59	54.22		57.29	57.03	57.17	57.38
Al ₂ O ₃	18.60	17.05	17.86	18.49	13.44	16.09	16.45	14.02	19.37	15.14		15.40	14.94	14.94	15.28
FeOT	3.86	7.15	6.17	6.09	7.44	8.29	8.91	10.58	5.67	8.66		6.73	7.36	7.07	6.72
MgO	5.76	6.60	5.89	5.82	6.84	7.92	4.03	9.65	5.42	7.16		6.04	6.67	6.38	6.05
CaO	10.15	7.55	8.55	8.73	4.34	7.95	7.62	6.50	8.90	7.59		7.43	6.97	7.24	7.38
Na ₂ O	3.05	3.19	3.58	4.17	3.44	4.11	5.13	4.37	3.66	3.65		4.12	4.05	3.91	4.00
K ₂ O	2.10	1.30	1.16	1.24	3.43	1.10	0.87	0.75	1.04	1.50		1.39	1.34	1.46	1.45
TiO ₂	1.56	1.75	1.61	1.58	1.83	1.34	1.79	1.53	1.05	1.59		1.26	1.29	1.46	1.37
MnO	0.05	0.09	0.07	0.08	0.09	0.12	0.00	0.00	0.07	0.13		0.10	0.11	0.11	0.10
P ₂ O ₅	0.37	0.34	0.34	0.35	0.44	0.29	0.35	0.30	0.22	0.35		0.24	0.24	0.26	0.26
H ₂ O (wt%)	LOD	1.02	2.18	2.08	LOD	0.19	0.08	-	0.52	0.28		0.52	-	0.99	-
CO ₂ (ppm)	LOD	315	430	752	130	98	LOD	-	LOD	LOD		LOD	-	LOD	-
S (ppm)	744	43	221	786	91	471	274	682	30	423		41	59	77	97
Cl (ppm)	919	56	648	567	999	435	568	697	289	591		1012	1041	1255	1143
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		100	100	100	100
#Mg	0.73	0.62	0.63	0.63	0.62	0.63	0.45	0.62	0.63	0.60		0.62	0.62	0.62	0.62
wt% Ol add.	-	12.6	3.2	1.1	11.6	10.4	16.5	4.9	7	7.9		4.1	6.3	5.7	4.8
wt% FeO add.	0.00	0.00	0.62	0.56	0.00	0.15	0.29	0.22	0.38	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
T (°C)	1150	1166	1152	1151	1170	1190	1118	1222	1144	1176		1155	1167	1162	1155
Sat P (MPa)	5.7	32.0	76.8	105.3	21.6	2.7	0.9	-	6.3	4.8		5.4	-	15.1	-
Prof. (km)	0.2	1.2	2.9	4.0	0.8	0.1	0.0	-	0.2	0.2		0.2	-	0.6	-

Tabla 4.4 (continuación)

Muestra	P27-004b-	P27-005-	P27-005-	P27-005-	P27-008-	P27-008-	P27-008-						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	1	3	4
SiO ₂	59.94	59.98	59.61	59.33	60.48	59.85	59.70	55.15	60.16	60.23	57.67	58.62	57.85
TiO ₂	1.45	1.45	1.47	1.45	1.46	1.49	1.34	1.04	1.41	1.35	1.40	1.46	1.39
Al ₂ O ₃	16.40	16.45	16.37	16.40	16.56	16.43	16.42	19.59	16.78	16.46	15.88	15.86	15.72
FeOT	6.65	6.49	6.76	6.68	6.81	6.43	7.45	6.80	6.40	7.25	6.89	6.80	7.37
MnO	0.12	0.13	0.11	0.12	0.14	0.11	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.13
MgO	3.96	3.95	3.97	3.98	4.15	4.28	4.13	5.10	4.18	4.21	4.09	4.16	4.15
CaO	7.43	7.35	7.37	7.45	7.44	7.87	7.45	9.37	7.37	7.41	7.37	7.25	7.44
Na ₂ O	3.91	3.78	3.74	3.78	4.04	3.86	3.99	4.31	4.22	4.15	3.71	3.82	3.85
K ₂ O	1.45	1.47	1.45	1.50	1.47	1.43	1.43	1.09	1.48	1.47	1.45	1.49	1.42
P ₂ O ₅	0.26	0.26	0.27	0.27	0.27	0.27	0.25	0.19	0.25	0.25	0.27	0.29	0.28
H ₂ O	-	-	0.26	-	-	-	-	-	0.55	-	0.88	-	-
CO ₂	-	-	LOD	-	-	-	-	-	LOD	-	LOD	-	-
Total	101.6	101.3	101.1	101.0	102.8	102.0	102.3	102.8	102.4	102.9	98.8	99.9	99.6
%Fo calc.	86.9	86.9	86.9	86.9	86.9	86.9	86.9	87.3	87.3	87.0	83.9	-	89.5
Mg# Vidrio	0.51	0.52	0.51	0.51	0.52	0.54	0.50	0.57	0.54	0.51	0.51	0.52	0.50
Composiciones corregidas por los efectos de post-atrapamiento de la cristalización													
SiO ₂	57.82	58.08	57.68	57.58	57.67	57.80	56.88	53.17	57.75	57.17	57.88	58.71	55.65
Al ₂ O ₃	15.13	15.29	15.11	15.22	15.13	15.36	14.76	18.37	15.50	14.83	15.67	15.89	13.63
FeOT	7.07	6.89	7.23	7.14	7.12	6.67	7.91	6.86	6.68	7.62	7.21	6.81	8.21
MgO	6.49	6.33	6.67	6.55	6.53	6.10	7.32	6.47	6.36	7.09	5.12	4.16	9.92
CaO	6.86	6.83	6.80	6.91	6.80	7.36	6.70	8.79	6.80	6.68	7.27	7.26	6.45
Na ₂ O	3.61	3.51	3.46	3.51	3.70	3.61	3.59	4.04	3.90	3.74	3.67	3.82	3.34
K ₂ O	1.33	1.36	1.34	1.39	1.34	1.34	1.28	1.02	1.36	1.33	1.43	1.50	1.24
TiO ₂	1.34	1.35	1.35	1.34	1.34	1.40	1.20	0.98	1.30	1.22	1.38	1.46	1.20
MnO	0.11	0.12	0.10	0.11	0.13	0.10	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.25	0.25	0.25	0.26	0.23	0.18	0.23	0.22	0.26	0.29	0.24
H ₂ O (wt%)	-	-	0.24	-	-	-	-	-	0.52	-	0.85	-	-
CO ₂ (ppm)	-	-	LOD	-	-	-	-	-	LOD	-	LOD	-	-
S (ppm)	86	106	97	115	260	275	41	855	117	57	84	210	35
Cl (ppm)	1138	1130	1177	1064	1136	1386	952	1002	1267	940	1055	1098	977
Total	100	100	100	100									
#Mg	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.63	0.63	0.62	0.56	0.52	0.68
wt% OI add.	6.8	6.3	7.2	6.8	6.6	4.9	8.9	3.9	5.9	8.1	2.5	-	15.7
wt% FeO add.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T (°C)	1164	1161	1167	1165	1164	1156	1179	1163	1129	1175	1138	1120	1227
Sat P (MPa)	-	-	2.5	-	-	-	-	-	4.9	-	10.3	-	-
Prof. (km)	-	-	0.1	-	-	-	-	-	0.2	-	0.4	-	-

Tabla 4.4 (continuación)

Muestra (Pelagatos)	P45- 7-1	P45- 7-2	P45- 7-3	P45- 7-4	P45-13- 1	P45-13- 2	P45-13- 3	P45-14- 1	P45-14- 3	P45-14- 2	P45 (Z- 1)	P45- 8-1	P45- 8-2	P45- 8-3	P45- 8-4	P45- 8-5	P45- 8-6
SiO ₂	49.81	52.91	55.79	55.97	58.45	59.35	59.73	58.38	59.03	58.48	56.70	56.71	51.74	52.37	58.23	59.23	58.15
TiO ₂	1.11	1.18	1.36	1.40	1.39	1.40	1.39	1.35	1.38	1.36	1.40	1.36	1.03	1.09	1.42	1.36	1.12
Al ₂ O ₃	19.40	16.09	15.03	15.38	16.17	16.47	16.35	15.89	15.98	15.92	15.49	15.96	19.12	19.30	16.09	16.53	17.57
FeOT	5.55	7.92	7.43	7.43	7.33	6.74	6.82	7.37	7.16	7.35	6.66	8.19	5.72	5.78	7.51	6.79	5.96
MnO	0.08	0.15	0.15	0.14	0.13	0.11	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.14	0.08	0.09	0.12	0.12	0.09
MgO	4.99	4.55	3.91	4.03	4.36	4.28	4.37	3.99	3.98	3.97	3.99	4.41	5.88	5.51	4.24	4.16	4.49
CaO	10.08	9.51	8.17	7.89	7.74	7.83	7.65	7.34	7.31	7.29	7.34	8.62	9.36	9.41	7.75	7.52	8.64
Na ₂ O	3.82	3.36	3.52	3.49	3.97	4.00	4.07	3.81	3.73	3.85	4.02	3.74	3.82	4.01	3.86	4.13	4.14
K ₂ O	0.82	1.16	1.35	1.32	1.39	1.39	1.42	1.42	1.45	1.44	1.50	1.22	0.79	0.89	1.39	1.48	1.27
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.26	0.27	0.25	0.24	0.24	0.26	0.27	0.27	0.27	0.23	0.18	0.20	0.20	0.23	0.19
H ₂ O	0.11	-	-	-	-	0.33	-	0.61	-	1.40	-	0.74	4.56	2.37	-	0.71	-
CO ₂	LOD	-	-	-	-	LOD	-	114	-	145	-	LOD	175	LOD	-	-	-
Total	95.9	97.0	96.9	97.3	101.2	101.8	102.2	99.9	100.4	100.1	97.5	100.6	97.7	98.6	100.8	101.5	101.6
%Fo calc.	88.8	88.5	89.5	88.8	89.4	89.4	89.4	85.7	85.7	85.9	89.7	89.5	89.8	89.8	89.5	89.5	89.5
Glass Mg#	0.62	0.51	0.48	0.49	0.51	0.53	0.53	0.49	0.50	0.49	0.52	0.49	0.65	0.63	0.50	0.52	0.57
Composiciones corregidas por los efectos de post-atrapamiento de la cristalización																	
SiO ₂	51.61	52.79	54.90	55.26	55.60	56.41	56.58	57.19	57.66	57.15	55.96	53.98	52.60	52.58	55.35	56.29	56.02
Al ₂ O ₃	19.64	14.60	13.15	13.76	14.00	14.48	14.35	14.86	14.97	14.82	13.93	13.52	19.02	18.77	13.77	14.44	16.05
FeOT	5.96	8.87	8.58	8.46	7.99	7.28	7.32	7.94	7.64	7.93	7.60	8.98	5.99	6.07	8.27	7.40	6.32
MgO	6.46	9.63	10.41	9.52	9.54	8.66	8.69	6.63	6.35	6.75	9.35	10.54	7.21	7.33	9.99	8.90	7.48
CaO	10.20	8.62	7.15	7.06	6.70	6.88	6.71	6.86	6.85	6.79	6.60	7.30	9.31	9.15	6.63	6.57	7.90
Na ₂ O	3.87	3.05	3.08	3.13	3.44	3.52	3.57	3.56	3.50	3.59	3.62	3.17	3.79	3.90	3.31	3.61	3.78
K ₂ O	0.83	1.05	1.18	1.18	1.20	1.23	1.25	1.33	1.35	1.34	1.35	1.03	0.79	0.87	1.19	1.29	1.16
TiO ₂	1.13	1.07	1.19	1.25	1.20	1.23	1.22	1.26	1.30	1.27	1.25	1.16	1.02	1.06	1.21	1.19	1.03
MnO	0.09	0.13	0.13	0.13	0.12	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08
P ₂ O ₅	0.21	0.19	0.23	0.24	0.21	0.21	0.21	0.24	0.25	0.25	0.24	0.19	0.18	0.20	0.17	0.20	0.18
H ₂ O (wt%)	0.11	-	-	-	-	0.32	-	0.57	-	1.31	-	0.66	4.32	2.20	-	0.64	-
CO ₂ (ppm)	LOD	-	-	-	-	LOD	-	105	-	145	-	LOD	157	LOD	-	LOD	-
S (ppm)	1443	1144	375	459	250	189	278	70	37	44	164	594	1451	1286	310	29	154
Cl (ppm)	1150	1142	1197	1322	1108	1057	1006	996	967	991	1188	1153	1143	1058	955	1016	837
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
#Mg	0.66	0.66	0.68	0.67	0.68	0.68	0.68	0.60	0.60	0.60	0.69	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68
wt% OI add.	2.9	13.2	17.3	14.4	14.3	11.9	11.8	7	6.3	7.4	13.7	17.4	2.8	4.2	16	12.9	7.8
wt% FeO add.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T (°C)	1163	1222	1237	1220	1220	1204	1204	1166	1161	1168	1217	1256	1177	1179	1229	1208	1182
Sat P (MPa)	1.0	0.9	-	-	-	3.3	-	11.4	-	31.0	-	6.9	133.7	45.8	-	7.1	-
Prof. (km)	0.0	0.0	-	-	-	0.1	-	0.4	-	1.2	-	0.3	5.0	1.7	-	0.3	-

Tabla 4.4 (a continuación)

Muestra (Pelagatos)	P45- 5-1	P45- 5-5	P45- 5-6	P45-5- 7	P45- 5-8	P45- 5-9	P50- 1	P50- 2_A	P50- 2_B	P50- 3_A	P50- 3_B	P50- 3_C	P50- 5_A	P50- 5_C	Los elementos mayores fueron determinados con microsonda electrónica EPMA y el H ₂ O-CO ₂ con FTIR. Los datos de Xitle y La Cima son de este trabajo (ver tabla 4.6 y 4.7). Los datos de Pelagatos son de Reyes-Luna (2012) y se recalaron por los efectos post- atrapamiento de la cristalización. Mg# se calcula como $Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}$ donde el hierro total se calcula con 89.95% de Fe ²⁺ . La presión de saturación de vapor en MPa se calculó con el método de Papale et al. (2006). Los elementos mayores están en porcentaje de peso (wt.%). Cada inclusión de la tabla 4.4 corresponde a un análisis de cristal de la tabla 4.5.
SiO ₂	58.02	58.25	57.01	57.44	58.00	58.74	58.45	58.17	58.79	58.75	57.71	59.08	55.20	58.14	
TiO ₂	1.39	1.35	1.51	1.33	1.40	1.37	1.30	1.29	1.28	1.37	1.43	1.40	1.10	1.30	
Al ₂ O ₃	16.05	15.71	15.51	15.57	15.69	15.95	15.69	15.91	16.20	16.08	15.79	15.98	17.54	15.91	
FeOT	7.11	7.51	7.16	7.21	6.91	7.00	7.15	7.31	7.51	6.94	7.04	6.65	7.11	6.91	
MnO	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.10	0.14	0.13	
MgO	4.01	4.10	4.23	4.00	4.14	4.09	4.29	4.27	4.25	4.10	4.12	4.08	4.34	4.26	
CaO	7.67	7.57	7.85	7.43	7.49	7.33	7.88	7.80	7.85	7.41	7.52	7.29	9.39	7.88	
Na ₂ O	3.76	4.01	3.80	3.90	3.95	3.98	2.96	3.89	3.98	3.92	3.84	3.81	3.74	3.89	
K ₂ O	1.38	1.43	1.38	1.45	1.44	1.45	1.36	1.40	1.38	1.45	1.42	1.46	1.09	1.39	
P ₂ O ₅	0.26	0.25	0.28	0.25	0.26	0.25	0.24	0.25	0.23	0.26	0.27	0.18	0.19	0.24	
H ₂ O	0.75	-	-	-	0.82	0.79	0.56	0.43	-	0.85	0.52	-	-	0.07	
CO ₂	LOD	-	-	-	LOD	65	LOD	LOD	-	LOD	LOD	-	-	LOD	
Total	99.8	100.3	98.9	98.7	99.4	100.3	99.4	100.4	101.6	100.4	99.3	100.0	99.8	100.1	
%Fo calc.	86.2	86.8	88.1	88.1	85.1	87.4	87.4	87.5	87.2	88.0	89.6	87.3	89.9	89.9	
Mg# Vidrio	0.50	0.49	0.51	0.50	0.52	0.51	0.52	0.51	0.50	0.51	0.51	0.52	0.52	0.52	
Composiciones corregidas por los efectos de post-atrapamiento de la cristalización															
SiO ₂	56.94	56.57	56.02	56.30	57.61	57.09	57.18	56.41	56.32	56.89	55.81	57.80	53.31	55.86	
Al ₂ O ₃	15.03	14.37	14.22	14.14	15.16	14.65	14.56	14.50	14.58	14.60	13.84	14.91	15.25	13.89	
FeOT	7.68	8.13	7.89	8.05	7.30	7.58	7.79	7.89	8.03	7.55	7.88	7.16	7.86	7.64	
MgO	6.69	7.45	8.16	8.35	5.77	7.34	7.45	7.75	7.69	7.76	9.67	6.83	9.98	9.67	
CaO	7.19	6.92	7.20	6.75	7.24	6.73	6.67	7.11	7.07	6.73	6.59	6.80	8.17	6.88	
Na ₂ O	3.52	3.67	3.48	3.54	3.82	3.66	3.40	3.54	3.58	3.56	3.37	3.56	3.25	3.40	
K ₂ O	1.29	1.31	1.27	1.32	1.39	1.33	1.32	1.28	1.24	1.32	1.24	1.36	0.95	1.22	
TiO ₂	1.30	1.23	1.38	1.21	1.36	1.26	1.26	1.18	1.15	1.24	1.25	1.31	0.95	1.14	
MnO	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.09	0.12	0.11	
P ₂ O ₅	0.24	0.22	0.25	0.23	0.25	0.23	0.25	0.22	0.21	0.23	0.23	0.17	0.16	0.21	
H ₂ O (wt%)	0.76	-	-	-	0.79	0.74	0.52	0.41	-	0.80	0.50	-	-	0.07	
CO ₂ (ppm)	LOD	-	-	-	LOD	59	LOD	LOD	-	LOD	LOD	-	-	LOD	
S (ppm)	110	4	436	42	109	66	75	140	98	69	172	418	655	131	
mCl (ppm)	1087	985	1279	1027	1089	1046	1041	1007	1031	897	977	1098	991	1102	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
#Mg	0.61	0.62	0.65	0.65	0.58	0.63	0.63	0.64	0.63	0.65	0.69	0.63	0.69	0.69	
wt% OI add.	7	9	10.2	11.4	4.1	8.6	8.3	9.3	9.5	9.7	14.8	7.1	15.2	14.5	
wt% FeO add.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
T (°C)	1167	1181	1195	1198	1150	1179	1181	1161	1186	1187	1223	1170	1228	1223	
Sat P (MPa)	9.0	-	-	-	9.2	12.2	5.6	4.1	-	9.6	5.4	-	-	0.9	
Prof. (km)	0.3	-	-	-	0.3	0.5	0.2	0.2	-	0.4	0.2	-	-	0.0	

Las inclusiones de fundido del volcán Xitle se clasificaron principalmente como basalto traqui-andesítica a basáltica, algunas inclusiones con composiciones de basalto andesítico y otras como andesita y traqui-andesita (figura 4.3a). Las composiciones de roca total caen en el campo de basalto andesítico, mientras que el vidrio de la matriz es andesítico (figura 4.3b). La mayoría de las muestras del Xitle tienen contenidos de K_2O mayores al 1.6 wt%, lo cual explica por qué están cerca del límite de las rocas con carácter alcalino (figura 4.4a). En los diagramas de Harker, el contenido de MgO y CaO de las inclusiones de fundido siguen una pendiente negativa con el aumento de SiO_2 (figura 4.4a). Los vidrios de la matriz siguen la misma tendencia pero con un contenido en SiO_2 más alto. Al contrario de las inclusiones de fundido, los análisis de roca total tienen bajo contenido de MgO, pero alto contenido de CaO. La composición del vidrio de la matriz del Xitle es más evolucionada que las inclusiones de fundido. Los datos de inclusiones de fundido analizadas por Cervantes y Wallace (2003a) tienen una pendiente similar a los vidrios de la matriz analizados en este trabajo. Las concentraciones más bajas de alcalinos se encuentran en las inclusiones de las capas estratigráficamente más arriba, mientras que el contenido de MgO es más alto en éstas (figura 4.5a).

En la figura 4.3a, se pueden observar las inclusiones de fundido del volcán Pelagatos, ubicadas en los campos de basalto andesítico y andesita. Éstas tienen una variación de SiO_2 entre 52 y 58 wt%, dentro de la serie subalcalina, la cual está determinada por Macdonald y Katsura (1964) (figura 4.3a). La roca total es de composición basáltica andesítica, mientras que el vidrio de la matriz es andesítica (figura 4.3b). En los diagramas de Harker mostrados en la figura 4.4a, el contenido de MgO y CaO de las inclusiones de fundido en general baja con un aumento en SiO_2 (figura 4.4a). El promedio de la composición de los vidrios de la matriz de Pelagatos (Guilbaud et al., 2009) es relativamente alto en SiO_2 (58.6 wt%), pero su CaO es similar a los datos de roca total en las cenizas del volcán Popocatepetl (figura 4.4b). Al contrario de las inclusiones de fundido, los análisis de roca total del Pelagatos tienen altos contenidos de MgO y CaO, pero baja con el contenido de SiO_2 y parece iniciar la misma tendencia que los datos del Popocatepetl. A su vez, en el Xitle se observa un decremento en la concentración de K_2O y un aumento en el MgO de las inclusiones conforme se sube en la columna estratigráfica (figura 4.5b).

Las inclusiones de fundido de La Cima tienen hasta 60 wt% SiO₂. La mayoría de éstas se ubican en los campos de basalto andesítico y andesita, mientras algunas caen en los campos de basalto traqui-andesítico y traqui-andesita (figura 4.3a). La composición de la roca total se ubica en el campo de basalto andesítico (una muestra es una traqui-andesita basáltica), y el vidrio de la matriz es andesítico (figura 4.3b).

Para el Pelagatos, en los diagramas de tipo Harker, los contenidos de MgO y CaO de las inclusiones de fundido siguen una pendiente negativa con un aumento de SiO₂ (figura 4.4a), distinguiéndose un grupo de muestras más diferenciadas (>58 wt% de SiO₂). La composición de los vidrios volcánicos es similar a los del Xitle pero con un intervalo más amplio del contenido de SiO₂. El K₂O de los análisis de roca total aumenta pero la evolución del contenido de MgO y CaO baja con los valores de SiO₂ (figura 4.4b). Para el caso del volcán Xitle, se observa un decremento en las concentraciones en K₂O y un aumento del MgO en las inclusiones en la parte superior de la columna estratigráfica (figura 4.5b). Para el volcán La Cima, se observó lo mismo, pero sólo se analizaron dos capas.

La composición de roca total de Oyameyo cae en el campo de basalto andesítico, mientras que el vidrio de la matriz es andesítico (figura 4.3b). La evolución del contenido de SiO₂ de los vidrios de la matriz es similar a los otros conos analizados pero con intervalos de valores menos amplios. El análisis de roca total muestra también alto contenido de CaO y bajo contenido de MgO, K₂O y SiO₂ (figura 4.4).

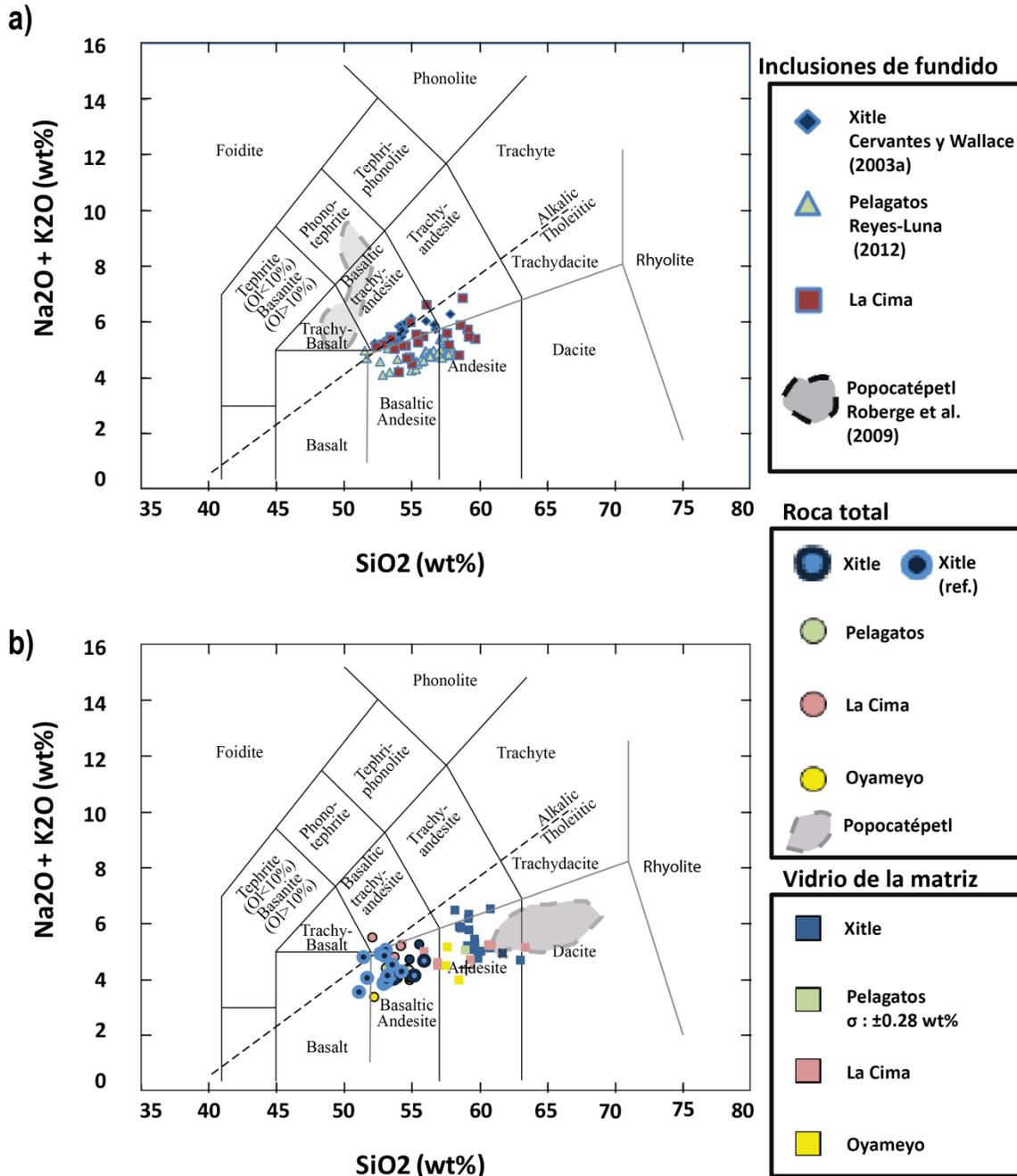


Figura 4.3: Diagrama de álcalis vs. SiO₂ a) Las inclusiones de fundidos. La composición de las inclusiones de fundidos está corregida por efectos de post-atrapamiento a la cristalización y renormalizado a 100% anhidratado. b) Roca total y vidrios de la matriz. La composición de la roca total está recalculada con hierro total (FeOT) y renormalizada a 100% anhidratado. Los datos de roca total de Pelagatos son de Agustín-Flores et al. (2011), Guilbaud et al. (2009), Meriggi et al. (2008), Schaaf et al. (2005), Velasco-Tapia y Verma (2001), Swinamer (1989), y Nixon (1987). Los datos de La Cima son de Straub et al. (2008), Siebe et al. (2004a), y Wallace y Carmichael (1999). Los datos de Popocatépetl son de Carrasco-Núñez (1985), Schaaf et al. (2005), Witter et al. (2005), Straub et al. (2008) y Arana-Salinas (1998). Los datos de roca total del Xitle están representados por círculos con el centro claro, y estos representan los datos de la tabla 4.2. Los círculos con el centro oscuro son los datos de roca total del Xitle de Straub et al. (2008), Siebe et al. (2004a), Velasco-Tapia y Verma (2001), Wallace y Carmichael (1999), Delgado-Granados et al. (1998), Cervantes y Molinero (1995), Martín del Pozzo (1989), Delgado-Granados et al. (1998) y Nixon (1987).

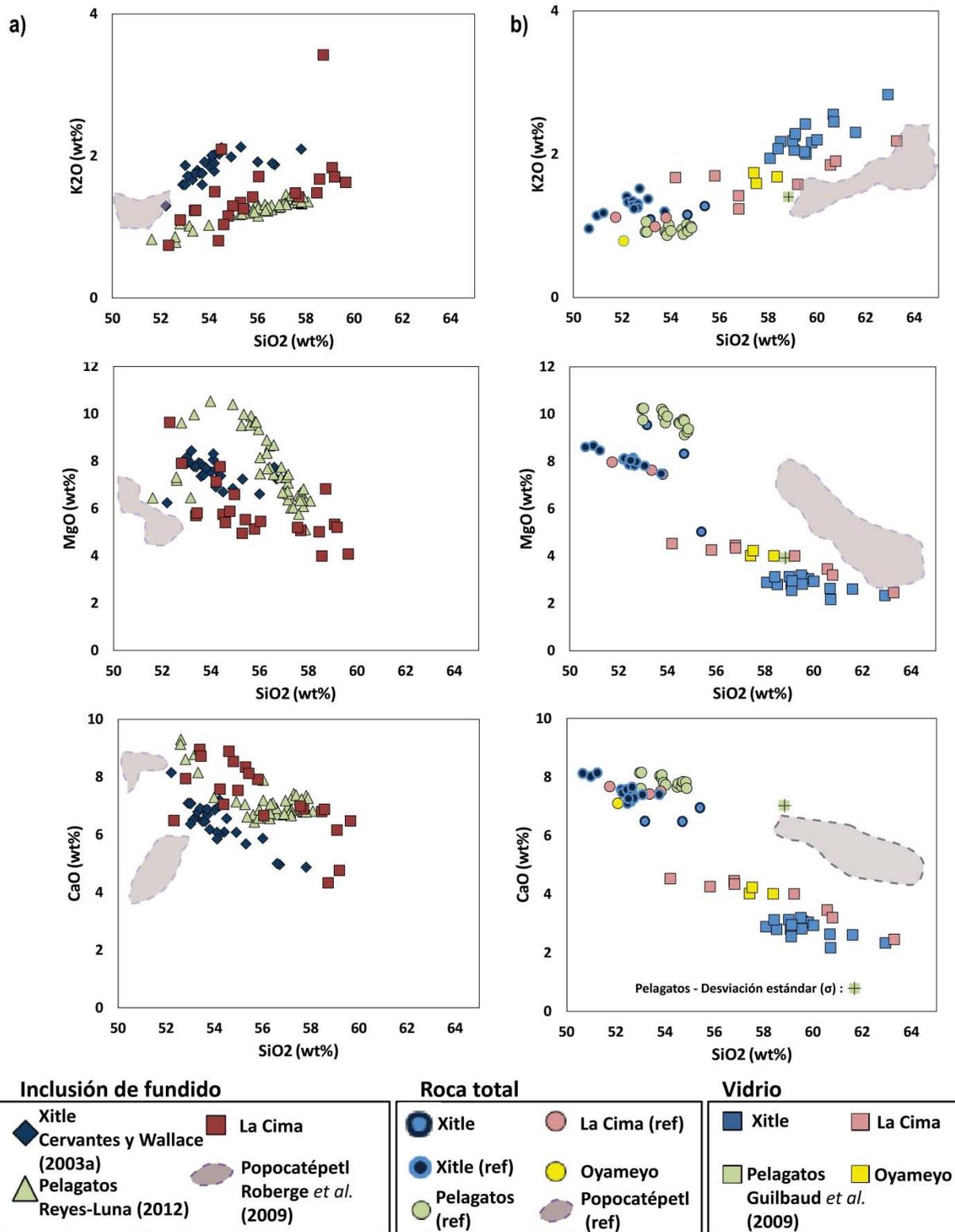


Figura 4.4: Diagrama de Harker. a) Inclusiones de fundido. b) Roca total y vidrios de la matriz (ver figura 4.3 para las referencias).

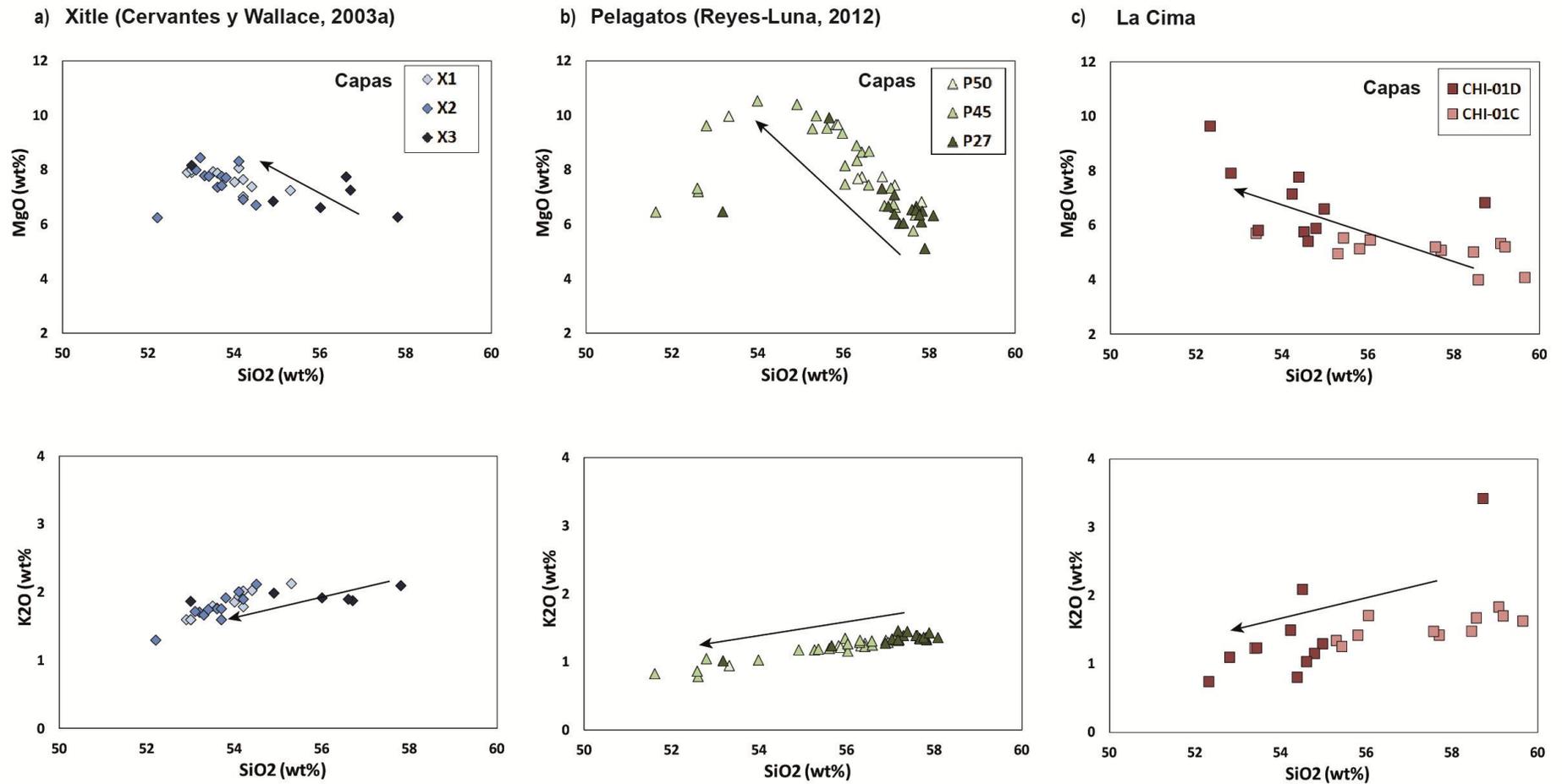


Figura 4.5: Diagramas Harker de las inclusiones de fundidos. a) Xitle. b) Pelagatos. c) La Cima. Las flechas indican una tendencia general cronológica en los cambios de composiciones con los grupos de datos.

4.3 Composición del olivino

La composición de los cristales de olivino que contienen las inclusiones de las muestras de Pelagatos y La Cima está reportada en la tabla 4.5 y graficada en la figura 4.6. En ambos casos, el contenido de NiO en el olivino varía de manera positiva con el Fo%. El MgO del olivino aumenta relativamente al FeO con el NiO. En el caso del Pelagatos, los datos forman dos grupos distintos, cada uno con concentraciones de NiO y una relación NiO-Fo% diferentes.

Tabla 4.5: Composición química de los olivinos de los volcanes Pelagatos y La Cima en wt%

Muestra	SiO ₂	MgO	FeO	NiO	Muestra	SiO ₂	MgO	FeO	NiO	Muestra	SiO ₂	MgO	FeO	NiO
CHIBC-2	40.4	47.7	12.0	0.8	P27-004a-1	39.2	46.8	13.9	0.3	P45-14-1	40.1	45.2	14.6	0.2
CHIBC-5	40.1	46.5	13.4	0.4	P27-004a-2	39.2	46.8	13.9	0.3	P45-14-3	40.1	45.2	14.6	0.2
CHIBC-6	40.1	46.3	13.6	0.3	P27-004a-3	39.2	46.8	13.9	0.3	P45-14-2	40.2	45.4	14.4	0.2
CHIBC-8	40.3	47.1	12.5	0.4	P27-004a-4	39.2	46.8	13.9	0.3	P45 (Z-1)	39.8	49.2	11.0	0.5
CHIBC-9-A	39.9	45.3	14.7	0.3	P27-004b-1	40.7	45.8	13.4	0.3	P45-8-1	40.7	47.9	11.3	0.4
CHIBC-9-B	40.1	45.5	14.4	0.4	P27-004b-2	40.7	45.8	13.4	0.3	P45-8-2	40.7	48.6	10.7	0.5
CHIBC-9-C	40.0	45.6	14.3	0.4	P27-004b-3	40.7	45.8	13.4	0.3	P45-8-3	40.5	48.8	10.7	0.4
CHIBC-10	40.3	47.3	12.4	0.4	P27-004b-4	40.7	45.8	13.4	0.3	P45-8-4	40.8	48.2	11.0	0.4
CHIBC-12	39.8	44.7	15.5	0.3	P27-004b-5	40.7	45.8	13.4	0.3	P45-8-5	40.8	48.2	11.0	0.4
CHIBC-12-2	39.9	44.9	15.2	0.3	P27-004b-6	40.7	45.8	13.4	0.3	P45-8-6	40.8	48.2	11.0	0.4
CHIBC-13	39.3	45.8	14.9	0.2	P27-004b-7	40.7	45.8	13.4	0.3	P45-5-1	39.9	45.9	14.2	0.2
CHIBC-14	39.9	46.4	13.6	0.4	P27-005-1	40.8	46.2	13.0	0.2	P45-5-5	39.5	46.7	13.8	0.2
CHID-1	40.6	47.5	11.9	0.5	P27-005-2	40.8	46.2	13.0	0.2	P45-5-6	39.8	47.7	12.5	0.4
CHID-4	40.1	46.6	13.3	0.3	P27-005-3	40.5	46.1	13.4	0.2	P45-5-7	39.8	47.7	12.5	0.4
CHID-6	40.3	47.8	11.9	0.4	P27-008-1	39.4	44.2	16.4	0.2	P45-5-8	39.5	45.2	15.3	0.1
CHID-8	40.5	47.6	11.9	0.4	P27-008-3	-	-	-	-	P45-5-9	39.9	47.0	13.2	0.2
CHID-12	39.9	45.6	13.7	0.5	P27-008-4	40.4	48.5	11.1	0.5	P50-1	39.9	47.0	13.2	0.2
CHID-13-A	40.2	47.0	13.2	0.3	P45-7-1	40.3	48.0	11.7	0.5	P50-2_A	40.2	46.9	12.9	0.2
CHID-13-B	40.0	46.8	13.1	0.3	P45-7-2	40.2	47.8	12.0	0.4	P50-2_B	40.1	46.7	13.2	0.2
CHID-14	40.1	47.1	12.8	0.3	P45-7-3	40.4	48.5	11.1	0.5	P50-3_A	40.5	47.1	12.5	0.3
CHID-15	40.5	47.0	12.5	0.4	P45-7-4	40.3	48.0	11.7	0.5	P50-3_B	40.8	48.4	10.9	0.4
CHID-16	39.0	46.0	15.0	0.4	P45-13-1	40.6	48.3	11.1	0.4	P50-3_C	40.2	46.6	13.2	0.3
					P45-13-2	40.6	48.3	11.1	0.4	P50-5_A	40.7	48.7	10.6	0.5
					P45-13-3	40.6	48.3	11.1	0.4	P50-5_C	40.7	48.7	10.6	0.5

Los elementos mayores fueron determinados con microsonda electrónica EPMA. El hierro total está dado como FeO. Los elementos mayores están en porcentaje de peso (wt%).

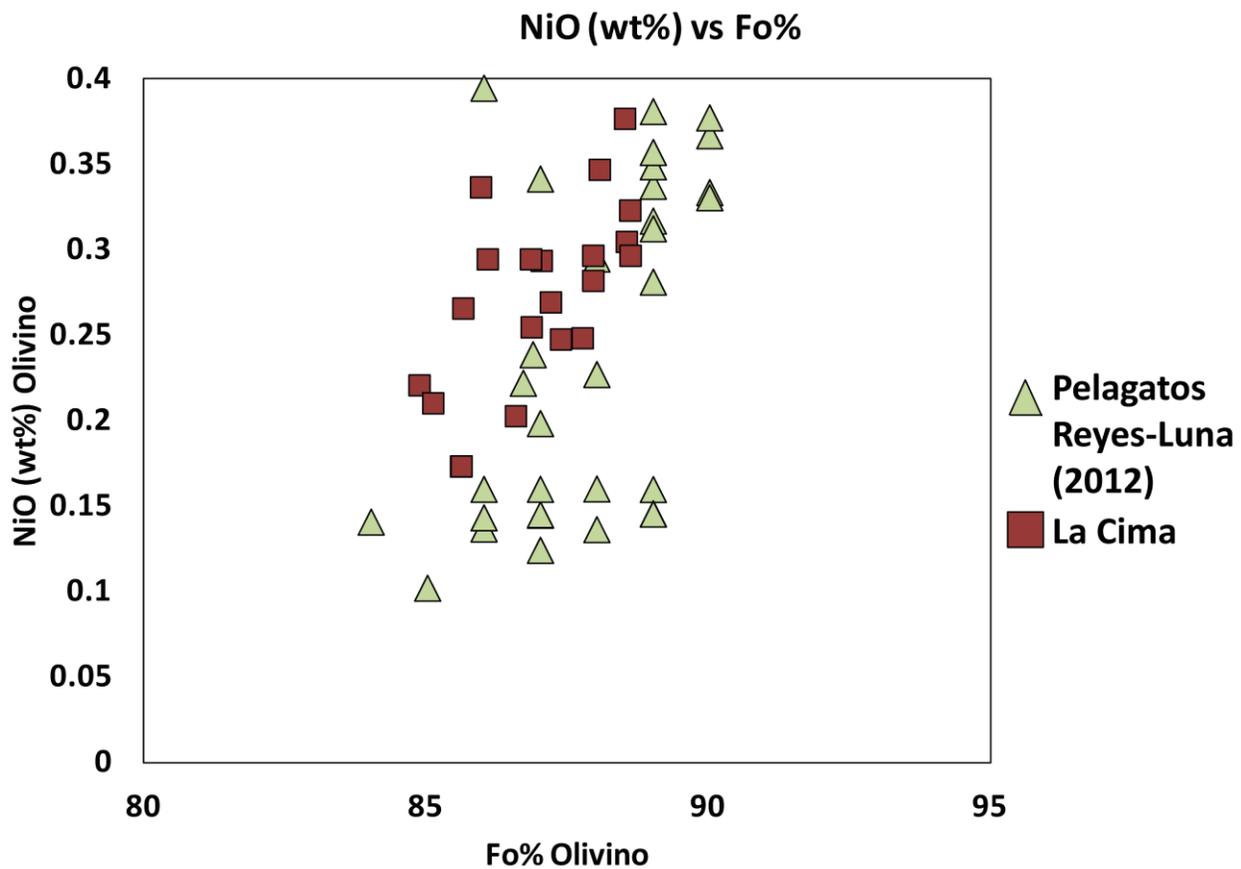


Figura 4.6 NiO (wt%) de olivino vs. Fo% de olivino.

4.4 Concentración del H₂O y CO₂

De los datos de volátiles (H₂O y CO₂) obtenidos se produjeron diagramas de frecuencia con las concentraciones en cada capa estudiada del volcán Xitle (figura 4.7) y se sumaron los datos de Xitle, Pelagatos y La Cima con sus respectivos límites de detección (figura 4.8 y 4.9; tabla 4.8 y 4.9).

Tabla 4.6: Datos de FTIR para el H₂O en las inclusiones de fundidos del Xitle, Oyameyo y La Cima

Muestras	Total H ₂ O (3530 cm ⁻¹)		
	Espesor (μm)	Absorbancia	H ₂ O (wt%)
X66B01	61.5	0.3800	0.68
X66B06	160.6	0.2815	0.65
X30H_M2a	276.7	0.1055	0.04
X30H_M2b	276.7	0.2135	0.09
X30H_M2cd	276.7	0.2713	0.15
X30-H-M3AB	64.3	0.9037	0.90
X30-H-M3D	64.3	-	LOD
X30H_M5a	48.0	0.5765	0.58
X30H_M5b	48.0	0.2439	0.24
X-30--H-M5-1AB	48.0	0.2818	0.28
X-30--H-M5-2AB	48.0	1.1863	1.19
X30-H-M7-2	58.6	0.7903	0.79
X30-H-M7-3	58.6	0.3359	0.34
X30-H-M7	58.6	0.1512	0.15
X30-H-M10-2	33.8	1.8740	1.87
X30-H-M10-3	33.8	0.2979	0.30
X30-H-M10	33.8	2.3506	2.35
X30-H-M11	56.6	0.3198	0.32
X30-H-M12	46.9	0.4056	0.41
X30-H-M13A	49.7	0.3849	0.38
X30-H-M13C	49.7	0.5799	0.58
X30-H-M13D	49.7	0.7776	0.78
X30I1_1a	48.4	0.0650	0.23
X30I1_1b	48.4	0.0990	0.25
X30I1_1c	48.4	0.3774	0.38
X30I1_2a	76.6	0.2380	0.34
X30I1_2b	76.6	0.2445	1.97
X30I1_2c	76.6	0.1080	0.21
X30I1_2d	76.6	0.1090	0.29
X30I1_3a	153.5	0.1555	0.12
X30I1_5b	33.0	0.0890	0.30
X30I1_5c	33.0	0.0955	0.32
X30I1_6a	12.4	0.1605	3.24
X30I1_6b	12.4	0.0780	2.74
X30I1_7a	49.3	0.0220	0.11
X30I1_7c	49.3	0.0623	0.48
X30I1_8a	171.9	-	LOD
X30I1_8b	171.9	-	LOD
X30I1_8c	171.9	0.2480	1.16

Tabla 4.6 (continuación)

Muestras	Total H ₂ O (3530 cm ⁻¹)		
	Espesor (μm)	Absorbancia	H ₂ O (wt%)
X30I1_10a	57.4	0.0840	0.81
X30I1_10b	57.4	0.1630	0.46
X30I1_10c	57.4	0.0950	0.51
X30I1_10d	57.4	0.1110	0.33
X30I1_11a	50.0	0.2133	0.60
X30I1_11b	50.0	0.1020	0.42
X30I1_12a	50.0	0.2000	0.71
X30I1_12b	50.0	0.1320	0.38
X30I1_15a	49.0	0.2305	0.72
X30I1_15b	49.0	0.2115	0.81
X30I1_16a	45.8	0.1735	0.46
X30I1_16b	45.8	0.0294	0.13
X30I1_16c	45.8	0.0706	0.51
X30I2_1a	47.1	0.0955	0.59
X30I2_1b	47.1	0.2540	0.63
X30I2_1c	47.1	0.1050	0.36
X30I2_1d	47.1	0.0855	0.85
X30I2_2a	42.6	0.1240	0.33
X30I2_2b	42.6	0.1740	1.51
X30I2_2c	42.6	0.3700	2.26
X30I2_2d	42.6	-	LOD
X30I2_5a	40.4	0.0845	0.54
X30I2_5b	40.4	0.1050	0.53
X30I2_5c	40.4	0.0715	0.38
X30I2_5e	40.4	0.1055	1.35
X30I2_7a	49.7	0.1035	0.28
X30I2_7b	49.7	0.0635	0.13
X30I2_7c	49.7	0.1570	0.38
X30I2_7d	49.7	0.1015	0.29
X30I2_7e	49.7	0.1020	2.37
X30I2_8a	187.0	0.2075	0.14
X30I2_9a	38.9	0.0590	0.22
X30I2_10a	25.2	0.0630	0.30
X30I2_10b	25.2	-	LOD
X30I2_10c	25.2	0.0345	0.15
X30I2_11a	42.4	0.1295	0.31
X30I2_12a	54.2	0.0670	0.68
X30I2_12b	54.2	0.0620	0.31
X30I2_13a	50.4	0.0405	0.28

Tabla 4.6 (continuación)

Muestras	Total H ₂ O (3530 cm ⁻¹)		
	Espesor (μm)	Absorbancia	H ₂ O (wt%)
X30I2_18a	42.1	0.0455	0.18
X30I2_18b	42.1	0.0870	0.30
X30I2_18c	42.1	0.0260	0.67
X45A2a	41.1	0.1325	0.33
X45A2b	41.1	0.1005	0.25
X45A6	44.1	0.1060	0.66
X45A7a	37.2	0.1035	0.36
X45A9a	87.8	0.2610	0.43
X45A9b	87.8	0.0610	0.22
X45A9c	87.8	0.3180	0.45
X45A10a	65.4	0.1660	0.33
X45A10c	65.4	0.4158	0.42
X45A11ab	52.8	0.0725	0.37
X45A11 d	52.8	0.0445	0.19
X45A11ef	52.8	-	LOD
X45A11gh	52.8	0.2830	0.95
X45A12ab	42.8	0.1090	0.40
X45A12cde	42.8	-	LOD
X45A13cd	41.7	-	LOD
X45A13e	41.7	0.0970	0.27
X45A14a	50.8	0.2445	0.58
X45A14b	50.8	0.1785	0.87
X45A14c	50.8	0.0575	0.16
X45A14d	50.8	0.1980	0.55
X45A15a	37.7	0.1135	0.31
X45A15b	37.7	0.0930	0.49
X47B1	48.1	0.0865	0.22
X47B2	28.9	0.2833	1.07
X47B3	47.2	-	LOD
OY-1-A	26.5	0.2865	1.21
OY-3-2-A	242.1	0.3297	0.17

Tabla 4.6 (continuación)

Muestras	Total H ₂ O (3530 cm ⁻¹)		
	Espesor (μm)	Absorbancia	H ₂ O (wt%)
CHIBC-1	37.5	0.0895	LOD
CHIBC-2	33.4	0.0950	0.27
CHIBC-4	98.3	0.3260	0.69
CHIBC-5	17.3	0.3555	2.08
CHIBC-6	27.6	0.5775	2.06
CHIBC-7	60.9	0.4180	1.92
CHIBC-8	30.9	0.5535	1.79
CHIBC-9-A	42.8	1.1200	2.60
CHIBC-12	60.0	1.0183	1.76
CHIBC-13	87.4	-	LOD
CHIBC-15-D2	101.4	0.5205	0.45
CHID-1	37.8	0.0495	LOD
CHID-4 (18 / 3 .,18 / 4 .)	97.6	0.3330	1.02
CHID-6	29.3	2.1791	2.18
CHID-7	56.6	0.4080	1.70
CHID-8	23.5	0.4010	2.08
CHID-11	86.1	0.1315	0.36
CHID-12	72.0	0.1193	LOD
CHID-13-A	70.5	0.1110	0.19
CHID-13-B	70.5	0.0285	0.08
CHID-15	95.5	0.4465	0.52
CHID-16	128.7	0.0720	0.28
CHID-17 (28 / 2 .)	78.8	0.3455	0.44

Los valores de absorbancia faltantes anotado" - "representan espectros con bastante ruido de fondo o picos de absorbancia imposible a medir.

Tabla 4.7: Datos de FTIR para el CO₂ en las inclusiones de fundidos del Xitle, Oyameyo y La Cima

Muestras	Total CO ₃ ²⁻ (1430 y 1515 cm ⁻¹)		
	Espesor (μm)	Absorbancia	CO ₂ (ppm)
X30-H-M3AB	64.3	0.0114	48
X30H_M5a	48.0	0.0258	109
X-30--H-M5-2AB	48.0	0.0586	249
X30-H-M7-3	58.6	0.0393	167
X30-H-M10-2	33.8	0.1428	606
X30-H-M10	33.8	0.0973	413
X30-H-M13A	49.7	0.0186	79
X30-H-M13B	49.7	0.0189	80
X30-H-M13C	49.7	0.0234	99
X30I1_1b	48.4	0.01849	109
X30I1_7a	49.3	0.02151	127
X30I1_8b	171.9	0.02767	163
X30I1_8c	171.9	0.02859	169
X30I1_11b	50.0	0.04625	196
X30I1_15b	49.0	0.07078	418
X30I2_1a	47.1	0.02850	168
X30I2_2b	42.6	0.04113	243
X30I2_2c	42.6	0.07820	462
X30I2_5b	40.4	0.02453	145
X30I2_5e	40.4	0.02480	147
X30I2_12a	54.2	0.03873	229
X45A6	44.1	0.02114	90
X45A11e,f	52.8	0.03412	202
X45A14a	50.8	0.01340	79
X45A14c	50.8	0.01311	77
X47B2	28.9	0.10766	636
OY-1-A	26.5	0.03065	130

Tabla 4.7 (continuación)

Muestras	Total CO ₃ ²⁻ (1430 y 1515 cm ⁻¹)		
	Espesor (μm)	Absorbancia	CO ₂ (ppm)
CHIBC-2	33.4	0.0201	77.90
CHIBC-4	98.3	0.0313	130.50
CHIBC-5	17.3	0.1603	652.05
CHIBC-6	27.6	0.1151	490.71
CHIBC-8	30.9	0.1409	569.24
CHIBC-12	60.0	0.0415	176.46
CHID-4 (18 / 3 .,18 / 4 .)	97.6	0.0712	315.00
CHID-6	29.3	0.1106	430.00
CHID-8	23.5	0.1897	752.22
CHID-12	72.0	0.0301	129.64
CHID-13-A	70.5	0.0258	97.67

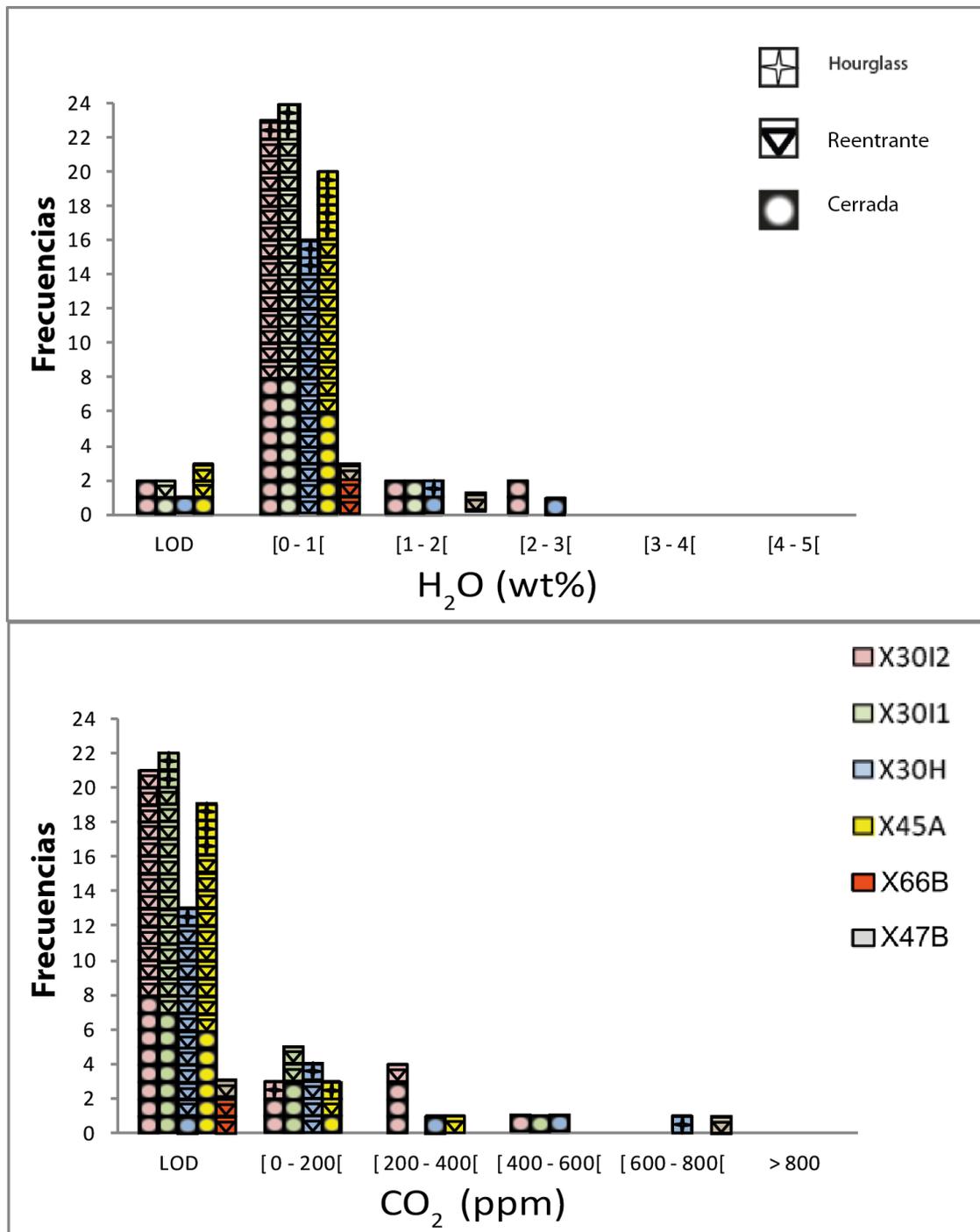


Figura 4.7: Concentración de H₂O (wt%) y CO₂ (ppm) disueltos en las inclusiones de vidrio magmático atrapados en olivino por el volcán Xitle. Las inclusiones fueron analizadas por FTIR (tablas 4.6 y 4.7). Los resultados que se presentan en la primera columna están por debajo del límite de detección (LOD). Los datos de H₂O preliminares se calcularon con valores estándar de densidad de vidrio (2,800 kg/m³) y absorbancia (0.063 m³/mol·cm). Los datos de CO₂ preliminares se calcularon con valores estándar de densidad de vidrio (2,800 kg/m³) y absorbancia (0.37 m³/mol·cm) de Cervantes y Wallace (2003a).

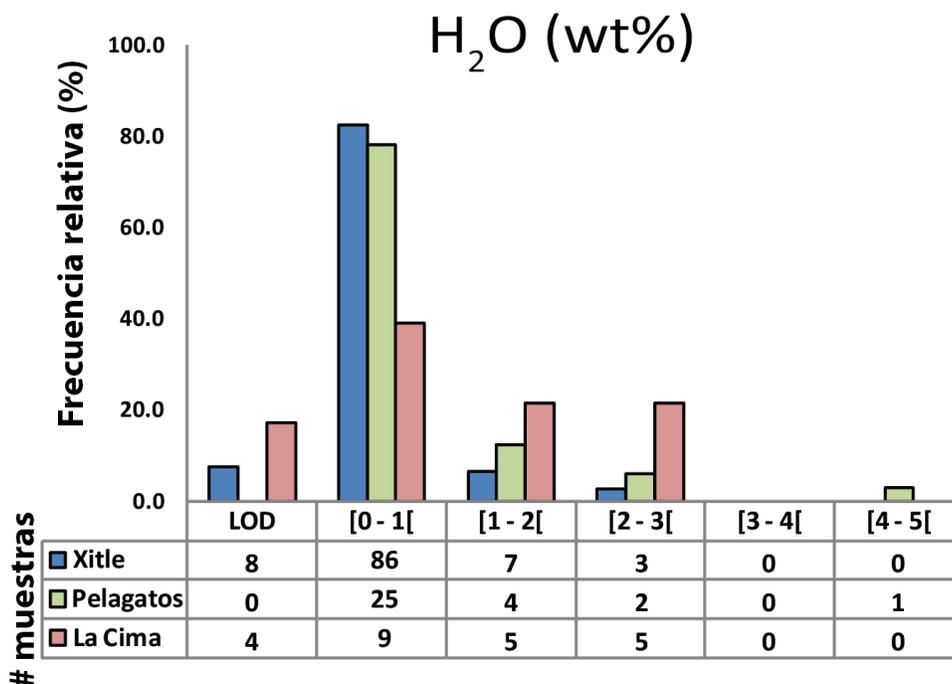


Figura 4.8. Diagrama de las frecuencias relativas de concentración de H₂O disuelto (wt%) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima. Las inclusiones se analizaron por FTIR y están referenciadas en la tabla 2. Los resultados se presentan por debajo del límite de detección (LOD).

Tabla 4.8. Datos estadísticos para el H₂O disuelto (wt%) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en cristales de olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima.

	Xitle	Pelagatos	La Cima
Cantidad-inclusiones	104	32	23
Mín. [H₂O wt.%]	0.04	0.07	0.08
Máx. [H₂O wt.%]	2.37	4.32	2.60
Promedio [H₂O wt.%]	0.56	0.82	1.19
Mediana [H₂O wt.%]	0.38	0.74	1.02
σ [H₂O wt.%]	0.03	0.04	0.04
% Error	5.66	5.45	3.34
Máx % Error	10.12	15.80	15.58

Se presentan los valores de mínimo (Mín.), máximo (Máx.), promedio, mediana, promedio de desviación estándar de todos los cálculos de concentraciones (σ), y el porcentaje de error promedio de todos los cálculos de concentraciones (% Error). Se muestra el mínimo y el máximo de los porcentajes de error aceptados para cada serie de datos (Máx. % Error) para mostrar los límites arbitrarios que determinan el límite de detección.

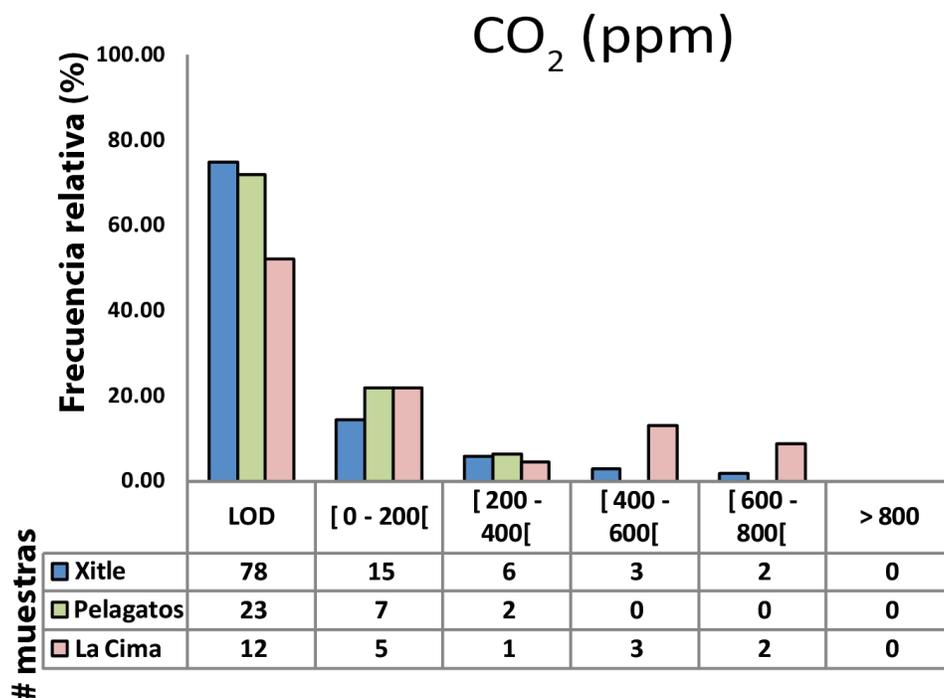


Figura 4.9. Diagrama de las frecuencias relativas de concentración de CO₂ disuelto (ppm) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en cristales de olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima. Las inclusiones se analizaron por FTIR y están referenciadas en la tabla 3. Los resultados que se presentan en la primera columna están por debajo del límite de detección (LOD).

Tabla 4.9. Datos estadísticos para el CO₂ disuelto (ppm) en las inclusiones de vidrio magmático atrapadas en cristales de olivino para los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima

	Xitle	Pelagatos	La Cima
Cantidad-inclusiones	104	32	23
Mín. CO₂ [ppm]	77	59	78
Máx. CO₂ [ppm]	462	397	752
Promedio CO₂ [ppm]	215	165	347
Mediana CO₂ [ppm]	169	139	315
σ CO₂ [ppm]	13	4	19
% Error	6.9	2.1	5.6
Máx % Error	14.7	6.6	21.1

Se presentan los valores de mínimo (Mín.), máximo (Máx.), promedio, mediana, promedio de desviación estándar de todos los cálculos de concentraciones (σ), y el porcentaje de error promedio de todos los cálculos de concentraciones (% Error). Se muestra el mínimo y el máximo de los porcentajes de error aceptados para cada serie de datos (Max. % Error) para mostrar los límites arbitrarios que determinan el límite de detección.

En total, con las secciones estratigráficas se consideraron sólo las medidas de concentraciones máximas cuando se trató de inclusiones completamente cerradas, debido a que son las que conservan mejor las condiciones originales. Existe insuficiencia de datos de inclusiones cerradas, entonces las medidas de tendencia central para las mismas no son estadísticamente representativas. Por este motivo, se prefirió usar los promedios que incluyen cualquier tipo de inclusión, asociada con el promedio de las incertidumbres para una misma sección estratigráfica.

Xitle (figura 4.10a): En el orden secuencial de los depósitos de X30, los valores máximos calculados en los horizontes para H₂O y CO₂ son los siguientes: en el horizonte X30H son 2.35 ± 0.06 wt% de H₂O y 249 ± 12 ppm de CO₂ respectivamente; y presentan promedios de 0.62 ± 0.02 wt% de H₂O y 225 ± 8 ppm para CO₂. En el horizonte X30I1 dichos valores son de 1.96 ± 0.30 wt% de H₂O y 418 ± 1 ppm de CO₂; y presentan promedios de 0.67 ± 0.06 wt% de H₂O y 211 ± 6 ppm de CO₂. En el horizonte X30I2 son de 2.36 ± 0.39 wt% de H₂O y 461 ± 27 ppm de CO₂; y presentan promedios de 0.53 ± 0.03 wt% de H₂O y 222 ± 27 ppm de CO₂. En la sección distal X45 son de 0.94 ± 0.2 wt% en H₂O y 201 ± 5 ppm de CO₂; y presentan promedios de 0.43 ± 0.3 wt% en H₂O y 112 ± 5 ppm de CO₂. En la sección distal X47 los valores máximos son de 1.07 ± 0.6 wt% de H₂O y 636 ± 57 ppm CO₂ (éstas sólo contienen inclusiones de tipo reentrante y un sólo valor de CO₂).

La granulometría de lapilli y de cenizas finas del horizonte X30H cambia en el horizonte X30I1, por una litología de granos finos con gradación inversa. El horizonte X30I2 yace de manera concordante y continua sobre el horizonte X301 con granos finos y una gradación normal. La granulometría más fina de los horizontes I1 e I2, en comparación con el horizonte H podría estar relacionada con el contenido más bajo de volátiles del magma (como indican los datos sobre las inclusiones) y un cambio en el grado de explosividad de la erupción. Sin embargo, aclarar estas relaciones requiere un estudio más a detalle de la secuencia completa.

Pelagatos (figura 4.10b): En el orden secuencial de los depósitos, los valores máximos de H₂O y CO₂ calculados en las inclusiones de fundido del horizonte P27 son respectivamente

de 2.35 ± 0.02 wt% de H₂O y 397 ± 7 ppm de CO₂ (sólo reentrantes en estos datos); y presentan promedios de 0.80 ± 0.02 wt% de H₂O y 314 ± 4 ppm de CO₂. En el horizonte P45 son de 4.32 ± 0.11 wt% de H₂O y 157 ± 5 ppm de CO₂; y presentan promedios de 1.05 ± 0.09 wt% de H₂O y 119 ± 4 ppm de CO₂. En el horizonte P50 son de 1.09 ± 0.01 wt% de H₂O y 138 ± 1 ppm de CO₂ (sólo reentrantes en estos datos); y presentan promedios de 0.59 ± 0.02 wt% de H₂O y 129 ± 4 ppm de CO₂ (sólo reentrantes en estos datos).

De acuerdo con la figura 4.10b y el registro estratigráfico en la figura 8 de Guilbaud et al. (2009), el diámetro medio para cada capa analizada, P27, P45 y P50, es, respectivamente material laminado de menor espesor con cenizas de granulometría fina ($md\Phi=-2.25$), capa de menor espesor con lapilli de granulometría fina a gruesa ($md\Phi=-2.45$) y capa de mayor espesor con lapilli de granulometría fina a gruesa ($md\Phi=-4.56$). Incluyendo la última capa, no se detecta una relación directa entre el rango de concentraciones y la granulometría de las capas.

Los intervalos de presión en cada horizonte estratigráfico se determinaron con los resultados del mínimo y máximo de presión total con las muestras de inclusión de fundido calculados con el modelo de Papale et al. (2006). Con este modelo, la presión se obtiene al medir la integración en una tabla con los valores de la fracción de peso (%) del H₂O y CO₂ disuelto en el fundido silicatado, de la temperatura del fundido (°C) y del porcentaje en peso (%) de los óxidos mayores anhidrito.

Los resultados están restringidos por 1.7-104.2 MPa en la secuencia P27 y por 0.9-133 MPa en la capa P45. Ambos horizontes corresponden a la unidad A de Guilbaud et al. (2009), mientras que el horizonte P50 está ubicado al límite inferior de la unidad C (figura 2.4). Es notable que cristales de la capa P50 sean los que tienen un mayor número de inclusiones de tipo reentrante y también el rango de presiones más bajo (0.9-18.2 MPa).

La Cima (figura 4.10c): Las muestras estudiadas en los depósitos del volcán La Cima se colectaron en la parte superior de la secuencia (figura 4.10c), y en la capa más basal (CHI-01C). En la capa basal, los valores máximos de H₂O y CO₂ calculados en las inclusiones de

fundido son respectivamente de 2.60 ± 0.01 wt% para H₂O y 652 ± 26 ppm para CO₂; y presentan promedios de 1.48 ± 0.03 wt% para H₂O y 350 ± 24 ppm para CO₂. En la capa más alta (CHI-01D), las concentraciones de volátiles llegan a 2.18 ± 0.01 wt% de H₂O y 430 ± 62 ppm de CO₂ (en un caso específico, una inclusión tipo de *hourglass* arrojó 752 ppm de CO₂ y presenta promedios de 0.89 ± 0.05 wt% de H₂O y 345 ± 15 ppm de CO₂). La estratigrafía de la capa basal (CHI-01C) se marca por la alternancia de capas de cenizas gruesas y finas. La capa más alta (CHI-01D) corresponde a ceniza laminada y fina de la parte superior de la estratigrafía. El contenido de H₂O y CO₂ permite determinar rangos de presión de 5-98 MPa para la capa más basal y 3-105 MPa para la capa más alta en la secuencia.

En las muestras estudiadas en los tres volcanes, se observa que las inclusiones de mayor contenido en volátiles disueltos corresponden a inclusiones cerradas pobres en microlitos (X30H, X30I2, P27, P45, CHI-01C). Las inclusiones cerradas ricas en volátiles se encontraron en capas con mayor tamaño de grano y también donde hay laminaciones de cenizas de granulometría gruesa en una misma secuencia estratigráfica (X30H, CHI-01C). Tienen excepciones estas observaciones con las muestras de X45 y X47 de la erupción del Xitle, porque ambas se encuentran en una capa de menor espesor y se ubican lejos de la fuente. La secuencia X47 es similar a X45, sus inclusiones son de tipo rentrante en los cristales de olivino y tiene un número insuficiente de datos de concentración en los volátiles, por lo que no se representó en la figura 4.10a.

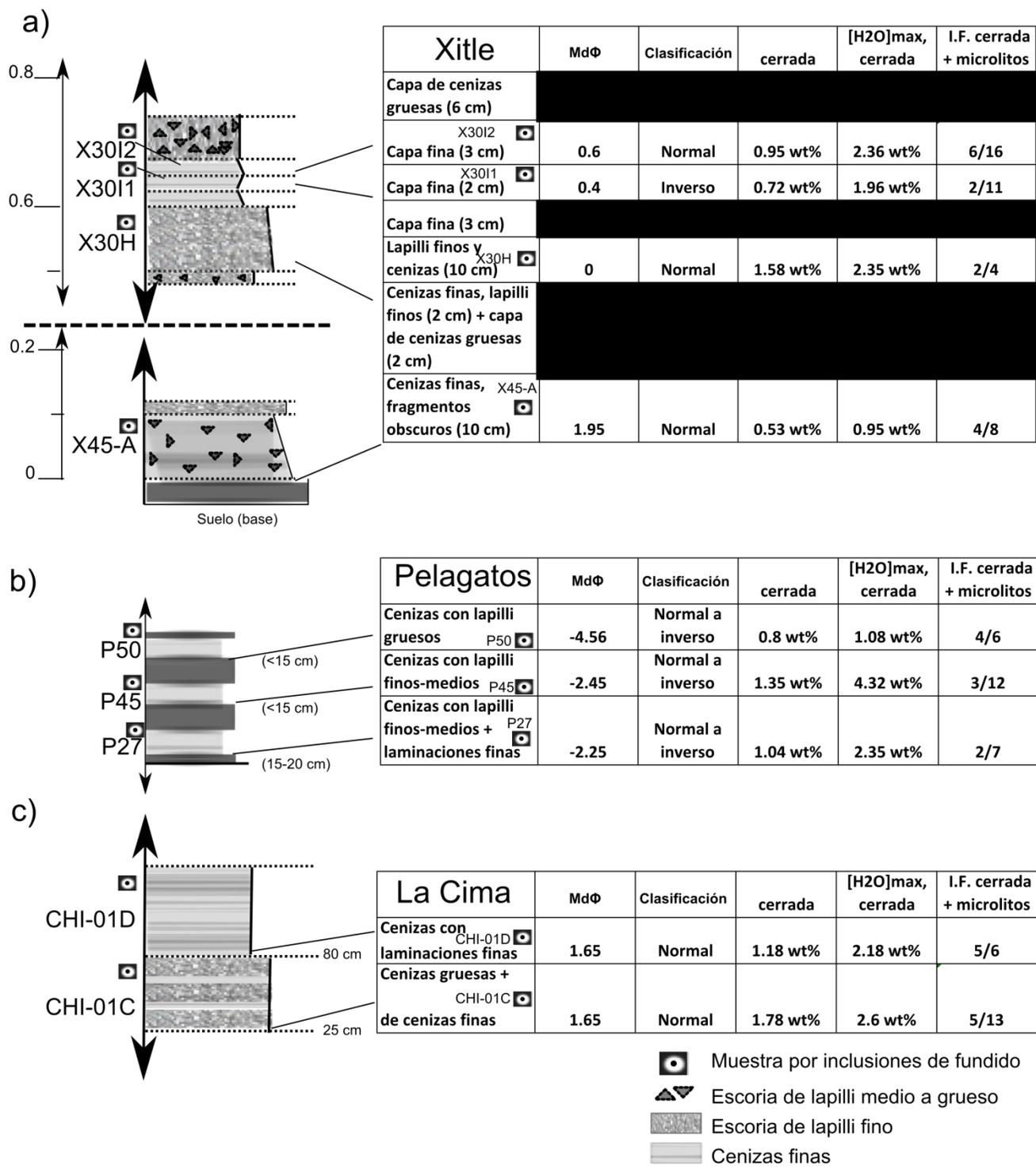


Figura 4.10 Correlaciones estratigráficas. Columnas estratigráficas y datos granulométricos de Guilbaud (datos no publicados); mostrando contenidos de agua y la frecuencia relativa de inclusiones de fundidos cerradas con microlitos del presente trabajo. Sólo se tomaron en cuenta las capas con suficientes datos de inclusiones para una mejor representación estadística de cada fase eruptiva (excluyendo X47). Las columnas estratigráficas de los volcanes Pelagatos y La Cima no están dibujadas a escala. a) Capas estudiadas del volcán Xitle. b) Capas estudiadas del volcán Pelagatos. c) Capas estudiadas del volcán La Cima.

5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

5.1 Similitudes en las variaciones de los contenidos volátiles y procesos de desgasificación

Las inclusiones de vidrio atrapadas en cristales de olivino en los productos de los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima se formaron bajo una amplia gama de presiones. Estas presiones se calcularon asumiendo que los fundidos están teóricamente saturados de vapor durante su atrapamiento. Por ello, es importante tener en cuenta que si las condiciones de saturación no se cumplen para el vapor en el magma, los contenidos de H₂O y CO₂ calculados podrían representar una presión mínima de cristalización.

Como se ve en la sección 4.4 las concentraciones de volátiles disminuyen entre la primera y la última fase explosiva del volcán La Cima aunque no tenemos buenos límites en la estratigrafía. En el caso del Pelagatos, las concentraciones aumentan entre la sección P27 y P45, pero disminuyen en la última capa P50. En este caso se conoce mejor la estratigrafía (Guilbaud et al., 2009) la cual está también bien representada en las muestras analizadas. Por ejemplo, en la capa P50 que representa una de las últimas fases explosivas del Pelagatos el material es más grueso y contiene un contenido de H₂O y CO₂ disuelto de 1.08 wt% y 134 ppm respectivamente.

En el cono del Xitle, a la escala de cada unidad estratigráfica de la sección X30, las concentraciones de H₂O y de CO₂ tienden a ser más elevadas en los horizontes con material grueso (p. ej. X30H). Sin embargo, en las otras muestras, los contenidos en volátiles son a veces similares a X30 (X45, X47), pero en el caso particular de la muestra X47B2 la cual corresponde a un horizonte de cenizas finas, se detectan mayores concentraciones de H₂O y CO₂ (1.07 wt% y 636 ppm respectivamente). Las muestras del sitio X47 y X45 representan los transectos más alejados de la fuente de emisión y por lo tanto resulta que están relacionadas a los horizontes con granos más finos.

En cada horizonte, los cambios del tamaño de grano de las cenizas volcánicas evolucionan con la dinámica eruptiva. Durante la actividad estromboliana, la alta explosividad se asocia a una mayor tasa de ascenso del magma y a cambios granulométricos (Sparks et al., 1997; Taddeuci et al., 2004). Asimismo, el grado de fragmentación aumenta con la intensidad de la erupción. Para determinar el grado de fragmentación es recomendable hacer un análisis detallado en el cual es necesario determinar el tamaño de grano y el cálculo de la cantidad de ceniza más fina (1 mm), en donde la isopaca es equivalente a 0.1 del espesor máximo (Walker, 1973a). Por otro lado, siguiendo las observaciones de Taddeuci et al. (2004) por las erupciones estrombolianas y explosivas del volcán Etna, las capas con mayor tamaño de grano de una localidad específica representan las fases explosivas más energéticas de la erupción considerando que una erupción con mayor fuerza expulsa materiales más grandes a una cierta distancia del cráter.

En el caso del Pelagatos, las evidencias sugieren que el tamaño medio de las partículas en las capas es inversamente proporcional a la velocidad de ascenso del magma en el conducto (Guilbaud et al., 2009). Esto significa que por una distancia fija del cráter, las capas con menor tamaño de grano fueron producidas por explosiones de mayor intensidad, caracterizadas por una tasa eruptiva alta (kg/s) y un ascenso del magma de mayor velocidad (m/s). Es así que las altas velocidades de ascenso del magma llevan a una saturación rápida del magma en gases a medida que se acerca a la superficie. Esto provoca la fragmentación intensa del magma en el conducto eruptivo y por lo tanto se producen y expulsan clastos más pequeños a una cierta distancia del cráter. En otras palabras, por una distancia fija, los depósitos con clastos más pequeños son producidos por la desgasificación del magma, promoviendo un alto grado de explosividad (Walker, 1981; Kaminski y Jaupart, 1998).

Se espera que un magma con ascenso lento, que se mantenga más tiempo en el conducto, presente cristales de olivino con mayor tiempo para crecer completamente y así de tamaño mayor (figura 5.1). Dichos cristales habrían tenido la oportunidad de atrapar inclusiones a diferente presión y por lo tanto que muestran amplias variaciones en contenido de H₂O y CO₂. Sin embargo, para una tasa de ascenso magmático elevada ($v \uparrow$), se espera encontrar

una gama más restringida de contenido H₂O y CO₂ en las inclusiones, correspondiente a la profundidad en que el ascenso comenzara.

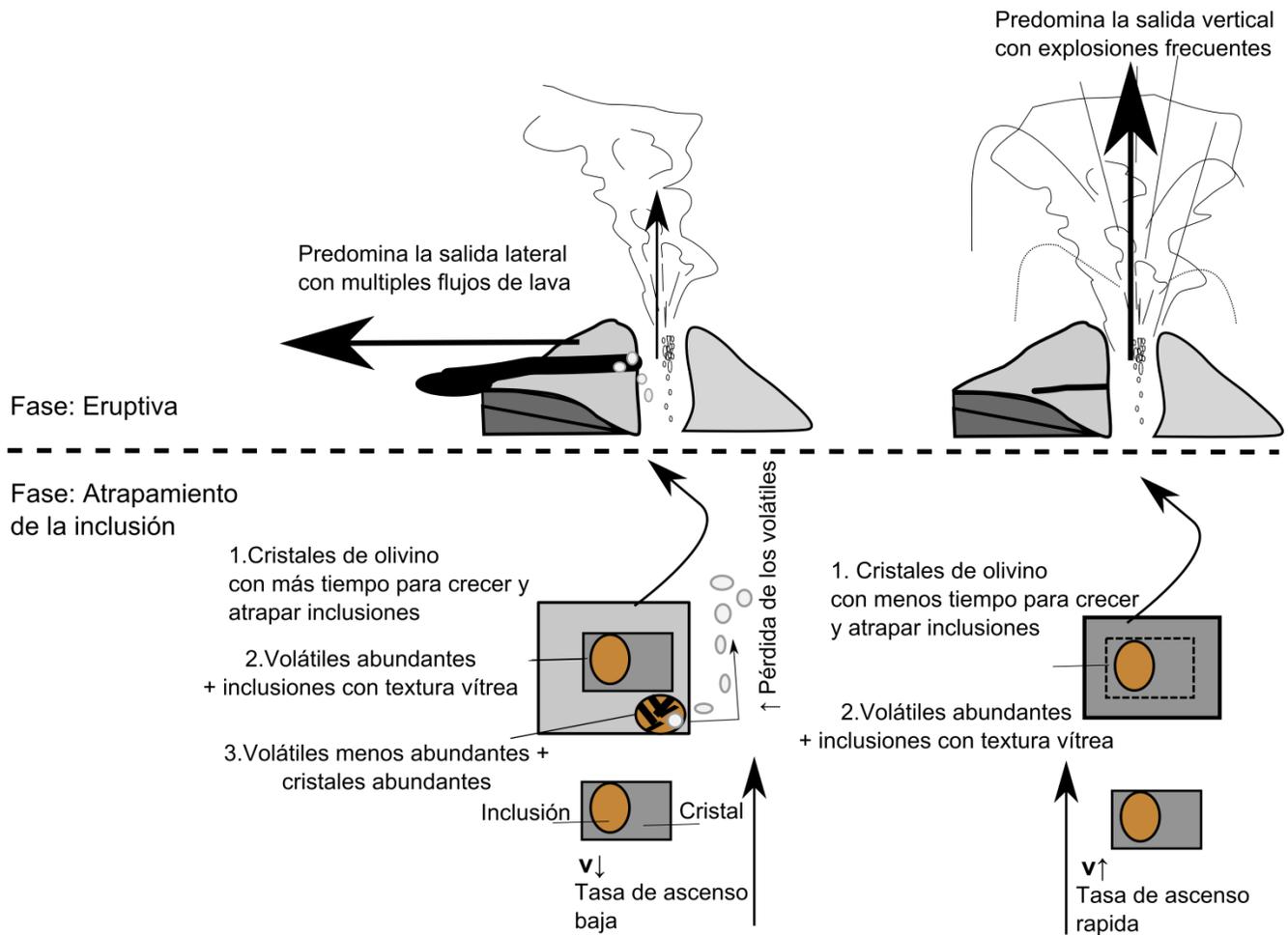


Figura 5.1: Efectos de la tasa de ascenso del magma sobre el atrapamiento de la inclusión.

Otros índices reflejan los cambios en la velocidad de ascenso del magma, como la proporción de los microlitos en el vidrio de la matriz de las cenizas por cada horizonte estudiado. Esta proporción en las muestras de rocas ilustra el concepto del grado de microcristalización; el cual representa los procesos de la tasa de nucleación y de crecimiento cristalino en el magma, así como el tiempo disponible y el cambio de temperatura (Swanson, 1977). Por ejemplo, el estudio de la distribución de los tamaños de los cristales (*crystal size distribution theory* o CSD, por sus siglas en inglés) se usó en muchos trabajos para determinar estos procesos en los sistemas magmáticos (Marsh, 1988; Cashman y Marsh, 1988; Mangan, 1990; Resmini y Marsh, 1995). El resultado del CSD se obtiene de una

ecuación con la cual tiene que conservarse el número de los cristales mientras están en el proceso de nucleación y de crecimiento (Marsdh, 1988). El CSD se puede deducir de diferentes procesos magmáticos como la tasa de enfriamiento (Marsh, 1988; Resmini y Marsh, 1995). Así, la tasa de ascenso magmática es interrelacionada con la tasa de enfriamiento cuando se estudia la distribución de los cristales en la roca volcánica, pero para aplicar las relaciones encontradas por los modelos experimentales, se requiere saber las condiciones de la temperatura y de presión (Armienti, 2008; Brugger y Hammer, 2010; Armienti et al., 2012). Aunque la relación necesita el parámetro de la tasa de crecimiento de los cristales (Gonnermann y Manga, 2013), se sabe que aumentar la cantidad de cristales en el magma aumenta la viscosidad y baja la velocidad cuando asciende en el conducto magmático (Caricchi et al., 2007). Así, con las observaciones cualitativas, se puede deducir que los horizontes con una mayor proporción de microcristales en el vidrio de la matriz podrían representar las fases de ascenso magmático más lento, pero un estudio completo y cuantitativo es recomendable para apoyar la hipótesis. Por lo menos, dependiendo de en qué ambiente crecen los microlitos, se sabe que la velocidad de ascenso del magma no fue constante durante los varios ciclos eruptivos del volcán Xitle o de La Cima porque en sus muestras se encontraron fragmentos con texturas muy diversas. Por ejemplo, siguiendo las observaciones de las imágenes de la figura 5.2, en los vidrios de la matriz del volcán Xitle (X30H, X30I1, X30I2 y X45A) se observaron fragmentos con texturas vítreas (figura 5.2a) y también densamente cristalizadas (figura 5.2b). De estos fragmentos, en la matriz de los vidrios se identificaron feldespatos como fase principal, densamente distribuido o no dependiendo del fragmento, pero también clinopiroxenos y algunos cristales de olivino de diferentes tamaños.

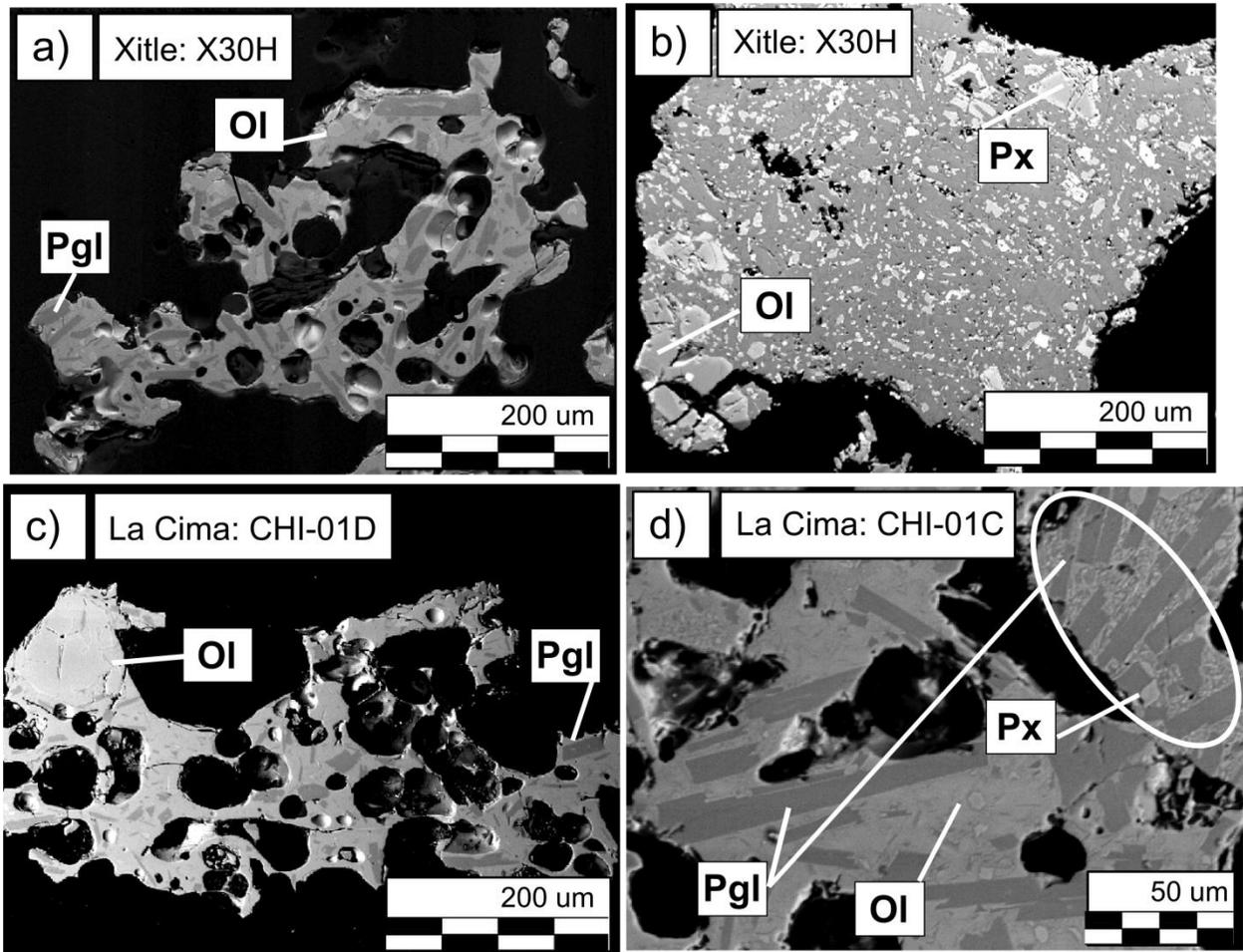


Figura 5.2: Microfotografías de los vidrios de la matriz por microscopía de electrón retro dispersado.
 a) Fragmento de tipo *sideromelane* con vesículas abundantes. Tiene pocos microlitos de plagioclasa (Pgl) y microfenocristales de olivino (OI) más grandes. b) Fragmento con mosaico de plagioclasas en la matriz y microlitos de piroxenos con algunos olivinos, pero casi no se encuentran vesículas. Los microfenocristales de olivino y piroxeno tienen pocos índices de desequilibrio en los bordes (muy fino) y son texturalmente distintos de la matriz. c) Fragmento de tipo *sideromelane* con vesículas abundantes y un microfenocristal de olivino. d) Fragmento de tipo *sideromelane* con algunas vesículas. Tiene microlitos de plagioclasa y de olivinos (OI). Se encuentra un fragmento de taquilita con microlitos de plagioclasas y piroxenos abundantes (adentro del óvalo blanco).

De la misma manera, se observaron dos tipos de fragmentos en los horizontes CHI-01C y CHI-01D del volcán La Cima (figura 5.2c-d), así como en el volcán Pelagatos, por lo cual las morfologías y las texturas de algunos fragmentos de cenizas finas (<1 mm) se analizaron a detalle con el microscopio electrónico de barrido en Guilbaud et al. (2009). Las muestras con texturas vítreas del volcán Xitle y La Cima (figura 4.1, tabla 4.3 y figura 5.2) son similares a los fragmentos de tipo *sideromelane* que representan la mayoría de los fragmentos del volcán Pelagatos en Guilbaud et al. (2009), y las muestras con alta proporción de

microcristales en la matriz serían similares a los clastos de *taquilita*, pero estos se encuentran en menor cantidad en las muestras del volcán Pelagatos. Es posible encontrar fragmentos con una distribución cristalina diferente en la misma explosión (figura 5.2d) porque se mezclan los fragmentos de roca proveniente de dos zonas distintas del conducto volcánico (Mc Phie et al., 1993; Vernon, 2004). Podría haber circulado un magma con una tasa de enfriamiento alta seguido de otro magma con una tasa de enfriamiento baja. Durante la explosión, probablemente los fragmentos de matriz con enfriamiento lento fueron físicamente desintegrados y luego incorporados en el ascenso del nuevo magma de tasa de enfriamiento rápido (Vernon, 2004).

Otra parte importante del estudio petrográfico es el análisis de las características texturales de los microlitos. En general, en cualquier de las muestras del volcán Xitle, Pelagatos y La Cima, las partes externas de los cristales con tono y textura distintos al centro pueden representar bordes con índices de desequilibrio. Estos bordes son poco comunes por los microlitos de plagioclasas, aparte por algunos microfenocristales de olivino y piroxeno (figura 5.2 b). Los microlitos de feldespatos son prismáticos y aciculares. Entonces, bajo el supuesto de que las tasas de nucleación son altas en los vidrios de la matriz, posiblemente la cristalización de los microlitos es el resultado de ascensos magmáticos rápidos junto a una desgasificación syn-eruptiva (Hammer y Rutherford, 2002; Salisbury et al., 2008; Guilbaud et al., 2009). Los microfenocristales de piroxenos y olivinos con índice de desequilibrio en los bordes podrían representar mayores tiempos de residencia en el magma (Swanson, 1977). Asimismo, podrían registrar una segunda fase de crecimiento cristalino, pero antes de la cristalización de los microlitos y tal vez contemporáneos a algunos de los fenocristales de olivino con inclusiones de fundido. Al contrario de los cristales de plagioclasas, los piroxenos y olivinos con bordes de desequilibrio son inestables en las condiciones superficiales.

Las diferencias texturales de las inclusiones de fundido también pueden representar los índices por distintas tasas de enfriamiento. Por ejemplo, en el caso del Xitle (Cervantes y Wallace, 2003a) se observó que los olivinos tienen inclusiones con morfología de esqueleto o de tipo dendríticas porque se están formando en condiciones de enfriamiento alto (Métrich et al., 2008). En contraposición, la difusión durante el enfriamiento lento permite al fundido

cristalizar parcialmente. Entonces, la formación de cristales en una inclusión totalmente cerrada representa un enfriamiento lento (Lowenstern, 1995). Dentro de la columna estratigráfica, por la variación significativa del porcentaje de las inclusiones de fundidos cerradas que contienen microcristales (observada en la sección 4.1), se puede deducir que en cualquiera de los volcanes estudiados, algunos horizontes representan unos eventos magmáticos con enfriamiento relativamente más rápido porque tienen una baja proporción de inclusiones cerradas con microcristales (ver: X30H, P27, CHI-01C).

Como fue encontrado previamente por Cervantes y Wallace (2003a) en el volcán Xitle, se observó para los tres volcanes que los microcristales son más comunes en las inclusiones de tipo reentrante y *hourglass* en comparación con las inclusiones totalmente cerradas. Por ejemplo, cuando la inclusión de fundido no está aislada, el fundido está en contacto con el magma exterior, el cual está sometido a la desgasificación durante su ascenso (Anderson, 1991; Lowenstern, 1995). Resulta que la inclusión de fundido tendrá mayor proporción de microcristales y eso se debe a que la cristalización dentro de la inclusión de fundido está controlada por la pérdida de los volátiles durante el ascenso magmático (Johnson et al., 2008; Métrich y Wallace, 2008). Este último fenómeno que puede explicar por qué en algunos horizontes las muestras con una mayor proporción de microcristales en las inclusiones coinciden también con las muestras con mayor proporción de inclusiones de tipo reentrante o *hourglass* (ver: X30I1, P50, CHI-01D).

Además, como cabe esperar, se nota que las inclusiones totalmente cerradas sin microcristales tienen contenidos detectables de CO₂ y/o con más de 1 wt% de H₂O (Tabla 4.1 y Tabla 4.3). Conjuntamente, de lo visto en la figura 4.10, se observan muchas capas con inclusiones de mayor contenido de H₂O disueltos y que correspondan a las capas con inclusiones cerradas y también son pobres en microlitos (ver: X30H, P27, CHI-01C). Se deduce entonces que estas muestras representan un enfriamiento rápido, pero que no se ven afectadas tanto por la pérdida de los volátiles durante el atrapamiento.

En general, las últimas etapas de una erupción estromboliana típica involucran un magma más desgasificado (Jaupart y Allegre, 1991). Esto concuerda con las observaciones de una

menor concentración de volátiles en las inclusiones de fundido de las últimas capas del Pelagatos pero no con el volcán Xitle (no se puede hablar de La Cima porque en este caso no tenemos la estratigrafía completa).

Al final de un ciclo eruptivo, el proceso de atrapamiento es incompleto para muchas inclusiones de fundido del volcán Xitle o Pelagatos y podría ser una consecuencia de la velocidad de ascenso fluctuante del magma durante la última fase de la construcción del cono (especialmente porque tiene un registro estratigráfico casi completo al contrario de La Cima). Asimismo, la presión de atrapamiento es generalmente más baja en las inclusiones encontradas en los horizontes estratigráficos superiores, esto sugiere que los magmas cristalizan más cerca de la superficie al final del ciclo eruptivo (consultar los resultados en la tabla 4.4).

5.2 Diferencias en las variaciones de contenidos volátiles y procesos de desgasificación

En este subcapítulo, se diferencian los tres volcanes mediante sus registros de contenido de volátiles totales y presiones de atrapamiento calculada, usando el modelo de Papale et al. (2006). El objetivo es deducir los mecanismos magmáticos y eruptivos que caracterizan cada cono.

Primero, se deben interpretar los contenidos de H_2O y CO_2 disueltos en el magma de los conos de Xitle, Pelagatos y La Cima y relacionarlos con diferentes modelos de desgasificación. Los resultados obtenidos, incluyendo las trayectorias ideales de desgasificación de H_2O y CO_2 (Papale et al., 2006), se presentan en la figura 5.3. Para el cálculo de desgasificación, se usó una concentración inicial de 1.79 wt% H_2O y 569 ppm CO_2 que corresponde a la inclusión cerrada y completamente vitrifica CHI01C-8 (figuras 5.3a, b).

De las 37 inclusiones analizadas en Cervantes y Wallace (2003a), se encontraron concentraciones bajas y variables de H_2O (entre 0.2 y 1.3 wt%) y solamente 2 inclusiones tenían contenido disuelto de CO_2 detectable (310 y 340 ppm). A partir de este trabajo se llegó a la conclusión de que los procesos de erupción en el Xitle eran superficiales, pero no se

pudo descartar la posibilidad de sesgo de muestreo. Sin embargo, en el presente trabajo, el cual cuenta con 39 análisis de inclusiones cerradas en varios sitios geográficos y horizontes estratigráficos, se encontró lo mismo: un rango de contenido de H₂O restringido (entre 0.04 y 2.37 wt%) con sólo 26 medidas de CO₂ (entre 77 y 462 ppm). Estos resultados son muy bajos en comparación con el volcán La Cima (figura 4.8 y 4.9) y confirman que los procesos magmáticos del Xitle sucedían a muy poca profundidad. De la misma manera, la presencia de pocas inclusiones con CO₂ cuantificable refleja procesos magmáticos donde la desgasificación es de poca profundidad. Usando el programa de Papale et al. (2006) sólo en 2 muestras se pudo calcular una presión de atrapamiento cerca de 100 MPa, similar a los resultados máximos de Cervantes y Wallace (2003a) (Tabla 4.4 y figura 5.3a).

Reyes-Luna (2012) encontró resultados similares para el volcán Pelagatos, lo que también sugiere que los procesos eruptivos sucedían a poca profundidad. Pero, en el caso de Pelagatos se encontró una inclusión perfecta (P45-8-2: cerrada y totalmente vítrea) que contiene 4.32 wt% H₂O y con CO₂ cuantificable (157 ppm). Aunque encontramos sólo una inclusión de este tipo en el horizonte P45, lo que deja pensar que algunas fases de la erupción del volcán Pelagatos estuvieron relacionadas con procesos más profundos.

De manera distinta, en el volcán La Cima, el CO₂ está presente en una gran cantidad (Tabla 4.8 y Tabla 4.9). Se analizaron 19 muestras con contenidos de agua cuantificable (entre 0.08 y 2.60 wt%) y de estos, 9 inclusiones cerradas tienen CO₂ cuantificable (entre 78 y 652 ppm) y hasta 752 ppm con una muestra de tipo *hourglass* (CHI01D-8). Por este motivo, se sugiere que la erupción del volcán La Cima está relacionada a procesos magmáticos de mayor profundidad (presiones calculadas de ~100 MPa para 5 muestras).

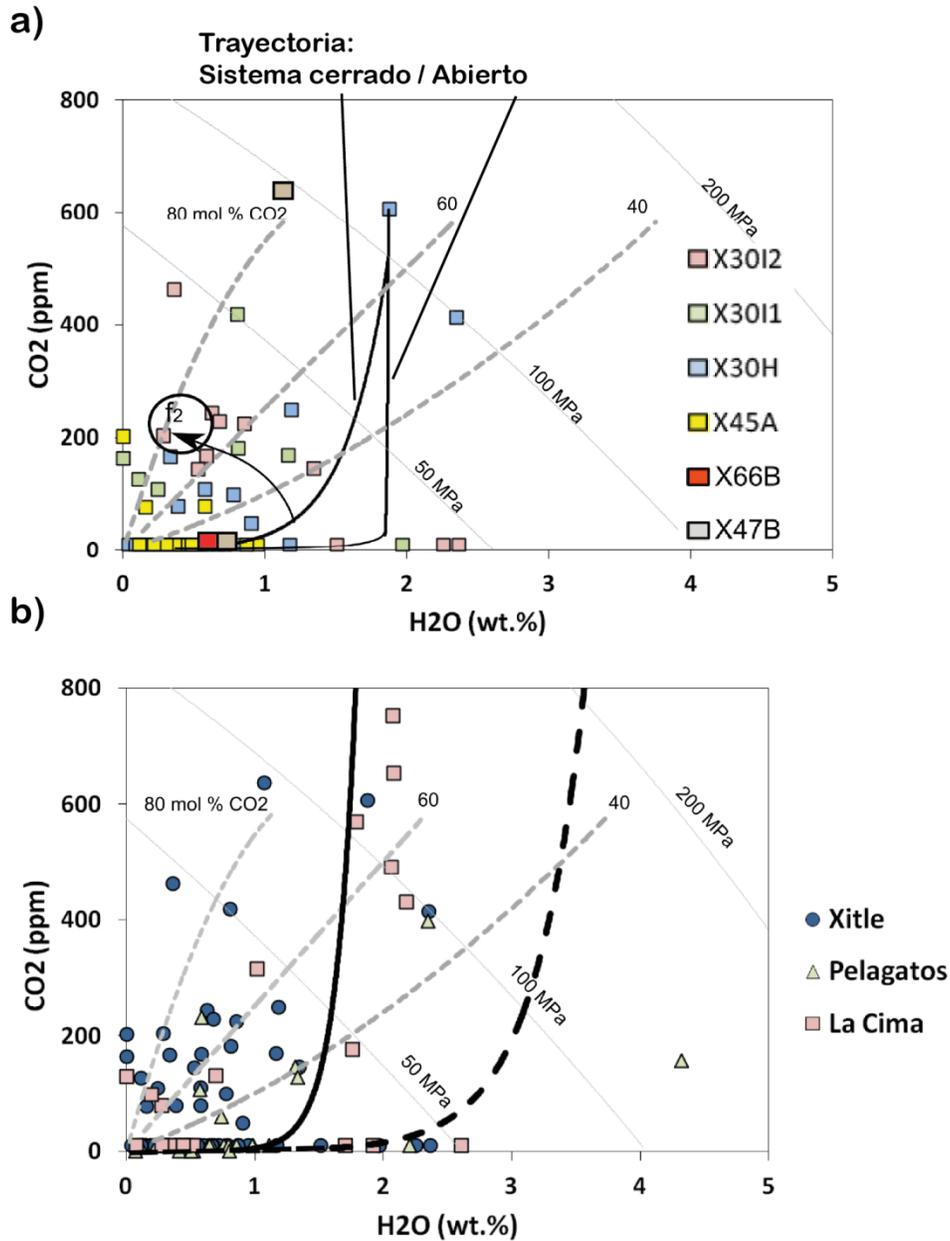


Figura 5.3: CO₂ vs H₂O de las inclusiones de fundido. Isobaras de saturación de vapor (gris) e isopleitas de la composición de vapor constante (líneas discontinuas grises) calculadas con Papale et al. (2006). a) Inclusiones de fundido de los diferentes horizontes analizados para el volcán Xitle. Las líneas oscuras indican los caminos de degasificación teóricos en un sistema cerrado y abierto usando una concentración inicial de 2.4 wt% H₂O y 413 ppm CO₂ (muestra X30-H-M-10). b) Inclusiones de fundido de los tres volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima. La línea oscura indica el camino de degasificación teórico de Xitle, Pelagatos y La Cima en un sistema cerrado y usando la concentración inicial de 1.79 wt% H₂O y 569 ppm CO₂ (muestra CHI01C-8). La línea discontinua representa el modelo para el camino de degasificación en un sistema cerrado por 45 mol% CO₂ con la suposición de tener un contenido de H₂O y CO₂ inicial de 3.6 wt % y 700 ppm de CO₂ respectivamente.

Los resultados de agua y dióxido de carbono de las inclusiones de fundidos obtenidos en este trabajo muestran intervalos amplios de presión de saturación. Las inclusiones del Xitle y la mayoría del Pelagatos reflejan una baja presión de saturación, y se encuentran del lado izquierdo de la línea teórica (figura 5.3). Sin embargo, en algunas muestras, la proporción de CO₂ es relativamente elevada por los bajos contenidos de H₂O. Para estos casos, hay diferentes explicaciones posibles, que van de la desgasificación en equilibrio de los fundidos antes de atraparse en los cristales, hasta los efectos de difusión de los volátiles después del atrapamiento (Danyushevsky, 2002b). Por ejemplo, Johnson et al. (2008) mencionan que la difusión en el olivino puede ser responsable de la pérdida de agua molecular. Unas de las consecuencias de la pérdida de agua sería la formación de una burbuja y cristales en la inclusión. En este estudio, muchas inclusiones con contenido de CO₂ y bajos contenidos de agua (< 1 wt % H₂O) son cerradas, vítreas y no tienen estrictamente burbujas de vapor. Por lo tanto, otro proceso debe afectar el contenido de agua o de CO₂.

La percolación de flujos ricos en CO₂ puede afectar el equilibrio del sistema magmático y consecuentemente la cantidad de agua y CO₂ (Johnson et al., 2008; Blundy et al., 2010; Johnson et al., 2010). Estos flujos podrían provenir de la desgasificación de un magma más primitivo con alto contenido en CO₂ a mayor profundidad. Este efecto, que se llama gas «*fluxing*» o flujo de gas (Blundy et al., 2010) inicia con la ascensión de estos gases ricos en CO₂ de mayor profundidad, los cuales se infiltran en el sistema de conductos volcánicos de menor profundidad (Collins et al, 2009). Seguidamente, los flujos de gases enriquecen los fundidos en CO₂, forzando la pérdida de agua y produciendo óptimamente cristalización de olivino (Métrich y Wallace, 2008; Blundy et al., 2010). Este fenómeno requiere que las concentraciones iniciales de CO₂ en estos magma primitivos sean mayores a 700 ppm (Wallace, 2005). Estos valores son posibles porque los magmas máficos primarios pueden tener inicialmente mayores contenidos de CO₂ (Gerlach et al., 2002; Fischer y Marty, 2005; Wallace, 2005).

Utilizando el modelo de Papale et al. (2006) se ha propuesto calcular el camino de desgasificación teórico en un sistema cerrado para la mayoría de las inclusiones en equilibrio y para un promedio de 45 mol% CO₂. Usando esta fracción molar, se inicia la desgasificación

con los valores iniciales de H₂O y CO₂ a 3.6 wt % y 700 ppm respectivamente (figura 5.3b: Wallace, 2005). Sin embargo, el camino de desgasificación no hace un buen seguimiento de todos los datos. Tampoco concuerda con las observaciones de Wallace (2005) sobre los valores de CO₂ en las inclusiones de fundido cuando se trata del contexto de los basaltos de arco. El modelo de flujo de gases es difícil de validar, porque la mayoría de las inclusiones no atrapó los fundidos con sus contenidos de CO₂ iniciales y esto es porque la solubilidad del CO₂ es baja en el fundido silicatado y se pierde más rápido por exsolución de vapor durante la ascensión del magma (Saal et al., 2002; Wallace, 2003; Wallace, 2005). Además, uno tiene que recordar que todo los contenidos de CO₂ medidos son mínimos porque se supone que el magma está saturado (Roberge, 2005).

Siguiendo con la interpretación de las muestras de relativamente bajo H₂O vs alto CO₂ de los volcanes Xitle y Pelagatos, una posibilidad alternativa es la ocurrencia de una mezcla de magma. Como se propone para la erupción de 6,300 años AP del volcán Satsuma-Iwojima y sobre condiciones isobáricas, la adición de burbujas ricas en CO₂ en el fundido puede cambiar la composición de los volátiles para unas composiciones de CO₂-rico y H₂O-pobre (Saito et al., 2001a; Saito et al. en De Vivo et al., 2003). Es posible seguir una curva isobárica de saturación del gas (como “f2” en la figura 5.3a) y el nuevo ingreso de burbujas ricas en CO₂ ocurre porque llega un segundo magma máfico rico en CO₂ disuelto, el cual se mezcla con el primer magma. Sin considerar el modelo de cámara magmática de composición bimodal de Saito et al. (2001a), es posible una nueva inyección de magma en el conducto volcánico con el primer magma y luego cambia el régimen de desgasificación por algunas muestras.

También, la interpretación depende de la tendencia de los datos en los gráficas de CO₂ vs H₂O (fig. 5.3a, b). Al analizar cada horizonte del Xitle y del Pelagatos se observa que muchas muestras siguen las isobaras parecidas a “f2” en la figura 1 de Blundy et al. (2010), donde se presenta desgasificación con el ascenso del magma y el efecto adicional de flujo de gas. Pero asimismo, se observa que muchas muestras del Xitle y del Pelagatos siguen las isopleitas sin ningún enriquecimiento de CO₂. Eso refleja una desgasificación normal con la disminución de la presión donde ocurre la pérdida de una buena cantidad de H₂O en

conjunto con una disipación importante de CO₂. Por su parte, pocas muestras de bajo contenido de CO₂ en La Cima siguen alguna isopleita, a excepción de la isopleita de 60 mol % CO₂ (figura 5.3 b). Luego, los datos de La Cima parecen seguir la evolución del camino propuesto de desgasificación en equilibrio en un sistema cerrado, aunque seguramente registrarán una desgasificación a mayor presión. Claramente, La Cima no muestra evidencia del efecto de flujo de gas.

Finalmente, en la figura 5.3b se nota la presencia de algunas muestras con alto contenido de volátiles para el Pelagatos. Eso incluye pocas muestras del lado derecho de la línea teórica de desgasificación en sistema cerrado y una sola muestra de concentración mayor a 4 wt% de H₂O. Por esta razón, existe la posibilidad de un diferente camino de desgasificación para este volcán (figura 5.3 b). Tomando en cuenta la última hipótesis y comparando con un camino en equilibrio para 45 mol% CO₂, el magma primario de Pelagatos tendría un contenido de CO₂ similar a algunas muestras de La Cima (mayor a 700 ppm) y también el contenido de H₂O podría ser mayor a 3.6 wt%.

5.3 Estilos de erupción

En esta sección el objetivo es definir el estilo eruptivo de los conos Xitle y Pelagatos. Luego, se pueden discutir los criterios para modelar sus columnas eruptivas con la suposición de que tendrían fases eruptivas estrombolianas fuertes. La hipótesis de fases eruptivas estrombolianas fuertes es conveniente cuando se da cuenta de los índices de variaciones en la dinámica eruptiva (incorporación de fragmentos de magma con diferente tasa de enfriamiento, variación de la velocidad de ascenso del magma). También, así como estuvo descrito en el trabajo de Pioli et al. (2008) sobre la erupción histórica del volcán Parícutín, la actividad eruptiva del volcán Xitle y Pelagatos podría haber sido muy variable y difícil de clasificar entre un estilo estromboliano efusivo o más explosivo. En este caso, es conveniente comparar las tasas de efusiones y las tasas de descarga eruptivas con otros conos de escoria en el mundo (Pioli et al., 2009). Con los trabajos de Cervantes and Molinero, (1995), Delgado et al., (1998) y Guilbaud et al., (2009), se estimaron las masas de lavas y de tefra emitidas por el volcán Xitle y Pelagatos. Estos datos fueron necesarios para calcular las

diferentes tasas eruptivas, pero no había suficiente información sobre los depósitos del volcán La Cima para reproducir la misma metodología.

El típico cono monogénico de escoria es el resultado de un estilo eruptivo estromboliano marcado por una serie de explosiones discretas, en algunos casos con eventos explosivos violentos y se puede acompañar por la emisión de grandes flujos de lava (Hasenaka y Carmichael, 1985; Sparks et al., 1997; Pioli et al., 2008). Las erupciones estrombolianas son generadas por la exsolución de gas a bajas profundidades dentro del magma. Es el caso de varios conos monogénicos basálticos del CVC (Luhr, 2001; Cervantes y Wallace, 2003b; Métrich y Wallace, 2008), incluyendo los tres volcanes estudiados en este trabajo (Xitle, Pelagatos y La Cima). Este proceso de exsolución de gas a bajas profundidades se refleja en los contenidos generalmente bajos de H₂O y CO₂ en las inclusiones de fundido (ver capítulos anteriores).

La explosión estromboliana típica ocurre cuando la coalescencia de las burbujas de gas durante el ascenso del magma hacia la superficie genera la formación de grandes burbujas que fragmentan el magma y expulsan las partículas incandescentes poco fragmentadas alrededor del cráter (Sparks et al., 1997). Las columnas eruptivas son de menor altura que las erupciones plinianas y vulcanianas. Sin embargo, la columna de la erupción estromboliana puede llegar a medir varios kilómetros de altura y la distribución balística de sus piroclastos puede cubrir hasta un radio de pocos kilómetros alrededor del conducto principal (Sparks et al., 1997).

Como Pioli et al. (2009), se compilaron los datos de las tasas de efusión y los diferentes índices de tasas eruptivas, para entender mejor la dinámica eruptiva del estilo eruptivo estromboliano típico y estrictamente con la selección de conos de escoria (5.4a-b). Este trabajo incluyó muchos conos de escoria sobre los flancos del volcán Etna en Italia entre 1971 y 2002 y también del Parícutín en México entre 1943 y 1952 (Krauskopf and Williams, 1946; Krauskopf, 1948; Segerstrom, 1950; Fries, 1953; Booth y Walker, 1973; Walker, 1973c; Behncke y Neri, 2003; Andronico et al., 2006).

También a la manera de Pioli et al. (2009), se incluyeron volcanes donde existen evidencias de fuertes y a veces violentas erupciones (Sparks et al., 1997; Houghton y Gonnerman, 2008). En este caso, los depósitos pueden tener una mayor proporción de material eyectado de grano y ceniza fina y cubrir largas distancias. Este tipo de actividad volcánica se pudo definir en el volcán Stromboli cuando se observaron tasas eruptivas más altas con mayores duraciones o cuando se acompañó con caídas de cenizas más importantes (Bertagnini et al., 1991; Tadeucci et al., 2004; Métrich et al., 2001; Andronico et al., 2008). Por esta razón, se incluyó en la figura 5.4a-b el cono de escoria del Cerro Negro en Nicaragua, el cual entre 1850 y 1995 había mostrado muchas veces una actividad estromboliana típica aunque también se le conocieron algunas erupciones de tipo pliniana (Hill et al., 1998; Constantini et al., 2010).

El tipo de actividad volcánica estromboliana fuerte permite plantear la existencia de ascenso magmático rápido para los volcanes Xitle y Pelagatos. La presencia de estas fases violentas y el ascenso rápido relacionado son importantes porque los modelos de columna eruptiva desarrollados por Sparks (1986), Sparks et al. (1997) o el más reciente de Mastin (2007), fueron diseñados para las erupciones de magma con ascensos rápidos.

Seguidamente, la premisa de estos modelos es de considerar que el gas y el magma suben a la misma velocidad (Mastin y Ghiorso, 2000). La naturaleza del modelo de erupciones de estilo estromboliano presenta segregación del gas y coalescencia de las burbujas durante el ascenso del magma. El proceso es adecuado para describir el mecanismo de muchas erupciones basálticas. Por ejemplo, el gas sube con burbujas de diámetros mayores a 1 cm y con tasas de ascenso de menos de 2 hasta 10 m/s (Parfitt y Wilson, 1995; Mastin y Ghiorso, 2000). Con estas condiciones, el comportamiento de las erupciones basálticas generalmente cambia de *fountaining* a estromboliana o efusiva (Mastin y Ghiorso, 2000). Sólo en erupciones más fuertes y con tasas mayores de ascenso de magma, se podría asumir que el gas se mueve con el magma como un flujo homogéneo. Es posible encontrar estas condiciones en el estilo de erupción estromboliana fuerte. En estos casos, el volcán puede emitir columnas eruptivas asociadas a depósitos de tefra distales.

Existen suficientes pruebas en los depósitos del Xitle que apoyan la presencia de explosiones más fuertes y esto sugeriría la emisión de un volumen importante de caída de ceniza : 1) la distribución elíptica y de gran cantidad de tefra afectadas por el viento (Cervantes y Molinero, 1995; Delgado-Granados et al., 1998), 2) la buena clasificación de granulometría en una sola secuencia (Cervantes y Molinero, 1995), y 3) el espesor constante en la cobertura de la pendiente que es de menos de 25° a 30° (Martín del Pozzo, 1982; Cervantes y Molinero, 1995; Delgado-Granados et al., 1998). De esto se deduce la velocidad supersónica de salida de los gases y piroclastos durante la formación de una alta columna eruptiva.

Aun sin la preservación de depósitos distales de ceniza (Guilbaud et al., 2009), el episodio eruptivo explosivo del Pelagatos puede ser considerado como de tipo estromboliano fuerte, con velocidades de ascenso del magma muy altas, debido a la presencia de bombas con largos tiempos de vuelo, así como de grandes clastos angulares expulsados a >1km de altura. Es de mencionarse que también se nota la estratificación normal en la parte superior, desde capas de escoria en el cono y de lapilli lateralmente discontinuos (Guilbaud et al., 2009; Agustín-Flores et al., 2011).

Con los últimos supuestos, se pudo utilizar los modelos de columna eruptiva para calcular el flujo de masa inicial M (kg/s) saliendo directamente del conducto del volcán Xitle y Pelagatos (anexo I, anexo II). Se utilizaron los datos de flujo de masa inicial para calcular la relación de la masa de tefra sobre la masa total de producto eruptivo vs la tasa de efusión (ver anexo III). También, la tasa de efusión se conoce como el índice MER efusivo (*Mass Eruption Rate* por sus siglas en inglés) lo cual se calculó como un promedio anual efusivo en kg/s (figura 5.4a). Se utilizaron como comparación los datos de Pioli et al. (2009) en la figura 5.4a.

Para el caso de Xitle y Pelagatos, no se observaron las erupciones y los depósitos están afectados por la erosión. Entonces, las masas de tefra y de lava estimadas tienen diferentes tipos de incertidumbres, las cuales no se determinaron por Cervantes y Molinero (1995),

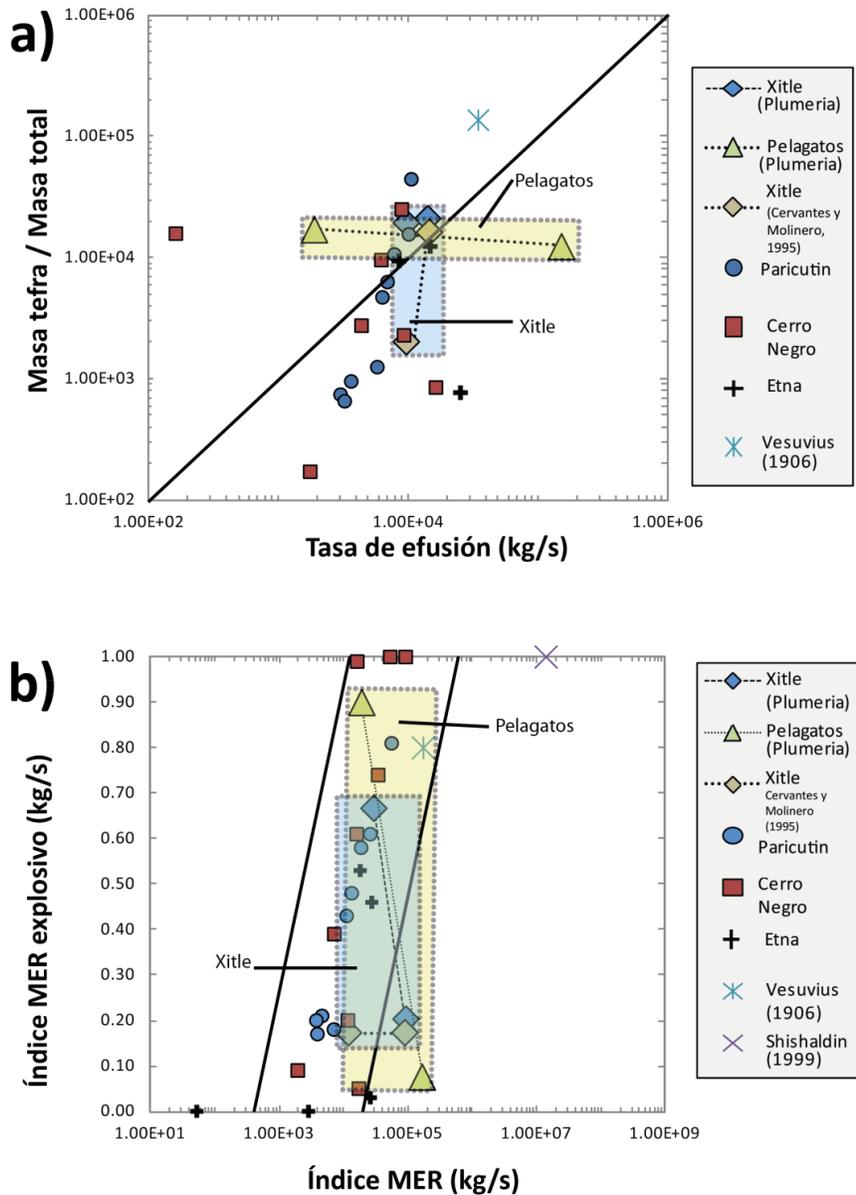


Figura 5.4: Estilo de erupción con parámetros físicos. En a) se usa la fracción de masa de tefra relativamente a la masa total de producto eruptivo vs la tasa de efusión. La mayoría de las erupciones estrombolianas se encuentran en el campo definido por las diagonales (líneas negras completas). Se encuentran las erupciones efusivas del Vesubio de 1906 (Arrighi et al., 1999) y pliniana como la de Shishaldin en Alaska en 1999 (Stelling et al., 2002). Los datos de Xitle y Pelagatos se calcularon con tiempos mínimos y máximos hipotéticos (anexo I, II, III) usando valores con flujos de masa del Programa *Plumeria*. Los cálculos usan los datos de volumen publicados por Cervantes y Molinero (1995) y Guilbaud et al. (2009). Se comparan conos con erupciones estrombolianas típicas en b) con el índice MER explosivo (*Explosive Mass Eruption Rate*) o tasa de descarga explosiva (kg/s) vs el índice MER (o tasa de descarga total cual se calcula usando el volumen anual de lava y de tefra emitida incluyendo el volumen del cono. La tasa de efusión (o el índice MER efusivo) se calcula con el volumen anual de lava con los datos de Pioli et al. (2008). Las cajas de diferentes colores representan los posibles valores.

Delgado-Granados et al. (1998) y Guilbaud et al. (2009). Estas incertidumbres dependen principalmente de la duración estimada de las fases explosivas o efusivas mínima o máxima en el anexo II (figura 5.4). Entonces, la diagonal en la gráfica de la figura 5.4a divide el análisis en dos posibilidades, en donde se encuentra: 1) una tasa de erupción efusiva mínima vs la razón máxima de masa tefra/masa total, y 2) con el caso inverso, una tasa de erupción efusiva máxima vs la razón mínima de masa tefra/masa total. De acuerdo a que existen cuatro posibles escenarios en total, podemos construir un rectángulo de opciones en donde hay también 3) una tasa de erupción efusiva mínima vs la razón mínima de masa tefra/masa total, y 4) con el caso inverso, una tasa de erupción efusiva máxima vs la razón máxima de masa tefra/masa total.

La misma lógica se usa en la figura 5.4b. En este gráfico está representada la tasa de descarga explosiva mínima o máxima (o el índice MER explosivo) vs la tasa de descarga total mínima o máxima (o el índice MER lo cual representa el promedio anual incluyendo juntos los volúmenes de tefra y de lavas).

Los rangos de valores en las figuras 5.4 sugieren resultados similares a la mayoría de las erupciones estrombolianas en Pioli et al. (2009). En general, se sabe que con los modelos establecidos de Walker (1973a) y Pyle (1989), las erupciones de tipo estromboliano presentan características de fases eruptivas con tasas de descarga total de 10^3 - 10^4 kg/s y los resultados hipotéticos de Xitle y Pelagatos cubren este rango (figura 5.4b y 5.5). Así mismo, mediante el cálculo de los parámetros de dispersión y el índice de fragmentación de los depósitos de tefra, Walker (1973a) y Cervantes y Molinero (1995) determinaron el estilo eruptivo del volcán Xitle como estromboliano. Con la metodología de clasificación presente en esta sección, la erupción del volcán Xitle y Pelagatos entra en la misma categoría. También, con las incertidumbres recién mencionadas (figura 5.4), el carácter explosivo fuerte podría haber sido predominante en algunas fases eruptivas. Finalmente, la dinámica de las erupciones del Xitle y Pelagatos podrían ser consideradas similares, pero si las comparamos con el Parícutín con masa eruptiva conocida de $3.8 \cdot 10^{12}$ kg, el Xitle y el Pelagatos tuvieron, posiblemente una fase explosiva de menor duración (Pioli et al., 2009).

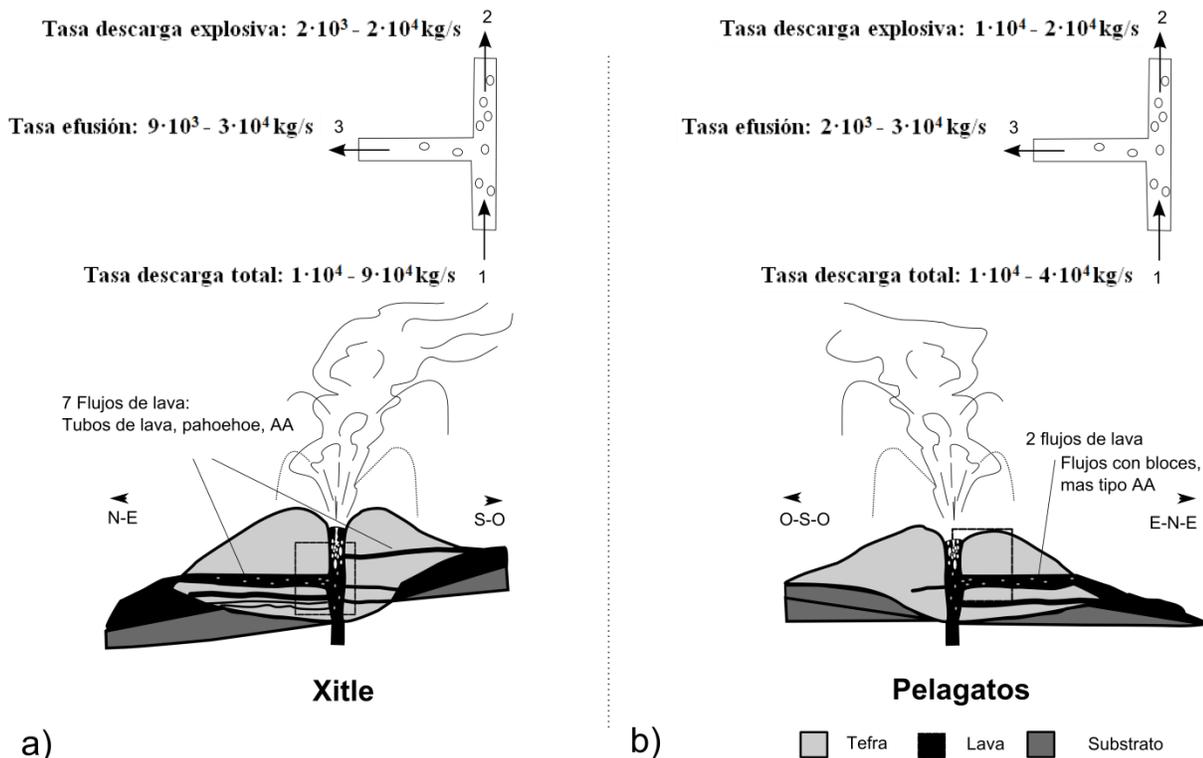


Figura 5.5: Modelos de erupción. a) Xitle y b) Pelagatos. Las imágenes corresponden al modelo propuesto por Pioli et al. (2009) adaptado para cada uno de los conos. Los datos son calculados con base en los cálculos de duración de erupción hipotética (anexo III, anexo IV), con tasa de emisión y parámetros físicos que corresponden a los resultados del modelo de *Conflow* y *Plumeria* (Mastin, 2007). Los datos insuficientes de los depósitos de La Cima producen mucha incertidumbre y no se incluyen.

5.4 Modelos de la erupción y mecanismos de desgasificación

El objetivo de esta sección es modelar la altura de las columnas eruptivas de los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima y estimar el flujo de masa saliente durante la fase explosiva (Figura 5.6). Primero, es importante introducir los programas *Conflow* y *Plumeria* que se usaron y, luego, mencionar los varios parámetros que controlan el comportamiento del magma. Los parámetros a estimar para estos programas son la fracción de masa del agua (%), la geometría del conducto volcánico, la velocidad de salida de la columna eruptiva y unos parámetros atmosféricos (temperatura, humedad relativa, etc.). Varios de estos parámetros se pueden deducir del estudio de los depósitos, así como del análisis de inclusiones de fundido. Con los resultados de altura y flujos de masa, se requiere una discusión crítica sobre la metodología y el uso de los programas utilizados.

Conflow y *Plumeria* toman en cuenta los parámetros principales de las erupciones estudiadas: temperatura, densidad, viscosidad, presión y contenido en volátiles (Mastin y Ghiorso, 2000; Mastin, 2007). Cada uno de estos programas realiza lo siguiente:

CONFLOW: Es un programa que funciona para Windows 95/98/NT/XP, con base en un modelo numérico desarrollado por Larry G. Mastin y Mark S. Ghiorso (2000), en los laboratorios del Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (United States Geological Survey, o USGS). Éste calcula las propiedades de flujo como la presión y vesicularidad, entre otros 35 parámetros. Las variables cambian en función de la posición en el conducto vertical del volcán durante una erupción. El modelo idealiza una mezcla de magma y de gas como una sola fase, bajo el supuesto de que tiene condiciones de equilibrio con la atmósfera a la salida del conducto, así mismo calcula la cantidad de exsolución de gas. (<http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/Publications/OFR00-209/framework.html>).

PLUMERIA: Es un programa que funciona para Windows 95/98/NT/XP y opera con base en un modelo numérico desarrollado por Larry Mastin, LG, (2007) en los laboratorios de la USGS. Éste usa una versión con código abierto de tipo «fortran». Es un modelo numérico de plumas volcánicas homogéneas unidimensional considerando un estado termodinámico estable. El programa calcula y grafica los perfiles de velocidad de ascenso, la densidad de la pluma, el radio, la temperatura y otros parámetros en función de la altura. El modelo considera los efectos de la condensación del agua y la formación de hielo, así como el efecto de agua añadida a la pluma desde la salida hasta la atmosfera. (<http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/Publications/G3Plumeria/framework.html>)

El primer paso de la metodología es utilizar el programa *Conflow*, el cual integra datos que nos permiten restringir las condiciones iniciales del magma (composición química, contenido en volátiles y presión). Por ello se eligieron las características de una inclusión reentrante sin burbujas para el nivel superficial. También, se tuvo que seleccionar un contenido en volátiles más representativo del magma antes que se separe el gas. En consecuencia, se eligió una inclusión cerrada con la mayor cantidad de H₂O (X30I2_7e para el Xitle y P45-8-2 para el Pelagatos) porque se supone que representa mejor el magma antes de la desgasificación. El CO₂ y otros gases se excluyen del modelo (hipótesis número 7 del modelo de Mastin y Ghiorso, 2000).

El primer parámetro integrado en el programa *Conflow* sería el *weight percent water* que se refiere al porcentaje de agua en la mezcla total, antes de la separación del gas (fundido +

gas + cristal), y no el agua disuelta en el fundido solo. Los valores para el Xitle, Pelagatos y La Cima son 1.11, 1.61 y 1.64 wt% en la mezcla, respectivamente.

Para el cálculo de estos valores, se utilizó la ecuación de Ghiorso y Sack (1995), pero en este caso se desarrolló una ecuación para una mezcla policristalina que depende del tipo de cristales, de la fracción de volumen estimado y de los valores de densidad originales del fundido (Xitle y Pelagatos tienen 2,551 y 2,520 kg/m³, respectivamente). Posteriormente el programa *Conflow* calcula la fracción de masa del gas (%) en el sistema total de la mezcla (fundido + gas + cristal) que corresponde a un flujo homogéneo en este modelo. Este valor corresponde a la cantidad de gases en la masa fundida antes de que la mezcla del flujo salga a la superficie. Se calcula automáticamente y se cuenta dentro del rango de parámetros termodinámicos. El Xitle, Pelagatos y La Cima tienen una fracción de masa del gas similar entre 0.08 y 0.11 %.

Los parámetros de entrada para las propiedades de los conductos también se estiman con base a diferentes observaciones (ver anexo I). Por ejemplo, el diámetro de la boca eruptiva durante la erupción del Parícutín ha sido estimada entre 7 y 8 metros (Luhr, 2001; Pioli et al., 2009). Por otro lado, los estudios sobre los edificios monogenéticos reportan diámetros de conducto entre 4 y 12 metros a una profundidad de 50 m (Keating et al., 2008). La temperatura de equilibrio en el conducto esta obtenido mediante el mismo programa *Conflow*. Una temperatura máxima aceptable para el magma antes de salir del conducto se obtiene por la estimación de la temperatura de las inclusiones de fundido sugerida por la técnica de Sugawara (2000). Se usan las composiciones de Cervantes y Wallace (2003a; Xitle) y Reyes-Luna (2012; del Pelagatos) para el cálculo de la temperatura del fundido atrapado.

El segundo paso de la metodología es integrar los resultados de fracción de masa del gas en el programa *Plumeria*. Cada parámetro del modelo obtenido de *Plumeria* se explica en el anexo III y su cálculo está referenciado en el trabajo de Mastin (2007). Básicamente, este programa calcula la altura de la columna con una serie de derivaciones y cálculos empíricos donde la mayor influencia es el flujo de masa en kg/s (Mastin, 2007). El flujo de masa de magma y gas están directamente considerados en función de la altura de la pluma por un

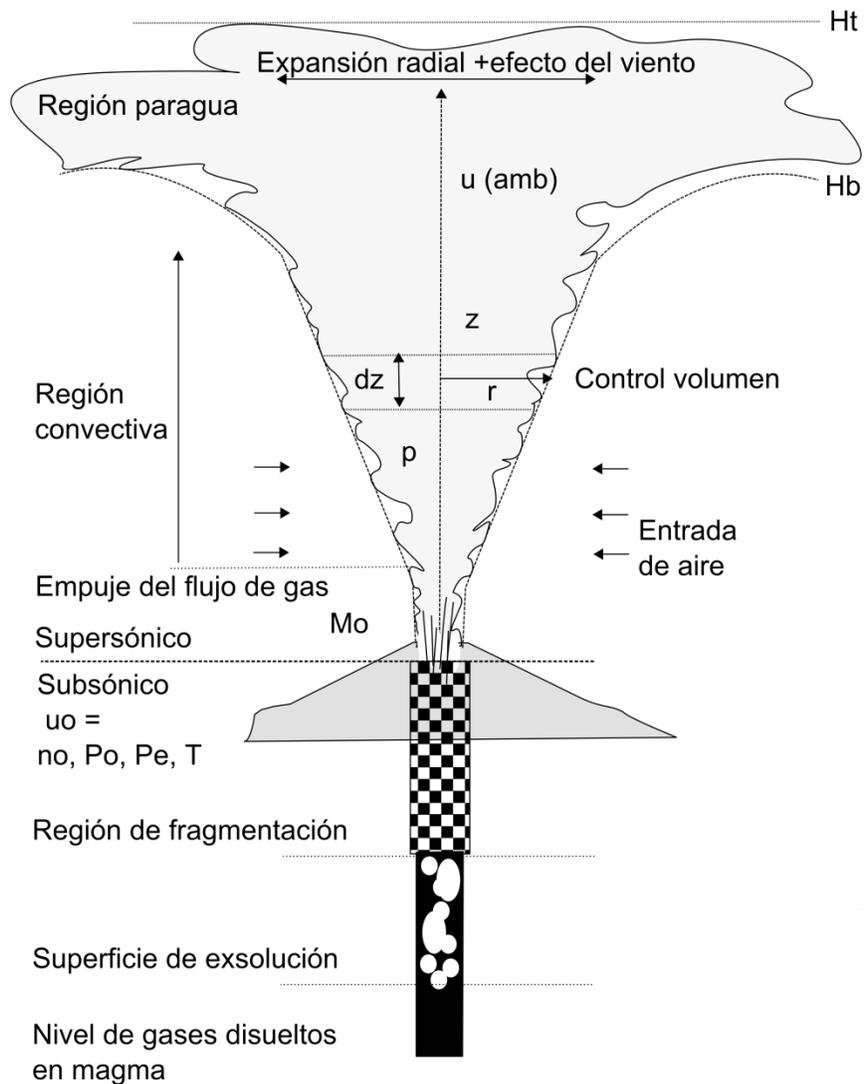


Figura 5.6: Modelo combinado de Conflow y Plumeria. Representación del sistema de conducto de una erupción explosiva (figura 1.9; Sparks et al., 1997) y de la columna eruptiva con sus diferentes regiones (figura 4.2 b; Sparks et al., 1997 y figura 2 de Mastin et al., 2007). Cuando el magma asciende en el conducto, los volátiles salen del magma y forman burbujas que explotan y fragmentan el material. La velocidad del sonido (u_c) de la mezcla en 2 fases (gas y sólido) dependen de la presión (P_o), de la temperatura (T) y de la fracción de masa del agua (n_o) en el conducto a la salida del material. El flujo de masa (M_o), inicialmente, es más importante para una fracción de masa más pequeña de los gases, empero la velocidad de flujo aumenta con la fracción de masa de los volátiles porque su densidad es más baja. Posteriormente, en la región de empuje de gas, sale la mezcla de material representada por la columna eruptiva, la cual tiene la velocidad inicial de ascenso (u_o). Con la entrada del aire y cambios internos de la columna eruptiva (densidad « ρ », temperatura, flujo de masa, velocidad, etc.), se expande la columna eruptiva con el incremento de la altura (dz) y se ve afectada con la entrada turbulenta de aire y corrientes de convección hasta la altura límite de la región de convección (H_b). La columna eruptiva se reequilibra al final con la densidad y se mueve por las corrientes de aire a la altura máxima (H_t).

cálculo empírico que se ajusta mejor a las observaciones recopiladas, tanto de la altura de la pluma y la tasa de erupción (Sparks et al., 1997). La masa está directamente relacionada con el volumen del material para una densidad determinada de roca equivalente (DRE) de 2,600 kg/m³. El volumen de material se ve afectado por el parámetro geométrico del conducto y por la velocidad. Si se cambia el diámetro del conducto mientras que la velocidad se mantiene, con temperatura y contenido de gas constante, resultará al final que la velocidad de flujo masivo varía (Mastin, 2007).

Otro parámetro primario es la velocidad de salida de la columna eruptiva utilizada en el programa *Plumeria*. Es difícil de estimar porque las erupciones no están directamente monitoreadas. Por la misma razón, es difícil estimar la velocidad inicial del magma ascendente (m/s) en el conducto, la cual está integrada con el programa *Conflow*, pero tiene poca influencia sobre los resultados en los cálculos (Larry Mastin, comunicación personal, 2012). El modelo realiza una serie de corridas en el conducto con esta velocidad, ajustándose hasta que las condiciones de salida coincidan con la presión atmosférica de 0.1013 MPa en el borde de la boca eruptiva con una serie de iteraciones (alcanzando una velocidad de salida igual a la del sonido cuando se logra la descompresión). A pesar de esto, la mejor estimación de la velocidad sería la velocidad en el conducto de Sparks et al. (1997), basada en la suposición de un sistema de dos fases, magma-gas de Woods y Bower (1995), que representan la velocidad a la cual el material se descarga del conducto. El autor especifica velocidades típicas calculadas que pueden ser del orden de 50-150 m/s, dependiendo de la presión original y la fracción de masa de volátiles en las mezclas (Sparks et al., 1997).

La mayor parte de los parámetros atmosféricos, tales como temperatura del aire en el conducto (°C) y humedad relativa, se tomaron de Cervantes y Molinero (1995). Otros parámetros como el grosor y la elevación de la tropopausa se estimaron usando datos de NOAA (2012) que corresponden a la latitud de México. Se consideraron condiciones climáticas actuales similares para el Xitle, el Pelagatos y La Cima, sin embargo, la elevación

del conducto es el parámetro más variable en esta área de estudio, debido que sería capaz de afectar la altura de la columna eruptiva.

Al final, la altura de las columnas de erupción estimadas por el modelo *Plumeria* son muy similares para los tres volcanes, y también coinciden con registros de la erupción del Parícutín (~6 km). Se espera que la altura de la columna con la ecuación de Sparks et al. (1997) sea más baja. Para un mismo flujo de masa (kg/s), todos los resultados de altura realizados por el *Plumeria* exceden el valor, esto se puede explicar por un efecto de la humedad atmosférica. Mastin (2007) estimó que la altura de las columnas eruptivas de las pequeñas erupciones de 1-2 km están sobreestimadas porque el modelo se basó en las columnas eruptivas de erupciones grandes, así como se sobreestima el flujo de masa.

Los resultados son muy similares en los tres modelos: Xitle, Pelagatos y La Cima (figura 5.7a), y con lo mencionado anteriormente en la sección 5.3, estos concuerdan con observaciones hechas durante actividades de tipo estromboliano fuerte (Sparks et al., 1997; Métrich et al., 2001; Tadeucci et al., 2004; Houghton y Gonnermann, 2008). Datos sobre la dirección de los vientos en función de la altura en el valle de México muestran que los vientos predominantes provienen del Norte (figura 5.7b), a su vez, datos preliminares de la distribución de la ceniza en el Xitle (Guilbaud, comunicación personal, 2012) tienen una tendencia SO de la dispersión al sur entre el Xitle y el Ajusco lo que puede correlacionarse con los vientos de mayo a diciembre por debajo de los 5,500 m.s.n.m. o los vientos de junio a septiembre para los niveles cercanos a 10,000 m.s.n.m. (Cervantes y Molinero, 1995). Aunque los resultados son cercanos a la realidad por las erupciones estrombolianas fuertes, se encuentra un limitante para el uso del *Plumeria*. Esto es debido a que durante las erupciones estrombolianas, las explosiones son discontinuas con intervalos desde horas hasta varios días. Por otro lado, los depósitos son estratificados, lo que implica repetición de explosiones separadas en el tiempo. Es algo que no se pudo observar, pero la única manera de aproximar las observaciones con el modelo del *Plumeria* es considerar cada estratificación como el resultado de explosiones continuas y sin pausas en el tiempo. Es así que se podría suponer la construcción de los modelos con flujos continuos desde el origen de las columnas eruptivas.

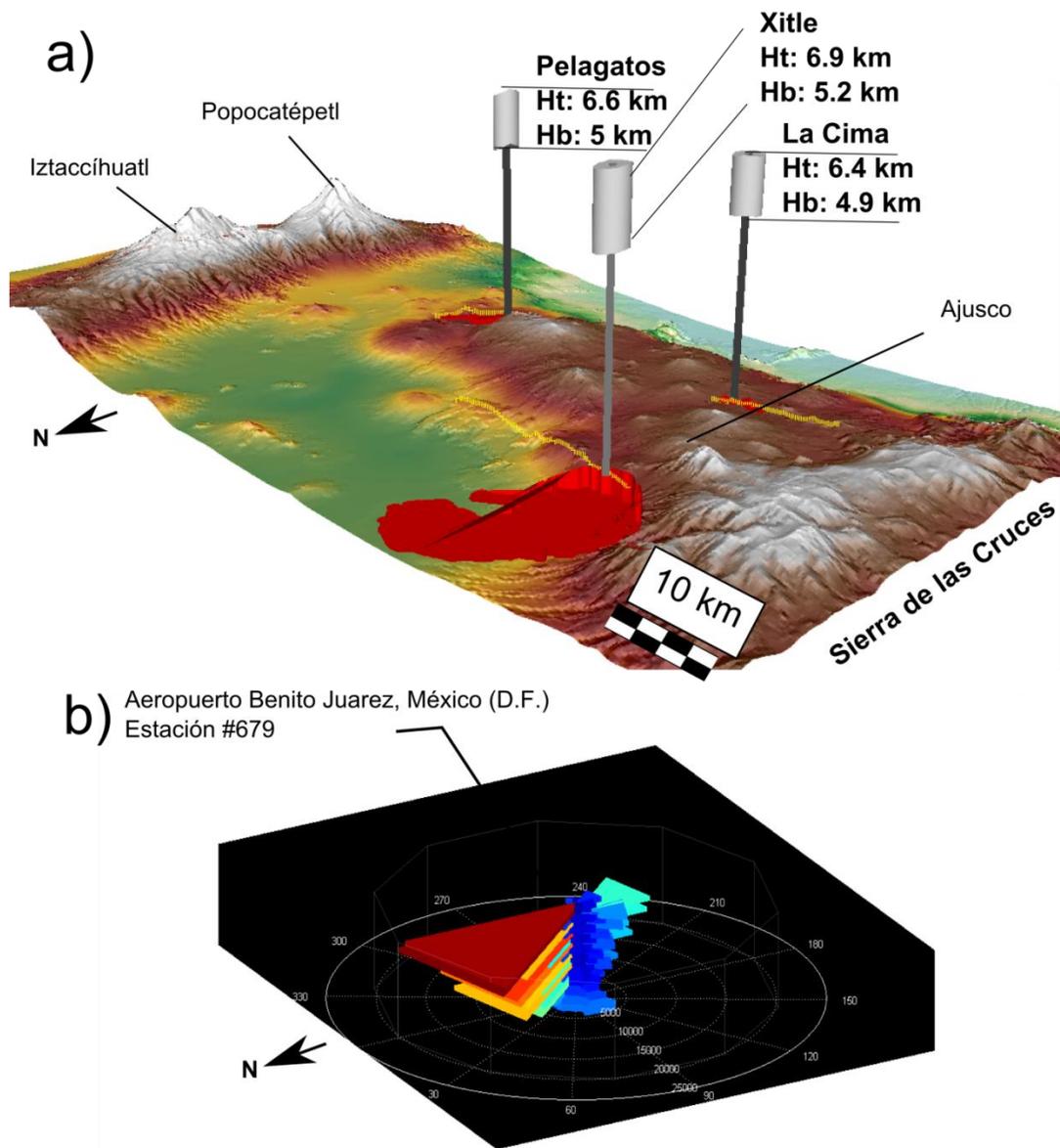


Figura 5.7: Columnas eruptivas. a) Se observa la altura máxima de las columnas eruptivas (Ht) y el nivel máximo de convección en kilómetros (Hb) para el Xitle, Pelagatos y La Cima sin contar el efecto del viento. Los flujos de lava asociadas están en rojo. El mapa está compuesto del modelo de elevación digital con gradiente de color para la altura (INEGI, 2011) y el efecto de sombra. Los datos están combinados en la ventana del programa ArcScene 9.2 (ESRI, 2012). b) Datos de comportamiento del viento en función de la altura (2,500 – 12, 000 m.) para la estación del aeropuerto internacional de la Ciudad de México (NOAA, 2012). El diagrama muestra la frecuencia relativa en función de la dirección de los vientos y en función de la altura cada 36° y muestra un patrón de vientos provenientes del N. Son 893147 datos diarios y representan los años 1948 hasta 2010. La estación automática del Servicio Meteorológico Nacional más próxima a los tres volcanes es la #DF08 La Guarda (para consultar datos periódicos: <http://smn.cna.gob.mx/emas/>).

5.5 Cálculo de las emisiones de gas

Los gases (H_2O , S y Cl) liberados durante las erupciones de los conos monogenéticos del Xitle y Pelagatos se pueden estimar a partir de las inclusiones de fundido. Con base en Johnson et al. (2010), se utilizó el método de cálculo con la masa eruptiva total de estos volcanes para estimar la emisión de los gases (kg), pero se basó en los tiempos hipotéticos de erupción calculados en el anexo II (no fue posible realizar este cálculo para el volcán la Cima debido a la falta de datos sobre la estratigrafía). Como se emplea en el método de Johnson et al. (2010), no se cuentan los valores de CO_2 porque generan mayor incertidumbre debido a que se pierde mucho más por desgasificación cercana a la superficie.

Para calcular las emisiones de gas, se utilizó el flujo de masa con el modelo resultante de *Plumeria* y los datos resumidos por Cervantes y Molinero (1995), Guilbaud et al. (2009) y Agustín-Flores et al. (2011). Se reportan las estimaciones volumétricas, de densidades y de concentraciones de volátiles en la tabla 5.1 para lava, tefra y cono, comparándolas con los valores del Jorullo y el Parícutín (Johnson et al., 2010). En el Pelagatos se tiene que hacer una aproximación porque no se conoce el volumen de su capa de tefra. Es así que en este caso, el volumen calculado de tefra se hizo primero para la selección de la masa inicial M (kg) caracterizada en el modelo de Mastin (2007). Este valor representa el material que sale directamente del conducto y depende de la altura de la columna para una densidad de $2,600 \text{ kg/m}^3$ (DRE), finalmente se convirtió en un volumen total de magma de erupción y la masa se volvió a calcular de nuevo en función de una densidad de $1,430 \text{ kg/m}^3$ de tefra. La duración mínima (6 días) y la máxima (6 meses) estimada por Guilbaud et al. (2009) ayudó a definir un intervalo de tefra total.

Tabla 5.1: Datos para cálculos de las emisiones de gases.

	Xitle	Pelagatos	Jorullo	Paricutín
Masa de lava (kg)	2.3E+12	8.6E+09	1.2E+12	1.7E+12
Masa de tefra (kg)	4.9E+11	4.2E+10	1.8E+12	1.8E+12
Masa del cono (kg)	3.6E+10	3.1E+09	3.6E+11	3.6E+11
Masa eruptiva (kg)	2.8E+12	5.4E+10	3.4E+12	3.8E+12
Inicial S (wt%)	0.09	0.15	0.19	0.19
Inicial Cl (wt%)	0.07	0.14	0.13	0.10
Inicial H₂O (wt%)	2.37	4.32	5.75	4.93
S emisión (kg)	5.3E+09	1.6E+08	1.3E+10	1.4E+10
HCl emisión (kg)	4.0E+09	1.5E+08	3.0E+09	2.1E+09
H₂O emisión (kg)	1.3E+11	4.7E+09	1.9E+11	1.9E+11

Las concentraciones reportadas de SO₂ y Cl en los magma de Xitle y Pelagatos corresponden a los valores más altos medidos en inclusiones completamente cerradas. Los datos de Pelagatos son de Reyes-Luna (2012) y los del Xitle fueron tomados de Cervantes y Wallace (2003a).

Nuestros datos sugieren que la desgasificación durante la erupción del Xitle podría haber liberado 5.9×10^{10} kg de H₂O, 1.3×10^{10} kg de SO₂ y 1.9×10^9 kg de HCl a la atmósfera. En el Pelagatos se encontraron los resultados más bajos (5.04×10^8 kg de H₂O, 1.4×10^{10} kg de SO₂, 1.6×10^7 kg de HCl (tabla 5.1). La estimación promedio de salidas diarias de gases volcánicos a la atmósfera sería muy diferente dependiendo de la duración en las erupciones. Ciertamente, las erupciones no son constantes, sin embargo, como se explica en las secciones 5.1 y 5.2, estas estimaciones no reflejan la realidad en donde muchas de las explosiones emiten flujos instantáneos. También es de mencionarse que existe una gran variabilidad de la explosividad durante las erupciones efusivas.

Estos resultados muestran que las erupciones de gas de los volcanes monogenéticos del CVC son comparables a la estimación de Johnson et al. (2010) para el Jorullo y el Paricutín, sólo que un poco más bajas debido a la masa total de material expulsado o la concentración de volátiles. Aun así, son ejemplos que muestran liberación de cantidades relativamente

grandes de gases volcánicos a la atmósfera y que podrían afectar principalmente al Valle de México.

5.6 Factores que controlan la variación de los volátiles en el CVC

La siguiente sección explora los parámetros cuales juegan un papel importante en la variación de los volátiles y los mecanismos eruptivos. Primero, se utilizó el método de los diagramas de presión de saturación vs. H_2O y K_2O porque son útiles para interpretar las tendencias geoquímicas con los cambios de presiones en el magma. Segundo, las razones entre los volátiles (H_2O y S) y un elemento mayor considerado como incompatible en los magmas primarios (K_2O) pueden servir para estudiar el efecto de cambio de composición química de los fundidos atrapados sobre los contenidos de volátiles. Como discusión final, se propone una explicación geológica para los cambios de composiciones de los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima.

Johnson et al. (2008) observaron que la concentración de K_2O medida en muchas inclusiones de fundido aumenta cuando declina la presión y también representa el ascenso del magma. Así mismo, cuando el K_2O aumenta, se espera un empobrecimiento en el contenido de los volátiles. Por ejemplo, en el gráfico de la presión vs. H_2O (figura 5.8a), las muestras de La Cima tienen valores con presión baja cuando el contenido de H_2O baja. Muchas muestras parecen seguir la evolución del camino propuesto para la desgasificación en equilibrio de un sistema cerrado (figura 5.3b). En oposición a lo que sucede en La Cima, la distribución de los datos del Xitle y Pelagatos no siguen con fidelidad estos caminos de desgasificación. Por ejemplo, se proponen unos caminos teóricos en un sistema de desgasificación cerrado para ambos volcanes (para 2.1 y 2.4 wt% de H_2O), pero son pocas muestras que siguen el modelo de desgasificación entre 50 y 100 Mpa (figura 5.8a). Otro camino que se propone para el Pelagatos inicia con 4.4 wt% de H_2O y termina junto con la línea del primer camino propuesto (como el caso del Xitle).

Otro factor necesario para describir la variación del contenido de los volátiles es la composición del magma. Por lo visto en los diferentes modelos de solubilidad con los volátiles en los líquidos silicatados, la concentración de los volátiles cambia de manera

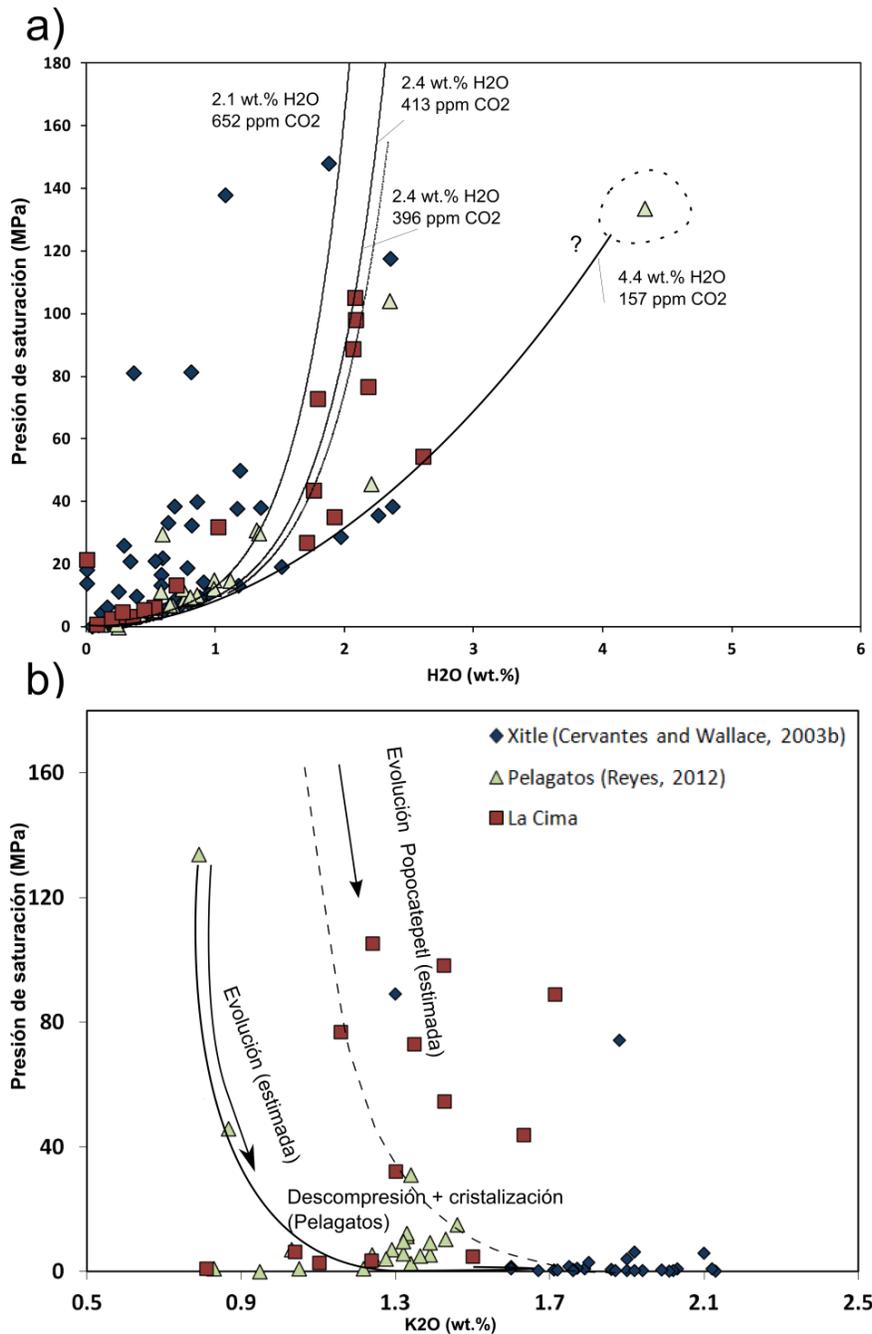


Figura 5.8: Diagramas de presión. a) Presión de atrapamiento de las inclusiones de fundido vs. H_2O . Se propone un camino de degasificación en un sistema cerrado (2 wt% de H_2O en exsolución) por 2.4 wt% de H_2O y 413 ppm de CO_2 para el Xitle, 2.4 wt% de H_2O y 396 ppm de CO_2 para el Pelagatos, y 2.1 wt% de H_2O y 652 ppm de CO_2 para La Cima. Un segundo camino hipotético de degasificación en un sistema cerrado se propone para el Pelagatos con base en la medición de una muestra (P45-8-3) con alta concentración de agua (4.3 wt% H_2O) y bajo CO_2 (157 ppm). b) Presión de atrapamiento de las inclusiones de fundido vs. K_2O . Las presiones se calcularon por el método de Papale *et al.* (2006). En comparación se muestra un camino de degasificación por descompresión en una erupción explosiva del volcán Popocatepetl (curva más vertical con línea punteada) y un camino hipotético para el Pelagatos que tiene un estilo eruptivo diferente (curva más plana con una línea sólida).

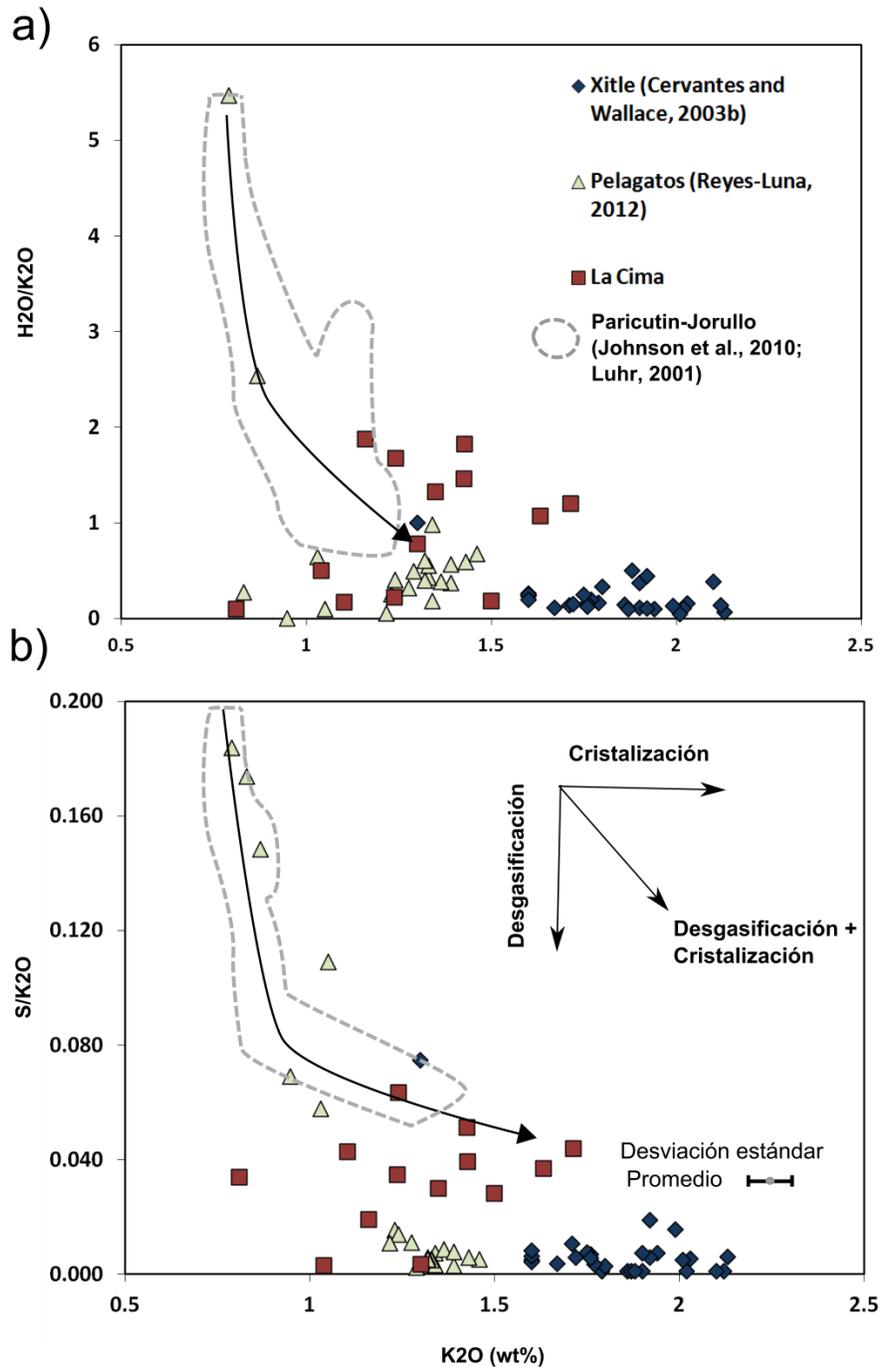


Figura 5.9: Relación de desgasificación y cristalización. Proporciones de volátiles/ K_2O vs. K_2O en las inclusiones de fundido del Xitle, Pelagatos, La Cima y la fase eruptiva del Paricutín entre 1948 y 1953. Los vectores en b) indican los caminos seguidos por los fundidos durante procesos de cristalización, desgasificación o de una combinación de ambos fenómenos. a) Para el agua, el camino de desgasificación del Xitle no es claro como en el Pelagatos o La Cima. b) S/K_2O muestra en los tres casos desgasificación del azufre durante la cristalización, pero los valores del Xitle son más bajos.

continúa a lo largo del enfriamiento y la diferenciación química (Dixon et al., 1997; Newman y Lowenstern, 2002; Papale et al., 2006). Por ejemplo, en el sistema riolita-dacita-basalto (en equilibrio entre compuestos múltiples con el líquido y el gas), se interpreta que la saturación del agua en el magma decrece con respecto al SiO_2 y la saturación de CO_2 aumenta en la dirección opuesta (Ghiorso et al., 1983).

Se utiliza K_2O en las gráficas para representar el índice de diferenciación del magma, porque normalmente se comporta de manera incompatible durante la cristalización. En estas gráficas, las muestras de La Cima tienen muchas trayectorias posibles, pero sigue bajando el K_2O con la caída de presión (figura 5.8b), esto significa que predomina el régimen de cristalización sobre la descompresión. Se observó también que el régimen de cristalización y el efecto de la desgasificación son ambos fenómenos que ocurren con la disminución del agua (figura 5.9a). De hecho, lo que puede causar la cristalización y el aumento del K_2O es la separación de los volátiles como el agua, cuando sube el magma y que baja la presión del sistema. El aumento de la proporción de los microcristales en las inclusiones de La Cima (desde 38% a 80 %) sería otro índice de este proceso. Estas muestras siguen también el camino de desgasificación en equilibrio en sistema cerrado, y posteriormente, siguen también con el aumento de K_2O , entonces la desgasificación varía simultáneamente con el cambio de la composición del magma. Por esta razón, y también por lo visto en la sección 5.2, sería muy difícil de proponer el modelo con el efecto de flujo del gas propuesto por Blundy et al. (2010) para La Cima en conjunto con la interpretación de los diagramas de CO_2 vs. H_2O para explicar la evolución de la desgasificación.

En la figura 5.8b, se observa que la mayoría de las inclusiones de Pelagatos con resultados de bajas presiones de saturación aumentan el contenido de K_2O cuando disminuye la presión. Al contrario de La Cima, el Pelagatos tiene algunas inclusiones con un intervalo amplio de presión de saturación, pero no tiene resultados variables por el contenido de K_2O (figura 5.8b). Estas muestras representan un sistema magmático más afectado por el efecto de descompresión, como fue el caso de la erupción del Popocatepetl entre 1995 y 1997 por el estudio de las inclusiones en los olivinos (Roberge et al., 2009). Eso quiere decir que la cristalización no representaba un efecto directo por los cambios del contenido de K_2O cuando

estuvo bajando la presión del sistema magmático de Pelagatos. Es también interesante que Pelagatos es más parecido en la evolución del agua y el azufre a los conos monogenéticos del CVGM (Johnson et al., 2010). Por ejemplo, después de la relación volátiles/ K_2O estos datos pasan drásticamente de una razón alta a baja (figura 5.9a-b), después esta desgasificación intensa, sigue un régimen con desgasificación y cristalización en equilibrio como lo es para La Cima, pero con una razón de volátiles/ K_2O más baja.

En comparación con los otros conos del CVC, no se explica completamente la evolución de los volátiles del Xitle con K_2O . Sin registros adicionales para el contenido de K_2O , se sugiere que los valores del Xitle se ven mucho más afectados por el efecto de desgasificación que por el Pelagatos y La Cima, sin embargo, eso no quiere decir que tenga relación directamente con los cambios en la composición del magma.

Con respecto al parámetro de la composición, aún existen varias dudas. Por ejemplo, es necesario resolver cuales son las relaciones entre la fuente de los magmas primarios en los sistemas monogenéticos y poligenéticos. Por el momento, se observa que en los diagrama de Harker, el Xitle, Pelagatos y La Cima, tienen algunas muestras de inclusiones de fundido que caen cerca del campo de las inclusiones menos diferenciadas del volcán Popocatepetl (Roberge et al., 2009). La mayoría de estos datos representan los últimos horizontes y eventos eruptivos de estos conos, así como estos últimos tienen unas composiciones menos diferenciadas.

Es también necesario resolver si un mecanismo de diferenciación del magma podría explicar la ocurrencia de algunas muestras más básicas y ricas en volátiles definidas para el Pelagatos. Este planteamiento es de interés porque el volcán Pelagatos tiene fundidos con dos tendencias en los elementos mayores (figura 4.3 y 4.4), además se observan dos tendencias en el contenido de NiO en los olivinos (figura 4.6). Estas dos observaciones apoyan la idea que existe dos fases de evolución magmática.

Cronológicamente en las secuencias estratigráficas de los volcanes Xitle, Pelagatos y La Cima se empobrecen de la capa más basal hacia la más superficial, en el compuesto

incompatible K_2O , además de enriquecerse en el elemento compuesto y compatible MgO (figura 4.4 y 4.5). Así mismo, en los diagramas de Harker (figura 4.4), la evolución de la composición de las inclusiones de fundido para muchos casos tienen la misma tendencia comagmática para los análisis de roca total y los vidrios de la matriz. Se sabe que la cristalización de olivino y de piroxeno afecta el contenido de MgO y CaO del magma de mayor profundidad. Si las primeras capas representan eventos magmáticos de mayor profundidad, estas fases minerales predominan, pero para la últimas capas que representan eventos magmáticos de menor profundidad, se sabe que el olivino no está en equilibrio y entonces no se utiliza tanto MgO y CaO del magma como en la primeras fases, entonces los intervalos de concentraciones de estos elementos son más altos para las inclusiones que se encuentran en los últimos horizontes estratigráficos (figura 4.4). Seguramente, el K_2O que está considerando como menos compatible en el proceso de cristalización no tiene relación con este proceso y entonces no cambia por las mismas razones en la estratigrafía.

El Parícutín es un modelo interesante de comparación. Entre las primeras y últimas fases eruptivas, sus inclusiones se enriquecen en K_2O , y se empobrecen en MgO y CaO con un incremento en SiO_2 (Luhr, 2001). Entonces, se podría decir con estos datos que ocurre una diferenciación magmática con el ciclo eruptivo. La cristalización fraccionada por la precipitación de olivino-piroxeno-plagioclasa cálcica puede causar la tendencia negativa de MgO y CaO vs. SiO_2 . En caso contrario, en el orden cronológico, los magmas del Xitle, Pelagatos y La Cima evolucionan con la tendencia inversa para la diferenciación. La pregunta aquí es: ¿Cómo explicar que los intervalos son más grandes en los compuestos K_2O y SiO_2 para los últimos eventos eruptivos para estos tres volcanes?

Se sugiere que adentro de un mismo conducto de alimentación central, los cambios de composiciones del Xitle, Pelagatos y La Cima se explican por múltiples fases de ascenso magmático que podrían evaluarse de manera independiente (Rowe et al. 2011), como se observa en el modelo del Parícutín y Jorullo en Németh (2012). Esto quiere decir que los productos más jóvenes son más diferenciados (contenido de SiO_2 y K_2O más alto), lo que indica un tiempo de residencia mayor en un mismo conducto, antes de la erupción. Existe la posibilidad de que se pueda diferenciar el magma durante más tiempo dentro de unos diques

o *sills* conectados al conducto principal (Galerne et al., 2010; Yamamoto et al., 2012). Durante cada fase de inyección y de ascenso magmático, la diferenciación magmática se explicaría principalmente por el mecanismo de cristalización fraccionada (Galerne et al., 2010), acompañada posiblemente por un efecto menor de mezcla magmática causando un desequilibrio térmico, algo que se observa en los cristales de olivino, en algunos bordes de reacción y en texturas de resorpcion (McPhie et al., 1993; Wilson, 1993). Un aumento de la cristalización durante estas primeras fases puede aumentar la viscosidad de los primeros líquidos magmáticos (Marsh, 1981) y caracterizar las fases eruptivas más explosivas, por ejemplo el inicio del ciclo eruptivo del volcán Xitle. Posteriormente, los magmas más primitivos suben directamente hacía la superficie acompañados de una desgasificación intensa, pudiendo explicar la variación de los rangos de la composición del fundido del volcán Xitle y Pelagatos, aunque estos no explican completamente porque la composición del fundido de La Cima se separa en dos grupos.

Posiblemente en el caso particular de La Cima, existen fases magmáticas con tiempos de residencia mucho mayor debido a que se desarrollan con un sistema de diques y *sills* más amplio y a mayor profundidad, como se presenta en el Xitle y Pelagatos, además de que se inyecta un magma primario de menos tiempo de residencia en el conducto principal. En otras palabras, esto representaría bien los resultados de presiones altas de La Cima y explicaría porque se encuentran fundidos que son basaltos andesíticos también con andesitas.

Sin duda, es difícil imaginar tantos cambios químicos para sistemas magmáticos sin evidencias claras de la existencia de una cámara magmática o considerando que los ciclos eruptivos son muy cortos (p.ej. en el volcán Pelagatos). Sin embargo se han observado cambios de la composición del magma en la estratigrafía de las erupciones del Parícutín, Jorullo y volcanes monogenéticos en el CMTV (Luhr, 2001; Cervantes y Wallace, 2003b, Johnson et al., 2008; Johnson et al., 2010; Rowe et al., 2011), que continúan el debate sobre la interpretación exacta de los mecanismos de diferenciación.

5.7 Variación espacial de los volátiles en el CVC

En la última sección, se compara los rangos de valores de contenido en volátiles entre los conos de Xitle, Pelagatos y La Cima. Se incluye también una comparación con otros conos de la Sierra de Chichinautzin. Espacialmente, en un campo monogenético y en un ambiente de arco, es posible que la composición del magma y el contenido de los volátiles cambien con respecto a la geometría de las placas, el espesor de la corteza continental y la distancia con respecto a la placa subducida. Por este motivo, se propone mostrar con mapas de datos puntuales los cambios espaciales de la concentración de los volátiles en la Sierra Chichinautzin (figura 5.10). Igualmente, en la figura 5.11 se puede visualizar los cambios espaciales usando dos perfiles de profundidades con los intervalos de presión de saturación de las inclusiones.

Existen varios trabajos de estudio donde se compilaron los valores del contenido de los volátiles en el ambiente de arco volcánico (Wallace, 2005; Portnyagin et al., 2007; Sadofsky et al., 2008). Estos trabajos destacan que, por ejemplo en el arco volcánico de Centroamérica, la concentración de agua y de CO₂ varían con respecto a la distancia a la trinchera (Walker et al., 2003; Sadofsky et al., 2008; Wehrmann et al., 2012). Estos valores son muy variables en el CVGM (Johnson, 2008), pero en el CVC, la variación no está tan clara. Al menos, se observa que los magmas primarios muestran bajos contenidos de agua en el norte del CVC, mientras que hacia la Sierra de las Cruces y el Nevado de Toluca, los contenidos son más altos (figura 5.10 y 5.11b). Sin embargo, si incluimos los contenidos de volátiles del Popocatepetl y el Nevado de Toluca en nuestro modelo espacial, las variaciones son más significativas, pero no están necesariamente relacionados a la distancia con la trinchera (figura 5.10 y 5.11a). Los estratovolcanes tienen contenido de H₂O y CO₂ más altos y los rangos muy diferentes. Estas observaciones se pueden explicar por diferentes factores, desde la composición del magma (Németh, 2012; Brenna et al., 2011) hasta el estilo de desgasificación (Cashman, 2004) y la estructura del sistema magmático (Houghton et al., 1999; Mitchell, 2005; Valentine y Krogh, 2006; Keating et al., 2008).

Sin duda, el factor que controla la variación de los volátiles en los magmas primarios del CVC es la composición del manto, empero, sigue siendo un tema de debate actualmente (Wallace

y Carmichael, 1999; Márquez y Ignacio, 2002; Siebe, 2004; Gómez-Tuena et al., 2005, Ferrari et al. 2005b, Luhr et al., 2006). Por lo menos, Cervantes y Wallace (2003b) mostraron que algunos de los magmas del campo volcánico resultan de la fusión por descompresión, pero que la importancia de la fusión para la contribución de los volátiles puede variar de un cono a otro. De hecho, una recomendación para los trabajos futuros sería de verificar si existen patrones y cambios espaciales con la fuente de los flujos enriquecidos en agua y otros volátiles en el manto y comparando con el modelo espacial en Johnson (2008). De esta manera, se podría explicar por qué existen conos monogenéticos con menos agua en los magmas primarios. Por estas razones, se sugiere que se continúe la investigación de contenido de volátiles incluyendo otros conos del CVC del Holoceno al oeste de la Sierra de las Cruces (Tenango, Cerro Negro, etc.). Éstos tienen registros de capas de ceniza (García-Palomo et al., 2002) y se ubican entre las isopletras de 80 y 100 km de la placa subducida (Pardo y Suarez, 1995).

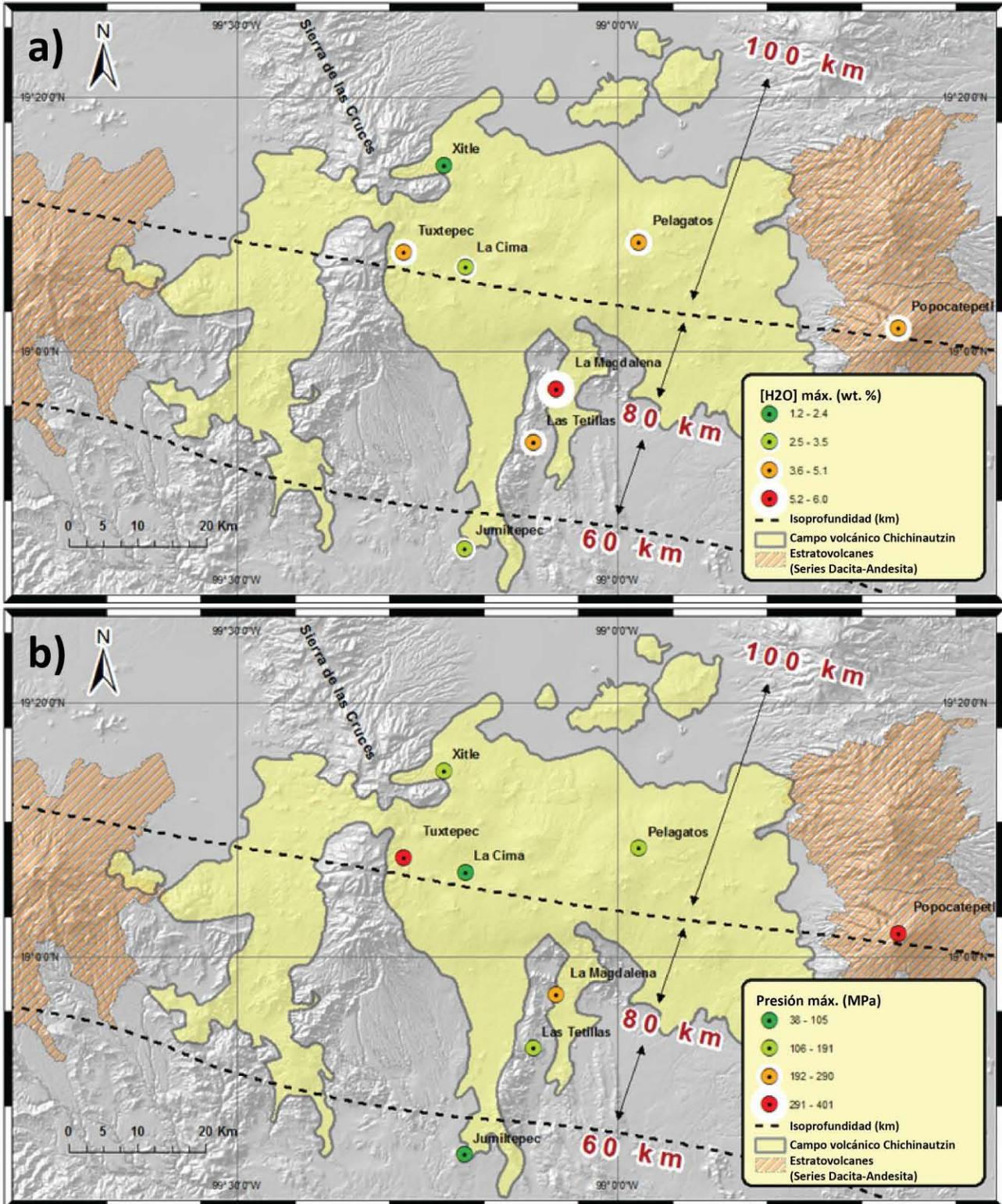


Figura 5.10: Mapas de variaciones de los volátiles. a) Variación del agua. b) Variación de la presión de atrapamiento. Las isopropfundidades representan las isopletas entre 60 y 100 km de la placa subducida (Pardo y Suarez, 1995). Por el momento, pocos datos existen para el Nevado de Toluca (Arce et al., 2012).

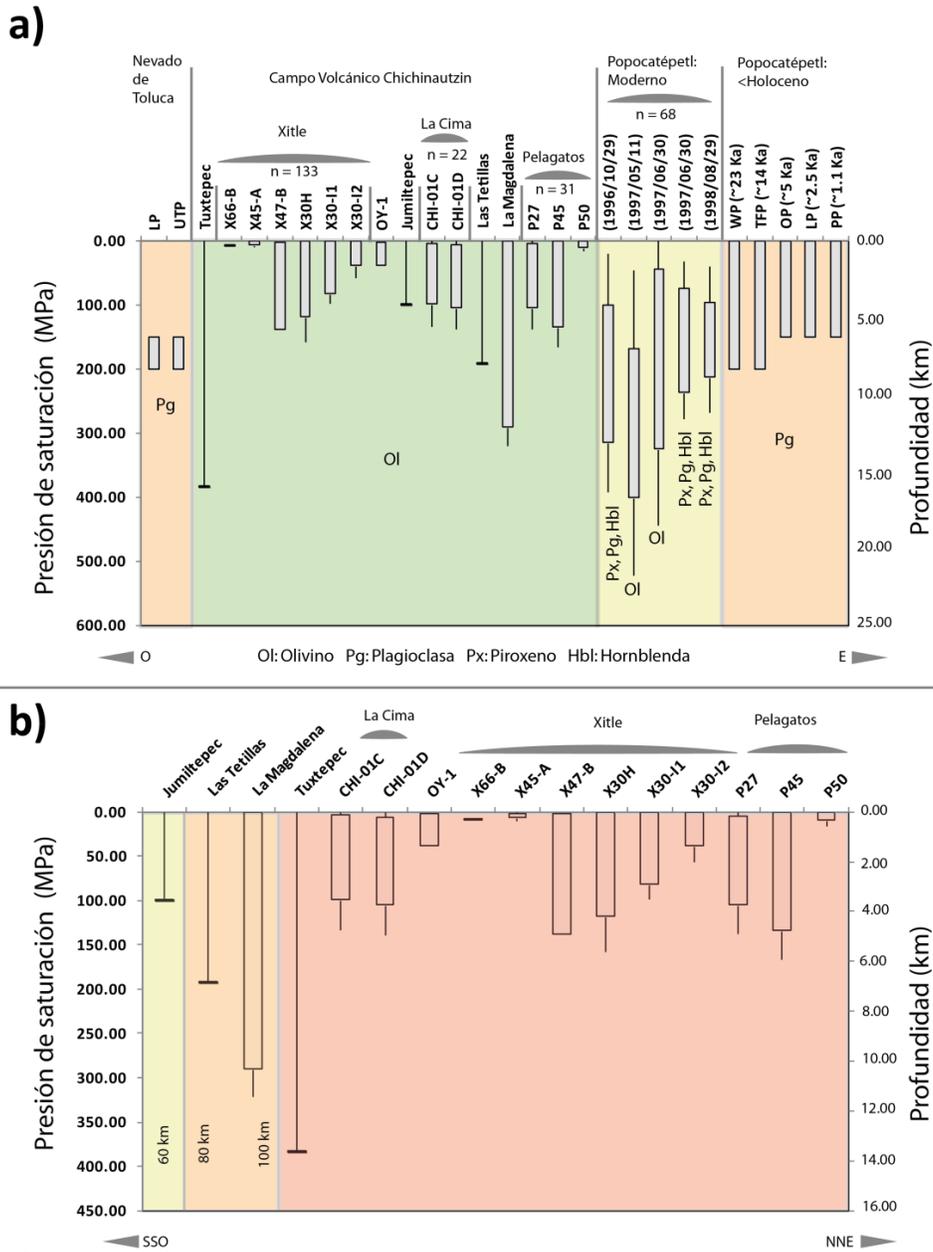


Figura 5.11: Perfiles de profundidades. a) Intervalos de presión de saturación de las inclusiones de diferentes cristales en los volcanes (con profundidades litostáticas correspondientes) con un trayecto oeste-este en el Campo Volcánico de Chichinautzin. Se incluye para cada uno de los volcanes la presión mínima y máxima (prismas completos) con las desviaciones estándares (líneas). Por convención, las “n” designan los números de muestras de cada estudio. Los datos representados por una línea designan un estudio con base en 1 ó 2 muestras (Cervantes y Wallace, 2003b) y los prismas completos sin desviaciones estándares vienen de los datos del Nevado de Toluca (Arce, et al., 2006; Arce et al., 2012) y de Popocatepetl (Sosa-Ceballos, comunicación personal, 2012). Las muestras del «Popocatepetl Moderno» por los cristales de olivino son de Roberge et al. (2009) y los otros cristales son de Atlas et al. (2005). b) Intervalos de la presión de saturación de las inclusiones en cristales de olivino de los volcanes presentes en el Campo Volcánico de Chichinautzin (con profundidades correspondiente por la presión litostática). Los datos siguen el trayecto de la zona de subducción con las estaciones de las funciones de receptor sísmico (FRs) que se utilizan en el Experimento de Subducción Mesoamericana (MASE, por sus siglas en inglés en Pérez Campos et al., 2008).

CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos, se concluye lo siguiente:

- La concentración de los volátiles es generalmente más baja en las inclusiones encontradas en los horizontes estratigráficos superiores del volcán Xitle, Pelagatos y La Cima. Eso implica que la presión de atrapamiento es generalmente más baja en las últimas fases eruptivas lo que sugiere que los magmas cristalizan más cerca de la superficie al final del ciclo eruptivo. Son varios los factores que describen las variaciones en contenido de H₂O y CO₂ entre los grupos de muestras entre diferentes horizontes de cada uno de los conos estudiados. El control principal por estas variaciones temporales es la velocidad de ascenso del magma y la velocidad por el enfriamiento magmático entre diferentes fases eruptivas.
- Los contenidos de agua y dióxido de carbono medido en las inclusiones de fundidos en este trabajo muestran intervalos amplios de presión de saturación. La erupción del volcán La Cima está relacionada a procesos de cristalización en el magma por mayor profundidad comparando con el volcán Xitle y Pelagatos. De estos dos últimos, existen grupos de muestras de relativamente bajo H₂O vs alto CO₂.
- El estilo eruptivo del volcán Xitle y Pelagatos se clasificó como estromboliano y podría haber sido de tipo estromboliano fuerte. La metodología de la clasificación se basó sobre los trabajos de Pioli et al. (2008, 2009) usando los cálculos de tasas de descarga total, de la fracción de masa de tefra relativamente a la masa total de producto eruptivo, de la tasa de efusión y finalmente de la tasa de descarga explosiva. La clasificación del estilo eruptivo del volcán Xitle y Pelagatos también concorde con los datos por diferentes ejemplos de erupciones reportadas en la literatura.

- Para los tres conos monogenéticos estudiados, las tasas de descarga de las columnas eruptivas son del orden de 10^4 kg/s, con una altura de alrededor de 6 km. Estos resultados son parecidos a lo que fue observado en la erupción del Parícutín entre 1943 y 1952. El estudio de una serie de parámetros físicos en conjunto con la fracción de masa de los volátiles es necesario para el modelo de cálculo de la tasa de emisión y de la columna eruptiva con el uso del programa *Plumeria*, pero existen demasiadas suposiciones para seleccionar la serie de variables adecuadas. Los modelos *Conflow* y *Plumeria* se pueden usar por el estilo eruptivo estromboliano fuerte y si las explosiones son continuas y sin pausas en el tiempo. No es recomendable aplicar la metodología de trabajo presentado en los capítulos 5.3 y 5.4 por una erupción que no estuvo monitoreada y cuando no existen estudios texturales y cuantificables más precisos de los depósitos volcánicos.
- En orden cronológico, el magma de los tres volcanes cambió a composiciones más ricas en MgO y con menos K₂O, posiblemente porque existieron diferentes fases de inyección magmática con diferentes tiempos de residencia en la corteza. Los cambios de composiciones de los fundidos se pueden interpretar como un efecto de cristalización para muchas muestras del volcán Xitle o Pelagatos.
- No parece que exista una relación espacial entre la concentración de los volátiles de los conos monogenéticos. Se podría desarrollar esta relación y explicar la fuente de los volátiles en los magmas primarios del CVC con los elementos traza y la investigación de nuevos conos dentro de la CVC. Aunque podrían tener algunas relaciones con la composición de sus magmas primarios, se observa que los intervalos de la concentración de los volátiles entre los conos monogenéticos y los estratovolcanes vecinos no se pueden comparar porque tienen sistemas magmáticos diferentes.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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 que para obtener el grado de Maestro en Ciencias de la Tierra (Vulcanología); asesor Claus Siebe Grabach, Instituto de Geofísica, Postgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México, 104 p.
- Agustín-Flores, J., C. Siebe and M.-N. Guilbaud, (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*, Vol. 201, p. 143-162
- Agustín-Flores, J., C. Siebe and M.-N. Guilbaud, (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*, Vol. 201, p. 143-162
- Anderson, A.T., Jr. (1991). Hourglass inclusions: theory and application to the Bishop rhyolitic tuff, *Am. Mineral.*, Vol. 76, p. 530-547
- Andronico, D., S. Branca, S. Calvari, M. Burton, T. Caltabiano, R. A. Corsaro, P. Del Carlo, G. Garfi, L. Lodato, L. Miraglia, F. Muré, M. Neri, E. Pecora, M. Pompilio, G. Salerno and L. Spampinato, (2005). A multidisciplinary study of the 2002–2003 Etna eruption: insights into a complex plumbing system, *Bull. Volcanol.*, No. 67, p. 314-330
- Arana-Salinas, L. (1998). Geología del Volcán Pelado. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 57 p.
- Arana-Salinas, L., C. Siebe, J. L. Macías, (2010). Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 192, Issues 3-4, p. 212-231
- Arce, J. L., J. L. Macias, J. E. Gardner and P. W. Layer, (2006). A 2.5 ka History of Dacitic Magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: Petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating, and Experimental Constraints on Petrogenesis, *Journal of Petrology*, Vol. 47, No. 3, p. 457-479
- Arce, J. L., J.E. Gardner and J.L. Macias, (2012). Pre-eruptive conditions of dacitic magma erupted during the 21.7 ka Plinian event at Nevado de Toluca volcano, Central Mexico, Original Research Article, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 249, p. 49-65
- Arce, J.L., P. W. Layer, J. C. Lassiter, J. A. Benowitz, J. L. Macías, J. Ramírez-Espinosa, (2013). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism, *Bulletin of Volcanology*, No. 75, p. 774
-

- Armienti, P. (2008). Decryption of igneous rock textures: crystal size distribution tools In: Putirka, K. D. and F. J. Tepley, III (eds) Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, No. 69, p. 623-649
- Armienti, P., C. Perinelli and K. D. Putirka, (2012). New Model to Estimate Deep-level Magma Ascent Rates, with Applications to Mt. Etna (Sicily, Italy), *Journal of Petrology*, Vol. 0, No. 0, p. 1-19
- Arnold, J. R. and W. F. Libby, (1949). Age Determinations by Radiocarbon Content: Checks with Samples of Known Age, *Science*, no. 110 (2869), p. 678-680
- Arrighi, S., C. Principe and M. Rosi, (1999). Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity, *Bull. Volcanol.*, Vol. 63, p. 126-150
- Atlas, Z. D., J. E. Dixon, G. Sen, M. Finny and A. L. Martín-Del Pozzo, (2006). Melt inclusions from Volcano Popocatépetl and Volcano de Colima, Mexico: Melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 153, p. 221-240
- Bardintzeff, J. M. (2006). *Volcanologie*, Dunod, 3e Édition, Paris, 296 p.
- Behncke, B. and M. Neri, (2003). The July–August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily). *Bull. Volcanol.*, No. 65, p. 461-476
- Bertagnini, A., P. Landi, R. Santacroce, A. Sbrana, (1991). The 1906 eruption of Vesuvius: from magmatic to phreatomagmatic activity through the flashing of a shallow depth hydrothermal system, *Bull. Volcanol.*, No. 53, p. 517-532
- Bloomfield, D.J. K. (1975). Geochemistry of late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca area, Mexico, *Year book Carnegie Inst. Washington*, Vol. 75, p. 207-219
- Blundy, J.D., K. Cashman, A.C. Rust and F. Witham, (2010). A case for CO₂-rich arc magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 290, p. 289-301
- Booth, B. And G. P. L. Walker, (1973). Ash deposits from the new explosion crater, Etna 1971, *Phil. Trans. R. Soc. London*, No. 274, p. 147-151
- Brenna, M., S. J. Cronin, K. Németh, I.E.M. Smith and Y.K. Sohn, (2011). The influence of magma plumbing complexity on monogenetic eruptions, Jeju Island, Korea. *Terra Nova*, Vol. 23, p. 70-75
- Brugger, C.R. and J. E. Hammer, (2010). Crystallization kinetics in continuous decompression experiments: implications for interpreting natural magma ascent processes, *Journal of Petrology*, Vol. 51, p. 1941-1965
- Cashman, K. (2004). Volatile controls on magma ascent and eruption, *Geophysical monograph*, Vol. 150, p. 416
- Carrasco-Nuñez, G. (1985), *Estudio geológico del Volcán Popocatépetl*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 138 p.

- Caricchi, L., L. Burlini, P. Ulmer, T. Gerya, M. Vassalli, P. Papale, (2007). Non-Newtonian rheology of crystalbearing magmas and implications for magma ascent dynamics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, No. 264, p. 402-419
- Centro Nacional de Prevención de desastres (CENAPRED), (2012). México: Coordinación General de Protección Civil, <http://www.cenapred.unam.mx/es/> (consultación de la página electrónica en 2012)
- Cervantes, P.L. and R.J.M. Molinero, (1995). Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 74 p.
- Cervantes, P. and P. J. Wallace, (2003a). Magma degassing and basaltic eruption styles : a case study of – 2000 year B.P. Xitle volcano in central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 120, p. 249-270
- Cervantes, P. and P. J. Wallace, (2003b). Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg, *Geology*, Vol. 31; No. 3, p. 235-238
- Chen, T. and R. W. Clayton, (2009). Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge, *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, p. 1-9
- Collins, S.J., D. M. Pyle, J. Maclennan, (2009). Melt inclusions track pre-eruption storage and dehydration of magmas at Etna, *Geology*, No. 37, p. 571-574
- Costantini, L., C. Bonadonna, B.F.Houghton, and H. Wehrmann (2009). New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. *Bull. of Volcanol.*, Vol.71, p.337-355
- Costantini, L., B.F. Houghton and C. Bonadonna, (2010). Constraints on eruption dynamics of basaltic explosive activity derived from chemical and microtextural study: The example of the Fontana Lapilli Plinian eruption, Nicaragua, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 189, p. 207-224
- Danyushevsky, L.V., F. N. Della-Pasqua and S. Sokolov, (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 138, p. 68-83
- Danyushevsky, L.V., A. W. McNeill, A. V. Sobolev, (2002b). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications, *Chem. Geol.*, Vol. 183, p. 5-24
- Delgado-Granados, H. and A. L. Martín del Pozzo, (1993). Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco Ranges, Southwest of México City, *Geofísica Internacional*, Vol. 32 (3), p. 511-522
- Delgado-Granados, H., R. Molinero, P. Cervantes, J. N.- Obregon, R. L.-Santa Cruz, H. Lacias-Gonzalez, C. Mendoza-Rosales and G. Silva-Romo, (1998). Geology of Xitle Volcano in southern Mexico City - A 2000 Year-Old monogenetic volcano in an urban area, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15, No. 2, p. 115-131

- Dixon, J.E., E. Stolper and J. R. Delaney, (1988). Infrared spectroscopic measurements of CO₂ and H₂O in Juan de Fuca Ridge basaltic glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 90, p. 87-104
- Dixon, J. E. and V. Pan, (1995). Determination of the molar absorptivity of dissolved carbonate in basaltic glass, *American Mineralogist*, Vol. 80, p. 13,339-13,342
- Dixon, J. E. (1997). Degassing of alkalic basalts, *American Mineralogist*, Vol. 82, p. 368-378
- ESRI, (2012): Understanding our World. <http://www.esri.com/>, (consultación de la página electrónica en 2011)
- Ferrari, L., J. Rosas-Elguera, M. Orozco-Esquivel, G. Carrasco-Núñez, T. Norato-Cortez, and N. Gonzalez-Cervantes, (2005a). Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt (online), *Digital Geosciences*, http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences, (Universidad Nacional Autónoma de México)
- Ferrari, L., T. Tagami, M. Eguchi, M. Orozco-Esquivel, C. Petrone, J. Jacobo-Albarrán and M. López-Martínez, (2005b). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 146, p. 284-306
- Fischer, T. P. and B. Marty, (2005). Volatile abundances in the sub-arc mantle: insights from volcanic and hydrothermal gas discharges, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 140, Issues 1-3, p. 205-216
- Fries, C.J., (1953). Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Parícutin volcano, Michoacan, Mexico, *Trans. Am. Geophys. Union*, No. 34, p. 603-616
- Galerne, C. Y., E.-R. Neumann, I. Aarnes and S. Planke, (2010). Magmatic differentiation processes in saucer-shaped sills: Evidence from the Golden Valley Sill in the Karoo Basin, South Africa, *Geosphere*, No. 6, p. 163-188
- García-Palomo, A., J.L. Macías and V. H. Garduño, (2000). Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico, *Tectonophysics*, Vol. 318, p. 281-302
- García-Palomo, A., J. L. Macías, J. L. Arce, L. Capra, V. H. Garduño and J. M. Espindola, (2002). Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico, *Geological Society of America Map and Chart Series MCH089*, p. 1-26
- García-Palomo, A., J. J. Zamorano, C. López-Miguel, A. Galván-García, V. Carlos-Valerio, R. Ortega and J. L. Macías, (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 25, No. 1, p. 158-178

- Gerlach, T.M., K. A. McGee, T. Elias, A. J. Sutton, M. P. Doukas, (2002). Carbon dioxide emission rate of Kilauea Volcano: implications for primary magma and the summit reservoir, *J. Geophys. Res.*, Vol.107, No. B9, 2189
- Ghiorso, M.S., and R.O. Sack, (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*, Vol. 119, p. 197-212
- Ghiorso, M.S., I.S.E. Carmichael, M.L. Rivers, R.O. Sack, (1983). The Gibbs free energy of mixing of natural silicate liquids; an expanded regular solution approximation for the calculation of magmatic intensive variables, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 84, p. 107-145.
- Gómez-Tuena, A., Ma. T. Orozco-Esquivel and L. Ferrari, (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, No. 3, p. 227-283*
- Gómez-Tuena, A., Ma. T. Orozco-Esquivel and L. Ferrari, (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geological Society of America, Special Paper, No. 422, p. 129-181*
- Gonnermann, H. M. and M. Manga, (2013). Dynamics of magma ascent in the. *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*, eds. Fagents, S.A., Gregg, T.K.P. and Lopes, R.M.C., Cambridge University Press, Cambridge
- Guilbaud, M.-N., C. Siebe and J. Agustín-Flores, (2009). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite, Pelagatos scoria cone southeast of México City, *Bull. Volcanol.*, Vol. 71, p. 859-880
- Hammer J.E. and M. J. Rutherford, (2002). An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, p. 148-227
- Hill, B. E., C. B. Connor, M. S. Jarzempa, P. La Femina, M. Navarro and W. Strauch, (1998). 1995 eruption of Cerro Negro volcano, Nicaragua, and risk assessment for future eruptions, *Geological Society of America Bulletin*, No. 110, p. 1,231 - 1,241
- Hon, K., J. Kauahikaua, R. Denlinger, and K. Mackay, (1994). Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 106, p. 351-370
- Houghton, B.F., C. J. N. Wilson and I. E. M. Smith, (1999). Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 91, p.97-120
- Houghton, B. F. and H. M. Gonnermann, (2008). Basaltic explosive volcanism: constraints from deposits and models, *Chemie der Erde*, Vol. 68, p. 117-140

- Ihinger, P. D., R. L. Hervig and P. F. McMillan, (1994). Analytical methods for volatiles in glasses, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol. 30, No 1, p. 67-121
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), , (consultación de la página electrónica en 2010 y 2011)
- Jarosewich, E., J. A. Nelen, and J. A. Norberg, (1979). Electron microprobe reference samples for mineral analysis, in Fudali, R.F., ed., *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, Vol. 22, Smithsonian Institution Press, p. 68-72
- Jaupart, C. and C. J. Allegre, (1991). Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 102, p. 413-429.
- Johnson, E. R., P. J. Wallace, K. V. Cashman, H. Delgado-Granados, and A. J. R. Kent, (2008). Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 269, p. 477-486.
- Johnson, E. R. (2008). Volatiles in basaltic magmas from central México: from subduction to eruption, Doctor of Philosophy Presented to the Department of Geological Sciences and the Graduate School of the University of Oregon, 183 p.
- Johnson, E. R., P. J. Wallace, K.V. Cashma and, H. Delgado-Granados, (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*, [Vol. 197, Issues 1-4](#), p. 225-238
- Kaminski, E. and C. Jaupart, (1998). The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, December 10, 1998, Vol. 103, No. B12, p. 29,759 - 29,779
- Keating, G.N., G.A. Valentine, D.J. Krier, F.V. Perry, (2008). Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bull. Volcanol.*, Vol. 70, p. 563-582
- Kikuchi, M., and H. Kanamori, (1982). Inversion of complex body waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, No. 71, p. 491-506
- Krauskopf, K. And H. Williams, (1946). The activity of Paricutin during its third year. *Trans. Am. Geophys. Union*, No. 27, p. 406-410
- Krauskopf, K. (1948). Mechanism of eruption at Paricutin volcano, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, No. 59, p. 711-731
- Lowenstern, J.B. (1995). Applications of silicate melt inclusions to the study of magmatic volatiles. In: J.F.H. Thompson (ed). *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course, Vol. 23, p. 71-99
- Luhr, J.F. (2001). Glass inclusions and melt volatile contents at Paricutín volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 142, p. 261-283
- Luhr, J.F., P. Kimberly, L. Siebert, J. Aranda-Gómez, T.B. Housh and G. Kysar Mattioli, (2006). Mexico's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database, In C. Siebe, J.L. Macías and G.J. Aguirre-Díaz, eds. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 401, p.1-44

- Macdonald, G. A., y T. Katsura, (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas, *Journal of Petrology*, No. 5(1), p. 82-133
- Macias, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, p. 379-424
- Mangan, M.T., (1990). Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times: the 1959 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, No. 44, p. 295-302
- Márquez, A., R. Oyarzun, M. Doblas and S. P. Verma, (1999). Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?, *Geology*, Vol. 27, p. 51-54
- Márquez, A. and C. De Ignacio, (2002). Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin Central Mexican Volcanic Belt, *Lithos*, Vol. 62, p. 35-62
- Marsh, B. D. (1981). On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 78, p. 85-98
- Marsh, B. D. (1988). Crystal size distribution (csd) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization i. theory, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 99, p. 277-291
- Martín del Pozzo, A. L. (1982). Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico, *Bull. Volcanol.*, Vol. 45-1, p. 9-23
- Martín del Pozzo, A. L. (1989). Geoquímica y paleomagnetismo de la sierra Chichinautzin, Tesis que presenta la autor en cumplimiento parcial de los requisitos del grado Doctor en Ciencias (Geología), México, D.F., 148 p.
- Martín del Pozzo, A. L., C. Cordoba and J. Lopez, (1997). Volcanic impact on the southern basin of Mexico during Holocene, *Quaternary International*, Vol. 43/44, p. 181-190
- Mastin, L. G. and M. S. Ghiorso, (2000). A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits, *USGS Open-File Report 00-209*, p. 1-53 <http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/Publications/OFR00-209/framework.html>
- Mastin, L. G. (2007). A user-friendly one-dimensional model for wet volcanic plumes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, G3, An electronic Journal of the Earth Sciences, Vol. 8, No. 3, p. 1-24
<http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/Publications/G3Plumeria/framework.html>
- Mazzarini, F., L. Ferrari and I. Isola, (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crustal thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, *Trans-Mexican Volcanic Belt, Tectonophysics*, Vol. 486, p. 55-64

- McPhie, J., M. Doyle and R. Allen, (1993). Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, University of Tasmania centre for ore deposit and exploration studies, 198 p.
- Meriggi, L., J. L. Macías and S. Tommasini, (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*, Vol. 25, No. 2, p. 197-216
- Métrich, N., A. Bertagnini, P. Landi and M. Rosi, (2001). Crystallization driven by decompression and water loss at Stromboli Volcano (Aeolian Islands, Italy), *Journal of Petrology*, No. 42, p. 1,471-1,490
- Métrich, N., A. Bertagnini, P. Landi, M. Rosi, and O. Belhadj, (2005). Triggering mechanism at the origin of paroxysms at Stromboli (Aeolian archipelago, Italy): the 5 April 2003 eruption, *J. Geophys. Res.*, No. 32, L10305
- Métrich, N. and P. J. Wallace, (2008). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Minerals, Inclusions And Volcanic Processes/Chapter 10. Volatile Abundances in Basaltic Magmas and Their Degassing Paths Tracked by Melt Inclusions*, Vol. 69, p. 363-402
- Mitchell, K.L. (2005). Coupled conduit flow and shape in explosive volcanic eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , Vol. 143, p.187-203
- Németh, K. (2012). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism, *Geological Society of America Special Papers*, No. 470, p. 43-66
- Nishikida, K., E. Nishio, R. W. Hannah, (1996). *Selected Applications of Modern FT-IR Techniques*, Gordon and Breach, 200 p.
- Nichols, A.R.L. and R. J. Wysoczanski, (2007). Using micro-FTIR spectroscopy to measure volatile contents in small and unexposed inclusions hosted in olivine crystals, *Chemical Geology*, Vol. 242, p. 371-384
- Nixon, G. T. (1987). Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Iztaccihuatl Volcano, Mexico: I. Disequilibrium Phenocryst Assemblages as Indicators of Magma Chamber Process, *Journal of Petrology*, Vol. 29, Part 2, p. 213-422
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), <http://www.arl.noaa.gov/>, (Se consultó la página electrónica en 2012)
- Norini, G., G. Groppelli, A.M.F. Lagmay, and L. Capra, (2006). Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications, *Tectonics*, Vol. 25 (4), p. 1-21
- Ogden, D. (2011). Fluid dynamics in explosive volcanic vents and craters, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 312, p. 401-410
- Papale, P., N. Augusto and G. Macedonio, (1996). The role of magma composition and water content in explosive eruptions: 1. Conduit ascent dynamics, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 87, December 1996, p. 75-93

- Papale, P., R. Moretti and D. Barbato (2006). The composition dependence of the saturation surface of H₂O+CO₂ fluids in silicate melts, *Chemical Geology*, Vol. 229, p. 78-95
- Pardo, M. and G. Suárez, (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, p. 12,357-12,373
- Parfitt, E. A., and L. Wilson, (1995). Explosive volcanic eruptions IX--the transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity: *Geophysical Journal International*, Vol. 121, p. 226-232.
- Pérez-Campos, X., Y. H. Kim,, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. Constantin Manea and M. Gurnis (2008). *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, p.1-6
- Pioli, L., E. Erlund, E. Johnson, K. Cashman, P. J. Wallace, M. Rosi and H. Delgado-Granados, (2008). Explosive dynamics of violent strombolian eruptions: the eruption of Parícutín volcano 1943-1952 (México), *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 271, p. 359-368
- Pioli, L., B. J. Azzopardi and K. V. Cashman, (2009). Controls on the explosivity of scoria cone eruptions : Magma segregation at conduit junctions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 186, p. 407-415
- Portnyagin, M., K. Hoernie, P. Plechov, N. Mironov and S. Khubunaya (2007). Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 255, p. 53-69
- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grainsize, of tephra fall deposits, *Bull. Volcanol.*, Vol. 51, p. 1-15
- Resmini, R.G., Marsh, B.D., (1995). Steady-state volcanism, paleoeffusion rates, and magma system volume inferred from plagioclase crystal size distributions in mafic lavas; Dome Mountain, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 68 (4),p. 273-296
- Reyes-Luna, P. (2012). Caracterización de volátiles del volcán monogenético Pelagatos, Sierra de Chichinautzin, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 88 p.
- Roberge, J. (2005). The origin of quartz phenocrysts in the Bishop Tuff rhyolitic magma, Doctor of Philosophy Presented to the Department of Geological Sciences and the Graduate School of the University of Oregon, 153 p.
- Roberge, J., P. J. Wallace, R. V. White and M. F. Coffin, (2005). Anomalous uplift and subsidence of the Ontong Java Plateau inferred from CO₂ contents of submarine basaltic glasses. *Geology*, Vol. 33 (6), p. 501-504.
- Roberge, J., H. Delgado-Granados and P. J. Wallace, (2009). Mafic magma recharge supplies high CO₂ and SO₂ gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico, *Geology*, Vol. 37, p. 107-110

- Roedder, E. (1984). Fluid Inclusions, *Min. Soc.Am., Rev. in Min.*, Vol. 12, 644 p.
- Roggensack, K, R. L. Hervig, S.B. McKnight, and S.N. Williams, (1997). Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: Influence of volatiles on eruptive style, *Science*, Vol. 277, p. 1,639-1,642.
- Rowe, M.C., D.W. Peate and I. U. Peate, (2011). An investigation into the nature of the magmatic plumbing system at Parícutín Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, Vol. 52, p. 2,187-2,220
- Saal, A. E., E. H. Hauri, C. H. Langmuir and M. R. Perfit, (2002). Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle, *Nature*, No. 419, p.451-455
- Sadofsky, S. J., M. Portnyagin, K. Hoernle and P. Van den Bogaard, (2008). Subduction cycling of volatiles and trace elements through the Central American volcanic arc: evidence from melt inclusions, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 155, p. 433-456
- Saito, G, K.Kazahaya, H. Shinohara, J. A. Stimac and Y. Kawanabe, (2001a), Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses, *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, Vol. 108, p. 11-31
- Saito, G., Kazahaya, K., H. Shinohara, (2003). Volatile evolution of Satsuma-Iwojima volcano: Degassing process and mafic-felsic magma interaction in De Vivo, B. and R. J. Bodnar (2003). *Melt inclusions in volcanic systems: Methods, Applications and Problems*, Elsevier, 274 p.
- Salisbury, M.J., W. A. Bohron, M. S. Clyne, F. C. Ramos, P. Hoskin, (2008). Multiple plagioclase crystal populations identified by crystal size distribution and in situ chemical data: implications for timescales of magma chamber processes associated with the 1915 eruption of Lassen Peak, CA., *Journal of Petrology*, Vol. 49, p.1,755-1,780
- Schaaf, P., J. Stimac, C. Siebes and J. L. Macias, (2005). Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes; Central Mexico, *Journal of Petrology*, Vol. 46, p. 1,243-1,282
- Segerstrom, K., (1950). Erosion studies at Parícutín. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 965-A, 52 p.
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano southwestern Basin of Mexico-City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 104, p. 45-64
- Siebe, C., V. Rodríguez-Lara, P. Schaaf and M. Abrams, (2004a). Geochemistry, Sr⁸⁷/Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 130, p. 197-226

- Siebe, C., V. Rodriguez-Lara, P. Schaaf and M. Abrams, (2004b). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards, *Bull. Volcanol.*, Vol. 66, p. 203-225
- Siebe, C., L. Aranas-Salinas and M. Abrams, (2005). Geology and radiocarbon ages of Tlaloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 141, p. 225-243
- Siebe, C. and J. L. Macias, (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, *Geological Society of America, Special Paper 402*, p. 253-329
- Sisson, T.W. and G. D. Layne, (1993). H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from 4 subduction-related volcanoes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 117 (3-4), p.619-635
- Sobolev, A.V., M. Chaussidon, (1996). H₂O concentrations in primary melts from suprasubduction zones and mid-ocean ridges; implications for H₂O storage and recycling in the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 137 (1-4), p. 45-55
- Sparks, R. S. J., (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns, *Bull. Volcanol.*, Vol. 48, p. 3-15
- Sparks, R. S. J., M. I. Bursik, S. N. Carey, J. S. Gilbert, L. S. Glaze, H. Sigurdsson and A. W. Woods, (1997). *Volcanic Plumes*, John Wiley and Sons Editions, 574 p.
- Spilliaert, N., P. Allard, N. Métrich, and A. V. Sobolev, (2006). Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy), *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, p. 1-19
- Stelling, P., J. Beget, C. Nye, J. Gardner, J. D. Devine, R. M. George, (2002). Geology and petrology of ejecta of the 1999 eruption of Shishaldin volcano, Alaska, *Bull. Volcanol.*, Vol. 64, p. 548-561.
- Stolper, E. (1982). Water in silicate glasses: an infrared spectroscopic study, *Contrib. Mineral Petrol.*, No 81, p. 1-17
- Straub, S. M., A. B. La Gatta, A. L. Martin-Del Pozzo, and C. H. Langmuir, (2008). Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 9, p. 1-33
- Straub, S. M., A. Gómez-Tuena, G. F. Zellmer, R. Espinasa-Perena, F. M. Stuart, Y. Cai, C. H. Langmuir, A. L. Martin-Del Pozzo and G. T. Mesko. (2013). The Processes of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rocks: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt, *Journal of Petrology*, Vol.54, No. 4, p.665-701

- Sugawara, T. (2000). Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, p. 8,457-8,472
- Swanson, S. E. (1977). Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures, *American Mineralogist*, No. 62, p. 966-978
- Swinamer, R. T. (1989). The Geomorphology, Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of the Volcanic Rocks in the Sierra Del Chichinautzin, México, Thesis submitted to the Department of Geological Sciences, in conformity with the requirements for the degree of Master Science, Queen's University, 212 p.
- Taddeucci, J., M. Pompilio and P. Scarlato, (2004). Conduit processes during the July-August 2001 explosive activity of Mt. Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 137, p. 33-54
- Taddeucci, J., C. Cimarelli, M.N. Guilbaud, M. Alatorre-Ibargüengoitia and H. Delgado-Granados, (2011). A reappraisal of the explosive activity of Xitle volcano, Mexico City. *European Geophysical Union Annual Assembly*, 3-7 Abril 2011
- Toplis, M.J. (2005). The thermodynamics of iron and magnesian partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 149, p. 22-39
- UNAM and CENAPRED Seismology Group (1995), Milpa Alta earthquake of January 21, 1995, *Geofis. Int.*, No. 34, p. 355-362
- Urrutia Fucugauchi J, A. L. Martin, (1993). Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra Chichinautzin, Cuenca de México., *Geof. Int.*, Vol. 32, p. 523-533
- Valentine, G.A. and K. E. C. Krogh, (2006). Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center—the role of preexisting structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA), *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 246, p. 217-230
- Velasco-Tapia, F. and S. P. Verma, (2001). Estado actual de la investigación geoquímica en el campo mono genético de la Sierra de Chichinautzin : análisis de información y perspectivas, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 18, p. 1-36
- Vernon, R.H. (2004). *A practical guide to Rock Microstructure*, Cambridge, Cambridge University Press, 594p.
- Vigouroux, N.-C. (2006). A melt inclusion study of the potassic magmas of the Colima volcanic complex, Mexico, Thesis (M.S.), University of Oregon, 102 p.
- Walker, G. P. L. (1973a). Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme, *Geol. Rundsch.*, Vol. 62, p. 431-446
- Walker, G. P. L. (1973b). Lengths of lava flows, *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, Vol. 274, p. 107-118
- Walker, G.P. L., (1973c). A brief account of the 1971 eruption of Mount Etna. *Phil. Trans. R. Soc. London*, No. 274, p. 177-179

- Walker, G. P. L. (1981). Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 11, p. 81-92
- Walker, J.A., K. Roggensack, L. C. Patino, B.I. Cameron and O. Matias, (2003). The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 146, p. 62-77
- Wallace, P. J. (2003). From Mantle to Atmosphere: Magma Degassing, Explosive Eruptions, and Volcanic Volatile Budgets in «De Vivo, B. and R. J. Bodnar (2003). Melt inclusions in volcanic systems: Methods, Applications and Problems, Elsevier, 274 p.»
- Wallace, J.A., (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 140:, p. 217-240
- Wallace, P. J. and I. S.E. Carmichael, (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*, Vol. 135, p. 291-314
- Webber, R. M., P. J. Wallace, A. Dana Johnson, (2012). Experimental insights into the formation of high-Mg basaltic andesites in the trans-Mexican volcanic belt, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 163, p. 825-840
- Wehrmann, H., K. Hoernle, M. Portnyagin, M. Wiedenbeck and K. Heydolph, (2012). Volcanic CO₂ output at the Central American subduction zone inferred from melt inclusions in olivine crystals from mafic tephra, *Geochemistry Geophysics Geosystems G3*, Vol. 12, No. 6, p. 1 - 16
- Wilson, M. (1993). Magmatic differentiation, *Journal of the Geological Society*, August 1993, Vol. 150, p. 611-624
- Witter, J. B., V. C. Kress and C. G. Newhall, (2005). Volcán Popocatépetl, Mexico. Petrology, Magma Mixing, and Immediate Sources of Volatiles for the 1994–Present Eruption, *Journal of Petrology*, Vol. 46, p. 2,337-2,366
- Woods, A. W. and S. M. Bower, (1995). The decompression of volcanic jets in a crater during explosive volcanic eruptions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, No. 131, p. 189-205
- Yamato, P., R. Tartèse, T. Duretz, D. A. May, (2012). Magma differentiation in dykes: from field evidence to numerical study, *EGU General Assembly 2012*, 22-27 April, 2012 en Vienna, Austria., p. 913

ANEXO I

Altura de la columna

El método empleado se basa en los trabajos de Mastin et al. (2007) para estimar la altura de una columna eruptiva con el programa *Plumeria*. Los autores del programa de *Plumeria* añaden los efectos atmosféricos a los efectos físicos de la salida de los conductos volcánicos.

La física básica de las columnas volcánicas fue primero detallada por Morton et al. (1956), Settle (1978) y Wilson et al. (1978).

Los efectos del tipo de magma y de las condiciones de salida de los conductos volcánicos estuvieron descritos por Woods (1988), y Woods y Bower (1995).

Las condiciones atmosféricas se añaden a los modelos numéricos con los trabajos de Sparks et al. (1997), Woods (1993), Koyaguchi y Woods (1996), y Woods y Bursik (1991).

Anteriormente, muchos trabajos (Pyle, 1989; Houghton y Gonnermann, 2008; Costantini et al., 2009 y 2010) modelaron la altura de la columna volcánica de los volcanes básicos con base en los depósitos de tefra por explosiones estrombolianas (10^2 – 10^3 kg /s) hasta erupciones plinianas (10^7 - 10^8 kg /s). En el presente trabajo, se usan los resultados de las condiciones magmáticas iniciales con referencias detalladas y comentarios de Julie Roberge y Larry Mastin.

A) Efectos del tipo de magma y condiciones de salida en los conductos volcánicos:

Uso del programa *Conflow*,

- Selección de la inclusión de fundido.

Se seleccionó una inclusión de fundido que representa las condiciones físicas de la última etapa antes de la salida del flujo de material. Para estas condiciones, se sugería elegir una inclusión con textura de tipo reentrante sin burbuja de vapor de acuerdo a Roedder (1984) y Cervantes y Wallace (2003).

Tabla de parámetros de entrada por el programa Conflow

	Xitle X30I1_10d	Pelagatos P45--5- 1(A)	
P (Mpa)	3.69	9.00	=>Presiones calculadas con el método de Papale et al. (2006)
Depth (km)	0.14	0.34	=>Profundidades corresponden a las presiones litostáticas
T (°C)	1161	1160	=>Temperatura del magma durante su ascensión calculada por el método de Sugawara (2000) y que corresponde a las condiciones de entrapamiento de la dicha inclusión

- Composición de la inclusión de fundido:

De la misma inclusión se usa los valores de los elementos mayores. Los datos de los trabajos de inclusiones de fundido de Xitle (Cervantes y Wallace, 2003a) completan los valores que faltan.

Tabla de composiciones químicas por una muestra del Xilte y del Pelagatos

Elementos mayores	Xitle X2-4 (Cervantes y Wallace (2003))	Pelagatos P45--5-1(A)
	(wt%)	
SiO2	52.92	56.94
Al2O3	16.89	15.03
Fe2O3	0.00	0.00
FeO	7.51	7.68
MgO	6.36	6.69
CaO	8.25	7.19
TiO2	1.91	1.30
Na2O	3.98	3.52
K2O	1.31	1.29
MnO	0.11	0.11
P2O5	0.75	0.24
Total	100.00	100.00

- **Fracción de masa de agua en la mezcla (wt%)**

El porcentaje de peso de agua, entró en el cuadro de texto en la parte inferior izquierda de la ventana de *Conflow*. Se refiere al porcentaje de agua en la mezcla total (fusión + cristal + gas), pero no es el agua disuelta solo en la masa de fundida (L. Mastin, comunicación personal, 2012):

Primero, se calcula la masa total del mezclado fundido (kg) por la suma de la masa del cristal (Mx) y del fundido o «melt» (Mm):

$$M = Mx + Mm \quad (1)$$

Donde la masa del cristal y del fundido depende de:

V_{x_m} : Fracción del cristal por 1 m^3 en la mezcla de fundido (melt)

ρ_{o_x} : Densidad del cristal en kg/m^3

ρ_{o_m} : Densidad del fundido (melt) en kg/m^3

Por una fase de cristal singular:

$$M = V_{x_m} \cdot \rho_{o_x} + (1 - V_{x_m}) * \rho_{o_m} \quad (2)$$

Por una fase multicristalina (con un número de «n» cristales, empezando con uno indefinido «i»):

$$M = (\sum_{i=1}^n V_{x_{mi}} \cdot \rho_{o_{xi}}) + (1 - \sum_{i=1}^n V_{x_{mi}}) * \rho_{o_m} \quad (3)$$

Tabla de cálculo para la masa del fundido con una muestra del Xitle

Cristal	Xitle		
	V_{x_m} fracción cristal*	ρ_{o_x} Densidad (kg/m^3)	Mx Masa (kg)
Plagioclasa	0.34	2574	875
Olivino	0.16	3202	512
Piroxeno	0.05	3182	159
Total	0.55	Σ	1547
	$(1 - V_{x_m})$ Fracción fundido	ρ_{o_m} Densidad fundido(kg/m^3)	Mm Masa fundido(kg)
Fundido	0.450	2551	1148.0

*La fracción de volumen de los cristales en la muestra [V_o cristal / (V_o de vidrio + V_o cristales)] es la abundancia de cristales en la sección delgada que corresponde al mismo nivel estratigráfico que la inclusión de fundido (X3011). La densidad del fundido se obtiene siguiendo un cálculo con la ventana de "*Propiedades termodinámicas de fusión y las fases de gas*" en el programa *Conflow* (Mastin y Ghiorso, 2000).

Tabla de cálculo para la masa del fundido con una muestra del Pelagatos

Pelagatos			
Cristal	V_{x_m} fracción cristal*	ρ_{o_x} Densidad (kg/m³)	M_x Masa (kg)
Plagioclasa	0.325	2574	837
Olivino	0.13	3202	416
Piroxeno	0.142	3182	452
Total	0.597	Σ	1705
	(1- V_{x_m}) Fracción fundido	ρ_{o_m} Densidad fundido(kg/m³)	M_m Masa fundido(kg)
Fundido	0.403	2573.9	1028.053

*La fracción de volumen de los cristales en la muestra [V_o cristal / (V_o de vidrio + V_o cristales)] es la abundancia de cristales que corresponde a una estimación con referencia al análisis mineralógico modal (vol.%) de las muestras de bomba volcánica en Agustín Flores et al. (2011) y revisando los mismos análisis de lava en el trabajo de Swinamer (1989).

Los resultados:

Xitle: M = 2,695 kg

Pelagatos: M = 2,733 kg

Luego se busca las concentraciones máximas de agua por las inclusiones de fundido. Se supone que corresponden a los fundidos de magma menos desgasificados. Estos representan la fracción de agua por un volumen determinada (V_w):

Xitle (X30I2_7e): V_w = 2.37 wt%

Pelagatos (P45-8-2): V_w = 4.32 wt%

Se calcula la fracción de masa del agua en el mezclado magmático (m_w) multiplicando la fracción de agua V_w por la masa del fundido y dividiendo por la masa total (kg):

Para una fase de cristal singular:

$$m_w = (V_w * M_m) / M \quad (4)$$

Se aplica también para una fase con cristales múltiples, de acuerdo a los estudios petrográficos. Se usa entonces la ecuación (3) en la ecuación (5):

$$m_w = \frac{V_w \cdot (1 - \sum_{i=1}^n V_{x_{mi}}) \cdot \rho_{o_m}}{(\sum_{i=1}^n V_{x_{mi}} \cdot \rho_{o_{xi}}) + (1 - \sum_{i=1}^n V_{x_{mi}}) \cdot \rho_{o_m}} \quad (5)$$

Los resultados:**Xitle (X30I2_7e):** $m_w = 1.01 \%$ **Pelagatos (P45-8-2):** $m_w = 1.63 \%$

La cantidad de gases en el estado fundido (%), automáticamente se calculan con los parámetros termodinámicos en el programa *Conflow*. Se usa la ecuación de Mastin y Ghiorso (2000). La densidad del fundido está calculada con el método de Ghiorso y Sack (1995) con el programa de *Conflow* también. Primero, se calcula automáticamente la fracción de masa de los cristales en el fundido (x), que se distingue de la fracción de masa de los cristales en el mezclado (m_x).

$$x = \frac{\rho_x}{\rho_x + \rho_m (1-x)} \quad (6)$$

La fracción de masa del gas (m_g) en el sistema total es igual al total de agua en el sistema (m_w) menos lo que se disuelve en el fundido ($m_m \cdot \dot{m}_w$). Las fracciones de masas de gases, de los cristales y del fundido están relacionadas en la siguiente ecuación (donde m_x y m_m son las fracciones de masa de cristales y lo de fundido en la mezcla, respectivamente):

$$m_g = m_w - m_m \dot{m}_w \quad (7)$$

$$m_g = m_w - (1 - m_x - m_g) - w \quad (8)$$

Donde m_x y m_m son las fracciones de masa de cristales y de fundido en la mezcla, respectivamente. Al sustituir $\dot{m}_x (1 - m_g) = m_x$ y reordenando, se obtiene:

$$m_g = \frac{m_w - (1-x)w}{1 - (1-x)w} \quad (9)$$

Resultados:**Xitle:** $m_g = 0.8 \%$ **Pelagatos:** $m_g = 1.0 \%$

- **Tabla de los parámetros de entrada por el modelo de conducto Programa Conflow:**

	Xitle	Pelagatos	
Da (m)	8	7	=>Diámetro del conducto superior (Da), comparación con Paricutín y sus dimensiones respectivas generales (Pioli et al., 2008)
Db (m)	8	7	=>Diámetro del conducto inferior (Db), con la estimación de un conducto de diámetro constante y sin deformación
P' (MPa)	0.1013	0.1013	=>Presión final (MPa) como la presión atmosférica promedio
P (MPa)	3.7	9	Datos de entrada para la presión (MPa), calculados con el método de Papale et al. (2006) usando las composiciones y parámetros dado por A) y B)
V (m/s)	80	80	=>Velocidad (m/s) estimada en el conducto con la ecuación de la sección 3.4 en el capítulo 3 con el método de Sparks et al. (1997). El autor especifica valores variables, en el orden de 50-150 m/s dependiendo de la presión y la fracción de masa de los gases en el magma. Sólo afecta el número de iteración del programa de Conflow (L. Mastin, comunicación personal, 2012)
G (m/s²)	9.81	9.81	=>Aceleración gravitacional (m/s ²), se considera constante
Zp (m)	-140	-340	=>Profundidad para la presión de entrada (m) como presión litostática
Z (m)	2980	2980	=>Elevación del cono volcánico (m), amsl
z – zp (m)	2840	2640	=>Elevación del punto de descompresión usando en el modelo (m)
T (°C)	1148	1113	=>Temperatura de salida en equilibrio (°C). Se calcula como parámetro de salida del programa de Conflow

B) Condiciones atmosféricas

Tabla de parámetros atmosféricos de entrada en el programa Plumeria

	Xitle	Pelagatos
Aire °T (°C) ^a	16.5	16.5
«Lapse rate» (K/km)	-6.49	-6.49
Altitud de la boca eruptiva (m) ^b	3150	2980
Humedad relativa (%)	59.3	59.3
Altitud tropopausa (km)	15	15
Espesor tropopausa (km)	9	9
«Thermal lapse rate», estratosfera (K/km)	-1	-1

^aTemperatura del aire a la salida del volcán usando en Cervantes y Molinero (1995) y las mediciones actuales de la zona.

^bLa elevación del cono está determinado en Siebe et al. (2004a)
Los otros parámetros están referidos en el sitio de la NOAA (2012)

C) Condiciones de salida del conducto

La tasa del flujo de masa es la propiedad más importante a mantener en los rangos lógicos de la erupción. Los cambios de temperatura, de contenido de gases, de velocidad, pueden afectar mucho porque son ambos interdependiente en función de la geometría y las condiciones termodinámicas del mezclado gas-magma.

- Determinación de la velocidad

Siguiendo las últimas etapas, el último parámetro desconocido es la velocidad inicial de la erupción a la salida del conducto. De acuerdo a los resultados de salida de Conflow, existe una sobrestimación en el orden de 330 m/s. Ese se debe a que se considera como el valor máximo que tendría el flujo como lo de un *jet* aunque es muy diferente de la realidad de las erupciones stromboliana a vulcaniana moderadas. Los intervalos que se observan en los trabajos de Sparks et al. (1997) son entre 50-150 m/s y corresponden más a la realidad de nuestro modelo. Se puede referir a las velocidades iniciales de la zona de reequilibración de la presión del mezclado gas-tefra expulsado (Ogden,2011), sino por el método de Sparks et al. (1997). Este último representa la velocidad de sonido del mezclado (2 fases) a la salida del conducto y nos da valores entre 90-110 m/s.

Por ejemplo, se puede estimar la velocidad u (m/s) con la ecuación dada en Sparks et al. (1997):

$$u = 0.95 \cdot (n_0 RT)^{1/2} \quad (10)$$

Donde n_0 es la fracción de masa inicial del magma (adimensional), R la constante universal de los gases ideales (J/Mol·k) y T la temperatura de los productos en el conducto (°Kelvin). Se puede ajustar el parámetro en la ventana del programa de *Plumeria* hasta que el valor

está cerca o debajo de 20% de la velocidad de sonido, del mezclado indicado en la última línea de los parámetros (L. Mastin, comunicación personal, 2012).

Tabla de los parámetros de entrada y de salida en Plumeria

	Xitle	Pelagatos
Diámetro (m)	7	7
Velocidad (m/s)	65	77
Temperatura (°C)	1148	1135
(%) gas	0.7	1
(%) agua ad.	0	0
Resultados		
M: Flujo de masa (kg/s)	3.5E+04	3.1E+04
Ht ^a (km)	3.3	3.2
Ht ^b (km)	6.8	6.6
Ht referencia (km)	10.5-11.2 ^c	χ ^d

^aAltura de la columna con el método de Sparks et al. (1997)

^bAltura de la columna calculada con *Plumeria*, usando una densidad de 2,500 kg/m³

^cAltura calculada por Cervantes y Molinero (1995) usando el método de Pyle (1989)

^dAltura no está determinada en los trabajos previos. Se sabe que la altura mínima para transportar material más ligero en la columna es mayor que 1 km de acuerdo a Guilbaud et al. (2009).

D) Altura de la zona de convección:

Con la altura total de la columna eruptiva, se puede determinar el límite de la altura de la zona de convección que existe en la región donde las condiciones de flotabilidad cambian por los efectos de densidad relativa entre la masa del aire ambiente y de la masa de gases y cenizas en suspensión. Es importante incluir este dato porque determina una zona donde los vientos afectan más el modelo. Se determina con una relación empírica descubierta por Sparks (1986).

$$H_t = 1.32(h_0 + H_b) \tag{11}$$

Donde H_t es la columna total (km), h₀ la profundidad focal de la columna virtualmente localizada abajo la salida del conducto (km). Esta profundidad se considera relacionada con r₀, el radio del conducto (transformando en km) con h₀=r₀/0.125 y reordenando, se obtiene:

$$H_b = (H_t/1.32) - h_0 \tag{12}$$

Con resultados:

Xitle: 5.2 km

Pelagatos: 4.9 km

REFERENCIAS

- Agustín-Flores, J., C. Siebe and M.-N. Guilbaud, (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*, Vol. 201, p.143-162
- Cervantes, P.L. and R.J.M. Molinero (1995). Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 74 p.
- Cervantes, Pablo and P. J. Wallace, (2003). Magma degassing and basaltic eruption styles : a case study of – 2000 year B.P. Xitle volcano in central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 120, p.249-270
- Costantini, L., C. Bonadonna, B.F.Houghton, and H. Wehrmann (2009). New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. *Bull. of Volcanol.*, Vol.71, p.337-355
- Costantini, L.,B.F. Houghton, and C. Bonadonna (2010). Constraints on eruption dynamics of basaltic explosive activity derived from chemical and microtextural study: The example of the Fontana Lapilli Plinian eruption, Nicaragua, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 189, p.207-224
- Guilbaud, M.-N., C. Siebe, and J. Agustín-Flores, (2009). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite, Pelagatos scoria cone southeast of México City, *Bull. Volcanol.*, Vol. 71, p. 859–880
- Ghiorso, M.S., and R.O. Sack, (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*, Vol.119, p. 197-212.
- Houghton, B. F. and H.M. Gonnermann (2008). Basaltic explosive volcanism: constraints from deposits and models, *Chemie der Erde*, no. 68, p.117-140
- Koyaguchi, T., and A. Woods (1996). On the formation of eruption columns following explosive mixing of magma and surface water, *J. Geophys. Res.*, no.101, p. 5561-5574

- Mastin, L. G. and M. S. Ghiorso (2000). A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits, USGS Open-File Report 00-209, p. 1-53 <http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/Publications/OFR00-209/framework.html>, (Se consultó la página electrónica en 2012.)

- Mastin, L. G. (2007). A user-friendly one-dimensional model for wet volcanic plumes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, G3, An electronic Journal of the Earth Sciences, Vol. 8, no. 3, p.1-24
- <http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/Publications/G3Plumeria/framework.html>, (Se consultó la página electrónica en 2012.)

- Morton, B. R., G. Taylor, and J. S. Turner (1956). Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, no.234, p.1-23

- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), available on: <http://www.arl.noaa.gov/ready-bin/profile1a.pl>. Data

- Ogden, D. (2011). Fluid dynamics in explosive volcanic vent and craters, *Earth and Planetary Sciences Letters*, Vol. 312, p. 401-410

- Papale, P., R. Moretti and D. Barbato (2006). The composition dependence of the saturation surface of H₂O+CO₂ fluids in silicate melts, *Chemical geology*. Vol. 229, p.78-95

- Pioli, L., E. Erlund, E. Johnson, K. Cashman, P. J. Wallace, M. Rosi, H. Delgado-Granados, (2008). Explosive dynamics of violent strombolian eruptions: the eruption of Parícutín volcano 1943-1952 (México), *Earth Planet Sci. Lett.*, no. 271, p.359-368

- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grainsize, of tephra fall deposits, *Bull. Volcanol*, no. 51, p. 1-15

- Roedder, E. (1984). Fluid Inclusions, *Min. Soc.Am. Rev. in Min.*, Vol. 12, 644 p.

- Settle, M. (1978). Volcanic eruption clouds and the thermal power output of explosive eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, no.3, p.309-324

- Siebe, C., V. Rodriguez-Lara, P. Schaaf and M. Abrams, (2004a). Geochemistry, Sr⁸⁷/Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 130, p. 197-226
- Sparks, R. S. J. (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns, *Bull. Volcanol.*, no. 48, p.3-15
- Sparks, R. S. J., M. I. Bursik, S. N. Carey, J. S. Gilbert, L. S. Glaze, H. Sigurdsson, and A. W. Woods (1997). *Volcanic Plumes*, John Wiley, Hoboken, N. J., 574 p.
- Sugawara, T. (2000). Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid: *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, p. 8457-8472
- Swinamer, R. T. (1989). *The Geomorphology, Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of the Volcanic Rocks in the Sierra Del Chichinautzin, México*, Thesis submitted to the Department of Geological Sciences, in conformity with the requirements for the degree of Master Science, p.212
- Wilson, L., R. S. J. Sparks, T. C. Huang, and N. D. Watkins (1978). The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, p.1829-1836
- Woods, A. W. (1988). The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns, *Bull. Volcanol.*, Vol. 50, p.169-193
- Woods, A., and M. Bursik (1991). Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes, *Bull. Volcanol.*, Vol. 53, p.559-570
- Woods, A. W. (1993). Moist convection and the injection of volcanic ash into the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, p.17,627-17,636
- Woods, A. W., and S. M. Bower (1995). The decompression of volcanic jets in a crater during explosive volcanic eruptions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, no.131, p.189-205

ANEXO II

Duración de la erupción explosiva

Para evaluar la duración de la fase explosiva sin un registro completo de las cenizas, se propone usar una estimación del tiempo máximo de la erupción del Xitle. Por ejemplo, se puede usar el tiempo de la fase efusiva como referencia. De acuerdo a los registros estratificados, la duración de la fase explosiva se supone menor que la fase efusiva (Cervantes y Molinero, 1995; Delgado-Granados et al., 1998). Se usan muchas comparaciones con los modelos de erupción de lavas con morfología de tubo y los flujos de pahoehoe (Hon et al., 1994; Zebker et al., 1995). Como para la estimación del tiempo de la erupción efusiva del Pelagatos (Guilbaud et al., 2009), usamos un rango mínimo y máximo de valores y se dan los supuestos siguientes:

Tiempo máximo:

- I) De acuerdo a la erupción similar del Parícutín en Pioli et al. (2008 y 2009), la fase efusiva y explosiva casi no para entre el primer y el último año, aunque varían entre los estilos más efusivos y explosivos. En el caso de Xitle, los volúmenes de lava son mucho más importantes, pero la mayor parte de las cenizas se encuentran asociadas a una fase más temprana en toda la secuencia de la erupción (Taddeucci et al., 2011). También están asociadas a los flujos III-IV-V-VI, los cuales representan el paroxismo de toda la erupción (Delgado-Granados et al., 1998). Como no se encuentra capa de ceniza directamente sobre el último flujo VII (Cervantes y Molinero, 1995), se puede inferir que el tiempo total efusivo se limita a este flujo.
- II) La presencia de tubos de lava de buena dimensión (hasta 10 metros de diámetro) indica tiempos de enfriamiento de varios meses y se forman pocas semanas después que se emplazan los flujos de tipo *sheet flow*, como es el caso de la erupción del Kilauea en Hawaii (Hon et al., 1994). De acuerdo a los trabajos del U.S.G.S. (Wolfe et al., 1987) las tasas de emisión de estos flujos varían hasta 4 m³/s y las lavas de Xitle muestran morfologías similares. Entonces, se puede calcular un tiempo de emisión para el volumen de cada uno de los 7 flujos del Xitle (ver tabla) y la suma directa da 7 años y medio.

Tiempo mínimo:

- I) No se puede inferir que cada flujo no se intercala en el tiempo (por ejemplo, el flujo II espera a que se pare y enfríe el flujo I para salir). Entonces, una simple suma de los tiempos de cada flujo de lava sobrestima el tiempo total efusivo. De acuerdo a la cronología de la erupción del Xitle en Delgado-Granados et al. (1998) y la columna estratigrafía compuesta en Cervantes y Wallace (2003), se pueden asociar los flujos I y II a un mismo primer evento efusivo. Segundo, los flujos III-IV-V-VI se asocian a la fase del paroxismo efusivo/explosivo y los flujos III-IV-V se reconocen en un mismo sistema de conducto subterráneo de tubos de lava (R. Espinasa, comunicación personal, 2012). Tercero, el flujo VII ocurre después de

esta secuencia y no tiene traza de ceniza arriba. En estos casos, se recomienda seleccionar los tiempos máximos en cada de estos tres grupos mencionados (ver celdas amarillas de la tabla siguiente).

Tabla de los tiempos

Flujo	No.	Max D (km)	Volumen (km ³)	Max. tiempo (días)	Min. tiempo (días)
Miembro Agua Escondida	I	5.7	0.018	52	52
Miembro Heroes de 1910	III	1.7	0.003	9	
Miembro Seminario	III	7.7	0.074	214	1823
Miembro Miguel Hidalgo	IV	6.4	0.044	127	
Miembro Ciudad Universitaria	V	12.5	0.63	1823	
Miembro Pedregal de San Angel	VI	10.5	0.188	544	
Miembro San Buenaventura	VII	4.6	0.007	20	20
		Total	0.964	2789	1895

- II) Para una misma densidad de tefra (1460 kg/m^3), la masa total de tefra del Xitle de los cálculos de Cervantes y Molinero (1995) dan $4.88 \cdot 10^{11} \text{ kg}$ y es 5 veces menos que la masa total emitida del Parícutín ($2.14 \cdot 10^{12} \text{ kg}$) la cual duró 3,136 días de manera casi continua. Si la tasa de emisión es de una magnitud cercana a los valores de Parícutín, se puede inferir un límite mínimo del tiempo de la erupción explosiva a 2 años.

De este manera, para una tasa de emisión asociada a los tubos de lava, sabemos que el tiempo de efusión de lava fue mayor que 5 años y menor que 7 años y medio. También, podemos estimar que el tiempo de emisión de tefra fue mayor que 2 años pero menor que 7 años y medio.

REFERENCIAS

- Cervantes, P.L. and R.J.M. Molinero (1995). Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 74 p.
- Cervantes, Pablo and P. J. Wallace (2003). Magma degassing and basaltic eruption styles : a case study of – 2000 year B.P. Xitle volcano in central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 120, p.249-270
- Delgado-Granados, H., R. Molinero, P.Cervantes, J. N.-Obregón, R. L.-Santa Cruz, H. Lacias-Gonzalez, C. Mendoza-Rosales and G. Silva-Romo, (1998). Geology of Xitle Volcano in southern Mexico City - A 2000 Year-Old monogenetic volcano in an urban area, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15, no. 2, p. 115-131
- Guilbaud, M.-N., C. Siebe, J. Agustín-Flores, (2009). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite, Pelagatos scoria cone southeast of México City, *Bull. Volcanol.*, Vol. 71, p. 859–880
- Hon, K., J. Kauahikaua, R. Denlinger, and K. Mackay, (1994). Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, *Geological Society of America Bulletin*, Vol.106, no.3, p. 351-370
- Pioli, L., E. Erlund, E. Johnson, K. Cashman, P. J. Wallace, M. Rosi, H. Delgado-Granados, (2008). Explosive dynamics of violent strombolian eruptions: the eruption of Parícutín volcano 1943-1952 (México), *Earth Planet Sci. Lett.*, no. 271, p. 359-368
- Pioli, L., B. J. Azzopardi, K. V. Cashman, (2009). Controls on the explosivity of scoria cone eruptions: Magma segregation at conduit junctions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 186, p.407-415
- Taddeucci, J., C. Cimarelli, M.-N. Guilbaud, M. Alatorre-Ibargüengoitia, and H. Delgado-Granados, (2011). A reappraisal of the explosive activity of Xitle volcano, Mexico City. *European Geophysical Union Annual Assembly*, 3-7 April 2011
- Wolfe, E. W., M. O. Garcia, D. B. Jackson, J. Koyanagi, C. A. Neal and A. T. Okamura (1987). The Pu'u 'O'o eruption of Kilauea volcano, episodes 1 - 20, January 3, 1983 to June 8, 1984, In: Decker, R. W., T. L. Wright, and P. H. Stauffer (eds). *Volcanism in Hawaii*. US Geological Survey Prof. Paper., no. 1350, p. 471 - 508
- Zebker, H. A., P. Rosen, S. Hensley, and P.J. Mouginiis-Mark (1995). Analysis of active lava flows on Kilauea volcano, Hawaii, using SIR-C radar correlation measurements, *Geology*, Vol.24, no.6, p. 495-498

ANEXO III

Cálculo de contribución de los gases

El método empleado se basa en las estimaciones de contribución de los gases del volcán Etna por Spilliaert et al. (2006) con comparaciones con los cálculos para el volcán Jorullo y Parícutín hechos por Johnson et al. (2010). La estimación de la contribución total de cada gas se basa en la multiplicación del porcentaje de un gas en el fundido por la masa total de material saliendo del volcán de forma efusiva (lava) y explosiva (cono de escoria y capas de tefra). Para determinar estas masas, se requiere un cálculo de los volumen total de roca emitida (DRE), lo que necesita una muy fina aproximación de la duración de cada erupción (ver anexo IV).

A) Cálculo de masa de tefra:

Los cálculos son necesarios para estimar la masa de tefra de Pelagatos que no tiene registros de campo últimamente. Para el Xitle, se compara con los valores de Cervantes y Molinero (1995). Una posibilidad es usar la relación de altura de columna H (km) con la tasa de descarga Q en (kg/s) de la relación $H = 1.67Q^{0.259}$ que viene de las observaciones compiladas de altura de pluma y tasa de descarga de muchas erupciones para una densidad de magma fija a $2,500 \text{ kg/m}^3$ (Sparks et al., 1997, p. 118). Otra posibilidad es de usar el flujo de masa inicial M (kg/s) saliendo directamente del conducto por la relación siguiente descrita por Mastin (2007):

$$M = (\pi r^2) \rho u \quad (1)$$

Donde el flujo de masa inicial (kg/s) está controlado por el aire circular de rayo r (m) con material eruptivo de densidad ρ (kg/m^3) y la velocidad de ascensión vertical en el conducto u (m/s). Estos parámetros cambian por la elevación y son representativos de las condiciones del cálculo del programa *Plumeria*. Luego, calcula el volumen total V (m^3) del flujo por un equivalente de roca densa (RD) de ρ ($2,600 \text{ kg/m}^3$) por una duración total de erupción mínima o máxima (s):

$$M = (\pi r^2) \rho u = \frac{V}{t} \quad (2)$$

$$\Rightarrow V = Mt \quad (3)$$

El volumen total representa material de los tefra de ρ_t ($1,460 \text{ kg/m}^3$) y del cono de escoria de ρ_c ($1,800 \text{ kg/m}^3$). Luego, se busca el volumen sólo de tefra, entonces hay que restar el volumen de roca densa del cono de escoria:

$$V = V_t + V_c \quad (4)$$

$$V_t = V - V_c \quad (5)$$

El nuevo volumen se multiplica por la densidad de tefra ρ para obtener la masa total de tefra M_t (kg):

$$M_t = V_t \cdot \rho_t \quad (6)$$

B) Cálculo de masa total:

Desde la ecuación (2), en esta etapa, se calcula un tiempo mínimo y un tiempo máximo en las tablas para establecer un intervalo. Los siguientes cálculos se hacen para ambos casos hasta que se obtiene un valor de masa total mínima y máxima. Los flujos de masa están calculados con el programa de Plumeria (Mastin, 2007), los tiempos de Xitle se estimaron en el anexo IV y los tiempos de Pelagatos son de Guilbaud et al. (2009).

Tabla de resultados

	Xitle	Pelagatos
Flujo de masa (kg/s)	2.92E+04	3.20E+04
Volumen equivalente-DRE m³/s	11.2	12.3
Tiempo min. (días)	730	6
Tiempo max. (días)	2749	480
Volumen tefra min.(m³)	6.9E+08	6.4E+06
Volumen tefra min.(m³)	2.6E+09	5.1E+08
Masa tefra min. (kg)	1.0E+12	9.3E+09
Masa tefra min. (kg)	3.9E+12	7.5E+11
Ref: Masa de tefra (kg)	4.9E+11	-
Masa de lava (kg)	2.3E+12	7.9E+10
Masa de cono (kg)	3.6E+10	1.2E+09
Masa total min. (kg)	3.3E+12	8.9E+10
Masa total max. (kg)	6.2E+12	8.3+11
Ref. Masa total (kg)^a	2.8E+12	-

^aCervantes y Molinero (1995)

C) Cálculo de la tasa de descarga

La tasa de descarga (kg/s) o *mass eruption rate* (MER, por sus siglas en inglés) se calcula dividiendo la masa total (kg) de los productos eruptivos (M_{tot}) por el tiempo total de la erupción (ver anexo II). La tasa de descarga (kg/s) también se puede decir MER promedio total porque son promedios de los materiales eruptivos emitidos en un año (kg/a). La masa total representa la masa de tefra (M_t) y se considera variable dependiendo del tiempo de erupción explosiva. La masa del cono (M_c) y la masa de lava (M_l) son invariables porque los datos de volumen son muy fiables en las medidas del campo. Se usa la ecuación siguiente:

$$MER = \frac{M_{tot}}{T} = \frac{(M_t + M_c + M_l)}{T} \quad (7)$$

Se repite el cálculo para una masa de tefra mínima (M_{tmin}) la cual corresponde a un tiempo máximo de erupción explosiva (T_{max}) y para una masa de tefra máxima (M_{tmax}) la cual corresponde a un tiempo mínimo de erupción explosiva (T_{min}). Así, se obtiene una tasa de descarga máxima (MER_{max}) o una tasa de descarga mínima (MER_{min}):

Caso A)

$$MER_{max} = \frac{M_{tot}}{T_{min}} = \frac{(M_{tmax} + M_c + M_l)}{T_{min}} \quad (8)$$

Caso B)

$$MER_{min} = \frac{M_{tot}}{T_{max}} = \frac{(M_{tmin} + M_c + M_l)}{T_{max}} \quad (9)$$

Si se habla de la tasa de descarga explosiva o MER explosivo (Explosive Mass Eruption Rate), se usa la suma de la masa de tefra M_t y la masa del cono M_c y se divide por el tiempo total. Para la tasa de efusión o MER efusivo, es el mismo proceso pero se divide sólo la masa de lava (M_l) por el tiempo. El cálculo es el siguiente para la tasa de descarga explosiva:

$$MER_{explosivo} = \frac{M_t + M_c}{T} \quad (10)$$

Con la misma lógica:

Caso A)

$$MER_{max\ explosive} = \frac{M_{tot}}{T_{min}} = \frac{(M_{tmax} + M_c)}{T_{min}} \quad (11)$$

Caso B)

$$MER_{min\ explosive} = \frac{M_{tot}}{T_{max}} = \frac{(M_{tmin} + M_c)}{T_{max}} \quad (12)$$

REFERENCIAS

- Cervantes, P.L. and R.J.M. Molinero, (1995). Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 74 p.
- Guilbaud, M.-N., C. Siebe, J. Agustín-Flores, (2009). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite, Pelagatos scoria cone southeast of México City, Bull. Volcanol., Vol. 71, p. 859–880
- Johnson, E. R., P. J. Wallace, K.V. Cashman and, H. Delgado-Granados, (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, Vol. 197, Issues 1-4, p. 225–238
- Mastin, L. G. (2007). A user-friendly one-dimensional model for wet volcanic plumes, Geochemistry Geophysics Geosystems, G3, An electronic Journal of the Earth Sciences, Vol. 8, no. 3, p.1-24
<http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Mastin/Publications/G3Plumeria/framework.html>
(Se consultó la página electrónica en 2012.)
- Pioli, L., B. J. Azzopardi and K. V. Cashman, (2009). Controls on the explosivity of scoria cone eruptions : Magma segregation at conduit junctions, Journal of Volcanology and Geothermal Research, no. 186, p.407-415
- Sparks, R. S. J., M. I. Bursik, S. N. Carey, J. S. Gilbert, L. S. Glaze, H. Sigurdsson and A. W. Woods, (1997). Volcanic Plumes, John Wiley and Sons Editions, 574 p.
- Spilliaert, N., P. Allard, N. Métrich, and A. V. Sobolev (2006). Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy), *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, p.1-19

ANEXO IV

Fotografías de los cristales

