

Universidad Nacional Autónoma de México

Instituto de Geofísica

Posgrado en Ciencias de la Tierra



*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 para obtener el grado de Maestría en Ciencias (Vulcanología)

Presenta Javier Agustín Flores

Asesor: Dr. Claus Siebe G.



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.

*Dedicada especialmente a mis papás,
Yolanda y Javier,
Por su apoyo de siempre*

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica y a la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra, a la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra, a todo el personal que ha facilitado la realización de esta tesis; a Araceli, Mónica y Graciela. Al personal de cómputo del Instituto de Geofísica. Al CONACyT por la beca otorgada.

A mi asesor, el Dr. Claus Siebe G. y a los miembros del jurado del examen de grado: Dr. Sergio Rodríguez, Dr. Lorenzo Vázquez, Dr. Peter Schaaf y Dr. Arturo Gómez.

Al personal del LUGIS: Dr. Peter Schaaf, M. en C. Gabriela Solís, Ing. Teodoro Hernández y Dr. Juan J. Morales. A Diego Aparicio, encargado del taller de laminación. Al Ing. Moisés Martínez de Fotogrametría y Servicios Profesionales S.A. Al Dr. Michael Abrams del Jet Propulsion Laboratory. A la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud.

Un agradecimiento especial a mis amigos Lilia y Hugo Fernando. También a Katrin, Nacho, Alejandro y Sergio.

A mis amigos y compañeros de mi pasado y presente. A toda mi familia. A Yair.

El financiamiento para los gastos de esta tesis fue por medio de los proyectos CONACYT-50677-F (CONACYT) y DGAPA-UNAM-IN101006-3 (DGAPA-UNAM) asignados al Dr. Claus Siebe.

Contenido

Página

Resumen.....	i
Abstract.....	iii
1. Introducción	1
2. Generalidades.....	4
2.1 Localización.....	4
2.2 Metodología.....	4
2.3 Marco geológico y tectónico	8
3. Morfología y volúmenes emitidos.....	14
3.1 Pelagatos.....	17
3.2 Cerro del Agua	21
3.3 Dos Cerros	24
4. Estratigrafía.....	29
4.1 Dos Cerros	30
4.2 Cerro del Agua	36
4.3 Pelagatos.....	38
5. Petrología y geoquímica	43
5.1 Mineralogía y petrografía.....	43
5.1.1 Pelagatos	44
5.1.2 Cerro del Agua	49
5.1.3 Dos Cerros	56
5.2 Geoquímica	65
5.2.1 Geoquímica de elementos mayores y traza (resultados).....	69
5.2.2 Composición isotópica de Sr, Nd y Pb (resultados).....	82
5.3 Discusión	87
6. Conclusiones	95
7. Referencias.....	97

RESUMEN

En este estudio se presenta un bosquejo general de la geología y geoquímica de los volcanes monogenéticos Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros que se localizan en el sector NE del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin. El Pelagatos (3020 m snm) es un pequeño cono de escoria que tiene un volumen de 0.0017 km^3 y que produjo un flujo principal de lava que cubre un área total de 4.9 km^2 con un volumen de 0.036 km^3 . El Cerro del Agua (3480 m snm) es un cono de escoria con un volumen de 0.028 km^3 que produjo varios flujos de lava asociados que cubren un área de 17.62 km^2 y un volumen de 0.24 km^3 . El Dos Cerros incluye dos conos de escoria, El Tezpomayo (3080 m snm) con un volumen de 0.022 km^3 y La Ninfa (3000 m snm) con un volumen de 0.032 km^3 . Ambos coronan un escudo de lavas que cubre un área de 80.3 km^2 con un volumen de 1.6 km^3 . En el mapa geológico se destacan los conos de escoria y las áreas cubiertas por los flujos de lava emitidos.

La morfología de los volcanes estudiados indica que pertenecen a erupciones recientes (Pleistoceno Tardío-Holoceno). Se realizó un solo fechamiento por radiocarbono en el Pelagatos ($2,520 \pm 105$ años A.P.) obtenido de fragmentos de carbón que se encontraron en material retrabajado yaciendo en los bordes de los flujos de lava. Además, se establecieron edades relativas teniendo como indicador estratigráfico a la pómez "Tutti Frutti" del volcán Popocatepetl fechada en 14,000 años A.P. Se dedujo que los volcanes Pelagatos y Cerro del Agua hicieron erupción aproximadamente entre 2,500 y 14,000 años A.P., ya que la caída de la pómez "Tutti Frutti" no sobreyace a sus productos. Sin embargo, el Dos Cerros está cubierto directamente por la caída de pómez "Tutti Frutti" indicando que es sólo un poco más antiguo que dicho evento. Un fechamiento en fragmentos de carbón obtenido en cenizas del Dos Cerros arrojó una edad de $13,980 \pm 70$ años A.P., lo que indica que la edad de la erupción del Dos Cerros es muy cercana a los 14,000 años A.P. de la pómez "Tutti Frutti".

Las rocas del Pelagatos son andesitas basálticas Ol-Hy-normativas con textura porfirítica y afanítica. Tienen fases minerales que incluyen fenocristales de olivino (con inclusiones de espinelas) en una matriz traquítica compuesta de vidrio y microlitos de plagioclasa. Además, se encuentran microcristales de olivino y clinopiroxeno. Las rocas del Cerro del Agua son andesitas basálticas y

andesitas Hy-normativas con textura porfirítica, afanítica y glomeroporfirítica. Tienen fases minerales que incluyen principalmente fenocristales de olivino y clinopiroxeno (ambos con inclusiones de espinelas) en una matriz traquítica compuesta de vidrio y microlitos de plagioclasa, así como microcristales de olivino y clinopiroxeno. En las rocas de ambos volcanes se encuentra ortopiroxeno, pero en menor cantidad. Las rocas del Dos Cerros son andesitas Hy-normativas (unas cuantas son ligeramente Hy-Qz-normativas) con textura porfirítica y afanítica. Tienen fases minerales que incluyen fenocristales de olivino (con inclusiones de espinelas), clinopiroxeno y ortopiroxeno en una matriz traquítica compuesta de vidrio, microlitos de plagioclasa y microcristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Las rocas de los tres volcanes pertenecen a la serie calcialcalina. El volcán Pelagatos es de interés especial debido al carácter primitivo de sus magmas como lo indica su elevado número de magnesio y los altos contenidos de Cr y Ni.

La geoquímica de elementos mayores y traza y la petrografía indican que los magmas que originaron los tres volcanes sufrieron cierto grado de cristalización fraccionada en su ascenso, aunque sólo en las rocas del Dos Cerros este proceso se refleja de manera más definida. Los tres volcanes no muestran evidencia de relacionarse cogenéticamente. Por otro lado, las diferencias entre las rocas de los tres volcanes en los elementos REE, HFSE, LILE y la composición isotópica, principalmente de Sr y Nd, es el reflejo de las heterogeneidades del manto astenosférico (con la influencia variable de un manto enriquecido en elementos HFSE que produce magmas tipo intraplaca) y la variada composición de las fases acuosas y/o fundidos provenientes de la placa subducida. Las rocas de los tres volcanes presentan características geoquímicas e isotópicas distintivas que hacen suponer que los productos de los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros están relacionados con el ascenso independiente de lotes de magmas con poco tiempo de residencia en la corteza que provienen de un manto heterogéneo. Este manto tiene, en menor o mayor grado, una composición similar al manto que produce rocas con afinidad intraplaca. Finalmente, no existen evidencias claras que indiquen que hayan existido contribuciones importantes de la corteza en las rocas de los tres volcanes. Sin embargo, los isótopos radiogénicos de Pb podrían indicar una contribución de la corteza en las rocas del Dos Cerros.

ABSTRACT

This study is focused on the geology and geochemistry of the monogenetic volcanoes Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros which are located in the NE sector of the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. Pelagatos (3020 m.a.s.l.) is a small scoria cone, with an estimated volume of 0.0017 km³, which produced a main associated lava flow with a volume of 0.036 km³ that covers an area of 4.9 km². Cerro del Agua (3480 m.a.s.l.) is a scoria cone, with an estimated volume of 0.028 km³, which produced several lava flows that cover a total area of 17.62 km² with a volume of 0.24 km³. Dos Cerros is a lava shield, which covers an area of 80.3 km², and is crowned by two scoria cones: Tezpomayo (3080 m.a.s.l.) with an estimated volume of 0.022 km³, and La Ninfa (3000 m.a.s.l.) with an estimated volume of 0.032 km³. The scoria cones and the areas covered by the associated lava flows are outlined in the geologic map presented.

The fresh morphology of the volcanoes studied suggests a recent (Late Pleistocene-Holocene) age of their activity. A radiocarbon age of 2,520 ± 105 yr. B.P. was obtained on charcoal from reworked Pelagatos material found beyond its lava flow. Hence, it must be a minimum age. A relative age was determined by using the Tutti Frutti pumice from nearby Popocatepetl volcano as a stratigraphic marker. The Tutti Frutti has an age of 14,000 yr. B.P. and, since it does not cover the products of the Cerro del Agua and Pelagatos volcanoes, the eruptions of both volcanoes must have occurred between ca. 2,500 and 14,000 yr. B.P. On the other hand, the Tutti Frutti pumice is found directly above the products of Dos Cerros which indicates that the Dos Cerros eruption is slightly older but close to 14,000 yr. B.P. A radiocarbon age of 13,980 ± 70 yr. B.P. obtained from charcoal fragments found in Dos Cerros ash layers corroborates this conclusion.

Pelagatos rocks are Ol-Hy-normative basaltic andesites with porphyritic and aphanitic textures. Their mineral assemblage includes olivine phenocrysts with spinel inclusions embedded in a trauquitic groundmass which consists mainly of glass and plagioclase microlites. Microcrysts of olivine and pyroxene are also present. Cerro del Agua rocks are Hy-normative basaltic andesites and andesites with porphyritic, aphanitic, and also glomeroporphyritic textures. Their mineral assemblage is similar to the Pelagatos', but includes also phenocrysts of clinopyroxene. Orthopyroxene is a minor

mineral phase in the rocks of both volcanoes. Dos Cerros rocks are represented by Hy-normative and Hy-Qz-normative andesites with porphyritic and aphanitic textures. The mineral assemblage contains orthopyroxene phenocrysts and microcrysts, in addition to the minerals mentioned for Pelagatos and Cerros del Agua. All rocks belong to the calc-alkaline series. Due to its high contents in Cr, Ni, and the high Mg#, Pelagatos rocks are considered to have derived from primitive magmas, and this highlights the importance of this volcano for understanding the petrogenetic processes in this region.

Major and trace element abundances and petrography of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros volcanoes indicate certain degree of crystal fractionation of their magmas on their way to the surface. Dos Cerros is the volcano that shows most evidence for fractionation. However, it appears that the rocks from the three volcanoes are not cogenetically related. On the other hand, REE, HFSE, LILE and isotopic (Sr and Nd) compositions point towards mantle heterogeneities (with the variable influence of a mantle enriched in HFSE that produces intraplate-like rocks) and the influence from compositionally variable aqueous/melt phases from the subducted slab. Therefore, the distinct geochemical and isotopic characteristics of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros rocks suggest an independent ascent of small magma batches from a heterogeneous mantle. These batches had a short time of residences in the crust. The mantle has, to a greater or lesser extent, a HFSE enriched composition. Finally, there is no clear evidence of important crustal contributions in the composition of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros rocks. However, the Pb isotopic composition of Dos Cerros rocks seems to indicate a crustal contribution.

CAPÍTULO 1. Introducción

Los volcanes monogenéticos Cerro del Agua, Dos Cerros y Pelagatos están situados en la parte nororiental del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (CVSC) dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Fig. 1). El CVSC incluye a más de 200 conos monogenéticos y flujos de lava asociados que ocupan un área aproximada de 2,500 km² (Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1982; Siebe *et al.*, 2004a). Algunos de los conos de escoria más antiguos han sido cubiertos por otros más recientes, por lo que es difícil realizar un conteo exacto de su número total. Bloomfield (1975) reporta una densidad de conos de escoria de 0.1/ km². Swinamer (1989) calculó un volumen total de productos volcánicos emitidos en el CVSC de 1,600 km³. Sin embargo, Márquez *et al.* (1999) estiman un volumen de 470 km³ y Siebe *et al.* (2004a) mencionan que el volumen total del CVSC es mayor a 200 km³. La tasa de efusión fue calculada en 0.8 km³/1000 años (Siebe *et al.*, 2004b) para todo el campo.

Datos paleomagnéticos sugieren que el vulcanismo en el CVSC es en general más joven que 0.7-0.8 Ma (Mooser *et al.*, 1974; Herrero y Pal, 1978; Urrutia-Fucugauchi y Martin-Del Pozzo, 1991). Observaciones morfológicas y edades obtenidas por el método de radiocarbono indican que una cantidad considerable de los conos y lavas en el CVSC tienen edades menores a 40,000 años (Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1989; Kirianov *et al.*, 1990; Siebe, 2000; Siebe *et al.*, 2004b; Siebe *et al.*, 2005). La mayoría de las rocas volcánicas del CVSC son andesitas basálticas, andesitas y dacitas pertenecientes a la serie calciocalina (Bloomfield, 1975; Wallace y Carmichael, 1999), aunque también existen algunos basaltos calciocalinos y basaltos alcalinos (Márquez *et al.*, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004b).

La ubicación del CVSC dentro del CVM en las cercanías de la Ciudad de México, su alta tasa de efusión y su documentada actividad reciente (volcán Xitle, 1665 ±35 años A.P. Siebe, 2000; y Volcán Chichinautzin, 1835 ±55 años A.P. Siebe *et al.*, 2004a) justifican ampliamente que esta

zona sea un objeto de estudio prioritario para comprender mejor la naturaleza del vulcanismo que dio origen al CVSC, su relación con el CVM y sus efectos en la población.

Se escogieron los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros por estar morfológicamente bien preservados y no haber sido estudiados con anterioridad. El objetivo general de esta tesis es explicar el origen de los magmas que formaron los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros; además de estimar y mapear la distribución en la superficie de sus productos volcánicos. Los objetivos particulares consistieron en obtener los volúmenes y áreas cubiertas por los conos y flujos de lava y conocer la composición mineralógica, química e isotópica de las muestras. Para ello fue necesario realizar observaciones de campo, análisis de fotografías aéreas e imágenes de satélite y obtener datos petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Uno de los objetivos particulares de esta tesis consistió en proporcionar más datos de edades radiométricas de los volcanes estudiados. Sin embargo, sólo se pudo obtener una edad radiométrica para el volcán Pelagatos. Entonces, se estimaron edades relativas en función del marcador estratigráfico "Pómez Tutti Frutti" que tiene una edad de 14,000 años A.P. (Siebe *et. al.*, 1995, 1999).

Es relevante mencionar que el volcán Pelagatos es un cono muy pequeño con flujos de lava de poco volumen en comparación con otros volcanes del CVSC. Al estudiar su composición química y mineralógica se observa que sus productos son menos evolucionados (ver el capítulo 5 referente a la petrografía y geoquímica) que los de los otros volcanes estudiados en esta tesis, así como del CVSC (e.g. Rodríguez-Lara, 1997; Arana-Salinas, 2004, entre otros). Por ello, existe un especial interés en los magmas primarios que dieron origen al volcán Pelagatos y su relación con los demás volcanes monogenéticos contemporáneos a este volcán en el CVSC y en el CVM.

Se espera que con los datos proporcionados se pueda entender mejor el vulcanismo del CVSC. Sin embargo, todavía existen áreas en el CVSC de las cuales no se conocen datos geológicos y geoquímicos.

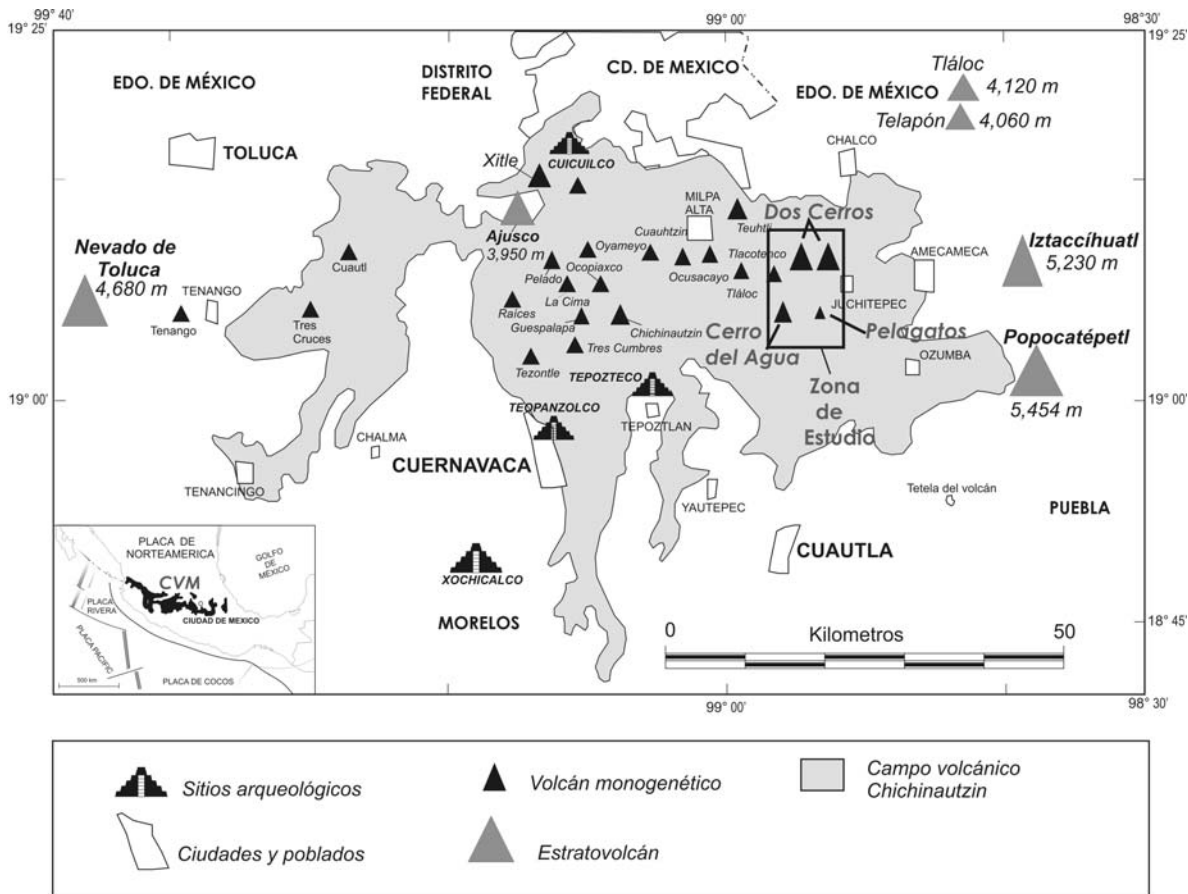


Figura 1. Mapa esquemático que muestra la localización de los volcanes monogenéticos Cerro del Agua, Dos Cerros y Pelagatos en el CVSC (modificado de Siebe et al., 2004a). El recuadro corresponde a la figura 2.

CAPÍTULO 2. Generalidades

2.1 Localización

Los volcanes estudiados se encuentran al SE de la Ciudad de México dentro de un área rectangular de aproximadamente 360 km² que comprende los límites del Distrito Federal, el Estado de México y el Estado de Morelos (Fig. 2). Las coordenadas que delimitan el área son 99°00' y 98°52' de longitud W, y 19°13' y 19°00' de latitud N.

El CVSC se localiza en el límite S de la parte central del CVM (Fig. 3) y es una serranía volcánica alargada con dirección E-W, cuyas elevaciones máximas están por arriba de los 3,500 m s.n.m. El CVSC está al S de la cuenca del Valle de México y está delimitado hacia el E por los flancos de los estrato-volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl y al W por el valle de Toluca; hacia el S se localizan los valles de Cuernavaca y Cuautla (Fig. 1). Fries (1960) señala que las aguas del valle de México drenaban hacia el S antes del Pleistoceno, pero desde la formación del CVSC se selló la cuenca hacia el S (Mooser, 1963; Ferrari *et al.*, 2003).

2.2 Metodología

Las metodologías de campo empleadas en este estudio consistieron en un mapeo geológico enfocado a determinar la distribución y volúmenes de los productos volcánicos y el levantamiento estratigráfico para conocer sus relaciones cronológicas de emplazamiento. Para ello se emplearon alrededor de 50 días de trabajo de campo realizado durante varias etapas durante los años 2005, 2006 y 2007.

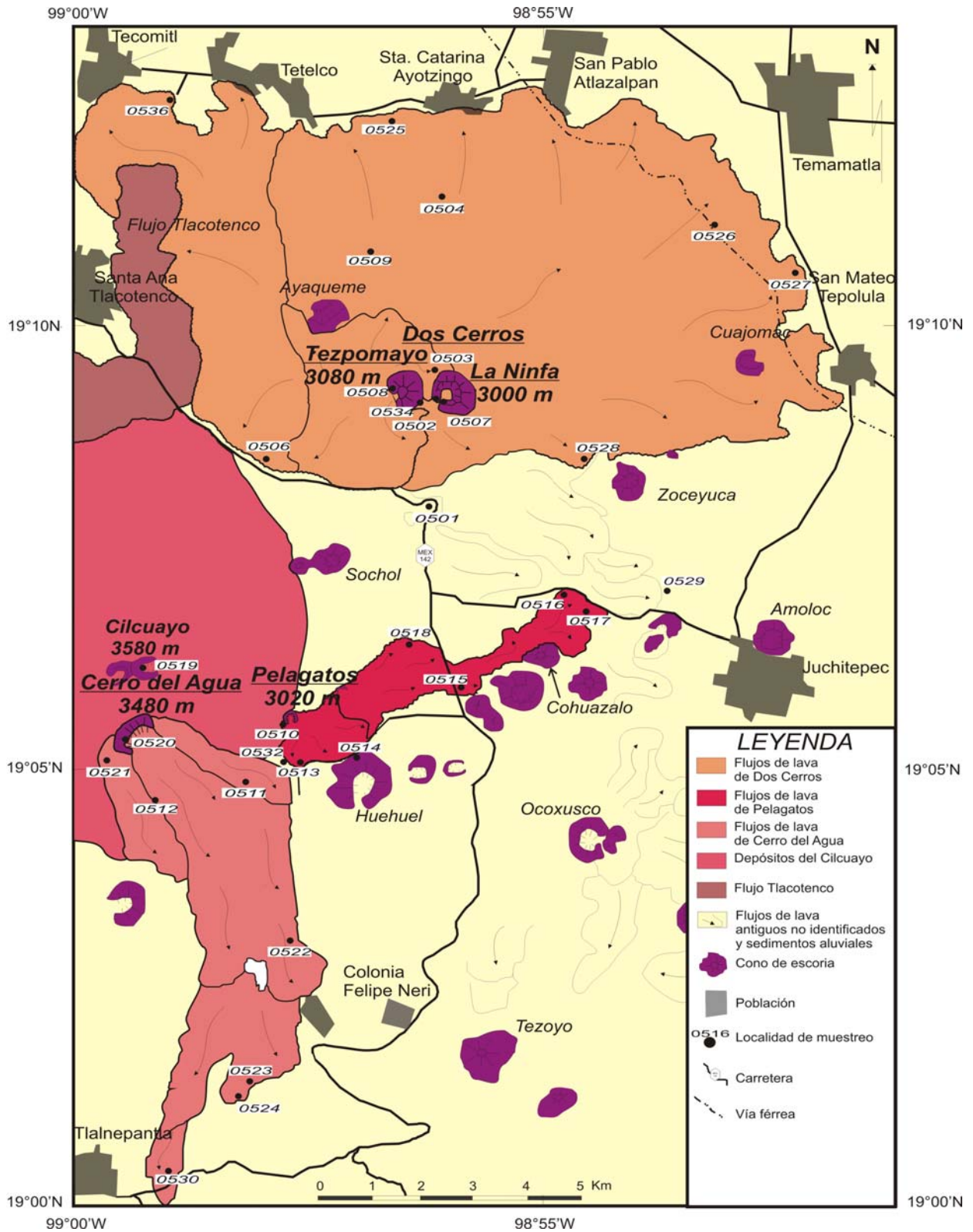


Figura 2. Ubicación de los volcanes monogenéticos Cerro del Agua, Dos Cerros (Tezpomayo y La Ninfa) y Pelagatos, así como de sus flujos de lava asociados.

Para elaborar el mapa geológico fue necesario, además del reconocimiento de campo, el uso de fotos aéreas (escala 1:15,000), imágenes LANDSAT y la carta topográfica "Amecameca de Juárez" (E14B41) a escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). Las fotos fueron proporcionadas por el Ing. Moisés Martínez (Fotogrametría y Servicios Profesionales, S.A.). Las imágenes LANDSAT fueron proporcionadas por el Dr. Michael Abrams del "Jet Propulsión Laboratory", en Pasadera, California.

Durante el trabajo de campo se recolectaron un total de 34 muestras de roca (lavas y bombas) para su posterior análisis petrográfico, geoquímico e isotópico. Sólo se analizó una muestra de carbón para su fechamiento radiométrico. Además, Lilia Arana Salinas proporcionó un fechamiento previo de un fragmento de carbón en las cenizas de Dos Cerros. Ambos fechamientos por C-14 se llevaron a cabo en la Universidad de Arizona, en Tucson, bajo la supervisión del Dr. Chris Eastoe.

Se enviaron 29 muestras de roca a "Activation Laboratories LTD" en Ancaster, Canadá, para el análisis de elementos mayores y traza por los métodos de espectrometría de emisión de plasma de acoplamiento inductivo por fusión (FUS-ICP) y digestión total (TD-ICP), el método de activación de neutrones (INAA) y el método de espectrometría de fluorescencia de rayos X (PPXRF). Las muestras se pulverizaron con aditamentos de acero templado que contaminan con Fe (0.1%). Para los métodos FUS-ICP y TD-ICP las muestras fueron tratadas con una fusión de metaborato/tetraborato de litio y una mezcla de cuatro ácidos (ácidos hidroclohídrico, nítrico, perclórico e hidrofúorhídrico) respectivamente. Las incertidumbres analíticas son de $\pm 100\%$ al límite de detección, de $\pm 15-20\%$ a 20 veces el límite de detección y mejor que $\pm 5\%$ a 100 veces el límite de detección. En la tabla 5 se muestran los límites de detección para cada elemento. En la página de Internet www.actlabs.com se explican los detalles de las técnicas de laboratorio empleadas.

En el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de los institutos de Geofísica y Geología de la UNAM se realizó el análisis isotópico de Sr, Nd y Pb de 12 muestras (10 lavas y 2 bombas). Se seleccionaron 4 muestras de cada volcán tratando de incluir al menos una muestra proximal y una distal de cada localidad. Primeramente se trituraron y pulverizaron las muestras, previamente lavadas y secadas, hasta obtener una cantidad 100 a 150 mg de polvo de cada muestra. Para cada muestra, antes de cada proceso de trituración y pulverización, el equipo y

los aditamentos se limpiaron cuidadosamente con agua y acetona para después “contaminarlos” con la muestra correspondiente. Este proceso se realizó con la ayuda del Ing. Teodoro Hernández T. y del Dr. Peter Schaaf. Después, las muestras pulverizadas se trataron químicamente; las muestras se lixiviaron y disolvieron en bombas de teflón con HF, HClO₄ y HCl. El proceso siguiente fue la separación. El Sr y las tierras raras (REE por sus siglas en inglés) se separaron en columnas de intercambio iónico de cuarzo con relleno de resina catiónica DOWEX 50WX12. El Nd se separó con columnas de intercambio iónico con relleno de polvo de teflón revestido con ácido fosfórico bis (HDEHP). La separación del Pb se llevó a cabo en pequeñas columnas de teflón usando resina DOWEX 50W12. Estos procesos se realizaron bajo la supervisión de la M.C. Gabriela Solís Pichardo. Una vez preparadas las muestras, se realizó el proceso de medición con un espectrómetro de masas con fuente iónica de marca FINNIGAN MAT 262 que cuenta con 8 colectores Faraday ajustables. Todas las mediciones se hicieron de manera estática. El proceso de medición fue realizado por el Dr. Juan J. Morales C. Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) (Tabla 8) se refieren a los errores durante la medición en los últimos dos dígitos. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ y $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710237 \pm 23 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 355)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511871 \pm 23 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 178)$. Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.90 \pm 0.05\%$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.43 \pm 0.08\%$ y $^{208}Pb/^{204}Pb = 36.52 \pm 0.10\% (\pm 1\sigma_{rel}, n = 164)$. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blanco total) y 46 pg Pb (blanco de química). Los detalles del proceso analítico y de medición pueden consultarse en la página: <http://www.geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>.

Se elaboraron 32 láminas delgadas en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM con la asistencia del Sr. Diego Aparicio. La observación petrográfica de las secciones se hizo con un microscopio petrográfico perteneciente al departamento de Vulcanología del Instituto de

Geofísica de la UNAM. Se realizó el análisis modal de 25 láminas, con el conteo de 800 puntos por lámina, para determinar las proporciones de las distintas fases minerales en las rocas.

El trabajo de gabinete consistió en el análisis de la bibliografía relacionada con el tema, la elaboración del mapa geológico, la comparación e interpretación de los datos geoquímicos, isotópicos y petrográficos; el cálculo de áreas cubiertas por derrames de lava, el cálculo de volúmenes de los conos y las lavas y la redacción de la tesis.

2.3 Marco geológico-tectónico

El CVM tiene una orientación E-W que se extiende aproximadamente a lo largo 1000 km desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Mooser, 1969) (Fig.3) y consiste de grandes estratovolcanes de composición andesítica-dacítica, calderas, domos, volcanes de escudo y miles de centros eruptivos monogenéticos, principalmente conos de escoria y de lava (Márquez *et al.*, 1999; Wallace y Carmichael, 1999, Gómez-Tuena *et al.*, 2007a). El vulcanismo de la parte central y oriental del CVM se asocia a la subducción de la placa oceánica de Cocos bajo la placa continental de Norte America, en cambio el de la parte occidental se asocia con la subducción de la placa oceánica de Rivera bajo esta misma placa continental (Fig. 3) (Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari *et al.*, 1999). El CVM es un arco magmático atípico ya que no transcurre de forma paralela a la trinchera oceánica sino que forma un ángulo de 15° con respecto a ésta (Molnar y Sykes, 1969). Por ello, la trinchera se encuentra a una distancia de 400 km de la parte más oriental del CVM y a sólo unos 150 km de su parte más occidental (Márquez *et al.*, 1999) (Fig. 3). Al parecer, la razón por la cuál se presenta esta geometría puede explicarse en base a los datos sísmicos: la placa de Cocos es subhorizontal bajo la parte centro-oriental de México (Suárez *et al.*, 1990; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995, Gorbato y Fukao, 2005, Pérez-Campos *et al.*, 2008) y no se introduce con un ángulo constante de 12° a 15° como se creía inicialmente (Burbach *et al.*, 1984). Además, la placa de Cocos tiene una subducción oblicua con respecto a la trinchera, subduciendo hacia el N-NE (Pardo y Suárez, 1995, Ferrari *et al.*, 1999, Gorbato y Fukao, 2005). Esto produce que existan profundidades variables de la placa subducida a la superficie para distancias iguales de la trinchera. Por otro lado, Pérez-Campos *et al.* (2008) estiman que para el área frontal del arco volcánico bajo la ciudad de México existe una distancia de 150 km a la placa subducida. Todo lo

anterior sugiere que existe una relación directa entre el vulcanismo del CVM y el proceso de subducción. Sin embargo, también se ha propuesto que el vulcanismo del CVM es producto de un mecanismo de extensión en la corteza continental (Mooser, 1969, 1972). Además, se han presentado diversos modelos que explican el vulcanismo del CVM ya sea como consecuencia de un sistema de "rifting" continental (Verma, 2000) asociado a anomalías térmicas bajo la corteza continental generadas por la migración de una pluma del manto (Márquez *et al.*, 1999; Márquez y De Ignacio, 2002) o de la descompresión adiabática del manto (Sheth *et al.*, 2000). De acuerdo a estos modelos el vulcanismo del CVM no tiene relación alguna con el proceso de subducción.

El CVM inicialmente consistió de un arco ancho compuesto de volcanes monogenéticos de composición andesítica y dacítica de edades entre 17 y 10 Ma (Ferrari *et al.*, 1999); este vulcanismo migró de la trinchera hacia el NE. Desde unos 11 a 5 Ma hubo un pulso de vulcanismo máfico que migró paulatinamente hacia el E y se manifestó por toda la parte central de México (Ferrari *et al.*, 1999, 2000, 2004) (Fig.3). Entre los 7.5 y los 3.5 Ma se desarrollaron complejos de domos silíceos y grandes calderas entre Tepic y la Ciudad de México y al borde occidental del estado de Hidalgo (Ferrari *et al.*, 2000; Gómez-Tuena *et al.*, 2007a). Sin embargo, en el lapso que abarca aproximadamente de 9 a 3.5 Ma no ocurrieron manifestaciones de vulcanismo en la parte que hoy comprende la ciudad de México (Ferrari *et al.*, 2003). Después del pulso silíceo se emplazaron lavas máficas de composición similar a basaltos de islas oceánicas (OIB, por sus siglas en inglés de "Ocean Island Basalts") junto con lavas de afinidad calciocalina (Ferrari *et al.*, 2000). El arco moderno consiste de un amplio rango de productos volcánicos emplazados desde la costa de Nayarit en el océano Pacífico hasta el Golfo de México.

Ferrari *et al.* (1994) deducen que fallamientos de tipo transtensional y extensional tienen relación con el vulcanismo Plio-Cuaternario del CVM. Las estructuras volcánicas de esta época muestran un alineamiento preferencial: los más grandes volcanes poligenéticos están alineados en cadenas con dirección aproximada N-S, mientras que los volcanes monogenéticos muestran una tendencia a alinearse en dirección E-W (Bloomfield, 1975, Alaniz-Alvarez *et al.*, 1998; Márquez *et al.*, 1999). Esto es consistente con la manifestación a nivel regional de dos grupos de fallas

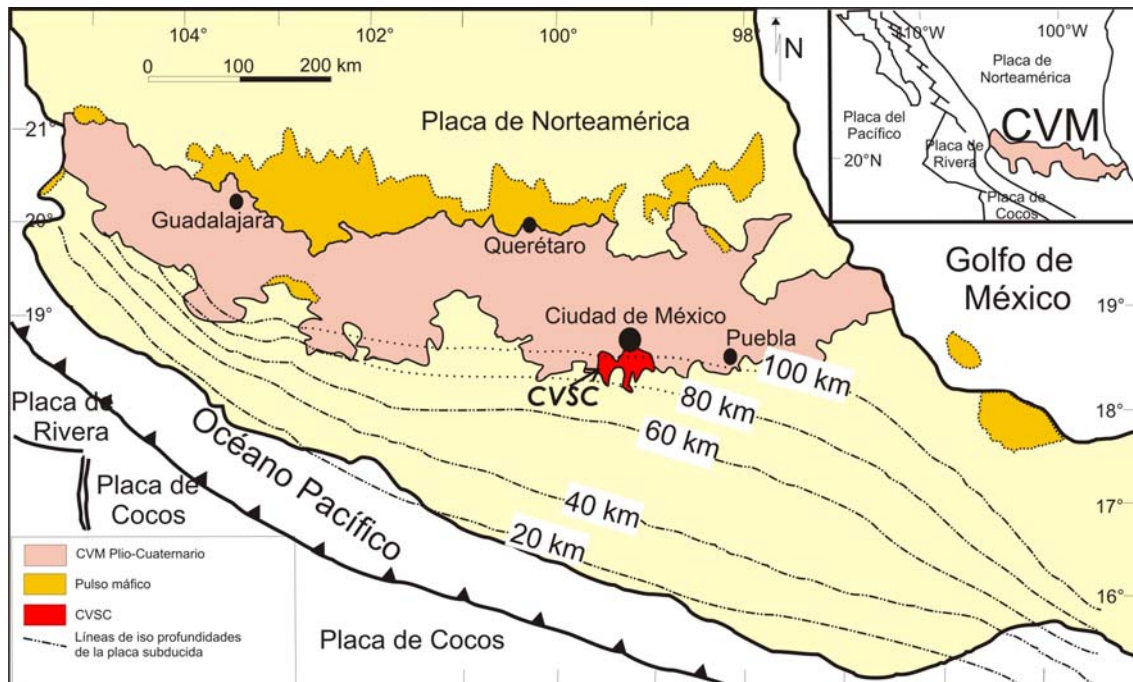


Fig. 3. Mapa que muestra la distribución del vulcanismo desde el Neógeno en el centro de México (Modificado de Pardo y Suárez, 1995 y Ferrari *et al.*, 2000). Se observa la ubicación del CVSC en el centro del CVM y se muestran las líneas de isopropundidades de la placa oceánica subducida (Pardo y Suárez, 1995).

(Bloomfield, 1975): un grupo está orientado NNW y a lo largo de éstas se localiza el vulcanismo poligenético. El otro grupo está formado por fallas casi paralelas al arco donde se localiza predominantemente el vulcanismo monogenético. A la longitud de la Ciudad de México se encuentran fallas con rumbo NW, ENE y NE (Ferrari *et al.*, 1994) y se ha observado la coexistencia de cadenas de volcanes poligenéticos con una orientación N-S y centros monogenéticos que tienen una alineación aproximada E-W (Mooser *et al.*, 1974; Bloomfield, 1975; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998) relacionada con una extensión N-S (Márquez *et al.*, 1999).

El Valle de México es una cuenca lacustre a una altitud promedio de 2240 m sobre el nivel del mar y rodeada de sierras montañosas de origen volcánico. Bajo las secuencias volcánicas pertenecientes al CVM se encuentra una secuencia de dolomitas y calizas clásticas de origen marino de edad Cretácica (formaciones Mexcala, Cuautla, Morelos y Xochicalco) que se plegaron y levantaron durante la orogenia Laramide (Fries, 1960, 1962) y durante el Terciario Temprano y Medio se depositaron los productos del "Grupo Balsas" que consisten de secuencias de lechos rojos, yesos y sedimentos lacustres (Fries, 1960, 1962). Sin embargo, se desconoce la naturaleza

geológica, edad y composición de las secuencias del basamento bajo los depósitos sedimentarios mencionados.

El vulcanismo alrededor de la cuenca de México, dentro de la actividad volcánica perteneciente al CVM, inició en el Mioceno Temprano (Ferrai *et al.*, 2003), y posiblemente coincide con la fase inicial de formación de la cuenca (Ferrari *et al.*, 2003). La Formación Tepoztlán pertenece a este periodo (Ochoterena, 1978, Ferrari *et al.*, 2003) y consiste de una secuencia de aproximadamente 1000 m de depósitos de lahar con clastos de composición intermedia que aflora hacia el flanco S del CVSC. Parte de los restos de esta Formación tienen que estar en el presente bajo el CVSC y en parte bajo la porción S de la Cuenca de México (Siebe *et al.*, 2004a). Al N y NE de la cuenca de México se encuentran diversos centros volcánicos y la Sierra de Guadalupe con edades pertenecientes al Mioceno Medio (Gómez-Tuena *et al.*, 2007a). Al W se encuentra la Sierra de las Cruces que consiste de múltiples edificios volcánicos que se traslapan con flujos de lavas, depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de lahar (Mooser *et al.*, 1974, Osete *et al.*, 2000) emplazados en el Plioceno (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993, Osete *et al.*, 2000). La Formación Ajusco, al SW, está formada por la extrusión de varios domos de lava andesítica de edad Pleistoceno Medio (Osete *et al.*, 2000). La Sierra Nevada, localizada al E, está compuesta de los estrato-volcanes Tláloc-Telapón, Popocatepetl e Iztaccíhuatl (con edades del Plio-Pleistoceno al reciente [Nixon, 1989]) con productos volcánicos de composición andesítica y dacítica. Hacia el S se encuentra localizado el CVSC. En el presente, el vulcanismo del Valle de México y sus alrededores está representado por el reinicio de la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl en diciembre de 1994 (Siebe *et al.*, 1995; Goff *et al.*, 1998; Love *et al.*, 1998).

Se tienen datos (Grupo de sismología de la UNAM y CENAPRED, 1995) de varios sismos de poca profundidad (<20 km) y de baja magnitud (<4) que han ocurrido en el CVSC durante las últimas décadas. Por lo tanto, el área se puede considerar como tectónicamente activa. Usando imágenes de satélite, Márquez *et al.* (1999) observan que en el CVSC existe una dirección tectónica predominantemente E-W, con direcciones subordinadas NNE-SSW, NNW-SSE y NE-SW. Siebe *et al.* (2004a), usando también imágenes de satélite, observan dos grandes lineamientos con una dirección E-W en el CVSC. Estos lineamientos son interpretados como fallas normales. La Falla Norte tiene un buzamiento hacia el N y parece ser la más sobresaliente entre varias fallas

escalonadas, que acomodarían los más de 1200 m de basamento de caliza cretácea que se encuentra aproximadamente a unos 2000 m bajo la superficie en el Valle de México (Oviedo de León, 1970; Mooser, 1970) y aflora en los valles de Cuernavaca y Cuautla hacia el sur. La Falla Sur tiene un echado hacia el S y se interpreta como una falla normal pronunciada. En función de estas características se deduce que el CVSC es un "horst" con dirección E-W (Siebe *et al.*, 2004a) cuya parte Norte consiste de un fallamiento escalonado que acomoda la mayoría del movimiento vertical y horizontal que ha ocurrido entre el bloque de Morelos hacia el S y el bloque que representa la Cuenca de México hacia el N. Tales fallas extensionales sirvieron como vías de ascenso preferenciales de frecuentes pero pequeños volúmenes de magma (Siebe *et al.*, 2004a) que dieron origen al CVSC.

El CVSC es importante debido a su actividad reciente, su posición dentro del arco volcánico y la naturaleza de su vulcanismo. Por lo consiguiente, su estudio sistemático debería proporcionar una ventana hacia los procesos magmáticos que han dado origen al CVM y su relación con la tectónica regional.

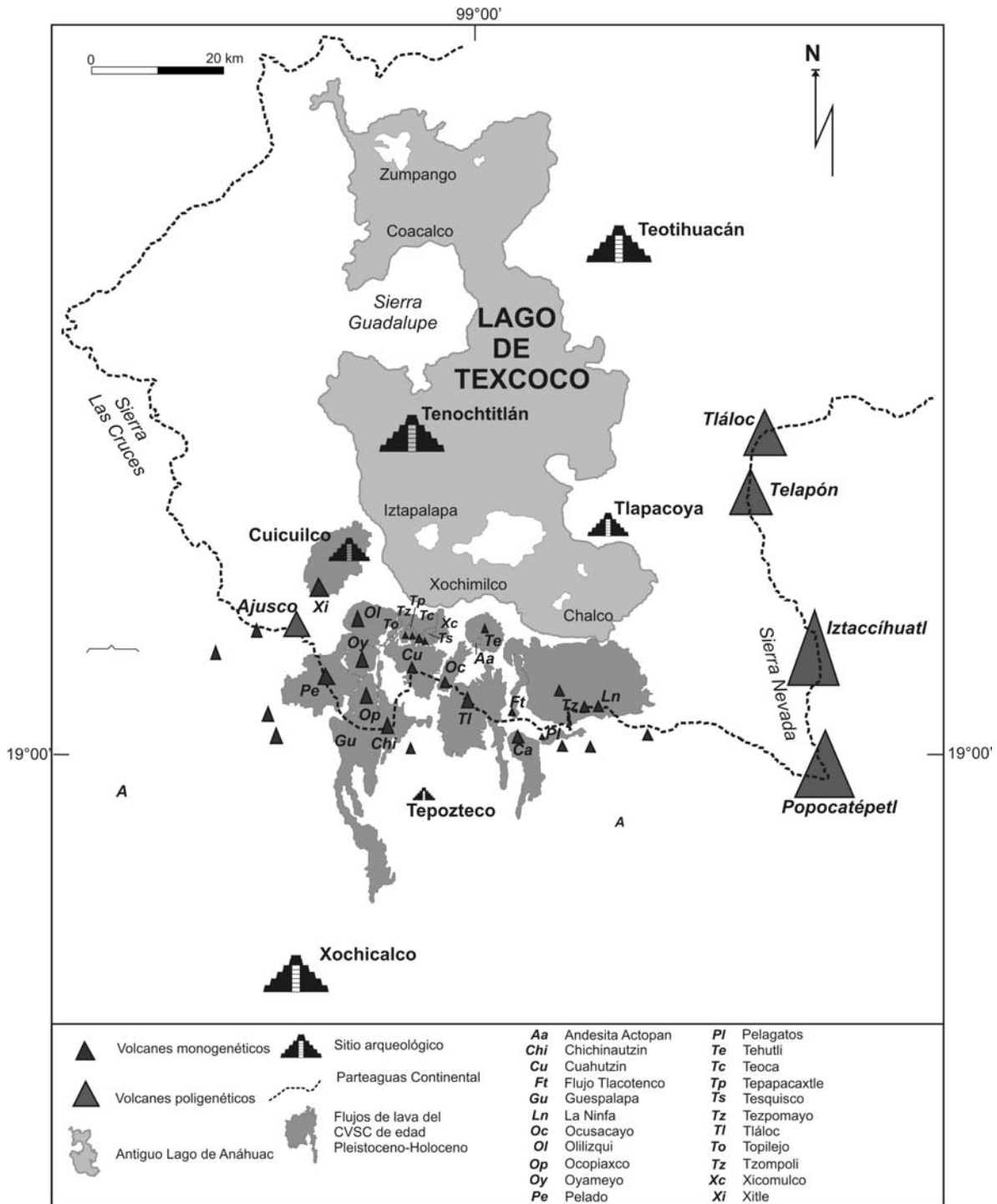


Fig. 4. Mapa esquemático que muestra la localización de la Cuenca de México, el área de estudio y los asentamientos prehispánicos (modificado de Rodríguez-Lara, 1997). También se representan de manera esquemática los flujos de lava de los volcanes monogénicos más recientes (Pleistoceno Tardío-Holoceno) estudiados en la parte central y oriental del CVSC (Arana-Salinas, 2004; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal). Como parte de estos estudios se han obtenido edades radiométricas (C^{14}) para algunos volcanes.

CAPITULO 3. Morfología y volúmenes emitidos

Los conos de escoria son los volcanes más comunes en la Tierra y su forma depende de factores como la magnitud e intensidad de la erupción, el ángulo de eyección, la dirección y la velocidad del viento durante la actividad eruptiva, la naturaleza y tamaño de las partículas piroclásticas, la ocurrencia o no de flujos de lava, la intercalación con depósitos de tipo freato-magmático y la geometría de la apertura (Wood, 1980b; Vespermann y Schmincke, 2000).

Porter (1972) destaca los siguientes parámetros morfométricos que caracterizan a un cono de escoria: diámetro de la base (W_{co}), diámetro del cráter (W_{cr}), la altura del cono (H_{co}) y el ángulo de inclinación de las laderas del cono. En su estudio de los conos de escoria del Mauna Kea en Hawaii encontró algunas relaciones entre los parámetros morfométricos de conos jóvenes como $H_{co}/W_{co} = 0.18$ y $W_{cr}/W_{co} = 0.40$. De acuerdo a Porter estas relaciones reflejan el equilibrio del ángulo de reposo de la escoria de la que está compuesto el cono. Wood (1980a) concluye que la relación H_{co}/W_{co} y también el ángulo de inclinación de la ladera disminuyen en función de la degradación del cono por procesos erosivos. Por consiguiente, la relación H_{co}/W_{co} puede proporcionar una idea de la edad de un cono de escoria (Porter, 1972; Damon *et al.*, 1974; Moore *et al.*, 1976; Wood, 1980a, 1980b). Sin embargo, la degradación de la morfología de un cono de escoria depende de varios factores que hacen que los cambios temporales en la morfología no sean iguales en cada región de la Tierra. Uno de los factores más importantes son el intemperismo y el deslave del material, que tienen una relación directa con el clima de una zona (Wood, 1980a). Esto hace inevitablemente que la pendiente (30° es el ángulo promedio de reposo) y la altura del cono disminuyan y su base se ensanche. Pero hay otros factores que inciden en la tasa de degradación del cono como son el tamaño de los fragmentos de la escoria y la composición de los productos volcánicos (Porter, 1972; Wood, 1980a).

En los trabajos vulcanológicos previos realizados en el CVSC se mencionan, en mayor o menor grado, rasgos morfológicos y parámetros morfométricos de los volcanes que conforman este campo. Algunos de estos estudios se han enfocado no sólo en la descripción morfológica de los volcanes sino se ha inferido el origen, desarrollo eruptivo y edades relativas de los conos de escoria, además de conocer el entorno climático al momento de la actividad (Bloomfield, 1975; Martin-Del Pozzo, 1982, 1989; Swinamer, 1989; Rodríguez-Lara, 1997; Arana-Salinas, 2004; Siebe *et al.*, 2004a, 2004b, 2005; Guilbaud *et al.*, 2009). Márquez *et al.* (1999) presentan valores de parámetros morfométricos para 181 conos del CVSC basándose en cálculos a partir de mapas topográficos cuyos valores de Hco varían de 20 a 300 m (promedio= 104 m); los valores de Wco varían de 200 a 1600 m (promedio= 644 m); los valores de las relaciones Hco/Wco varían entre 0.004 y 0.525. Los valores obtenidos para los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros caen dentro del rango de los valores reportados por Márquez *et al.* (1999) y se discuten con detalle más adelante.

Al relacionar los parámetros morfométricos y algunas edades relativas y absolutas de algunos conos de escoria del CVSC se observa que no existe en algunos casos confiabilidad para estimar la edad relativa de los conos aplicando solamente el concepto de variación de los parámetros morfométricos con el tiempo, como si fuera una regla universal como lo sugiere Porter (1972). Por ejemplo, los valores de Hco/Wco para los volcanes Cerro del Agua (0.13) y Pelagatos (0.16) son menor e igual comparados con los obtenidos para Tezpomayo (0.16) y La Ninfa (0.16) (del complejo Dos Cerros) lo que indicaría morfológicamente que los primeros son de mayor e igual edad que los segundos, pero al establecer una edad relativa de los conos con respecto a la caída de pómez "Tutti Frutti" (marcador estratigráfico fechada en 14,000 años A.P. -Siebe *et al.*, 1997-) se concluye sin ambigüedad que los dos primeros volcanes son más jóvenes que los segundos.

Para la obtención de los parámetros morfométricos de los volcanes Cerro del Agua, Dos Cerros y Pelagatos (Tabla 1) se usaron diferentes herramientas, que incluyen mediciones directas en campo, carta topográfica, el programa Google Earth (2007), altímetro, GPS y planímetro digital. Los volúmenes de los conos de escoria se obtuvieron calculando un promedio entre los volúmenes que resultan al aplicar la fórmula geométrica simple para obtener el volumen de un cono truncado y la fórmula para obtener volúmenes de un cono de escoria siguiendo el método propuesto por Riedel *et*

Tabla 1. Parámetros morfométricos y volúmenes emitidos de los volcanes monogénicos Cerro del Agua, Pelagatos y Dos Cerros (Tezpomayo y La Ninfa).

	Pelagatos	Cerro del Agua (Nepanapa)	Dos Cerros	
			Tezpomayo	La Ninfa
Composición (wt. % de SiO ₂)	52.5-57.5	54.1-56.7	55.1-59.5	
Edad (años)	>2,500; <14,000	>2,500; <14,000	>14,000	
Altitud sobre el nivel del mar (m)	3,020	3,480	3,080	3,000
Altura del cono, Hco (m)	50	130	120	130
Diámetro basal, Wco (m)	310	1,000	740	800
Diámetro del cráter, Wcr (m)	140	570	235	475
Profundidad del cráter, Dcr (m)	15	60	11	55
Hco/Wco	0.16	0.13	0.16	0.16
Wcr/Wco	0.45	0.57	0.31	0.59
Dirección del máximo Wco	N-S	-	N-S	NNW-SSE
Diámetro promedio del escudo (Km)	-	-	10	10
Longitud máxima de los flujos de lava (Km)	6.4	9.7	8	8
Aspect ratio	853	646	400	400
Área cubierta por los flujos de lava (Km ²)	4.9	17.62	80.3	80.3
Espesor promedio de los flujos de lava (m)	5-15	5-30	5-30	5-30
Volumen del cono (Km ³)	0.0017	0.028	0.022	0.032
Volumen de los flujos de lava (Km ³)	0.036	0.24	1.2	1.2
Volumen total (Km ³)	0.038	0.27	1.25	1.25

a/. (2003). Las áreas cubiertas por los flujos fueron calculadas usando un planímetro digital (marca Koizumi) y sus volúmenes aplicando la fórmula geométrica del área por la altura del flujo (espesor promedio del flujo). Los datos de los espesores se midieron directamente en campo y/o usando las curvas de nivel de la carta topográfica. Los volúmenes obtenidos son máximos, ya que no se tomaron en cuenta los volúmenes de los intersticios entre las partículas (en el caso de los conos de escoria) y de las vesículas.

En este trabajo se consideran como "flujos" (indicados como F1, F2, F3, etc., en los mapas esquemáticos de este capítulo) a los flujos de lava que presentan similitudes morfológicas aunque cada uno esté en realidad formado por varias unidades de flujo producidas en pulsos de emisión

independientes. Si se consideran los datos estadísticos que existen sobre la duración de erupciones monogenéticas (Wood, 1980b) que indican que el 93% de las erupciones monogenéticas duran menos de un año, entonces todos los flujos de cada cono pertenecerían al mismo periodo eruptivo con un tiempo de emplazamiento promedio menor a un año y probablemente a un mismo pulso de lava. Sin embargo, las erupciones de los volcanes “monogenéticos” el Jorullo (1759-1774) (Gadow, 1930) y el Parícutin (1943-1952) (Foshag y González, 1956) indican que la duración de las erupciones monogenéticas puede abarcar periodos de actividad de años.

A continuación se describe la morfología de cada cono. Los parámetros morfométricos que caracterizan a los volcanes considerados en este estudio están resumidos en la Tabla 1.

3.1 Pelagatos

El volcán Pelagatos (3,020 m snm) tiene un cráter en forma de herradura abierto hacia el S (Fig. 5). La abertura fue causada por el colapso del flanco S del cono (Guilbaud *et al.*, 2009) debido a que, por un lado, el Pelagatos está situado en la base inclinada del escudo que forman las lavas que pertenecen al volcán Cilcuayo (Figs. 2 y 6) lo que acentúa su inestabilidad, y por otro el incremento de la inestabilidad del cono por el progresivo aumento de su tamaño y alcance del ángulo de reposo de la escoria suelta (32°) (McGetchin *et al.*, 1974). Existe un último flujo que aparentemente fue emitido desde el cráter (Guilbaud *et al.*, 2009) que pudo haber contribuido al colapso del flanco como se reporta en el caso del Parícutin (Foshag y González, 1956).

Debido a que el cráter del Pelagatos está incompleto, para la medición de los parámetros relacionados con las dimensiones del cráter se usaron los restos de su borde.

El cono tiene una altura (Hco) de 50 m, un diámetro basal (Wco) de 310 m (promedio), un diámetro de cráter (Wcr) de 140 m (promedio aproximado) y una relación $Hco/Wco = 0.16$ (Márquez *et al.* [1999] reportan una relación $Hco/Wco = 0.24$; mientras Guilbaud *et al.* [2009] reportan un rango para la relación Hco/Wco de 0.14 a 0.17). Las discrepancias entre los valores quizás se deben a la forma tan irregular del cono, lo que trae como consecuencia que los valores de Hco y Wco difieran considerablemente dependiendo del sitio en donde se midan. De acuerdo a los parámetros de Porter

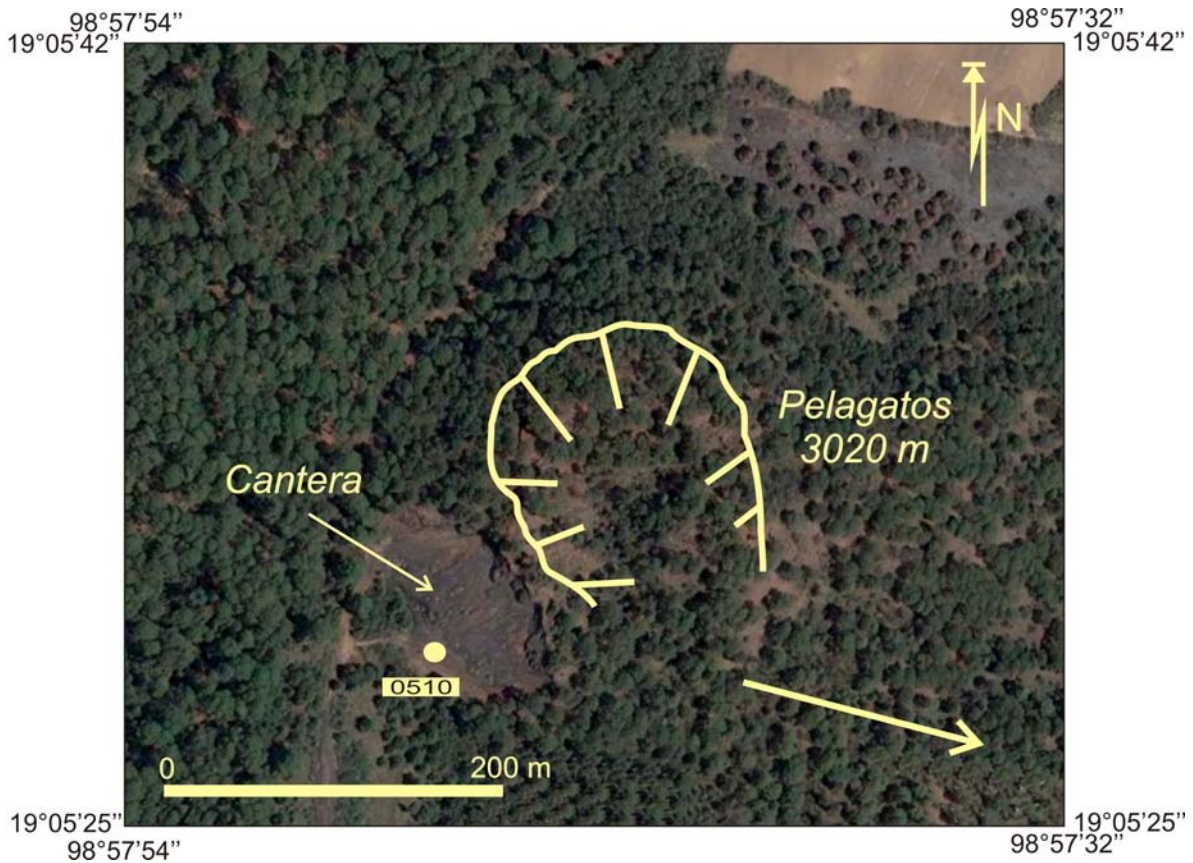


Fig. 5. Imagen de satélite (Google Earth 2007) que muestra el cono Pelagatos. Se observa el cono en forma de herradura (enfatisado con líneas sobrepuestas) que se abre hacia el SE. En la ladera SW se observa una cantera de explotación de material. La flecha indica la dirección del flujo de lava.

(1972) esta relación está próxima a la de los conos frescos ($Hco/Wco = 0.18$). La morfología de sus lavas es joven y estratigráficamente están arriba de la Pómez "Tutti Frutti". Por lo tanto es un volcán con una edad menor a 14,000 años. Se obtuvo una edad radiométrica en material carbonizado de un suelo re TRABAJADO y reclinado en los flujos de lava del Pelgatos de $2,520 \pm 105$ años A.P (ver el capítulo 4 titulado "Estratigrafía" para mayor detalle). Tanto el cono como las lavas presentan una vegetación de pinos espesa (Fig. 6). Las laderas del cono tienen una inclinación promedio de 29° .

Las lavas fluyeron inicialmente hacia el S (la dirección del colapso) pero inmediatamente después fueron desviadas hacia el NE, hacia el Valle de Juchitepec (Figs. 2, 6 y 7), siguiendo una pendiente de aproximadamente 2.8° (calculada usando funciones trigonométricas simples con

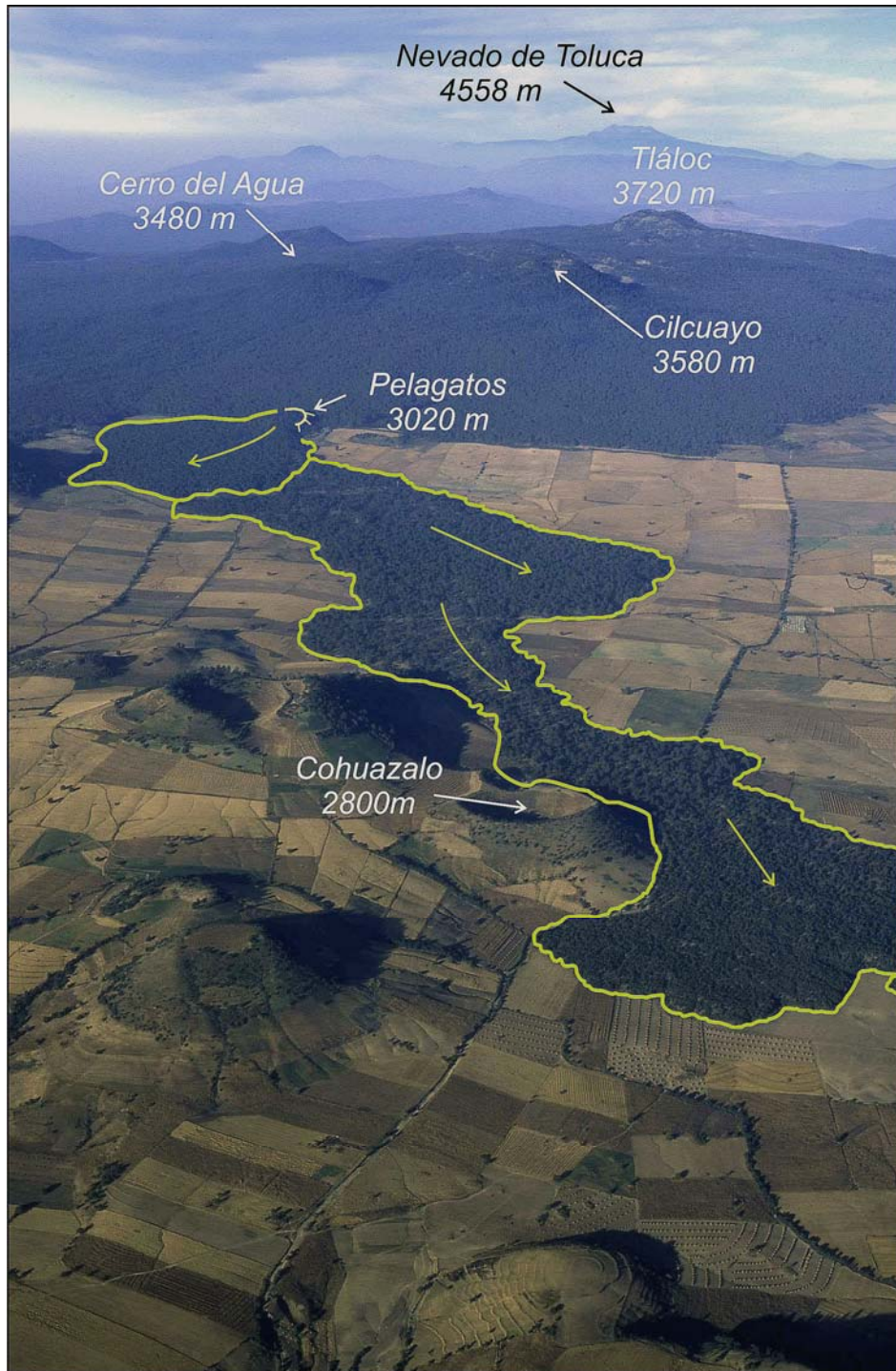


Fig. 6. Vista del E hacia el W del volcán Pelagatos y la zona oriental del CVSC, el N está hacia la derecha de la foto. Se delinearon los contornos del cono de escoria truncado y de los flujos de lava. Las flechas muestran la dirección de los flujos. Se puede observar que el cono de escoria se emplazó sobre el límite de la ladera SE del volcán Cilcuayo (foto tomada desde un helicóptero por Claus Siebe G. el 29 de Diciembre de 1994).

valores tomados de la carta topográfica del área). El espesor promedio de los flujos de lava es de 5 a 10 m y es posible observar dos flujos de lava principales. Primero se emplazó el flujo F1 (Fig. 7), con un espesor promedio de 5 m, que actualmente se extiende con una longitud de aproximadamente 7 km y con una anchura promedio de 1 km. El flujo F2, que tiene un espesor promedio de 10 m, llega hasta el límite marcado en la Fig. 7 con una longitud máxima de aprox. 1.5 km. El total de los flujos de lava cubren un área de 4.9 km² y, considerando un espesor promedio de 7.5 m, su volumen es de 0.037 km³. El volumen del cono es de 0.0017 km³ (Márquez *et al.*, 1999, reportan el mismo volumen). El volumen total de los flujos y el cono es de 0.038 km³.

Existen dos bordes de escoria, que no forman parte del cono principal, hacia el E del volcán Pelagatos, alineados en dirección ENE-WSW (Fig. 7). Estos bordes tienen una altura que no sobrepasa los 30 m y tienen forma de herradura abiertos hacia el S. Guillbaud *et al.* (2009) interpretan estos bordes de escoria como remanentes de la actividad efusiva inicial del Pelagatos a lo largo de una fractura alineada ENE-WSW.

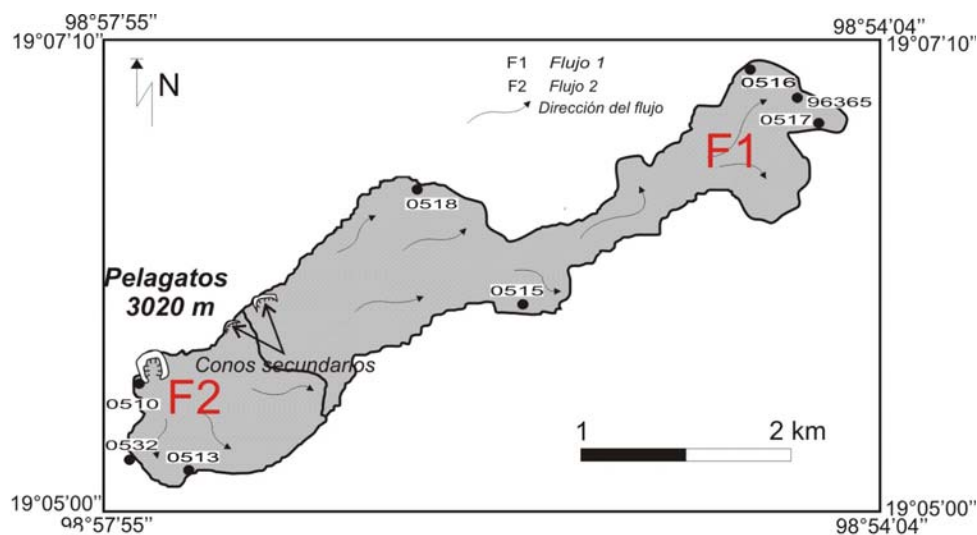


Fig. 7. Mapa esquemático del volcán Pelagatos y sus flujos asociados. Se identificaron dos unidades de flujo F1 y F2 (ver explicación en el texto). Además se observan dos bordes de escoria secundarios con una alineación ENE-WSW. Se indican además los puntos de muestreo.

3.2 Cerro del Agua

El volcán Cerro del Agua (3,480 m snm), también llamado Cerro Neapanapa por los campesinos de la región, es un cono truncado que colapsó hacia el SE. Por ello, se conserva sólo parte del cono que presenta una abertura en forma de herradura (Figs. 8 y 9). El colapso fue producido probablemente por una causa o la combinación de las causas que afectaron al Pelagatos, es decir, el aumento del tamaño del cono y el ángulo de reposo de la escoria suelta (McGetchin *et al.*, 1974), el emplazamiento del cono en una pendiente (Guilbaud *et al.*, 2009) y la presión ejercida por la lava desde el interior del cono (Foshag y González, 1956). Es notorio que el Cerro del Agua está situado en la pendiente SE de un escudo de lavas más antiguas (que pertenecen al volcán Cilcuayo que está al N del Cerro del Agua, Fig. 8). Esta situación determinó también la dirección hacia el SE del colapso por gravedad. Es decir, como en el caso del volcán Pelagatos, morfológicamente hablando, este cono tiene un cráter incompleto. Entonces, para determinar los parámetros morfométricos del cráter se usaron mediciones aproximadas con referencia a los flancos y bordes del cráter remanente.

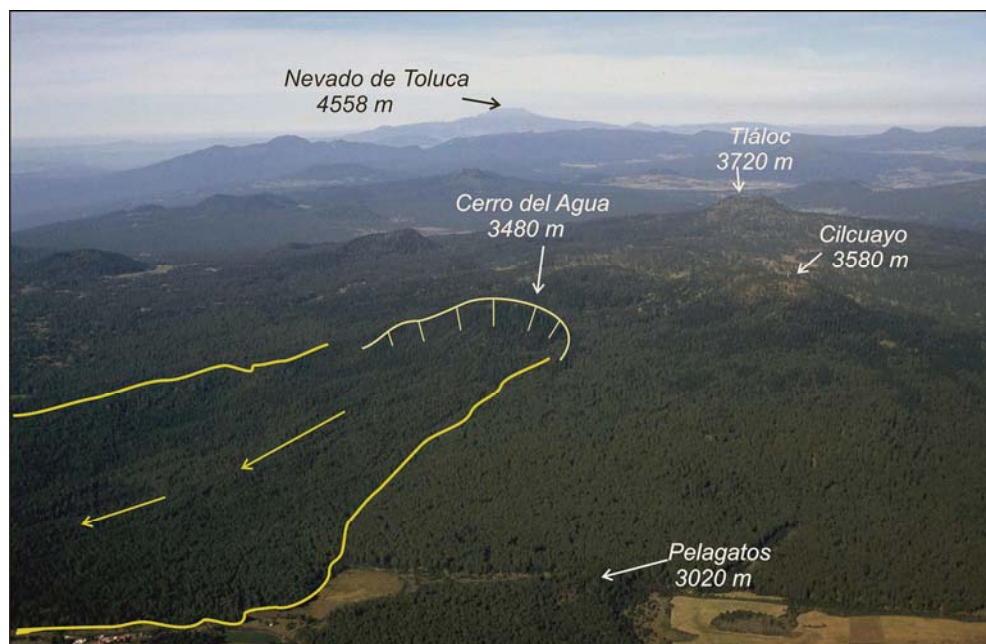


Fig. 8. Vista del NE hacia el SW del volcán Cerro del Agua y la zona oriental del CVSC. El Norte se encuentra hacia la derecha de la fotografía. En un primer plano se delinearon los contornos del cono de escoria truncado y también el contorno de los flujos de lava; las flechas muestran la dirección del flujo. Se puede observar que el cono de escoria y los flujos de lava se emplazaron sobre los flujos del volcán Cilcuayo (foto tomada desde un helicóptero por Claus Siebe G. el 29 de Octubre de 1996.).

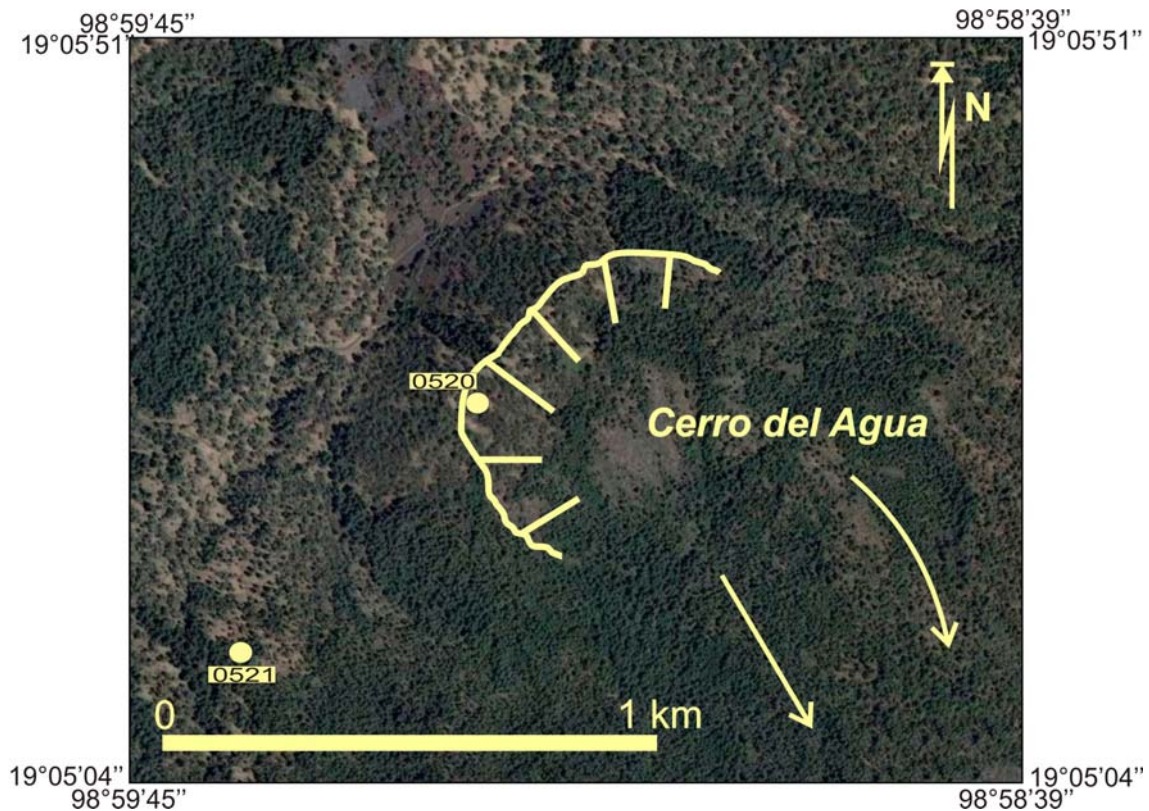


Fig. 9. Imagen de satélite (Google Earth 2007) que muestra el cono del volcán Cerro del Agua. Se puede observar que el cono está truncado hacia el SE. El contorno del cráter está delineado. Las flechas indican la dirección de los flujos de lava.

El cono tiene una altura (H_{co}) de 130 m, un diámetro basal (W_{co}) de 1000 m, un diámetro de cráter (W_{cr}) de 570 m y una relación $H_{co}/W_{co}=0.13$ (Márquez *et al.*, 1999, reportan una relación $H_{co}/W_{co}=0.118$), la cuál es relativamente baja si se considera el valor $H_{co}/W_{co}=0.18$ para conos frescos de Porter (1972). Wood (1980b) en conjunto con los trabajos de Colton (1967) establecen que un cono que tiene una relación $H_{co}/W_{co}=0.125$ tendría una edad entre 0.2 y 0.7 Ma. Si se toma en cuenta esta definición, entonces el cono de Cerro del Agua tendría una edad cercana a los 0.2 Ma. Sin embargo, esta aseveración no es congruente con las evidencias estratigráficas que le confieren una edad menor a 14,000 años ya que no está cubierto por a la pómez "Tutti Frutti". Evidentemente, los parámetros morfológicos de este cono no son confiables para hacer estimaciones de su edad debido al colapso que presenta. La inclinación promedio de 28° de las pendientes del cono podría indicar que el cono no ha sufrido un intemperismo y erosión de material significativos (Wood, 1980a).



Fig. 10. Flujo de lava proximal del Cerro del Agua cubierto por vegetación. Fotografía tomada aproximadamente a 1 km al SE del cono.

El centro de emisión se sitúa al S del parte-aguas continental (Fig. 4) y las lavas fluyeron primero hacia el SE y después hacia el S, hacia el Valle de Cuautla (Fig. 1), recorriendo una pendiente de aproximadamente 7° . Es difícil estimar el espesor promedio de los flujos de lava ya que se desconoce con detalle la topografía preexistente. Al parecer, la superficie está compuesta por lavas más antiguas pertenecientes a un escudo relacionado con la actividad del volcán Cilcuayo. Sin embargo, se pudieron medir espesores de hasta 30 m en algunos flujos en la parte proximal de los derrames, pero el promedio está entre 5 y 30 m (Fig. 10). En el volcán Cerro del Agua se pudieron distinguir 4 flujos (Fig. 11), aunque no se puede identificar con precisión su posición cronoestratigráfica con respecto a la formación del cono. Es posible que el último flujo se haya emplazado después de la formación del cono de escoria, aunque los elementos con los que se cuenta no permiten establecer con certeza si los primeros flujos se formaron antes o contemporáneamente al cono de escoria.

Las lavas cubren un área de 17.62 km^2 y considerando un espesor promedio de 15 m, se obtuvo un volumen de 0.24 km^3 . El volumen del cono principal es de 0.028 km^3 (Márquez *et al.*, 1999, reportan un volumen de 0.026 km^3). Esta cifra está un poco por debajo del valor promedio

para conos de escoria de 0.04 km^3 (Schmincke, 2004). El volumen total, tomando en cuenta los flujos de lava y el cono, es de 0.27 km^3 .

3.3 Dos Cerros

Dos Cerros (Figs. 2, 12, 13 y 14) es el nombre genérico de un complejo volcánico formado por un escudo de lavas coronado por dos conos de escoria principales, y por los conos de escoria Ayaqueme y Cuajomac, los cuales han sido parcialmente cubiertos por las lavas del escudo y por ende son más antiguos que éste. Los dos conos de escoria Dos Cerros son morfológicamente semejantes y son probablemente contemporáneos en su formación: el volcán Tezpomayo (3080 m snm) y el volcán La Ninfa (3000 m snm) (Figs. 2 y 12). Los nombres fueron proporcionados por la gente de la localidad y no aparecen en el mapa oficial del INEGI. En este trabajo se ha considerado al escudo de lava y a los dos conos de escoria Tezpomayo y La Ninfa como producto de una sola erupción y como la unidad estratigráfica "Dos Cerros". Los parámetros morfométricos que describen las medidas de los dos conos se reportan individualmente en la Tabla 1. Sin embargo, los parámetros calculados para los flujos de lava se proporcionan de manera conjunta para la unidad "Dos Cerros".

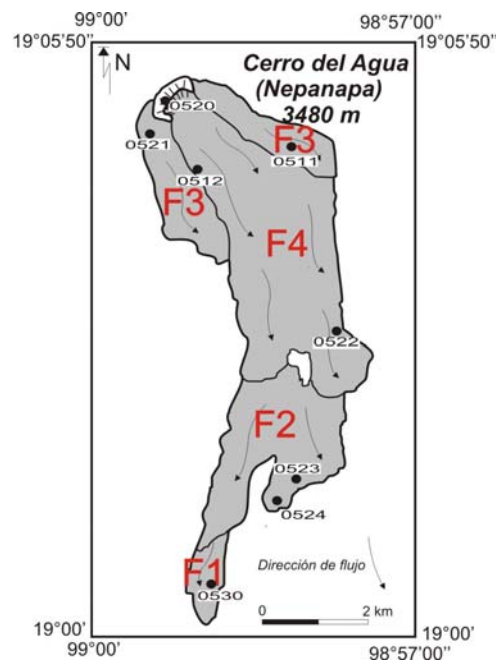


Figura 11. Mapa esquemático del volcán Cerro del Agua (Nepanapa) y sus lavas que fluyen hacia el SSE. Es posible distinguir diferentes unidades. Se indican además los puntos de muestreo.



Fig. 12. Vista de E a W del complejo Dos Cerros. En un primer plano están los conos de escoria Tezpomayo y La Ninfa. La dirección de los flujos se indica con flechas (foto tomada desde un helicóptero por Claus Siebe G. el 29 de Diciembre de 1994).

Los conos de escoria Tezpomayo y La Ninfa están alineados en dirección E-W (Figs. 2, 13 y 14). Tezpomayo es un cono con una elongación N-S que tiene dos hendiduras en sus laderas NE y SW. En la hendidura de la ladera SW se observa la salida de un flujo de lava que formó el flujo F3 (Fig. 13), el cual, morfológica y estratigráficamente, es el más joven de todos los flujos del "Dos Cerros"; además es la única unidad de flujo claramente identificable en imágenes aéreas y satelitales. La cima del Tezpomayo tiene la mayor altitud sobre el nivel del mar del escudo "Dos Cerros" (3,480 m). La Ninfa es un cono con una elongación casi N-S, al igual que Tezpomayo (Fig. 13), sus laderas carecen de vegetación y es un cono bien preservado que tiene una cantera de explotación de material en su ladera SW. Las laderas de ambos conos tienen una pendiente promedio de 30°. Los bordes orientales de ambos conos tiene mayor elevación y presentan un mayor volumen de material piroclástico acumulado que los bordes occidentales (para calcular la altura de los conos se tomó en cuenta el borde E). La acumulación de tefra hacia el E pudo ser el producto de la acción de los vientos predominantes durante la erupción.

Tezpomayo es un cono que tiene una altura (Hco) de 120 m, un diámetro basal (Wco) de 740 m, un diámetro del cráter (Wcr) de 235 m y una relación $Hco/Wco = 0.16$ (Márquez *et al.*, 1999, reportan una relación $Hco/Wco = 0.108$). La Ninfa es un cono con una altura (Hco) de 130 m, un diámetro basal (Wco) de 800 m y una relación $Hco/Wco = 0.16$ (Márquez *et al.*, 1999, reportan una relación $Hco/Wco = 0.148$). Las relaciones Hco/Wco para ambos conos son relativamente cercanas a la relación $Hco/Wco = 0.18$ para conos frescos (Porter, 1972). Las relaciones Hco/Wco del Tezpomayo y de La Ninfa son iguales a la del Pelagatos, pero existe una diferencia en las edades de los primeros con la edad del segundo. Tezpomayo y La Ninfa subyacen estratigráficamente a la caída de pómez "Tutti Frutti" del Popocápetl (ver capítulo 4 titulado "Estratigrafía"), lo que indica que ambos conos tienen una edad mayor a 14,000 años A.P., mientras que los productos del Pelagatos y Cerro del Agua están emplazados sobre la caída "Tutti Frutti" y por lo consiguiente tienen una edad menor a 14,000 años A.P.

Las diferencias más notables de ambos conos son el diámetro y profundidad de sus cráteres (Tabla 1). La Ninfa tiene una profundidad de cráter (Dcr) de 55 m y el Tezpomayo de 11 m. En la Fig. 13 se puede observar que el flujo de lava F3 emergió del cráter Tezpomayo. Aparentemente, la profundidad menor del cráter se debe a la acumulación de lava en su interior.

No se observan flujos que hayan afectado las últimas etapas de formación del cráter de La Ninfa y el mayor diámetro del cráter podría estar relacionado con una mayor actividad explosiva y capacidad de dispersión de la escoria.

Se pueden identificar 3 flujos asociados a este complejo volcánico (Fig. 14). Estratigráficamente, el flujo F3 es el más reciente y su origen es el cono Tezpomayo. Cuando el flujo F3 se emplazó, el cono La Ninfa ya estaba formado porque las lavas F3 rodean a este cono (Fig. 13). El flujo F2 es el de mayor extensión. No se puede ver que exista una fuente de emisión puntual para este flujo, quizás el evento efusivo inició en una fractura E-W antes de la formación de los conos Tezpomayo y La Ninfa. Las lavas emitidas en este periodo se distribuyeron casi en forma radial (Figs. 2 y 14), pero la mayor parte se emplazó hacia el N de la división del parte-aguas continental (Fig. 4) y una parte importante también se emplazó hacia el Valle de Amecameca. El flujo

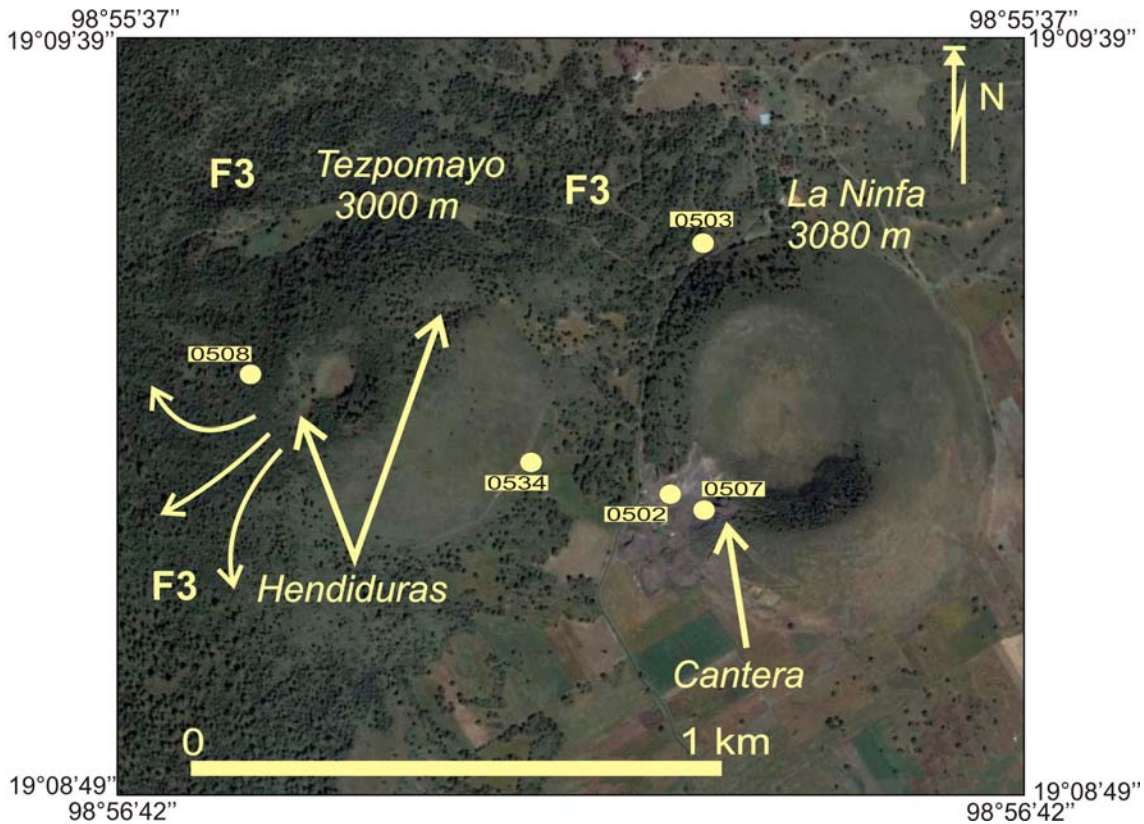


Fig. 13. Imagen de satélite (Google Earth 2007) que muestra los conos Tezpomayo y La Ninfa. Nótese la carencia de árboles en sus laderas, principalmente en el cono La Ninfa. También es posible observar dos hendiduras en el Tezpomayo. El flujo de lava forestado, marcado como F3, se emplazó probablemente al final del periodo eruptivo. Las flechas apuntando hacia afuera de la hendidura SE indican la dirección del flujo F3. Nótesela la alineación E-W de los dos conos.

F1, emplazado hacia el W (Fig. 14), es el más antiguo. Parte de las lavas de este flujo están sepultadas bajo el flujo F2 y el Flujo Tlacotenco (Figs. 2 y 12). Los flujos F1 y F2 se derramaron sobre pendientes con un rango entre 6 y 8° aproximadamente.

Es difícil estimar el espesor real de todas las lavas que conforman el escudo "Dos Cerros". Al parecer, la topografía preexistente estaba conformada por lavas de composición dacítica (flujos de lava antiguos marcados como "no identificados" en la Fig. 2) que siguieron la pendiente hacia uno y otro lado del drenaje continental. Sin embargo, es difícil saber donde se encuentra el nivel de la paleotopografía sobre la cual se emplazaron las lavas de "Dos Cerros" y por ende estimar sus espesores. Se midió el espesor de algunos flujos y se encontró una variación entre 5 y 30 m. El escudo de lavas tiene un diámetro promedio de 10 km y cubre un área total de 80.3 km². Usando un espesor promedio de 15 m se obtuvo un volumen de 1.2 km³ para el escudo. El cono Tezpomayo

tiene un volumen de 0.022 km^3 y el de La Ninfa un volumen de 0.032 km^3 (Márquez *et al.*, 1999 reportan volúmenes de 0.0261 km^3 y 0.0153 km^3 respectivamente). El volumen total para el complejo "Dos Cerros" es de 1.25 km^3 .

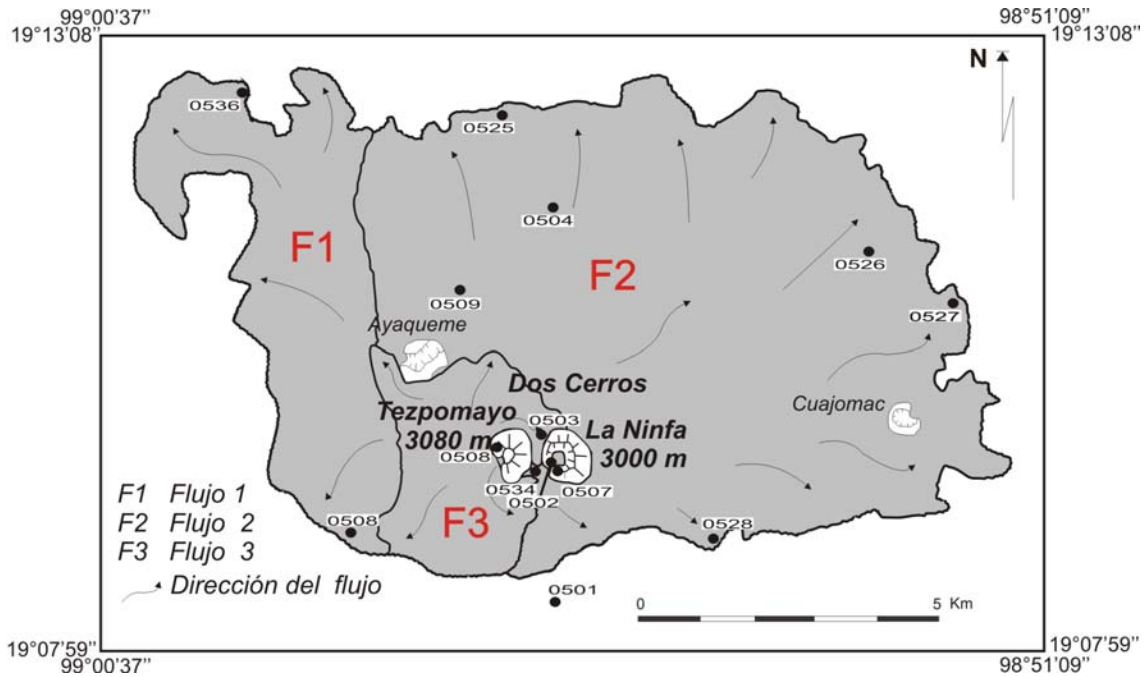


Figura 14. Mapa esquemático del volcán Dos Cerros y sus flujos asociados. Se identificaron tres secuencias de flujos: F1, F2 y F3 (ver explicación en el texto). Se observan los dos conos Tezpomayo y La Ninfa, que tienen una orientación E-W. Los conos Ayaqueme y Cuajomac son más antiguos y fueron rodeados por los flujos de lava. Se indican además los puntos de muestreo.

CAPÍTULO 4. Estratigrafía

El CVSC está conformado principalmente por secuencias de lava y conos de escoria intercalados entre sí y/o con suelos con diferentes grados de desarrollo, secuencias de cenizas de diferentes espesores y secuencias de material retrabajado. En muchos trabajos se ha estudiado la petrología y estratigrafía de las secuencias de lava y los conos de escoria en el CVSC (Mooser *et al.*, 1974; Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1982; Rodríguez-Lara, 1997; Márquez *et al.*, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Arana-Salinas, 2004; Siebe *et al.*, 2004a, 2004b, 2005, Guilbaud *et al.*, 2009) pero no existe ningún trabajo detallado del control crono-estratigráfico de los productos volcánicos y volcanoclásticos en el CVSC.

La historia eruptiva del CVSC es muy difícil de establecer, al menos con los fechamientos que se tienen hasta ahora. Por ello, no es posible determinar con precisión los intervalos de recurrencia del volcanismo en esta área. Se sabe que el volcanismo es de edad Cuaternaria, pero no existen suficientes datos para hacer una correlación crono-estratigráfica de los productos volcánicos. Siebe *et al.* (2004a) mencionan que existen al menos 55 fechamientos por radiocarbono, de los cuales 30 pertenecen al Xitle y áreas circundantes. Sin embargo, la mayoría de los datos se obtuvieron en paleo-suelos intercalados entre las tefras por lo que no son del todo confiables. Los autores estiman que sólo 10 fechamientos pueden resultar confiables, por lo que es necesario obtener más fechamientos de alta calidad y así llenar los espacios vacíos en tiempo y establecer con mayor precisión un intervalo de recurrencia del volcanismo para los pasados 20,000 años (Siebe *et al.*, 2004a).

En el CVSC se han identificado dos marcadores estratigráficos para establecer edades relativas. La caída de pómez "Tutti Frutti" del volcán Popocatepetl, con una edad de 14,000 años A.P. (Siebe *et al.*, 1995, 1999); y la caída de Pómez "Toluca Superior" del volcán Nevado de Toluca, con una edad de 10,500 años A.P. (Macías *et al.*, 1997; Arce *et al.*, 2003). El área que incluye a los

volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros (Fig. 1) está dentro de la región de influencia de la pómez "Tutti Frutti". Esta secuencia está constituida por un depósito de caída de pómez andesítica de color naranja y presenta fragmentos de granodiorita microcristalina color gris, limolita metamorfozada color verde pálido, caliza metamorfozada color verde brillante y otros fragmentos del basamento.

A continuación se describen las unidades estratigráficas de los productos asociados a los volcanes y las relaciones estratigráficas de los depósitos. Se empieza desde el volcán Dos Cerros que presenta los productos más antiguos con respecto a los volcanes Cerro del Agua y Pelagatos.

4.1 Dos Cerros

El volcán Dos Cerros está conformado por dos conos de escoria, Tezpomayo y la Ninfa y un escudo formado por flujos de lava (Fig. 15). De acuerdo al tercer capítulo, estas tres unidades morfológicas se consideran como la unidad estratigráfica Dos Cerros. Además, se ha subdividido al Dos Cerros en tres sub-unidades estratigráficas: el cono de escoria Tezpomayo, el cono de escoria La Ninfa y el escudo Dos Cerros.

El escudo Dos Cerros está formado por lavas de composición andesítica, aunque los últimos flujos (flujo marcados como F3 en las Figs. 13 y 14) son andesitas basálticas y no tienen una distribución amplia. Los flujos que conforman el escudo rodean completamente los conos de escoria Ayaqueme y Cuajomac (Fig.2), los cuales forman parte de un evento eruptivo más antiguo. Como se ha mencionado en el capítulo 3 es probable que las lavas que formaron inicialmente el escudo sean producto de una fisura y por lo tanto las primeras que se emplazaron. Los flujos de lava tienen una estructura en bloques y están cubiertos por vegetación escasa de pinos y pastizales, a excepción del flujo F3 (Figs. 12 y 13) que está más densamente forestado y se asemeja a la cubierta vegetal de los flujos del Pelagatos y Cerro del Agua. Los bosques y pastizales están sobre suelos poco desarrollados. En algunas partes, principalmente al S, SE y W de Dos Cerros se observan algunas capas de cenizas que al parecer provienen del Dos Cerros. No se observan capas gruesas de

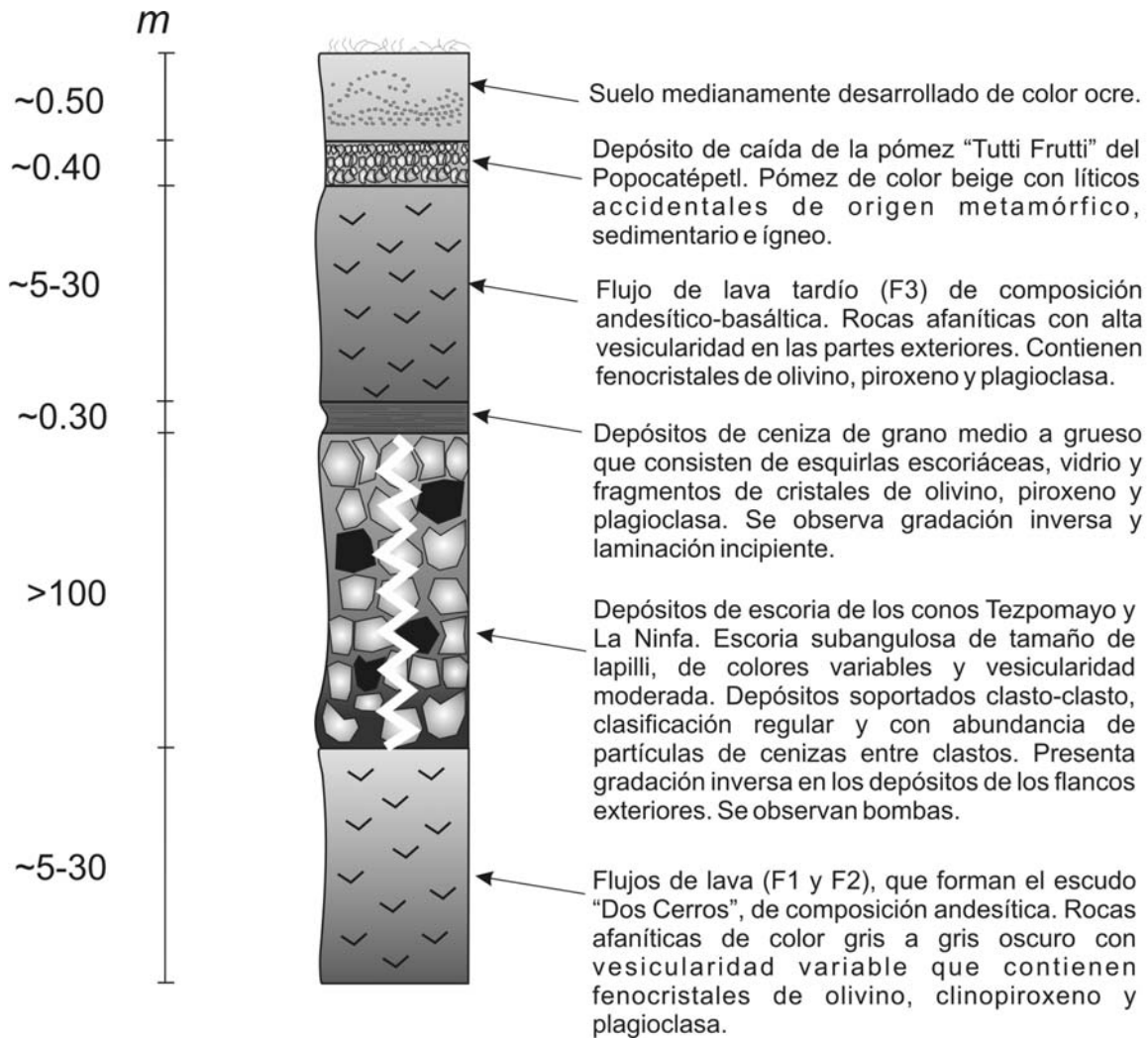


Fig. 15. Sección estratigráfica tipo que muestra los productos del volcán Dos Cerros.

ceniza exactamente arriba de los flujos que forman el escudo. Al parecer las cenizas se depositaron en las direcciones mencionadas, fuera del área del escudo.

Después de la emisión de los flujos que forman el escudo la erupción fisural se centró en los puntos formados por los conos de escoria Tezpomayo y La Ninfa (Fig. 2); el último flujo de lava (Flujo F3 de la Figs. 13 y 14) fue emitido tal vez como una última actividad efusiva de todo el complejo. Puede verse que dicho flujo fue emitido desde el cono Tezpomayo, quizás provocando el colapso del flanco SW del cono (Fig. 13). Morfológicamente se infiere que el cono La Ninfa se formó también antes que el flujo F3, ya que el flujo rodea al cono. La formación de los conos quizás fue

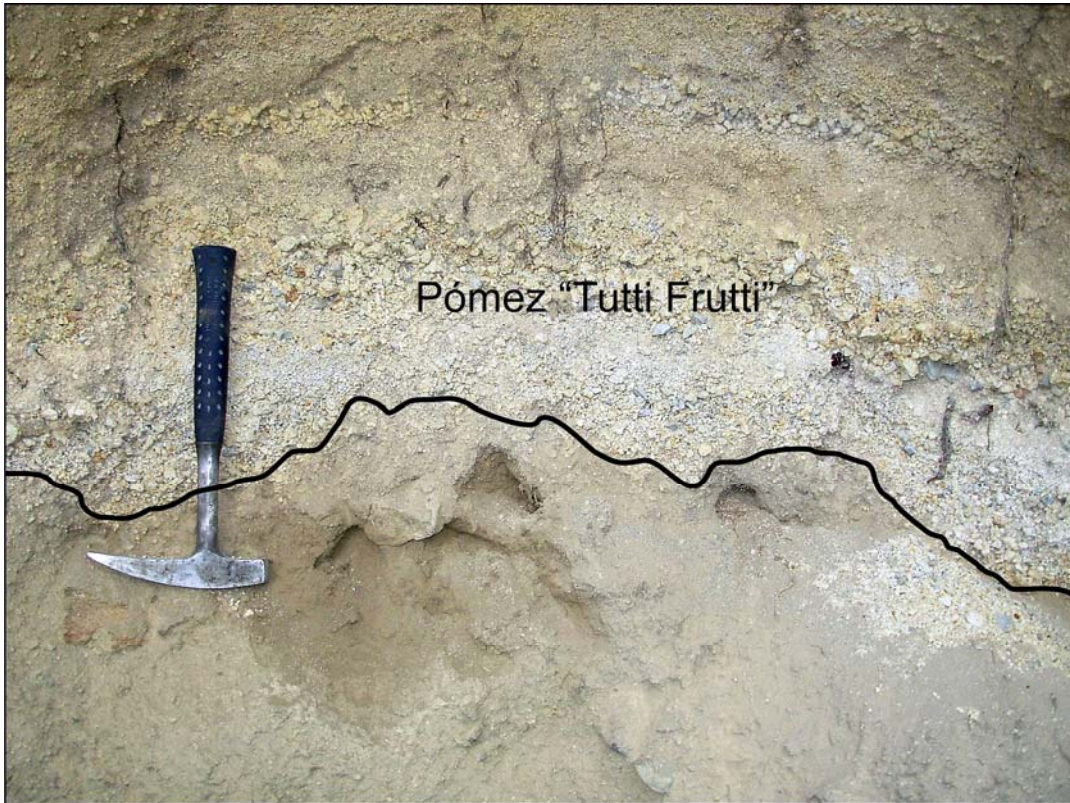


Fig. 16. Fotografía que muestra el marcador estratigráfico de la pómez "Tutti Frutti" en el flanco W del cono La Ninfa (19°09'17"N, 98°56'68"W, 2915 msnm).

contemporánea; en sitios de ambos conos se puede observar la pómez "Tutti Frutti" sobreyaciendo casi directamente a los productos de los conos (Fig. 16), lo que hace suponer que la formación de los conos y la caída de pómez fueron casi contemporáneos (14, 000 años A.P.). Esta conclusión se ve reforzada por la presencia de un contacto no transicional entre un horizonte de cenizas y la pómez "Tutti Frutti" (Fig. 17).

El cono La Ninfa tiene un corte que es usado como cantera para la extracción de escoria (Figs. 18 y 20); también el cono Tezpomayo presenta un pequeño corte en el flanco SE y presenta una estratigrafía muy similar a La Ninfa hasta donde se puede ver. El corte en la Ninfa es lo suficientemente grande para observar características importantes en la estratigrafía que presenta el interior del cono (Figs. 18 y 20). La escoria que forma este cono es sub-angulosa y principalmente del tamaño de lapilli o ligeramente mayor. Se observa una estratificación inclinada que varía entre



Fig. 17. Fotografía que muestra el depósito de la pómez "Tutti Frutti" yaciendo directamente sobre un depósito de ceniza que probablemente tuvo su origen en Dos Cerro. Localidad PG0529 situada al SE de los conos Tezpomayo y La Ninfa, fuera del área correspondiente al escudo (Fig. 2) (foto tomada por Claus Siebe el 18 de Agosto de 2005).

20° y 40° que forma capas de espesor variable (desde pocos cm a 50 cm) y pueden presentar cierta continuidad en algunas partes (Figs. 19 y 20). El color de la escoria que forma las capas presenta variación, desde diferentes escalas de grises hasta lugares donde la escoria es rojiza o amarillenta debido a la alteración por fases gaseosas. Se observan fracturas y fallas casi verticales que son perpendiculares a los estratos inclinados de escoria; a lo largo de las fracturas se pueden ver rastros de alteración del material circundante (Fig. 20), lo que indica que la alteración de la escoria se produce en la fase final de la erupción. Los depósitos son soportados clasto a clasto, al menos en la parte de las paredes exteriores, pero hay muchas partículas del tamaño de la ceniza entre la escoria. La vesicularidad de los fragmentos varía de escoria con vesicularidad moderada a fragmentos líticos densos (en menor proporción). Las vesículas son sub-redondeadas a ligeramente alargadas con tamaño promedio de 1 a 5 mm. En las partes de los flancos exteriores la gradación es inversa y la clasificación es regular (Fig. 19), pero en las partes más internas no se observa una gradación clara, pero la clasificación mejora. Es posible ver bombas de tipo "spatter" fracturadas. Además, hay algunos fragmentos de bombas muy densos especialmente hacia el centro de la cantera (facies



Fig. 18. Fotografía panorámica de la ladera W del cono La Ninfa en el volcán Dos Cerros. Se observan los cortes de la cantera para extracción de escoria y cómo la escoria define planos de estratificación y tiene diferentes tonos de color (foto tomada por Marie-Noëlle Guilbaud el 3 de Enero de 2007).

interiores del cono). En los flancos interiores del cono existen depósitos de talud con mala clasificación.

En las partes superiores de los estratos de las paredes externas, arriba de los fragmentos de lapilli, se encuentran estratos de ceniza endurecida de tamaño mediano a grueso de aproximadamente 30 cm de espesor con gradación inversa (Fig. 19). Probablemente se trata de ceniza retrabajada. La ceniza está formada principalmente de esquirlas escoriáceas y vidrio, también hay fragmentos de cristales de olivino, piroxenos y plagioclasas. Encima de las cenizas hay material no clasificado retrabajado que es parte del talud exterior; en algunos lugares, arriba de este horizonte, hay depósitos de la pómez "Tutti Frutti" que varía de espesor (hasta 40 cm) y que han sido parcialmente retrabajados. Encima de la pómez hay un suelo poco desarrollado de color beige a color café oscuro.



Fig. 19. Corte en el flanco Oeste del cono La Ninfa que muestra depósitos de escoria en la ladera exterior del cono y de cenizas en la parte superior. Se puede observar que la escoria es angular y está depositada en capas. Además, la escoria tiene diferentes colores por alteración (foto tomada por Marie-Noëlle Guilbaud el 16 de Noviembre de 2007). La pala como escala mide aprox. 1 m.

La presencia de la pómez "Tutti Frutti" arriba de los productos del Dos Cerros indica que la edad mínima para dicho evento es de 14,000 años A.P. Sin embargo, el contacto no transicional entre el depósito de pómez y los productos que formaron los conos Tezpomayo y La Ninfa sugiere que entre uno y otro evento no hubo un lapso de tiempo considerable. Además, un fechamiento de C-14 (proporcionado por Lilia Arana Salinas de la localidad TML-65 con coordenadas 19°08'20"N, 98°58'48"W, 3000 msnm) en cenizas al W del Dos Cerros, fuera del escudo de lavas, arrojó una edad de 13,980 ±70 años A.P. Es decir, todo apunta a que la edad para el evento Dos Cerros es muy cercana a los 14,000 años A.P.

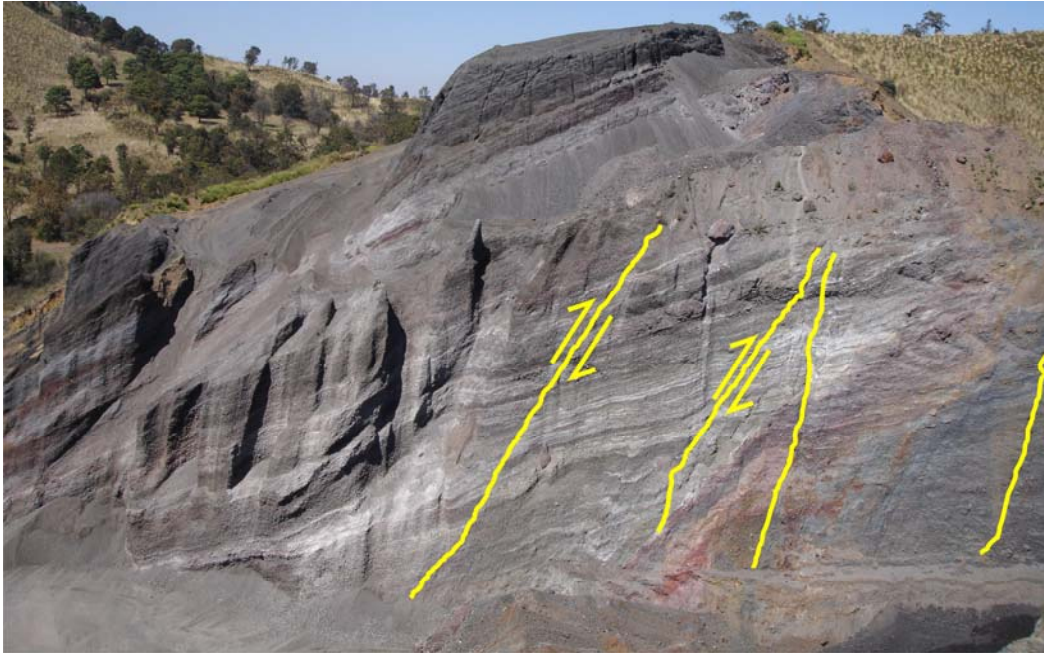


Fig. 20. Corte que muestra la disposición de las capas de escoria, su inclinación, los diferentes colores de la escoria y las fallas y fracturas que afloran. Nótese que el grado de alteración es mayor en la escoria que compone las partes interiores del cono (foto tomada por Marie-Noëlle Guilbaud el 15 de Febrero de 2007). Esta parte de la pared mide aproximadamente 40 m en su parte más alta.

4.2 Cerro del Agua

Cerro del Agua, también llamado Cerro Neapananapa por la gente local, es un cono truncado con flujos de lava asociados (Fig. 21) de composición andesítico basáltica y andesítica y tienen una estructura en bloques. En las partes distales hay brechas basales de flujo de color rojizo un poco alteradas. Los flujos de lava están cubiertos por una vegetación de pinos que ha crecido en un suelo medianamente desarrollado. No se observó a la pómez "Tutti Frutti" arriba de los productos del Cerro del Agua por lo que se infiere que su edad debe ser menor a 14,000 años A.P. El cono y los flujos en sus partes proximales (Fig. 2) están sobreyaciendo a los flujos del volcán Cilcuayo. La pómez "Tutti Frutti" retrabajada se observó sobreyaciendo al material volcánico retrabajado del Cilcuayo lo que indica que su edad es mayor a 14,000 años A.P. En las partes medias y distales los flujos están sobre suelos desarrollados de color ocre a ocre oscuro.

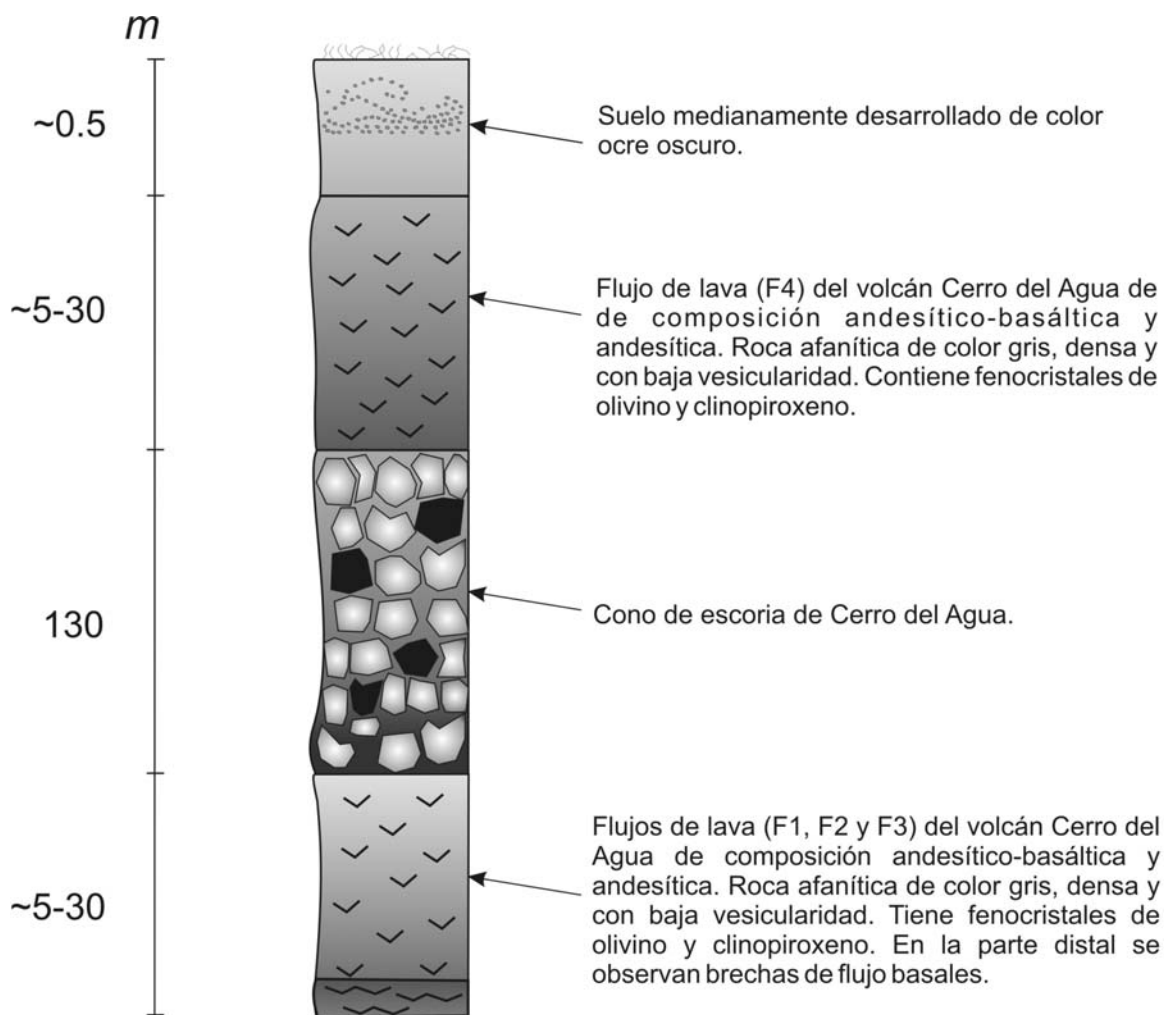


Fig. 21. Sección estratigráfica tipo que muestra los productos del volcán Cerro del Agua.

En realidad no es posible establecer si el Cerro del Agua es más antiguo que la erupción del Pelagatos. Debido a que la pómez "Tutti Frutti" no se encuentra sobreyaciendo a los productos del Cerro del Agua y las lavas del flujo F3 (Fig. 11) se encuentran emplazadas al mismo nivel estratigráfico que las lavas del flujo F2 (Fig. 7) del Pelagatos, sólo se puede deducir que la erupción del Cerro del Agua ocurrió entre la edad de 14,000 años A.P. y la edad mínima de $2,520 \pm 105$ años A.P. establecida para el Pelagatos.

4.3 Pelagatos

El volcán Pelagatos consiste de un cono de escoria principal, dos bordes de escoria secundarios y dos flujos de lava asociados (Fig. 22a). Los flujos de lava, que morfológicamente se dividen en dos unidades (Fig.7), son de composición andesítico basáltica y presentan una estructura en bloques que es evidente en la parte proximal. Los flujos de lava están cubiertos por un suelo no muy desarrollado que sustenta una vegetación de pinos, pero no se observó la existencia de una capa de ceniza cubriendo los flujos de lava. En el punto PG0532 (Fig. 2) se recolectó una muestra de carbón en un suelo de consistencia limosa-arcillosa de color ocre oscuro que yacía a un costado del frente del flujo de lava. Este suelo se encontraba mezclado con fragmentos de lava del flujo, por lo que se dedujo que era material retrabajado formado posteriormente al emplazamiento de la lava (Fig. 22b). La edad que arrojó fue de $2,520 \pm 105$ años A.P.; debido a su posición estratigráfica sólo puede considerarse como edad mínima. No se encontró a la pómez "Tutti Frutti" cubriendo los productos del Pelagatos. Por estos motivos sólo es posible concluir que la erupción tuvo lugar entre 14,000 años A.P. y 2,520 años A.P., lo que no es una delimitación efectiva para fines de cálculos estadísticos de recurrencia de erupciones en el CVSC.

El cono principal sobreyace a los flujos de lava del volcán Cilcuayo (no considerado para este estudio) (Fig. 2). En la parte SW de este cono existe una cantera de explotación de material que expone un corte donde se observa la estratigrafía del cono en ese flanco (Fig. 23). El material que conforma las paredes es escoria del tamaño de lapilli a bombas angulares, soportado grano a grano y con ausencia de ceniza como matriz. Sólo se observan cenizas gruesas en la base de las capas que tienen estratificación inversa (Fig. 24). Las capas tienen unos 50 cm de espesor en promedio y pueden presentarse de forma continua o en lentes y tienen inclinaciones que varían entre 20 y 30° (Guilbaud *et al.*, 2009). La selección es regular. Los fragmentos tienen alta vesicularidad que es más evidente en los fragmentos de lapilli. Las vesículas son redondeadas y están comunicadas unas con otras. La gran mayoría de los fragmentos son de color gris oscuro aunque en la parte superior son de un color amarillento debido a la alteración por oxidación. Algunos fragmentos presentan una iridiscencia azul metálico. Se observan fenocristales de olivino y también xenocristales de color blanquecino de cuarzo.

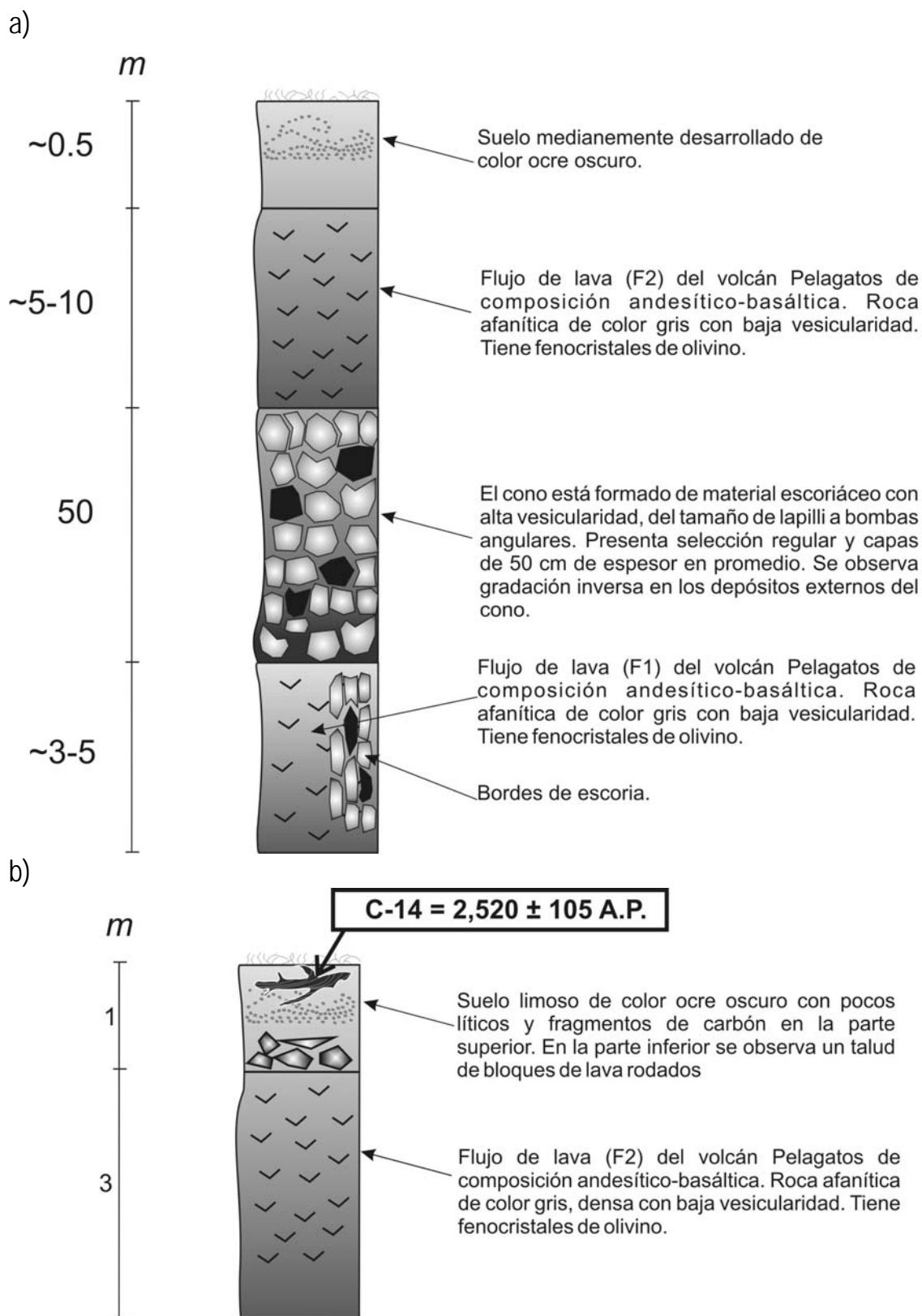


Fig. 22. a) Sección estratigráfica tipo del volcán Pelagatos mostrando sus productos. b) Sección estratigráfica de la localidad PG0532 (19°05'10"N, 98°57'36"W, 2930 msnm) donde se recolectó la muestra de carbón.



Fig. 23. Fotografía que muestra la cantera en el flanco SW del volcán Pelagatos (localidad PG0510 en la Fig. 2). En las paredes se observan las capas que forma la escoria (foto tomada por Marie-Noëlle Guilbaud el 14 de Febrero de 2007).

Una de las características es la presencia de fragmentos en su mayoría del tamaño entre el lapilli y las bombas. Esto, aunado a la ausencia de ceniza, evidencia una erupción estromboliana de baja energía (Guilbaud *et al.*, 2009). La vesicularidad relativamente alta indica una importante influencia de volátiles en esa fase eruptiva. La presencia de los xenocristales de cuarzo podría evidenciar que desde la entrada de éstos al magma no hubo tiempo de fundirlos y por lo tanto el ascenso del magma fue rápido (Guilbaud *et al.*, 2009).

La Fig. 25 muestra la estratigrafía relativa de los volcanes Dos Cerros, Cerro del Agua y Pelagatos. También se observa la posición estratigráfica de otros eventos como la caída de pómez "Tutti Frutti" y los conos de escoria Ayaqueme, Cuajomac y Cilcuayo. Las edades de estos tres volcanes se especifican como $\gg 14,000$ años A.P. para enfatizar que son más antiguos que la caída de pómez. Sin embargo, no se sabe la edad absoluta de estos tres conos. Debido a que no se obtuvieron fechamientos, el marcador estratigráfico "Tutti Frutti" juega un papel importante en asignar edades relativas a las erupciones de los volcanes estudiados.



Fig. 24. Fotografía que muestra una parte de la pared en la cantera del volcán Pelagatos. Obsérvese la distribución de la escoria, las capas con una gradación inversa y una secuencia basal de material más fino. También hay una bomba de aproximadamente 1 m. (Foto tomada por Marie-Noëlle Gulibaud el 6 de Junio de 2007).

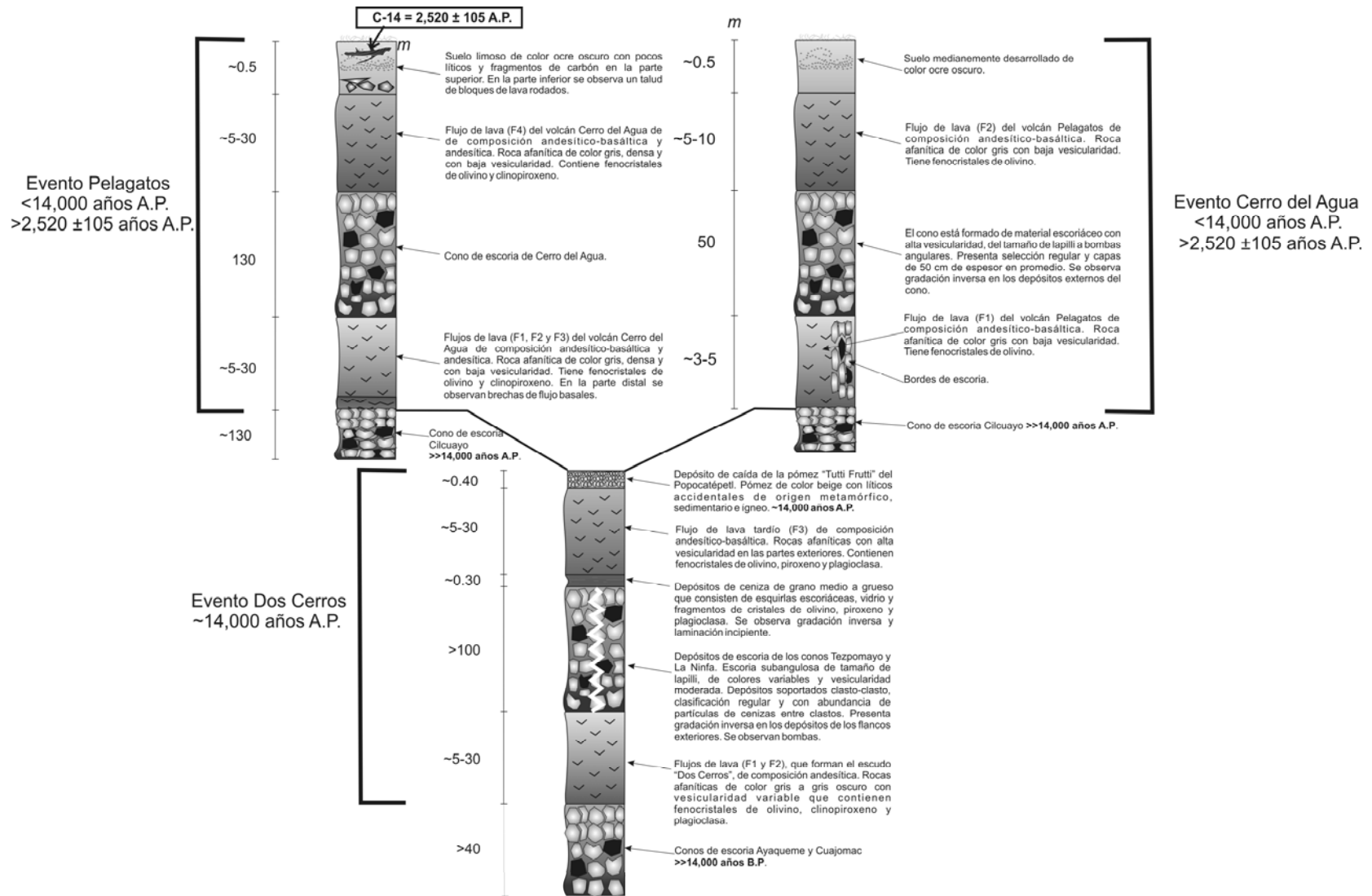


Fig. 25. Estratigrafía relativa de los eventos Dos Cerros, Cerro del Agua y Pelagatos. Además se muestran otros eventos como la caída de pómez "Tutti Frutti" y los conos de escoria Ayaqueme, Cuajomac y Cilcuayo.

CAPÍTULO 5. Petrología y Geoquímica

5.1 Mineralogía y Petrografía

Los aspectos petrográficos de las rocas volcánicas del CVSC se han descrito en muchos trabajos anteriores (Gunn y Mooser, 1971; Negendank, 1972; Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1989; Nixon, 1989; Swinamer, 1989; Rodríguez-Lara, 1997; Márquez *et al.*, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 2000; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Arana-Salinas, 2004; Siebe *et al.*, 2004b, Guilbaud *et al.*, 2009). Las rocas del CVSC son afaníticas y porfiríticas seriadas (<25% Vol.) con pocos fenocristales (<10%). Solamente algunos domos de lava tienen un contenido de fenocristales de hasta 50% (Márquez *et al.*, 1999). Los basaltos y andesitas basálticas contienen fenocristales de olivino (Ol), comúnmente con inclusiones de espinela (Sp) y clinopiroxeno (Cpx) (augita). También pueden contener fenocristales de ortopiroxeno (Opx) y plagioclasa (Plg). Las andesitas y dacitas contienen Opx (hiperstena), clinopiroxeno (augita) y de manera subordinada, plagioclasas con zoneamiento oscilatorio y de sector. En las rocas del CVSC no es común encontrar hornblenda (Hbl) o biotita (Bt). La Hbl ha sido observada en los productos de los estratovolcanes vecinos Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005) e Iztaccíhuatl (Nixon, 1989) y en el Nevado de Toluca se ha observado junto con Bt (Arce *et al.*, 2005). La composición de la matriz de las rocas del CVSC comprende microcristales de las mismas fases mineralógicas que están presentes como fenocristales, además de vidrio, óxidos de Fe-Ti y escaso zircón. Las inclusiones de apatito son relativamente comunes en fenocristales de piroxenos, plagioclasas y hornblenda de las rocas más evolucionadas.

Se ha reportado la coexistencia de cuarzo y olivino en algunas rocas, lo cual es atribuible a la contaminación por asimilación de rocas preexistentes (Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004b).

En relación a los volcanes Guespala y Chichinautzin (Fig. 4), Rodríguez-Lara (1997) y Siebe *et al.* (2004b) reportan una mineralogía compuesta de fenocristales de Ol, Cpx y en menor abundancia Opx y Plg. También reportan glomeropórfidos formados por Ol, Cpx y en menor cantidad Plg. La matriz tiene una textura intersertal y hialo-ofítica. Arana-Salinas (2004) reporta que los productos de los volcanes Teuhtli, Tláloc, Tlacotenco, Ocusacayo y Cuauhtzin (Fig. 4) presentan fases de Ol, Sp, Cpx, Opx, Plg, Ap, Hbl, en una matriz con una textura seriada e intersertal hialo-ofítica.

Las rocas de los volcanes Cerro del Agua, Pelagatos y Dos Cerros son andesitas basálticas y andesitas de textura afírica (porfirítica y afanítica) e hipocristalina. Los fenocristales (en este estudio se consideran como fenocristales a los cristales con tamaños >0.25 mm) tienen un tamaño promedio de 1 mm y representan $\leq 10\%$ del volumen total e incluyen las siguientes fases minerales: Ol (presenta inclusiones de Sp), Cpx, y menos abundantes Opx y Plg. En las muestras de Cerro del Agua principalmente, se observan glomeropórfidos compuestos de Cpx y Ol con Plg subordinada. La matriz es seriada e intersertal hialo-ofítica y traquítica y está compuesta de abundantes microlitos de Plg (andesina) y microcristales de Ol, Cpx, Opx y magnetita (Mt). Las fases minerales contenidas en los productos de cada uno de los volcanes se describen más detalladamente a continuación.

5.1.1 Pelagatos

El volcán Pelagatos produjo rocas de textura porfirítica y afanítica con matriz traquítica, intersertal-hialo-ofítica y seriada (Fig. 26). En las muestras de la bomba del sitio PG0510 se observa una textura pilotaxítica en la matriz. Su composición modal se puede apreciar en la Tabla 2. Las fases minerales identificadas en esta serie de rocas son: fenocristales de Ol (con inclusiones de Sp) y una matriz compuesta de Ol + Cpx + Opx + microlitos de Plg + óxidos + vidrio. Los microlitos están alineados de manera fluidal en las lavas. Las vesículas conforman entre 2.3 y 19.2% del volumen total y sus tamaños varían entre 3.0 mm y <0.1 mm, aunque la mayoría son de 0.1 a 1.0 mm. La forma de las vesículas más grandes es alargada y con bordes irregulares y las más pequeñas tienen formas subcirculares con bordes irregulares. A continuación se describen las fases minerales de manera más detallada.

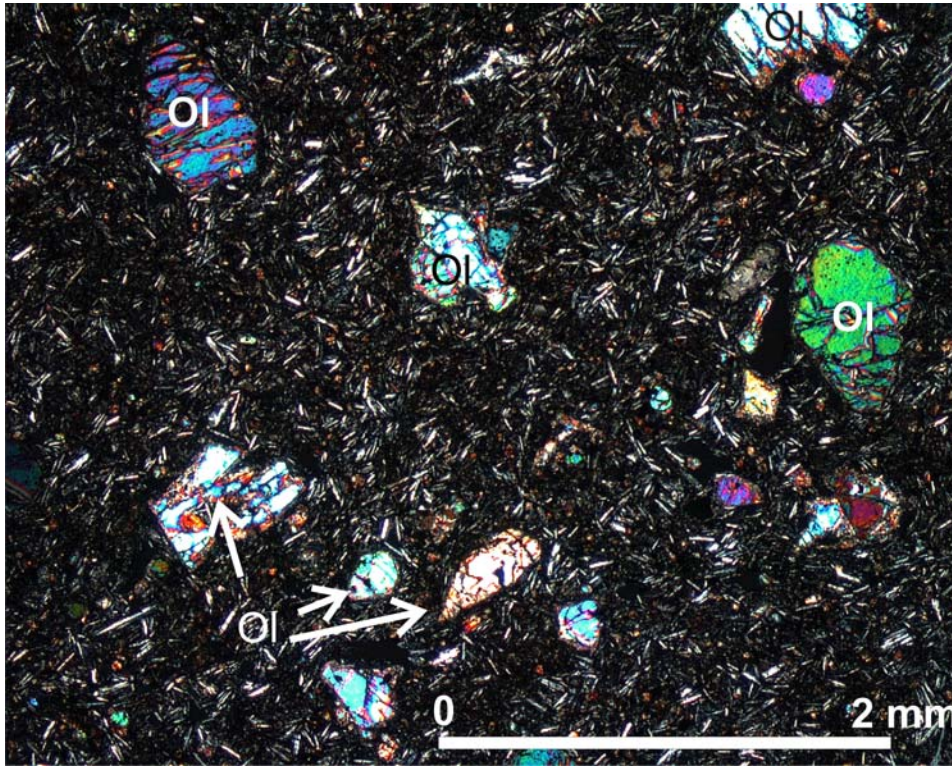


Fig. 26. Fotomicrografía de una lámina delgada de la lava del Pelagatos (muestra PG0518). Sobresalen los fenocristales de olivino con los hábitos típicos (euhedral y anhedral principalmente). La matriz consiste principalmente de vidrio y microlitos de plagioclasa. Aumento de 2.5 X, nicoles cruzados, Ol=Olivino.

Olivino

El Ol es el único mineral que se presenta como fenocristal en todas las muestras de Pelagatos con una abundancia promedio de 10 Vol. % (Tabla 2), (Fig. 26). Los olivinos se observan con un hábito subhedral a euhedral con tamaños que varían entre 2.5 y 0.25 mm, aunque la mayoría tienen aproximadamente 1.0 mm. Los microcristales de Ol en la matriz se encuentran en porcentajes <1.0 Vol. % y tienen hábito subhedral con tamaños promedio de 0.1 mm. Los fenocristales se presentan individualmente pero en la muestra PG0513 se presentan también como glomeropórfidos de hasta 3.5 mm de diámetro. Algunos fenocristales presentan texturas de desequilibrio como lo son las bahías de corrosión (Fig. 27) e incipientes coronas de reacción de Cpx, principalmente en microfenocristales (Fig. 28). Estas evidencias indican que los cristales no estaban en equilibrio con el líquido magmático al momento de la erupción.

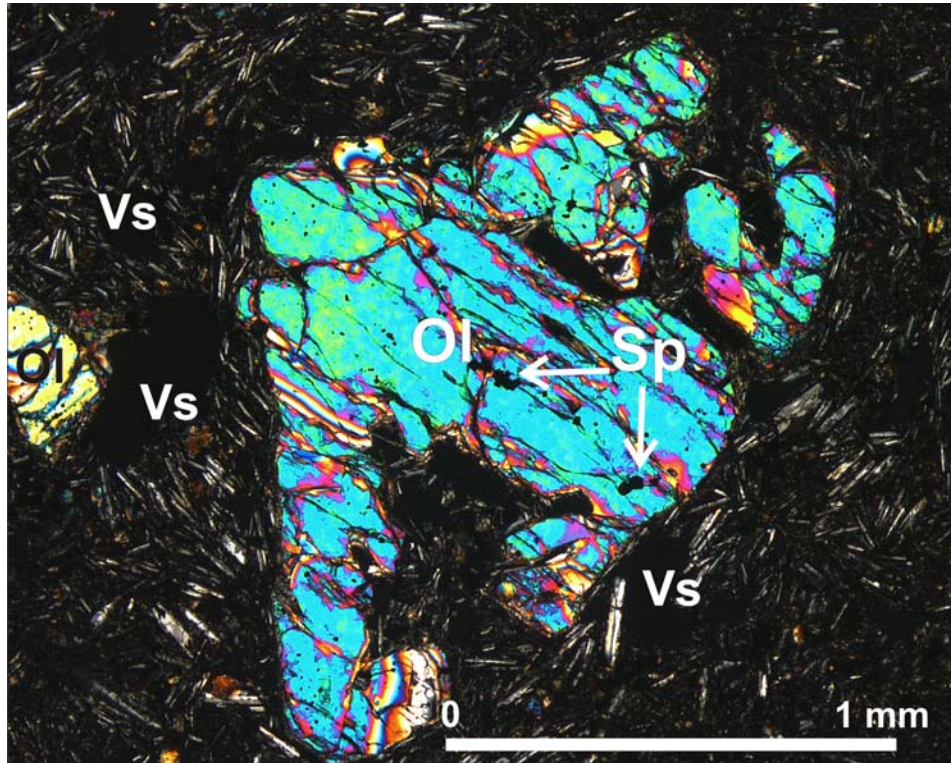


Fig. 27. Fotomicrografía que muestra las bahías de reacción en un olivino (Ol) de la muestra PG0518 del volcán Pelagatos. Vidrio y microlitos de plagioclasa rellenan los huecos. También es posible ver pequeños cristales cuadrados de espinelo (Sp). Aumento de 5X, nícoles cruzados. Vs= vesícula.

Los fenocristales de Ol presentan inclusiones de óxidos (Sp) que tienen hábito subhedral a euhedral de tamaños ≤ 0.01 mm (Figs. 26 y 27). La forma de los cristales es poligonal, principalmente triangular, cuadrangular, rectangular y rómbica. Se presentan en forma aislada y como agregados. Su color puede ser oscuro, café rojizo y ambarino.

Clinopiroxeno

No se presentan fenocristales de Cpx. En cambio, en la matriz hay abundantes microcristales de Cpx (de composición augítica por sus propiedades ópticas) en porcentajes que varían entre 13 y 26 Vol. %. Tienen hábito subhedral y no se observan texturas de desequilibrio importantes. Algunos microcristales presentan inclusiones de óxidos. El tamaño de los cristales es menor a 0.1 mm. Algunos microcristales de Cpx se presentan en intercrecimiento con Plg.

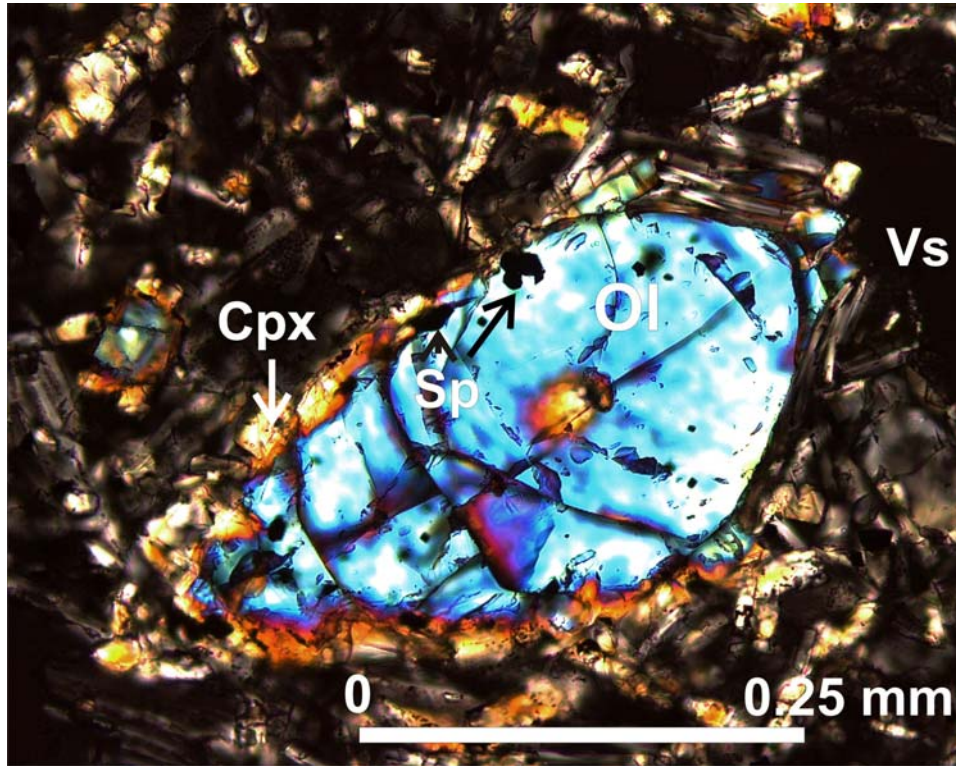


Fig. 28. Fotomicrografía de la muestra PG0513 del volcán Pelagatos que muestra un cristal de olivino (Ol) con incipiente corona de reacción de clinopiroxeno (Cpx). Aumento de 20 X, nícoles cruzados. Sp= Espinelo.

Ortopiroxeno

Se observan sólo microcristales de Opx en la matriz en un porcentaje ≤ 1.4 Vol. % (Tabla 2). Tienen hábito subhedral con tamaños ≤ 0.1 mm. El tipo de Opx presente es la hiperstena.

Plagioclasa

Se presentan algunos microfenocristales principalmente en la muestra PG0513 y muy pocos en la muestra PG0511 (Tabla 2), sus dimensiones son ≤ 0.4 mm. Tienen hábito subhedral a euhedral y presentan maclado de contacto, carlsbad y polisintético. Se observan sólo rasgos incipientes de disolución e inclusiones de piroxenos.

Los microlitos de Plg de la matriz se presentan en una cantidad que varía entre 32.2 y 49.6 Vol. %. En las lavas los microlitos se orientan preferencialmente, dándole a la matriz su textura traquítica, rodeando los fenocristales de Ol y rellenando sus bahías de corrosión (Fig. 27). Muestran

maclado de contacto, carlsbald y polisintético. Aplicando el método de Michel-Levy se determinó la composición de los cristales de Plg como andesina ($An_{35} - An_{50}$). Las composiciones menos anortíticas corresponden a los microlitos. El promedio del grosor de los microlitos de la mayoría de las muestras es de 0.02 mm. Sin embargo, los microlitos de la muestra anómala tienen un grosor promedio de 0.05 mm.

Óxidos

Los óxidos se presentan en un porcentaje ≤ 10 Vol. % (Tabla 2) en la matriz. El hábito de los cristales es anhedral, subhedral y euhedral. Se presentan principalmente en forma individual. Son de color negro o café oscuro debido a su alta densidad que les produce opacidad. El tamaño de los óxidos es ≤ 0.01 mm y tienen formas poligonales. Las características geométricas y ópticas (opacidad) de los cristales indican que los óxidos presentes en la matriz son ilmenita y magnetita. Se observan también óxidos en forma de inclusiones de espinela de Cr en algunos cristales de Ol y Cpx. El porcentaje de óxidos en la matriz es relativamente alto en el Pelagatos, así como en el Cerro del Agua y el Dos Cerros. Quizás esta concentración relativamente alta se deba a que no hubo un fraccionamiento acentuado de esta fase mineral debido a su cristalización tardía (Guilbaud *et al.*, 2009).

Vidrio

El vidrio es de color café pardo y está presente en un porcentaje que varía entre 15.5 y 39.1 Vol. % (Tabla 2). El mayor porcentaje está concentrado en una muestra procedente de una bomba (PG0510). El vidrio y los microcristales de Cpx se presentan en casi el mismo porcentaje.

La muestra PG0513, que presenta una diferencia significativa en composición química con respecto a las otras muestras del Pelagatos, como se verá más adelante, mineralógicamente muestra menos diferencias. Entre estas diferencias están su contenido más bajo en fenocristales de Ol (Tabla 2) y su matriz formada por microlitos de Plg más grandes que los microlitos de las demás muestras.

Tabla 2. Análisis modal de las rocas del volcán Pelagatos. Los valores están en % del volumen total sin contar las vesículas. El conteo fue de 800 puntos para cada lámina delgada. Las abreviaturas significan: A=Andesita, AB=Andesita basáltica, Ol= Olivino, Cpx= Clinopiroxeno, Opx= Ortopiroxeno, Plg= Plagioclasa. Sp= Espinelos.

	Localidad	PG0510	PG0516	PG0517	PG0518	PG0515	PG0513
	Tipo muestra	Bomba	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
	Composición	AB	AB	AB	AB	AB	A
F e n o .	Ol	9.6	10.5	12.8	12.8	10.5	6.7
	Cpx	0	0	0	0	0	0
	Sp en Ol	0.3	0.3	0	0	0.4	0
	Opx	0	0	0	0	0	0
	Plg	0.3	0	0	0	0	3.8
	M a t r i z	Ol	3.4	1.4	0.9	1.3	2.4
Cpx		12.8	25.8	25.4	21.0	22.2	13.9
Opx		1.4	0	0.1	0	0	0.4
Plg		32.2	39.2	39.0	34.2	41.8	49.6
Vidrio		39.1	14.3	15.5	20	16.5	19.7
Oxidos		0.9	8.5	6.3	10.7	6.2	3.7
	Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	% Fenocris.	10.0	10.5	8.0	9.0	8.1	10.5
	% Vesículas	19.2	11.1	8.8	6.7	2.3	9.0

5.1.2 Cerro del Agua

Las rocas del volcán Cerro del Agua son hipocristalinas con textura porfirítica, afanítica y glomeroporfirítica, así como con matriz traquítica, intersertal-hialo-ofítica y seriada (Fig. 29). Su composición modal puede apreciarse en la Tabla 3. Las fases minerales identificadas en esta serie de rocas son: fenocristales de Ol (con inclusiones de Sp) + Cpx + Opx + Plg. En la matriz se observan microcristales de Ol + Cpx + Opx, microlitos de Plg, óxidos y vidrio. Los microlitos de Plg tienen una textura fluidal (textura traquítica). Las vesículas ocupan un volumen entre 3.8 y 26.6% y tienen tamaños variables, dependiendo de la lámina delgada analizada. En general, la mayoría tienen un tamaño que varía entre 0.1 y 1 mm, pero en la muestra PG0120 alcanzan tamaños de hasta 5.0 mm y en otras es posible ver vesículas <0.1 mm. La forma de las vesículas más grandes es alargada con bordes irregulares, en cambio las más pequeñas son subcirculares también con bordes irregulares. Se observan glomeropórfidos (Fig. 30) compuestos principalmente de fenocristales de Cpx asociados con Ol (en una relación de 5:1 aproximadamente), y en menor

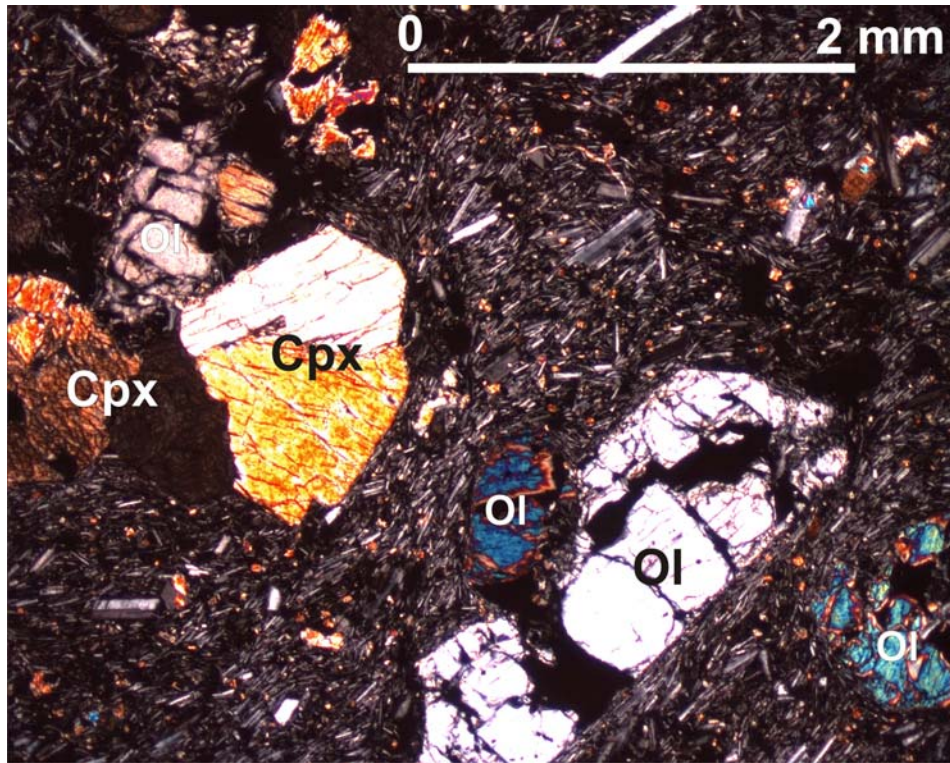


Fig. 29. Fotomicrografía de una lámina delgada de la lava del volcán Cerro del Agua (muestra PG0523) en la que se puede observar la textura traquítica y los diferentes hábitos de los fenocristales de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx). Aumento de 2.5 X, nícoles cruzados.

cantidad con Plg y Opx. El tamaño de los glomeropórfidos varía entre 1 y 3 mm. A continuación se describen las fases minerales más detalladamente.

Olivino

Los fenocristales de olivino se presentan con una abundancia que varía entre 4.3 y 7.8 Vol. % (Tabla 3). Tienen principalmente hábito subhedral (Figs. 29 y 30), pero no es raro encontrar cristales con hábito euhedral. Los microcristales de la matriz tienen hábito subhedral y se presentan en menor cantidad. El tamaño de los fenocristales varía entre 0.25 y 2.0 mm, sin embargo la mayoría tiene entre 0.5 y 1.0 mm. Algunos fenocristales presentan bahías de corrosión rellenas con microlitos de Plg (Fig. 31) y en pocas ocasiones presentan incipientes coronas de reacción de Cpx.

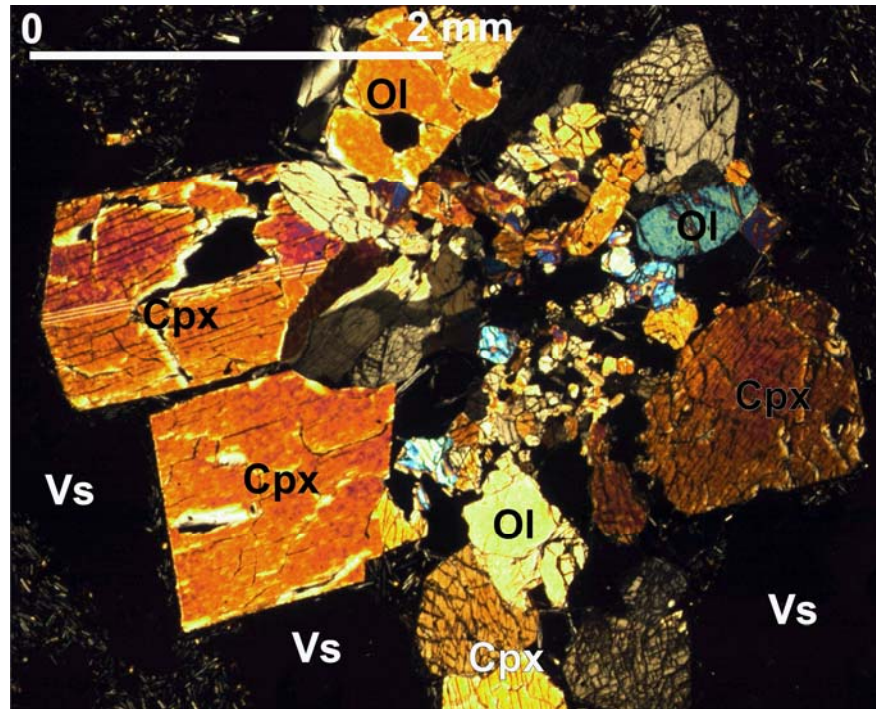


Fig. 30. Fotomicrografía de un glomeropórfido formado principalmente de fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) en la lava del volcán Cerro del Agua (muestra PG0520). Aumento de 2.5 X, nicoles cruzados. Ol= Olivino, Vs= Vesícula.

Estas estructuras de desequilibrio podrían estar asociadas a la desestabilización de los cristales por cambios de presión y temperatura al momento de la erupción. Los microcristales de Ol presentes en la matriz no sobrepasan el 1% del volumen total y tienen un tamaño >0.05 mm. Además, son subhedrales y algunos tienen coronas de reacción de Cpx. Los fenocristales de Ol presentan inclusiones de óxidos (Sp) (Fig. 32) que tienen hábito subhedral a euhedral de tamaños menores a 0.01 mm. La forma de los cristales es poligonal, principalmente triangular, cuadrangular, rectangular y rómbica que se presentan tanto en forma aislada como en agregados. Su color puede ser obscuro, café rojizo y ambarino.

Clinopiroxeno

Los fenocristales de Cpx se observan en una abundancia de 2.8 a 3.7 Vol. % (Tabla 3) y tienen hábitos subhedrales principalmente, pero también se presentan con hábito euhedral. Su tamaño varía entre 0.25 y 2.0 mm, pero la mayoría oscila entre 0.5 y 1.0 mm. Se presentan

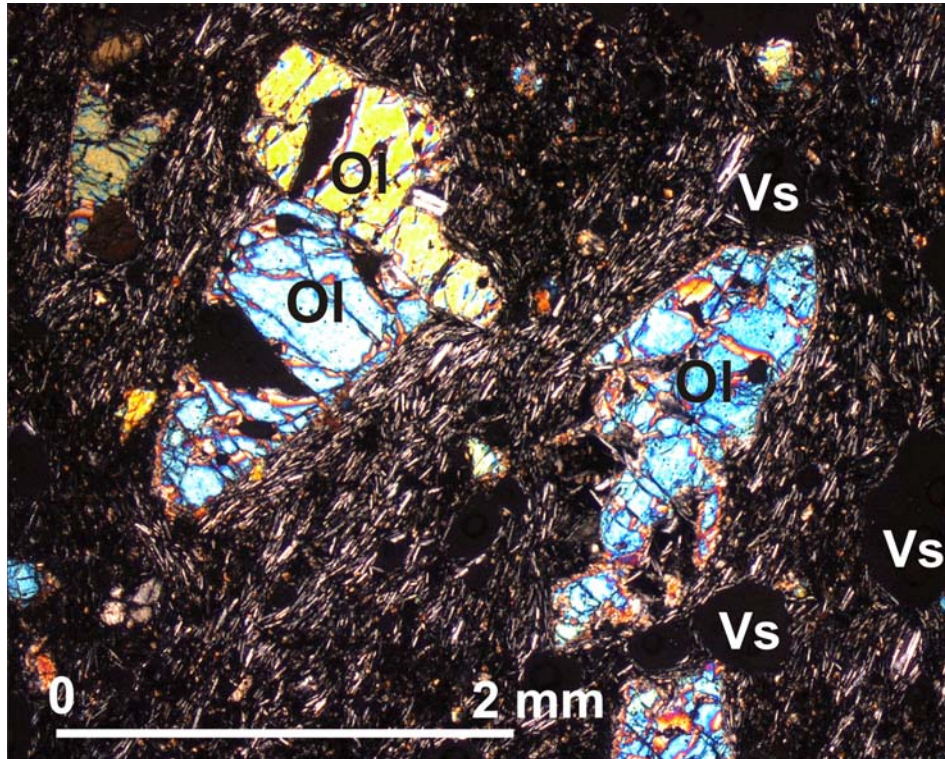


Fig. 31. Fotomicrografía de la muestra PG0521 del volcán Cerro del Agua donde se observa un olivino (Ol) (derecha) con bahías de corrosión rellenas de vidrio y microlitos de plagioclasa. Aumento de 2.5 X, nicoles cruzados. Vs= Vesículas.

principalmente formando glomeropórfidos asociados con Ol y en menor proporción con Plg y Opx (Fig 30). También se observan fenocristales de Cpx en forma aislada pero son más raros. Algunos de los cristales presentan maclado simple y zoneamiento (Fig. 30). Además, presentan en general escasas evidencias de desequilibrio (bahías de corrosión y/o coronas de reacción). Algunos cristales contienen inclusiones de óxidos (Sp) pero en menor proporción que en los fenocristales de Ol. En la matriz se observan microcristales de Cpx (augita por sus características ópticas) en un porcentaje que varía entre 4.2 y 16.1 Vol. % (Tabla 3). Tienen hábito subhedral y su tamaño común es de 0.05 mm.

Ortopiroxeno

Los fenocristales de Opx son escasos (<1%, Tabla 3). Tienen un hábito subhedral a euhedral y se presentan en forma aislada o en glomeropórfidos asociados con Cpx, Ol y Plg. Tienen tamaños

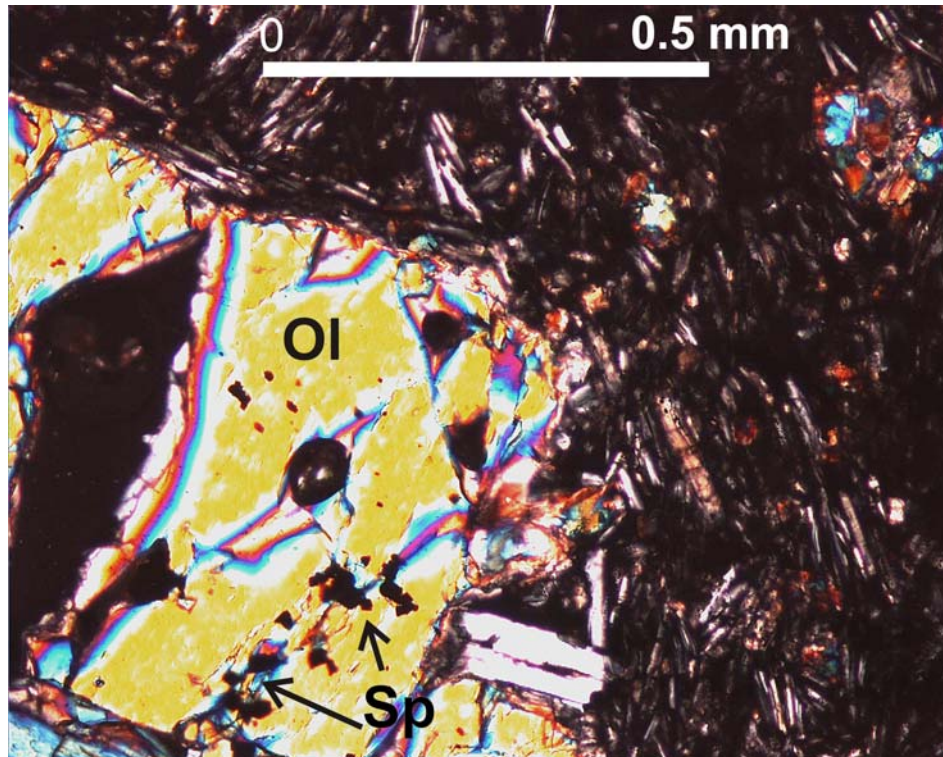


Fig. 32. Fotomicrografía de la muestra PG0521 de la lava del volcán Cerro del Agua que muestra un olivino (Ol) con inclusiones de espinelos (Sp). Aumento de 10 X, nicoles cruzados.

de 0.5 mm en promedio. El tipo de Opx que se presenta es la hiperstena (de acuerdo a sus propiedades ópticas). Los microcristales de Opx son más abundantes que los fenocristales (hasta casi 3 Vol. %, Tabla 3). Tienen hábito subhedral a euhedral y tamaños de ca. 0.05 mm. Los microcristales de Opx están asociados a pequeños cristales de óxidos y algunos tienen texturas esqueletales que revelan inestabilidad debido a diferentes condiciones de presión y temperatura.

Plagioclasa

Los fenocristales de Plg son muy escasos (<1 Vol. %, Tabla 3) y tienen tamaños que varían entre 0.25 mm y 0.5 mm, pero la mayoría tiene aproximadamente 0.3 mm. Tienen hábito subhedral a euhedral y presentan maclado de contacto, carlsbald y polisintético. También es posible observar un zoneamiento cíclico en un xenocristal (Fig. 33). Los fenocristales de Plg se presentan con inclusiones de Cpx y Ol. En los cristales se observan rasgos incipientes de desequilibrio (disolución) y en

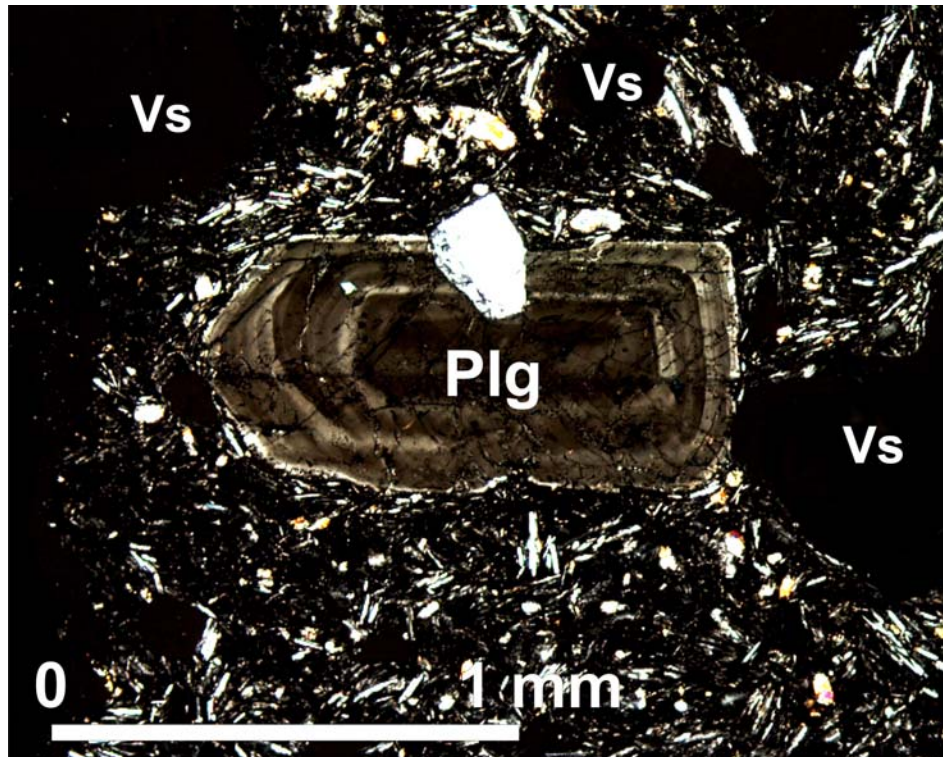


Fig. 33. Fotomicrografía de la muestra de lava PG0521 del volcán Cerro del Agua que muestra un xenocristal de plagioclasa (Plg) con marcado zoneamiento. Aumento de 5 X, nícoles cruzados. Vs= Vesícula.

algunos fenocristales de Plg se observa textura de tamiz (Fig. 34). Los fenocristales de plagioclasa que presentan zoneamiento y textura de tamiz son interpretados como xenocristales del basamento local (Meriggi *et al.*, 2008). La matriz está conformada principalmente por microlitos de Plg que tienen un tamaño <0.1 mm y se distribuyen en forma fluidal en las muestras de lava. Algunos de estos microlitos se encuentran penetrando las bahías de corrosión de los OI (Fig. 31). El porcentaje de los microlitos de Plg es de aproximadamente un promedio de 50 Vol. % (Tabla 3). Se observa maclado de contacto, carlsbald y polisintético. La composición de las Plg se determinó aplicando el método de Michel-Levy. Los fenocristales de Plg tienen una composición de An_{50} (entre los límites de las andesinas y las labradoritas). Los microlitos de Plg tienen una composición de An_{45} , correspondiente al campo de la andesina.

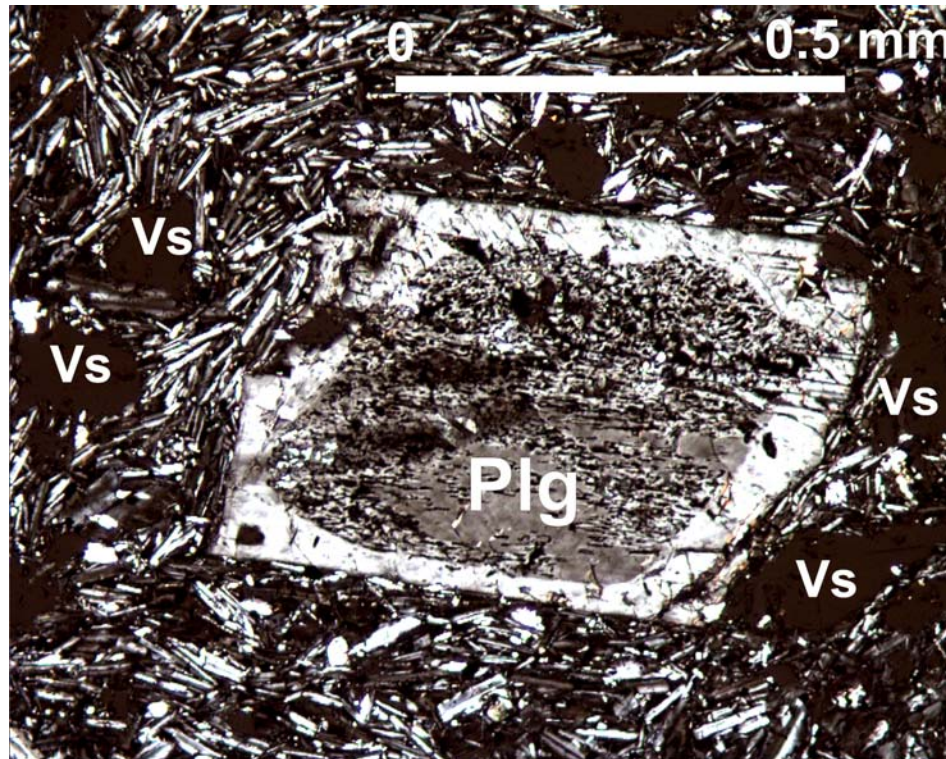


Fig. 34. Fotomicrografía de la muestra de lava PG0521 del volcán Cerro del Agua que muestra un xenocristal de plagioclasa (Plg) con textura de tamiz. Aumento de 5 X, nicoles cruzados. Vs= Vesícula.

Óxidos

Los óxidos se presentan en un porcentaje variable con un promedio de 7 Vol. % (Tabla 3) en la matriz. El hábito de los cristales es subhedral a euhedral y ocurren principalmente en forma individual, pero también se observan agregados de pocos cristales. Son de color negro o café oscuro debido a su densidad. El tamaño de los óxidos es ≤ 0.01 mm y tienen formas poligonales. Se observan algunos cristales con circunferencias hexagonales por lo que se infiere que son de ilmenita. Se encuentran en el borde de los cristales y en contacto con el vidrio de la matriz y también como inclusiones en algunos fenocristales de Ol y Cpx.

Vidrio

El vidrio es de color café pardo y café oscuro y está presente en un porcentaje que varía entre 11.2 y 41.5 Vol. % (Tabla 3). El mayor porcentaje está concentrado en la muestra de bomba de

Tabla 3. Análisis modal de las rocas del volcán Cerro del Agua. Los valores están en % del volumen total sin contar las vesículas. El conteo fue de 800 puntos para cada lámina delgada. Las abreviaturas significan: A=Andesita, AB=Andesita basáltica, Ol= Olivino, Cpx= Clinopiroxeno, Opx= Ortopiroxeno, Plg= Plagioclasa, Sp= Espinelos.

	Localidad	PG0511	PG0521	PG0520	PG0522	PG0512	PG0523	PG0530	PG0524
	Tipo muestra	lava	lava	bomba	lava	lava	lava	lava	lava
	Composición	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB
F e n o .	Ol	7.6	4.3	7.8	7.2	5.8	7.3	5.6	7.1
	Cpx	3.4	3.2	2.8	2.6	2.1	2.0	1.9	3.7
	Sp en Ol	0.1	0	0.2	0.1	0	0.1	0	0
	Opx	0	0	0.5	0	0	0.4	0.2	0
	Plg	0.8	1.3	0.7	0	0.6	0.9	0	0.6
M a t r i z	Ol	0.3	0.9	0.9	0.6	0.4	0.7	0.3	0.7
	Cpx	6.1	4.2	12.0	13.6	4.6	16.1	12.3	8.6
	Opx	1.8	0	0	2.9	0.5	2.3	2.7	2.0
	Plg	55.4	50.2	33.6	39.7	44.8	53.0	49.0	54.5
	Vidrio	19.2	18.2	41.5	28.6	32.6	11.2	22.0	14.5
	Oxidos	5.3	17.7	0	4.7	8.6	6.0	6.0	8.3
	Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	% Fenocris.	11.7	8.6	12.0	9.7	8.6	10.5	7.6	11.3
	% Vesículas	16.0	19.0	26.6	13.0	18.7	3.8	12.7	8.6

la localidad PG0520. El vidrio forma, después de los microlitos de Plg, el mayor componente de la matriz.

5.1.3 Dos Cerros

El volcán Dos Cerros tiene rocas afíricas (porfíricas y afaníticas), glomeroporfíricas con una matriz traquítica o pilotaxítica de tipo intersertal-hialo-ofítica y seriada (Fig. 35). Su composición modal se presenta en la Tabla 4. Las fases minerales contenidas en esta serie de rocas son: fenocristales de Ol (con inclusiones de Sp) + Cpx + Opx + Plg. La matriz contiene microcristales de Ol + Cpx + Opx, microlitos de Plg (textura traquítica o pilotaxítica), óxidos y vidrio. El porcentaje de las vesículas varía entre <1% (en una bomba densa) y 23.9 Vol. %. Tienen un tamaño que varía entre 4.0 mm y microvesículas <0.3 mm, pero la mayoría tiene entre 1.0 mm y 0.5 mm. Algunas muestras sólo presentan vesículas ≤ 1.0 mm. Las vesículas más grandes tienen formas alargadas, mientras que las más pequeñas tienen formas sub-circulares. Los bordes de las vesículas en muchas muestras son generalmente regulares. Se observan glomeropórfidos compuestos de cristales de Cpx, Opx y en menor cantidad Plg y Ol. Los cristales de los glomeropórfidos de la muestra PG0503

son principalmente de Plg (Fig. 36), y en la muestra PG0527 los glomeropórfidos son de cristales de Opx (Fig. 37). Los glomeropórfidos tienen tamaños de hasta 1.5 mm, pero algunos son pequeños (≈ 0.3 mm) formados de microcristales de la misma composición que los más grandes. Son escasos y de menor tamaño que los encontrados en las rocas de Cerro del Agua. A continuación se describen las fases minerales más detalladamente.

Olivino

El mayor porcentaje de Ol es de 7.1 Vol. % (muestra PG0527, Tabla 4), pero en todas las demás muestras el porcentaje es < 3.0 Vol. % (Tabla 4), lo que es menor al promedio de las abundancias en los volcanes Pelagatos y Cerro del Agua. El hábito de los cristales es subhedral a euhedral (Fig. 35), pero también se presentan muy pocos cristales anhedrales. Los microcristales de la matriz son subhedrales y euhedrales, se presentan en un porcentaje < 1.0 Vol. % (Tabla 4) y tienen un tamaño promedio de 0.1 mm. Los fenocristales varían en tamaño en un rango entre 1.0 mm y 0.5 mm, pero en algunas muestras todos los fenocristales son ≤ 1.0 mm (muestras PG0502, PG0507, PG0527). Se observan bahías de corrosión (Fig. 38) y coronas de reacción y también es posible encontrar cristales de Ol con texturas esqueletales. Los rasgos de desequilibrio son más evidentes en las muestras de Dos Cerros que en las muestras de los volcanes Pelagatos y Cerro del Agua. Algunos microcristales de Ol tienen coronas de reacción de Cpx.

Los fenocristales de Ol presentan inclusiones de óxidos (Sp) que tienen hábito subhedral a euhedral de tamaños ≤ 0.01 mm. La presencia de inclusiones de Sp, ya sea en Ol ó Cpx, en las rocas de Dos Cerros es menor que en Pelagatos y Cerro del Agua (Tablas 2, 3 y 4). La forma de los cristales es poligonal, principalmente triangular, cuadrangular, rectangular y rómbica. Se presentan en forma aislada y como agregados. Su color puede ser oscuro, café rojizo y ambarino.

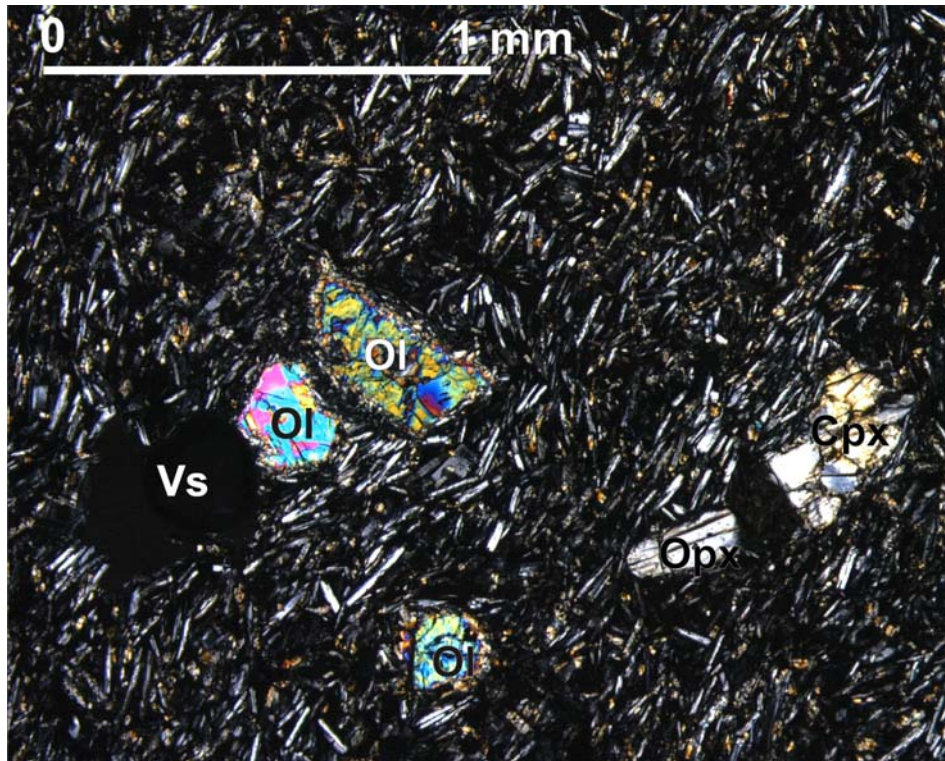


Fig. 35. Fotomicrografía de la muestra de lava PG0508 del volcán Dos Cerros. La matriz está compuesta principalmente de microlitos de plagioclasa y vidrio. Aumento de 2.5 X, nicoles cruzados. Ol= Olivino, Cpx= Clinopiroxeno, Opx= Ortopiroxeno, Vs= Vesícula.

Clinopiroxeno

El porcentaje de los fenocristales de Cpx varía entre 0.1 y 3.7 Vol. % (Tabla 4). Los cristales tienen hábito principalmente subhedral, pero los hay de hábito euhedral también. Tienen un tamaño que varía entre 2.0 mm y 0.25 mm, pero la mayor parte de los fenocristales es <1.0 mm. En algunas muestras todos los fenocristales son <1.0 mm (muestras PG0502, PG0507, PG0527). Se presentan en forma de cristales individuales (Fig. 35) o en glomeropórfidos en asociación principalmente con Opx y Plg (Fig. 36). Algunos fenocristales presentan maclado simple e inclusiones de Sp. También es posible observar bahías de corrosión y coronas de reacción de Opx. Los rasgos de disequilibrio se presentan con mayor frecuencia que en los volcanes Pelagatos y Cerro del Agua.

En la matriz se presentan microcristales de Cpx (augita por sus características ópticas) en un porcentaje que varía entre 2.4 y 8.6 Vol. % (Tabla 4). Tienen hábito subhedral y su tamaño tiene ca. 0.05 mm. También presentan las características de disequilibrio de los fenocristales.

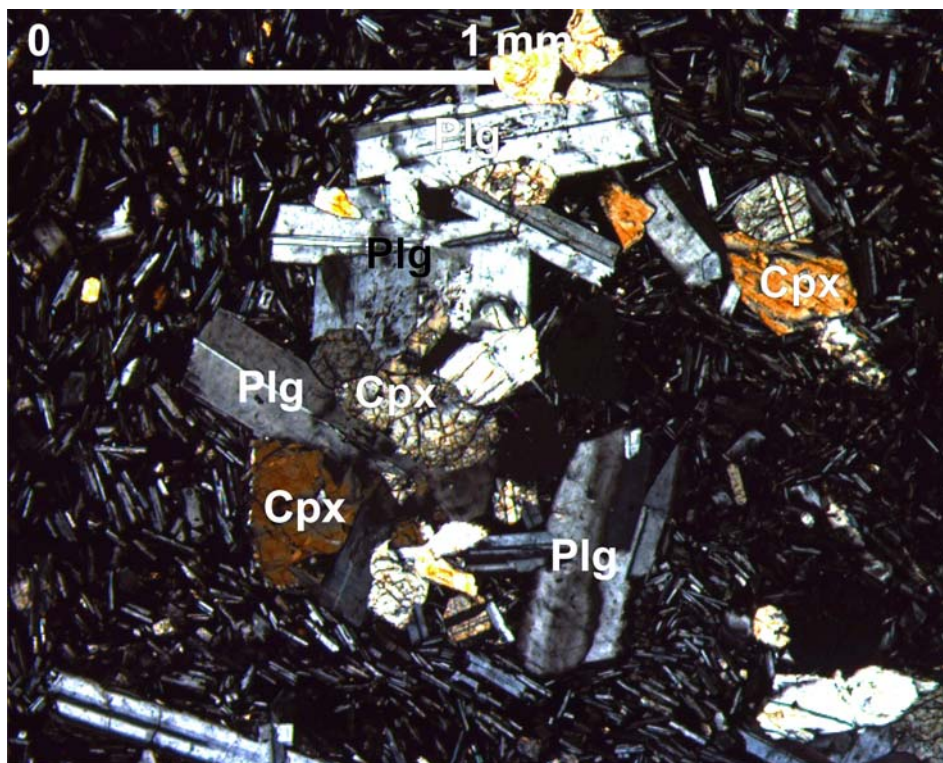


Fig. 36. Fotomicrografía de la muestra de lava PG0503 del volcán Dos Cerros. El glomeropórfido está compuesto principalmente de cristales de plagioclasa (Plg) y en menor cantidad de clinopiroxeno (Cpx). Aumento de 5 X, nicoles cruzados.

Ortopiroxeno.

Los fenocristales de Opx son escasos (<1%, Tabla 4). Tienen un hábito subhedral a euhedral y se presentan en forma aislada o en glomeropórfidos asociados con Cpx, Ol y Plg. Tienen tamaño de 1.5 mm a 0.25 mm, en promedio 0.5 mm. Los cristales tienen forma prismática o alargada (Fig. 37). El tipo de Opx que se observa es la hiperstena (de acuerdo a sus propiedades ópticas). Los microcristales de Opx son más abundantes que los fenocristales de Opx y se presentan en la mayoría de las láminas (hasta 2 Vol. %, Tabla 4). Tienen hábito subhedral a euhedral y tamaños de 0.1 mm en promedio (son más grandes que los microcristales de Ol y Cpx). Los microcristales de Opx están adheridos frecuentemente a pequeños cristales de óxidos y algunos tienen texturas esqueletales que revelan su inestabilidad. También los fenocristales presentan texturas esqueletales (Fig. 39) y es posible observar cristales de Opx con núcleos de Cpx (Fig. 40).

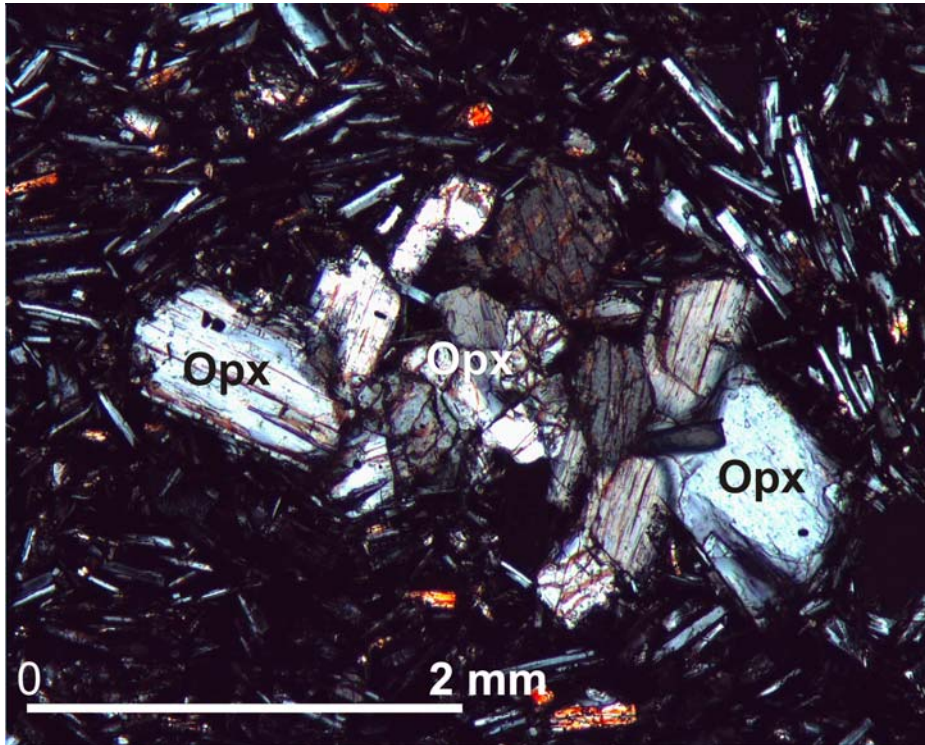


Fig. 37. Fotomicrografía de la muestra de lava PG0527 del volcán Dos Cerros. El glomeropórfido está compuesto principalmente de cristales de ortopiroxeno (Opx). Aumento de 2.5 X, nicoles cruzados.

Plagioclasa

Hay escasos fenocristales de Plg en un porcentaje <1.0 Vol. % (Tabla 4) cuyos tamaños varían entre 0.25 mm y 1.5 mm, pero casi todos son <1.0 mm y tienen hábito subhedral a euhedral. Se observa maclado de contacto, carlsbald y polisintético en los fenocristales y microlitos de Plg. Algunos fenocristales presentan intercrecimiento de cristales de Cpx y Ol que es más evidente en los glomeropórfidos (Fig. 36). Los fenocristales presentan rasgos incipientes de desequilibrio (disolución) y algunos microlitos tienen texturas esqueletales. Los microlitos, que tienen hábito subhedral y euhedral (muestras de lava) tienen textura traquítica y tamaños <0.1 mm y se encuentran rodeando a los fenocristales de Ol y Cpx y rellenando las bahías de corrosión (Fig. 38). La muestra PG0506 tiene microcristales de Plg bien desarrollados con tamaños promedio de 0.5 mm (unos 0.1 mm de ancho, que es lo que miden en promedio los microlitos de las demás muestras). Estos microcristales de Plg son los más grandes encontrados en la matriz de cualquier muestra analizada petrográficamente.

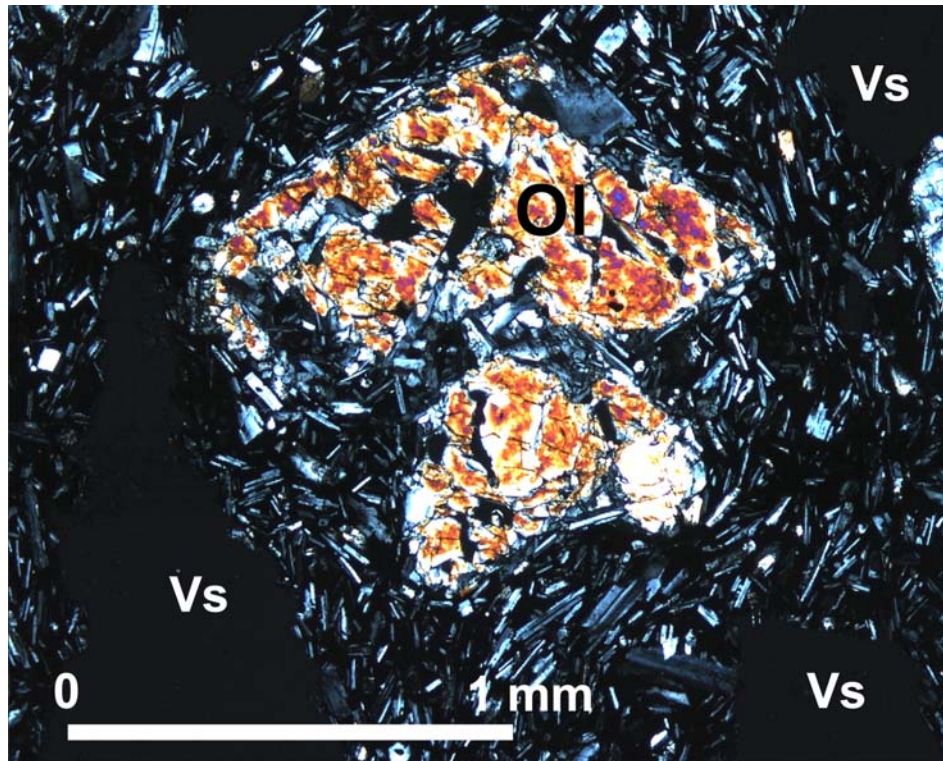


Fig. 38. Fotomicrografía de la muestra PG0527 (bomba densa) del volcán Dos Cerros (cono La Ninfa) que muestra las bahías de corrosión en un olivino (Ol) con los microlitos de plagioclasa y vidrio relleno los espacios corroídos. Aumento de 5 X, nícoles cruzados. Vs= vesícula.

La composición de la Plg se determinó aplicando el método de Michel-Levy. En general los cristales muestran un rango muy amplio de An_{30} a An_{50} (rango de la andesina), con los cristales más grandes con tendencia a ser menos anortíticos. En la muestra PG0506 existen Plg de composición An_{27} que corresponde a la oligoclasa. La composición de las Plg es consistente con la composición química que muestran las rocas del Dos Cerros (son las que tienen más contenido de sílice de los tres volcanes de estudio). Los microcristales de Plg conforman >50 Vol. % de las rocas de Dos Cerros (Tabla 4).

Óxidos

Los óxidos se presentan en la matriz en un porcentaje alto. En muchas muestras está alrededor del 10 Vol. % (Tabla 4). El hábito de los cristales es anhedral, subhedral y euهدral. Los

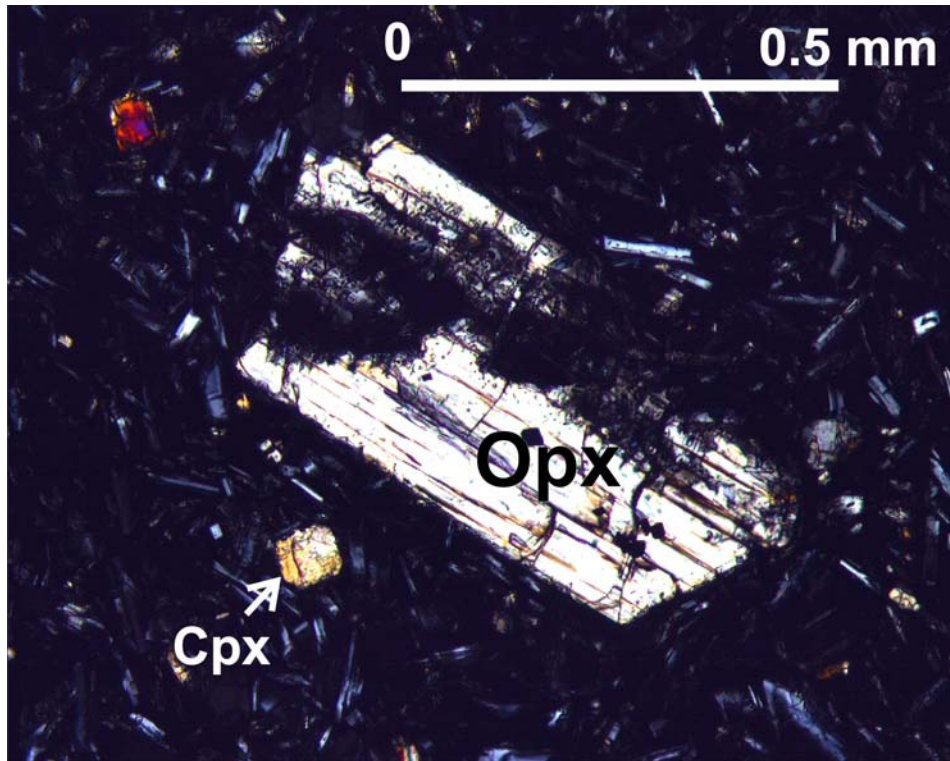


Fig. 39. Fotomicrografía de la muestra de lava PG0527 del volcán Dos Cerros de un cristal de ortopiroxeno (Opx) en disolución. Aumento de 10 X, nicoles cruzados. Cpx= Clinopiroxeno.

óxidos ocurren principalmente en forma individual. Tienen dimensiones de 0.01 mm aproximadamente, pero también existen abundantes cristales de hasta 0.001 mm. Tienen formas poligonales y color negro a café oscuro. Por otro lado, es posible observar inclusiones de óxidos en Ol y Cpx que, además de ser de color negro a café oscuro, tienen colores rojizos y ambar. Los tamaños de las inclusiones de óxido son de 0.01 mm aproximadamente. Los óxidos en la matriz son cristales de ilmenita y magnetita y las inclusiones son cristales de espinela de Cr (propiedades ópticas).

Vidrio

El vidrio es de color café pardo a café oscuro y su porcentaje varía entre 15.5 y 44.5 Vol. % (Tabla 4). Como en el caso del Pelagatos y el Cerro del Agua, el mayor porcentaje está concentrado en una muestra proveniente de una bomba (PG0507). El vidrio es el segundo componente en abundancia en la matriz, después de la Plg.

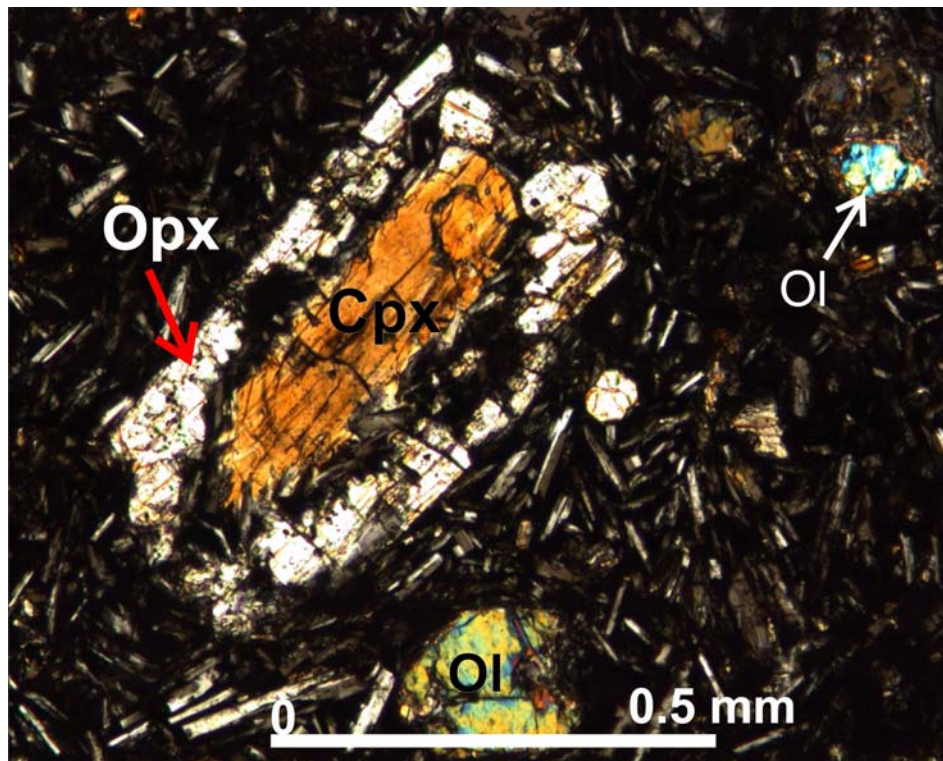


Fig. 40. Fotomicrografía de la muestra de lava PG0527 del volcán Dos Cerros donde se observa un cristal de ortopiroxeno (Opx) con un núcleo de clinopiroxeno (Cpx). Aumento de 10 X, nícoles cruzados. Ol= Olivino.

Tabla 4. Análisis modal de las rocas del volcán Dos Cerros. Los valores están en % del volumen total sin contar las vesículas. El conteo fue de 800 puntos para cada lámina delgada. Las abreviaturas significan: A=Andesita, AB=Andesita basáltica, Ol= Olivino, Cpx= Clinopiroxeno, Opx= Ortopiroxeno, Plg= Plagioclasa, Sp= Espinelos.

	Localidad	PG0506	PG0503	PG0504	PG0508	PG0509	PG0502A	PG0507	PG0528	PG0525	PG0526	PG0527
	Tipo muestra	lava	lava	lava	lava	lava	bomba	bomba	lava	lava	lava	lava
	Composición	AB	AB	AB	AB	AB	A	A	A	A	A	A
F e n o .	Ol	1.9	2.3	2.0	2.4	1.8	2.6	0.9	0.6	2.8	2.0	7.1
	Cpx	2.7	1.9	0.4	0.1	0.3	0.1	0.3	2.0	0.3	0.3	3.7
	Sp en Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Opx	0	0.3	0.1	0	0	0.5	0.8	0	0	0.5	0
	Plg	0	1.4	0	0	0.3	0.3	0.4	0	0.1	0	0.6
M a t r i z	Ol	0.3	0.1	1.4	0.6	1.0	0.4	0.5	0	1.3	0.6	0.7
	Cpx	4.7	2.6	6.6	7.0	5.8	4.8	2.4	5.6	6	7.9	8.6
	Opx	0.5	1.1	1.5	1.4	1.2	1.3	1.0	0	0.5	1.2	2.0
	Plg	55.7	50.3	58.4	58.0	57.3	51.2	41.2	58.2	54.1	56.9	54.5
	Vidrio	25.7	33.0	19.3	21.0	21.0	28.9	44.5	33.6	25.2	20.6	14.5
	Oxidos	8.5	7	10.3	9.5	11.3	9.9	8.0	0	9.7	10	8.3
	Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	%Fenocris.	4.5	5.8	2.6	2.6	2.4	3.6	2.3	2.6	3.2	2.8	2.7
	% Vesículas	37.2	12.2	8.7	2.2	18.2	5.2	0.6	23.9	2.2	6.3	2.7

5.2 Geoquímica

Se analizó la composición química de 29 muestras (6 del Pelagatos, 8 del Cerro del Agua, 12 del Dos Cerros y 3 de los volcanes cercanos Huehuel, Sochol y Cilcuayo; Fig. 1), cuyos resultados se incluyen en las Tablas 5, 6 y 7. Se tomaron muestras de los flujos de lava y productos del cono (bombas) de tal forma que se pudieran tener muestras representativas de todas las áreas cubiertas por los productos de cada volcán y así poder identificar posibles tendencias de las variaciones en composición con respecto al tiempo y al espacio, además de conocer las características petrogenéticas y ambiente tectónico.

La clasificación química de las rocas se basó en los parámetros establecidos en el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1989; Fig. 41) fundamentado en los contenidos de SiO₂ y álcalis totales (Na₂O+K₂O). Aunque los valores de LOI (Tablas 5, 6 y 7) son muy bajos (las tablas no muestran los valores recalculados), los elementos mayores de las muestras se recalcularon al 100% en base anhidra para realizar los diagramas TAS (Fig. 41), AFM (Fig. 42) y de variación (Figs. 43, 44 y 45). Así también, el Fe₂O_{3(T)} de los resultados directos de los análisis químicos se recalculó como FeO usando la fórmula: $FeO = 0.8998 \times Fe_2O_{3(T)}$ (Irvine y Baragar, 1971). Los porcentajes de sílice en las muestras recolectadas en el área de estudio varían entre 53.8 wt % y 60.4 wt % (Fig. 41). Para su comparación se seleccionaron al menos tres análisis químicos representativos de otras rocas de las partes central y oriental del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe *et al.*, 2004b; Arana-Salinas, 2004; Schaaf *et al.*, 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal), del volcán Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005) y del volcán Nevado de Toluca y de la parte occidental del CVSC (Martínez-Serrano *et al.*, 2004). En lo posterior, donde se escriba “muestras del CVSC” se referirá al conjunto de muestras seleccionadas de los estudios mencionados. Las muestras del CVSC varían ampliamente en su composición con respecto al contenido en SiO₂ (Fig. 41) y generalmente son menos evolucionadas que las rocas del Popocatepetl y del Nevado de Toluca.

De todas las rocas estudiadas, las del volcán Pelagatos son las menos evolucionadas de los tres volcanes de este estudio. Su contenido de sílice varía entre 52.9 wt % y 53.8 wt % (Fig. 41). Por lo consiguiente, caen dentro del rango de las andesitas basálticas (Fig. 41). Sin embargo, existe una

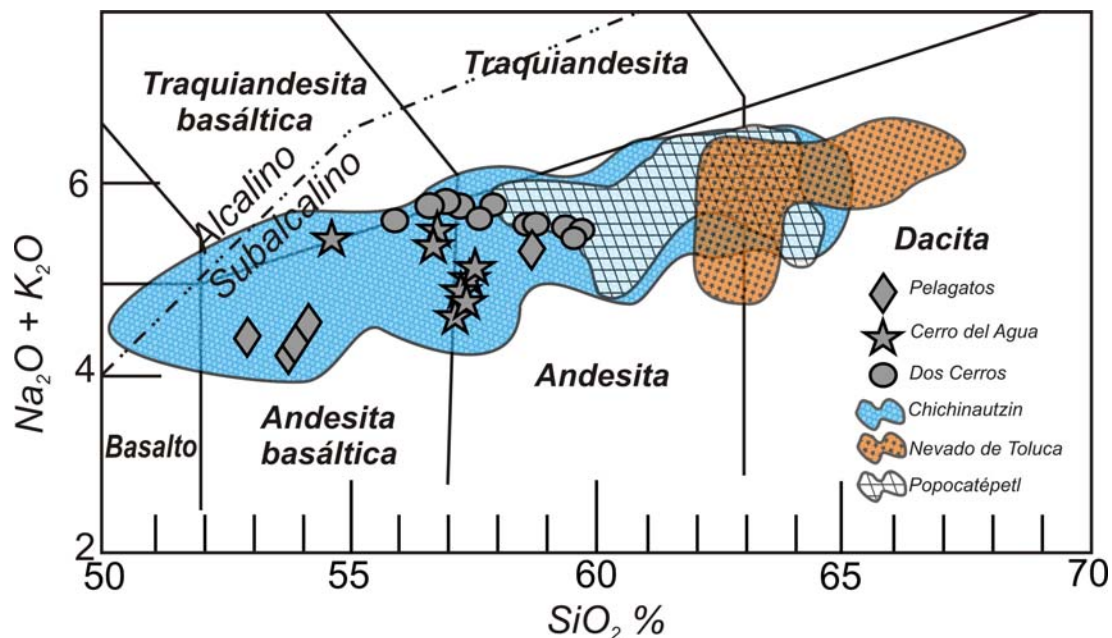


Figura 41. Diagrama de SiO_2 contra $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1989) y la línea de MacDonal y Katsura (1964) que separa las rocas alcalinas de las subalcalinas. Para su comparación se incluyen algunas muestras representativas del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe et al., 2004b; Arana-Salinas, 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal), del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) y del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004). Ver texto para explicación más detallada acerca del origen de las muestras incluidas.

sola muestra (sitio PG0513, localidad aproximadamente <1 km del cono. Figs. 2 y 7) que presenta 58.6 wt % de SiO_2 y se clasifica como andesita (Fig. 41). Esta muestra con el más alto contenido en sílice pertenece al flujo F2 (Fig. 7) que se emplazó al final del periodo eruptivo. Guilbaud et al. (2009) reportan datos para una muestra localizada muy cerca de la localidad PG0513 (muestra P61-1, $19^\circ 06' 35.6'' \text{N}$ - $98^\circ 57' 34.7'' \text{W}$, 2,950 msn) que no muestra similitud con los contenidos de la muestra PG0513. Por el contrario, la muestra P61-1 tiene valores semejantes a los obtenidos para el resto de las muestras reportadas por Guilbaud et al. (2009) y a los de las demás muestras de este estudio.

Si no se toma en cuenta la muestra PG0513, se puede decir que no hubo una variación significativa en la composición de los productos del Pelagatos. Existen trabajos sobre el CVSC que mencionan la variabilidad espacial y temporal en la composición de los productos volcánicos de algunas erupciones. Los productos tardíos y más cercanos a la fuente tienden a ser más silíceos

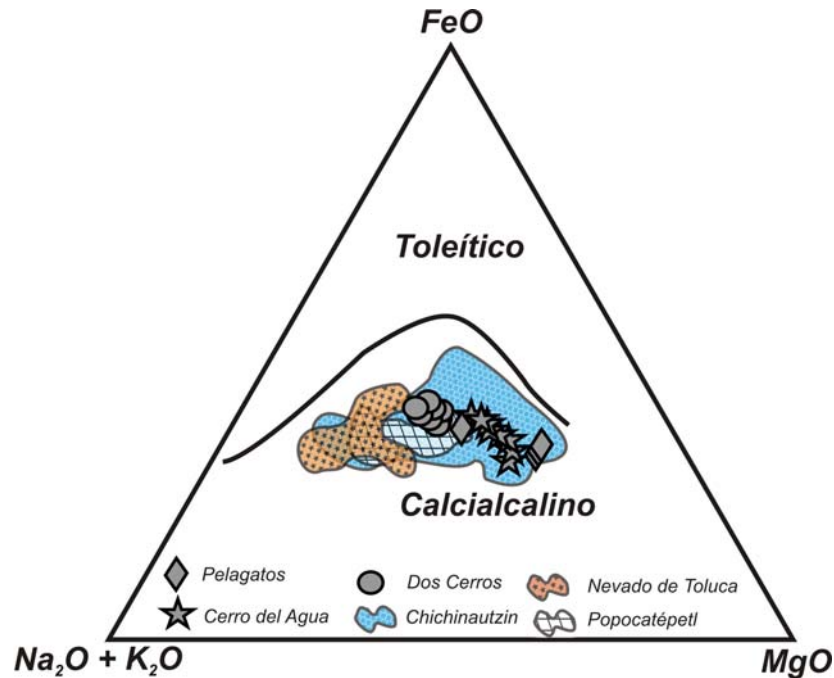


Figura 42. Diagrama de Irving y Baragar (1971) para distinguir las rocas tholeíticas de las calcialcalinas. Para su comparación se incluyen otras muestras del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe et al., 2004b; Arana-Salinas, 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal, 2007), del Popocatepetl (Schaaf et. al., 2005) y del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004). Ver texto para explicación más detallada acerca del origen de las muestras incluidas.

(Arana-Salinas, 2004; Siebe et al., 2004b) como en los casos de los volcanes Parícutin (McBirney et al., 1987) y Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985).

El contenido en sílice de las rocas del Cerro del Agua tiene un rango que varía entre 54.7 wt % y 57.3 wt % (Fig. 41) y caen en el límite de las andesitas basálticas y las andesitas (Fig. 41). Consiguientemente, su grado de evolución es mayor al del Pelagatos. Prácticamente todas las rocas, a excepción de la muestra PG0511 (54.7 wt % de SiO₂), tienen una composición en SiO₂ alrededor del 57 wt %

Las rocas del volcán Dos Cerros presentan la variación más significativa en el contenido de sílice con valores que varían entre 55.8 wt % y 60.4 wt % (Fig. 41) y caen en el campo de las andesitas basálticas y andesitas (Fig. 41). En este caso, la mayoría de las rocas pertenecientes a las partes distales de los flujos F2 y la muestra PG0536 (Figs. 2 y 14) tienen más contenido de sílice que las rocas del flujo F3 (Figs. 2 y 14). Si se toma en cuenta que el flujo F3 fue el último en emplazarse

(ver capítulos 3, sección 3.4, y 4, sección 4.1) podría afirmarse que las lavas que se emplazaron inicialmente provenían de magmas más evolucionados que los que dieron origen a los productos tardíos del flujo F3, contrariamente a los casos del Parícutin y el Jorullo mencionados anteriormente.

Con relación al contenido de SiO₂ las muestras del Pelagatos se consideran como las menos evolucionadas de los tres volcanes. Por otro lado, el #Mg es un parámetro químico que permite identificar qué tan primitivos o evolucionados son los magmas que se produjeron por la fusión parcial de una fuente peridotítica (Groove, 2000). Wallace y Carmichael (1999) definen un valor #Mg>68 para considerar a una roca como derivada de un líquido primitivo y mencionan la existencia de una relativa abundancia de magmas de composición primitiva que originaron el CVSC (#Mg> 68, MgO> 8 wt %, Ni> 150 ppm). Bajo este contexto las rocas del volcán Pelagatos pueden considerarse como primitivas (#Mg= 72, MgO= 9.9-10.2, Ni= 241-250) (Tabla 5). Sin embargo, el #Mg [= (wt %MgO/40.31)/[(wt %MgO/40.31)+0.85(wt %FeO_{TOT}/71.84)] (Frey et al., 1978) debe considerarse con cautela debido a que el olivino modal en las muestras del Pelagatos es mayor con respecto a las muestras de los otros volcanes y existe una correlación positiva al graficar el #Mg con respecto al olivino modal (no se muestra la gráfica).

El total de las muestras analizadas en este estudio caen dentro del campo de la serie de rocas subalcalinas (Fig. 41). Las rocas subalcalinas se subdividen en las series toleítica y calcialcalina (Fig. 42). En el diagrama de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 42) se observa que las rocas de este estudio caen dentro del campo de las calcialcalinas. Tomando como marco de referencia el área que corresponde al CVSC (Fig. 42), las rocas de los volcanes de este estudio siguen una tendencia dentro de dicha área (Fig. 42), siendo las rocas del Dos Cerros las más enriquecidas en FeO con relación a las rocas del Pelagatos y del Cerro del Agua. Además, se observa una variación mínima de Na₂O+K₂O entre los tres volcanes (Fig. 42).

El cálculo de la norma CIPW se hizo con una hoja de Excel de la Union College Schenectady, NY (<http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/norms.htm>). Para el cálculo de la norma CIPW se realizaron ajustes en la relación Fe₂O₃/FeO usando un programa de cálculo incluido en la página mencionada anteriormente. Las rocas del volcán Pelagatos son Ol-Hy-normativas. Las rocas del Cerro del Agua son Hy-normativas, con sólo una muestra (PG0511) Hy- y

ligeramente OI-normativa. Las rocas de Dos Cerros son Hy-normativas y algunas rocas con mayor contenido en sílice son ligeramente Hy-Qz-normativas. Ninguna de las rocas de este estudio es Ne-normativas. En resumen, las rocas estudiadas son andesitas basálticas OI-Hy normativas y andesitas Hy- normativas, subalcalinas de la serie calcialcalina.

5.2.1 Geoquímica de elementos mayores y traza (resultados)

Para representar y analizar los datos de la geoquímica de elementos mayores y traza se realizaron diagramas de variación (Figs. 43, 44 y 45), diagramas de Tierras Raras (REE por sus siglas en inglés de “Rare Earth Elements”) (Fig. 46) y diagramas de elementos traza (diagramas de araña) (Fig. 47). Sin embargo, las correlaciones definidas para cada volcán en los diagramas de variación se tienen que tomar con precaución debido a los rangos de variación tan pequeños en su composición, lo que puede crear artefactos. Entonces, resulta prioritario resaltar las diferencias en composición entre los tres volcanes estudiados entre sí para elucidar interpretaciones petrogenéticas.

Los diagramas de Harker de elementos mayores (Fig. 43) para todo el conjunto de datos seleccionados del CVSC muestran una correlación negativa con respecto al SiO_2 para el MgO, CaO, FeO_{TOT} y TiO_2 y una correlación positiva para el Na_2O y K_2O . El Al_2O_3 y el P_2O_5 presentan un comportamiento más disperso. Sin embargo, el primero presenta una correlación ligeramente positiva y el segundo una correlación ligeramente negativa.

El MgO muestra una correlación negativa con respecto al sílice en los casos del volcán Dos Cerros y del Pelagatos (Fig. 43a), pero no es así en el caso del Cerro del Agua donde los datos son más dispersos. Es notorio que las muestras del Pelagatos son las menos evolucionadas y tienen los valores más altos de MgO (>9 wt %; Fig. 43a, Tabla 5). Wallace y Carmichael (1999) mencionan la existencia de rocas alcalinas y calcialcalinas con alto contenido de MgO en el CVSC (>8 wt %) confinados a una franja en dirección N-S que recorre la parte central del CVSC a lo largo del meridiano de longitud 99.2°W . Sin embargo, el Pelagatos queda hacia el E de dicha franja y tres volcanes que lo rodean presentan valores de MgO <8.0 wt % (Huehuel, Sochol y Cilcuayo; Fig. 2). El

Pelagatos presenta las abundancias más altas de MgO de las muestras consideradas del CVSC (Fig. 43a).

Tabla 5. Análisis químico de roca total de elementos mayores y traza de las muestras del volcán Pelagatos

Tipo de muestra			Bomba esc.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
No. De muestra.			PG0510	PG0516	PG0517	PG0518	PG0515	PG0513
Latitud			19°05'34.60"	19°07'23.42"	19°06'47.77"	19°06'29.08"	19°05'59.41"	19°05'10.50"
Longitud			98°57'44.94"	98°54'30.92"	98°54'26.84"	98°56'23.2"	98°55'53.64"	98°57'0.45"
Altitud snm (m)			2998	2688	2671	2838	2819	2950
% peso	Metodo analítico	Límite de detección						
SiO ₂	FUS-ICP	0.01	52.53	53.12	53.19	53.26	53.4	57.55
Al ₂ O ₃	FUS-ICP	0.01	15.64	15.21	15.28	15.43	15.57	16.48
Fe ₂ O ₃ (T)	FUS-ICP	0.01	8.20	7.95	7.91	7.86	7.83	6.53
MnO	FUS-ICP	0.001	0.126	0.123	0.123	0.121	0.124	0.102
MgO	FUS-ICP	0.01	10.16	10.09	9.98	9.78	9.84	5.58
CaO	FUS-ICP	0.01	8.09	7.95	7.98	7.64	7.92	6.1
Na ₂ O	FUS-ICP	0.01	3.41	3.32	3.34	3.41	3.45	4.02
K ₂ O	FUS-ICP	0.01	0.91	0.91	0.86	0.92	0.89	1.35
TiO ₂	FUS-ICP	0.001	0.82	0.791	0.79	0.853	0.818	0.864
P ₂ O ₅	FUS-ICP	0.01	0.16	0.15	0.15	0.17	0.16	0.21
LOI		0.01	< 0.01	0.14	0.03	< 0.01	0.03	0.55
Total			99.83	99.77	99.64	99.37	100	99.34
Mg#			72.20	72.68	72.56	72.29	72.49	64.18
		ppm						
Sc	INAA	0.01	11.8	21.2	22.7	21.6	22.9	19.1
V	FUS-ICP	5	153	150	150	145	150	114
Cr	INAA	0.5	117	461	524	484	353	328
Co	INAA	0.1	17.9	35	35.9	35.9	35.3	30
Ni	TD-ICP	1	241	250	250	251	250	113
Cu	TD-ICP	1	38	38	40	37	41	25
Zn	MULT INAA / TD-ICP	1	68	69	68	70	70	75
Br	INAA	0.5	< 0.5	1.5	1.3	1.1	< 0.5	1.6
Rb	INAA	10	50	30	< 10	20	50	50
Sr	FUS-ICP	2	382	375	377	426	391	464
Y	FUS-ICP	1	17	17	18	17	17	19
Zr	FUS-ICP	4	114	107	107	109	108	152
Nb	PPXRF	1	10	9	9	11	9	14
Ag	MULT INAA / TD-ICP	0.5	< 0.5	1	0.9	< 0.5	0.7	0.6
Cd	TD-ICP	0.5	< 0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6
Sb	INAA	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Cs	INAA	0.2	1.3	0.8	1	0.9	0.9	1
Ba	FUS-ICP	3	238	237	241	251	241	468
La	INAA	0.05	22.4	10.7	10.7	11.9	16.8	15.4
Ce	INAA	1	70	22	22	26	34	31
Nd	INAA	1	18	13	12	13	19	17
Sm	INAA	0.01	4.18	3.35	3.29	3.46	4.42	4.13
Eu	INAA	0.05	1.11	1.08	1.08	1.17	1.39	1.28
Tb	INAA	0.1	0.6	0.5	0.5	0.5	0.7	0.6
Yb	INAA	0.05	1.67	1.67	1.65	1.67	2.35	1.9
Lu	INAA	0.01	0.25	0.25	0.23	0.23	0.35	0.27
Hf	INAA	0.2	5.9	3.4	3.4	3.8	4.7	4.7
Ta	INAA	0.3	< 0.3	< 0.3	0.6	< 0.3	1.6	< 0.3
Pb	TD-ICP	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5
Th	INAA	0.1	3	1.7	1.7	1.7	2	2.1
U	INAA	0.1	1	0.6	0.3	0.7	0.7	1

Las incertidumbres analíticas son de $\pm 100\%$ al límite de detección, de $\pm 15\text{-}20\%$ a 20 veces el límite de detección y mejor que $\pm 5\%$ a 100 veces el límite de detección. Las muestras se pulverizaron con aditamentos de acero templado que contaminan con Fe (0.1%).

INAA: Instrumental Neutron Activation Analysis. FUS-ICP: Fusion-Inductively Coupled Plasma. TD-ICP: Total Digestion-Inductively Coupled Plasma. PPXRF: Pressed Pellet X-Ray Fluorescence. MULT INAA-TD-ICP se refiere a un análisis que combina los métodos cuyas siglas se han descrito. #Mg = $(wt \%MgO/40.31)/[(wt \%MgO/40.31)+0.85(wt \%FeO_{TOT}/71.84)]$ [Frey et al. (1978)] donde FeO_{TOT} = Fe total recalculado como FeO (=0.8998x Fe₂O₃(T) (Irvine y Baragar, 1971).

Bomba esc.=bomba escoriácea.

En las tablas 6 y 7 el método de detección utilizado para cada elemento corresponde al descrito en la Tabla 5.

Tabla 6. Análisis químico de roca total de elementos mayores y traza de las muestras del volcán Cerro del Agua (ver pie de Tabla 5 para especificaciones referentes a la Tabla 6)

Tipo de muestra		Lava	Lava	Bomba	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
No. De muestra.		PG0511	PG0521	PG0520	PG0522	PG0512	PG0523	PG0530	PG0524
Latitud		19°04'58.14"	19°05'24.9"	19°05'21.4"	19°03'13.5"	19°04'40.87"	19°01'34.3"	19°00'34.2"	19°01'22.9"
Longitud		98°58'6.48"	98°59'37.8"	98°05'21.4"	98°57'37.6"	98°58'57.59"	98°58'06.3"	98°59'05.4"	98°58'12.8"
Altitud snm (m)		2988	3327	3477	2650	3036	2330	2015	2278
%	Límite de detección								
SiO ₂	0.01	54.08	56.06	56.09	56.27	56.45	56.62	56.66	56.77
Al ₂ O ₃	0.01	16.3	16.25	16.23	15.43	15.62	15.99	14.98	15.71
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	7.92	7.52	7.59	6.94	5.86	6.92	7.12	6.97
MnO	0.001	0.12	0.114	0.115	0.108	0.108	0.106	0.109	0.105
MgO	0.01	7.11	6.25	6.41	7.64	7.59	6.68	8.01	7.3
CaO	0.01	6.98	6.47	6.58	6.95	7.11	6.91	7.25	6.94
Na ₂ O	0.01	4.06	3.93	3.98	3.6	3.84	3.75	3.51	3.68
K ₂ O	0.01	1.35	1.5	1.43	1.17	1.02	1.25	1.12	1.15
TiO ₂	0.001	1.361	1.318	1.313	0.873	0.938	0.984	0.821	0.891
P ₂ O ₅	0.01	0.33	0.33	0.32	0.2	0.18	0.22	0.18	0.21
LOI	0.01	0.06	0.21	< 0.01	0.3	0.1	0.38	0.25	0.15
Total	0.01	99.67	99.95	99.68	99.46	98.81	99.79	100	99.87
Mg#		65.3	63.53	63.9	69.77	73.08	66.93	70.22	68.71
	ppm								
Sc	0.01	23.7	17.5	18.9	19.1	18.1	18.7	21.5	20.5
V	5	136	136	136	133	129	138	140	133
Cr	0.5	514	201	218	362	215	259	417	368
Co	0.1	37.9	27.5	29.7	31.4	28.5	29.1	33.8	32.5
Ni	1	147	140	142	203	191	173	208	186
Cu	1	25	22	26	33	33	40	34	35
Zn	1	69	76	79	73	71	79	73	73
Br	0.5	1.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.1	< 0.5
Rb	10	40	50	30	< 10	< 10	< 10	30	30
Sr	2	598	586	599	479	509	523	440	490
Y	1	23	22	22	18	18	19	17	18
Zr	4	189	180	181	128	137	147	120	133
Nb	1	27	27	26	14	15	16	11	13
Ag	0.5	1.7	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cd	0.5	1	2	1.2	0.9	0.6	< 0.5	0.8	2.5
Sb	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Cs	0.2	1.1	1.1	1.5	0.7	1.1	< 0.2	1.1	1.4
Ba	3	335	362	335	299	314	325	283	308
La	0.05	11.2	22	22.9	14.5	20.4	16.7	13.9	16.3
Ce	1	25	40	43	27	39	33	22	32
Nd	1	12	23	23	14	21	17	14	18
Sm	0.01	3.48	4.73	5.05	3.64	4.82	4.07	3.73	4.11
Eu	0.05	1.08	1.75	1.92	1.41	1.5	1.48	1.34	1.55
Tb	0.1	0.6	0.7	0.8	0.6	0.7	0.7	0.6	0.6
Yb	0.05	1.73	2.26	2.52	2.13	2.1	2.2	1.94	1.99
Lu	0.01	0.26	0.36	0.36	0.31	0.3	0.31	0.31	0.31
Hf	0.2	3.8	4.3	4.5	3.6	5.7	3.7	3.4	3.8
Ta	0.3	1.1	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.9	0.6	< 0.3	< 0.3
Pb	5	9	16	36	26	< 5	19	23	16
Th	0.1	1.8	3.1	3	2.5	2.4	2.6	2.4	2.5
U	0.1	0.7	1.3	1.3	0.7	0.9	1.1	0.8	1.4

Tabla 7. Análisis químico de roca total de elementos mayores y traza de las muestras del volcán Dos Cerros (ver pie de Tabla 5 para especificaciones referentes a la tabla 7)

Tipo de muestra	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Bomba	Bomba den.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	
No. De muestra.	PG0506	PG0503	PG0504	PG0508	PG0509	PG0502	PG0507	PG0528	PG0525	PG0526	PG0536	PG0527	
Latitud	19°09'01.3"	19°09'21.9"	19°11'33.3"	19°09'22.7"	19°10'35.5"	19°09'10.8"	19°09'07.7"	19°08'25.3"	19°12'25.7"	19°11'06.7"	19°12'31.89"	19°10'25.1"	
Longitud	98°58'42.7"	98°56'0.31"	98°55'55.2"	98°56'31.5"	98°56'37.0"	98°56'05.2"	98°55'57.8"	98°54'30.3"	98°56'29.3"	98°52'59.5"	98°58'54.46"	98°51'59.4"	
Altitud snm (m)	2730	2920	2570	2975	2845	2910	2935	2694	2254	2325	2263	2338	
%	Limite de detección												
SiO2	0.01	55.09	55.99	56.34	56.48	56.76	57.24	57.48	57.97	58.55	58.68	58.87	59.57
Al2O3	0.01	15.52	16.91	16.21	16.02	16.03	16.21	16.19	15.05	15.56	15.45	15.63	15.46
Fe2O3(T)	0.01	7.73	7.49	7.38	7.19	7.27	7.5	7.02	7.22	6.96	6.54	6.42	6.74
MnO	0.001	0.125	0.119	0.121	0.118	0.12	0.12	0.117	0.116	0.113	0.103	0.112	0.107
MgO	0.01	6.45	4.41	5.02	5.05	5.03	5.01	4.83	5.34	4.53	4.94	4.37	4.25
CaO	0.01	7.32	7.06	6.83	6.78	6.8	6.77	6.45	6.69	6.34	6.12	6.07	6.05
Na2O	0.01	3.7	3.92	3.91	3.75	3.73	3.94	4.04	3.53	3.63	3.69	3.83	3.75
K2O	0.01	1.89	1.96	1.91	1.88	1.96	1.88	1.88	2.04	1.89	1.71	1.45	1.94
TiO2	0.001	1.136	1.217	1.158	1.131	1.14	1.153	1.153	1.092	1.084	1.048	1.113	1.046
P2O5	0.01	0.4	0.4	0.4	0.38	0.39	0.41	0.37	0.44	0.38	0.3	0.42	0.36
LOI	0.01	0.38	0.34	0.5	0.27	0.55	< 0.01	< 0.01	0.42	0.58	0.6	0.74	0.61
Total	0.01	99.74	99.81	99.78	99.04	99.78	99.96	99.26	99.92	99.59	99.18	99.01	99.88
Mg#		63.63	55.24	55.78	59.55	59.19	58.34	59.06	60.79	57.71	61.29	63.75	56.93
	ppm												
Sc	0.01	16.8	19.4	21.4	21	18.3	9.31	18.4	18.1	16.9	17.3	15.7	17.3
V	5	122	130	120	121	121	117	110	125	123	113	119	113
Cr	0.5	147	187	101	231	149	62.8	248	219	150	168	158	168
Co	0.1	20.4	23.3	22.4	26	21.5	9.6	26.1	24.5	20.7	22.8	21.7	22.8
Ni	1	110	29	53	53	55	57	59	76	53	58	54	58
Cu	1	24	14	20	20	20	20	18	23	18	18	20	18
Zn	1	89	82	81	84	85	86	86	90	88	91	79	91
Br	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2	1.2	2
Rb	10	50	80	80	70	50	70	40	50	30	50	50	50
Sr	2	506	452	448	442	445	445	446	536	435	430	492	430
Y	1	28	28	28	28	28	27	27	29	27	26	27	26
Zr	4	268	292	297	289	294	301	293	275	276	278	297	278
Nb	1	22	24	21	21	21	21	21	23	20	18	16.6	20
Ag	0.5	1	0.9	1.2	0.7	1.2	1	0.9	0.8	0.9	0.8	0.6	0.8
Cd	0.5	0.6	0.8	0.9	0.6	0.9	0.9	0.6	1.6	0.5	1.7	<0.5	1.7
Sb	0.1	0.3	0.2	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2
Cs	0.2	1.7	1.6	1.4	1.8	1.8	2.8	1.3	1	1.4	1.5	1.4	1.5
Ba	3	659	581	590	585	586	605	598	771	573	571	610	571
La	0.05	30.8	36.2	37.8	39.3	34.3	17.1	34.3	43.3	35.1	36.2	36.1	36.2
Ce	1	58	73	72	77	66	32	67	61	62	46	75	46
Nd	1	28	30	35	34	27	16	29	35	31	25	29.9	25
Sm	0.01	5.89	6.78	7.01	7.59	6.23	3.5	6.87	8.15	6.16	6.68	6.35	6.68
Eu	0.05	1.81	2.3	2.45	2.57	2.03	1.12	2.3	2.35	1.89	2.13	1.72	2.13
Tb	0.1	0.9	1	1	1.2	1	0.4	1.1	1.1	0.8	1	0.89	1
Yb	0.05	2.5	2.54	2.62	3.23	2.9	1.18	2.55	2.99	2.7	2.92	2.2	2.92
Lu	0.01	0.32	0.34	0.38	0.39	0.34	0.18	0.3	0.44	0.42	0.45	0.332	0.45
Hf	0.2	5.8	7	7.1	7.8	6.2	3.7	5.7	6.8	6.4	7	6.2	7
Ta	0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.8	1.3	< 0.3	0.9	1.4	< 0.3	1.3	0.9	1.3
Pb	5	6	10	8	13	13	7	6	31	22	24	8	24
Th	0.1	4.1	5.2	5.5	5	4.8	3.7	4.8	6	5	5	5.66	5
U	0.1	1.7	1.8	2	2	1.9	1.7	1.4	1.7	1.4	1.3	1.64	1.7

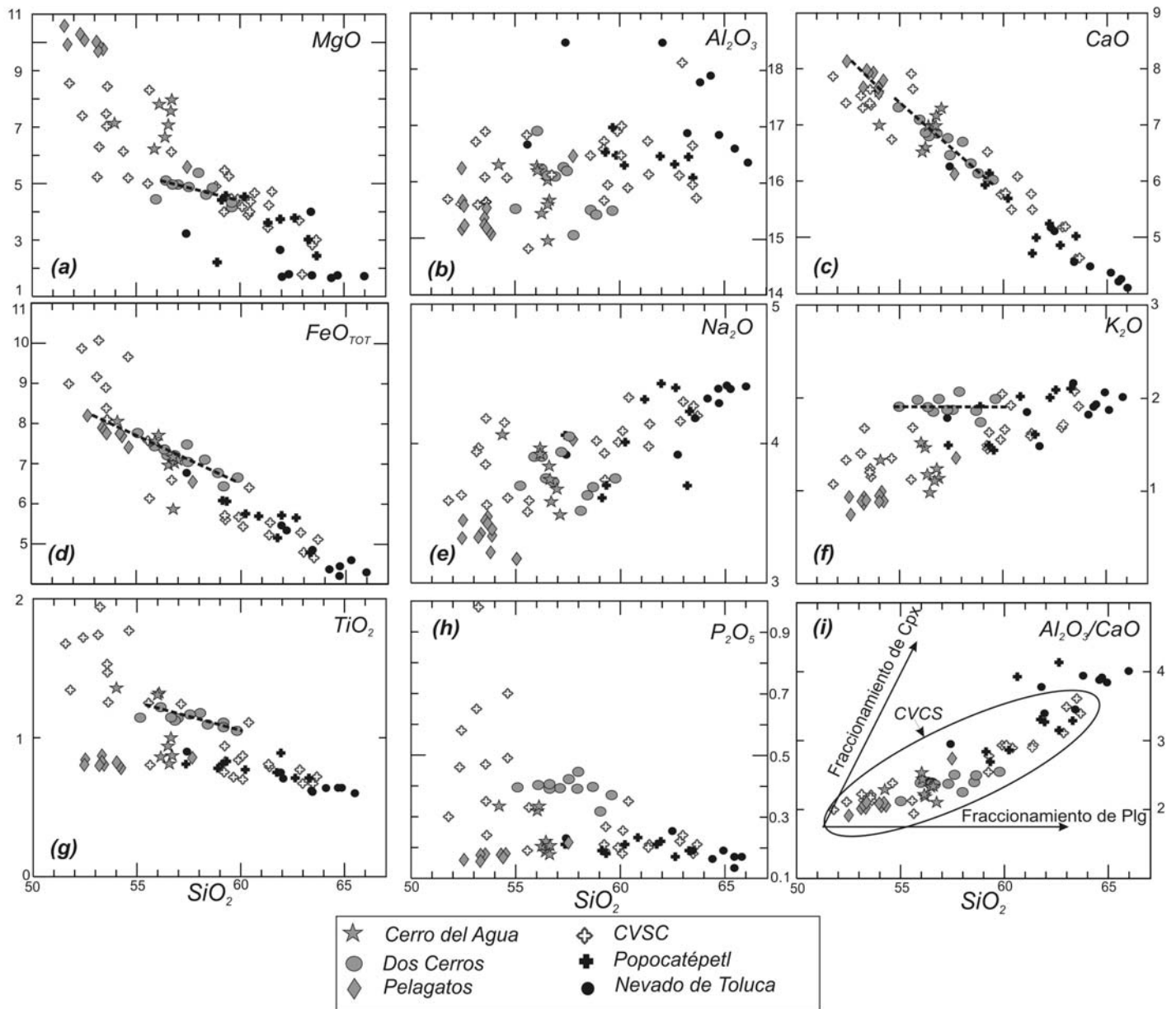


Fig. 43. Diagramas binarios de elementos mayores (en wt %) vs. wt % de SiO_2 . Para su comparación se incluyen otras muestras del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe et al., 2004b; Arana-Salinas, 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal), del Popocatépetl (Schaaf et al., 2005) y del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004).

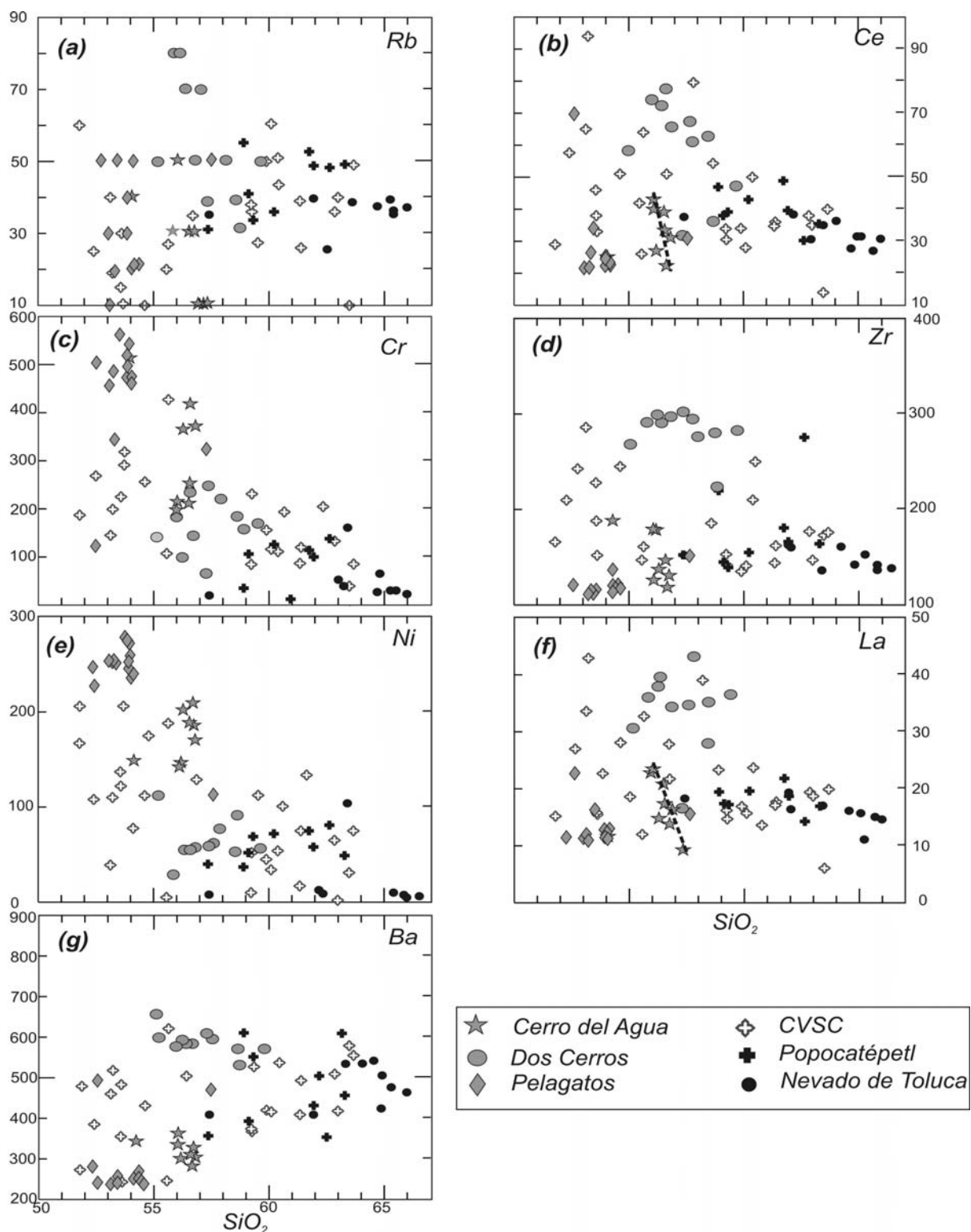


Fig. 44. Diagramas de variación de elementos traza (en ppm) vs. wt% de SiO_2 . Para su comparación se incluyen otras muestras del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe et al., 2004b; Arana-Salinas, 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal), del Popocatépetl (Schaaf et al., 2005) y del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004).

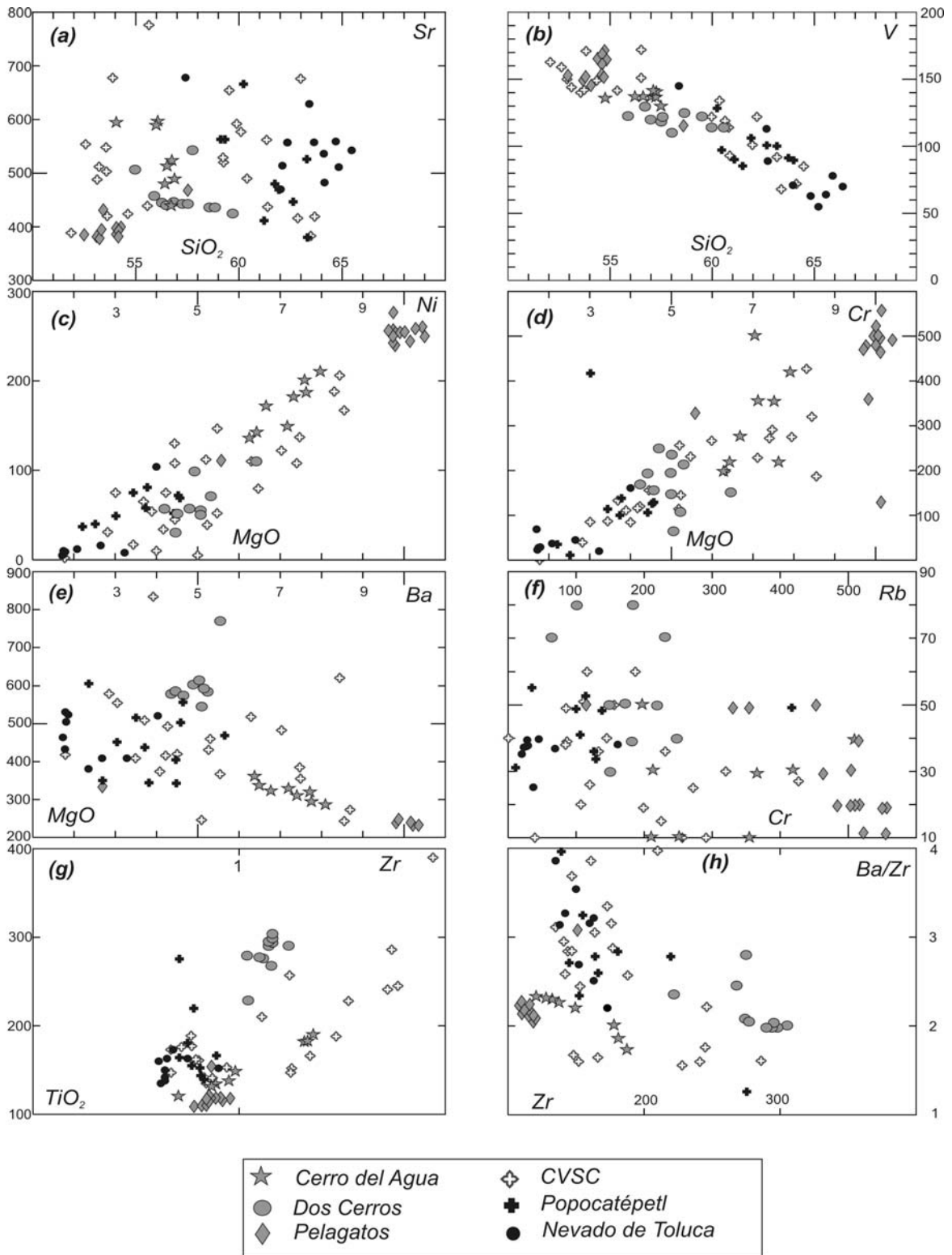


Fig. 45. Diagramas de variación de elementos traza (en ppm). Para su comparación se incluyen otras muestras del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe et al., 2004b; Arana-Salinas, 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal), del Popocatépetl (Schaaf et al., 2005) y del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004).

El contenido de CaO en las muestras del Dos Cerros presenta una correlación negativa con respecto al SiO₂ (Fig 43c), mientras que las muestras del Pelagatos tienen valores de CaO muy similares y variados para el Cerro del Agua. Los valores más altos están presentes en las rocas menos evolucionadas del Pelagatos (<8% wt %) y los más bajos en las rocas más evolucionadas del Dos Cerros (aproximadamente entre 6.0 y 7.0 wt %). Estos valores caen dentro de los valores promedio para el CVSC de Wallace y Carmichael (1999).

El FeO_{TOT} presenta una disminución con el aumento de SiO₂ en los tres volcanes (Fig. 44d). También se observa una correlación ligeramente negativa del TiO₂ y V en los productos de los volcanes Dos Cerros, Cerro del Agua y Pelagatos (Figs. 43g y 45b). El contenido de TiO₂ es relativamente mayor en las rocas más evolucionadas del Dos Cerros (entre 1.0 y 1.2 wt %) y menor en el Pelagatos. Las rocas caldricas del CVSC presentan un valor promedio <1.2 wt % (Wallace y Carmichael, 1999), pero Meriggi *et al.* (2008) reportan algunas rocas con valores >1.2 wt % que son clasificadas como rocas con alto Titanio. El Cerro del Agua presenta dos grupos con diferentes abundancias de TiO₂ (Fig. 43g). Los valores más altos pertenecen a muestras proximales y los más bajos a muestras distales.

En los tres volcanes el Na₂O no varía significativamente con relación al contenido de SiO₂ (de 3.3 a 4.0 wt %. El Pelagatos muestra las abundancias más bajas) (Fig. 43e). Este comportamiento fue observado anteriormente por Wallace y Carmichael (1999) y Arana-Salinas (2004), pero los valores de las rocas analizadas por estos autores son generalmente >4 wt %. Siebe *et al.* (2004b), por el contrario, observan que las rocas de los volcanes Guespalapa y Chichinautzin presentan una correlación ligeramente positiva para el Na₂O. El K₂O (Fig. 43f) muestra valores constantes para el Pelagatos, más variables para el Cerro del Agua y dispersos para el Dos Cerros, cuyos valores son los más altos de los tres volcanes (1.7-2 wt %) y están entre los más altos para el CVSC (Fig. 43f).

El Pelagatos tiene las abundancias de Al₂O₃ (Fig. 43b) más bajas en las muestras que tienen un contenido de sílice medio. El Cerro del Agua tiene los valores ligeramente más altos en sus muestras con menor contenido en sílice, aunque no se puede decir estrictamente hablando que su contenido de Al₂O₃ disminuya con el aumento del contenido en SiO₂. En el caso del volcán Dos

Cerros, los más altos contenidos de Al_2O_3 se observan en las muestras obtenidas del flujo F3 (Fig. 14), con excepción de la muestra PG0499. Los flujos distales (dentro del flujo F2, Fig. 14) del Dos Cerros tienen un menor contenido en Al_2O_3 que las muestras recolectadas del flujo F3, pero sin ninguna tendencia de variación.

El P_2O_5 (Fig. 43h) en Dos Cerros es más abundante con un contenido que se puede considerar normal (0.3 a 0.4%) comparándolo con las demás muestras del CVSC y muestras del Parícutin y Jorullo (McBirney *et al.*, 1987; Luhr y Carmichael, 1985). Las muestras que tienen altos contenidos en P_2O_5 en el CVSC (Fig. 43h) pertenecen a los volcanes Chichinautzin y Guespalapa (Siebe *et al.*, 2004b). Los valores del Pelagatos son prácticamente constantes, los del Cerro del Agua presentan una ligera disminución a mayor contenido de sílice y los de Dos Cerros muestran una correlación constante primero, después un ligero aumento y una disminución al final a mayor contenido de sílice (Fig. 43h).

El La y el Ce (Figs. 44f y 44b) con respecto al SiO_2 presentan correlaciones que no se corresponden para los volcanes Pelagatos y Dos Cerros, lo que podría deberse a causas producidas por errores analíticos. Los valores de La y Ce en las rocas del Dos Cerros son los más altos de los tres volcanes y están ligeramente arriba del rango reportado por Wallace y Carmichael (1999). El Cerro del Agua presenta una correlación negativa.

El Zr (Fig. 44d) muestra un comportamiento disperso con respecto al SiO_2 para todas las muestras del CVSC. Los volcanes Pelagatos y Dos Cerros presentan valores constantes (Fig. 44d). El Cerro del Agua muestra dos grupos de valores (Fig. 44d). Las rocas menos evolucionadas del Pelagatos tienen los valores más bajos en Zr (107-152 ppm); estos valores son más bajos que el valor mínimo para las rocas del CVSC reportado por Wallace y Carmichael (1999). Por el contrario, el Dos Cerros contiene los valores más altos en Zr de todo el conjunto para el CVSC.

El Sr (Fig. 45a) y el Ba (Fig. 44g) en los tres volcanes presentan valores constantes de Sr y Ba con respecto al contenido de sílice, en general. En el caso del Cerro del Agua se observan valores dispersos. Los valores de Sr en el Cerro del Agua, que varían entre 440 y 598 ppm, son los

más altos de los tres volcanes estudiados. El Pelagatos tiene los valores más bajos en Sr y Ba de todo el conjunto para el CVSC. El Dos Cerros tiene los valores más altos de Ba.

El Rb (Fig. 44a) muestra valores muy dispersos para todos los datos. El diagrama del Cr (elemento compatible) con respecto al Rb (elemento incompatible) (Fig. 45f) muestra un comportamiento muy semejante. El contenido de Rb es evidentemente mayor en el Dos Cerros.

La correlación definida por el TiO_2 con respecto al Zr (ambos son HFSE, por sus siglas en inglés de "High Field Strength Elements") (Fig. 45g) es positiva para todo el conjunto de valores del CVSC. Los valores del Pelagatos y Dos Cerros forman agrupamientos de sus datos en posiciones definidas dentro de la gráfica (Fig. 45g) pero el Cerro del Agua tiene un comportamiento disperso, aunque sus muestras tienden a agruparse cerca de las del Pelagatos.

El diagrama de variación de Zr con respecto a la relación Ba/Zr (Fig. 45h) muestra una correlación negativa para el Cerro del Agua. Las muestras del Pelagatos están agrupadas. Las rocas del volcán Dos Cerros presentan datos dispersos en el diagrama. Es posible ver que los valores de la relación Ba/Zr para los tres volcanes en este estudio son muy similares (entre 1.5 y 2.5) y están entre los más bajos dentro del grupo de valores para el CVSC.

En los diagramas de elementos mayores y principalmente los de elementos traza, aunque los contenidos de SiO_2 del Cerro del Agua y el Dos Cerros son muy similares, las muestras del Cerro del Agua tienden a tener valores más cercanos a los del Pelagatos (Figs. 43, 44 y 45). Las muestras del Dos Cerros casi siempre definen un grupo separado. Petrográficamente, las rocas del volcán Dos Cerros también presentan cierta diferencia con respecto a las del Cerro del Agua y las del Pelagatos. Por otro lado, el Cerro del Agua define rangos de composición en elementos mayores y traza amplios para valores de SiO_2 semejantes.

Los diagramas de REE (Figs. 46a, 46b y 46c) muestran que los valores de los volcanes Pelagatos (Fig. 46a) y Cerro del Agua (Fig. 46b) tienen un comportamiento muy similar, pero el Cerro del Agua tiene concentraciones totales de REE más altas. El Pelagatos fue producto de magmas más

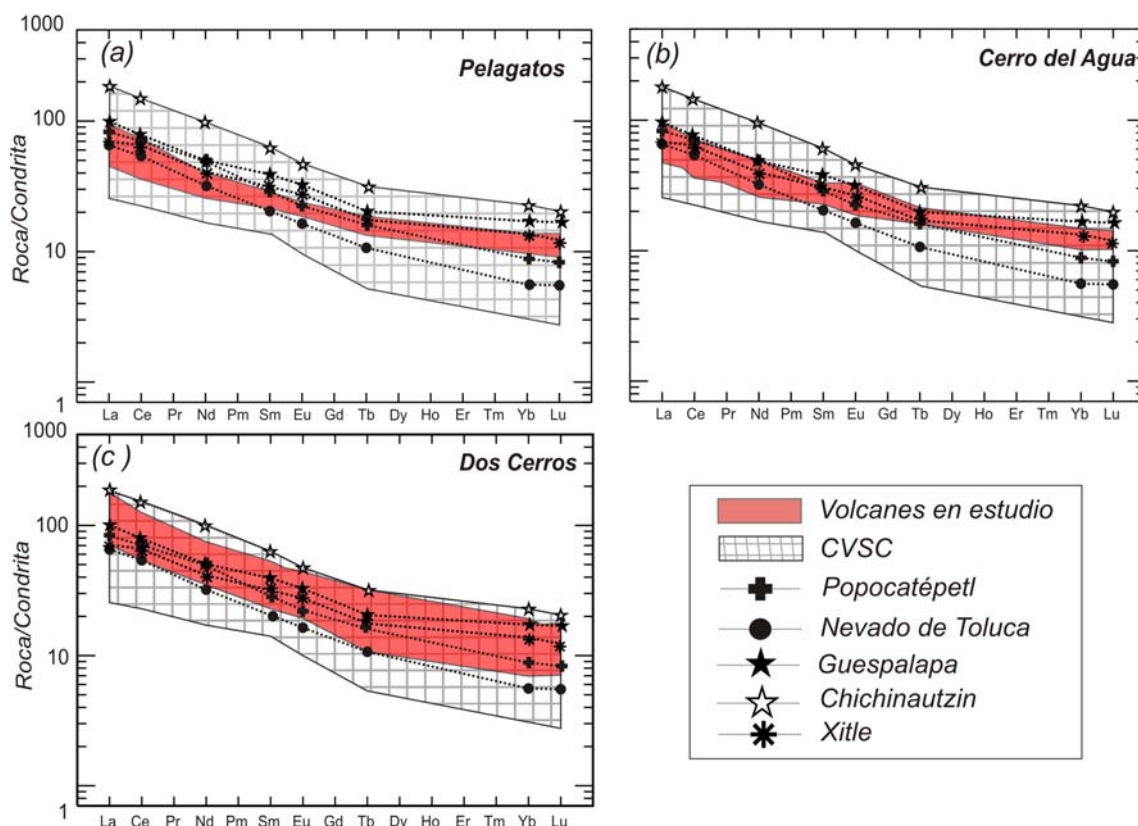


Fig. 46. Diagramas de Tierras Raras (REE por sus siglas en inglés) normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989). El área en color rojo pálido pertenece a los volcanes estudiados. Para su comparación se presenta un área cuadrículada que corresponde a los valores del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe et al., 2004b; Arana-Salinas, 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal) entre los cuales se grafica un valor de cada uno de los volcanes Guespalapa, Chichinautzin y Xitle (Siebe et al., 2004b). Además, también para comparación, se incluyen los datos de una muestra del volcán Popocatepetl y otra del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004).

primitivos. Sin embargo, al compararlo con los volcanes basálticos Guespalapa, Chichinautzin y Xitle (también productos de magmas primitivos) (Siebe et al., 2004b), el Pelagatos tiene valores más bajos en los REE que dichos volcanes y define curvas más suaves.

Tomando como punto de referencia la base de datos para todo el CVSC, se puede observar que los volcanes Pelagatos y Cerro del Agua tienen un contenido medio de LREE (elementos de tierras raras ligeras, por sus siglas en inglés de "Light Rare Earth Elements"), similar a los valores promedio para el Popocatepetl y el Nevado de Toluca y también similar a los valores de los volcanes monogenéticos Xitle y Guespalapa (Siebe et al., 2004b). Sin embargo, los valores de HREE (elementos de tierras raras pesadas, por sus siglas en inglés de "Heavy Rare Earth Elements") para

el Pelagatos y el Cerro del Agua son relativamente altos con respecto al CVSC y definen una tendencia suave. Con excepción de una muestra (PG0502, bomba), que tiene un comportamiento similar a la muestra del Popocatepetl y del Nevado de Toluca, las rocas del volcán Dos Cerros (Fig. 46c) están más enriquecidas en los REE respecto a los volcanes Pelagatos y Cerro del Agua con valores que están entre los más altos del CVSC. Las rocas del Dos Cerros muestran enriquecimiento de los REE con respecto a las rocas del Cerro del Agua a pesar de que tienen contenidos similares en SiO_2 . No se observa la anomalía de Eu. En general, se observa un enriquecimiento en LREE con respecto a los HREE en los tres volcanes. El Dos Cerros define un rango más amplio en valores de REE y una pendiente ligeramente más pronunciada.

Los diagramas de elementos traza normalizados al manto primitivo (Figs. 47a, 47b y 47c) muestran nuevamente que en el caso de los volcanes Pelagatos (Fig. 47a) y Cerro del Agua (Fig. 47b) se tiene un patrón similar de comportamiento de todos los elementos con excepción del Pb, que para el caso del Cerro del Agua muestra valores de Pb más altos, semejantes a los del Dos Cerros. Sin embargo, algunas muestras del Pelagatos (bombas) que no se graficaron (resultados obtenidos por Guilbaud, comunicación personal) tienen valores muy altos en Pb y en otros elementos metálicos. En las gráficas se puede identificar que la relación LILE/HFSE no es muy pronunciada. Si se observa la Fig. 45h se notará que las relaciones Ba/Zr son similares para los tres casos de estudio y varían entre los valores más bajos del resto del CVSC y los valores de los volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca.

Del lado de los elementos más incompatibles (lado izquierdo de la Fig. 47) se observa la anomalía negativa de Nb en las curvas que definen los tres volcanes (Figs. 47a, 47b y 47c), así como las anomalías negativas del La y del Ce. También existen picos negativos de Th y Rb. En contraste, los contenidos de K, Ba y U son altos y presentan picos positivos. El comportamiento de los elementos desde el Cs hasta el Lu es muy similar en los datos de las muestras de los tres volcanes; sin embargo, los valores del Dos Cerros son más altos que los de los del Pelagatos y el Cerro del Agua. También aquí se nota una pendiente ligeramente más pronunciada en el perfil definido por los datos del Dos Cerros. Debido a que la muestra PG0502 del Dos Cerros tiene valores de Yb y Lu muy bajos en comparación con las demás muestras de los tres volcanes, se dibuja una pendiente muy

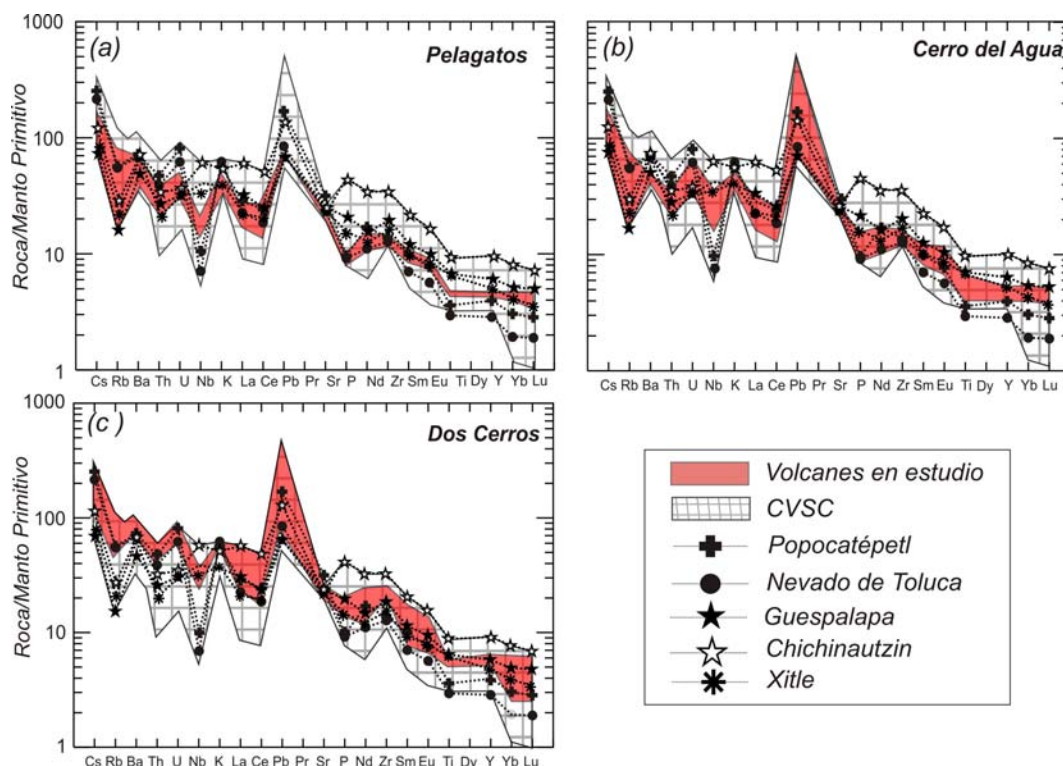


Fig. 47. Diagramas de elementos traza (diagramas de araña) normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). El área en color rojo pálido pertenece a los volcanes estudiados. Para su comparación se presenta el área cuadrículada que corresponde a los valores del CVSC (Rodríguez-Lara, 1997; Siebe et al., 2004b; Arana-Salinas, 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Rodríguez-Huitrón, comunicación personal, 2007) entre los cuales se grafica un valor de cada uno de los volcanes Guespalapa, Chichinautzin y Xitle (Siebe et al., 2004b). Además, también para comparación, se incluyen los datos de una muestra del volcán Popocatépetl y otra del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004).

pronunciada en el campo que pertenece al Dos Cerros (Fig. 47c). Sin embargo, los valores del Dos Cerros para los HREE de las demás muestras son más altos que los del Cerro del Agua y del Pelagatos. Entre los elementos menos incompatibles, el Ti muestra una ligera anomalía negativa y el Zr presenta un pico positivo. Entre los elementos moderadamente incompatibles, el Pb tiene una anomalía positiva muy pronunciada y el Sr presenta concentraciones sólo ligeramente enriquecidas.

5.2.2 Composición isotópica de Sr, Nd y Pb (resultados)

Se realizó el análisis isotópico de Sr, Nd y Pb de 12 muestras (10 lavas y 2 bombas). Se seleccionaron 4 muestras de cada volcán tratando de incluir al menos una muestra proximal y una distal de cada localidad. Los resultados analíticos se muestran en la Tabla 8. Los datos de las composiciones de los isótopos de los elementos Sr, Nd y Pb son escasos para el CVSC. Meriggi *et al.* (2008) mencionan que los valores de los datos existentes para las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ caen en un rango de 0.51274 a 0.51298, pero para la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es muy variable. En el caso del volcán Dos Cerros las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, que varían entre 0.512675 y 0.512712, son más bajas que dicho rango.

Los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros muestran una variación significativa en sus relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703539-0.704722-) (Fig. 48). Los valores de ϵ_{Nd} varían entre +4.84 y +0.72. En general, los datos de los volcanes tienden a agruparse en una posición en la gráfica, aunque no de manera homogénea (Fig. 48). Se puede observar que el volcán Cerro del Agua presenta la composición isotópica más empobrecida (con valores hacia el manto empobrecido). Este volcán tiene valores heterogéneos en sus relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con dos muestras proximales (PG0511 y PG0521) con valores más bajos en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que las restantes dos muestras distales (PG0522 y PG0524) (Fig. 48).

Los valores del Pelagatos caen dentro del campo del CVSC que tiende a alejarse del manto empobrecido. Sin embargo, una muestra en lo particular presenta el valor más radiogénico de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Esta es la muestra PG0513, la cual presenta también composiciones químicas diferentes. Por otro lado, la muestra d-25 del Pelagatos (rombo con relleno de color negro en la Fig. 49) (muestra recolectada muy cerca del cono) obtenida por Meriggi *et al.* (2008) tiene valores isotópicos muy semejantes a las muestras del Pelagatos de este estudio (Fig. 48) mientras que la muestra número 93365 de Schaaf *et al.* (2005) (rombo sin relleno en la Fig. 48) ($19^{\circ}06'54''\text{N}$, $98^{\circ}54'33''\text{W}$, Fig. 7) está en una posición que tiende hacia el manto empobrecido, lejos de las otras muestras del Pelagatos, inclusive fuera del campo definido para el CVSC. En este contexto resulta curioso notar que las muestras del Pelagatos, consideradas como las derivadas de magmas más primitivos, tengan estos valores radiogénicos en su relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Tabla 8. Datos isotópicos de Nd, Sr y Pb de las rocas de los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros.

Localidad	Muestra	wt. % SiO ₂	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 1σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 1σ	ξNd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1sd %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1sd %	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1sd %
Pelagatos	PG0510	52.94	0.704107 ±31	0.512846 ±17	4.06	18.6889	0.043	15.5933	0.042	38.4735	0.042
Pelagatos	PG0517	53.83	0.704127 ±38	0.512823 ±18	3.61	18.6889	0.045	15.5910	0.044	38.4750	0.046
Pelagatos	PG0515	53.82	0.704081 ±36	0.512844 ±20	4.02	18.6806	0.039	15.5898	0.038	38.4573	0.040
Pelagatos	PG0513	58.64	0.704350 ±35	0.512838 ±19	3.90	18.6492	0.021	15.5713	0.021	38.3714	0.021
Cerro del Agua	PG0511	54.73	0.703539 ±36	0.512886 ±19	4.84	18.7043	0.035	15.5902	0.036	38.4704	0.037
Cerro del Agua	PG0521	56.63	0.703593 ±33	0.512850 ±21	4.14	18.7022	0.042	15.5893	0.047	38.4609	0.049
Cerro del Agua	PG0522	57.14	0.703881 ±37	0.512880 ±21	4.72	18.6499	0.043	15.5714	0.043	38.3777	0.045
Cerro del Agua	PG0524	57.33	0.703890 ±34	0.512877 ±19	4.66	18.6638	0.051	15.5864	0.054	38.4270	0.052
Dos Cerros	PG0503	56.71	0.704658 ±37	0.512675 ±18	0.72	18.7713	0.029	15.6095	0.03	38.5903	0.030
Dos Cerros	PG0509	57.62	0.704722 ±39	0.512680 ±20	0.82	18.7728	0.021	15.6207	0.022	38.6168	0.024
Dos Cerros	PG0507	58.16	0.704735 ±36	0.512679 ±19	0.80	18.7552	0.034	15.6170	0.039	38.5900	0.047
Dos Cerros	PG0526	59.93	0.704591 ±40	0.512712 ±20	1.44	18.7304	0.059	15.5977	0.064	38.5256	0.062

Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Institutos de Geofísica y Geología, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Los valores (1sd = ±1σ_{abs}) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2 SE(M) = 2\sigma_{abs}/raiz n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ y $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710237 \pm 23$ (±1σ_{abs}, n = 355); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511871 \pm 23$ (±1σ_{abs}, n = 178).

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.90 \pm 0.05\%$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.43 \pm 0.08\%$ y $^{208}Pb/^{204}Pb = 36.52 \pm 0.10\%$ (±1σ_{rel}, n = 164).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blanco total) y 46 pg Pb (blanco de química).

Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>)

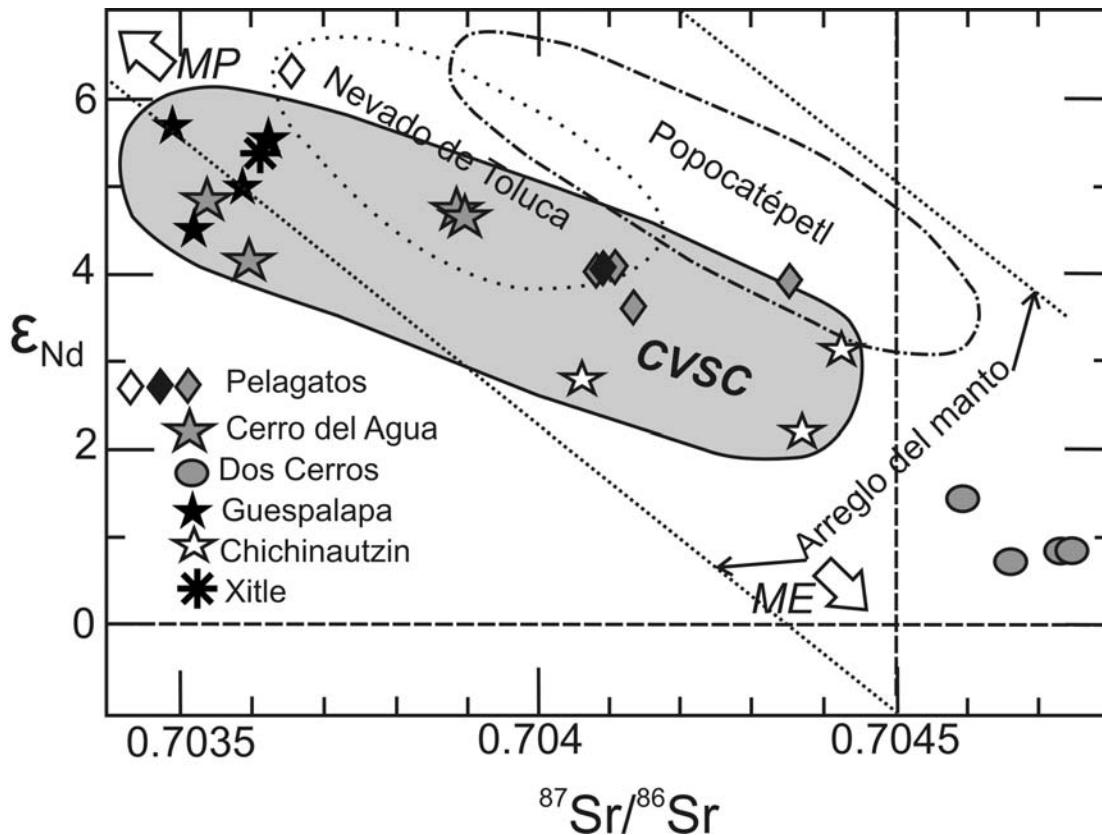


Fig. 48. Diagrama de ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ (modificado de Siebe et al., 2004b). Además de los datos de los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros, para su comparación se incluyen las muestras de los volcanes Guespalapa, Chichinautzin y Xitle (Siebe et al., 2004b). Los campos que definen los volcanes Popocatepetl, Nevado de Toluca y el CVSC se tomaron de Siebe et al., 2004b. Para el caso del Pelagatos se incluyen dos muestras adicionales, una de Meriggi et al. (2008) (rombo con relleno color negro) y otra de Schaaf et al. (2005) (rombo sin relleno). MP=Manto empobrecido; ME= Manto enriquecido.

Los datos del volcán Dos Cerros tienen los valores más radiogénicos de los tres volcanes, inclusive se salen del campo definido para el CVSC, el Popocatepetl y el Nevado de Toluca, tendiendo hacia el manto enriquecido (Fig. 48). Este comportamiento no se ha reportado en otros estudios del CVSC.

En el CVSC los datos de composición isotópica de Pb son muy escasos. Las relaciones de los isótopos de Pb obtenidos en este estudio están compiladas en la Tabla 8 y se representan en los diagramas de $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{207}Pb/^{204}Pb$ y $^{206}Pb/^{204}Pb$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$ en la Fig. 49. Se definen otros campos diferentes para comparación: sedimentos oceánicos del Pacífico (Church y Tatsumoto, 1975; Plank y Langmuir, 1998), rocas calcialcalinas de la parte occidental del CVM (Luhr et al., 1989; Luhr,

1997), rocas del volcán Popocatépetl (Schaaf et al., 2005) (línea punteada); valores de basaltos intraplaca del CVSC (LaGatta, 2003) y del campo volcánico Palma Sola (Gómez-Tuena et al., 2003) (B-IP, línea punteada larga), sedimentos del proyecto DSDP, sitio 487 (SP) (Verma, 2000). Se incluyen también los valores de las muestras del estudio de Arana-Salinas (2004) y se muestra la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL –northern hemisphere reference line-) propuesta por Hart (1984).

Las relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían entre 18.6482 y 18.7728 y las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían entre 15.5713 y 15.6207 (Fig. 49). Los valores del Dos Cerros están más enriquecidos en Pb radiogénico que las de los otros dos volcanes (Figs. 49a y 49b) y caen entre los campos definidos para los sedimentos oceánicos del pacífico y para los basaltos “intraplaca”, alejándose del resto de las muestras. Hay una muestra del volcán Teuhtli (Arana-Salinas, 2004) que cae en una posición similar a las muestras del Dos Cerros.

Las muestras del Pelagatos y del Cerro del Agua tienden a concentrarse en el campo del CVM en ambas gráficas (Figs. 49a y 49b), muy cerca de la mayoría de las muestras de Arana-Salinas (2004) y definen una correlación positiva en ambas gráficas, semejante a la correlación para el campo del Popocatépetl, pero con valores más radiogénicos en la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En la Fig. 49b algunos valores del Pelagatos y del Cerro del Agua caen en el campo de los sedimentos DSDP. Una muestra del Pelagatos (PG0503) tiene valores menos radiogénicos que las otras tres muestras del mismo volcán. En el caso del Cerro del Agua, las dos muestras distales que muestran valores más enriquecidos en su relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a las dos muestras proximales tienen los valores más empobrecidos en sus relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Si se toman en consideración todas las muestras de este estudio y las de Arana-Salinas (2004), es posible ver una correlación positiva en la Fig. 49b. En la Fig. 49a los datos se presentan en forma más dispersa, pero se observa una ligera tendencia positiva.

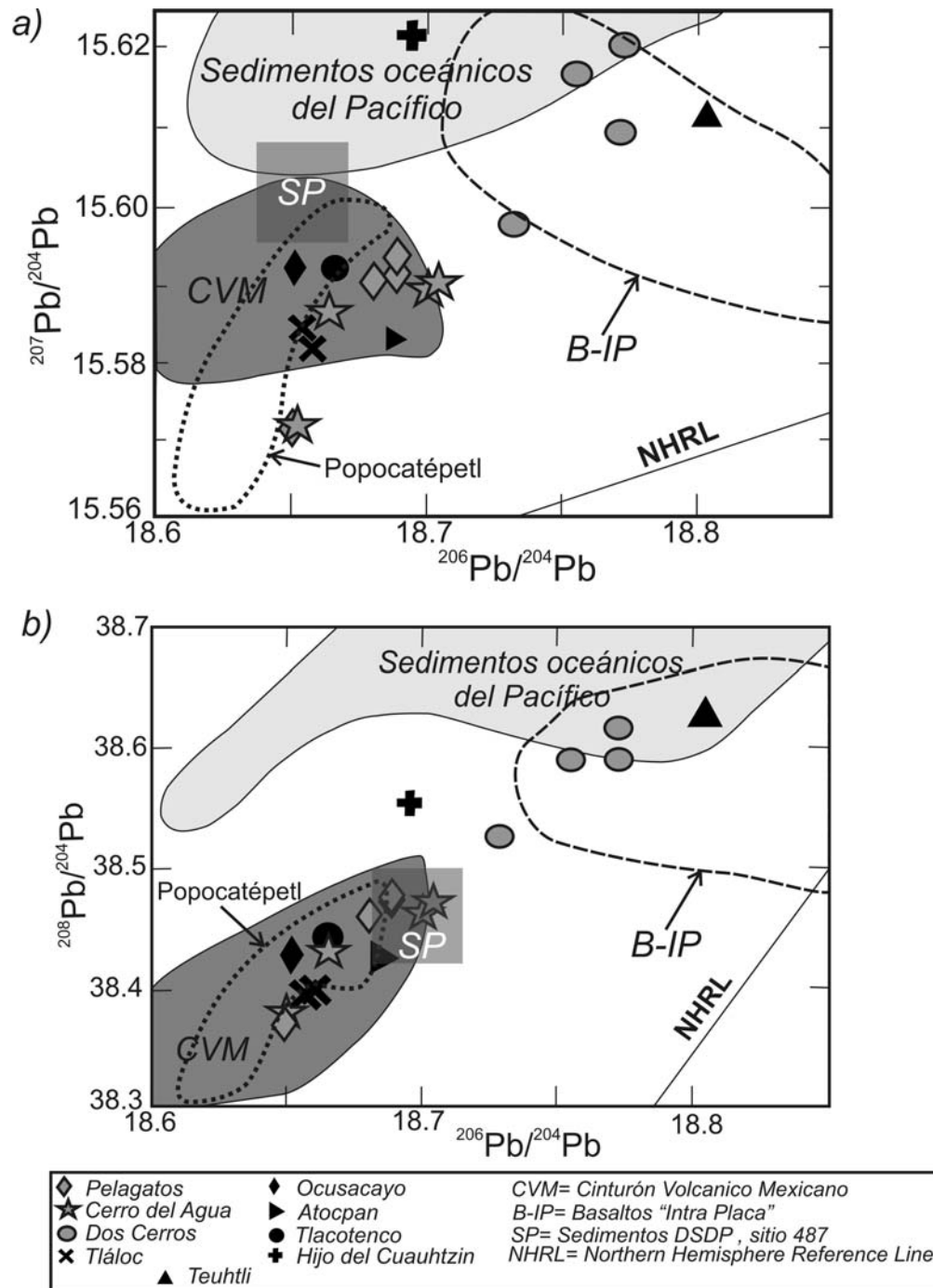


Fig. 49. Diagramas de las relaciones a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (modificados de Arana-Salinas, 2004). Se definen otros campos diferentes para comparación: sedimentos oceánicos del Pacífico (Church y Tatsumoto, 1975; Plank y Langmuir, 1998), rocas calcalcalinas de la parte occidental del CVM (Luhr et al., 1989; Luhr, 1997) (CVM, campo gris oscuro), rocas del volcán Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) (línea punteada); valores de basaltos intraplaca del CVSC (LaGatta, 2003) y del campo volcánico Palma Sola (Gómez-Tuena et al., 2003) (campo sin relleno con flecha, B-IP, línea punteada larga), sedimentos del proyecto DSDP, sitio 487 (Verma, 2000) (cuadro con SP). Se incluyen los valores de las muestras del estudio de Arana-Salinas (2004). Se muestra también la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL –Northern Hemisphere Reference Line-) propuesta por Hart (1984).

5.3 Discusión

La variación en el contenido de sílice de los volcanes Pelagatos y Cerro del Agua es relativamente constante para la mayoría de los valores (Fig. 43). Por lo tanto, cualquier proceso de cristalización fraccionada durante el ascenso de los magmas que les dieron origen no se refleja de manera clara en los diagramas de variación. En la Fig. 43, el Cerro del Agua no muestra correlaciones claras y el Pelagatos muestra correlaciones negativas de MgO, CaO y FeO_{TOT}. Se ha mencionado que el Pelagatos tiene afinidad con magmas primitivos ($\#Mg > 68$, $MgO > 8$ wt %, $Ni > 150$ ppm; Wallace y Carmichael, 1999), por lo que no pudo haber sufrido un proceso de cristalización fraccionada importante durante su ascenso (Fig. 43). Por otro lado, Wallace y Carmichael (1999) indican que los magmas primitivos que contienen de 8 a 10 wt % MgO no representan magmas primarios y han sufrido un ligero fraccionamiento de Ol. Además, la presencia de inclusiones de óxidos de Cr en Ol, que es común en el Pelagatos y se observa con cierta frecuencia en el Cerro del Agua y en el Dos Cerros, es típico de magmas relativamente primitivos que no han sufrido un fraccionamiento significativo de Cpx (e.g., Roeder, 1994). El fraccionamiento de óxidos de Ti, abundante en la matriz de las rocas de los tres volcanes, es representado por la correlación negativa de FeO_{TOT} y TiO₂ (Figs. 43d y 43g).

Por otro lado, el volcán Dos Cerros, con una variación más evidente aunque no significativa, en el contenido en SiO₂ (Fig. 43), muestra correlaciones negativas claras en CaO, FeO_{TOT} y sólo ligeramente en MgO y en TiO₂ cuando se incrementa el SiO₂. Al parecer, el fraccionamiento de los magmas del Dos Cerros fue incipiente y las fases dominantes fueron Cpx (ligeramente observable en la Fig. 43i) y óxidos de Ti. Posiblemente, este proceso se dio durante su ascenso y no está relacionado con una permanencia considerable en una cámara magmática somera en la corteza continental por la ausencia de composiciones y fases minerales más evolucionadas (Schaaf *et al.*, 2005). Así, se puede concluir que los tres volcanes han sufrido cierto grado de cristalización fraccionada en su ascenso.

Algunas de las concentraciones más altas del Dos Cerros en LILE (K₂O, Ba), HFSE (Zr) y LREE (Ce, La) (Figs. 43f, 43g, 44d, 44b y 44f), y más bajas en MgO y CaO (Figs. 43a y 43c) con respecto a los otros dos volcanes, coinciden con su más alto contenido en SiO₂ y podría suponerse

que los magmas del Dos Cerros son derivados por fraccionamiento simple de Ol, Cpx y óxidos de los magmas que dieron origen al Pelagatos o al Cerro del Agua. Sin embargo, las tendencias entre los tres volcanes no son coherentes y las abundancias en los elementos LILE, HFSE y LREE mencionados en el Dos Cerros son significativamente mayores (e.g, Siebe *et al.*, 2004b; Gómez-Tuena *et al.*, 2007b), lo que no relaciona cogenéticamente a los magmas que dieron origen a los tres volcanes. Además, el TiO_2 tiene las concentraciones más altas en el Dos Cerros, lo cual, en primera instancia, no concuerda con la evolución directa de los magmas de tipo Cerro del Agua o Pelagatos (menos evolucionados con menor contenido de TiO_2) hacia el tipo Dos Cerros (mas evolucionados con mayor contenido de TiO_2) por cristalización fraccionada de baja presión de óxidos de Ti (Wilson, 1989), a menos que no haya sufrido fraccionamiento de óxidos, lo cual no parece viable por la presencia de éstos en las rocas del Dos Cerros.

Siebe *et al.* (2004b) indican que el fraccionamiento de fases minerales que contienen REE y HFSE han jugado un papel importante en el proceso de evolución de los magmas del CVSC, lo que ha provocado una variación relevante en la tendencia de los elementos mayores y el contenido de los elementos traza. Tal fraccionamiento trae como consecuencia un decremento en el contenido de los HFSE y HREE con el aumento del SiO_2 . (pero el contenido de los LILE aumenta), por lo que los magmas intermedios y más evolucionados derivan del fraccionamiento de magmas primitivos basálticos. Este punto de vista es compartido por otros autores (e.g. Arana-Salinas, 2004; Meriggi *et al.*, 2008). Contrariamente a esta idea, Verma (2000) y Márquez (1999) infieren que los magmas intermedios en el CVSC son el producto de la mezcla entre magmas basálticos primitivos y los magmas más evolucionados producto de fusión parcial de la corteza inferior. Cuando se comparan entre sí o individualmente, las rocas de los volcanes estudiados no presentan una disminución en el contenido de HREE cuando aumenta el contenido en SiO_2 . Sólo en el Dos Cerros y de manera no evidente en el Cerro del Agua se observa una ligera disminución en los valores de Nb y Zr (HFSE) con el incremento en SiO_2 . En la petrografía de las rocas de los tres volcanes no se encontraron fases que incorporen preferencialmente HFSE ó HREE, pero la paragénesis mineral de los tres es semejante, lo que refleja, al menos, las mismas condiciones de cristalización de los minerales presentes (Wilson, 1989). El patrón de los REE puede ser controlado por el contenido de los REE en la fuente además de los procesos de cristalización en la evolución de los magmas (Rollinson, 1993). También los altos grados de fusión parcial pueden contribuir al empobrecimiento en los elementos

inmóviles (Pearce y Norry (1979), pero se ha inferido bajos grados de fusión parcial en el CVSC (Wallace y Carmichael, 1999). Por otro lado, los contenidos en los HFSE y HREE pueden proporcionar información acerca de las características de la fuente mantélica de los magmas (Plank y Langmuir, 1988). En ese caso, las variaciones en los HFSE y REE observadas en la muestras de los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros pueden ser el reflejo de una heterogeneidad en la fuente.

La mayoría de las rocas en el CVSC son de composición intermedia (Wallace y Carmichael, 1999; Arana-Salinas, 2004; Siebe *et al.*, 2004b). Algunas rocas presentan características petrográficas y químicas que las clasifican como primitivas (Wallace y Carmichael, 1999). Sin embargo, el contenido en SiO₂ de algunas muestras primitivas es también relativamente alto en algunos casos (> 50 wt %) (e.g. Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 2000; Siebe *et al.*, 2004, Schaaf *et al.*, 2005) como en el caso del Pelagatos (aproximadamente 53 wt %). Esto ha sido explicado en términos de cristalización fraccionada (Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004b; Schaaf *et al.*, 2005) con base en la presencia de Ol con inclusiones de óxidos de Cr que indica un fraccionamiento incompleto. Velasco-Tapia y Verma (2001) indican que esta característica pudiera estar relacionada a un manto metasomatizado o a un alto grado de fusión de un cúmulo máfico en la base de la corteza inferior. Por otro lado, algunos experimentos de fusión en peridotita saturada de agua han producido andesitas con alto MgO (Hirose, 1997). El Cerro del Agua tiene más alto contenido de MgO a valores similares de SiO₂ con respecto al Dos Cerros lo que indica un proceso de evolución diferente.

Los contenidos altos en los LILE (e.g. Cs, Rb, K, Ba, Sr, Pb) y los LREE (e.g. La, Ce, Nd) , combinados con un fuerte empobrecimiento de los HFSE (e.g. Nb, Ta, Zr, Ti, Hf) se han considerado como característicos de lavas de arco (Gill, 1981; Wilson, 1989). Sin embargo, las lavas del CVSC, y también algunas del CVM, presentan a veces contenidos de los LILE, LREE, HREE y HFSE, así como valores entre sus relaciones, que no son los característicos de las lavas de arco (Luhr, 1997; Ferrari *et al.*, 2000; Verma, 2000, Cervantes y Wallace, 2003; Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Siebe *et al.*, 2004b, Gómez-Tuena *et al.*, 2007b, Meriggi *et al.*, 2008). En general, algunas de estas lavas tienen relaciones LILE/HFSE y LREE/LILE bajas, presentan una ausencia de la anomalía de Nb y Ta y valores isotópicos mas “enriquecidos” que los MORB. Los contenidos altos en Nb (hasta 30 ppm) y

TiO₂ (hasta 2 wt %) de algunas muestras son notorios (Cervantes y Wallace, 2003; Siebe *et al.*, 2004b; Meriggi *et al.*, 2008). Estas rocas tienen afinidad con rocas intraplaca y específicamente con OIB (ocean island basalts) y la actividad volcánica que las originó se asocia temporal y espacialmente con la actividad que produjo rocas con afinidad calcialcalina. Las rocas con afinidad OIB se relacionan con la fusión parcial de una fuente enriquecida en HFSE y REE y evidencian la presencia de un manto muy heterogéneo bajo el CVM-CVSC (Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 2000, Cervantes y Wallace, 2003; Siebe *et al.*, 2004b; Schaaf *et al.*, 2005; Meriggi *et al.*, 2008). Sin embargo, no hay un consenso acerca de las causas del enriquecimiento de estas zonas del manto y muchos autores están de acuerdo con la hipótesis que establece que dichas zonas enriquecidas podrían ser el producto de la convección en la cuña del manto que produce advección de manto astenosférico, enriquecido y no modificado por elementos relacionados con la subducción, de la región tras-arco (Luhr, 1997; Wallace y Carmichael, 1999). Siebe *et al.* (2004b) señalan que dichas heterogeneidades son del rango de pocos kilómetros.

Gómez-Tuena *et al.* (2007b) sugieren que la composición intraplaca de algunos magmas podrían reflejar la composición de la cuña del manto y las variaciones podrían ser el producto de la interacción, en mayor o menor grado, con magmas empobrecidos en HFSE provenientes de la placa subducida (que contiene fases residuales ricas en elementos inmóviles). Sin embargo, Meriggi *et al.* (2008) proponen el enriquecimiento de HFSE por la fusión parcial de un manto que contiene fases cristalinas ricas en HFSE y que son el producto del metasomatismo con fases acuosas y/o fundidas de alta temperatura de la placa subducida. De cualquier manera, se refuerza la idea de la heterogeneidad de la composición de cuña del manto.

Los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros presentan relaciones entre LILE/HFSE y LREE/LILE que no son tan altas (Fig. 45h) (Fig. 47). Además, el contenido de Nb en el Cerro del Agua (13-27 ppm) y en el Dos Cerros (16-24 ppm) es alto para lavas de arco; el Pelagatos presenta contenidos en Nb de 10 ppm, lo que no puede considerarse tampoco como un valor bajo. En contraste, los valores de TiO₂ no son altos en comparación con los valores de otros volcanes del CVSC y caen dentro del grupo de bajo Ti definido por Meriggi *et al.* (2008). Los volcanes definen una ligera anomalía de Nb y Ti en contraste con los picos positivos de K, Ba y U (Fig. 47), estas características se asocian con el volcanismo de arco (Gill, 1981). Así, los volcanes Pelagatos, Cerro

del Agua y Dos Cerros presentan características de lavas producidas en arcos volcánicos pero con algunos rasgos de rocas con afinidad intraplaca. Cervantes y Wallace (2003) observan que algunos magmas del CVSC con relaciones bajas de LILE/HFSE-LREE/HFSE y altos contenidos de Nb (magmas con afinidad intraplaca) se forman por fusión parcial, inducida por descompresión y condiciones con bajo contenido de H₂O (aproximadamente 1 wt %). Estos autores encuentran que las rocas con firmas isotópicas de subducción tienen un contenido mayor de agua. El incremento en elementos LILE lo atribuyen a su transporte en fases acuosas y la variación en HFSE a heterogeneidades en el manto. Entonces, el comportamiento del Pelagatos apuntaría a magmas que se produjeron en zonas del manto más empobrecidas en HFSE y LREE con aportes de LILE contenidos en fluidos provenientes de la placa subducida. Esto, si se toma en cuenta que los HFSE y LREE no son transportados en fases acuosas (Brenan *et al.*, 1995). El Cerro del Agua y el Dos Cerros tienen firmas geoquímicas que indican una fuente mantélica más enriquecida (como los magmas intraplaca), pero es evidente cierta influencia de fases acuosas que contienen LILE. Los contenidos de H₂O no se estimaron en este estudio, por lo que no se pueden hacer otras aseveraciones similares a las expresadas por Cervantes y Wallace (2003).

La composición isotópica de Sr, Nd y Pb proporciona información acerca de la región de origen en donde se produjeron los magmas (Rollinson, 1993). Se observa un rango de variación grande en las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de los tres volcanes con respecto a los otros campos mostrados (Fig. 48). Es notorio que las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr del Pelagatos tienen valores más radiogénicos que el Cerro del Agua. El aumento de la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr con el grado de evolución puede indicar contaminación (Wilson, 1989). Sin embargo, algunos autores sugieren que esto debe tomarse con precaución (Hawkesworth, 1982; Elliot, 2003). De cualquier forma, los datos obtenidos para los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros no muestran una tendencia que indique un aumento en la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr con el grado de evolución debido en parte a que las diferencias en sus relaciones son relativamente pequeñas. Sólo el Cerro del Agua tiene dos muestras con un contenido un poco mayor de SiO₂ que presentan una mayor relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

Los magmas que son el producto de una tasa de efusión alta y constante pueden producir conductos que no son afectados grandemente por el material cortical circundante (e.g. Hansen y Nielsen, 1999), lo que podría ser posible en el caso de vulcanismo monogenético. Elliot (2003)

deduce que los valores isotópicos en las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflejan más la firma isotópica de fluidos originados en la placa subducida alterada que la contaminación cortical. El valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la placa alterada es 0.70317-0.70340 (sitio 487 DSDP) (Verma, 2000; Velasco-Tapia y Verma, 2001), pero el valor promedio es 0.7046 (Elliot, 2003). Los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas de los volcanes estudiados caen más o menos dentro de estos valores lo que reflejaría más la contribución isotópica de fases acuosas provenientes de la placa oceánica. Por otro lado, Tuena *et al.* (2007b) grafican relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para un conjunto de datos del CVSC y del campo volcánico de Palma Sola considerados como basaltos intraplaca. El campo definido por estos datos (no se muestran) se traslapan con los demás datos del CVSC y los datos de esta tesis. Como se ha mencionado anteriormente, existen regiones en el manto bajo el CVM que tienen afinidad química e isotópica con basaltos de intraplaca. Por lo tanto, el comportamiento de los datos de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros podría ser el reflejo de la combinación de la contribución de materiales subducidos (fases acuosas de la placa oceánica alterada) y firmas isotópicas de la fuente mantélica enriquecida más que contribuciones de la corteza continental. En el caso de los volcanes Cerro del Agua y Dos Cerros la contribución del manto enriquecido es más pronunciado que en el Pelagatos como se dedujo antes.

Los valores isotópicos de Sr, Nd y Pb de los materiales que componen la corteza continental bajo el CVSC son prácticamente desconocidos; se tienen algunos valores isotópicos de xenolitos de magmas provenientes del Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005). Los sedimentos calcáreos que se encuentran también probablemente debajo de los productos volcánicos del CVSC tienen valores en sus relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayores (0.706877 y 0.707877) que los campos definidos para las relaciones del CVSC, incluyendo las muestras de este estudio. Siebe *et al.* (2004b) infieren que los valores de sus muestras que tienden hacia el manto enriquecido podrían estar siendo afectados por contribuciones de las calizas. Si este fuera el caso de las muestras de los volcanes de este estudio mostrarían más coherencia en las variaciones de sus relaciones isotópicas de Sr. Podría aducirse que los datos más enriquecidos del Dos Cerros podría ser el reflejo de contaminación cortical, pero los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son más altos inclusive que cualquier valor del Popocatepetl (Fig. 48). Esto no sería lo esperado para los magmas que dieron origen al Dos Cerros, cuyo tiempo de residencia en la corteza es posiblemente mucho menor que el de los magmas más evolucionados del Popocatepetl y pudieron estar menos influenciados por contribuciones de la corteza. Los

magmas que dieron origen al Dos Cerros tienen afinidad geoquímica intraplaca y como en el caso del Cerro del Agua su valor isotópico de Sr reflejaría la composición isotópica de la fuente mantélica y la placa oceánica alterada. La variación observada en el dato del Pelagatos de Schaaf *et al.* (2005) que tiende hacia el manto empobrecido (Fig. 48) quizás se deba a lo explicado anteriormente (contribuciones del manto y/o fases acuosas provenientes de la placa subducida alterada). Sin embargo, el Pelagatos presenta xenocristales de cuarzo y el Cerro del Agua presenta xenolitos de Plg. El contenido de Sr en el Cerro del Agua es mayor que en el Pelagatos y en el Dos Cerros; las muestras que presentan los contenidos más altos en Sr tienen valores de sus relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más bajos. Quizás la contribución del material encajonante sea relevante pero se necesitan hacer más estudios de isótopos radiogénicos para poder identificar dicha contribución.

En los diagramas de la Fig. 49 las muestras del Dos Cerros caen visiblemente en el campo definido para los basaltos intraplaca. Esto es una evidencia más de la afinidad del Dos Cerros con este tipo de composiciones, pero también se puede observar que tienden hacia el campo definido por los sedimentos oceánicos del Pacífico. Los valores de la composición isotópica de Pb del conjunto de sedimentos del sitio 478 (Fig. 49) difieren del campo de los sedimentos oceánicos del Pacífico, por lo que los valores radiogénicos más altos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ del Dos Cerros podrían indicar contribución de material de la corteza (Hawkesworth, 1982). Sin embargo, los valores para basaltos de islas oceánicas muestran un gran rango en composición (Hakesworth, 1982) que abarca los valores encontrados en rocas del CVSC. En consecuencia, los magmas del CVSC provenientes de regiones enriquecidas tipo OIB podrían tener también rangos amplios de variación en sus relaciones isotópicas de Pb.

Los contenidos altos de Pb en zonas de subducción se atribuyen a la influencia de sedimentos (Hakesworth, 1982; Wilson, 1989). Los contenidos altos se observan en las muestras del Cerro del Agua, Dos Cerros y en menor proporción en el Pelagatos (Fig. 47). Por otro lado, las muestras del Cerro del Agua y el Pelagatos y el campo definido para muestras de la parte occidental de CVM tienen más afinidad hacia los valores para el grupo de sedimentos del sitio DSDP 478 que las muestras del Dos Cerros. Si se ha descartado una influencia importante de contribuciones de la corteza continental, esto podría ser un indicador que estas muestras están más afectadas por la contribución de los sedimentos subducidos. Elliot (2003) infiere que la forma de transporte de los

elementos de los sedimentos es en forma de fundidos. De esta forma, los sedimentos contribuyen con elementos LREE, Th, Nb y Zr (Elliot, 2003). Así, podría pensarse que los contenidos altos de LREE, Nb y Zr en las muestras de los volcanes estudiados sería el resultado de la contribución de los sedimentos fundidos. Sin embargo, las relaciones bajas LREE/HFSE de los volcanes estudiados no corresponden con las relaciones más altas LREE/HFSE de los sedimentos hemipelágicos y pelágicos del sitio 487 (Gómez-Tuena et al., 2007a) (no se muestra). Tal vez la contribución de sedimentos esté enmascarada con una composición más enriquecida en HFSE y REE de la fuente mantélica.

6. CONCLUSIONES

Los volcanes monogenéticos Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros tienen una composición intermedia y pertenecen a erupciones recientes (Pleistoceno Tardío-Holoceno). Los volúmenes de lava emitidos por el Cerro del Agua caen en el promedio para los volcanes del CVSC, en cambio el Pelagatos y el Dos Cerros tienen volúmenes menores y mayores al promedio respectivamente. Los altos volúmenes del Dos Cerros indican que el tiempo de duración de las erupciones de volcanes monogenéticas no está limitado a erupciones que comprende pocas semanas de duración. Los volcanes muestran un comportamiento diferente en volúmenes eruptivos, emplazamiento de productos volcánicos y duración de la erupción. En general, la actividad de los tres volcanes estuvo caracterizada por emisiones efusivas de lava y erupciones explosivas de tipo estromboliano.

La composición de elementos mayores de cada volcán está definida por incipiente cristalización fraccionada de fases minerales de baja presión. Esto se puede observar en la petrografía de las rocas. La variación de los elementos traza (e.g. LILE, REE, HFSE) y la composición isotópica de Sr y Nd está caracterizada por la influencia de las composiciones del manto astenosférico (en este caso con enriquecimiento variable de elementos inmóviles) y de las fases provenientes de la placa subducida alterada. Los magmas del Pelagatos muestran más afinidad con magmas producidos en ambientes de arco y en menor con magmas tipo intraplaca producidos en un manto enriquecido. Las rocas del Cerro del Agua y el Dos Cerros muestran afinidad con fuentes del manto enriquecidas con elementos inmóviles combinada con elementos relacionados con subducción. El Dos Cerros presenta composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb muy distintivas. La placa subducida aporta elementos LILE en fases acuosas, también podría haber aporte de elementos (LREE, Nb, Zr) por parte de sedimentos subducidos en fases acuosas y/o fundidas.

Los tres volcanes no muestran evidencia de relacionarse cogenéticamente y no muestran claramente si son derivados de magmas primitivos de composiciones menos silíceas. En cambio, al menos el Pelagatos, y en menor grado el Cerro del Agua, podrían representar magmas primitivos que no han sufrido mucha evolución. El Dos Cerros podría ser el resultado de la evolución de magmas más primitivos, pero, al menos en este estudio, no se encontraron evidencias petrográficas. Así también, no existen evidencias claras de contribuciones importantes de la corteza en las rocas de los tres volcanes y en las rocas del CVSC, por lo que se necesitan hacer estudios que comprueben cualquier tipo de asimilación y/o contaminación de este tipo. Para esto sería necesario el estudio de isótopos estables y del sistema isotópico Re-Os. También la búsqueda de xenolitos del basamento y su estudio sería de mucha ayuda. Otro aspecto importante sería aplicar estudios geofísicos que pudieran delimitar mejor las características sísmicas de la cuña del manto y conocer la distribución de anomalías que puedan indicar influencia de fluidos y/o fundidos.

Deducir los componentes que participan en la petrogénesis de las rocas ígneas no es una tarea fácil, se necesitan delimitar muy cuidadosamente las características químicas e isotópicas de las fuentes que participan en la producción de las rocas aflorantes y así conocer los procesos petrogenéticos. Los resultados de esta tesis testifican la variedad de las características geoquímicas e isotópicas de los materiales que intervienen en la formación de rocas en el CVSC, tal como se ha demostrado en otros estudios. Esto ayuda a elucidar los procesos que intervienen en la petrogénesis de estas rocas. Sin embargo, aún es posible tener un mejor control de la información geoquímica e isotópica para poder delimitar en forma óptima los factores petrogenéticos a un nivel más regional, teniendo más datos confiables de otros volcanes del CVSC y conjuntando y discerniendo la información geoquímica e isotópica existente. Además, es necesario hacer estudios petrogenéticos cualitativos y experimentales.

Al tener un conocimiento de la petrogénesis en el CVSC y relacionarla con los estudios vulcanológicos se podría tener un mejor control acerca de la actividad en este campo volcánico lo que ayudaría a estimar peligros volcánicos de manera objetiva en una zona tan densamente poblada. El conocimiento del CVSC también ayuda a conocer los procesos que gobiernan la evolución del CVM.

7. Referencias

Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology*, 26, 591-594.

Arana-Salinas, L., 2004. Geología de los volcanes monogenéticos Teuhtli, Tláloc, Tlacotenco, Ocusacayo y Cuauhtzin en la Sierra Chichinautzin, al Sur de la Ciudad de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica, México D.F. Tesis de Maestría, 116 p.

Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México: stratigraphy and hazard implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115, 230– 248.

Arce, J. L., Cervantes, K. E., Macías, J. L., Mora, J.C., 2005. The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: a dacitic plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147, 125-143.

Bloomfield, K., 1975. A late Quaternary monogenetic volcano field in central México. *Geol. Rundsch.*, 64, 476-496.

Brenan, J., Shaw, H., Ryerson, F., Phinney, D., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: constrains on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica*, 59, 3331-3350.

Burbach, G. V. N., Frolich, C., Pennington, W. D., Matsumoto, T., 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.

Cervantes, P. y Wallace, P.J., 2003. Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central México. *Geology*, 31, 235-238.

Church, S., Tatsumoto, M., 1975. Lead Isotopic relations in Oceanic Ridge Basalts from the Juan de Fuca-Gorda Ridge Area, NE Pacific Ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, 253-279.

Colton, H. S., 1967. Cinder cones and lava flows. Museum of Northern Arizona, Flagstaff, Ariz., 58 p (revised ed.)

Damon, P. E., Shafiqullah, M., Leventhal, J. S., 1974. K-Ar chronology for the San Francisco volcanic field and rate of erosion of the Little Colorado River. In: T.N.V. Kalstrom, G. A., Swann and R. L. Eastman (Editors). *Geology of Northern Arizona*. *Geol. Soc. Am. Rocky Mountains Sect. Annu. Meet. Guideb.*, 221-235.

Delgado-Granados, H. y Martin del Pozzo, A. L., 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of México City. *Geof. Int.*, 32, 511-522.

Elliot, T., 2003. Tracers of the Slab. En: *Inside the Subduction Factory*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 23-45.

Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central México: Oligocene to Present. *Geof. Int.*, 33, 91-105.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303-306.

Ferrari, L., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.

Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003. Volcanic record and age of formation of the México city basin. En *Reunión Annual 2003, Resúmenes, GEOS*, 23, 120.

Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on volcanic pulse and mantle heterogeneity in Central México. *Geology*, 32, 77-80.

Foshang, W.F., González, J.R., 1956. Birth and development of Parícutin volcano, México. *USGS Bull.*, 965-D, 355-489.

Frey F. A., Green D. H., Roy S. D., 1978. Integrated model of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and petrological data. *J. Petrol.*, 19, 463-513.

Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 60, 236 p.

Fries, C., 1962. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. 20th Intern. Geol. Congr. 1956, México, Field Trip Guide No. C-9. UNAM, México, pp. 17-53.

Gadow, H., 1930. Jorullo: The history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district by animals and plants. Cambridge Univ. Press, Londres, 101 p.

Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 390 p.

Goff, F., Janik, C. J., Delgado, H., Werner, C., Counce, D., Stimac, J. A., Siebe, C., Love, S. P., Williams, S. N., Fischer, T., Johnson, L., 1998. Geochemical surveillance of magmatic volatiles at Popocatepetl volcano, México. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 695-710.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and cristal contaminations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, doi: 10.1029/2003GC000524.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007a. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. En Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, A.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, Geol. Soc. Am., special paper, 442, 129-181.

Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007b. Geochemical Evidence for Slab Melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Petrol.*, 48, 537-562.

Google Earth versión 4.2, 2007. En: <http://earth.google.com/download-earth.html>.

Gorbatov, A., Fukao, Y., 2005. Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction. *Geophys. J. Int.*, 160, 849-854.

Grove, T. L., 2000. Origin of Magmas. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*, Smithsonian Inst. Press, Washington D.C., 133-147 p.

Grupo de Sismología de la UNAM y CENAPRED, 1995. Milpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geof. Int.*, 34, 355-362.

Gunn, B. M., Mooser, F., 1971. Geochemistry of the volcanics of Central México. *Bull. Volcanol.*, 34, 577-616.

Guilbaud, M-N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., 2008. Eruption dynamics of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone southeast México City. *Bull. Volcanol.*, DOI 10.1007/s00445-009-0271-0.

Hansen, H. y Nielsen, T.E.D., 1999. Crustal contamination in Paleogene East Greenland flood basalts; plumbing system evolution during continental rifting. *Chemical Geology*, 157, 89-118.

Hart, S. R., 1984. A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309, 753-757.

Hawkesworth, C.J. 1982. Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margin. En: R.S Thorpe (Ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, Gran Bretaña, pp. 549-571.

Herrero, E. y Pal, S., 1978. Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin. *Geof. Int.*, 17, 167-180.

Hirose, K., 1997. Melting experiments on Iherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesites. *Geology*, 25, 42-44.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

Kirianov, B. Y., Koloskov, A. V., De La Cruz, R. S., Martin del Pozzo, A. L., 1990. Osnovnie etapi proiavlénia novieyshevo vulcanizma v zone Chichinautzin (Meksikanskiy vulcanicheskiy poiaz). *Inf. Acad. Cienc. Ex. U.R.S.S.*, 311, 432-434.

LaGatta, A., 2003. Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic belt. Tesis de Doctorado, Columbia University, NY, USA.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A Chemicals classification of volcanic Rocks based on the total álcali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.

Love, S., Goff, F., Counce, D., Siebe, C., Delgado, H., 1998. Passive infrared spectroscopy of the eruption plume at Popocatépetl volcano, México. *Nature*, 396, 563-567.

Luhr, J. F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Can. Mineral.*, 35, 413-500.

Luhr, J. F. y Carmichael, I. S. E., 1985. Jorullo Volcano, Michoacán, México (1759-1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 142-161.

Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J. J., Pier, J. G., 1989. Spinel-Iherzolite bearing Quaternary volcanic centres in San Luis Potosí, México 1. *Geology, mineralogy and petrography. J. Geophys. Res.*, 94, 7916-7940.

MacDonald, G.A. y Katsura, T., 1964. Chemical compositions of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.

Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K.M., 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. En: K.P. Link and B.J. Kowallis, Edts., *Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico, Guidebook of Geological Excursions, 1997 Annual Meeting of the Geological Society of America, Salt Lake City, UT, Geology Studies vol. 42 (1), Brigham Young University, Salt Lake City (1997), 493-528.*

Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzún, R., Brandle, J. L., 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93, 125-150.

Márquez, A. y De Ignacio, C., 2002. Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt. *Lithos*, 62, 35-62.

Martin del Pozzo, A. L., 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, México. *Bull. Volcanol.*, 45, 9-24.

Martin del Pozzo, A. L., 1989. Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin. Tesis de doctorado. UNAM, México, D.F., 148 p.

Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, L., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J. J., Macías, J. L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic volcanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 138, 77-110.

McBirney, A. R., Taylor, H. P., Armstrong, R. L., 1987. Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 4-20.

McGetchin, T.M., Settle, M., Chouet, B.A., 1974. Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.*, 79, 3257-3272.

Meriggi, L., Macías, J. L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S., 2008. Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (Central México): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Rev. Mex. de Ciencias Geol.*, 25, 197-206.

Molnar, P. y Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle American trench regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 383-394.

Moore, R.B., Wolfe, E.W., Ulrich, G.E., 1976. Volcanic rocks of the eastern San Francisco volcanic field, Arizona. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 549-560.

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

Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt –structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. *International Uper Mantle Symposia. México D. F.*, 2, 15-22.

Mooser, F., 1970. Condiciones geológicas acerca del Pozo Texcoco PPI. V. Reunión Nacional Mexicana de Suelos 2, pp 143-161.

Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics. *Geof. Int.*, 12, 55-70.

Mooser, F. M., Nairn, A. E. M., Negendank, J. F.W., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of the volcanics of the Valley of México. *Geol. Rundsch.*, 63, 451-483.

Mora-Álvarez, G., Caballero, C., Urrutia, J., Uchiumi, S., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Basin of México. A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geof. Int.*, 30, 61-70.

Negendank, J. F. W., 1972. Volcanics of the Valley of México, Part 1, Petrography of the volcanics. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 116, 308-320.

Nixon, G. T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of México. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 219, 58 p.

Ochoterena, H., 1978. Origen y edad del Tepozteco. *Bol. Inst. Geog., UNAM, México*, 8, 41-54.

Oviedo de León, A., 1970. El conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 2, 5-20.

Osete, M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces, México: paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318, 201-215.

Pardo, M., Suárez, G., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western México. *Geophysic. Res. Lett.*, 20, 2391-2394.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 100, 12357-12373.

Pearce, J.A. y Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.

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

Plank, T. y Langmuir, C. H. 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth Planet Sci. Lett.*, 90, 349-370.

Porter, S., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3607-3612.

Riedel, C., Ernst, G. G. J., Riley, M. 2003. Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 127, 121-152.

Rodríguez-Lara, V. C., 1997. Evolución del conjunto volcánico Guespalapa y del volcán Chichinautzin, Distrito Federal-Morelos, México. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, México D.F. Tesis Profesional de Licenciatura, 124 p.

Roeder, P.L., 1994. Chromite: from the fiery rain chondrules to the Kilauea Iki lava lake. *Canadian Mineralogist*, 32, 729-746.

Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation.* Longman Scientific & Technical, New York, 352 p.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central México. *J. Petrol.*, 46, 1243-1282.

Schmincke, H. 2004. *Volcanism*. Springer Verlag, Alemania, 324 p.

Sheth, H., Torres-Alvarado, I., Verma, S. P., 2000. Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic-Belt. *Inter. Geol. Rev.* 42, 1116-1132.

Siebe, C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern basin of México City. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 104, 45-64.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. Edición especial, Secretaría de Gobernación, pp. 195-220.

Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., 1997. Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central México: Pre-meeting excursion fieldtrip guidebook No. 4, Jan 12-18, Puerto Vallarta, México, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly, 88 p.

Siebe, C., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 111, 1550-1562.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004a. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of México City: implications for archaeology and future hazards. *Bull. Volcanol.*, 66, 203-225.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004b. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of México City. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 130, 197-226.

Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtli, Hijo del Cuauhtli and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of Sierra Chichinautzin. México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 141, 225-243.

Singh, S.K. y Pardo, M., 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central México. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1483-1486.

Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., David, C., 1990. Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, México. *Nature*, 345, 336-338.

Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.

Swinamer, R. T., 1989. The geomorphology, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra Chichinautzin, México. M.Sci. thesis, Queen's University, Kingston, Canada, 212 p.

Urrutia-Fucugauchi, J. y Martin del Pozzo, A.L., 1991. Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la sierra de Chichinautzin, Cuenca de México. *Geof. Int.*, 33, 523-533.

Velasco-Tapia, F. y Verma, S., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra Chichinautzin: Análisis de información y perspectiva. *Rev. Mex. Cien. Geol.*, 18, 1-36.

Verma, S.P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos Plate and the origin of subduction-unrelated volcanism at the volcanic front of the Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J., eds., *Cenozoic tectonics and volcanism of México: Boulder Co., Geol. Soc. Am. Special Paper, 334*, 195-222.

Vespermann, D., Schmincke, U., 2000. Scoria cones and tuff rings. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*, Smithsonian Inst. Press, Washington D.C., pp. 683-694.

Wallace, P. y Carmichael, I., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of México: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 35-60.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Londres, Unwin Hyman, 466 p.

Wood, C., 1980a. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 137-160.

Wood, C., 1980b. Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 387-413.