

Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica



Historia eruptiva del volcán La Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior

Tesis

Para obtener el grado de
Doctor en Ciencias (Sismología y Física del Interior de la Tierra)

Presenta

Renato Castro Govea



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis padres
y mis hermanos

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado en Ciencias de la Tierra, al Instituto de Geofísica, y a la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra.

Al asesor y director de la tesis, Dr. Claus Siebe.

A todo el personal de atención al alumno del Posgrado en Ciencias de la Tierra y de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra. Así mismo, al personal técnico del Taller de Laminación del Instituto de Geología y del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM.

A los asesores, Dres. José Luis Macías, Juan Manuel Espíndola y Hugo Delgado.

A los sinodales: Dres. Iouri Tarán, Sergio Rodríguez, Claus Siebe, Ricardo Saucedo y Lucia Capra.

A los Dres. José Luis Macías, Hugo Delgado, Juan Manuel Espíndola y Peter Schaaf, por los apoyos recibidos a lo largo de mi estancia en el Instituto de Geofísica.

A todos los amigos, compañeros y excompañeros de posgrado.

A todos los parientes.

Al Conacyt, por la beca otorgada para la realización del doctorado.

Al Conacyt y a la DGAPA-UNAM que, por medio de los proyectos 50677-F (Conacyt) y DGAPA-IN-101006, otorgados al director de tesis (Dr. Claus Siebe), fue posible el financiamiento para la realización de la tesis. Así mismo, a la DGEP, por el apoyo mediante el proyecto PAEP 103302.

Indice

Resumen

1. Introducción general

2. Entorno geológico

3. Reconstrucción de la historia eruptiva del volcán La Malinche (Pleistoceno tardío–
Holoceno)

4. Geoquímica y Petrología

5. Transporte y depósito del flujo piroclástico Pilares Superior

6. Consideraciones finales

Referencias

Resumen

En este trabajo se presenta la historia eruptiva de La Malinche desde el Pleistoceno tardío, y un mapa geológico con la distribución de depósitos más importantes de flujo piroclástico y de lahar. Además, se presentan las características geoquímicas y petrográficas de sus rocas, y el estudio de los depósitos del Flujo Pilares Superior, localizados en el sector noreste del volcán. La historia eruptiva de La Malinche se divide en dos etapas: Pre-Malinche y Malinche. De la primera, no obstante comprender la mayor parte de la historia, poco se conoce, pues sus depósitos están cubiertos por la segunda. La etapa Malinche se subdivide en tres períodos, cada uno de los cuales comienza con depósitos de caída: las pómez Huamantla (>45 ka), Malinche I (21.4 ka) y Malinche II (<12 ka, pero >9 ka), respectivamente. El primer período tuvo, además, una intensa actividad de flujos piroclásticos alrededor del volcán. La edad más antigua obtenida por radiocarbono en estos depósitos es de 45.8 ka. En el segundo período se registran también depósitos de colapsos parciales (ca. 20.9 ka) de las partes superiores del volcán, así como un flujo de cenizas y pómez (15.9 ka). El tercer período, además de registrar depósitos de flujos piroclásticos (algunos fechados en 7.5 ka) y lahares, comprende la erupción más reciente de La Malinche, fechada en 3100 años antes del presente. Ésta produjo una caída de cenizas y flujos piroclásticos, cuyos depósitos afectaron sólo áreas de altitud media del volcán. Esta actividad reciente permite considerar a La Malinche como un volcán potencialmente activo.

Las rocas de La Malinche son de composición dacítica/andesítica, con minerales de plagioclasa, hornblenda y biotita, principalmente, y cantidades menores de óxidos de Fe, piroxeno y cuarzo. La fusión parcial de un manto peridotítico (con granate) metasomatizado, y procesos de cristalización fraccionada en profundidades someras, produjeron relaciones relativamente altas de Sr/Y y La/Yb en las rocas. Las rocas de los conos monogenéticos de los alrededores del volcán son basaltos y andesitas, con minerales de olivino y clinopiroxeno. Los magmas primarios tuvieron una fuente similar a la de los magmas de La Malinche.

La diferencia en las asociaciones minerales entre ambos tipos de roca, se interpreta como resultado de diferentes temperaturas de cristalización.

Los depósitos de bloques y cenizas del Flujo Pilares Superior, localizados en la ladera noreste del volcán, exhiben las capas 1, 2a y 2b de la ignimbrita estándar. En su emplazamiento predominó un régimen de flujo laminar, con una depositación en orden secuencial (capa 1, capa 2a, capa 2b) de la base a la cima. El desarrollo de la capa 1 estuvo involucrado con la formación de una capa límite en la base del flujo, cuya turbulencia ocasionó que las cenizas constituyentes se empobrecieran en la fracción $<1/16$ mm. Al desacelerar el flujo, en los instantes previos al depósito, el cizallamiento sobre el sustrato produjo la laminación interna en la capa. La capa 2a, constituida por cenizas, exhibe con frecuencia una gradación inversa. En el desarrollo de esta textura, fue más importante la facilidad que tienen las partículas finas, de filtrarse entre los espacios de las partículas mayores en un medio agitado, que el mecanismo de presión dispersiva. El depósito de la capa 2b, debido a sus rasgos texturales, que evidencian un régimen de flujo laminar previo al emplazamiento, se depositó capa por capa. El proceso comenzó de atrás hacia adelante, y sólo en los últimos estadios, hacia el frente del flujo, el depósito capa por capa ocurrió en una manera tan rápida que podría aproximarse al concepto de emplazamiento en masa.

Abstract

In this work, a geologic map of La Malinche volcano and its Late Pleistocene-Holocene eruptive history are presented. The geochemical characteristics of La Malinche and surrounding monogenetic volcanoes, and the mode of emplacement of a block-and-ash flow deposits (Upper Pilares Flow unit) on the NE sector of the volcano are also discussed. The stratigraphy indicates two main stages of volcanic activity which are termed Pre-Malinche and Malinche. The first undoubtedly comprises the major part of the eruptive history, but its deposits are largely covered by the products of the latter stage, on which this study is focused. The Malinche stage was subdivided into three eruptive periods, each one starting with the emplacement of the pumice fallout units Huamantla (>45 ka), Malinche I (21.47 ka) and Malinche II (between 12 and 9 ka), respectively. During Period 1 several episodes of pyroclastic flows formation around the volcano also occurred. The oldest radiocarbon age obtained from these deposits was 45.8 ka. Throughout Period 2 partial sector collapses at ca. 20.9 ka, and a pumice-and-ash flow deposit dated at 15.9 ka were generated too. The third period comprised pyroclastic flows (the best recognized deposits dated at 7.5 ka) and lahars, as well as the most recent eruption of La Malinche (dated at 3100 years B.P.). This last eruption produced an ash fallout unit and small pyroclastic flow deposits, both of very limited extension. This Holocene activity puts forth La Malinche as a potentially active and dangerous volcano.

La Malinche products are dacitic/andesitic in composition, with a mineral assemblage of plagioclase, hornblende, biotite and minor amounts of Fe-oxides, pyroxene and quartz. Fractional crystallization of the first three phases, in addition to partial melting of a metasomatized garnet-bearing peridotitic mantle, contributed to produce relatively high ratios of Sr/Y and La/Yb. Monogenetic cones around La Malinche have erupted olivine-bearing basalts and clinopyroxene \pm olivine-bearing andesites. Their source of origin was similar to the source of La Malinche rocks. The

different mineral assemblage between these two types of rocks are interpreted as a result of different temperatures of crystallization.

On the northeast sector of La Malinche, block-and-ash flow deposits of the Upper Pilares Flow show the layers 1, 2a and 2b of the standard ignimbrite. Their textural characteristics were useful in interpreting the mode of emplacement of the entire unit. A predominant laminar flow regime was involved during deposition of the majority of the deposits. Only layer 1, a laminated and fines-poor ash layer, was produced as a result of a turbulent boundary layer developed at the base of the flow. As turbulence was damped during deceleration of the flow, internal lamination was generated in layer 1 as a consequence of shearing on the substrate. Layer 2a is composed of ash and fine lapilli, frequently displaying inverse grading. In the development of such grading, the easiness for the finer particles to enter the spaces between coarser particles in the agitated medium, surpassed the dispersive pressure mechanism. After sequential deposition of layers 1 and 2a, layer 2b began deposition stepwise, from back to front, aggrading layer by layer. Only in the last stages of emplacement, towards the flow front, deposition occurred from the base up, layer by layer, in such a rapid manner that it can be considered as *en masse* emplacement.

Introducción general

El volcán La Malinche se encuentra en el sector centro-oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), a 25 km al NE de la Cd. de Puebla (Fig. 1-1). Su nombre original, en náhuatl, es *Matlalcueye*, que significa “La de la falda azul”. Pero actualmente se le conoce más bien como La Malinche, palabra que deriva del vocablo náhuatl *Malintzin*, nombre de la esposa mexicana de Hernán Cortés. Ya anteriormente se había considerado al volcán La Malinche como potencialmente activo, actualmente en estado de reposo (Castro-Govea, 1999). Además, es uno de los más grandes (con 4,461 m snm) y potencialmente peligrosos del país, por la gran cantidad de habitantes que vive en sus alrededores (cerca de 2 millones en un radio de 30 km). En la década de 1970 se efectuaron varios estudios sobre La Malinche (ver capítulo 3). Sin embargo, sólo recientemente se logró delinear una historia eruptiva preliminar (Castro-Govea, 1999) y ahora, en esta tesis doctoral, se presenta una historia eruptiva más coherente, misma que ya fue publicada (Castro-Govea y Siebe, 2007).

El objetivo general de esta tesis es ampliar el conocimiento de La Malinche, desde los puntos de vista geológico, estratigráfico y geoquímico. En este último punto, en el marco de las recientes interpretaciones petrogenéticas que se han efectuado sobre varios de los volcanes del CVTM (p. ej., Carmichael et al., 1996; Luhr, 1997, 2000; Blatter et al., 2001; Straub y Martin-Del Pozzo, 2001; Siebe et al., 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Valdez-Moreno et al., 2006;

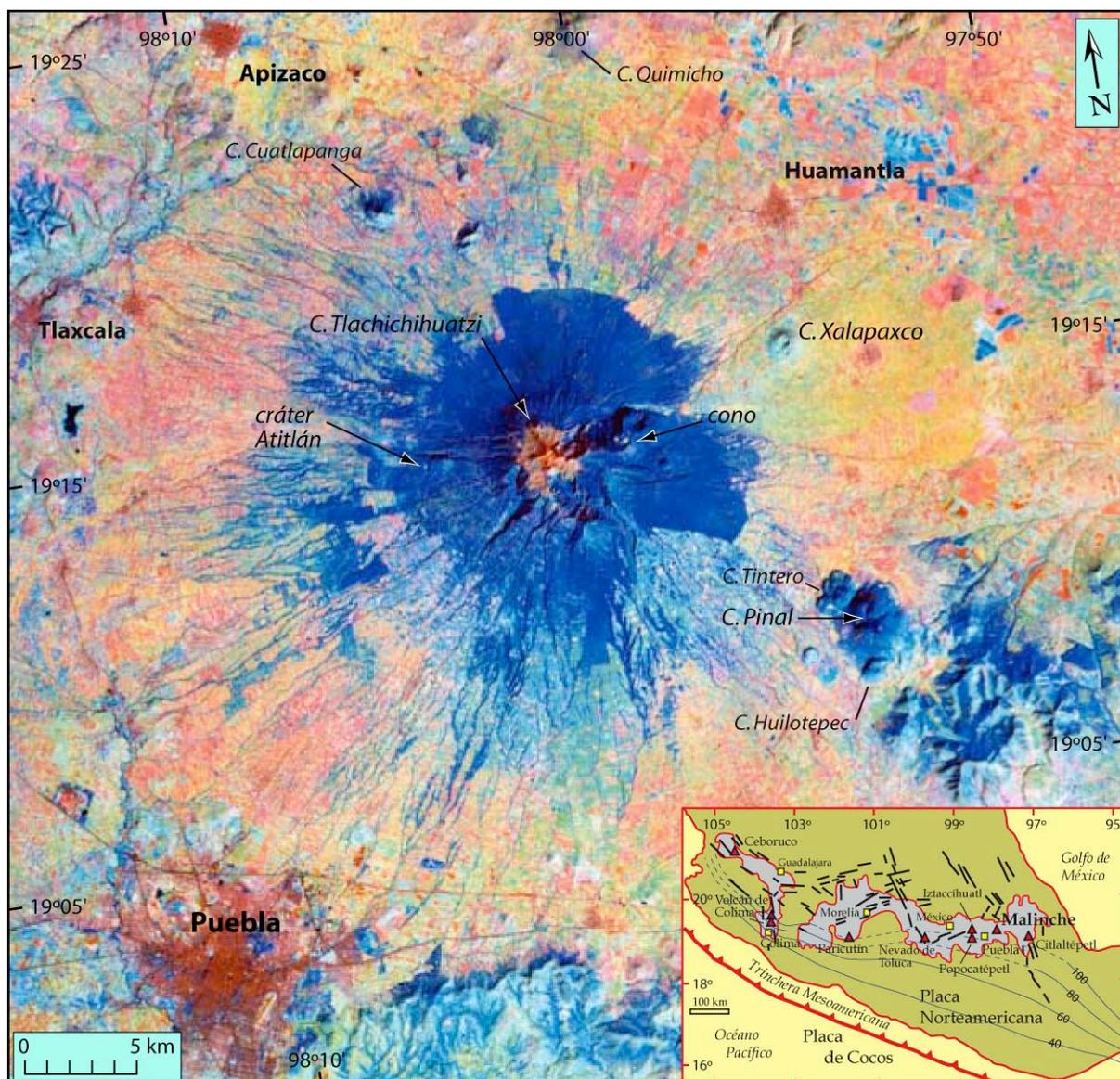


Figura 1-1. Imagen de satélite “Landsat” del volcán La Malinche y sus alrededores. La imagen no abarca toda el área mapeada. Imagen, cortesía de Michael Abrams, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California. En recuadro, el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), con los lineamientos estructurales más importantes (modificado de Aguirre-Díaz et al., 1997 y de Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez et al., 2000). Los contornos y su número significan la profundidad de la placa oceánica subducida, de acuerdo con Pardo y Suárez (1995). Aunque existen estudios más recientes sobre la geometría de esta placa (p. ej., Iglesias et al., 2002; Pérez-Campos y Clayton, 2003; Kim et al., 2007), éstos no parecen cambiar sustancialmente los resultados bajo La Malinche. No obstante, sí modifican un poco la geometría en el transecto desde Acapulco hasta antes de la Cd. de México.

Gómez-Tuena et al., 2007), se busca también aportar una idea sobre la petrogénesis de los productos de La Malinche. El objetivo particular de la tesis es profundizar en el conocimiento de los procesos de transporte y depósito de los flujos piroclásticos. Para este efecto se estudió uno de los depósitos volcánicos más comunes de este volcán: un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas. Se propone que estas investigaciones coadyuven en una eventual evaluación de posibles peligros volcánicos.

Cada uno de los capítulos siguientes tiene su propia introducción al tema, así como sus conclusiones. En el capítulo 2 se presenta un mapa geológico de La Malinche para mostrar la distribución de sus depósitos superficiales, así como su entorno geológico. En el capítulo 3 se presenta la historia eruptiva de La Malinche, a partir del Pleistoceno tardío. El capítulo 4 trata de las características petrográficas y geoquímicas de las rocas volcánicas de La Malinche y sus alrededores. Así mismo, se hacen inferencias sobre el origen de los magmas primarios. En el capítulo 5 se presenta el estudio de los depósitos del Flujo Pilares Superior (Castro-Govea y Siebe, 2004), producido por una erupción de flujo piroclástico de bloques y cenizas en el Pleistoceno tardío. Con base en las características texturales de estos depósitos, se propone un modelo de emplazamiento del flujo que los generó. En el último capítulo sólo se hacen algunas consideraciones finales de orden general.

Entorno geológico del volcán La Malinche

2.1 Introducción

En este capítulo se presenta un mapa geológico del volcán La Malinche y áreas circundantes (Fig. 2-1), con un área comprendida entre las coordenadas 19° 00' y 19° 30' Lat. N, y 97° 45' y 98° 20' Long. O. El trabajo de mapeo se realizó con base en las cartas topográficas de escala 1:50,000 del INEGI, aunque el mapa final se presenta a una escala 1:100,000 (con reducción en este trabajo). La descripción de las rocas se basa en las observaciones efectuadas en el campo, principalmente, pero también se refieren las descripciones documentadas en trabajos previos. En cuanto a las rocas de La Malinche, en el capítulo 3 se trata con mayor detalle la estratigrafía del volcán.

Sólo de manera reciente se han elaborado, con cierto detalle, algunos mapas geológicos de estratovolcanes mexicanos, por ejemplo, del Citlaltépetl (Carrasco-Núñez y Ban, 1994), del Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2002a) y del Volcán de Colima (Cortés-Cortés et al., 2005). El mapa geológico de un estratovolcán puede considerarse como un fundamento para la evaluación de peligros volcánicos. Con el presente trabajo se busca establecer las bases para la zonificación de peligros volcánicos en La Malinche.

Los objetivos de la realización de este mapa geológico son: 1) documentar las rocas que circundan el entorno del volcán La Malinche, y 2) investigar el tipo y la distribución de los depósitos que constituyen la superficie del volcán.

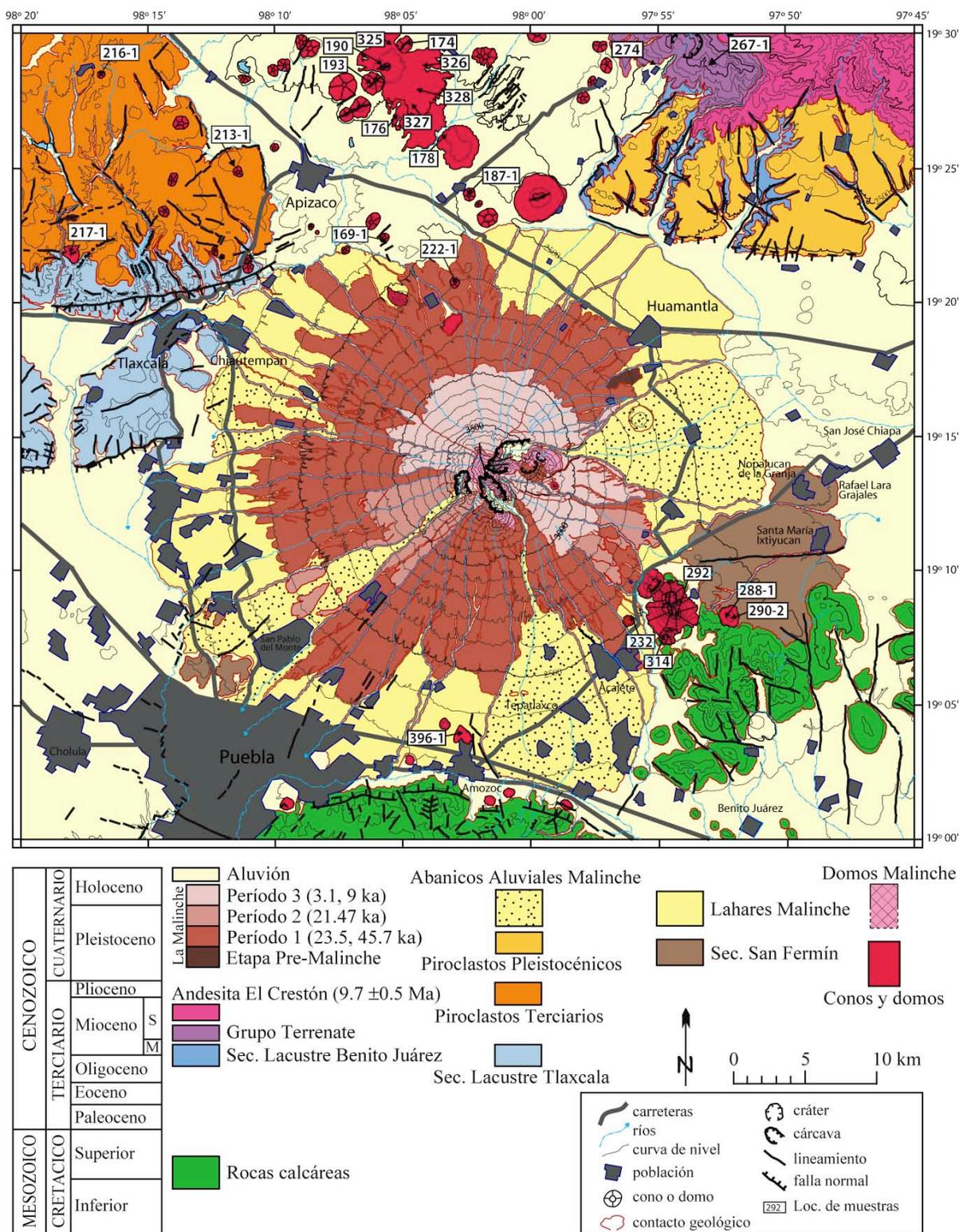


Figura 2-1. Mapa geol3gico de La Malinche y sus alrededores. Las etiquetas numeradas corresponden a la ubicaci3n de las muestras (de los alrededores) analizadas geoqu3micamente, mismas que se tratan en el cap3tulo 4.

Metodología

Se interpretó una imagen de satélite de La Malinche y sus alrededores (Fig. 1-1). Posteriormente, se estudiaron fotografías aéreas de escala 1:75,000 para realizar una fotointerpretación del área de estudio. Además, se interpretaron también fotografías aéreas de escala 1:25,000 para detallar el área del edificio volcánico. Así fue posible trazar límites de unidades de rocas diferentes y límites de depósitos de flujo en el edificio volcánico, de tal manera que se contó con un mapa preliminar para desarrollar el trabajo de campo. El mapa final se realizó con trabajo de campo, ya sea verificando las unidades fotointerpretadas, o bien, al mapear directamente lo observado en el campo. Así mismo, las rocas sedimentarias y las rocas ígneas más antiguas se investigaron primeramente en la literatura existente y, posteriormente, se verificaron en el campo. Estas rocas se describen y se mapean como se observaron en el campo, y se refieren los nombres y las edades con los cuales son conocidas en trabajos previos. La observación en el campo, de los lineamientos estructurales inferidos a partir de la imagen de satélite y las fotografías aéreas, ha sido muy escasa en este trabajo. Esto se debe, principalmente, a que la mayoría de los lineamientos se encuentran cubiertos por sedimentos no consolidados, en los cuales no se encontró el registro de algún rasgo estructural, más que barrancas o arroyos que tienen un curso cercanamente recto. De esta manera, la identificación de los lineamientos estructurales está basada principalmente en la fotointerpretación.

Las edades de las rocas más antiguas se investigaron en los trabajos previos, mientras que las edades de las rocas más recientes (las de La Malinche) se investigaron mediante el fechamiento por el método del radiocarbono. En el capítulo 3 se presentan todos los fechamientos realizados, así como los documentados en trabajos anteriores.

2.2 Entorno geológico regional

La Malinche se localiza en la parte centro-oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM; Fig. 1-1). El desarrollo del CVTM está relacionado tectónicamente con un ambiente de margen continental activo, en el cual la placa oceánica de Cocos subduce a la placa continental de Norteamérica (Demant, 1978; Nixon, 1982). No obstante, es de notar que la Trinchera Oceánica Mesoamericana y el CVTM no están dispuestos de manera paralela como sucede en otras regiones del

Circumpacífico, sino que forman un ángulo aproximado de 15° (Thorpe, 1977). El origen de la desviación del paralelismo entre estas dos zonas todavía parece ser motivo de controversia (Demant, 1978; Suárez y Singh, 1986; Ferrari et al., 1994). Respecto de la edad del CVTM, Ferrari et al. (1994) estiman, con base en estudios geocronológicos y geoquímicos, que sus productos volcánicos tienen edades que varían entre 16 Ma (Mioceno medio) y el Reciente. Estos productos fueron emitidos por estratovolcanes, un gran número de conos monogenéticos, calderas y domos (Demant, 1978). Las lavas y los depósitos piroclásticos varían mucho en tipo y composición; predominan los depósitos piroclásticos y las lavas de composición dacítica a andesítica, en el caso de los estratovolcanes, y las lavas basálticas a andesíticas-dacíticas en el caso de los conos monogenéticos (p. ej., Demant, 1978, 1982; Luhr et al., 1989; Wallace y Carmichael, 1999; Blatter et al., 2001; Siebe et al., 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005). También se han identificado productos félsicos (riolíticos a dacíticos) en las calderas y domos asociados (Demant, 1978; Ferriz, 1985). En menor proporción, además, se han identificado productos de magmas máficos alcalinos en conos cineríticos en la parte occidental del CVTM (Hasenaka y Carmichael, 1985; Luhr et al., 1989), y más recientemente en las partes central (Blatter et al., 2001; Schaaf et al., 2005) y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003).

Estructuralmente, en el sector oriental del CVTM, Demant (1978) advierte lineamientos N-S, en los cuales se sitúan los estratovolcanes grandes. Otros estudios refieren la existencia de zonas de falla con orientaciones que varían de NO a NNO (Mooser, 1972; Johnson y Harrison, 1990; Ferrari et al., 1994), y otras con orientación E-O (Mooser, 1972; Johnson y Harrison, 1990). En estudios recientes realizados en zonas aledañas a la región norte de La Malinche, se describen fallas normales de dirección NNE-SSO (García-Palomo et al., 2002b) y de dirección NO-SE y NE-SO (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).

2.3 Estratigrafía

2.3.1 Cretácico

Rocas calcáreas

Las rocas más antiguas del área corresponden a una secuencia plegada de calizas estratificadas con intercalaciones de capas delgadas de areniscas y limolitas.

Las calizas generalmente tienen una textura sacaroide, contienen nódulos de pedernal y algunos de los estratos están enriquecidos en fósiles. En el ESE (al E del Cerro Pinal, Figs. 1-1, 2-1) del área investigada también afloran conglomerados sobre las calizas. Esta secuencia de rocas la describe López Ramos (1979) como calizas de tipo arrecifal de la Formación Orizaba, del Cretácico Medio. Su distribución se restringe al SE del área de estudio. En el extremo S del área de estudio afloran calizas del Cretácico Superior pertenecientes a la Formación Maltrata (Erffa et al., 1976; López Ramos, 1979).

Es probable que estas rocas constituyan parte del basamento de La Malinche, pues se encuentran clastos de las calizas con nódulos de pedernal en xenolitos de los depósitos del Cerro Xalapaxco (Abrams y Siebe, 1994) (Fig. 1-1). Además, en las cercanías de los cerros Pinal y Huilotepec (Fig. 2-1), aflora una brecha de explosión consistente en clastos andesíticos y de caliza. De acuerdo con su composición y sus relaciones estratigráficas con los depósitos subyacentes y sobreyacentes, esta brecha se interpreta aquí como el vestigio del inicio de la actividad volcánica que dio origen a los cerros Tintero, Pinal y Huilotepec (Fig. 1-1). Las calizas mismas afloran al pie de estos cerros (Fig. 2-1).

2.3.2 Terciario

Secuencia lacustre Benito Juárez

Esta secuencia está constituida principalmente por depósitos lacustres de arenas y limos finamente estratificados, la mayoría silicificados. La secuencia termina en la cima con capas delgadas de depósitos fluviales, entre los cuales se encuentran algunos conglomerados. Puede advertirse que algunas de las capas lacustres pudieron haber sido originadas por emplazamiento de cenizas piroclásticas. La secuencia no se encuentra plegada, aunque sí fallada en direcciones E-O, NO-SE y NE-SO. Aflora hacia el NE de La Malinche y se encuentra cubierta por las rocas del Grupo Terrenate, de la Andesita El Crestón y por depósitos piroclásticos y coluviales más recientes (Fig. 2-1). Carrasco-Núñez et al. (1997) fueron quienes nombraron estos depósitos lacustres como la Secuencia Benito Juárez, aunque la mapean con un área más restringida. La secuencia lacustre es considerada del Terciario por Erffa et al. (1976) y más concretamente del Mioceno tardío por Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (2000). Estos últimos restringen la edad de la secuencia a

no menos de 9.7 Ma, por encontrarse sobreyacida por rocas fechadas en esa edad por el método K-Ar (Andesita El Crestón).

Secuencia lacustre Tlaxcala

Esta secuencia de depósitos lacustres finamente estratificados, está constituida por capas de arena y de limo. Algunas de las capas parecen consistir de cenizas piroclásticas, mientras que otras consisten de pómez de caída. La distribución de esta secuencia se encuentra al NO y O de la Malinche (Fig. 2-1). En los alrededores de la Cd. de Tlaxcala los sedimentos lacustres también afloran, pero están cubiertos por capas de material limoarenoso color beige. La secuencia lacustre no está plegada, pero sí fallada en direcciones E-O, NO-SE y NE-SO. Tiene varias intrusiones ígneas, manifiestas en la presencia de conos y flujos de lava superficiales. Los sedimentos lacustres son considerados de edad terciaria por Erffa et al. (1976). Esta secuencia y la llamada Secuencia Benito Juárez parecen ser contemporáneas, es decir, que se depositaron en la misma cuenca. La silicificación parcial encontrada en esta última puede deberse a la intensa actividad ígnea posterior, que dio origen al Grupo Terrenate y a la Andesita El Crestón.

Grupo Terrenate

Este grupo está constituido por lavas estratificadas, autobrechas de lava y depósitos de colapso de frentes de flujo de lava y de domos al NNE de La Malinche. Las lavas son de color gris a gris oscuro, porfiríticas, de composición andesítica, con piroxenos, y son descritas por Carrasco-Núñez et al. (1997) como Grupo Terrenate. Además, estos autores subdividen estas rocas en un miembro inferior, que consiste en andesitas y andesitas basálticas de dos piroxenos, y un miembro superior, consistente en andesitas de augita. Estas rocas sobreyacen a los sedimentos lacustres Benito Juárez.

Andesita El Crestón

Se trata de flujos de lava porfirítica color gris, así como algunos domos, que se encuentran hacia el NE de La Malinche, emplazados con una orientación NO-SE. También se incluyen depósitos de muy corto alcance de colapsos de frentes de flujo de lava y lavas autobrechadas. De acuerdo con Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (2000), la composición de estas rocas varía de andesitas de dos piroxenos a dacitas de

dos piroxenos y hornblenda. Estas rocas son descritas por Carrasco-Núñez et al. (1997) como depósitos de flujos de lava andesítica del Mioceno tardío, y las nombran "Andesita El Crestón". Además, obtuvieron una edad de 9.7 ± 0.5 Ma en una de estas rocas, mediante fechamiento en roca total por K-Ar.

Piroclastos terciarios no diferenciados

Se trata de depósitos limoarenosos de flujos piroclásticos, no consolidados. Los depósitos son masivos, homogéneos, de color ocre y sobreyacen a los depósitos lacustres de Tlaxcala hacia el norte y noroeste de esta ciudad. Parecen ser producto de flujos piroclásticos de cenizas. Su fuente y edad son desconocidas, aunque las relaciones de campo parecen indicar que los flujos piroclásticos se emplazaron desde regiones que se encuentran al norte del área mapeada. Con respecto de la edad, son más jóvenes que los sedimentos lacustres de Tlaxcala y son sobreyacidos por algunos conos volcánicos considerados del Cuaternario y otros que, por su apariencia morfológica, pudieran ser del Terciario también.

2.3.3 Cuaternario

Volcanes monogenéticos

Aquí se incluye a la mayoría de los domos y conos volcánicos que se encuentran alrededor de La Malinche, principalmente hacia el norte. Su composición varía de basáltica a andesítica (capítulo 4). Sus productos son escorias que formaron conos, y lavas que formaron domos y flujos de corto alcance. De los aparatos monogenéticos sólo existe un fechamiento en la zona de estudio: una lava (de flujo) del Cerro Quimicho (Figs. 1-1 y 2-1) fue fechada (K-Ar, roca total) en 0.49 ± 0.07 Ma por Carrasco-Núñez et al. (1997). Al N de la zona de estudio, García-Palomo et al. (2002b) fecharon también un cono basáltico por K-Ar (roca total) en 1.5 ± 0.07 Ma, mismo que estos autores consideran del mismo campo volcánico que el C. Quimicho. Algunos de los volcanes monogenéticos acusan formas mucho más erosionadas que el C. Quimicho, por lo cual no se descarta la posibilidad de que algunos pudieran ser de edad terciaria. Así mismo, los cerros Tintero, Pinal y Huilotepec (incluidos como conos en el mapa geológico) tienen una morfolología joven, y al encontrarse sobre depósitos de La Malinche, significa que son más jóvenes que este volcán. Probablemente tienen una edad más joven que la de la Pómez Huamantla (pómez de caída de La Malinche >45 ka), ya que ésta no se encontró sobre ellos (aún buscando

dentro del cráter). Y de acuerdo a la estratigrafía de La Malinche (capítulo 3), son más antiguos de 41 ka.

Secuencia San Fermín

Consiste de una secuencia (>80 m de espesor) de depósitos de flujos de lodo, fluviales y piroclásticos, con algunos paleosuelos y al menos dos capas de caída de pómez intercaladas. La mayoría de los depósitos son limoarenosos, con gravas muy escasas en los fluviales. Se consideran de edad pleistocénica, pues la secuencia está cubierta por sedimentos arenosos endurecidos de la Pómez Huamantla (pómez de La Malinche de edad >45 ka; ver capítulo 3). Es aparente la presencia de una falla en la loma de San Fermín, evidenciada por el curso casi recto de una barranca muy profunda con dirección E-O, y la observación de algunas fracturas menores (de igual dirección) a los lados de la barranca. Estos depósitos afloran al E y ENE de La Malinche. Sin embargo, aunque no se han realizado fechamientos en estos depósitos, se han correlacionado, por ahora, con los que afloran en forma de lomas al SO del volcán, justo al N de la Cd. de Puebla (Fig. 2-1).

Depósitos piroclásticos del Pleistoceno no diferenciados

Se trata de una secuencia de depósitos piroclásticos y coluviales no consolidados, que sobreyacen a las rocas miocénicas al NE de La Malinche. Entre éstos se encuentran intercaladas dos capas de pómez de caída de La Malinche (las pómez Huamantla y Baquedano; ésta, más antigua), y otra más de origen desconocido. Con base en la estratigrafía de La Malinche, se considera que la edad de la secuencia descrita no debe ser mucho mayor que la de la pómez más antigua de La Malinche, pues entre ésta y los depósitos lacustres Benito Juárez hay unas cuantas capas de sedimentos solamente.

Volcán La Malinche

La secuencia de La Malinche se ha dividido en dos etapas eruptivas: pre-Malinche y Malinche. Esta última se subdivide en tres períodos, con base en los depósitos de las erupciones de tipo pliniano más notorios (Castro-Govea, 1999). Las rocas porfiríticas de toda la secuencia se caracterizan por una composición que varía de andesítica (con alto contenido en sílice) a dacítica, y su asociación mineral que consiste de fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y óxidos \pm piroxenos.

Aquí sólo se describe la distribución de los depósitos observada en el mapa (Fig. 2-1); en el capítulo 2 se hace una descripción más extensa de la estratigrafía del volcán.

a) Etapa pre-Malinche (Pleistoceno)

Las rocas más antiguas observadas en La Malinche corresponden a depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas que afloran en el sector NE del volcán (Fig. 2-1), así como una capa de pómez de caída (la Pómez Baquedano) con una distribución muy extensa (no representada en el mapa). Aunque también se han observado depósitos de flujo piroclástico al sur de La Malinche, debido a su limitada exposición no son mapeables. La pómez de caída se ha observado sólo, y de manera amplia, hacia el norte del volcán con espesores de hasta 3 m a 20 km de distancia de La Malinche. También se encuentra asociada a esta pómez una unidad de flujo de cenizas que le sobreyace. Estos depósitos se encuentran interestratificados con los depósitos piroclásticos del Pleistoceno no diferenciados, mapeados al NE del área estudiada. El límite de edad superior de esta etapa es relativo todavía, pues se ha estimado con base en otra pómez de caída (Pómez Huamantla), de la cual sólo se sabe que tiene una edad mayor a los 45 ka.

b) Etapa Malinche (Pleistoceno tardío–Holoceno)

Período 1

Los depósitos mapeados son el producto de numerosos flujos piroclásticos, con una predominancia de los de bloques y cenizas sobre los de cenizas y pómez. También existen cuantiosos depósitos de lahar. Los depósitos de bloques y cenizas se encuentran distribuidos alrededor de todo el volcán, mientras que los de cenizas y pómez afloran principalmente en el sector O. A todos estos depósitos les subyace la pómez de caída "Pómez Huamantla" (Castro-Govea, 1999), cuyo eje de distribución parece encontrarse hacia el NE del volcán. No se han logrado reconstruir las isopacas, pues la pómez se encuentra cubierta por depósitos más recientes. La edad más antigua obtenida para los depósitos de esta etapa es de $45.7 \pm 2.8/-2.0$ ka (capítulo 3). El fechamiento se realizó por carbono-14, y el depósito fechado (flujo de bloques y cenizas, en el sector sur) se encuentra estratigráficamente arriba de la Pómez Huamantla. La edad superior límite (21.47 ka) corresponde a la pómez de caída "Pómez Malinche I" (Castro-Govea, 1999) que marca el inicio del siguiente período.

Período 2 (21.47–12.06 ka)

Estos depósitos incluyen una pómez de caída y lahares asociados, así como depósitos de colapsos parciales de edificio de limitada extensión, hacia la ladera oriental y la suroccidental, y el depósito de un flujo piroclástico de cenizas y pómez en la ladera occidental. La pómez es la Pómez Malinche I, que ha sido fechada por radiocarbono en $21,470 \pm 940/-840$ a A.P. (Castro-Govea, 1999). Tiene una distribución preferente hacia el suroeste del volcán. Sin embargo, los datos no son todavía suficientes para reconstruir las isopacas. Los depósitos de avalancha de la ladera suroccidental fueron fechados por radiocarbono en $20,950 \pm 180$ a A.P., y es probable que correspondan al mismo evento que los depósitos similares que se encuentran en la ladera oriental. El límite superior de edad esta etapa eruptiva es de $12,060 \pm 165$ a A.P. (Heine, 1975) y se basa en la edad máxima que debe tener la Pómez Malinche II (Heine, 1975; Castro-Govea, 1999), la cual representa el inicio del último período eruptivo.

Abanicos aluviales Malinche (Pleistoceno tardío–Holoceno)

Cuatro abanicos aluviales importantes se encuentran alrededor de La Malinche (Fig. 2-1). Están formados por numerosos depósitos arenosos de lahar, así como por sedimentos fluviales de arenas y gravas. En las áreas más próximas a la cima se encuentran también depósitos de flujos piroclásticos. Tres de estos abanicos (E, SE y SO) tienen su origen en barrancas que nacen en el área cercana a la cima de La Malinche, a partir de cárcavas profundas que parecen disectar el volcán (Fig. 2-1). En la Fig. 2-2 se muestra una fotografía de la cárcava donde inicia el abanico aluvial mayor, el oriental. La profundidad de estas cárcavas, la gran extensión (en área y alcance) de los depósitos aluviales y el hecho de que se encuentran depósitos piroclásticos de la penúltima etapa eruptiva en los abanicos, hacen pensar en lapsos de tiempo grandes (desde el Pleistoceno tardío hasta el presente) para la formación de los mismos.

2.3.4 Holoceno

La Malinche–Período 3 (12.06 ka–presente)

Los primeros depósitos de esta etapa corresponden a los de la Pómez Malinche II (no representada en el mapa). Se les asigna una edad igual o menor a los 12,060



Figura 2-2. Fotografía del volcán La Malinche desde el NE. Se puede observar una profunda barranca, a partir de la cual se origina el abanico aluvial del NE, cuya superficie se alcanza a apreciar en primer plano. Los picos que se observan a ambos lados de la cima son domos.

±165 a A.P., con base en un fechamiento por radiocarbono efectuado por Heine (1975). Aunque tampoco de esta pómez se han reconstruido sus isopacas, se ha identificado que tiene una distribución hacia el NE. Los depósitos representados en el mapa de la Fig. 2-1 corresponden a flujos piroclásticos, de cenizas y pómez principalmente, de los cuales algunos se han fechado (por radiocarbono) en cerca de 9 ka y en 7,5 ka (se describen en el capítulo 3). Los depósitos más recientes de la actividad eruptiva de La Malinche fueron fechados en 3,100 años A.P. (Castro-Govea, 1999). Éstos consisten en una unidad de caída de cenizas y una unidad de flujo de cenizas que sobreyace a la primera. Afloran en las partes más altas del volcán, principalmente del lado norte.

Aluvión

Se trata de depósitos fluviales limoarenosos, arenosos y de gravas y arenas, y de depósitos limoarenosos de lahar. Como puede observarse en el mapa geológico, estos depósitos tienen una amplia distribución, cubriendo a otros de origen piroclástico más antiguos. En el capítulo 3 se documentan los fechamientos por radiocarbono de algunos de los depósitos de lahar. El más reciente se fechó al norte del volcán, con una edad aproximada de 1270 años A.P., aunque, como en el capítulo

próximo se verá, no parece relacionado en edad con alguna erupción reciente de La Malinche.

2.4 Geología estructural

En la región de estudio se registran lineamientos estructurales con cuatro direcciones: N-S, NE-SO, NO-SE y E-O (con ligeras variaciones a ENE-OSO y ESE-ONO). Los lineamientos N-S y E-O se observan de manera más acentuada en las regiones S y SE del área estudiada y sólo afectan a las rocas más antiguas del área, es decir, a las cretácicas y a las miocénicas. La secuencia lacustre Tlaxcala está cortada por fallas normales escalonadas de dirección E-O, con variaciones a ENE-ESO, que buzanan hacia el sur. El límite sur de la distribución mapeada de la Secuencia Benito Juárez también parece cortado por una falla normal, con buzamiento hacia el sur (Fig. 2-1). Ambas secuencias constituyen una elevación topográfica en toda la parte norte del área. Las rocas calcáreas al sur del área, que constituyen también un alto topográfico, están cortadas por una falla normal de dirección E-O, con buzamiento hacia el norte. Estas fallas normales parecen limitar un graben de dirección E-O (Seele y Mooser, 1972), en cuya depresión se edificó el volcán La Malinche. Es notorio que la planicie sobre la cual se edificó el volcán constituye la parte más baja del área.

En el N del área de estudio, las direcciones NE-SO y NO-SE parecen haber controlado el vulcanismo monogenético, según el lineamiento observado en estos volcanes. Es probable también que las barrancas que disectan de manera profunda el área de la cima de La Malinche, hayan tenido un control estructural, pues las cárcavas tienen pendientes muy pronunciadas y su orientación coincide con la de los lineamientos estructurales encontrados en el área. Además, la formación de los abanicos aluviales extensos en la desembocadura de las barrancas que nacen en las cárcavas descritas (Fig. 1-1), supone que la presencia de aquellas ha sido muy persistente en el tiempo, y una debilidad estructural puede ser una buena explicación para ello.

En regiones colindantes al N del área estudiada, el vulcanismo monogenético del Pleistoceno estuvo controlado por fallas normales de orientación NNE-SSO (García-Palomo *et al.*, 2002b) y NE-SO (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). Estas fallas tienen continuación hacia el sur, es decir, hacia la porción norte de la

región de estudio (Fig. 2-1). De esta manera, el vulcanismo monogenético observado en esta última región parece estar relacionado con el vulcanismo referido por García-Palomo *et al.* (2002b) (Campo Volcánico Apan-Tezontepec) y Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (2000) en las zonas aledañas al norte. Las edades que se han investigado en estos volcanes oscilan entre 1.5 ± 0.07 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002b) y 0.49 ± 0.07 Ma (Carrasco-Núñez *et al.*, 1997). Esto puede dar idea de la edad del vulcanismo monogenético de la región norte de La Malinche. Por otra parte, en esta última, fallas normales de orientación NE-SO cortan algunos de los conos cineríticos, cosa que no sucede con fallas en la dirección NO-SE. Es decir, el fallamiento de orientación NE-SO debió estar activo todavía durante el Pleistoceno, mientras que el fallamiento NO-SE ya se encontraba en receso.

Reconstrucción de la historia eruptiva del volcán La Malinche (Pleistoceno tardío – Holoceno)

3.1 Introducción

Los primeros estudios geológicos relacionados con la estratigrafía del volcán La Malinche (Figs. 1-1, 3-1) fueron realizados por un grupo de investigadores alemanes, principalmente. Esto se hizo a través del "Proyecto México", de la Fundación Alemana para la Investigación Científica, durante los últimos años de la década de 1960 y en la década de 1970. Aunque la mayoría de los trabajos trataron sobre glaciología y estudios paleoambientales (por ejemplo, Heine, 1975, 1984, 1988), también se reconocieron depósitos volcánicos y se realizaron fechamientos por radiocarbono, tanto de unidades volcánicas como de paleosuelos (p. ej., Heine, 1971; Heine y Heide-Weise, 1973; Werner, 1976). Posteriormente, con el desarrollo de mi tesis de maestría (Castro Govea, 1999) se dio a conocer una historia eruptiva preliminar del volcán. Ésta se documentó con trabajo de campo y algunos fechamientos por radiocarbono. En la reconstrucción estratigráfica, y para efectos de realizar un trabajo de campo más ordenado, se dividió la historia del volcán en cuatro etapas eruptivas, con base en los depósitos de caída de tres erupciones que, por su amplia distribución, sirven como horizontes índice. En el presente trabajo, las últimas tres etapas eruptivas son referidas ahora como períodos eruptivos, mismos

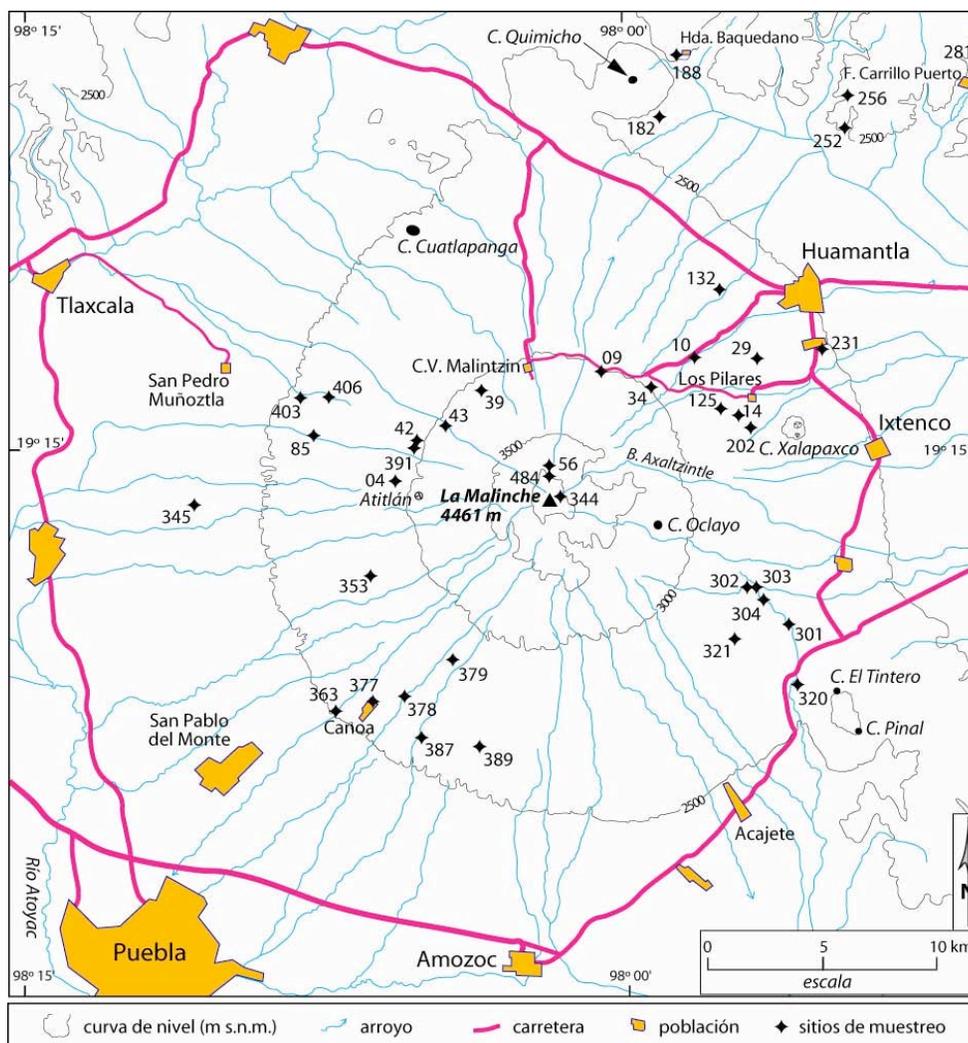


Figura 3-1. Localización del volcán La Malinche y de las localidades y sitios de muestreo referidos en este trabajo.

que conforman la *etapa Malinche*, mientras que la etapa más antigua (etapa I de Castro-Govea, 1999) es referida ahora como la *etapa pre-Malinche* (Fig. 3-2). Así mismo, se presentan los resultados de los fechamientos por radiocarbono más recientes. No se presentan todavía las áreas y volúmenes de los depósitos identificados. En algunos casos se han podido determinar distancias de recorrido de eventos de flujo. Es decir, sólo se presenta una secuencia de depósitos que representa una secuencia de diferentes erupciones ocurridas en la historia eruptiva del volcán.

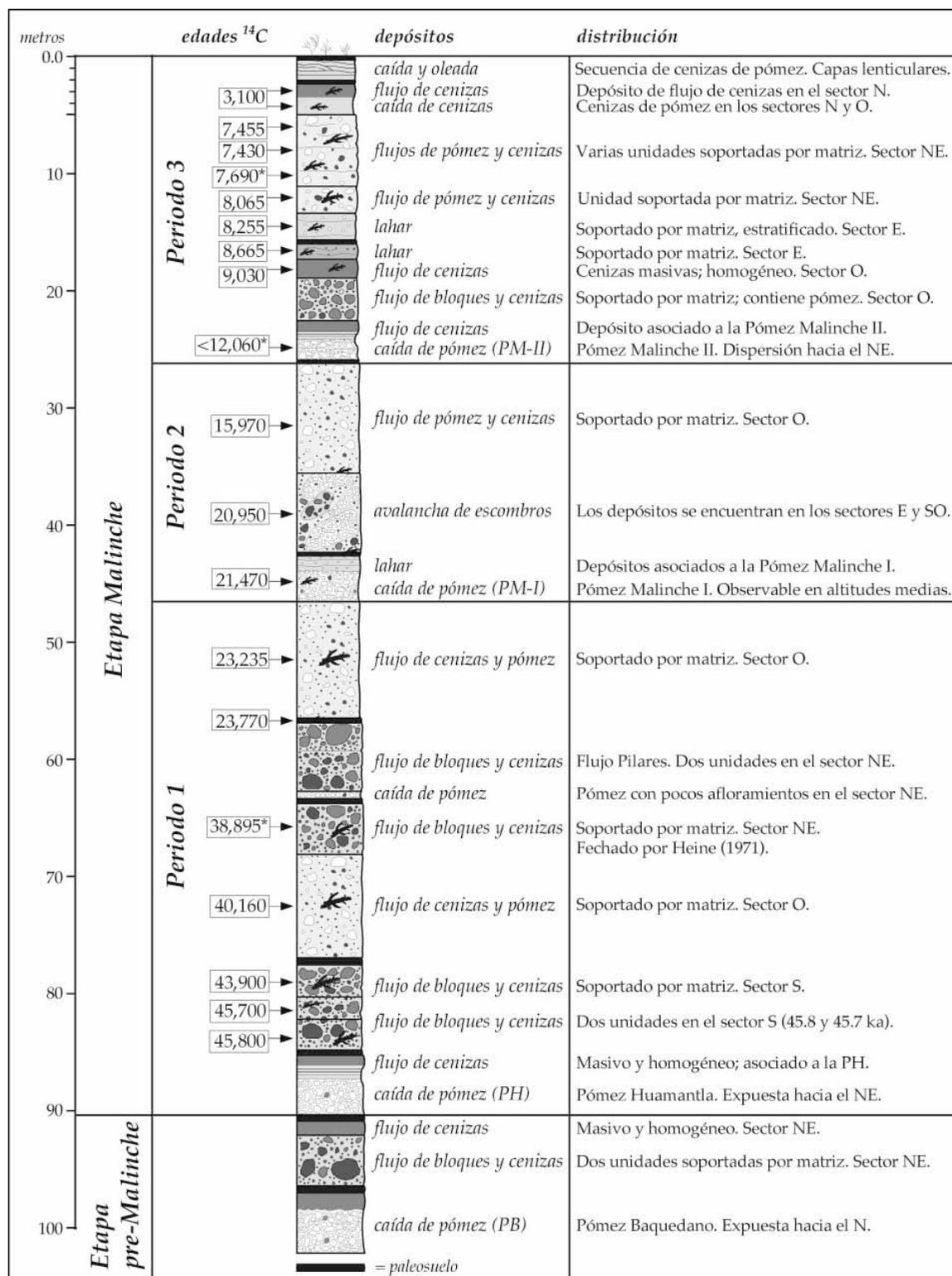


Figura 3-2. Sección estratigráfica compuesta del volcán La Malinche. En el texto se describen los depósitos y se detallan los fechamientos por radiocarbono (Tabla 3-1).

* Fechamientos de Heine (1971; 1975).

Objetivo

El objetivo de este trabajo es ampliar el conocimiento de la historia eruptiva de La Malinche desde el Pleistoceno tardío. Con ello se pretende conocer de mejor manera la frecuencia eruptiva y los fenómenos volcánicos más frecuentes. En última instancia, se busca crear los fundamentos para una eventual estimación de peligros volcánicos de La Malinche.

Metodología

La estratigrafía se reconstruyó con trabajo de campo y la aplicación de criterios para el reconocimiento de depósitos volcánicos. Las edades investigadas son el resultado de fechamientos por radiocarbono. La existencia de buenos horizontes índice y el conocimiento previo de las edades de algunas unidades, ha permitido emplear el método de radiocarbono para fechar determinados depósitos. El estudio de un tiempo determinado de la historia eruptiva (Pleistoceno tardío–Holoceno), se debió al uso y limitaciones del método del radiocarbono para el fechamiento de los depósitos. Se tomó como referencia la Pómez Huamantla, misma que se hipotetizaba que podría ser fechada por radiocarbono. Sin embargo, hasta el momento no se ha logrado fechar este importante depósito de caída. Actualmente las relaciones estratigráficas permiten inferir que estos depósitos de caída tienen edades mayores a los 45,000 años A.P.

El método del radiocarbono, desarrollado por Libby (Libby et al., 1949; Arnold y Libby, 1949), se basa en la tasa de decaimiento del isótopo ^{14}C , que es radiactivo. Éste se forma en la atmósfera superior por el bombardeo de neutrones de los rayos cósmicos sobre el ^{14}N . La reacción que se produce es:



donde n es un neutrón y p es un protón. El ^{14}C que se produce se oxida rápidamente a $^{14}\text{CO}_2$ y entra en todos los organismos vivos. De esta manera, los organismos vivos que utilizan carbón en sus procesos biológicos, están en equilibrio con la concentración del ^{14}C en la atmósfera. Pero cuando mueren, dejarán de recibir el carbón radiactivo atmosférico, y el que tienen empezará a decaer en el organismo. Al decaer, se produce la siguiente reacción:



donde b es una partícula beta. Como se conoce la relación entre el decaimiento del ^{14}C y la producción de partículas beta, el conteo de éstas permite entonces estimar

el tiempo en que comenzó el decaimiento. Este es el método convencional de la determinación de la edad de productos orgánicos sin vida. Un método más reciente y de mayor precisión se basa en la medición directa de los átomos de ^{14}C , mediante el Acelerador de espectrometría de masas (AMS, Accelerator Mass Spectrometry, por sus siglas en inglés). El método es conocido como medición por AMS. En la determinación de las edades de la presente tesis se emplearon ambos métodos. Los fechamientos se realizaron, bajo contrato, en el laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Arizona, en Tucson, a cargo de Chris Eastoe.

3.2 Estratigrafía

Como ya se ha mencionado, la estratigrafía se ha dividido en las etapas eruptivas pre-Malinche y Malinche. Ésta, a su vez, se ha subdividido en tres períodos con base en depósitos de caída de pómez que pueden utilizarse como horizontes índice, ya que tienen una buena dispersión. No obstante, el más antiguo de estos horizontes (la Pómez Huamantla) casi no aflora en las laderas del edificio volcánico, por estar cubierto por depósitos más recientes. En la Fig. 3-2 se muestra una sección estratigráfica compuesta, con los depósitos que se han logrado reconocer y que más adelante se describen. En la misma figura se muestra también el sector hacia el cual se distribuyen los depósitos. Las Figs. 3-3 y 3-4 muestran secciones estratigráficas representativas del volcán, en las cuales se encuentran la mayoría de los fechamientos realizados. La localización de las secciones estratigráficas empleadas en este trabajo se muestra en la Fig. 3-1. El mapa geológico del capítulo anterior (Fig. 2-1) muestra la distribución de los depósitos superficiales de La Malinche, de acuerdo con la etapa eruptiva y período correspondiente. Los depósitos de cada etapa (y período respectivo) representados en el mapa geológico son producto de diversas erupciones, pero aún no se ha logrado identificar cada una de ellas con sus depósitos correspondientes. Aquí se describen, más bien, los depósitos de cada etapa (y período) que se han logrado identificar con una erupción en particular, en una secuencia ordenada del más antiguo al más joven, ya sea con base en los fechamientos ^{14}C , o en las relaciones estratigráficas únicamente. Respecto de la distribución de cada uno de los depósitos, sólo se menciona el sector en el cual afloran y, en su caso, la distancia máxima a la que se encuentran desde la cima (que representa la fuente supuesta en la mayoría de los casos).

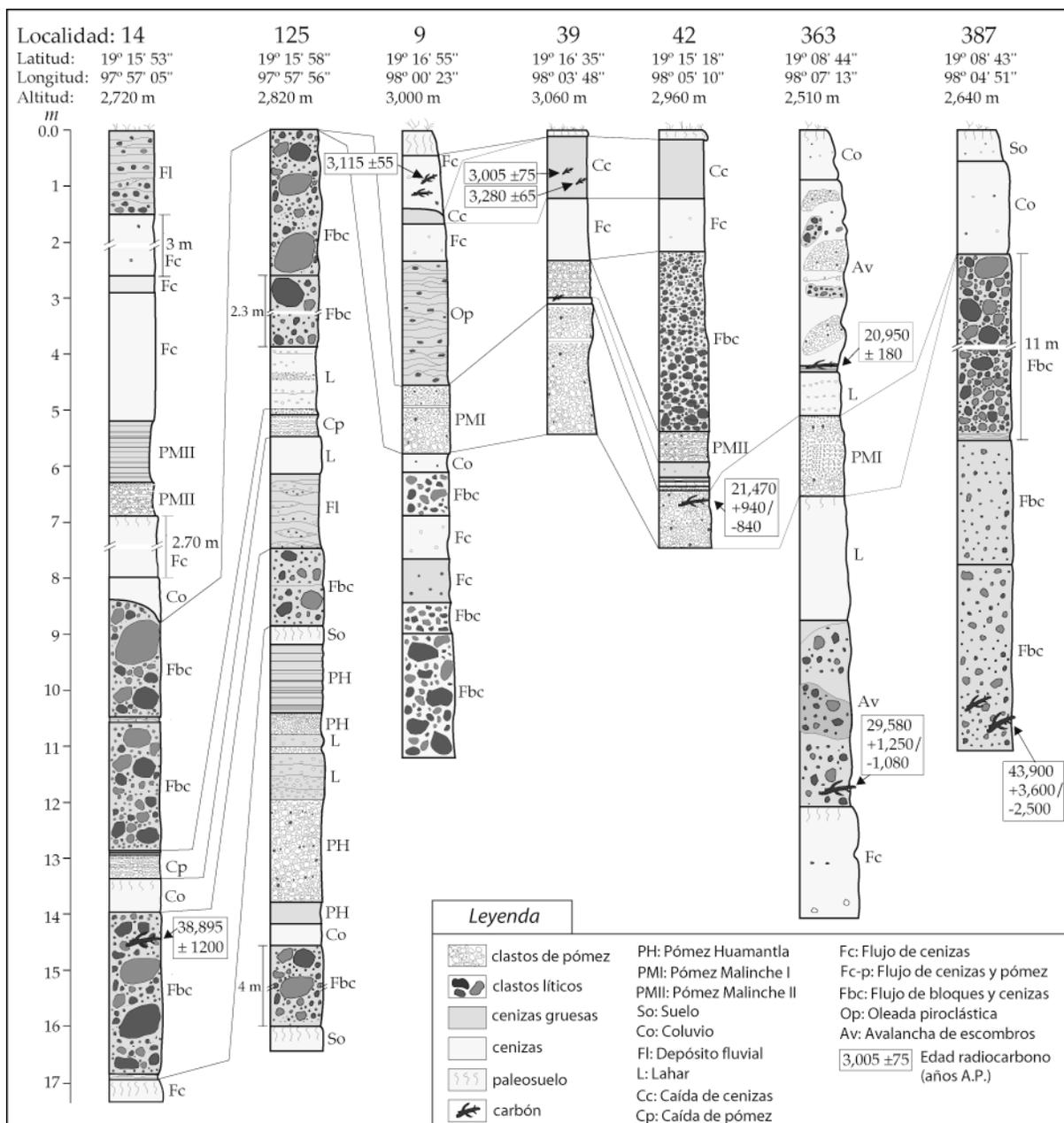


Figura 3-3. Secciones estratigráficas representativas del volcán La Malinche. I. La localización de las secciones se encuentra en la Fig. 1. Los detalles de los fechamientos se encuentran en el texto y en la Tabla 1.

3.2.1 Etapa pre-Malinche

Pómez Baquedano

El depósito más antiguo observado en La Malinche consiste en una unidad muy extensa de pómez de caída. Aflora ampliamente hacia el norte de La Malinche,

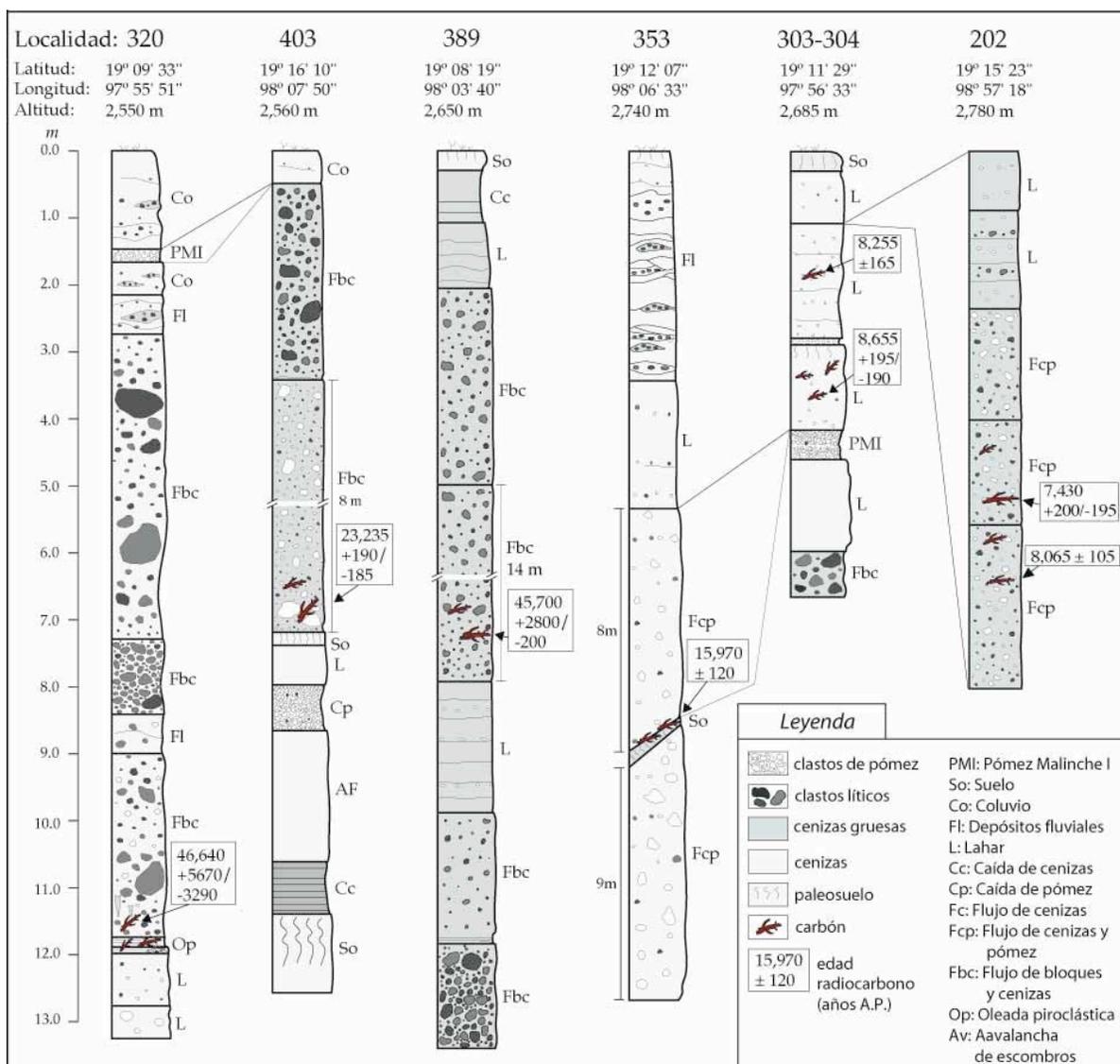


Figura 3-4. Secciones estratigráficas representativas del volcán La Malinche. II. La localización de las secciones se encuentra en la Fig. 1. Los detalles de los fechamientos se encuentran en el texto y en la Tabla 1.

y de manera muy notoria en los alrededores de la Ex-Hda. de San Diego Baquedano (Fig. 3-1), junto a la cual se observa el depósito como en la mayoría de los afloramientos donde se le encuentra. Es común encontrar afloramientos en sitios de explotación (Fig. 3-5), pues se utiliza para elaborar bloques de construcción de viviendas. El depósito es masivo por lo general y se compone principalmente de lapilli de pómez blanca muy vesiculada, de forma subangular a subredondeada. El depósito contiene también, aunque en muy escasa cantidad, fragmentos

subangulares de lava andesítica/dacítica, alterados generalmente, de menor tamaño que los fragmentos de pómez. Regularmente se aprecia una gradación normal en la cima del depósito. Los fragmentos de pómez tienen una textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda (visibles a simple vista) en una matriz completamente vítrea. La pómez parece tener un eje de dispersión hacia el norte del volcán, donde aflora ampliamente. Sin embargo, no se ha logrado reconstruir sus isopacas ya que sólo hacia esa región se ha observado el depósito. Tiene un espesor de 3 m en la Hda. de Baquedano (Fig. 2-1), que se encuentra a 20.5 km al norte de la cima de La Malinche. La parte superior del depósito normalmente se observa con rasgos de erosión, y en ciertos afloramientos le sobreyace un depósito de flujo de cenizas color beige, el cual probablemente se originó por el colapso de la columna eruptiva que dio lugar al depósito de pómez, pues el contacto entre ambos depósitos es gradual.

En la misma localidad de Baquedano, otro depósito de caída sobreyace concordantemente a la unidad de flujo de la pómez descrita. Este depósito se compone de varias capas de cenizas gruesas muy deleznable de pómez blanca, intercaladas con capas más delgadas de cenizas más finas color beige. En ciertos afloramientos las cenizas de pómez son de color beige, y en la mayoría de los casos sólo se observan las cenizas de pómez con estratificación en la parte superior. Entre las cenizas se logra observar, con lupa, minerales de plagioclasa, biotita y hornblenda. Este depósito parece estar asociado con la misma erupción de la Pómez Baquedano, y de igual manera se observó sólo al norte de La Malinche.

Flujo piroclástico de bloques y cenizas

En el sector noreste del volcán aflora un depósito de bloques y cenizas sobre un suelo fósil débilmente desarrollado. El depósito de bloques y cenizas tiene un espesor promedio de 4 m y consta de dos unidades, ambas soportadas por clastos. Estos son subangulares, de dacita/andesita, con tamaños desde lapilli hasta bloques de cerca de un metro. El depósito se encuentra hasta una distancia de 11.5 km de la cima del volcán, y está cubierto por un depósito coluvial de cenizas color beige, el cual subyace a la pómez Huamantla (Fig. 3-3).



Figura 3-5. Fotografía de una cantera de la Pómez Baquedano (Loc. 256, Fig. 3-1). Es común su explotación hacia el N de La Malinche.

3.2.2 Etapa Malinche (Pleistoceno tardío – Holoceno)

Período 1

Pómez Huamantla (>45 ka)

Se trata principalmente de un depósito de caída que aflora en el sector NE. La secuencia entera consta de 4 unidades, y comienza con un depósito de caída, delgado (35 cm de espesor máximo observado), compuesto por cenizas de color gris bien seleccionadas. Continúa hacia arriba, de manera concordante, con una unidad espesa de pómez de caída, constituida por lapilli subredondeado de pómez blanca y cantidades menores de fragmentos líticos de forma subangular a angular de dacita/andesita (Fig. 3-6). La pómez está moderadamente vesiculada y contiene fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. Esta unidad tiene gradación normal hacia la cima y en algunos afloramientos presenta una estratificación muy débil. Su espesor, a 10 km de distancia de la cima de La Malinche (Loc. 29, Fig. 6), es de 2.05 m. Le sobreyace concordantemente una unidad de cenizas de caída, que está constituida por capas deleznable de cenizas grises con algunas intercalaciones de horizontes delgados de lapilli fino (<2 cm de diámetro) de pómez escasamente

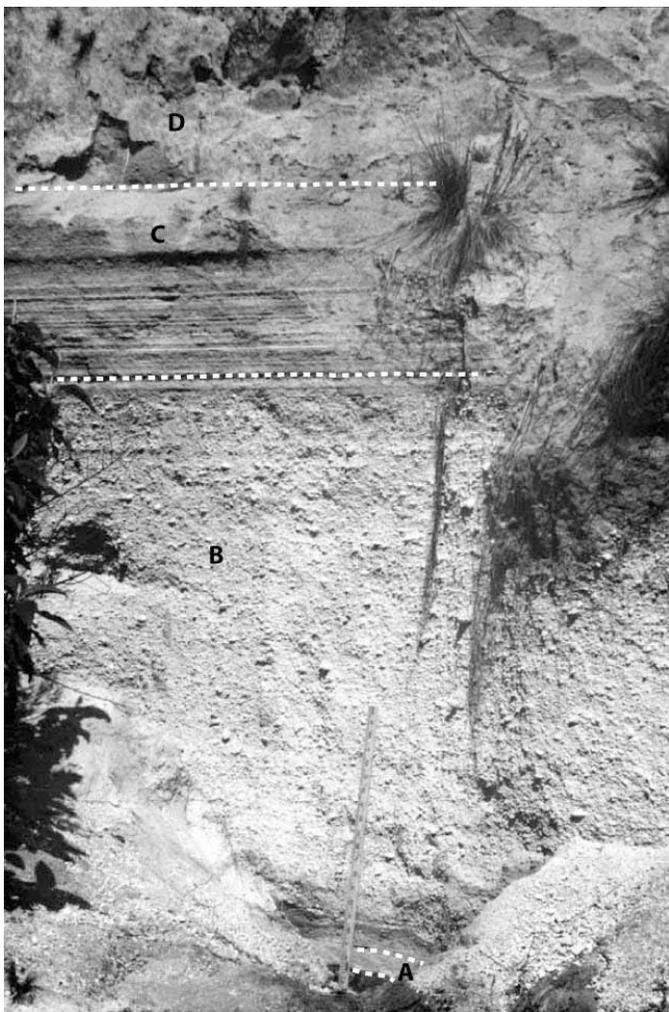


Figura 3-6. Fotografía de los depósitos de la Pómez Huamantla en la Loc. 29 (Fig. 3-1). La regla de escala mide 1 m. **A:** cenizas de caída (10 cm de espesor); **B:** lapilli de pómez de caída (205 cm); **C:** cenizas estratificadas de caída (65 cm); **D:** depósito de flujo de cenizas (90 cm).

vesiculada color gris claro a blanco (Fig. 3-6). Esta unidad también tiene una gradación normal hacia la cima; tiene un espesor semejante al del miembro inferior, aunque en la mayoría de los afloramientos gran parte del espesor se encuentra disminuido por la erosión.

En la barranca (sin nombre) que limita el sur del pueblo Los Pilares (Fig. 3-1), la unidad de pómez blanca tiene intercalados depósitos delgados de lahar que se formaron durante la erupción, constituidos por lapilli subredondeado a redondeado de los mismos clastos de la pómez de caída, inmersos en una matriz muy abundante de cenizas (Loc. 125, Fig. 3-2).

El unidad de ceniza de caída de la Pómez Huamantla está cubierta, con un contacto gradual a erosivo, por un depósito no consolidado de flujo piroclástico de cenizas color beige grisáceo, con un espesor promedio de 90 cm. Este depósito aflora

hacia el noreste del volcán, donde se ha observado hasta una distancia de 20 km desde la cima.

Flujo piroclástico de bloques y cenizas (46.64 ka)

En la ladera oriental aflora el depósito de un flujo piroclástico de bloques y cenizas (no se muestra en la Secc. estratigráfica compuesta) que sobreyace a dos unidades de lahar. El depósito de bloques y cenizas no está consolidado y consiste en una unidad de bloques y lapilli de dacita/andesita, subangulares a subredondeados, que están soportados por una matriz de cenizas. Los clastos son de lava densa principalmente, aunque también se encuentran clastos de pómez subredondeada a redondeada del tamaño del lapilli. Los constituyentes, tanto líticos como de pómez, contienen fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. El depósito tiene huellas de desgasificación (“gas escape pipes”) dispuestas en posición vertical, algunas de las cuales inician donde hay fragmentos de carbón. En la localidad 320 (Fig. 3-4) la parte basal de la unidad se encuentra enriquecida en trozos de árbol carbonizados, de los cuales se logró obtener una edad por radiocarbono de 46,640 +5,670/-3,290 a A.P. (Tabla 3-1). El resultado se encuentra muy cerca del límite de detección del método de fechamiento por radiocarbono y tiene un intervalo de incertidumbre muy grande. El laboratorio recomienda considerar sólo una edad >41 ka. Por esta razón, además de que no se conoce su relación estratigráfica con la PH, la posición estratigráfica de esta unidad de flujo debe considerarse aquí como incierta, ya que existe la posibilidad de que la Pómez Huamantla en realidad se encuentre estratigráficamente arriba de la unidad de flujo de bloques y cenizas. Por tal motivo también, la unidad no se muestra en la Secc. estratigráfica compuesta de la Fig. 3-2. El flujo piroclástico llegó hasta las laderas del Cerro El Tintero (12.5 km desde la cima), localizado al oriente de La Malinche (Fig. 3-1).

Flujos piroclásticos de bloques y cenizas (45.8, 45.7 y 43.9 ka)

En la ladera sur del volcán se encuentran varios depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, soportados por matriz principalmente, aunque en ciertas localidades se observan con soporte por clastos (Fig. 3-7). Los clastos son de dacita/andesita, con cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda visibles a simple vista. El tamaño de los clastos varía desde más de un metro hasta el lapilli y son comunes las huellas de desgasificación. En el pueblo de San Miguel Canoa (Loc.

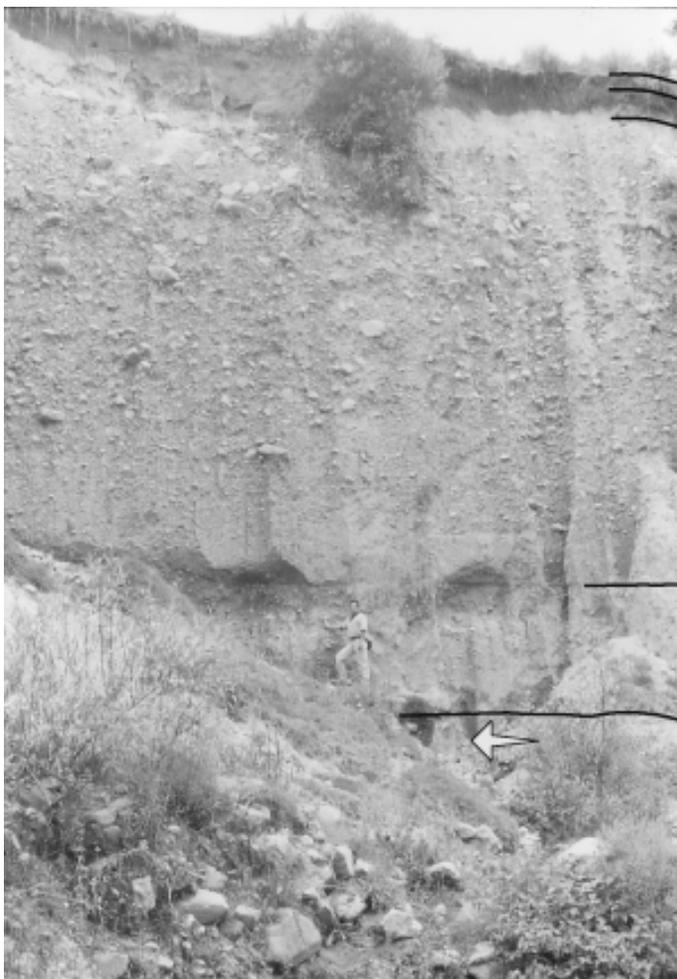


Figura 3-7. Fotografía de los depósitos de flujos de bloques y cenizas en la Loc. 387 (Fig. 3-1). Las líneas negras marcan las mismas divisiones que en la Secc. estratigráfica de este sitio. La flecha señala la unidad fechada en 43.9 ka (Tabla 1). Persona como escala.

377, Fig. 3-1) se fechó uno de estos depósitos en $45,800 \pm 2,700$ a A.P. (Tabla 3-1). Éste tiene 1.7 m de espesor y huellas de desgasificación abundantes; descansa sobre una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos y le sobreyacen un depósito coluvial de cenizas y el depósito de una avalancha de escombros. Al E de esta localidad, en sitios cercanos, otros dos de estos depósitos fueron fechados por radiocarbono en $45,700 +2,800/-2,000$ a A.P. (Loc. 389, Fig. 3-4) y $43,900 +3,600/-2,500$ a A.P. (Loc. 387, Figs. 3-3 y 3-7), respectivamente. En la Loc. 389, el depósito fechado tiene un espesor de 14 m, es subyacido por depósitos de lahar y de flujos de bloques y cenizas y es sobreyacido por otra unidad de flujo de bloques y cenizas. Aguas abajo de esta localidad, el depósito fechado sobreyace a la PH. En la Loc. 387, el depósito fechado tiene un espesor mínimo de 3 m y le sobreyacen otros dos depósitos de flujo de bloques y cenizas. Las edades de estos depósitos se encuentran cerca del límite de medición del método de fechamiento por radiocarbono. Sin embargo, el corto

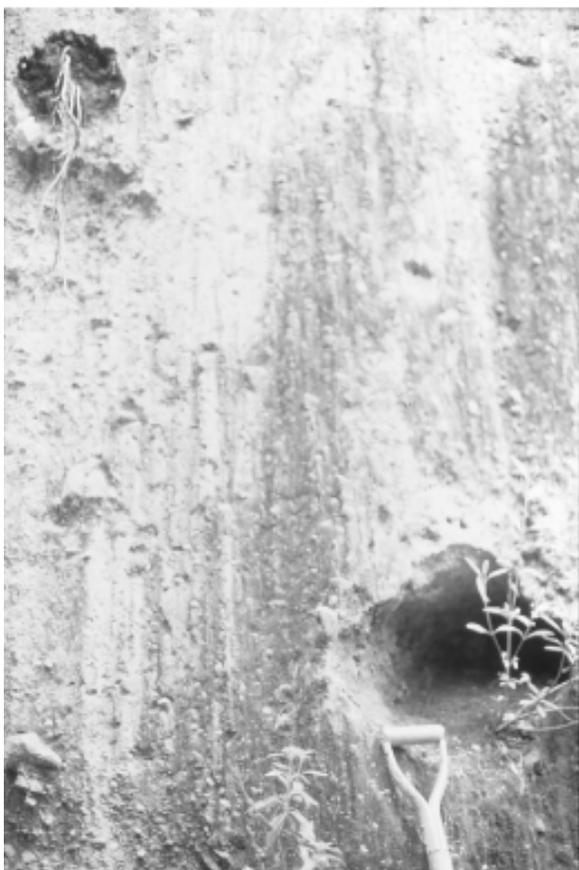


Figura 3-8. Fotografía de troncos de árbol carbonizados dentro del depósito de un flujo de bloques y cenizas en la Loc. 406 (Fig. 3-1). El tronco en el lado superior izquierdo (20 cm de diámetro) fue fechado en 40.16 ka. Nótese el mango de una pala, como escala.

intervalo de incertidumbre (<10%) en los resultados le da confiabilidad a las edades obtenidas. Las distancias máximas de los depósitos desde la fuente varían entre los 9.5 y los 13 km.

Flujo piroclástico de cenizas y pómez (40.16 ka)

En la ladera occidental se pueden observar varios depósitos de flujos piroclásticos de cenizas y pómez. Uno de ellos contiene troncos gruesos de árbol carbonizado (Loc. 406, Fig. 3-8), de los cuales uno se fechó, por radiocarbono, en 40,160 +1,760/-1,440 a A.P. (Tabla 3-1). Este depósito es masivo, de color gris, está soportado por una matriz muy abundante de cenizas, y contiene clastos de pómez blanca subredondeada, densa, que varía en tamaño desde lapilli hasta bloques de 40 cm de diámetro. Contiene también una cantidad relativamente abundante de clastos líticos subangulares, del tamaño del lapilli principalmente, y los mayores no superan los 20 cm de diámetro. Este depósito casi no se encuentra expuesto en la superficie por estar cubierto con depósitos más jóvenes, pero tiene una expresión topográfica



Figura 3-9. Fotografía de la localidad 14 (Secc. estratigráfica en Fig. 3-3), cerca del pueblo Los Pilares (Fig. 3-1). Aquí se pueden observar depósitos típicos de flujo de bloques y cenizas de La Malinche. Entre éstos se encuentra el depósito de “nube ardiente” fechado por Heine (1971; 1975) en 38.895 ka (Tabla 3-1). También se muestran las unidades de bloques y cenizas Flujo Pilares Inferior y Flujo Pilares Superior.

marcada debido a los espesores, que varían entre 5 y 20 m. La distancia máxima que este depósito alcanza desde la cima del volcán es de 12.5 km.

Flujo piroclástico de bloques y cenizas (38.895 ka)

La secuencia en la sección estratigráfica compuesta continúa con un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas (Fig. 3-9). Éste se observa en el sector noreste y sobreyace a un paleosuelo incipiente, formado sobre una capa de cenizas coluviales que se encuentra sobre los depósitos de la Pómez Huamantla (Fig. 3). El depósito está constituido por lapilli y bloques subredondeados de hasta un metro de diámetro, soportados por una matriz de cenizas. Los clastos son de dacita/andesita, con fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. Este depósito fue fechado por Heine (1971) en $38,895 \pm 1,200$ a A.P. (Tabla 3-1), por radiocarbono, y tiene un alcance de al menos 11 km desde la cima.

Caída de pómez

Depósito de pómez de caída que sobreyace a un paleosuelo incipiente formado sobre un depósito de cenizas coluviales color beige, mismo que sobreyace en el noreste al depósito de bloques y cenizas de 38,895 a A.P. (Fig. 3-9). El depósito consiste de capas delgadas de lapilli y cenizas de pómez en gradación normal. La pómez es blanca, subredondeada, moderadamente vesiculada y contiene fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. Este depósito de pómez está cubierto concordantemente por cenizas de pómez estratificadas, que exhiben una gradación normal poco notoria. En la Loc. 125 (Figs. 3-1 y 3-3), los depósitos de pómez se encuentran interestratificados con depósitos delgados de lahar, constituidos por cenizas enriquecidas en lapilli fino de pómez subredondeada a redondeada. Esta pómez sólo se ha observado en algunos afloramientos en la ladera noreste del volcán.

Flujos Pilares (flujos de bloques y cenizas)

En la ladera noreste del volcán, principalmente sobre un abanico aluvial antiguo, se encuentran depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, denominados informalmente "Flujos Pilares" (Castro-Govea y Siebe, 2004) (Fig. 3-9), en referencia al pueblo Los Pilares (Fig. 3-1). Se han identificado dos unidades de flujo: Flujo Pilares Inferior (FPI) y Flujo Pilares Superior (FPS). Éstas sobreyacen a una capa delgada de sedimentos retrabajados, la cual cubre a la pómez de caída descrita anteriormente. Ambas unidades de flujo son preponderantemente masivas, aunque en algunas localidades se pueden observar estratificadas por tener subunidades (principalmente la unidad superior). Pueden diferenciarse con facilidad, pues casi siempre se les ve asociadas: La unidad inferior tiene un color rosa a rojizo, mientras que la unidad superior es de color gris. Ambas están constituidas por lapilli y bloques subredondeados a subangulares de dacita/andesita inmersos en una matriz de cenizas. Los bloques llegan a medir más de dos metros de diámetro. Los depósitos están soportados por matriz, aunque localmente pueden tener soporte por clastos. Las unidades se encuentran separadas entre sí por los depósitos delgados de las capas 1 y 2a (de la ignimbrita estándar propuesta por Sparks *et al.*, 1973) de la unidad superior. Ambas tienen huellas de desgasificación, pero son notablemente más comunes en la inferior. Cada una de las unidades tiene un espesor promedio de 3 m, y sus alcances máximos son de 13.5 km (FPS) y 14.5 km (FPI) desde la cima del

volcán. No se logró encontrar carbón para fechar los depósitos. Estos son sobreyacidos por depósitos coluviales constituidos principalmente por cenizas color beige, con algún contenido menor de clastos líticos. El Flujo Pilares Superior se trata con mayor detalle en el capítulo 5.

Flujo piroclástico de cenizas y pómez (23.235 ka)

En la ladera noroccidental de La Malinche se encuentra un depósito no consolidado de flujo de cenizas y pómez soportado por matriz, con un espesor promedio de 5 m. Este sobreyace, después de otros depósitos, al depósito ya descrito del mismo tipo, fechado en 40,160 a A.P. en el mismo sector. El depósito tiene un color que varía de gris claro a amarillo pálido y se compone de cenizas de material vítreo principalmente, con lapilli y bloques subredondeados de pómez blanca regularmente vesiculada. La pómez contiene fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda visibles a simple vista. En la localidad 403 (Fig. 3-4), cerca de la base de este depósito se encontraron fragmentos de ramas de árbol carbonizadas, de los cuales una muestra se fechó por radiocarbono en 23,235 +190/-185 a A.P. (Tabla 3-1). La distancia máxima a la cual se observó este depósito es de 12 km desde la cima del volcán. Al depósito le sobreyace una unidad de flujo de bloques y cenizas con un contacto débilmente erosivo, la cual, a su vez, es sobreyacida de manera concordante por una unidad de pómez de caída (Pómez Malinche I).

Período 2

Pómez Malinche I (21.47 ka)

La Pómez Malinche I (Castro Govea, 1999) es una unidad de caída de pómez que representa un buen horizonte índice en las laderas del volcán. Sobreyace a un paleosuelo de regular desarrollo, formado sobre depósitos de flujo de cenizas en unos sitios, o sobre depósitos de lahar o de cenizas coluviales en otros. En la región norte del volcán, la unidad se compone de dos capas con gradación normal, que en algunos sitios se encuentran débilmente estratificados (Fig. 3-10). La capa inferior se encuentra coronada por cenizas finas bien marcadas, lo que resulta útil para la identificación de la unidad. Hacia el sur del volcán, sin embargo, se pierde de manera paulatina la separación de estas capas, hasta tener un aspecto masivo, o bien, de una ligera estratificación. La unidad se constituye de lapilli y cenizas de

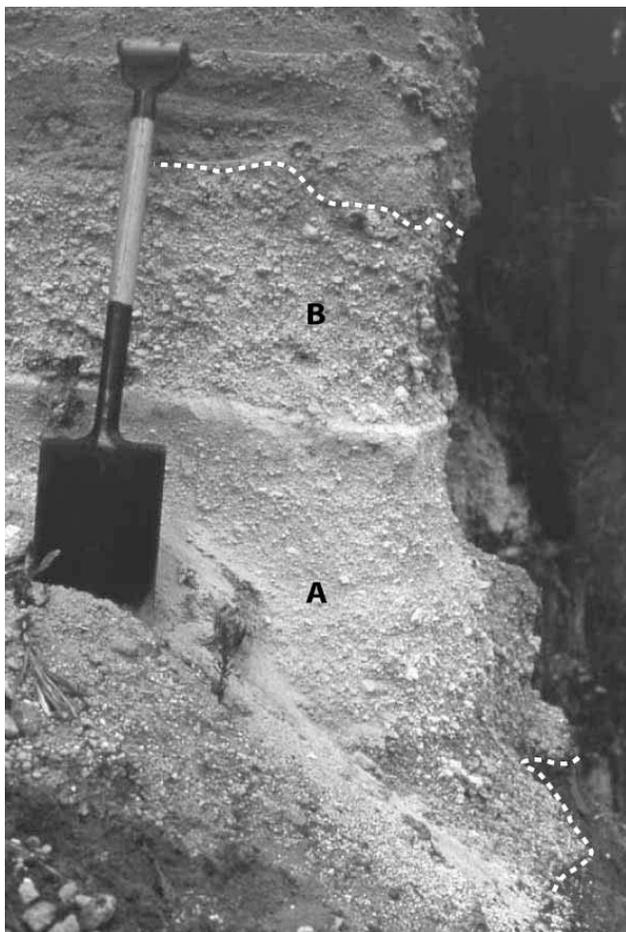


Figura 3-10. Fotografía de la Pómez Malinche I en la Loc. 09 (Figs. 3-1 y 3-3). Se pueden distinguir dos capas (A y B), así como una gradación normal (de lapilli a cenizas) en la capa inferior. La pala mide 1.05 m de largo.

pómez blanca, subredondeada a subangular, enriquecida en cenizas y lapilli líticos de formas subangulares. Ocasionalmente, esta unidad contiene laminaciones discontinuas de cenizas de oleada piroclástica, que contrastan por su coloración gris con el blanco de la pómez. La pómez es vesiculada y poco cristalina, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y escasa biotita. Los clastos de tamaño inusualmente grande (> 20 cm) son relativamente comunes en el depósito. Su emplazamiento pudo haber ocurrido por trayectoria balística. La Pómez Malinche I tiene una edad radiocarbono de 21,470 +940/-840 a A.P. (Tabla 3-1).

Asociados a la pómez de caída pueden observarse en la ladera sureste depósitos de cenizas laminadas de oleada piroclástica, con estratificación cruzada y estructuras de dunas y antidunas de ángulo abierto (Castro Govea, 1999). Las cenizas son intercalaciones de partículas líticas de color gris y de partículas pumíticas de color blanco a amarillento, que sobreyacen discordantemente a la unidad de pómez. Por otra parte, existen también depósitos de flujos piroclásticos de

cenizas que sobreyacen discordantemente a la unidad de pómez en la ladera oeste. Estos depósitos, aunque se encuentran muy erosionados, se componen de cenizas homogéneas color beige, con un alto contenido de lapilli fino subredondeado de pómez. Por sus características, debieron originarse como producto del colapso de la columna eruptiva que produjo la erupción de la pómez de caída. Además, se encuentran también depósitos de lahar asociados, según la litología y sus relaciones estratigráficas, compuestos por lapilli de pómez redondeada inmerso en una matriz muy homogénea y abundante de cenizas. Estos depósitos se observan en el oeste y el este del volcán, donde sobreyacen a la unidad de pómez de caída directamente.

Avalancha de escombros (20.95 ka)

La Secc. estratigráfica compuesta (Fig. 3-2) continúa con los depósitos de una avalancha de escombros, los cuales se observan en las laderas este y suroeste del volcán. De manera general, los depósitos de avalancha sobreyacen discordantemente a depósitos de lahar formados sobre la Pómez Malinche I, y son sobreyacidos a su vez, de manera discordante, por depósitos de lahar (Fig. 3-11, Secc. 363). Los depósitos de avalancha están constituidos principalmente por dominios de diversos depósitos piroclásticos más antiguos. Entre éstos se distinguen dominios de depósitos de bloques y cenizas (de al menos tres tipos, por su granulometría y coloración), de flujo de cenizas, coluviales y de caída de pómez (los cuales parecen atribuirse a la Pómez Malinche I; Fig. 3-12). Sobresalen por su abundancia estos últimos. Muchos de los dominios están alargados e imbricados en el sentido de transporte (pendiente abajo). En la ladera oriental los depósitos de avalancha tienen un espesor promedio de 6 m. En la misma ladera, en algunos afloramientos, el depósito de avalancha se observa constituido casi únicamente por dominios de bloques y cenizas. El mecanismo que generó el emplazamiento de estos depósitos de avalancha no se conoce todavía. Sin embargo, el hecho de que los depósitos se encuentren tanto en la ladera E como en la SO, hacen factible un evento tectónico como mecanismo generador de colapsos parciales del edificio volcánico. En la localidad 301 (Fig. 3-11) al depósito de avalancha le subyace una capa delgada (<5 cm de espesor), muy discontinua, de cenizas retrabajadas y enriquecidas en material carbonáceo, del cual se obtuvo una edad radiocarbono de $23,770 \pm 220$ a A.P. (Tabla 3-1).

En el sector suroeste, los depósitos de avalancha tienen un espesor promedio de 3 m. En este sector, en la localidad 363 (Fig. 3-11) se colectaron trozos de madera

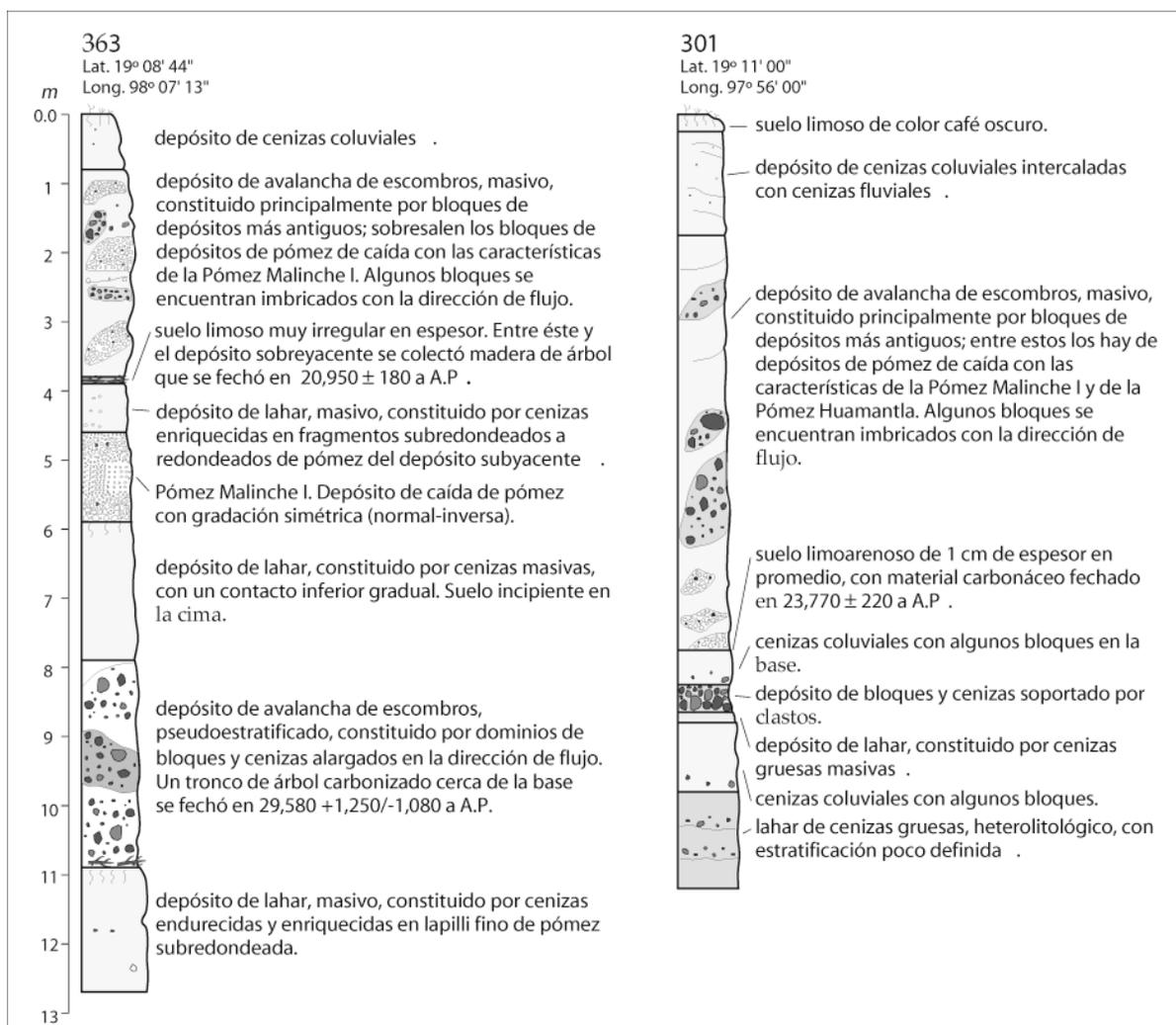


Figura 3-11. Secciones estratigráficas que muestran depósitos de avalancha en las laderas SO (Secc. 363) y E (Secc. 301). El depósito de avalancha (Secc. 363) fechado en 29,580 a A.P. (Tabla 3-1) se discute en el apartado 3.3.

cizallada, en contacto directo con la base del depósito de avalancha, sobre un paleosuelo incipiente de espesor variable pero de valor máximo de 10 cm. Esta madera se fechó por radiocarbono en $20,950 \pm 180$ a A.P. (Tabla 3-1).

Por las relaciones estratigráficas y la litología constituyente, es muy probable que los depósitos de ambas laderas (E y SO) hayan estado relacionados con el mismo evento, y por ello su edad sería igual o más reciente que 20,950 a A. P. Debido al cizallamiento observado en la madera fechada, y a que ésta se encontró sobre el paleosuelo y en contacto directo con el depósito de avalancha, se considera que la edad obtenida corresponde muy cercanamente al tiempo en el cual los depósitos de avalancha cubrieron los fragmentos de madera. La distancia máxima a la cual se

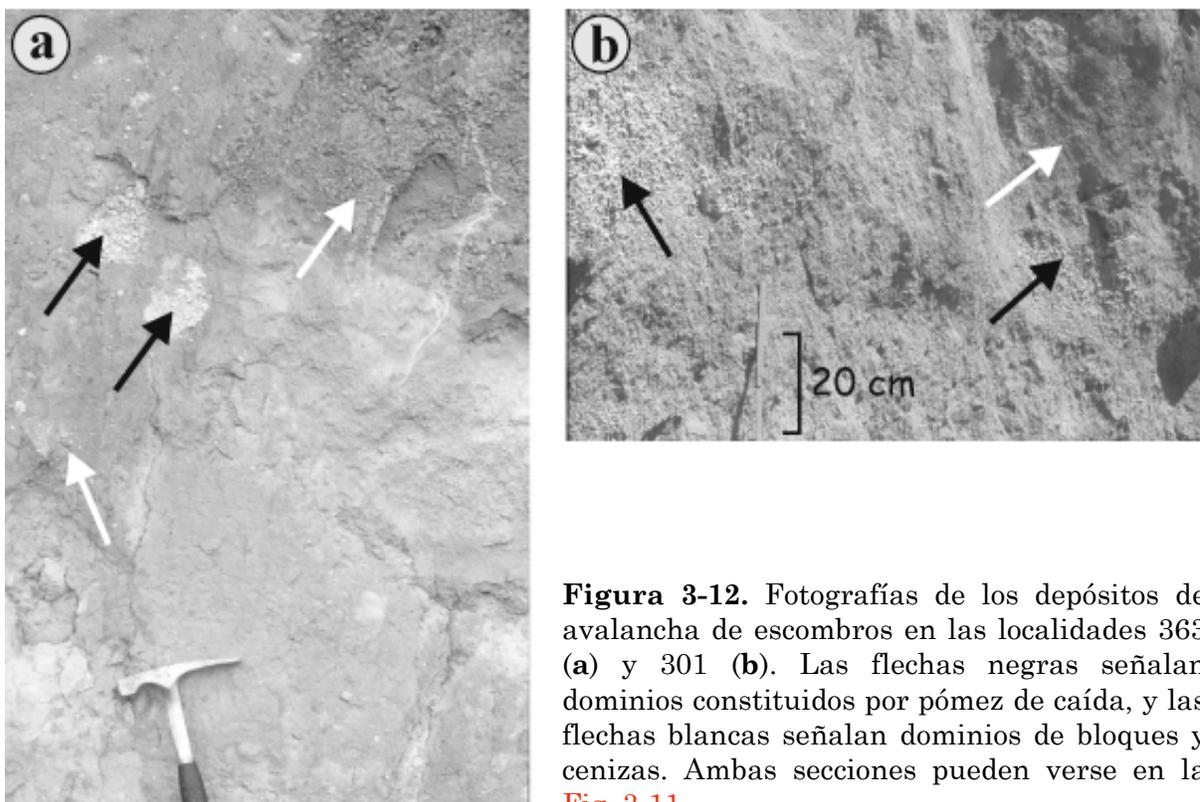


Figura 3-12. Fotografías de los depósitos de avalancha de escombros en las localidades 363 (a) y 301 (b). Las flechas negras señalan dominios constituidos por pómez de caída, y las flechas blancas señalan dominios de bloques y cenizas. Ambas secciones pueden verse en la Fig. 3-11.

encuentran los depósitos, desde la cima (no propiamente desde su origen), es de 13 km en la ladera sureste y de 16 km en la ladera suroeste.

Flujo de cenizas y pómez (15.97 ka)

En la ladera occidental se encuentra el depósito de un flujo piroclástico de cenizas y pómez soportado por matriz, con un espesor de 8 m. El depósito es de color blanco y se compone de cenizas de material vítreo principalmente, con lapilli y bloques subredondeados de pómez blanca moderadamente vesiculada. No se aprecia bien su extensión, ya que le sobreyacen depósitos más recientes y no se puede observar su continuidad lateralmente. La pómez contiene fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. El depósito sobreyace a un paleosuelo limoso de menos de 15 cm de espesor, formado sobre otro depósito de cenizas y pómez (Loc. 353, Fig. 3-4), el cual tiene los clastos de pómez parcialmente alterados a un color negruzco. En la cima del paleosuelo, directamente en contacto con la base del depósito de flujo de cenizas y pómez descrito primeramente, se colectó una muestra de madera carbonizada. Ésta se fechó en una edad de $15,970 \pm 120$ a A.P. (Loc. 353,

Fig. 3-4) (Tabla 3-1). La distancia máxima a la que se puede encontrar este depósito desde la cima es de 9.5 km. Depósitos del mismo tipo que se pueden observar contiguos hacia el norte aún no han sido fechados, pero son más antiguos que la Pómez Malinche I ya que ésta les sobreyace.

Período 3

Pómez Malinche II (<12.06 ka, >9.03 ka)

Esta pómez de caída es muy notoria por contener una unidad marcadamente estratificada, de color ocre amarillento, expuesta principalmente en el sector norte del volcán. Ya ha sido descrita por Heine (1971) y por Castro Govea (1999). La Pómez Malinche II (PMII) se compone principalmente de dos unidades de caída y una de flujo piroclástico que les sobreyace. A la secuencia le subyace un suelo fósil de regular desarrollo, formado sobre depósitos de cenizas asociados a la Pómez Malinche I. La unidad inferior de la PMII (horizonte “rB” de Heine, 1971) se compone de estratos delgados (entre 1 y 15 cm de espesor) de lapilli y cenizas de pómez subangular a subredondeada en gradación normal muy notoria (Fig. 3-13). Estos estratos también contienen fragmentos líticos subangulares a subredondeados de menor tamaño que los fragmentos de pómez. La pómez es de un color ocre amarillento o blanco con manchas amarillas, de composición andesítica, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita y con vesiculación moderada. Otra unidad de caída cubre concordantemente a la anterior (Fig. 3-13), y se compone de cenizas finamente estratificadas, muy deleznales, de color gris y escasamente vesiculadas. El espesor máximo observado en la unidad inferior es de 87 cm en el noreste del volcán, a 6 km de la cima. En este mismo sitio la unidad superior tiene 70 cm de espesor. Sin embargo, el máximo espesor observado en esta unidad de cenizas es de 105 cm en la barranca que limita el sur del pueblo Los Pilares, a 9 km al noreste de la cima del volcán. Heine (1975) le asigna una edad menor a los 12,060 a A.P., mediante el fechamiento de un tronco de árbol carbonizado que encontró en una posición estratigráfica inferior a la unidad de pómez. Castro Govea (1999) le asigna una edad más antigua de 9,030 a A.P., mediante el fechamiento (por radiocarbono) de un depósito de flujo piroclástico de cenizas (descrito más adelante), que se encuentra en posición estratigráfica superior a la pómez.

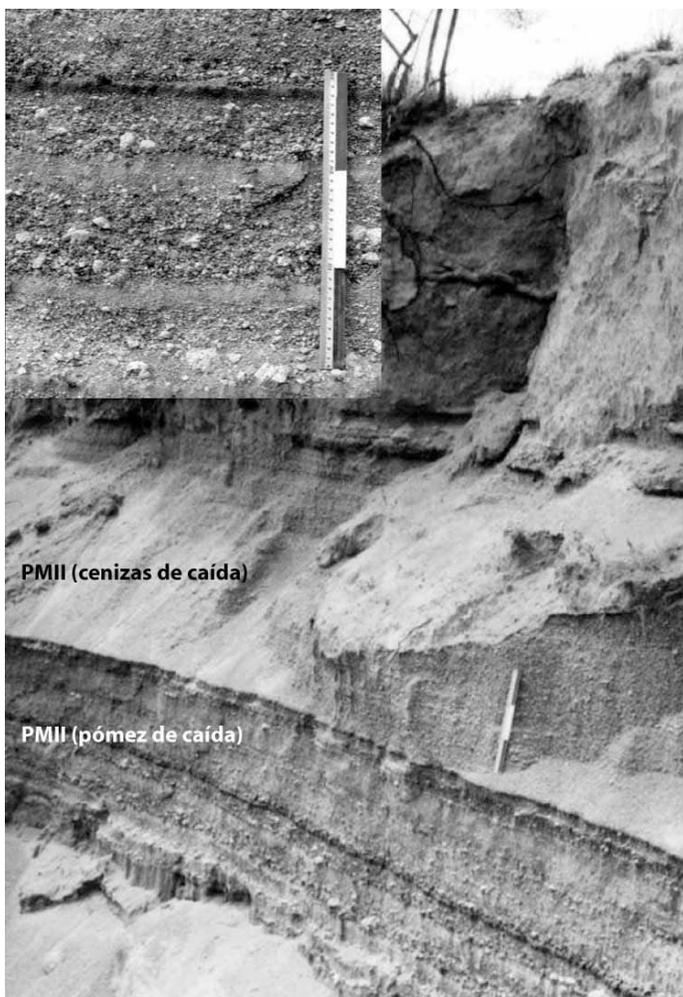


Figura 3-13. Fotografía de la Pómez Malinche II en la Loc. 10 (Fig. 3-1). Se observa la unidad compuesta por capas de pómez en gradación normal (detalle en recuadro) y la capa de cenizas de caída que le sobryace. La unidad inferior (pómez de caída) corresponde al horizonte “rB” de [Heine \(1971\)](#). La regla de escala mide 30 cm.

Asociado a esta pómez se encuentra un depósito de flujo piroclástico de cenizas, que cubre de manera erosiva o gradual, a las cenizas del miembro superior de la pómez en el sector noreste del volcán. El depósito es masivo, sin soldamiento y se compone de cenizas homogéneas color beige, enriquecidas en lapilli fino de pómez subredondeada y de fragmentos líticos subredondeados a subangulares. Su espesor promedio es de un metro y su alcance máximo observado es de 10 km desde la cima. La parte superior de este depósito de flujo tiene un suelo poco desarrollado. Además, en muy contados afloramientos en el sector NE, una capa de cenizas de caída con espesor máximo observado de 50 cm, de color café claro, subyace concordantemente a la unidad estratificada de pómez amarillenta, por lo cual, esta capa pudo haber correspondido con el inicio de la erupción. Aunque no se ha logrado reconstruir sus isopacas, se ha logrado identificar una distribución hacia el NE.

Flujos piroclásticos

Flujo piroclástico de bloques y cenizas. En la ladera occidental aflora, sobre la Pómez Malinche II de manera discordante, el depósito de un flujo de bloques y cenizas, monolitológico, soportado por matriz, con un espesor de 3 m (Secc. 42, Fig. 3-3). Se trata de una unidad de lapilli y bloques subredondeados a subangulares de dacita vitrofírica principalmente, inmersos en una matriz abundante de cenizas. Aunque la mayoría de los clastos no supera los 15 cm de diámetro, llegan a alcanzar los 40 cm. Tiene un alcance máximo de 7 km desde la cima. No se pudo fechar.

Flujo piroclástico de cenizas (9.03 ka). También en la ladera occidental, sobreyace de manera discordante al depósito anterior un depósito de flujo piroclástico de cenizas color beige a ocre, con un espesor de 90 cm (Secc. 42, Fig. 3-3). El depósito es homogéneo y contiene también lapilli fino subredondeado de pómez, cuyo diámetro no supera los 2 cm. De este depósito Castro Govea (1999) documenta dos edades radiocarbono: $9,030 \pm 85$ y $8,645 +430/-405$ a A.P. La distancia mínima comprobada que alcanzó este flujo es de 6.5 km desde la cima del volcán.

Lahar (8.655 ka)

En el sector oriental (Secc. 303-304, Fig. 3-4) sobreyace a la Pómez Malinche I, con un contacto erosivo muy marcado, un depósito de lahar de 1.20 m de espesor, constituido por cenizas color beige grisáceo y lapilli lítico y de pómez subangular a subredondeado. En el depósito se observan bandeamientos discontinuos paralelos a la superficie del mismo, distinguibles por coloraciones grisáceas y ocre en las cenizas. En su cima, el depósito tiene formado un suelo muy incipiente. Además, contiene fragmentos de carbón, fechados por radiocarbono en $8,655 +195/-190$ a A.P. (Tabla 3-1). La distancia mínima que alcanzó este depósito desde la cima del volcán es de 9 km.

Lahares (8.255 ka)

En el mismo sector oriental, una serie de depósitos delgados de lahar cubre discordantemente a la unidad anterior. Los depósitos consisten de capas discontinuas con espesores que varían entre 5 y 40 cm, compuestas de cenizas y de cenizas enriquecidas en lapilli de pómez redondeada, con cantidades menores de lapilli lítico subredondado a subangular. La secuencia, cuyo espesor máximo es de 3.40 m, incluye también algunos lentes delgados de lapilli fino de pómez redondeada

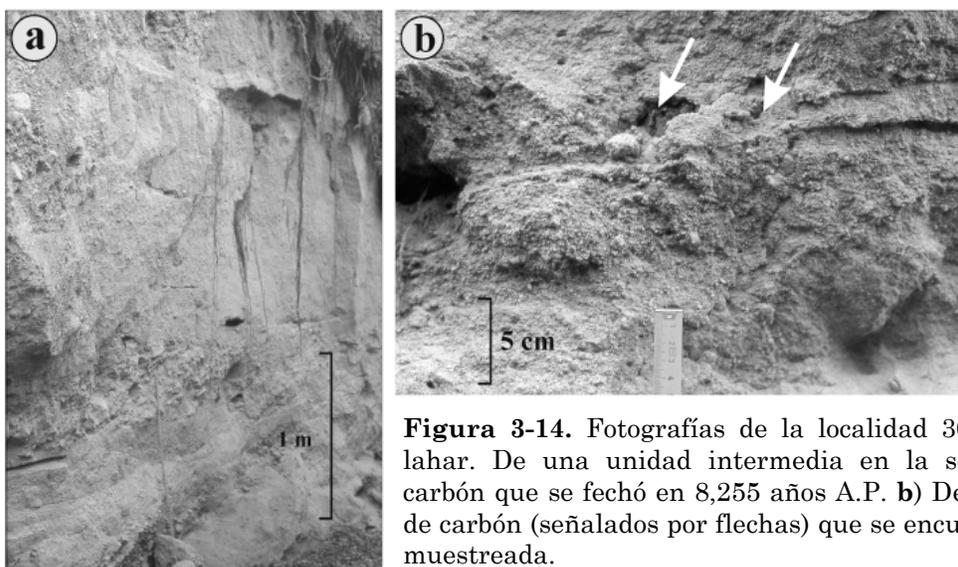


Figura 3-14. Fotografías de la localidad 303. **a)** Depósitos de lahar. De una unidad intermedia en la secuencia se extrajo carbón que se fechó en 8,255 años A.P. **b)** Detalle de fragmentos de carbón (señalados por flechas) que se encuentran en la unidad muestreada.

soportada por clastos. De una de las capas, en posición estratigráfica intermedia en la secuencia (Secc. 303-304, Fig. 3-4), se extrajo carbón vegetal (Fig. 3-14) que se fechó en $8,255 \pm 65$ a A.P. (Tabla 3-1). El depósito se observa hasta a 10 km desde la cima del volcán.

Flujos piroclásticos de cenizas y pómez (8.065, 7.43 ka)

En el sector nororiental afloran depósitos de flujos piroclásticos de cenizas y pómez soportados por matriz de cenizas. En algunos sitios se observan al menos 7 unidades de flujo que están constituidas por lapilli y bloques de pómez dacítica de color blanco, moderadamente vesiculada, y clastos líticos (en menor proporción que los de pómez) subangulares de textura vitrofirica, inmersos en una matriz muy abundante de cenizas. El tamaño de los clastos de pómez raramente supera los 20 cm de diámetro, mientras que el de los clastos líticos es menor. Tanto la pómez como los clastos líticos son de textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita. El espesor promedio de cada unidad oscila entre los 2 y los 3 m. La secuencia se observa interrumpida en la barranca Axaltzintle (Fig. 3-1) por una unidad muy delgada (12 cm de espesor) y estratificada de caída de pómez y cenizas. Su contacto inferior es concordante, mientras que el superior es discordante. Esta unidad se compone de una alternancia de capas continuas de lapilli fino de pómez blanca en gradación normal, y capas de cenizas grises. En la localidad 202 (Fig. 3-15) se encontraron troncos de árbol carbonizados en dos unidades. De esta manera,



Figura 3-15. Fotografía de la localidad 202 (Figs. 3-1 y 3-4), en donde se observan troncos de árbol carbonizados (señalados por flechas) dentro de un depósito de flujo de cenizas y pómez. El fechamiento de uno de estos resultó en 7,430 a A.P. (Tabla 3-1). Pala, de escala.

ambas unidades se fecharon, por radiocarbono, en $8,065 \pm 105$ a A.P. (unidad inferior) y $7,430 +200/-195$ a A.P. (unidad superior). Fechamientos previos (Heine, 1975; Castro Govea, 1999) de la misma secuencia arrojaron edades de aproximadamente 7,500 a A.P. (Tabla 3-1). El alcance máximo de estos depósitos es de 10 km desde la cima de La Malinche.

Caída de cenizas (3.1 ka)

La erupción más reciente que se ha documentado con fechamientos (Castro Govea, 1999) en La Malinche produjo una unidad de cenizas de caída bien seleccionadas. Aflora ampliamente en altitudes superiores a los 2,700 m s.n.m. A partir de esta cota, su espesor y el tamaño de partículas aumentan gradualmente hacia la cima. El depósito es generalmente masivo y muy deleznable y se compone principalmente de cenizas gruesas de pómez. Además, contiene cristales y fragmentos líticos en menor proporción. Cerca de la cima, el depósito muestra una débil estratificación y el tamaño de las partículas aumenta a un lapilli fino (el diámetro máximo de la pómez raramente supera los 3 cm). La parte superior de esta unidad generalmente está erosionada y la cubre sólo el suelo actual del terreno y la

escasa cubierta vegetal. Asociado a la misma erupción, en la ladera norte sobreyace a la unidad de caída un depósito delgado de flujo piroclástico de cenizas. Éste es masivo, homogéneo en su textura, enriquecido en cenizas gruesas de pómez subredondeada, y se encuentra en contacto gradual con la unidad de caída subyacente. Ambas unidades han sido fechadas en una edad aproximada de 3,100 a A.P. (Castro Govea, 1999) (Fig. 3-3; Tabla 3-1) por el método del radiocarbono.

Es probable que esta erupción haya estado asociada con la formación de un domo en la cima. En la actualidad no existe un cráter en el área de la cima del volcán. Sin embargo, la textura del depósito de caída y el tamaño de sus partículas apuntan hacia un origen cercano a la cima del volcán (Castro Govea, 1999).

En la localidad 484 (Fig. 3-16) puede observarse una de las secuencias más completas de esta erupción. Se encuentra por encima del límite de crecimiento de árboles (3,950 m s.n.m.). Aquí la secuencia está constituida principalmente por depósitos de cenizas de caída y de oleada piroclástica. Al menos dos pequeñas unidades de flujo de cenizas y pómez pueden observarse también en la secuencia. A ésta le subyace un paleosuelo de 25 cm de espesor, el cual fue fechado por radiocarbono en 7,860 \pm 230/-225 a A.P. La secuencia entera tiene un espesor máximo observado de 3.3 m, y sólo es sobreyacida por el suelo actual (limoso, color gris oscuro y con espesor de 20 cm en la localidad 484).

3.3 Discusión

3.3.1 Edades por radiocarbono

La Tabla 3-1 muestra los fechamientos por radiocarbono que se realizaron durante este trabajo, así como los que previamente se han reportado. La Tabla 3-2 muestra sólo los fechamientos realizados durante este trabajo, con las edades que fueron susceptibles de calibrar a años calendario. La mayoría de los resultados de los fechamientos realizados durante esta investigación se refirieron previamente en la sección de estratigrafía. Aquí se discuten edades problemáticas que se ven incompatibles con la estratigrafía reconstruida, y algunas que no se incluyeron en ésta. Se considera pertinente presentarlas, ya que pueden ser útiles para investigaciones futuras.

La edad más antigua, la de 46,640 a A.P. (Loc. 320, Fig. 3-4), ya fue previamente discutida. Se hizo énfasis en el límite de medición de edades por



Figura 3-16. **A)** Sección estratigráfica en la localidad 484 (Fig. 3-1) que muestra los depósitos más jóvenes (no fechados aún) de La Malinche. **B)** Fotografía en la misma localidad que muestra la parte superior de la secuencia. Martillo geológico de escala.

radiocarbono y en el intervalo de incertidumbre (+5,670/-3,290). Para este resultado, el laboratorio recomendó señalar sólo una edad mayor a 41,000 a A.P. Por estas razones, el depósito fechado con esta edad no se tomó en cuenta en la sección estratigráfica compuesta (Fig. 3-2). Los otros dos resultados que le siguen en antigüedad (45,700 a A.P. y 43,900 a A.P.), aunque están cerca del límite de medición, sí se tomaron en cuenta en la sección compuesta (Fig. 3-2) ya que sus

Tabla 3-1. Fechamientos por radiocarbono de este trabajo (localización en Fig. 3-1) y previos.

Edad (años A.P.)	$\delta^{13}\text{C}$	No. Lab.	Muestra	Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Material y depósito fechados
102.7 ± 0.8	-27.6	^{1b} AA-20285	Ma9539-C	2 km al SO del C.V. Malintzin	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	carbón en depósito de oleada; subyace a la PMII
285 ± 50	-24.3	^{1b} A-8678	Ma9543-C	3.7 km al SO del C.V. Malintzin	19° 15' 40"	98° 04' 20"	3 060 m	carbón en flujo de cenizas cubierto por cenizas de caída
410 ± 50	-25.4	^{1b} A-8085	Ma9308	0.5 km al S del C.V. Malintzin	19° 16' 41"	98° 01' 31"	3 100 m	carbón en cenizas retrabajadas cubiertas por suelo actual
515 ± 65		³ Hv-4242		flanco E				tronco de árbol en gravas del gran abanico aluvial
720 ± 45	-25.8	^{1b} A-8674	Ma9539-D	2 km al SO del C.V. Malintzin	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	carbón en depósito de flujo de cenizas
1,270 ± 45	-23.1	^{1A} A-10737	Ma182-1	flanco inferior SE del C. Quimicho	19° 23' 25"	97° 59' 01"	2 475 m	carbón en depósito de lahar
2,145 +145/-140	-24.3	^{1b} A-7395	Ma9304	1.7 km al NO del cráter Atitlán	19° 14' 30"	98° 05' 50"	2 860 m	carbón en cenizas de caída cubiertas por suelo actual
2,540 ± 70	-23.3	^{1A} A-10949	Ma281-1	0.5 km al NE de F. Carrillo Puerto	19° 24' 04"	97° 51' 01"	2 490 m	carbón en depósito de lahar
3,005 ± 75	-24.4	^{1b} AA-20284	Ma9539-A	2 km al SO del C.V. Malintzin	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	carbón en cenizas de caída cubiertas por suelo actual
3,115 ± 55	-25.8	^{1b} A-8086	Ma9309	4 km al E del C.V. Malintzin	19° 16' 55"	98° 00' 23"	2 995 m	carbón en flujo de cenizas cubierto por suelo actual
3,280 ± 65	-25.8	^{1b} A-8672	Ma9539-B	2 km al SO del C.V. Malintzin	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	carbón en cenizas de caída cubiertas por suelo actual
3,450 ± 100	-24.4	^{1b} A-8676	Ma9543-A	3.7 km al SO del C.V. Malintzin	19° 15' 40"	98° 04' 20"	3 060 m	carbón en cenizas de caída cubiertas por suelo actual
4,895 ± 45	-23.1	¹ AA-43631	Ma345	1.2 km al N de la cima	19° 14' 25"	98° 01' 54"	3 960 m	carbón en cenizas de caída retrabajadas
5,750 ± 280		² W-1912		0.5 km al OSO del C. Tlachihuatzi	19° 15'	98° 03'	3 850 m	suelo húmico cubierto por cenizas líticas de caída
6,415 ± 60	-23.8	^{1A} A-11864	Ma379-B	3 km, NE de Canoa flanco E	19° 09' 40"	98° 04' 39"	2 760 m	carbón en depósito de lahar toba
7,405 ± 145		⁴ Hv-4757						
7,430 +200/-195	-23.7	^{1A} A-10739	Ma202-A	2 km al SO de Los Pilares	19° 15' 23"	97° 57' 18"	2 780 m	rama carbonizada en depósito de flujo de cenizas y pómez
7,450 ± 250		² W-1923		3 km al E del cráter Atitlán	19° 14'	98° 04'	3 420 m	suelo húmico cubierto por cenizas líticas de caída

Tabla 3-1

Edad (años A.P.)	$\delta^{13}\text{C}$	No. Lab.	Muestra	Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Material y depósito fechados
7,455 ± 65/-60	-24.9	^{1b} A-8562	Ma9552-D2	2.7 km al NE del C. Oclayo	19° 14' 16"	97° 58' 03"	2 920 m	rama carbonizada en depósito de flujo de cenizas y pómez
7,645 ± 80		³ Hv-4243		flanco E				paleosuelo fBo3
7,650 ± 70	-23.8	^{1b} A-8324	Ma9534-F	6 km al E del C.V. Malintzin	19° 16' 57"	97° 59' 24"	2 942 m	carbón en depósito de flujo de cenizas
7,690 ± 100		⁴ Hv-4758		flanco E				toba
7,715 ± 80		⁴ Hv-4884		flanco E				paleosuelo fBo3
8,065 ± 105	-24.0	¹ A-10740	Ma202-B	2 km al SO de Los Pilares	19° 15' 23"	97° 57' 18"	2 780 m	rama carbonizada en depósito de flujo de cenizas y pómez
8,110 ± 300		² W-1927		7.5 km al ENE de S. Cosme Mazatecoxico	19° 12'	98° 07'	2 500 m	carbón en suelo cubierto por 10 cm de lapilli de pómez laminado y por flujo de cenizas
8,240 ± 300		² W-1909		4 km al E del cráter Atitlán	19° 14'	98° 03'	3 800 m	suelo húmico cubierto por cenizas líticas de caída
8,255 ± 65	-23.4	¹ A-10951	Ma302-I	4.5 km al NO del C. El Tintero	19° 11' 28"	97° 56' 32"	2 700 m	carbón en depósito de lahar
8,475 ± 160	-23.1	¹ A-11868	Ma391-A	5.4 km al SO del C.V. Malintzin	19° 15' 15"	98° 05' 10"	2 950 m	carbón en pómez de caída
8,645 ± 430/-405	-22.7	^{1b} A-8912	Ma9685-A	5 km al SE de S. Pedro Muñoztla	19° 15' 27"	98° 07' 33"	2 615 m	carbón en depósito de flujo de cenizas
8,655 ± 195/-190	-24.5	¹ A-10952	Ma303-I	4.2 km al NO del C. El Tintero	19° 11' 29"	97° 56' 33"	2 680 m	carbón en depósito de lahar
9,030 ± 85	-23.7	^{1b} A-8677	Ma9543-B	3.7 km al SO del C.V. Malintzin	19° 15' 40"	98° 04' 20"	3 060 m	carbón en depósito de flujo de cenizas
12,060 ± 165		³ Hv-4244		flanco O				"morrena m2 (sobreyace al paleosuelo fBo1 y subyace al horizonte rB)"
15,790 ± 100	-23.4	¹ AA-36707	Ma231-A	2.5 km al S de Huamantla	19° 17' 23"	97° 55' 00"	2 520 m	paleosuelo debajo de la PB
15,970 ± 120	-23.9	¹ AA-43632	Ma353-A	6 km al N de Canoa	19° 12' 07"	98° 06' 33"	2 740 m	madera carbonizada entre depósito de flujo de cenizas y pómez y paleosuelo (abajo)
17,350 ± 550		² W-1913		6 km al ENE de S. Cosme Mazatecoxico	19° 12'	98° 08'	2 450 m	suelo húmico bajo 2.5 m de pómez (subyace a W-1911); muestra contaminada

Tabla 3-1

Edad (años A.P.)	$\delta^{13}\text{C}$	No. Lab.	Muestra	Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Material y depósito fechados
17,650 ± 550		² W-1925		1.5 km al SE del cráter Atitlán	19° 13'	98° 05'	3 000 m	suelo húmico cubierto por 20 cm de cenizas líticas y 1.5 m de pómez
18,280 ± 500		⁵ Hv-13918		flanco O			2 900 m	paleosuelo fBo1
19,320 ± 360		⁵ Hv-14332		flanco O			2 770 m	paleosuelo fBo1
19,425 ± 345		⁵ Hv-14333		flanco O			2 770 m	paleosuelo fBo1
20,735 ± 460		³ Hv-4245		flanco O				paleosuelo fBo1
20,950 ± 180	-21.5	¹ AA-43633	Ma363-A	2 km al O de Canoa	19° 08' 44"	98° 07' 13"	2 510 m	madera entre depósito de avalancha y paleosuelo subyacente
21,470 +940/-840	-23.8	^{1b} A-8675	Ma9542-A	5.3 km al SO del C.V. Malintzin	19° 15' 18"	98° 05' 10"	2 960 m	carbón dentro de la PMI
21,625 +260/-250	-23.4	¹ A-12248	Ma421-A	2 km al NO del cráter Atitlán	19° 14' 54"	98° 05' 33"	2 580 m	paleosuelo bajo la PMII
22,800 ± 185	-17.9	¹ AA-37048	Ma231-B	2.5 km al S de Huamantla	19° 17' 23"	97° 55' 00"	2 520 m	paleosuelo bajo la PH
23,235 +190/-185	-22.9	¹ A-11869	Ma403-B	3.9 km al SE de S. Pedro Muñoztla	19° 16' 10"	98° 07' 50"	2 560 m	carbón en depósito de flujo de cenizas y pómez
23,770 ± 220	-26.8	¹ AA-38055	Ma301-1	3 km al NO del C. El Tintero	19° 11' 00"	97° 56' 00"	2 640 m	paleosuelo bajo depósito de avalancha
23,940 ± 1000		² W-1908		2.2 km al SO del cráter Atitlán	19° 13'	98° 06'	2 700 m	suelo húmico cubierto por detritos, 7 cm de lapilli de pómez y un flujo de cenizas
24,300 ± 1000		² W-2570		6 km al ENE de S. Cosme Mazatecoxco	19° 12'	98° 08'	2 450 m	carbón en parte inferior del suelo húmico W-1911
25,920 ± 1000		² W-1911		6 km al ENE de S. Cosme Mazatecoxco	19° 12'	98° 08'	2 450 m	suelo húmico cubierto por detritos, 10 cm de lapilli de pómez y un flujo de cenizas
26,100 ± 600		² W-2571		6 km al ENE de S. Cosme Mazatecoxco	19° 12'	98° 08'	2 450 m	concentrado orgánico extraído del suelo húmico W-1911
29,580 +1250/-1080	-23.9	¹ A-11598	Ma363-C	2 km al O de Canoa	19° 08' 44"	98° 07' 13"	2 510 m	carbón en parte inferior de depósito de avalancha
38,895 ± 1200		³ Hv-4241		flanco E, cerca de Los Pilares			2 730 m	tronco de árbol carbonizado en una "nube ardiente"

Tabla 3-1

Edad (años A.P.)	$\delta^{13}\text{C}$	No. Lab.	Muestra	Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Material y depósito fechados
40,160 +1760/-1440	-23.2	¹ A-11870	Ma406-A	4.9 km al SE de S. Pedro Muñoztla	19° 16' 02"	98° 07' 13"	2 620 m	tronco de árbol carbonizado en flujo de cenizas y pómez
43,900 +3600/-2500	-22.7	¹ A-11866	Ma387-B	2.2 km al E de Canoa	19° 08' 43"	98° 04' 51"	2 640 m	tronco de árbol carbonizado en flujo de bloques y cenizas
45,700 +2800/-2000	-23.0	¹ A-11867	Ma389-A	4.2 km al E de Canoa	19° 08' 19"	98° 03' 40"	2 650 m	carbón en flujo de bloques y cenizas
45,800 ± 2700	-24.2	¹ AA-46795	Ma377-B	Canoa	19° 09' 15"	98° 05' 57"	2 590 m	carbón en flujo de bloques y cenizas
46,640 +5670/-3290	-23.0	¹ A-11069	Ma320-A	flanco inferior O del C. El Tintero	19° 09' 33"	97° 55' 51"	2 550 m	carbón en flujo de bloques y cenizas

¹ Este estudio; ^{1b} Castro Govea, 1999

² Kelly et al. (1978)

³ Heine (1971)

⁴ Heine (1975)

⁵ Heine (1994)

Tabla 3-2. Edades (sólo de este trabajo) calibradas a años calendario (d.C.: después de Cristo; a.C.: antes de Cristo) de la Tabla 3-1. Se empleó el programa de calibración CALIB 4.1 de Stuiver *et al.* (1998a). La edad máxima calibrada es de 20,265 años A.P. Las bases de datos empleadas en la calibración son de Stuiver *et al.* (1998a), Stuiver *et al.* (1998b) y Stuiver y Braziunas (1993).

No. de laboratorio	No. de campo	Edad C-14 (años A.P.)	Sigma 1 (S ₁)	Sigma 2 (S ₂)	d ¹³ C (‰)
A-10737	Ma182-1	1,270 ± 45	676–812 d.C.	672–874 d.C.	-23.1
A-10949	Ma281-1	2,540 ± 70	800–532 a.C.	808–414 a.C.	-23.3
AA-43631	Ma345	4,895 ± 45	3,705–3,645 a.C.	3,775–3,543 a.C.	-23.1
A-11864	Ma379-B	6,415 ± 60	5,468–5,323 a.C.	5,479–5,300 a.C.	-23.8
A-10739	Ma202-A	7,430 +200/-195	6,420–6,050 a.C.	6,620–5,840 a.C.	-23.7
A-10740	Ma202-B	8,065 ± 105	7,240–6,720 a.C.	7,290–6,620 a.C.	-24.0
A-10951	Ma302-1	8,255 ± 65	7,420–7,096 a.C.	7,428–7,048 a.C.	-23.4
A-11868	Ma391-A	8,475 ± 160	7,727–7,205 a.C.	7,941–7,081 a.C.	-23.1
A-10952	Ma303-1	8,655 +195/-190	7,899–7,530 a.C.	8,050–7,270 a.C.	-24.5
AA-36707	Ma231-A	15,790 ± 100	17,208–16,592 a.C.	17,523–16,311 a.C.	-23.4
AA-43632	Ma353-A	15,970 ± 120	17,426–16,788 a.C.	17,753–16,494 a.C.	-23.9
AA-43633	Ma363-A	20,950 ± 180	—	—	-21.5
A-12248	Ma421-A	21,625 +260/-250	—	—	-23.4
AA-37048	Ma231-B	22,800 ± 185	—	—	-17.9
A-11869	Ma403-B	23,235 +190/-185	—	—	-22.9
AA-38055	Ma301-1	23,770 ± 220	—	—	-26.8
A-11598	Ma363-C	29,580 +1250/-1080	—	—	-23.9
A-11870	Ma406-A	40,160 +1760/-1440	—	—	-23.2
A-11866	Ma387-B	43,900 +3600/-2500	—	—	-22.7
A-11867	Ma389-A	45,700 +2800/-2000	—	—	-23.0
AA-46795	Ma377-B	45,800 ± 2700	—	—	-24.2
A-11069	Ma320-A	46,640 +5670/-3290	—	—	-23.0

AA= Clave de laboratorio para los fechamientos por AMS ("Accelerator Mass Spectrometry").

Error estándar: S₁ y S₂ (68.3% y 95.4%, respectivamente, de confiabilidad en el intervalo de edades dado)

valores de incertidumbre (Tabla 3-1) son pequeños (<10%) y las edades concuerdan con la estratigrafía.

En el sector SO (Loc. 363, Fig. 3-1) se colectó un tronco de árbol carbonizado dentro de un depósito de avalancha de escombros, el cual se encuentra estratigráficamente debajo de la PMI (Fig. 3-11). Se fechó en 29,580 +1,250/-1,080 a A.P. (Tabla 3-1). El depósito consiste de dominios de bloques y cenizas que se encuentran alargados en la dirección de transporte. El depósito ha sido removido parcialmente por agua, de tal manera que pendiente abajo lo que se encuentra es un depósito de flujo de escombros. Este depósito no se incluyó por ahora en la Secc.

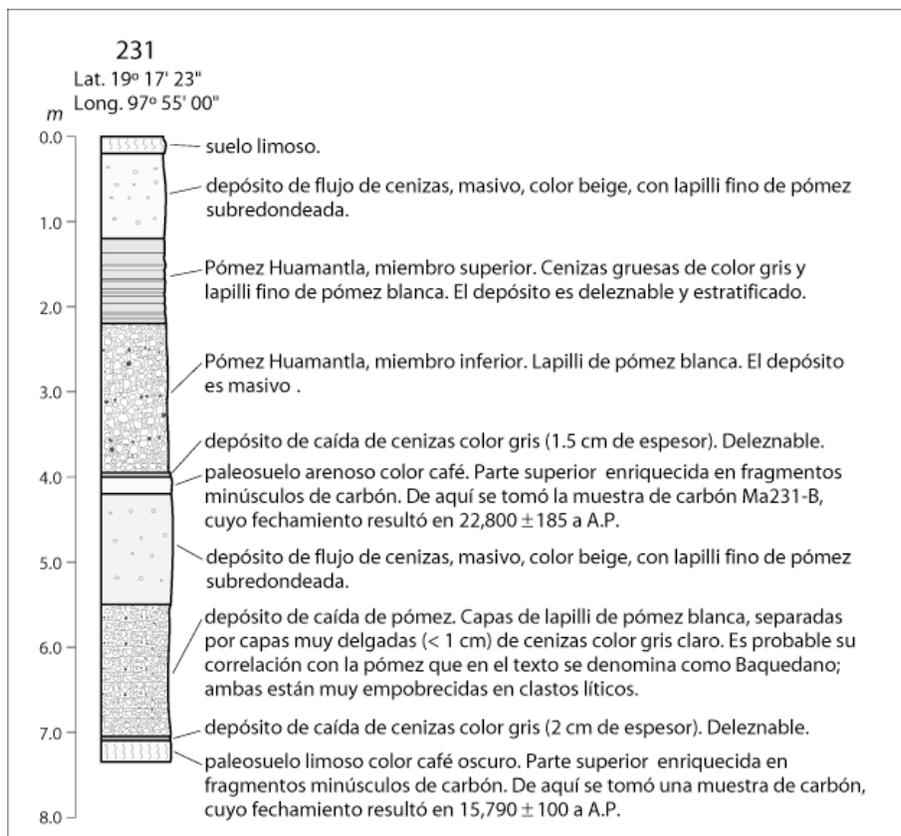


Figura 3-17. Secc. estratigráfica de la Loc. 231 (Fig. 3-1). Aquí se colectaron muestras de paleosuelos, cuyos fechamientos dieron por resultado edades que son inconsistentes con la estratigrafía.

estratigráfica compuesta, ya que se desconoce su relación estratigráfica con el Flujo Pilares, además de que sólo se observó en un afloramiento (Loc. 363, Fig. 3-11).

Antes de saber que la PH debía ser más antigua de 45,000 años, se intentó fechar un paleosuelo arenoso que se encuentra directamente debajo de ella en la localidad 231 (Fig. 3-17). Sin embargo, la edad que se obtuvo de la parte superior de este paleosuelo (se muestreó sólo 1 cm de espesor) fue de $22,800 \pm 185$ a.A.P. (Tabla 3-1). Otra edad de $15,790 \pm 100$ a.A.P. (Tabla 3-1) se obtuvo también de la parte superior de un paleosuelo que subyace directamente a otra unidad de pómez de caída (no reconocida anteriormente), la cual se encuentra por debajo de la PH en la misma localidad 231 (Fig. 3-17). Se concluye que los paleosuelos fechados deben haberse contaminado con carbono reciente.

Heine (1971; 1975) consideró que el paleosuelo fechado por Malde (1969; ver también Kelly *et al.*, 1978) en ca. 25 ka corresponde a su paleosuelo "fBo1" (<21 ka, Tabla 3-1). Sin embargo, de acuerdo con las descripciones de Malde (1969), con los

datos suministrados por Kelly *et al.* (1978), y con el trabajo estratigráfico realizado en la ladera oeste de La Malinche durante esta investigación, parece ser que Malde (1969) fechó otro paleosuelo, el cual se encuentra por debajo de la PMI (21.47 ka, Tabla 3-1). De esta manera se podría explicar la aparente discrepancia con las edades del paleosuelo “fBo1”.

La edad de $8,475 \pm 160$ a A.P. (Tabla 3-1) se obtuvo de un carbón colectado dentro de un depósito de pómez de caída, el cual parecía correlacionar, por la textura y el color, con la PMI. Sin embargo, la edad obtenida es inconsistente con la estratigrafía. Desafortunadamente, las relaciones estratigráficas de este depósito de caída en el sitio de muestreo (loc. 391, Fig. 3-1) no permiten establecer categóricamente su relación con la PMI. Como cabe la posibilidad de que se haya fechado otro depósito de caída, se considera este fechamiento como un problema no resuelto en la estratigrafía de La Malinche.

En el flanco sur de La Malinche, de un carbón colectado dentro de un depósito de lahar se obtuvo una edad radiocarbono de $6,415 \pm 60$ a A.P. (Tabla 3-1). El depósito tiene 1 m de espesor, es masivo y consiste de cenizas de color gris claro y una pequeña cantidad de lapilli fino de pómez subredondeada a redondeada. Además, el depósito contiene lentes pequeños y delgados de lapilli fino de pómez redondeada soportada por clastos. Está cubierto por 1 m de depósitos fluviales y de lahar, constituidos por cenizas color gris claro que engloban lapilli fino de pómez subredondeada a redondeada. Es subyacente, con un contacto débilmente erosivo, por un depósito de cenizas de caída con gradación normal. Este depósito de caída tiene intercaladas capas discontinuas formadas por oleadas piroclásticas, constituidas por cenizas que exhiben estratificación cruzada; sobreyace a un paleosuelo que tuvo poco desarrollo. Este depósito de caída parece correlacionar con el depósito de caída fechado en ca. 3.1 ka (Castro Govea, 1999), según la textura y el contenido de cristales. Como no se ha identificado otro depósito de caída similar a este último, cabe la posibilidad de que el material incorporado por el lahar haya sido un carbón antiguo y no uno relacionado con la erupción de la caída de cenizas. No obstante, otro evento volcánico diferente no puede ser totalmente excluido.

La edad de $4,895 \pm 45$ a A.P. (Tabla 3-1) se obtuvo de pequeños fragmentos de carbón encontrados en cenizas re TRABAJADAS en la localidad 345 (Fig. 3-1), cerca de la cima. Estas cenizas re TRABAJADAS se derivaron del depósito de caída de 3.1 ka. La edad obtenida se encuentra entre la de este último evento de caída y la edad del

paesuelo subyacente, fechado por Malde (1969) en 8,240-5,570 a A.P. (Tabla 3-1). Es posible entonces que el material fechado se haya tratado de una mezcla de carbón producido por la erupción de 3.1 ka, con material carbonáceo del suelo que existía entonces.

La edad de $2,540 \pm 70$ a A.P. (Tabla 3-1) corresponde a un carbón de la parte media de una secuencia de 10 m de depósitos de lahar. Esta secuencia forma una terraza en el cauce del río San Diego, 300 m al N del pueblo Felipe Carrillo Puerto (Barranca Tecopilco, localidad 281, Fig. 3-1). Los lahares pueden no estar relacionados con la actividad de La Malinche, sino simplemente con una gran cantidad de lluvias; inclusive, de acuerdo con la topografía, debieron haber bajado desde el norte y no desde el sur, donde se encuentra La Malinche (Fig. 3-1). El fechamiento se realizó con el fin de tener una idea sobre las edades de este tipo de eventos en los alrededores del volcán.

Al N de La Malinche, al pie del Cerro Quimicho (Loc. 182, Fig. 3-1), se identificó una secuencia de 5 m de depósitos de lahar. La secuencia tiene una estratificación débil y discontinua, distinguiéndose al menos seis unidades (Loc. 182) que no están separadas por suelos o rasgos que indiquen un hiatus entre ellas. Los depósitos están constituidos principalmente por cenizas color beige, de donde se obtuvo (de la parte intermedia de la secuencia) una muestra de carbón que se fechó en $1,270 \pm 45$ a A.P. De acuerdo con la topografía, el lahar debió originarse en las laderas de La Malinche, pudiéndose considerar dos opciones para su origen. El mapa de isopacas y el eje de dispersión de la última erupción pliniana del Popocatepetl, ocurrida hace 1,100-1,200 años (Siebe *et al.*, 1996), sugieren que las cenizas producidas podrían haber alcanzado las laderas de La Malinche. De esta manera, material suelto junto con carbón ya existente en la superficie del suelo pudieron estar disponibles para su posterior remoción por lluvias. La otra opción es que lluvias extraordinariamente abundantes pudieron remover parte de las cenizas de 3.1 ka, mucho tiempo después de su emplazamiento.

Las edades menores a los 1,000 años A.P. (Tabla 3-1) ya fueron discutidas por Castro Govea (1999). Con excepción de las correspondientes a las muestras A-8085 y Hv-4242 (Tabla 3-1), que se obtuvieron de material retrabajado relativamente reciente, las demás se obtuvieron de muestras que debieron haber sido afectadas por contaminación, ya que se encontraron en depósitos que subyacen a las cenizas de caída de 3.1 ka.

3.3.2 La fuente de los eventos más jóvenes

En estudios previos se ha puesto énfasis en la fuente del depósito de cenizas de caída referido aquí con una edad de 3.1 ka (Castro-Govea, 1999). Se han considerado como posibles fuentes de salida tanto el cráter Atitlán o Tlaloque (Heine, en Werner, 1976) como el cráter del cono antiguo y parásito (Werner, 1976) localizado a unos 3 km al E de la cúspide de La Malinche (Fig. 3.1). Sin embargo, la variación de los tamaños de partícula en diferentes afloramientos apunta hacia un origen en el área de la cima (Castro-Govea, 1999). Las cenizas encontradas en el interior del mencionado antiguo cráter, son evidentemente más finas que las que se encuentran en el área de la cima del edificio principal. Además, Los depósitos de oleada piroclástica de la secuencia de depósitos encontrada en la localidad 484 (Fig. 3-16), casi no aflora en distancias más abajo de la línea límite del crecimiento de árboles (1,950 m s.n.m.). Estos depósitos de oleada piroclástica también se han observado en la zona sur de la cima, y tampoco se encuentran más abajo de la línea límite del crecimiento de árboles. Es decir, estos depósitos están separados por una barrera topográfica de cerca de 350 m de altura, constituida por la serie de domos que se encuentra en la cima de La Malinche. Por tanto, esta zona también parece ser el sitio más probable de erupción, cuyo cráter debió ser tapado por el crecimiento de un domo.

3.4 Historia y frecuencia eruptivas

La historia eruptiva de La Malinche se deduce de la estratigrafía y se presenta de manera esquemática y resumida (además de la Secc. estratigráfica compuesta) en la Tabla 3-3. En ésta se muestran los eventos que se han reconocido a través del estudio de los depósitos y de los fechamientos por radiocarbono. A diferencia de la Secc. estratigráfica compuesta (Fig. 3-2), en la Tabla 3-3 se agregan, además, otras tres unidades que también se fecharon, pero cuyas relaciones estratigráficas son ambiguas. Estas unidades corresponden a un lahar (con una edad de 1,270 a A.P.), una avalancha de escombros (con una edad de 29,580 a A.P.) y un flujo de bloques y cenizas (con una edad de 46,640 a A.P.). Las dos primeras se discuten en el apartado de "fechamientos por radiocarbono", mientras que la última se describe en la sección de estratigrafía. Se han tomado en cuenta porque representan eventos diferentes (en edad) a los registrados en la sección compuesta.

Tabla 3-3. Historia eruptiva resumida de La Malinche para el Pleistoceno tardío-Holoceno. Los eventos reconocidos a través de sus depósitos están ordenados conforme a la sección estratigráfica compuesta de la Fig. 2, con excepción de los eventos de lahar de 1,270 a A.P., de avalancha de 29,580 a A.P. y de bloques y cenizas de 46,640 a A.P., cuya posición en la Secc. estratigráfica compuesta es incierta. Estos eventos se incluyeron, sin embargo, para tener una mejor idea de la frecuencia eruptiva del volcán. (P: período; M: Malinche).

Etapa	P	Eventos reconocidos	Fecha mientos ¹⁴ C (años antes del presente)	Referencia
M	3	Lahar	1,270 ± 45	este trabajo
		Flujo de cenizas	3,115 ± 55	Castro Govea, 1999
		Caída de cenizas	2,145 +145/-140	Castro Govea, 1999
			3,005 ± 75	Castro Govea, 1999
			3,280 ± 65	Castro Govea, 1999
			3,450 ±100	Castro Govea, 1999
		Flujos de cenizas y pómez	7,405 ± 145	Heine, 1975
			7,430 +200/-195	Castro Govea, 1999
			7,455 +65/-60	Castro Govea, 1999
			7650 ± 70	Castro Govea, 1999
			7,690 ± 100	Heine, 1975
		Flujo de cenizas y pómez	8,065 ± 105	este trabajo
		Lahar	8,255 ± 65	este trabajo
		Lahar	8,655 +195/-190	este trabajo
		Flujo de cenizas	8,645 +430/-405	Castro Govea, 1999
	9,030 ± 85	Castro Govea, 1999		
	Flujo de bloques y cenizas	sin fechar	sin fecha	
	Pómez Malinche II	≤12,060 ±165	Heine, 1975	
M	2	Flujo de cenizas y pómez	15,970 ± 120	este trabajo
		Avalancha de escombros	20,950 ± 180	este trabajo
		Pómez Malinche I	21,470 +940/-840	Castro Govea, 1999
M	1	Flujo de cenizas y pómez	23,235 +190/-185	este trabajo
		Avalancha de escombros	29,580 +1250/-1080	este trabajo
		Flujos Pilares	sin fechar	sin fecha
		Caída de pómez	sin fechar	sin fecha
		Flujo de bloques y cenizas	38,895 ± 1200	Heine, 1975
		Flujo de cenizas y pómez	40,160 +1760/-1440	este trabajo
		Flujo de bloques y cenizas	43,900 +3600/-2500	este trabajo
		Flujo de bloques y cenizas	45,700 +2800/-2000	este trabajo
		Flujo de bloques y cenizas	46,640 +5670/-3290	este trabajo
	Pómez Huamantla	sin fechar	Castro Govea, 1999	
Pre-M		Flujo de cenizas	sin fechar	este trabajo
		Flujo de bloques y cenizas	sin fechar	este trabajo
		Caída de pómez	sin fechar	este trabajo

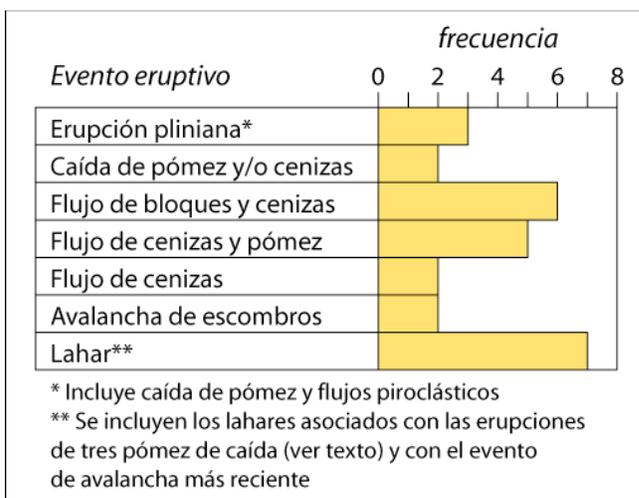


Figura 3-18. Gráfica que muestra la frecuencia de eventos durante la etapa Malinche. Se tomaron en cuenta sólo los depósitos con relaciones estratigráficas conocidas (ver [Tabla 3-3](#)).

Esto, con objeto de estimar una frecuencia eruptiva del volcán. En la Fig. 3-18 se muestra una gráfica donde se representa la frecuencia de eventos eruptivos. La gráfica se construyó considerando sólo las erupciones y los lahares registrados en la etapa Malinche (ca. 50 ka al presente) con relaciones estratigráficas y/o edades conocidas de sus depósitos (Tabla 3-3). Los eventos más frecuentes han sido los de flujo piroclástico y los de lahar. En la Tabla 3-3 sólo se observan tres eventos de lahar, pero se tiene conocimiento de otros 4 más (en las erupciones de las pómez Huamantla, Malinche I y en la que se encuentra entre estas dos, y después del evento de avalancha más reciente). Sólomente han ocurrido en los últimos ~50 ka (Pleistoceno tardío-Holoceno) 3 erupciones plinianas, las cuales incluyen caída de pómez y flujos piroclásticos. Los eventos de menor frecuencia han sido los de caída menor (2) y los de avalancha de escombros (2). Es notorio que sólo se han registrado dos eventos de caída menores. Es probable que esto no se deba a una baja frecuencia de estos eventos, sino a la facilidad de erosión de sus depósitos y, en consecuencia, a la escasa preservación de los mismos.

Para dar una idea gráfica sobre los alcances de las erupciones, en la Fig. 3-19 pueden observarse las distancias mínimas que alcanzaron los flujos piroclásticos, cuyos depósitos fueron fechados (A), así como una comparación entre los espesores de pómez de caída a 10 km de la cima (B). Es de notar que la frecuencia (Fig. 3-18) estimada para los eventos de flujo piroclástico y de lahar puede verse subestimada en gran medida, pues el mapa geológico (Fig. 2-1) muestra depósitos de flujo piroclástico y de lahar alrededor de todo el volcán. Entre éstos, sólo unos pocos se

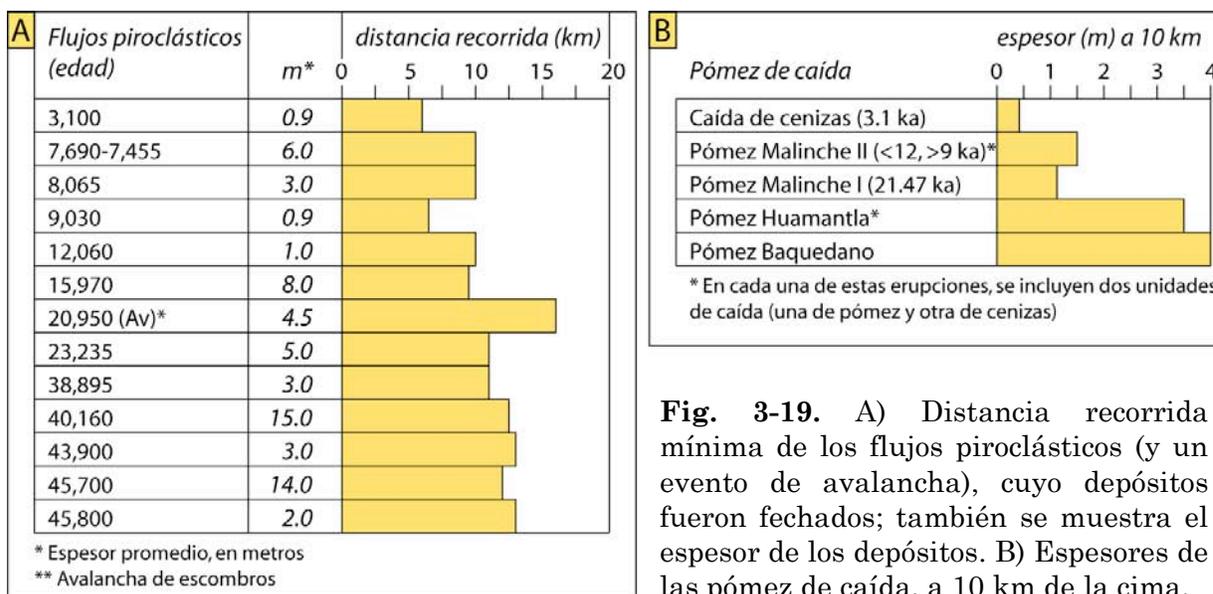


Fig. 3-19. A) Distancia recorrida mínima de los flujos piroclásticos (y un evento de avalancha), cuyo depósitos fueron fechados; también se muestra el espesor de los depósitos. B) Espesores de las pómez de caída, a 10 km de la cima.

han podido correlacionar con alguna erupción en particular. Además, en las secciones estratigráficas representativas (Figs. 3-3 y 3-4) se incluyen varios depósitos adicionales, cuyas relaciones estratigráficas exactas (con la Secc. compuesta) aún se desconocen. De esta manera, la frecuencia de eventos aquí estimada debe entenderse como un ejercicio que adolece de ciertas limitaciones, pero que permite estimar frecuencias mínimas con que ocurren los diferentes tipos de eventos eruptivos identificados en La Malinche. Será necesario continuar con el fechamiento de los depósitos de las diferentes erupciones para obtener estimaciones más precisas.

3.5 Conclusiones

En el presente trabajo se ha ampliado el conocimiento de la historia eruptiva del Pleistoceno tardío-Holoceno del volcán La Malinche. Los depósitos con la edad más antigua conocida corresponden a unidades de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, fechadas en 45.8, 45.7 y 43.9 ka en el sector sur del volcán. La erupción más reciente que se ha fechado ocurrió hace 3,100 años y consistió en una caída de cenizas y un flujo piroclástico de cenizas. Su impacto directo se limitó a las laderas de altitudes medias.

Los eventos de mayor recurrencia han sido los flujos piroclásticos (de bloques y cenizas y de cenizas y pómez) y los lahares. En la etapa Malinche se han registrado sólo tres erupciones plinianas, de las cuales sólo una (la de edad intermedia) se ha

fechado (21.47 ka). La más reciente es más joven que 12.06 ka y más antigua que 9 ka.

Las diversas erupciones del Holoceno, y en especial la más reciente, permiten concluir con claridad que La Malinche es un volcán potencialmente activo, actualmente en estado de reposo.

Geoquímica y petrología

4.1 Introducción

Anteriormente ya se había determinado la composición química de algunas rocas de La Malinche. Éstas resultaron ser de una composición dacíta y andesíta (muy silíceas) de la serie calciálica (Castro-Govea, 1999). Sin embargo, no se habían hecho inferencias con respecto de la fuente de los magmas primarios. En este trabajo se documentan más análisis químicos de estas rocas, y de algunos de los volcanes monogenéticos de los alrededores de La Malinche.

Muchos trabajos (varios se citarán adelante) sobre la geoquímica y petrogénesis se han hecho ya sobre las regiones occidental y central del CVTM, de tal manera que se tiene una buena idea sobre la petrogénesis de las rocas de esta provincia geológica. Este tipo de investigaciones no ha llegado a ese nivel de conocimiento en el sector oriental, del cual muy contados trabajos existen a la fecha. De manera particular, el volcán La Malinche carece de cualquier trabajo tendiente a investigar su petrogénesis. Aquí se hace un acercamiento general a esta tarea, con base en la geoquímica y la petrografía de las rocas. Además, en virtud de que éstas tienen características que pudieran interpretarse como indicativas de fusión de la placa subducente (relaciones altas de Sr/Y y La/Yb, y presencia de plagioclasa y hornblenda) (p. ej., Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999), se discuten las causas que pueden llevar a adquirirlas.

El ambiente geológico y tectónico regional en el cual se encuentra La Malinche puede verse en el capítulo 2. Por condición geométrica (ver Fig. 1-1, recuadro) se

parte de la premisa de un ambiente de subducción, recalándose la importancia de la profundidad a la cual puede encontrarse la placa subducida por debajo del volcán.

4.1.1 Métodos analíticos

Se elaboraron secciones delgadas de las muestras que se estudian, en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Además, para una mejor observación mediante el microscopio, se pulieron con abrasivos finos y alúmina (0.03 micras) y pasta de diamante (0.03 micras) en la etapa final. Las secciones se estudiaron mediante un microscopio petrográfico, en el laboratorio de petrografía del Depto. de Vulcanología del Instituto de Geofísica (UNAM). La geoquímica de roca total (elementos mayores y traza) fue realizada, bajo contrato, por el laboratorio comercial Actlabs (Activation Laboratories Ltd.) con sede en Ancaster, Ontario, Canadá. En su página de internet (www.actlabs.com) se pueden consultar las técnicas de laboratorio, de acuerdo al método analítico empleado. A este laboratorio se proporcionaron las muestras más frescas que pudieron colectarse en el campo. Los elementos mayores y los elementos traza V, Sr, Y, Zr y Ba se obtuvieron mediante el método F-ICPES (“Fusion-Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry”), y sus límites de detección se muestran en la Tabla 3-2. Los elementos Sc, Cr, Co, Rb, Sb, Cs, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Lu, Hf, Ta, Th y U se determinaron mediante el método INAA (“Instrumental Neutron Activation Analysis”). Los elementos Ni, Cu, Zn y Pb se determinaron mediante el método TD-ICPES (“Total digestion-Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry”). El Nb se determinó con el método ICP-MS (“Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry”). Los límites de detección de todos los elementos se muestran en la Tabla 3-2.

Sólo se realizaron algunos análisis isotópicos (9) sólomente de algunas de las rocas de La Malinche. Esto fue en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Las muestras, previamente lavadas con agua bidestilada y secadas al horno, se trituraron manualmente en un mortero de acero. En cada muestra procesada, el mortero se limpió con acetona y se contaminó con la muestra correspondiente, antes de la trituración para obtener fragmentos menores a 0.8 cm de diámetro. Posteriormente, se pulverizaron en un instrumento pulverizador con discos de acero inoxidable. También, antes de cada proceso, los discos y el contenedor se limpiaron con agua, y con acetona (después de secados), antes de contaminarlos con la muestra correspondiente. De cada fracción pulverizada se obtuvieron alícuotas

que posteriormente se trataron químicamente. Los detalles de este proceso analítico y de la medición pueden consultarse en:

<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>.

La ubicación de las muestras puede observarse en la Fig. 2-1.

4.2 Petrografía

4.2.1 La Malinche

Las rocas de La Malinche tienen una textura porfirítica con fenocristales de plg + hbl + bt + ox ± cpx ± opx ± qz. La matriz es vítrea en los clastos de pómez, y criptocristalina en el caso de los clastos líticos provenientes de domos de lava. La pómez es hipocristalina (fenocristales <50% del volumen total), y los clastos con menor contenido en sílice tienen el menor grado de cristalinidad (fenocristales <20% del volumen total). Las rocas derivadas de domos de lava tienen un mayor grado de cristalinidad (fenocristales >50% del volumen total). Sólo en las rocas más silíceas es posible identificar escasos microlitos (<0.03 mm) de plg, bt, e inclusive cuarzo, en la matriz. En los productos menos evolucionados es común encontrar glomerocristales formados por la asociación hbl + plg ± bt ± opx. En la Tabla 4-1 puede consultarse el análisis modal mineralógico de algunas de las rocas.

Los fenocristales (>0.3 mm) de plagioclasa, por lo general, tienen zonamiento oscilatorio (Fig. 4-1a) y rasgos de reabsorción, con el desarrollo de texturas de tamiz y celular (Fig. 4-1b). Es decir, acusan rasgos indicativos de haber estado en condiciones de desequilibrio con el fundido. Varios de estos cristales con rasgos de reabsorción, inclusive, están rodeados por un borde delgado de cristalización en condiciones de equilibrio; o bien, la reabsorción ocurre en forma de anillo, el cual sólo es rodeado por otro anillo delgado de crecimiento en condiciones reequilibradas. Los rasgos de disolución externa, como formación de bahías, no son comunes. Los microfenocristales (0.03–0.3 mm) generalmente son euhedrales, con escasos rasgos de reabsorción interna (textura de tamiz poco abundante) o disolución externa; es decir, durante su crecimiento imperaron condiciones en equilibrio con el fundido.

Son comunes las inclusiones poikilíticas de cristales muy alargados (hasta 100 µm de largo) de apatito, así como inclusiones fluidas. En cambio, aunque ocurren, no son tan comunes las inclusiones poikilíticas de hornblenda, biotita y piroxeno.

Tabla 4-1. Análisis modal (%Vol.) mineralógico de muestras de roca representativas de La Malinche y demás estructuras volcánicas de la zona de estudio. El conteo fue de 1300 puntos en todos los casos.

Muestra	Olivino		Plagioclasa		Cpx		Opx		Hornblenda		Biotita		Cuarzo		Min. acc.		Mat.	Total
	Fen	mFen	Fen	mFen	Fen	mFen	Fen	mFen	Fen	mFen	Fen	mFen	Fen	mFen	Ap	Ox		
<i>La Malinche</i>																		
Ma39A	0.0	0.0	4.8	1.5	1.4	0.3	0.2	0.2	2.9	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	tr	0.9	87.0	100.0
Ma132-1	0.0	0.0	20.9	14.7	0.0	0.0	0.0	0.1	8.8	5.0	1.8	0.0	0.8	0.0	tr	1.5	46.5	100.0
Ma188	0.0	0.0	10.6	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	3.4	0.3	0.0	0.0	0.0	tr	0.4	78.6	100.0
Ma212-8	0.0	0.0	17.5	2.2	0.0	0.7	0.0	0.0	4.3	2.2	0.9	0.0	0.0	0.0	tr	0.7	71.3	100.0
Ma231-4	0.0	0.0	14.8	6.6	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	4.8	2.6	0.5	0.9	0.0	tr	0.5	66.8	100.0
Ma342-1	0.0	0.0	25.7	4.9	0.0	0.0	0.0	0.0	4.6	2.7	2.6	1.9	1.7	0.6	tr	1.2	54.1	100.0
Ma344	0.0	0.0	11.9	27.3	0.0	0.0	0.0	0.1	5.3	5.9	1.1	0.2	1.6	0.0	tr	1.7	45.0	100.0
Ma378-3	0.0	0.0	3.8	2.9	0.7	0.7	0.0	0.1	1.8	2.8	0.0	0.0	0.0	0.0	tr	0.4	86.6	100.0
Ma378-4	0.0	0.0	7.3	4.3	0.3	0.8	0.0	0.0	2.1	2.6	0.2	0.0	0.0	0.0	tr	0.6	81.8	100.0
Ma403	0.0	0.0	10.8	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	5.1	3.5	0.5	0.0	0.0	0.0	tr	0.6	77.0	100.0
<i>Grupo Pinal</i>																		
Ma288-1	0.0	0.0	33.8	11.2	0.0	2.2	1.5	8.1	19.5*	9.8*	4.3	6.9	1.2	0.0	tr	0.4	1.0	100.0
Ma290-2	0.9	0.1	9.1	36.6	0.0	0.9	0.0	0.2	6.6*	8.0*	2.1	0.0	0.7	0.0	tr	0.9	33.9	100.0
Ma292	0.0	0.0	23.0	14.2	0.0	0.2	0.0	0.0	3.7*	7.2*	1.7	0.3	1.2	0.0	tr	0.6	47.9	100.0
Ma314	0.0	0.0	20.8	14.5	2.3	5.2	0.0	0.4	3.2	6.6	2.7	0.0	2.5	0.0	tr	0.8	41.1	100.0
<i>Grupo Terrenate</i>																		
Ma267-1	0.0	0.0	13.0	10.5	7.8	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	1.7	64.3	100.0
Ma274	0.0	0.0	18.8	15.4	6.5	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	2.0	51.8	100.0
<i>Conos monogenéticos</i>																		
Ma222-1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4*	1.4*	0.0	0.0	0.0	0.0		1.6	92.8	100.0
Ma232	0.1	0.0	5.0	0.0	1.0	5.1	0.0	0.0	0.1*	0.1*	0.0	0.0	0.7**	0.0		1.6	86.4	100.0
Ma217-1	2.0	3.2	0.0	0.0	0.2	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		3.0	90.1	100.0
Ma178	9.3	1.1	8.7	0.0	1.6	8.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		2.2	68.9	100.0
Ma216-1	3.5	1.0	0.9	0.0	1.4	2.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		2.3	88.1	100.0
Ma396-1	5.8	2.9	0.0	0.0	0.0	8.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		1.2	81.7	100.0
Ma174	2.4	2.2	0.0	0.0	0.4	2.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.9	91.3	100.0
Ma187-1	7.8	1.5	0.0	0.0	1.8	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		2.8	80.4	100.0
Ma169-1	5.2	2.1	5.1	0.0	0.7	12.6	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	tr	0.0		1.7	71.3	100.0
Ma213-1	0.0	0.0	0.0	0.0	6.5	8.9	0.0	0.0	2.5*	0.7*	0.1	0.0	0.0	0.0		1.9	79.4	100.0
<i>Conos basálticos</i>																		
Ma193	4.9	2.6	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		3.0	87.3	100.0
Ma175	5.6	5.8	5.6	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		2.4	78.9	100.0
Ma190	2.8	0.7	4.7	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		1.3	90.3	100.0

*Oxihornblenda; **Xenocristal.

Fen: fenocristal (>0.3 mm); mFen: microfenocristal (0.03-0.3 mm); Mat.: matriz; Ves.: vesículas; tr: trazas.

La hornblenda es la segunda fase mineral más abundante en las rocas de La Malinche. Aunque puede alcanzar los 2.5 mm de largo, el tamaño promedio máximo en las rocas es de aproximadamente 1 mm. Es de color verde, con pleocroismo fuerte a verde amarillento pálido. Normalmente ocurre como cristales euhedrales a subhedrales, tabulares o prismáticos (cuando el corte es transversal al eje “c”), con rasgos moderados a fuertes de reabsorción (Fig. 4-1c). Estos rasgos son propios de condiciones de desequilibrio en el sistema. El zonamiento es raro y la macla simple ocurre con cierta frecuencia. Son comunes las inclusiones poikilíticas de cristales

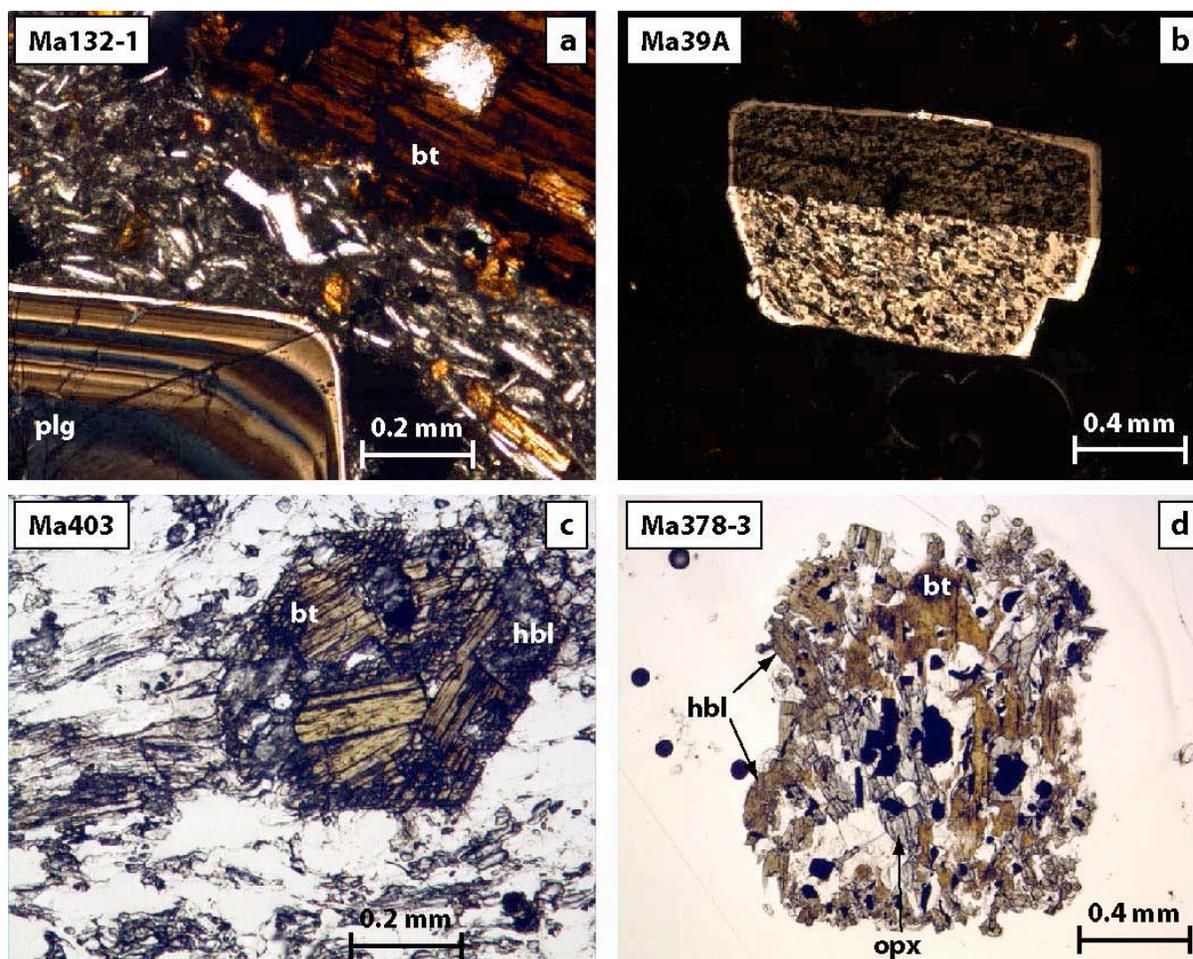


Figura 4-1. Fotografías a través del microscopio petrográfico de algunas rocas de La Malinche. **a)** Puede observarse un zonamiento oscilatorio muy marcado en la plagioclasa, así como una plagioclasa (de color claro) incluida en la biotita. Luz con nícoles cruzados (LNC). **b)** Se observa un alto grado de reabsorción (textura de tamiz) en esta plagioclasa, así como un borde de crecimiento en condiciones reequilibradas. LNC. **c)** Inclusiones de biotita en una hornblenda. Luz con nícoles paralelos (LNP). **d)** Glomerocrystal de biotita, hornblenda, ortopiroxeno, plagioclasa (cristales blancos) y minerales opacos. LNP.

subhedrales a anhedrales de biotita (Fig. 4-1c) y de minerales opacos; y con menor frecuencia ocurren también inclusiones de ortopiroxeno, plagioclasa y apatito. En varias de las unidades eruptivas, la hornblenda forma glomerocristales (Fig. 4-1d), en asociación con biotita + plagioclasa + minerales opacos ± ortopiroxeno; y en los productos menos diferenciados constituye la fase mineral más abundante.

La biotita es otra fase mineral esencial que está siempre presente en las rocas de La Malinche. Es de color café, con marcado pleicroismo a café amarillento muy pálido. Puede alcanzar un tamaño mayor a 3 mm de largo; sin embargo, el promedio

es de 1 mm. Comúnmente tiene rasgos de reabsorción interna y de corrosión en la superficie del cristal, efectos que son más intensos en las rocas menos evolucionadas, y menos intensos en las más evolucionadas. Puede tener inclusiones poikilíticas de cristales de plagioclasa y minerales opacos, y de manera escasa, también de apatito. Constituye la fase de mayor abundancia en los glomerocristales que contienen algunas de las rocas más evolucionadas. Sólo en las muestras menos diferenciadas existen cristales que tienen coronas discontinuas de reacción, formadas por pequeños cristales de hornblenda. Este último rasgo, así como la corrosión, son indicativos de que también la biotita estuvo en condiciones de desequilibrio con el fundido.

El cuarzo sólo se encuentra en las rocas más diferenciadas, con una abundancia que correlaciona burdamente con el contenido de sílice. Puede haber cristales de hasta 2 mm de diámetro, pero lo común es que sean menores a 1 mm de diámetro. De manera casi invariable el cuarzo se encuentra redondeado por efecto de disolución; sólo en la roca más silícea (Ma342-1) escasos fenocristales exhiben todavía algunas de sus facetas. De manera rara puede tener inclusiones de apatito (<25 μm de largo), de minerales opacos o de clinopiroxeno.

Los piroxenos no son tan frecuentes (Tabla 4-1) y se encuentran particularmente en las rocas menos evolucionadas. El clinopiroxeno (augita) puede encontrarse como microfenocristal o como inclusión en algunos fenocristales de plagioclasa y de hornblenda. El ortopiroxeno (hiperstena) también se puede encontrar de manera rara como microfenocristal, y más frecuentemente como inclusión en hornblendas, plagioclasas o biotitas, o bien, formando parte de glomerocristales, en asociación con hornblenda, plagioclasa y biotita (Fig. 4-1d). En las rocas menos evolucionadas, algunos cristales de ortopiroxeno fueron reemplazados casi completamente por hornblenda.

4.2.2 Grupo Pinal

Las rocas del Grupo Pinal tienen la misma asociación mineral que las rocas de La Malinche. En comparación con éstas, las del Grupo Pinal tienen un mayor grado de cristalinidad (todas son lavas de domo), la matriz es criptocristalina, tienen una escasa cantidad de olivino, y la hornblenda corresponde a la variedad oxidada (oxihornblenda). En las rocas del Grupo Pinal los fenocristales de plagioclasa alcanzan diámetros >6 mm, y es muy común que tengan un borde delgado de crecimiento en condiciones de estabilidad, precedido por un anillo con textura de

tamiz (Fig. 4-2a). Aunque su tamaño es seriado, las plagioclasas se pueden agrupar en dos grandes poblaciones: los fenocristales >0.4 mm tienen zonamiento concéntrico oscilatorio (no muy marcado) y rasgos de reabsorción, como la textura de tamiz; los cristales <0.4 mm casi no tienen zonamiento, y sólo los bordes están débilmente corroídos. Los fenocristales de oxihornblenda normalmente tienen algún grado de opacitización. En los de mayor tamaño (hasta de 2.5 mm de largo) son comunes las formas esqueléticas y la opacitización en un área importante del cristal. También, en éstos es común la presencia de un borde delgado de crecimiento en condiciones de equilibrio, precedido por la opacitización (Fig. 4-2b). Además, es común la ocurrencia de rasgos de reabsorción en partes internas del cristal, asociada con la formación de cristales (<0.07 mm de largo) de ortopiroxeno y clinopiroxeno, además de plagioclasa. Los fenocristales de menor tamaño (<0.5 mm) generalmente tienen los bordes opacitados. Algunos de los fenocristales tienen inclusiones poikilíticas de biotita.

La biotita es de color café oscuro, fuertemente pleocroica a café claro, con un tamaño máximo de 4 mm. Normalmente se encuentra muy corroída y es común que tenga bordes de reacción con el sobrecrecimiento de cristales pequeños de oxihornblenda (Fig. 4-3c). También, es común que tengan sus bordes opacitados (Fig. 4-3b), aún los cristales que tienen bordes de reacción con oxihornblenda. Es frecuente que tengan inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Los microfenocristales de piroxeno ocurren en muy escasa cantidad; algunos fueron reemplazados casi completamente por oxihornblenda, y otros forman parte de glomerocristales, en donde el mayor constituyente es la oxihornblenda. El clinopiroxeno es común formando bordes de reacción muy definidos en fenocristales de cuarzo (Fig. 4-2a), o en dominios variolíticos de cristales tabulares y aciculares menores a 150 micras de largo (al parecer, se trata del reemplazamiento completo de cristales de cuarzo).

El olivino (1.2 mm de diámetro máximo) es muy escaso y ocurre como micro y fenocristales de formas subhedrales a anhedrales. Es frecuente que tengan bordes de reacción con el sobrecrecimiento de cristales pequeños de oxihornblenda (<150 μm) (Fig. 4-2d), y de clino y ortopiroxeno (<100 μm de largo). Pueden formar la parte más importante en algunos de los glomerocristales, en asociación con oxhbl + px + plg + ox. Además, tienen escasas inclusiones de minerales opacos.

El olivino (1.2 mm de diámetro máximo) es muy escaso y ocurre como micro y fenocristales de formas subhedrales a anhedrales. Es frecuente que tengan bordes de reacción con el sobrecrecimiento de cristales pequeños de oxihornblenda (<150 μm)

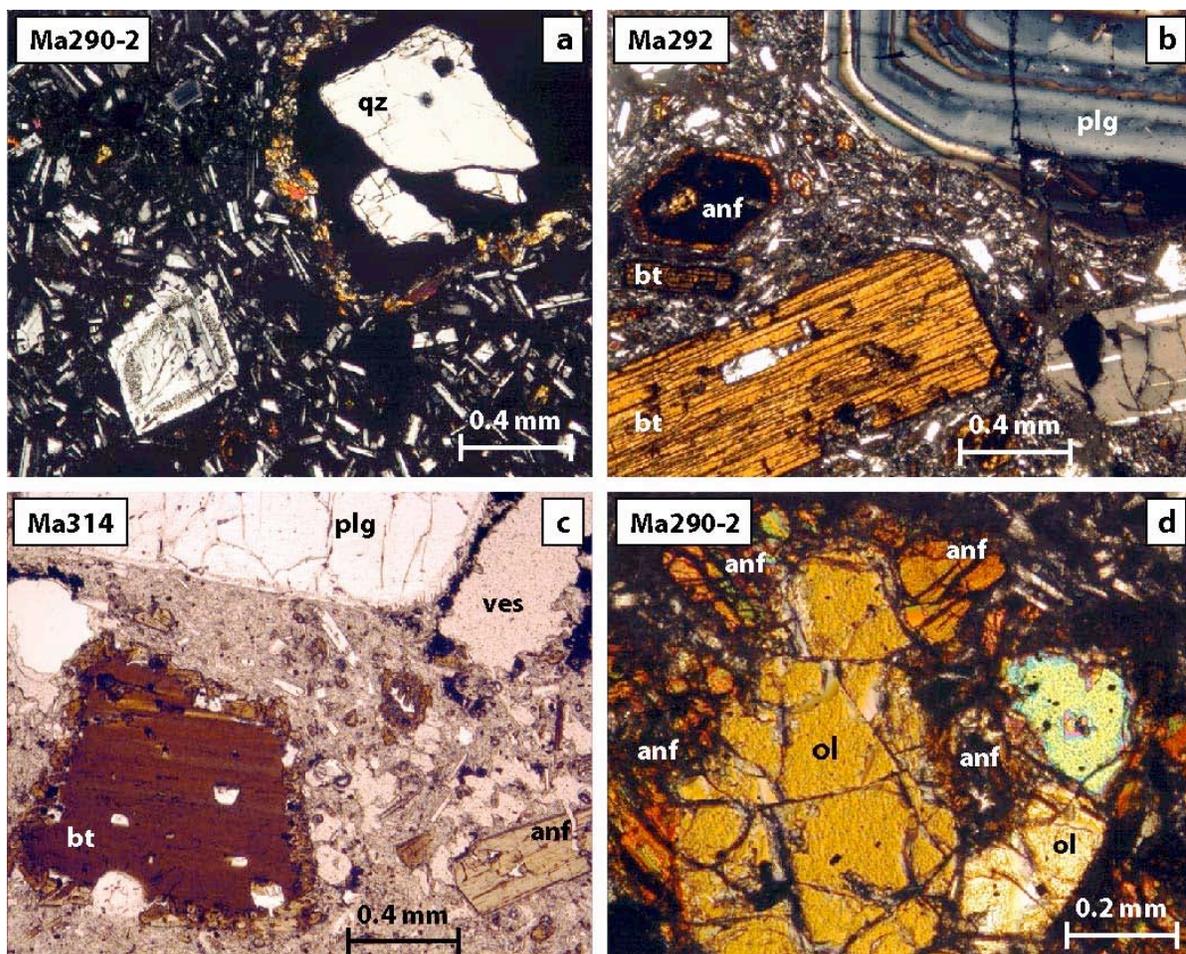


Figura 4-2. Fotografías a través del microscopio petrográfico de algunas rocas del Grupo Pinal. **a)** La plagioclasa de la parte inferior izquierda tiene su borde precedido por un anillo con textura de tamiz. Así mismo, se observa un cristal de cuarzo muy corroído de sus bordes, con una corona de reacción de clinopiroxeno. Luz con nícoles cruzados (LNC). **b)** Se observan el zonamiento oscilatorio de la plagioclasa y una hornblenda opacitizada, con un borde de crecimiento en condiciones de equilibrio. También se puede observar una biotita grande con un cristal de plagioclasa (tabular, de color claro) incluido, así como una biotita pequeña con borde de opacita. LNC. **c)** La biotita tiene una corona de reacción con pequeños cristales de hornblenda. Puede observarse también un borde muy delgado y finamente corroído en la plagioclasa. Luz con nícoles paralelos. **d)** Cristales de olivino con borde de reacción de hornblenda. LNC.

(Fig. 4-2d), y de clino y ortopiroxeno (<100 μm de largo). Pueden formar la parte más importante en algunos de los glomerocristales, en asociación con oxhbl + px + plg + ox. Además, tienen escasas inclusiones de minerales opacos.

El cuarzo ocurre como fenocristales (1.5 mm de diámetro máximo) redondeados por disolución, que comúnmente tienen bordes de reacción con

clinopiroxeno (Fig. 4-2a). En algunos casos sólo quedaron las formas redondeadas, es decir, se consumieron completamente quedando un relleno de vidrio, pero se conservó el anillo de reacción de clinopiroxeno.

El enclave (Ma288-1) (Tabla 4-1) de este grupo de rocas tiene una textura microgranular, holocristalina; las fases de plagioclasa, oxihornblenda y biotita son las de mayor desarrollo (promedian 0.5–0.6 mm de diámetro) y abundancia sobre los piroxenos, el cuarzo y los óxidos de Fe-Ti. Esta muestra corresponde a un enclave (30 cm de largo) encontrado en las rocas del Cerro El Pachón (Ma290-2). La plagioclasa (0.1–1.0 mm) es de forma subhedral, con maclas de Carlsbad y albita, zonamiento concéntrico simple a débilmente oscilatorio y casi no tiene rasgos de corrosión. Puede tener inclusiones poikilíticas de oxihornblenda (<200 μm), biotita (<150 μm), ortopiroxeno (<100 μm), apatito (<100 μm de largo) y minerales opacos (<80 μm). La oxihornblenda (0.1–1.2 mm) es de color café rojizo, muy pleocroica, de forma subhedral a anhedral y tiene inclusiones poikilíticas de clinopiroxeno (<100 μm), ortopiroxeno (<100 μm), biotita (<250 μm) y minerales opacos (<80 μm). Además, es frecuente encontrar bordes de reacción formados por cristales pequeños y tabulares de clinopiroxeno. La biotita (0.1–1.0 mm) es de color café y frecuentemente tiene los bordes corroídos. Sólo óxidos se pueden encontrar como inclusiones poikilíticas. El cpx-augita (<0.3 mm) es de color verde muy pálido; normalmente tiene forma tabular y la mayoría de las veces está asociado con el ortopiroxeno. Éste (<0.6 mm), además, tiende a ocurrir en agregados tabulares y/o aciculares, de los cuales unos pocos exhiben un arreglo semi-radial. El cuarzo (0.1–1.0 mm) es anhedral y más bien creció en los espacios disponibles.

4.2.3 Grupo Terrenate

Las muestras analizadas corresponden al Miembro Superior de este grupo, y tal como describen Carrasco-Núñez et al. (1997), contienen fenocristales de clinopiroxeno (augita), además de plagioclasa. Las rocas tienen una textura porfirítica y la matriz es criptocristalina. La plagioclasa suele alcanzar los 5 mm de diámetro, tiene formas euhedrales a subhedrales y zonamiento concéntrico oscilatorio. Los fenocristales (>0.3 mm), a diferencia de los microfenocristales (<0.3 mm), con frecuencia tienen un anillo con textura de tamiz o celular, el cual está sólo cubierto por un borde de crecimiento en condiciones reequilibradas. Como

inclusiones puede tener (de manera muy escasa) clinopiroxeno, ortopiroxeno, óxidos y apatito.

El clinopiroxeno es subhedral, puede alcanzar los 3.5 mm de diámetro y con frecuencia exhibe maclado simple y polisintético. Son comunes los glomerocristales. Algunos de los fenocristales cuentan con un borde delgado de crecimiento en condiciones de equilibrio, precedido por un anillo de textura celular. Como inclusiones (escasas) puede tener plagioclasa y óxidos. Estas rocas también contienen muy escasas cantidades de microfenocristales de ortopiroxeno. Además, contienen muy escasos fenocristales completamente alterados a un color rojizo oscuro, los cuales, por su relieve, forma y ángulo de extinción podrían ser olivinos.

4.2.4 Conos monogenéticos andesitas–basaltos

Estas rocas tienen una textura porfirítica, con asociación fenocrystalina de $ol + cpx \pm plg \pm oxbhl \pm opx \pm qz$ (xenocristal) + ox en una matriz que varía de intersertal-intergranular a traquítica (Fig. 4-3). Este tipo de variación en la matriz se da, inclusive, en una misma muestra. De manera predominante, con excepción de las muestras Ma222-1 (andesita de hornblenda) (Fig. 4-3a) y Ma213-1 (andesita de cpx y hbl), las rocas andesíticas y basálticas de los aparatos monogenéticos cuaternarios (y probablemente precuaternarios) consisten de fenocristales de olivino y clinopiroxeno (Tabla 1); algunos contienen además fenocristales de plagioclasa. Dos (Ma232 y Ma169-1), inclusive, contienen cantidades menores de cuarzo (xenocristales) (Tabla 1; Fig. 4-3b). El olivino puede alcanzar más de 3 mm de diámetro y normalmente exhibe rasgos de reabsorción moderada a importante. Ocurre de formas subhedrales, la mayoría de las veces con bordes de iddingsita y sólo en contadas ocasiones, tratándose de microfenocristales, pueden encontrarse casi totalmente iddingsitizados. Además, son muy comunes las inclusiones de espinelas de cromo (Fig. 4-3c), cuyos tamaños difícilmente superan las 60 micras. Los olivinos raramente se encuentran como glomerocristales, así como también es raro que tengan anillos incipientes de reacción con el sobrecrecimiento de microcristales tabulares de clinopiroxeno.

El clinopiroxeno (augita) normalmente es <1 mm de largo, y ocurre de forma subhedral y de hábito tabular y prismático. Su grado de reabsorción varía de incipiente a moderado, con escasas bahías de disolución. Es común la macla simple, así como el zonamiento sectorial de forma de reloj de arena (Fig. 4-3d). También es

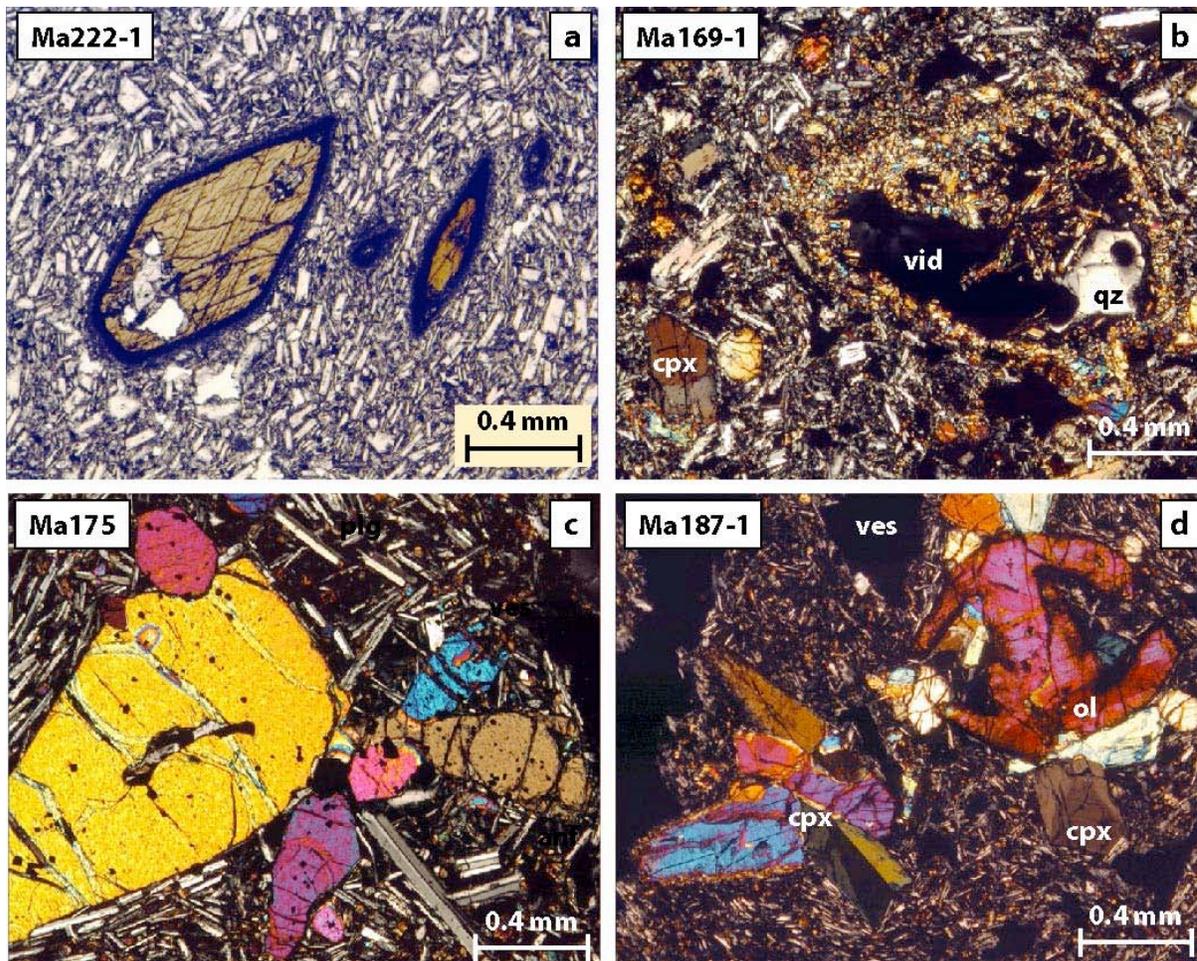


Figura 4-3. Fotografías a través del microscopio petrográfico de algunas de las rocas andesíticas y basálticas de los volcanes monogenéticos. En éstas se puede apreciar la textura de la matriz. **a)** Andesita de hornblenda. La matriz se compone de plagioclasa y tiene una textura traquítica. Las hornblendas tienen un borde de opacita. Luz con nícoles paralelos. **b)** Un cristal de cuarzo fue disuelto casi completamente por el fundido y se formó una corona de reacción de clinopiroxeno. Luz con nícoles cruzados (LNC). **c)** Roca del Cerro Coaxapo, en donde se observan cristales de olivino con inclusiones de espinela (muy pequeñas, de formas casi cuadradas). Es de las pocas rocas que sí tienen fenocristales de plagioclasa. LNC. **d)** Un olivino fue parcialmente reabsorbido en esta roca y quedó con una estructura en forma de herradura. El clinopiroxeno que se encuentra abajo del olivino tiene zonamiento en forma de reloj de arena. LNC.

muy frecuente su ocurrencia en glomero cristales monomineralógicos en número de 10-15 especímenes. Con menor frecuencia se encuentran algunos dominios equigranulares, constituidos por más de 20 microfenocristales tabulares cortos <0.2 mm de largo. De manera rara se puede encontrar olivino en este tipo de dominios. Generalmente la augita tiene minerales opacos como inclusiones.

La plagioclasa se encuentra como fenocristal sólo en algunas de las rocas (Tabla 4-1), comúnmente de hábito tabular (hasta 2.5 mm de largo) y con escasos rasgos de reabsorción (Fig. 4-3c). La textura de tamiz es escasa e incipiente, y ocurre casi sólo en forma de anillo sucedido por crecimiento en condiciones de equilibrio. El zonamiento no es extendido, y predomina el concéntrico simple sobre el oscilatorio, el cual, cuando ocurre, no es muy marcado. Sólo en el caso de las rocas del Cerro Coaxapo los fenocristales de plagioclasa tienden a ocurrir en glomero-cristales monomineralógicos de escasos individuos (3-4), o bien, en mayor número y en asociación con olivino. También, sólo en el caso del Cerro Temazcalito (Ma232), ocurren fenocristales muy grandes de plagioclasa (hasta 5 mm de largo), con textura de tamiz y marcado zonamiento oscilatorio.

4.3 Geoquímica de elementos mayores

En las Tablas 4-2 y 4-3 se muestran los resultados de los análisis químicos de roca total de los volcanes monogenéticos y de La Malinche, respectivamente. En las mismas se refieren los límites de detección para cada elemento analizado. No están incluidos los datos de otras 14 muestras que también se usan en las gráficas e interpretaciones, mismos que están documentados en Castro-Govea (1999). De los conos de escoria y domos de los alrededores de La Malinche se han diferenciado, en las gráficas siguientes, las rocas de los cerros Pinal y Huilotepec, los cuales (junto con el C. Tintero) son referidos como el Grupo Pinal. Éstos tienen características geoquímicas similares a las rocas de La Malinche, y se apartan un poco de los demás aparatos monogenéticos. De acuerdo con la clasificación de Le Bas et al. (1986) (Fig. 4-4a), la composición de las rocas analizadas varía desde basaltos hasta dacitas. Las rocas más máficas del área corresponden al Cerro Coaxapo y un cono contiguo, ubicados al NNO de La Malinche (Fig. 2-1). Las rocas de La Malinche son andesitas (ricas en sílice) y dacitas (de 24 muestras, $\text{SiO}_2 = 58.26-66.35$, considerando también los datos de Castro-Govea, 1999) de hornblenda y biotita. De acuerdo con los contenidos de K_2O (Fig. 4-4b), y con el diagrama AFM (de Irvine y Baragar, 1971; Fig. 4-4c), tanto las rocas de La Malinche como las rocas volcánicas de los alrededores corresponden a la serie calcialcalina, como la mayoría de los productos del CVTM (Demant, 1978). Sólo una roca (Ma213-1) es alcalina (Fig. 4-4a) y clasifica como shoshonita (roca con alto contenido en potasio) en el diagrama SiO_2 vs. K_2O (Fig.

Tabla 4-2. Análisis químicos de roca total de los volcanes monogenéticos cuaternarios de los alrededores de La Malinche. La ubicación de las muestras puede verse en la Fig. 2-1. En la primer columna se muestran los límites de detección, válidos también para la Tabla 4-3.

muestra	L. Det. <i>Conos basálticos</i>									<i>Conos monogenéticos</i>			
	Ma326	Ma176	Ma190	Ma329	Ma328	Ma325	Ma175	Ma327	Ma193	Ma213-1	Ma169-1	Ma187-1	
origen	Coaxapo	Coaxapo	Coaxapo	Coaxapo	Coaxapo	Coaxapo	Coaxapo	Coaxapo	Tepetomayo	S. Dionisio	Chichimec.	Xalostoc	
material	lava	lava	bomba	lava	lava	lava	lava	lava	lava	bomba	lava	bomba	
Latitud	19° 28.90'	19° 26.98'	19° 29.00'	19° 28.59'	19° 28.20'	19° 29.89'	19° 30.37'	19° 27.23'	19° 28.33'	19° 24.89'	19° 22.53'	19° 24.20'	
Longitud	98° 04.05'	98° 05.21'	98° 05.93'	98° 06.32'	98° 04.36'	98° 05.31'	98° 05.47'	98° 04.76'	98° 06.29'	98° 11.47'	98° 05.95'	98° 02.54'	
Altitud (m)	2 570	2 470	2 660	2 580	2 540	2 580	2 540	2 530	2 700	2 520	2 470	2 600	
%													
SiO ₂	0.01	49.54	50.26	50.35	50.39	50.51	50.69	50.70	50.88	51.42	53.55	53.83	54.35
TiO ₂	0.001	1.690	1.656	1.681	1.420	1.710	1.740	1.703	1.620	1.469	1.278	0.909	0.928
Al ₂ O ₃	0.01	16.43	17.14	16.68	15.74	16.09	16.27	16.62	16.86	17.03	14.62	16.49	15.59
Fe ₂ O ₃ *	0.01	10.07	9.89	10.29	10.00	10.17	9.99	9.97	9.84	9.16	6.83	7.68	7.08
MnO	0.001	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.12	0.13	0.11
MgO	0.01	6.79	5.93	6.86	8.64	7.48	7.08	7.05	6.64	6.38	5.35	7.10	7.93
CaO	0.01	9.13	9.40	9.21	8.98	8.74	8.76	8.90	9.46	8.57	8.49	8.81	7.83
Na ₂ O	0.01	3.69	3.88	3.78	3.30	3.65	3.78	3.88	3.65	4.01	3.64	3.92	3.88
K ₂ O	0.01	0.96	0.96	0.91	0.85	1.11	1.08	0.96	0.97	0.88	3.87	0.93	1.59
P ₂ O ₅	0.01	0.48	0.46	0.45	0.37	0.55	0.56	0.51	0.43	0.37	0.90	0.26	0.39
LOI	0.01	-0.09	-0.50	0.11	0.29	-0.25	-0.20	-0.44	-0.49	0.61	0.39	0.04	0.49
Total		98.84	99.24	100.47	100.12	99.93	99.91	100.02	100.02	100.04	98.64	100.07	100.27
ppm													
Sc	0.1	25.6	25.2	25.2	24.7	24.7	24.6	23.9	26.5	22	16.5	22.4	16.5
Be	1	2	1	1	1	2	2	1	2	2	3	1	2
V	1	177	198	199	159	164	163	177	176	175	152	173	125
Cr	0.5	187.0	140.0	193.0	307.0	231.0	209.0	206.0	168.0	199.0	111	257.0	352.0
Co	0.1	36.5	33.5	36.3	43.2	38.3	37.5	36.9	36.1	37.8	28	33.8	34.3
Ni	1	84	56	83	170	121	105	83	71	116	111	93	228
Cu	1	39	23	34	42	36	28	24	32	37	65	45	37
Zn	1	81	71	76	82	94	82	63	79	70	116	78	90
Rb	10	13	16	19	16	21	16	21	19	14	87	—	34
Sr	1	543	534	530	585	550	552	540	540	580	1481	567	831
Y	1	29	29	30	24	30	29	29	27	26	33	17	17
Zr	1	229	121	117	170	235	234	237	199	200	329	96	155
Sb	0.1	0.1	0.5	0.2	0.1	0.2	0.2	0.8	0.2	4.5	0.5	0.8	0.6
Nb	0.1	15.8	—	—	11.6	18	18.4	—	15.0	—	11.4	3.8	5.8
Cs	0.2	0.8	-0.2	0.6	0.6	0.2	0.2	0.6	0.8	—	0.5	0.7	1.1
Ba	1	291	313	303	255	334	332	345	271	438	1455	250	583
La	0.1	25.9	21.5	23	22.7	28.2	28.7	23.7	24.2	19	81.2	13.4	29.9
Ce	1	47	45	49	45	52	54	50	46	42	162	30	59
Nd	1	26	23	25	22	28	28	26	24	20	80	16	30
Sm	0.01	5.92	5.17	5.41	5.31	6.41	6.5	5.66	5.60	4.83	19.6	4.41	6.87
Eu	0.05	1.76	1.81	1.86	1.54	1.89	1.87	1.9	1.69	1.68	5.02	1.34	1.95
Tb	0.1	0.7	0.7	0.7	0.6	0.8	0.6	0.8	0.8	0.7	1.9	0.6	0.6
Yb	0.05	2.74	2.58	2.59	2.41	2.87	2.87	2.59	2.68	2.19	1.95	1.67	1.41
Lu	0.01	0.42	0.38	0.38	0.38	0.44	0.44	0.40	0.41	0.33	0.28	0.25	0.21
Hf	0.2	4	4.3	4.7	3.6	4.3	4.5	4.8	3.9	4.4	8.9	2.9	4
Ta	0.3	1.1	1.1	1.1	-0.3	1.3	1.1	1.1	1.4	0.9	1.2	—	—
Pb	5	4	-3	—	4	8	-3	—	4	—	18	5	10
Th	0.1	1.9	2.1	2.3	1.9	2.2	2.4	2.3	2.0	1.8	15.8	1.6	4.7
U	0.1	0.7	0.4	0.7	0.4	0.7	0.4	1.1	0.5	0.7	4.5	0.4	1

Fe₂O₃* = todo el hierro como Fe₂O₃.

Tabla 4-2. Continuación.

<i>Conos monogenéticos (andesitas/andesitas basálticas)</i>								<i>G. Terrenate</i>		<i>Grupo Pinal</i>				
muestra	Ma174	Ma396-1	Ma216-1	Ma178	Ma217-1	Ma232	Ma222-1	Ma274	Ma267-1	Ma288-1	Ma290-2	Ma314	Ma292	
origen	El Mirador domo		Xipe	San Isidro	flujo	Temascal.	Tlacotépetl	Terrenate	El Conejo	enclave**		El Pachón	Huilotepic	El Pinal
material	bomba	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	
Latitud	19° 30.00'	19° 03.75'	19° 28.57'	19° 26.52'	19° 21.89'	19° 08.32'	19° 20.78'	19° 28.57'	19° 29.37'	19° 08.29'	19° 08.27'	19° 07.29'	19° 08.45'	
Longitud	98° 05.12'	98° 02.59'	98° 16.94'	98° 03.48'	98° 18.34'	97° 56.11'	98° 02.91'	97° 55.22'	97° 52.07'	97° 52.51'	97° 52.20'	97° 54.91'	97° 54.40'	
Altitud (m)	2 580	2 380	2 645	2 490	2 420	2 520	2 680	2 630	3 200	2 640	2 790	2 480	3 260	
<i>% (análisis por ICP)</i>														
SiO ₂	54.52	54.67	54.75	55.71	57.76	57.78	59.86	61.27	61.86	53.64	60.23	63.43	64.00	
TiO ₂	1.169	0.912	0.966	0.821	0.93	0.83	1.01	0.78	0.75	0.92	0.88	0.64	0.66	
Al ₂ O ₃	16.49	16.35	18.06	15.58	17.24	16.69	17.82	16.64	16.64	17.32	16.89	15.45	16.37	
Fe ₂ O ₃ *	7.04	7.01	6.97	5.22	6.22	6.37	6.32	5.07	5.71	8.32	5.14	4.40	4.44	
MnO	0.12	0.11	0.11	0.11	0.09	0.11	0.12	0.09	0.08	0.16	0.10	0.07	0.08	
MgO	5.87	7.13	5.11	7.48	4.61	4.81	3.10	2.83	2.08	6.13	4.46	2.88	2.87	
CaO	7.78	8.50	6.63	7.70	6.83	7.11	6.92	5.53	4.85	7.79	6.15	4.60	4.76	
Na ₂ O	4.21	4.01	4.06	3.38	4.23	3.81	3.52	3.99	3.93	3.40	3.97	4.25	4.54	
K ₂ O	1.31	1.15	1.28	1.64	1.51	1.32	1.12	2.14	2.37	1.10	1.35	2.18	1.63	
P ₂ O ₅	0.32	0.25	0.33	0.16	0.26	0.19	0.32	0.16	0.20	0.17	0.15	0.19	0.16	
LOI	0.22	-0.03	1.66	0.87	0.32	1.08	0.06	0.76	1.33	1.16	1.17	1.30	0.62	
Total	98.95	100.05	99.91	98.67	100.00	100.10	100.16	99.23	99.81	100.11	100.49	99.39	100.11	
<i>ppm</i>														
Sc	17.9	19.1	15.9	18.2	14.4	20.3	15.1	13.5	12.2	25.0	16.5	10.9	10.7	
Be	2	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	1	2	
V	165	155	140	139	119	147	130	126	106	183	136	88	98	
Cr	166	268.0	133.0	325	157.0	108	17.9	37.2	20.4	171.0	130	74.9	65.2	
Co	25.9	28.4	27.6	28.6	24.6	19.3	12.0	15.4	18.4	24.2	18.5	13.8	12.1	
Ni	87	149	72	148	52	18	2	25	15	11	40	24	25	
Cu	23	25	19	19	26	8	3	54	42	10	2	3	—	
Zn	82	73	79	63	80	57	78	56	64	113	55	63	52	
Rb	25	18	—	27	22	26	—	74	84	27	33	39	18	
Sr	782	652	713	681	675	612	1218	567	578	553	582	574	640	
Y	21	17	18	19	13	19	22	24	28	23	19	13	14	
Zr	165	121	135	131	139	135	156	194	190	102	147	129	141	
Sb	3	0.2	0.1	0.7	0.1	0.6	0.4	1.2	0.8	0.1	0.5	0.3	0.5	
Nb	—	3.9	5.7	—	5.6	—	5.6	—	5.8	3.8	—	3.9	—	
Cs	0.6	0.8	0.5	0.6	0.7	1.4	0.8	4.8	3	0.8	1.6	2.5	1.3	
Ba	467	380	735	565	406	355	300	632	546	520	471	565	597	
La	22.8	18.1	30.2	20.1	18.6	14	27.0	23.1	35.4	14.5	17.4	20.1	17.6	
Ce	50	33	54	40	39	30	52	45	45	32	35	37	35	
Nd	26	18	30	20	18	14	27	20	31	21	17	18	16	
Sm	5.62	4.67	7.10	4.21	4.57	3.5	6.33	4.72	6.25	5.37	4.05	3.99	3.55	
Eu	1.78	1.32	2.00	1.36	1.43	1.15	1.84	1.2	1.41	1.44	1.32	1.03	1.12	
Tb	0.6	0.5	0.8	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.9	0.6	0.6	0.4	0.4	
Yb	1.74	1.56	1.50	1.45	1.22	1.75	2.27	2.1	2.50	2.24	1.7	1.24	1.21	
Lu	0.26	0.24	0.23	0.23	0.19	0.25	0.34	0.31	0.39	0.33	0.25	0.19	0.18	
Hf	4.2	2.9	3.6	3.5	3.7	3.5	4.5	5.5	5.3	2.6	3.9	3.2	3.8	
Ta	0.5	—	—	—	0.8	—	—	0.5	0.5	-0.3	—	—	—	
Pb	7	5	5	—	4	—	4	5	9	12	6	10	7	
Th	2.5	2.6	3.7	3.3	2.4	2.6	3.6	10	11.3	1.5	2.7	3.8	3.7	
U	0.8	0.7	1.2	1	0.7	1	1	3.6	3	0.7	1.2	1.6	1.7	

Fe₂O₃* = todo el hierro como Fe₂O₃.

** Enclave en las rocas del C. El Pachón.

Tabla 4-3. Análisis químicos de roca total de La Malinche. Los otros resultados de las muestras que aquí también se interpretan se encuentran en Castro-Govea (1999). En la clave de las muestras se omite el prefijo Ma por razón de espacio.

muestra	39A-2	378-3	378-4	345-2	403-1	344	132-1	188-1	256-6	231-4	56-1	56-2
depósito	PMI	PMI	PMI	PMI	flujo pir.	domo	FPS	PB	PB	PH	caída	caída
material	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez	lava	lava	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez
Latitud	19° 16.92'	19° 09.15'	19° 09.15'	19° 09.41'	19° 16.16'	19° 13.86'	19° 19.24'	19° 25.03'	19° 24.02'	19° 17.39'	19° 14.42'	19° 14.42'
Longitud	98° 00.38'	98° 05.56'	98° 05.56'	98° 08.49'	98° 07.83'	98° 01.92'	97° 57.55'	97° 58.43'	97° 53.66'	97° 54.99'	98° 01.92'	98° 01.92'
Altitud	3,020	2,630	2,630	2,520	2,560	4,430	2,580	2,500	2,440	2,520	3,940	3,940
<i>% (análisis por ICP)</i>												
SiO ₂	60.21	61.36	61.73	62.04	62.83	63.41	63.94	63.99	64.04	65.07	66.13	66.35
TiO ₂	0.66	0.66	0.65	0.65	0.60	0.69	0.61	0.56	0.56	0.52	0.55	0.56
Al ₂ O ₃	17.39	16.12	16.60	16.28	15.85	16.52	16.22	16.10	15.67	15.89	15.75	15.66
Fe ₂ O _{3t}	4.26	4.29	4.29	4.37	4.14	4.77	4.05	3.62	4.27	3.72	3.57	3.71
MnO	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
MgO	2.27	2.41	2.34	2.38	2.50	2.85	2.37	2.07	2.08	1.85	1.85	1.92
CaO	4.68	4.61	4.56	4.61	4.61	5.17	4.61	4.26	4.15	3.97	3.80	3.80
Na ₂ O	4.03	3.80	3.89	4.05	4.33	4.38	4.54	4.11	4.02	4.57	4.63	4.53
K ₂ O	1.46	1.58	1.53	1.73	1.91	1.81	2.00	2.08	2.04	2.05	2.02	2.07
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.15	0.18	0.17	0.19	0.16	0.15	0.16	0.16	0.14	0.14
LOI	4.28	5.08	4.56	3.83	2.19	0.07	0.64	3.13	3.06	2.47	1.27	1.22
Total	99.49	100.14	100.37	100.19	99.19	99.95	99.20	100.14	100.12	100.33	99.77	100.03
<i>ppm</i>												
Sc	9	9.3	9.6	9.4	10.3	11.2	10	8.4	8.3	7.5	8	8
Be	2	1	1	1	2	1	2	2	2	1	2	2
V	80	83	83	83	86	99	83	76	77	69	67	71
Cr	27	43.9	48.8	42.5	50.1	47.1	35	33.2	36.4	35.5	23	24
Co	9	11.5	12.1	12.2	11.0	11.5	10	9.2	9.8	8.6	8	7
Ni	—	14	15	14	10	10	36	13	15	12	—	—
Cu	13	8	4	6	3	7	25	3	5	2	10	10
Zn	70	68	68	68	63	68	52	51	48	46	62	64
Rb	32	38	38	52	46	42	45	42	50	56	53	51
Sr	580	543	549	554	558	594	583	632	603	565	488	479
Y	13	13	13	13	13	14	12	15	14	12	11	12
Zr	139	133	137	134	122	122	133	145	137	135	126	131
Nb	4	4.4	4.5	4.7	3.7	4.6	4	—	—	—	4	4
Sb	—	0.2	0.5	0.4	0.4	0.2	—	0.5	0.4	0.3	—	—
Cs	1.7	1.9	2.3	1.6	2.2	1.6	2.2	2	2	2.7	2.7	2.8
Ba	550	477	459	510	502	494	518	581	583	566	535	531
La	14.6	19.4	19.4	19.6	18.7	17.4	16.3	17.6	18.4	15.8	15.2	15.3
Ce	29.8	32	36	37	35	32	34.1	34	36	32	31.1	31.8
Nd	16.1	18	19	18	19	16	16.9	17	18	15	15.5	15.5
Sm	3.6	3.85	3.97	4.07	3.65	3.74	3.5	3.43	3.51	3	3.3	3.2
Eu	1.11	1.02	1.29	1.07	1.15	1.00	1.11	1.08	1.09	0.98	0.96	0.99
Tb	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4
Yb	1.2	1.20	1.17	1.18	1.29	1.33	1.3	1.2	1.16	1	1.2	1.2
Lu	0.17	0.19	0.18	0.18	0.20	0.21	0.19	0.18	0.17	0.14	0.18	0.19
Hf	3.1	3.2	3.5	3.4	3.4	2.9	3	3.7	3.8	3.4	3	3
Ta	0.3	—	0.7	—	0.5	—	0.3	0.4	—	0.4	0.3	0.3
Pb	16	8	14	4	7	9	13	6	6	7	20	30
Th	3.5	3.2	3.8	3.4	4.1	3.4	4.3	3.8	3.9	3.8	4.3	4.3
U	1.3	1.2	1.7	1.4	1.4	1.2	1.7	1.3	1.2	1.8	1.8	1.8

Fe₂O_{3t} = todo el hierro como Fe₂O₃.

PMI: Pómez Malinche I; PB: Pómez Baquedano; PH: Pómez Huamantla; FPS: Flujo Pilares Superior.

4-4b). Además, como se verá en las gráficas, esta roca tiene características geoquímicas muy diferentes de las otras.

En los diagramas de variación química de elementos mayores (Fig. 4-5) se observan tendencias lineales en ciertos óxidos, mismas que podrían explicarse con procesos de cristalización fraccionada, o bien, de mezcla de magmas. Este último parece haber tomado lugar en la génesis de las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal, de acuerdo con sus texturas petrográficas que muestran rasgos de cristalización en desequilibrio (Fig. 4-1). La roca Ma213-1 muestra valores muy elevados en algunos de los óxidos, por lo cual se excluye de las siguientes observaciones. El CaO, el Fe₂O₃, el TiO₂, el MgO y el MnO decrecen en abundancia hacia las rocas más evolucionadas. Las rocas de La Malinche y el G. Pinal muestran un decremento lineal bien definido, mientras que las rocas de los alrededores tienen una ligera dispersión. El P₂O₅ también decrece con el aumento del sílice, pero con una dispersión notoria. El K₂O y el Na₂O tienen una correlación positiva con el SiO₂, aunque con una gran dispersión en la tendencia lineal. El Al₂O₃ no tiene una tendencia definida en las rocas de los alrededores de La Malinche, pero sí exhibe una tendencia lineal negativa, aunque poco definida, en las rocas de La Malinche. Es de notar que la muestra Ma213-1 tiene muy bajos contenidos en Al₂O₃, y muy altos contenidos en K₂O y P₂O₅. Probablemente, estos elementos están concentrados en la matriz (feldespatos + vidrio + ferromagnesianos), ya que más difícilmente se esperarían en los clinopiroxenos.

Sin ser una conclusión adelantada, y con excepción de la roca Ma213-1, las tendencias lineales pueden estar relacionadas, mediante las fases minerales de las rocas, con procesos de cristalización fraccionada. Las variaciones negativas del MgO y el Fe₂O₃ concuerdan con la cristalización fraccionada del olivino y los piroxenos en las rocas más máficas, y con el fraccionamiento de la hornblenda y la biotita (± piroxenos) en las rocas más evolucionadas (Ewart, 1982). La tendencia lineal negativa del Fe₂O₃ y del TiO₂ puede corresponder con el fraccionamiento de la magnetita en las rocas intermedias y evolucionadas. Estas variaciones descritas, en conjunto con la disminución del CaO y el aumento del K₂O con respecto del sílice, concuerdan con el fraccionamiento de la plagioclasa (Wilson, 1989).

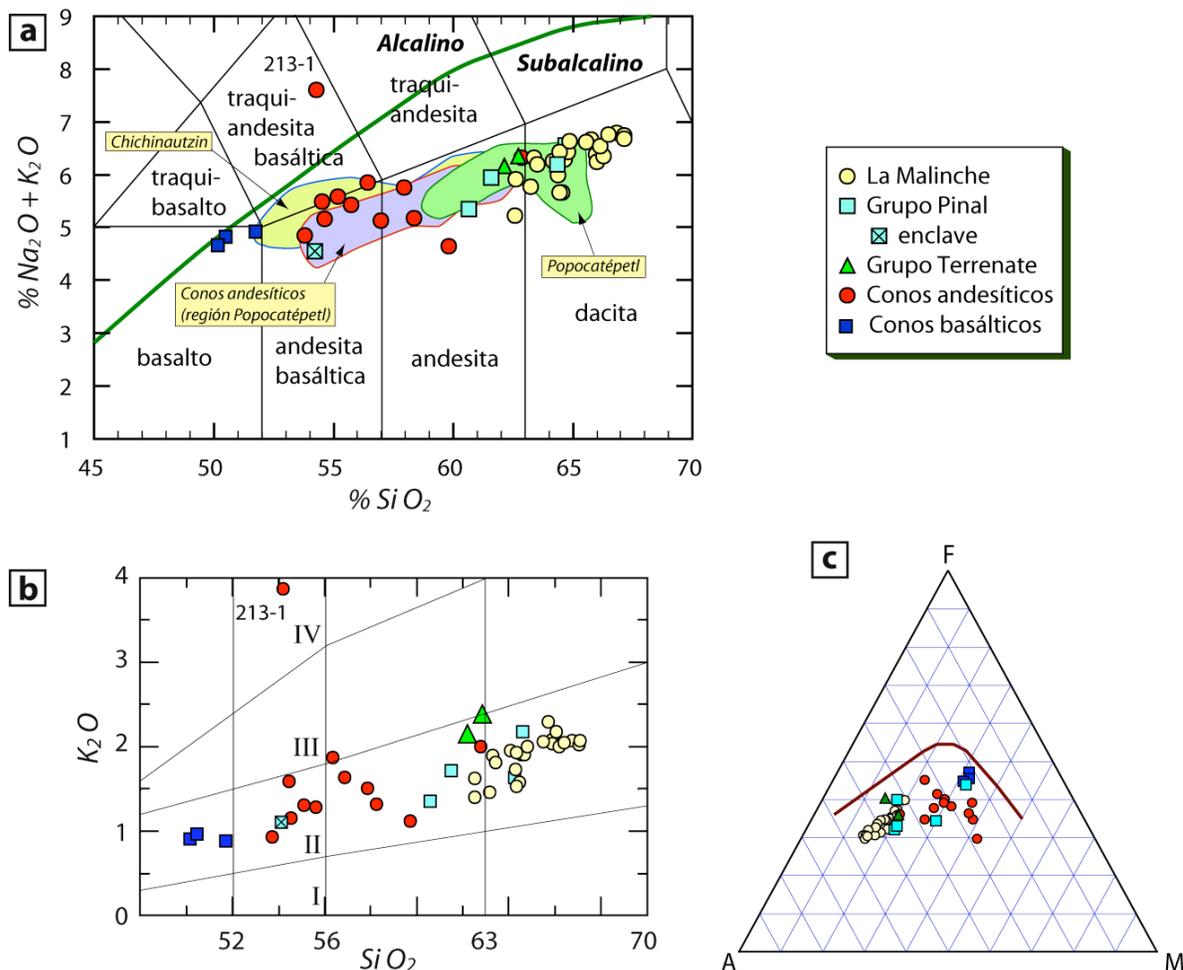


Figura 4-4. a) Clasificación química de las rocas analizadas de La Malinche y sus alrededores con el diagrama sílice-álcalis (Le Bas et al., 1986). La gráfica se construyó con valores anhidros recalculados al 100 %. Se han diferenciado de los conos y domos de los alrededores de La Malinche, los cerros Pinal y Huilotepec, los cuales se refieren en la simbología como Grupo Pinal. Los datos del Popocatepetl son de Schaaf et al. (2005) y los de Chichinautzin de Siebe et al. (2004). La división de los campos alcalino y subalcalino es de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama de clasificación SiO_2 - K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976); las líneas a lo largo del K_2O limitan los campos de las series de rocas toleítica (I), calcialcalina (II), calcialcalina con alto contenido en K_2O (III) y shoshonítica (IV). La roca que clasifica como shoshonita (Ma213-1), también lo hace con los criterios de Le Maitre (1989). **c)** Diagrama de discriminación entre las series toleítica y calcialcalina (Irvine y Baragar, 1971); todas las rocas son calcialcalinas. En los tres diagramas están graficados también los datos de rocas de La Malinche de Castro-Govea (1999).

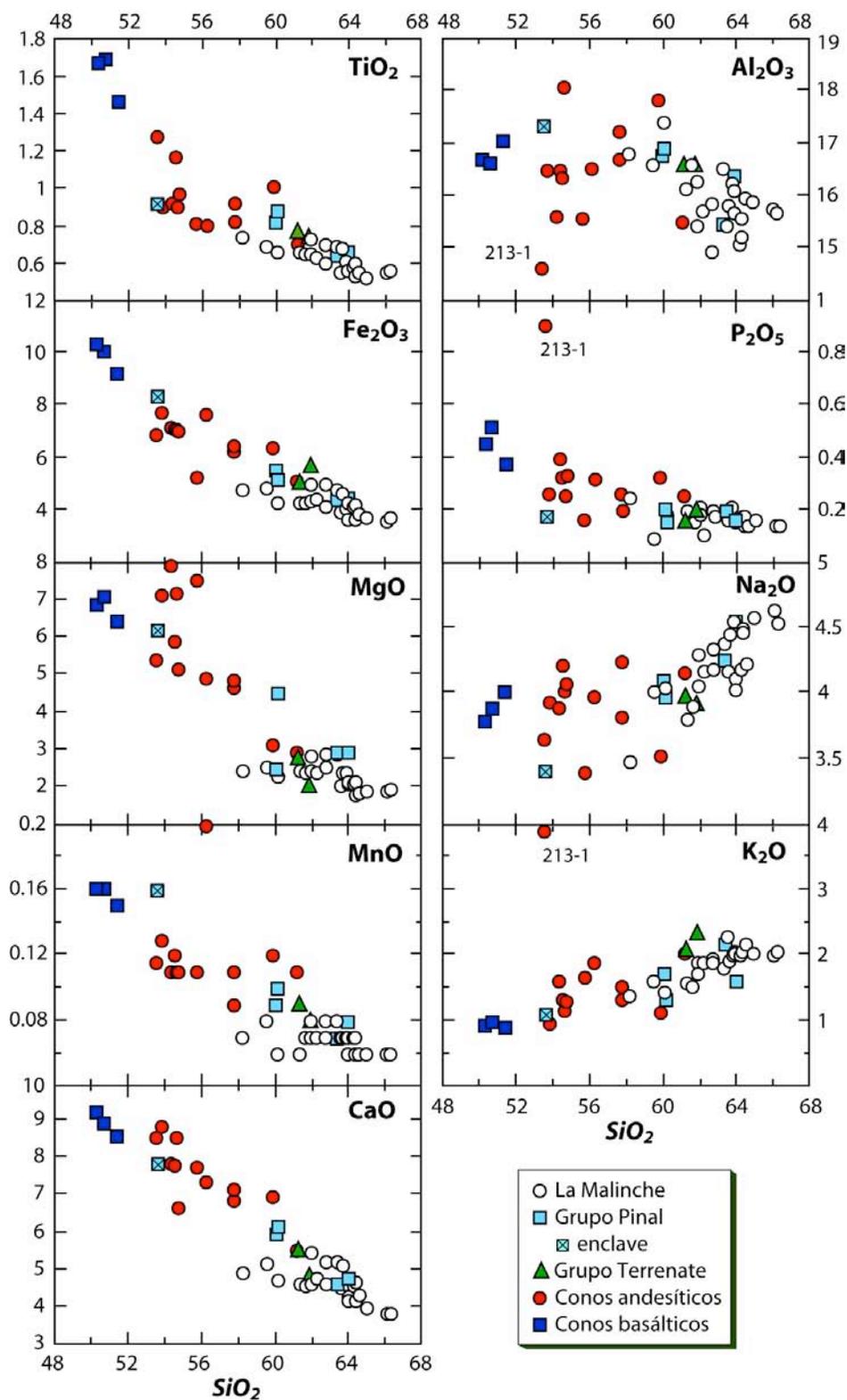


Figura 4-5. Diagramas binarios de elementos mayores. Se incluyen las rocas de La Malinche de Castro-Govea (1999).

4.4 Geoquímica de elementos traza

En los diagramas de variación química de elementos traza (Fig. 4-6) se pueden observar también algunas tendencias lineales, aunque con una dispersión mayor que la observada en los diagramas de elementos mayores (Fig. 4-5). Sólo las rocas del Grupo Terrenate muestran diferencias significativas en los elementos Rb, Cs, Zr e Y, así como la muestra Ma213-1, en los elementos Ba, Sr, Rb, Zr, e Y. Igual que en los diagramas de elementos mayores, en los diagramas de elementos traza las tendencias lineales están mejor definidas en las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal. La mayor dispersión se observa en las andesitas monogenéticas, pues en ambos diagramas de variación (elementos mayores y elementos traza), al menos las rocas basálticas parecen estar ligadas linealmente con las rocas de la Malinche. Esto podría suponer una fuente de magma similar.

Con excepción del Grupo Terrenate y la muestra Ma213-1, las tendencias lineales observadas en los diagramas de elementos traza (Fig. 4-6) también parecen ser explicadas mediante procesos de cristalización fraccionada. Sólo el Ba tiene una dispersión muy grande y no parece posible relacionarla con un proceso en particular. La disminución del Sr, aunada al aumento del Rb con respecto del sílice, podría ser indicativa de la cristalización fraccionada de la plagioclasa. La disminución lineal del Co hacia las rocas más evolucionadas puede corresponder con la cristalización fraccionada del olivino y los piroxenos en las rocas más máficas e intermedias, y con la separación de la magnetita, la hornblenda (\pm px) y la biotita en las rocas del Grupo Pinal y de La Malinche. La tendencia mostrada por el Y puede significar la separación de la hornblenda y el clinopiroxeno. La correlación negativa del V con el sílice concuerda con la cristalización de la hornblenda y la magnetita. Las correlaciones positivas, aunque con cierta dispersión, del Rb y el Th con el SiO₂ son consistentes también con los procesos de cristalización fraccionada, pues son incompatibles con las fases minerales documentadas en las rocas. La diferencias mostradas por las rocas del Grupo Terrenate y la muestra Ma213-1, quizá deban explicarse con diferencias en la fuente de origen de los magmas.

Tanto en los diagramas de variación de elementos mayores como en los de elementos traza, se observa una ligera dispersión en los datos de las andesitas y andesitas basálticas (sólo la muestra Ma213-1 tiene algunas diferencias notables), correspondientes a los aparatos monogenéticos de los alrededores de La Malinche.

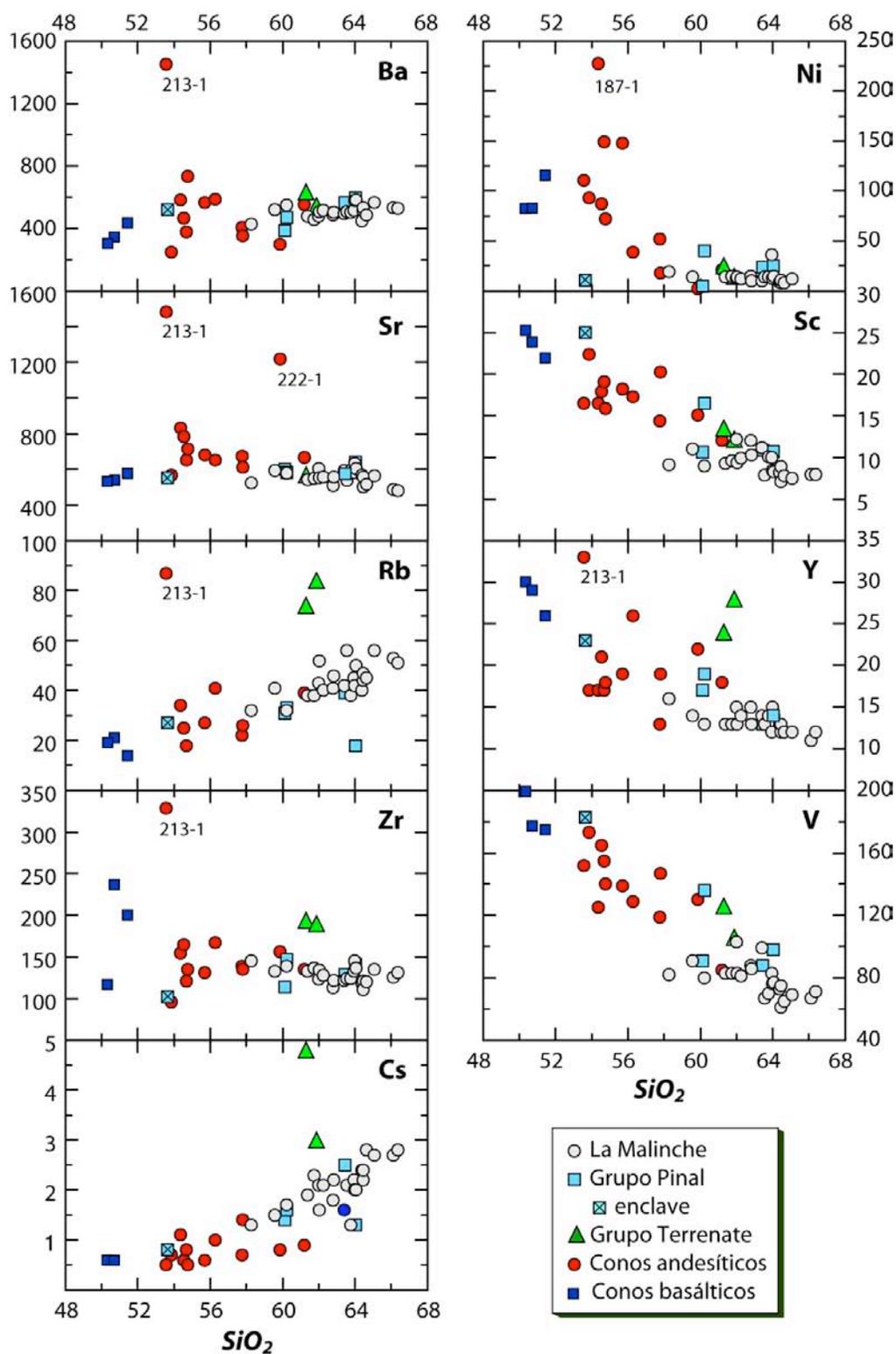


Figura 4-6. Diagramas de variación química de elementos traza. Se incluyen los datos de las rocas de La Malinche de Castro-Govea (1999).

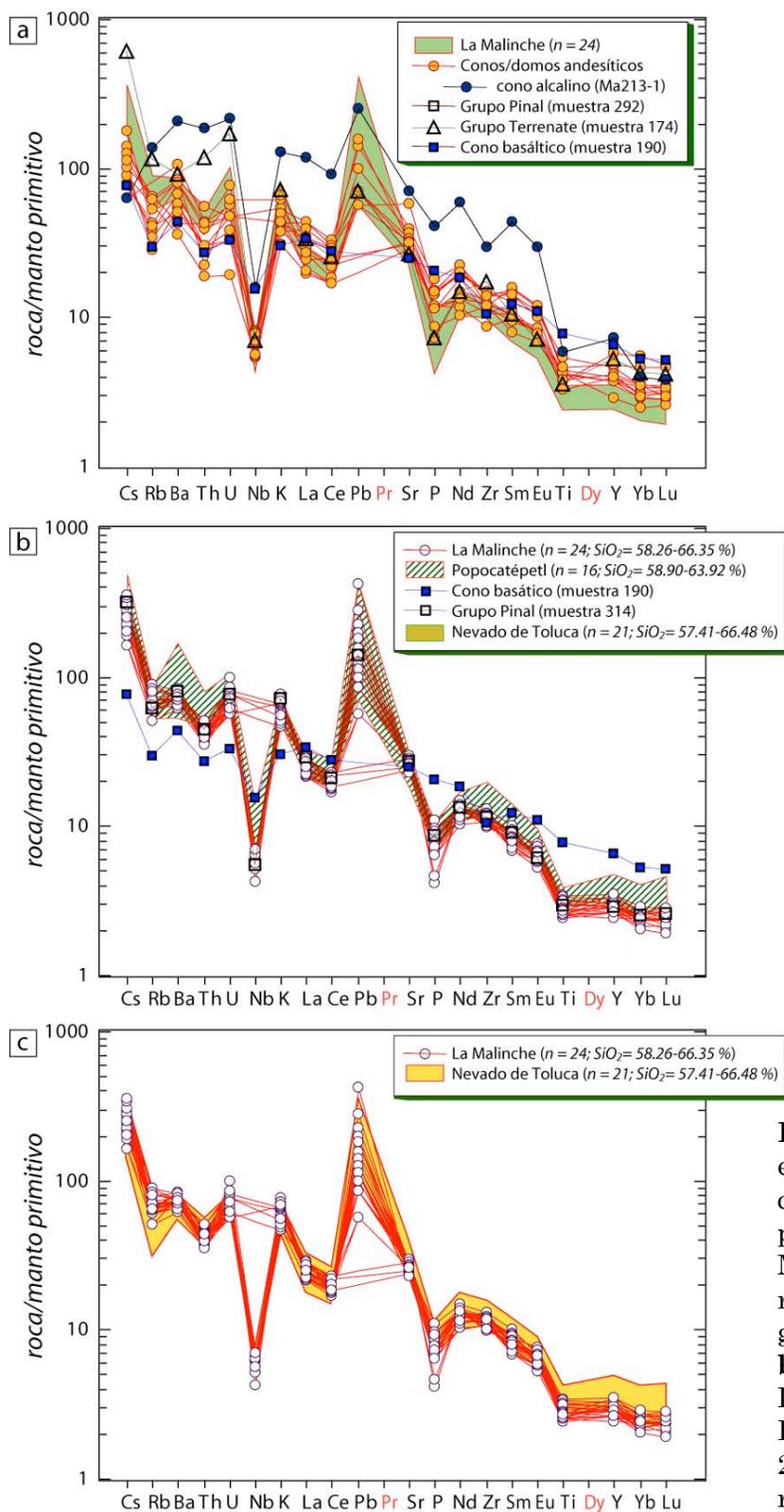


Fig. 4-7. Diagramas de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989). **a)** Las rocas de La Malinche se grafican en campo sombreado. **b)** Se comparan las rocas de La Malinche con las del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005). **c)** Comparación con las rocas del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004).

Esto podría significar pequeñas diferencias en la fuente de origen de los magmas o en los procesos involucrados. Aún así, no parecen ser muy diferentes, y podría ser que algún proceso pudiera haber intervenido en diferente grado para provocar tal dispersión.

En un diagrama multielementos (Fig. 4-7), en el cual los datos de las rocas del área de estudio son normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), se observa un patrón semejante al de las rocas relacionadas con un ambiente de margen continental activo. Las rocas se encuentran enriquecidas en elementos móviles (Sr, K, Rb y Ba), mismos que pudieron haber sido añadidos a través de los fluidos derivados por deshidratación en la zona de subducción (McCulloch y Gamble, 1991). La mayoría de las rocas de los volcanes monogenéticos está empobrecida en los elementos más incompatibles, y enriquecida en los elementos menos incompatibles con respecto de las rocas de La Malinche. Esto puede significar que su origen tuvo lugar a partir de magmas más primitivos (de una fuente del manto más profunda), o bien, de una fuente menos metasomatizada por los fluidos hidratados de subducción. Todas las rocas analizadas por Nb experimentan una anomalía negativa en este elemento, característica que puede deberse al hecho de que la cuña del manto ha sido previamente empobrecida en Nb (y en los otros elementos de alto potencial iónico) (Green, 1972; McCulloch y Gamble, 1991), y a que éste no es soluble en los fluidos hidratados derivados de la placa subducente (Becker et al., 1999). Además, otro factor importante lo constituye la presencia y estabilidad del rutilo, u otras fases titaníferas (ilmenita o titanomagnetita) tanto en la cuña del manto como en la placa subducente (Saunders et al., 1980, 1991; Foley y Wheller, 1990). Estas fases minerales (especialmente el rutilo) retienen tanto el Nb como el Ta durante los procesos de fusión parcial (como productos residuales), o bien, mediante su cristalización temprana. Esto se ve favorecido, además, si los líquidos resultantes son silíceos e hidratados (Green y Pearson, 1986; Foley y Wheller, 1990).

4.5 Elementos de las tierras raras (REE)

Los valores de los elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés), normalizados con los valores de la condrita (Fig. 4-8a), exhiben también patrones característicos de magmatismo de arco. Estos patrones muestran un enriquecimiento en los REE ligeras con respecto de los REE pesadas, y no muestran

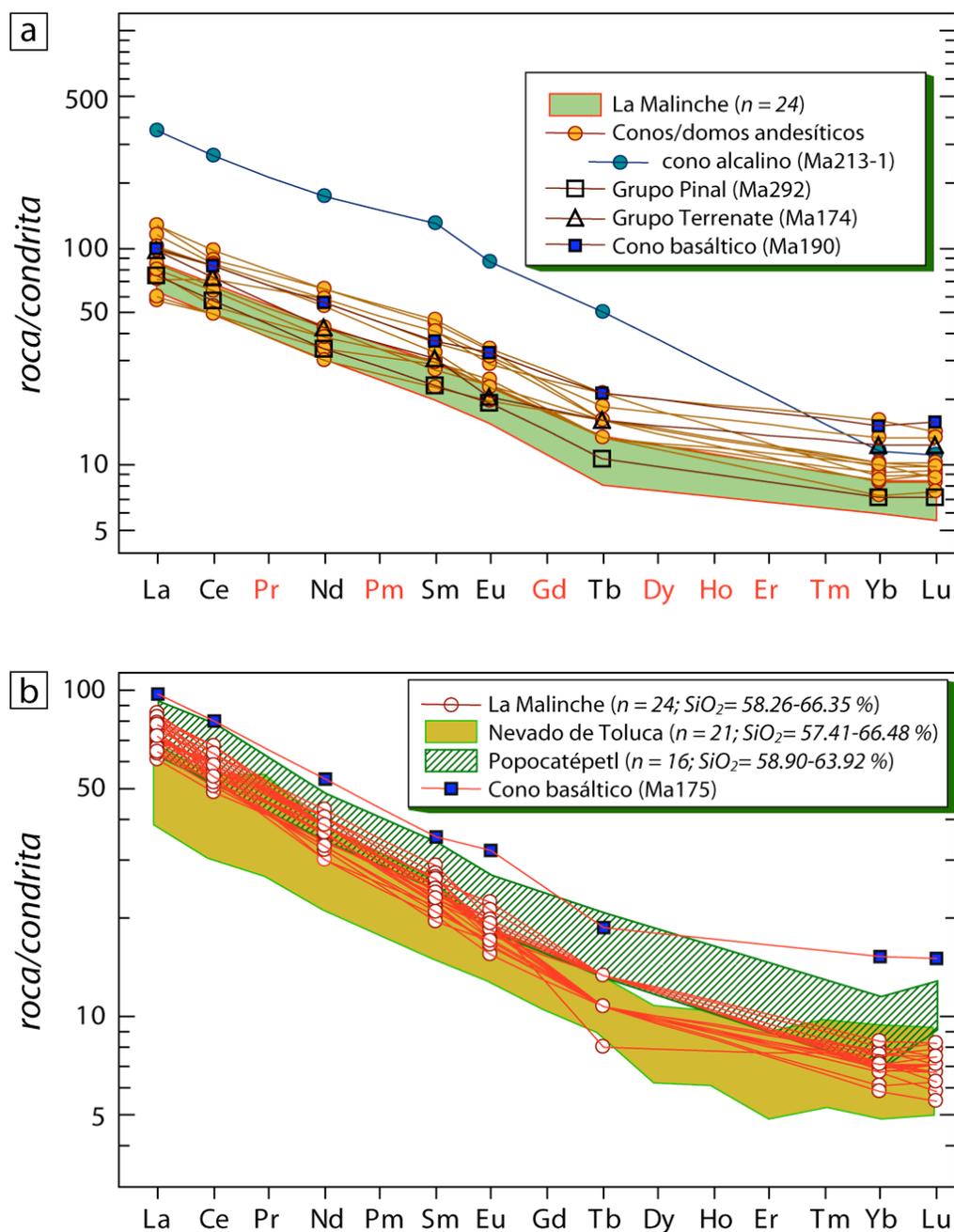


Figura 4-8. Diagramas de los REE normalizados con la condrita C1 (Sun y McDonough, 1989). **a)** Comparación de las rocas de La Malinche con las demás rocas del área de estudio. **b)** Comparación de las rocas de La Malinche con las del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) y del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004). Los basaltos tienen patrones similares en estos diagramas (ver las dos rocas graficadas en ambas figuras), y son los que tienen la relación más baja de $(La/Yb)_N$.

anomalías significativas. En las rocas de La Malinche el grado de fraccionamiento de los REE tiene un intervalo más restringido ($(La/Yb)_N = 8.21-11.21$) que el

experimentado por las rocas del conjunto de aparatos monogenéticos andesíticos ($(La/Yb)_N = 5.40-14.31$). El cono alcalino (Ma213-1) tiene la relación más alta de $(La/Yb)_N$ (29.87). Las rocas de La Malinche tienen una mayor concentración de REE que las rocas del Nevado de Toluca, y una menor concentración en los mismos que las rocas del Popocatepetl (Fig. 4-8b). Además, las rocas de La Malinche tienen valores más altos en la relación $(La/Yb)_N$ que las rocas de estos dos volcanes. Las rocas basálticas están muy enriquecidas en los REE, y son las que tienen el menor grado de fraccionamiento en los mismos (Fig. 4-8b). Así mismo, son también las únicas que exhiben, aunque de manera apenas perceptible, una anomalía positiva en el Eu. Las rocas de La Malinche no muestran una anomalía significativa en este elemento. El fraccionamiento de la plagioclasa en este tipo de rocas (de arco) generalmente causa una anomalía negativa, ausente en las rocas estudiadas. Esta característica puede significar que la cristalización de la plagioclasa ocurrió de manera tardía. Sólo la roca graficada del Grupo Terrenate tiene una leve anomalía negativa en el Eu (ver Fig. 4-8a).

4.6 Sistema isotópico de Sr-Nd-Pb

Se hicieron sólo 9 análisis isotópicos de Sr-Nd-Pb de algunas rocas de La Malinche (Tabla 4-4). Como puede observarse, la variación a nivel global es mínima (Fig. 4-9) y los valores de La Malinche y el Citlaltépetl son los más apartados de los del MORB, con respecto de otros volcanes del CVTM. Las rocas de estos dos volcanes parecen observar una mayor influencia de los sedimentos terrígenos, o de contaminación cortical con rocas de valores radiogénicos muy elevados. A nivel regional, los valores de La Malinche y el Citlaltépetl corresponden a las rocas más evolucionadas (Fig. 4-10a), aunque las rocas del Popocatepetl son las que tienen los valores más altos de Pb radiogénico (Fig. 4-10b).

4.7 Discusión: fuente de los magmas primarios

Parece haber un consenso general de que el magmatismo de arco se origina por la fusión parcial de una zona del manto peridotítico (en la cuña del manto), que ha sido metasomatizada por fluidos derivados de la deshidratación de la placa subducente (p. ej., Anderson et al., 1980; Gill, 1981; Johnson, 1982; Wilson, 1989; McCulloch y Gamble, 1991). Estos fluidos, además, han enriquecido la cuña del

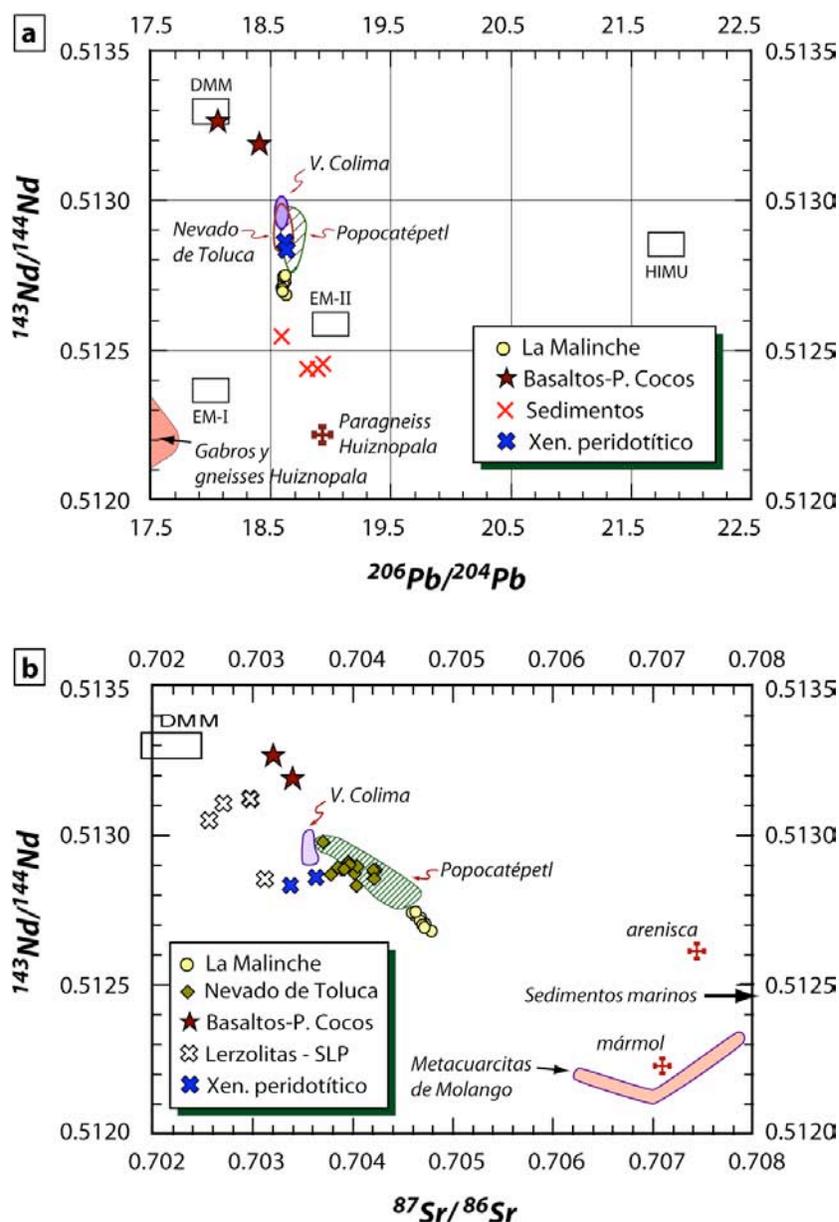


Figura 4-9. Diagramas de composición isotópica de Sr-Nd-Pb, en los cuales se muestra la relación de las rocas de La Malinche con otros volcanes del CVTM y con los componentes globales del manto (Hart, 1988). De manera particular, en ambos diagramas se puede observar la posible influencia de los sedimentos marinos y/o tanto de rocas grenvillianas del probable basamento profundo (a y b), como de las rocas sedimentarias (y metasedimentarias) de la parte superior de la corteza continental (b). Datos de los basaltos de la Placa de Cocos y los sedimentos marinos: Verma (2000); del xenolito peridotítico (del CVTM): Mukasa et al. (2007); de las rocas metamórficas de Huiznopala, Hidalgo: Lawlor et al. (1999) (a) y Ruiz et al. (1988) (b); de la arenisca y el mármol (b): Schaaf et al. (2005). Datos del Volcán de Colima: Valdez-Moreno et al. (2006); del Nevado de Toluca: Martínez-Serrano et al. (2004); del Popocatépetl: Schaaf et al. (2005); del Citlaltépetl: Schaaf et al. (2004). De este último se grafican (en el diagrama b) únicamente los valores extremos, que se unen con una línea para dar idea del amplio intervalo de valores en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Tabla 4-4. Datos de análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb de rocas de La Malinche.

Muestra	Roca*	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1s	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1s	eNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd %	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd %	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1sd %
MA39C	PMII	0.704620	37	0.512732	20	1.83	18.6030	0.030	15.5680	0.035	38.3117	0.044
MA55B	pómez dac.	0.704722	39	0.512704	19	1.29	18.5880	0.018	15.5639	0.020	38.2735	0.023
MA29D	pómez dac.	0.704681	39	0.512723	15	1.66	18.6216	0.035	15.5847	0.036	38.3582	0.044
MA29D II	pómez dac.	0.704673	38	0.512716	18	1.52	18.6052	0.030	15.5656	0.030	38.2906	0.034
MA231-4	pómez dac.	0.704590	39	0.512742	16	2.03	18.6040	0.027	15.5690	0.026	38.3031	0.028
MA39A	PMI	0.704780	40	0.512680	16	0.82	18.6257	0.025	15.5898	0.030	38.3951	0.037
MA56-1	pómez dac.	0.704691	31	0.512701	21	1.23	18.5972	0.021	15.5746	0.022	38.3111	0.022
MA56-2	pómez dac.	0.704713	38	0.512690	17	1.01	18.5980	0.021	15.5747	0.021	38.3100	0.022
MA132-1	FPS (dacita)	0.704625	39	0.512743	15	2.05	18.6171	0.017	15.5754	0.017	38.3344	0.019

PMII: Pómez Malinche II; PMI: Pómez Malinche I; FPS: Flujo Pilares Superior; dac.: dacítica.

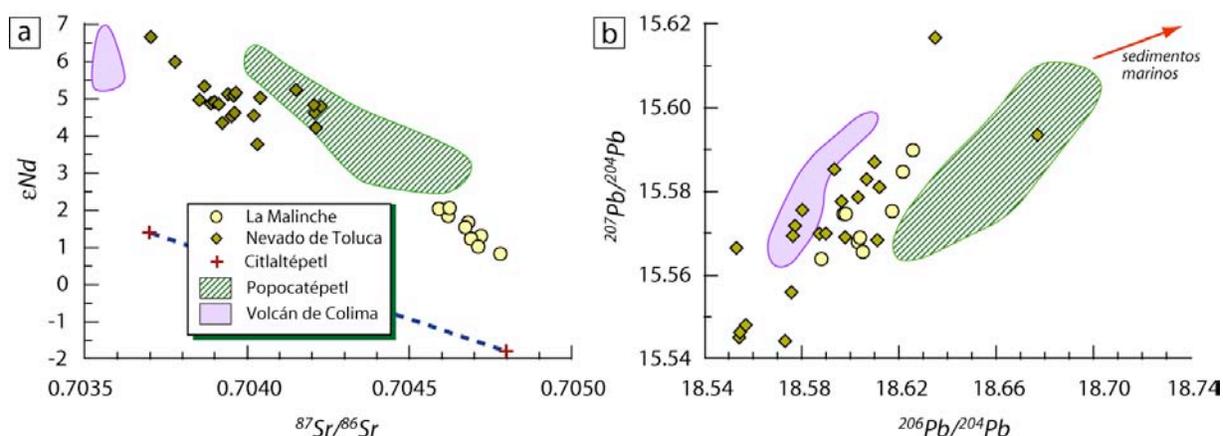


Figura 4-10. Diagramas de composición isotópica de Sr-Nd (a) y Pb (b), en los cuales se compara las rocas de La Malinche con otros volcanes del CVTM. Las referencias de los datos de los otros estratovolcanes mexicanos son las mismas que en la Fig. 4-9. Del Citlaltépetl (Schaaf et al., 2004) se grafican (en el diagrama a) únicamente los valores extremos, que se unen con una línea para dar idea del amplio intervalo de valores en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Es de notar que las rocas del Popocatépetl tienen los valores más altos en la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (diagrama b). Explicación en el texto.

manto con elementos incompatibles (Hawkesworth y Powell, 1980; Pearce, 1983; McCulloch y Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1997). Sin embargo, con base en el modelo alternativo propuesto por Kay (1978) para la isla de Adak, en las Aleutianas, Alaska, Defant y Drummond (1990) proponen que en zonas de subducción donde la corteza oceánica subducida es menor a los 25 Ma, las características geoquímicas de las rocas de arco pueden ser reguladas por la fusión parcial de la placa que subduce. Desde entonces ha aparecido una gran variedad de trabajos tendientes a

documentar tales características. Entre éstas, destacan las relaciones altas de La/Yb (Kay, 1978) y de Sr/Y, así como una anomalía positiva (o carente) en el Eu (en el patrón de los REE) y valores altos en las concentraciones de SiO₂ ($\geq 56\%$), Al₂O₃ ($\geq 15\%$), y Sr (> 400 ppm) (Defant y Drummond, 1990; Drummond y Defant, 1990). También, bajas concentraciones de los REE pesados, Y (< 18 ppm), Yb (< 1.9 ppm) y elementos de alto potencial iónico (“HFSE”, por sus siglas en inglés), así como relaciones bajas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (< 0.7040) (Defant y Drummond, 1990; Drummond y Defant, 1990). Además, relaciones isotópicas de Nd-Sr muy parecidas a las del MORB, valores relativamente altos en el #Mg (> 50) y en las concentraciones de Ni (20-40 ppm) y de Cr (30-50 ppm) (Martin, 1999).

Los rasgos más distintivos de las rocas derivadas por fusión de la placa subducente (basaltos metamorfizados) parecen ser las relaciones elevadas de Sr/Y y de La/Yb (Martin, 1999), característica atribuida a la estabilidad del granate y del anfíbol, y a la ausencia de plagioclasa como residuo durante los procesos de fusión parcial (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999). También, como en el caso de algunas de las regiones de los Andes, estos rasgos geoquímicos se han explicado como contribuciones de la corteza continental inferior (Hildreth y Moor bath, 1988; Davidson et al., 1990; Feeley y Hacker, 1995; Monzier et al., 1999). Además, existen algunas variantes al modelo general de Defant y Drummond (1990), como el metasomatismo de la cuña del manto superior por fundidos de la corteza oceánica subducente (Yogodzinski et al., 1995; Rapp et al., 1999; Samaniego et al., 2005) o la interacción de éstos con el manto peridotítico (Kay, R.W., 1978; Stern y Kilian, 1996; Samaniego et al., 2002) o con magmas derivados de este último (Yogodzinski y Kelemen, 1998). Pero el fundamento de todas estas variantes sigue siendo la estabilidad del granate y el anfíbol, durante la fusión parcial de la corteza oceánica o de la corteza continental inferior. Es decir, estas fases minerales tienen la propiedad de retener los REE pesados y el Y. Estas consideraciones se basan en la premisa de que en las rocas ultramáficas del manto superior no se esperaría al anfíbol (para retener el Y) como fase residual durante su fusión parcial. Y en el raro caso de que ocurriera, sólo podría esperarse que resultara un anfíbol residual, o la cristalización de éste, con #Mg de valores altos acordes con los fundidos ultramáficos. En este caso, de acuerdo con Foley et al. (2002), estos anfíboles no tendrían la propiedad de retener los REE pesados, ya que esto sólo resulta cierto con

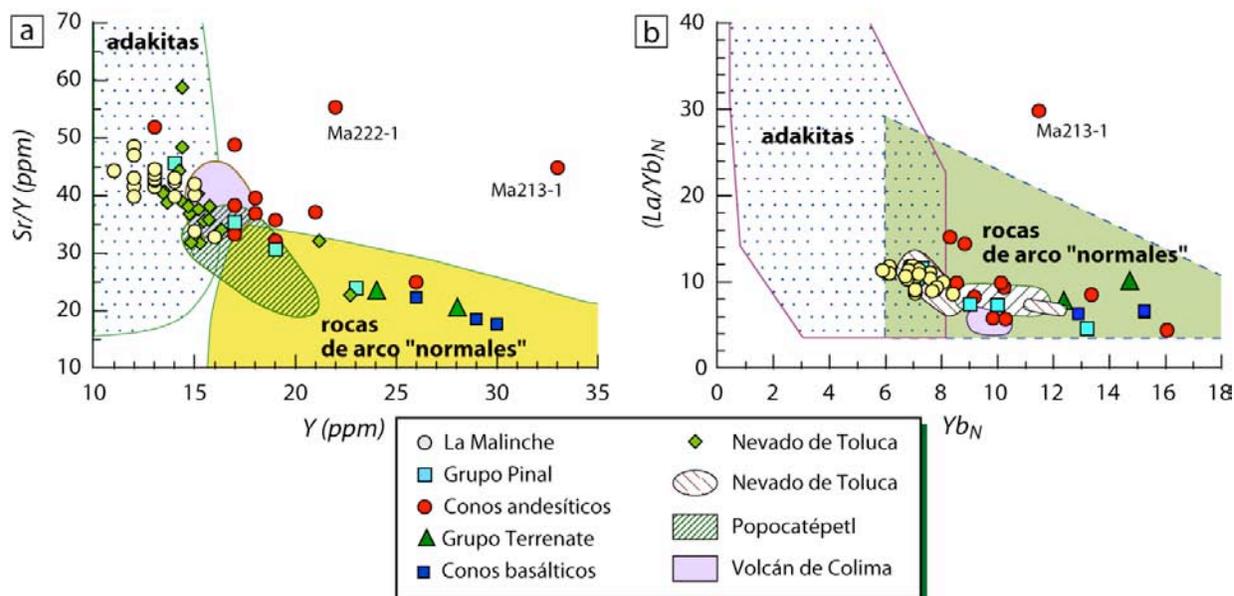


Figura 4-11. Diagramas de discriminación entre las rocas de arco “normales” y las adakitas. **a)** Las rocas de La Malinche y del Nevado de Toluca, así como algunas de los volcanes de Colima y Popocatépetl grafican en el campo de las adakitas. Diagrama de Defant y Drummond (1990). **b)** Las rocas de La Malinche y del Nevado de Toluca grafican en un campo de transición. Diagrama de Martin (1986; 1999).

#Mg no muy elevados (<70), como sucede tanto en la corteza continental inferior como en la corteza oceánica subducente.

En los diagramas más utilizados (Fig. 4-11) para investigar la posibilidad de fusión parcial de la placa subducente, las rocas de La Malinche grafican en el campo de las adakitas (Fig. 4-11a) y en la zona de transición entre los campos de las rocas de arco normales y de las adakitas (Fig. 4-11b) (así nombraron Defant y Drummond, 1990, las rocas descritas por Kay, 1978, en la isla de Adak con características geoquímicas de fusión de la placa). Como puede observarse, las rocas de La Malinche grafican de manera similar a las rocas del Nevado de Toluca, del cual recientemente se ha propuesto, en su génesis, una influencia por fusión parcial de la placa subducente (Martínez-Serrano et al., 2004). No obstante, y en vista de la incipiente señal de fusión parcial de la placa subducente en los diagramas, puede haber otra manera de explicar estas relaciones relativamente altas, como más adelante se mostrará. Además, la isotopía de los productos parece descartar el proceso de fusión parcial de la placa subducente en el caso de La Malinche. Los valores se apartan sustancialmente de los del MORB y, entre los componentes globales del manto, no se aprecia una relación con el HIMU, el cual representa la señal de la corteza oceánica

(Chauvel et al., 1992; Tatsumi y Kogiso, 2003; Fig. 4-9a), probablemente con una fracción de los sedimentos subducidos (Hanyu y Nakamura, 2000). Más bien, parece haber una relación entre un manto superior metasomatizado en algún grado (ver xenolitos en la Fig. 4-9), y rocas de la corteza continental con valores altamente radiogénicos, o bien, los sedimentos terrígenos subducidos, mismos que además pueden tener la capacidad de disminuir los valores del Y y el Yb en los magmas afectados por su influencia (Defant y Drummond, 1990). De la misma manera, tampoco se observa una relación con posibles contribuciones importantes de la corteza continental inferior basáltica (EMI, Fig. 4-9a).

Por otra parte, el fraccionamiento de los elementos de las tierras raras (elementos ligeros/elementos pesados) (Figs. 4-11b y 4-12, más adelante) implica la intervención del granate durante los procesos de fusión parcial. En consecuencia, los magmas debieron tener un origen profundo para posibilitar la estabilización del granate. El espesor de la corteza continental en la parte centro-oriental del CVTM es del orden de 42-45 km (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). Es decir, la corteza continental inferior máfica (metabasaltos de facies anfibolita) podría ser una opción para la fuente de los magmas. Sin embargo, de acuerdo con los estudios experimentales de Wolf y Wyllie (1994) y de Rap y Watson (1995), la fusión parcial de este tipo de rocas produciría fundidos con muy bajos contenidos de agua. Estos bajos contenidos en agua imposibilitarían la estabilización de la hornblenda en las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal. Sólo con muy bajos grados de fusión parcial se producirían fundidos con la capacidad (suficiente agua) de estabilizar la hornblenda, pero entonces estos fundidos serían demasiado silíceos (hasta riolíticos) (Wolf y Wyllie, 1994; Rap y Watson, 1995). De esta manera, la corteza continental inferior no parece viable como fuente de los magmas de las rocas de La Malinche.

Otra posibilidad a considerar es la corteza oceánica subducida, de acuerdo a los modelos propuestos por Kay (1978) y Defant y Drummond (1990), por ejemplo. Peacock et al. (1994) y Liu et al. (1996) consideran que las placas oceánicas jóvenes (como el caso de la Placa de Cocos), en zonas de subducción actuales, sólo pueden tener oportunidad de fundirse a presiones moderadas ($< \sim 2$ GPa). A altas presiones se requerirían temperaturas tan altas (> 1000 °C) que son casi imposibles de alcanzar en la zona (Peacock et al., 1994). Aunque debido a la falta de detección de sismos profundos, bajo la parte central del CVTM, no se ha logrado determinar la geometría

de la placa subducente, los datos extrapolados de Pardo y Suárez (1995) pueden considerarse una buena aproximación (Fig. 1-1). La placa subducente se encontraría a más de 100 km de profundidad (>3.3 GPa) bajo La Malinche, es decir, en una zona de alta presión. Aún si fuera posible la fusión parcial de esta placa, de acuerdo con los experimentos de Prouteau et al. (2001) a 3 GPa, los fundidos serían tan sódicos ($>7.1\%$) y silíceos ($>68\%$) que sobrepasarían los valores de las rocas estudiadas. El sílice tal vez podría bajar su concentración al interactuar con el manto peridotítico, pero no parece ser un proceso suficiente para que el Na_2O disminuya hasta los valores de las rocas estudiadas. Por otra parte, una de las consideraciones importantes para proponer la fusión de la placa subducente, es la presencia del anfíbol (para causar bajos contenidos en Y) como producto residual (Martin, 1999). Sin embargo, a presiones superiores de 2 GPa (>60 km de profundidad) el anfíbol en la placa subducente ya no es estable, desapareciendo completamente a presiones <3 GPa (Hill y Boettcher, 1970; Pawley y Holloway, 1993; Pawley, 1994; Liu et al., 1996). A presiones superiores, las fases que pueden considerarse con la capacidad de hidratar el manto peridotítico pueden ser minerales como la lawsonita, el cloritoide, la zoicita y la fengita (p. ej., Newton y Kennedy, 1963; Pawley y Holloway, 1993; Poli y Schmidt, 1995; Schmidt y Poli, 1998). De acuerdo con sus estudios experimentales, Schmidt y Poli (1998) concluyen que el anfíbol no es el responsable de la hidratación en la cuña del manto para causar el vulcanismo de arco, a profundidades de la placa mayores a 90 km. Es decir, para el caso de las rocas estudiadas, no es necesario considerar la fusión parcial de la placa subducida si se requiere al anfíbol como residuo (Martin, 1999), pero tampoco parece viable por las consideraciones hechas previamente.

La otra opción a considerar para el origen profundo de los magmas es el manto superior peridotítico. Luhr (1997) considera que la intervención del granate (como producto residual) sucede en zonas de alta presión (>2.5 GPa), en la transición de la espinela a granate. Sin embargo, Gaetani y Grove (1998) han mostrado que la disminución de la temperatura de fusión, por la adición de agua a un sistema peridotítico, causa que la transición espinela-granate se encuentre a menores presiones que en condiciones anhidras. Estos autores lograron encontrar estabilidad en el granate a 1.6 GPa, justamente el orden de presiones que calcularon Moore y Carmichael (1998) y Carmichael (2002) para la generación de los magmas en la parte centro-occidental del CVTM. De acuerdo con estas consideraciones, parece

perfectamente explicable la presencia de granate, como residuo, durante los procesos de fusión parcial en la cuña del manto.

4.7.1 El manto superior peridotítico

Se ha mencionado ya el argumento de la rareza de la ocurrencia del anfíbol en el manto superior (Foley et al., 2002). Sin embargo, el metasomatismo de éste por parte de los fluidos hidratados derivados del proceso de subducción, hacen posible la formación de anfíbol (así como de granate), a profundidades menores a 90 km (Saunders et al., 1991; Schmidt y Poli, 1998; Becker et al., 1999). La hornblenda y la biotita en las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal, son constancia de haberse generado a partir de magmas hidratados. Esta condición podría posibilitar la presencia de anfíbol a profundidad. De hecho, Blatter y Carmichael (1998) documentan xenolitos de peridotita de hornblenda en la parte centro-occidental del CVTM. Por otra parte, experimentos sobre fusión parcial de peridotitas fértiles (enriquecidas), muestran que bajos grados de fusión parcial del manto peridotítico pueden producir fundidos andesíticos ($\geq 55\%$ de SiO_2) y aluminosos ($\sim 19\%$ de Al_2O_3) (Baker y Stolper, 1994; Baker et al., 1995; Hirose, 1997). Estos experimentos prueban también, que el contenido de MgO varía de manera directamente proporcional con el grado de fusión parcial y la temperatura, mientras que el sílice varía de manera inversa. Así, bajos grados de fusión parcial pueden generar magmas primarios andesíticos con MgO $< 6\%$ y $\text{SiO}_2 \geq 55\%$. Además, la adición de agua a la peridotita baja su punto de fusión (Hirose y Kawamoto, 1995; Hirose, 1997), con lo cual se pueden generar más fácilmente magmas primarios silíceos con bajos contenidos en MgO (Baker et al., 1995). Posteriormente, estos magmas pueden tener la propiedad de cristalizar anfíboles en profundidades más someras, con más bajos #Mg, los cuales, entre menor sean, retienen más eficientemente los REE pesados y el Y (Foley et al., 2002). En las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal el anfíbol es un mineral esencial; no así en los demás aparatos monogenéticos (excepto la muestra Ma222-1).

Como se ha argumentado ya, la carencia de anomalía negativa en el Eu (en el patrón de los REE) es indicativa de que la plagioclasa (el fenocristal más abundante en La Malinche y el Grupo Pinal) debió haber cristalizado de manera tardía (por ende, a profundidades someras), debido al contenido de agua en los magmas primarios (Gaetani et al., 1993). La petrografía de las rocas indica que hubo

poblaciones de cristales de anfíbol que coexistieron en equilibrio con la plagioclasa, por ejemplo, durante la formación de glomerocristales que involucran a estas dos fases. Es decir, hay evidencia de que el anfíbol también cristalizó a profundidades someras. Este suceso puede explicar parcialmente los valores relativamente altos de Sr/Y, ya que en estas condiciones el anfíbol sí tiene la propiedad de retener el Y durante su cristalización (Foley et al., 2002).

La plagioclasa también puede ser un factor en el aumento de las relaciones de Sr/Y. De acuerdo con los experimentos de Blundy y Wood (1991), en fundidos basáltico/andesíticos el D_{Sr} en la plagioclasa varía de manera inversamente proporcional con el contenido de anortita, con lo cual, durante la fusión parcial de una fuente ultramáfica los fundidos pueden quedar relativamente enriquecidos en Sr. Esto, en el caso de que hubiera plagioclasa residual en la fuente. Pero por otra parte, el fraccionamiento tardío de la plagioclasa en ambientes someros y con fundidos más bien félsicos, también puede contribuir a elevar las relaciones de Sr/Y. Ren et al. (2003) prueban que el D_{Sr} es influenciado de manera muy importante por el contenido de CaO (en roca total) en magmas félsicos (riodacitas-riolitas). Cuando éste es >1% (peso), el D_{Sr} es relativamente bajo (entre 1.2 y 7.6). Y más específicamente, Ren et al. (2003) encuentran que el D_{Sr} varía de manera inversamente proporcional con el contenido de CaO, y directamente proporcional con el contenido de SiO₂ (% en peso) en las rocas félsicas. En las rocas de La Malinche, el CaO varía de 3.80% a 5.44%, y el SiO₂ es menor a 66.35%, de tal manera que la cristalización de la plagioclasa en profundidades someras sólo pudo retener cantidades moderadas de Sr, dejando el fundido relativamente enriquecido en éste. Este efecto, junto con la retención del Y por la hornblenda durante procesos de cristalización fraccionada, puede explicar las relaciones relativamente altas de Sr/Y (Fig. 4-11a). Inclusive, conjuntamente con la hornblenda, la biotita y el apatito tienen la capacidad de retener Y durante la cristalización fraccionada de magmas intermedios a félsicos, pues en éstos el D_Y es >1, y particularmente en el apatito puede variar desde 20 hasta 40 (Pearce y Norry, 1979). Las condiciones de hidratación en magmas intermedios a félsicos favorecen la presencia de apatito (Green y Watson, 1982), mineral que, aunque se encuentra en cantidades traza en las rocas de La Malinche (Tabla 4-1), es relativamente abundante en forma de microcristales.

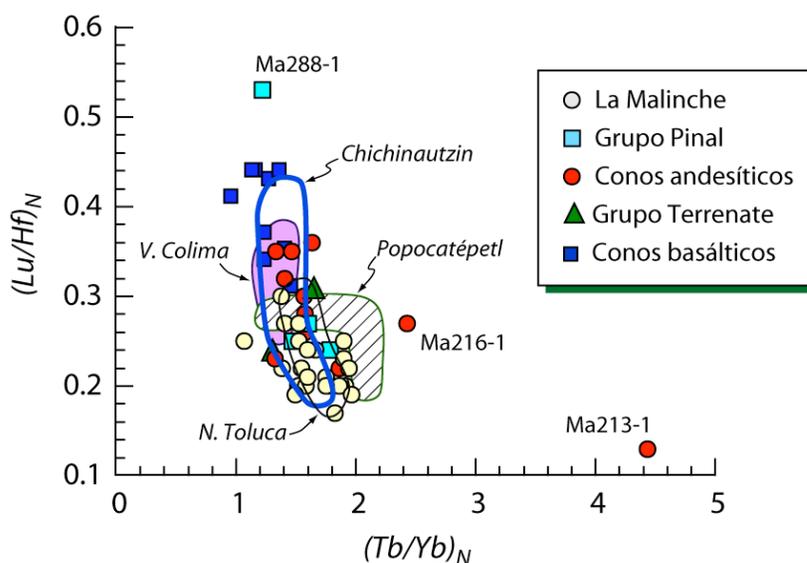


Figura 4-12. Relaciones de REE y elementos traza para probar la posible presencia de granate residual en los procesos de fusión parcial. Una correlación negativa probaría el efecto. Las rocas de La Malinche, el Nevado de Toluca y algunas de la Sierra Chichinautzin concuerdan con la influencia del granate de manera clara. La muestra Ma213-1 parece ser producto de grados excesivamente bajos de fusión parcial.

Las relaciones relativamente altas de La/Yb ($La/Yb_N = 8.57-11.91$ en La Malinche, y $4.64-11.62$ en el Grupo Pinal), y de manera más específica, las relaciones de Tb/Yb y Lu/Hf en las rocas de La Malinche (Fig. 4-12), implican la presencia de granate residual durante los procesos de fusión parcial. Como se puede observar (Fig. 4-12), otros estratovolcanes del CVTM acusan también la influencia del granate en su génesis. La roca Ma213-1 parece representar un grado muy bajo de fusión parcial. En este caso es importante notar que durante grados muy bajos de fusión parcial, el clinopiroxeno puede representar un factor muy importante, dada su abundancia, en un pronunciado fraccionamiento de los REE. Esto es debido a que la relación $(D_{La}/D_{Yb})_{cpx/fundido} = 0.12-0.14$ (Hauri et al., 1994; Foley et al., 1996). La presencia del granate en la fuente del manto, entonces, puede explicar las relaciones relativamente altas de La/Yb. Aunque no se refirió en el apartado de petrografía, por su escasez, sólo contadas rocas contienen, de manera muy rara, pequeños ($<100 \mu m$ de largo) cristales de granate (uno o dos individuos en algunas de las secciones delgadas). Sin ser esto un argumento concluyente de la presencia de granate durante la fusión parcial del manto peridotítico, es posible que la evidencia se haya perdido durante el largo ascenso de los magmas hasta la superficie, o bien, que el granate haya reaccionado (por

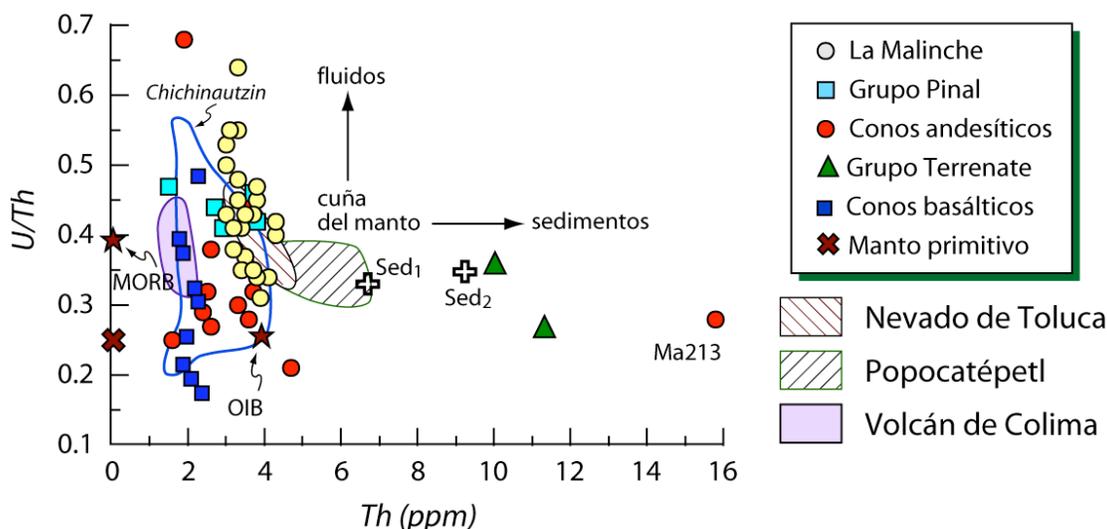


Figura 4-13. El U es un elemento móvil en los fluidos derivados de la deshidratación de la placa subducente, mientras que el Th es inmóvil en los mismos (Hawkesworth et al., 1997). No obstante que el U puede ser retenido en preferencia sobre el Th por el granate (LaTourrette et al., 1993), las rocas de La Malinche parecen estar reguladas en gran medida por estos fluidos. En cambio, el grado de fusión parcial excesivamente bajo para producir la roca Ma213-1, sí parece haber provocado un gran enriquecimiento en el Th. Las rocas del Grupo Terrenate, por comparación con la Fig. 4-12, parecen tener más bien una alta contribución de los sedimentos. Otras rocas y componentes: las mismas referencias que anteriormente. Sed₁: Sedimentos marinos de Verma (2000); Sed₂: Sedimentos marinos de Plank y Langmuir (1998).

inestabilidad) en niveles más someros. Es de notar que, de acuerdo al diagrama de la Fig. 4-12, la roca Ma213-1 parece ser resultado de grados excesivamente bajos de fusión parcial, con granate como residuo. De hecho, en esta muestra sí es notoria la presencia de granate (en sección delgada), aunque de manera muy esparcida.

4.7.2 Los fluidos hidratados

Como se ha mencionado ya, la presencia de hornblenda y biotita en las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal evidencia la naturaleza hidratada de los magmas. El agua inhibe la cristalización temprana (es decir, a profundidades del manto superior) de la plagioclasa (Gaetani et al., 1993; Grove et al., 2003), lo cual, en las rocas de estudio, queda de manifiesto en la ausencia de anomalía de Eu en el patrón de los REE. Además, las relaciones de U/Th (Fig. 4-13) señalan también una fuerte influencia de los fluidos hidratados (Hawkesworth et al., 1997) en la cuña del manto. El enriquecimiento relativo en elementos incompatibles como el K, el Rb, el Cs, el Pb y el Sr (Fig. 4-7) pudieron haber sido también llevados al manto peridotítico por estos

fluidos (Pearce, 1983; McCulloch y Gamble, 1991; Cervantes y Wallace, 2003). Brenan et al. (1995a) muestran, de manera experimental, que el enriquecimiento de Pb es producto de la deshidratación de la placa, lo que, además, causa bajas relaciones de Ce/Pb (ver Fig. 4-7), corroborando así las estimaciones (de Ce/Pb) hechas por Miller et al. (1994). Es decir, la fuente de generación de los magmas primarios de las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal, parece haber sido una región metasomatizada de la cuña del manto por fluidos de subducción. El mismo caso, aunque tal vez en menor grado, de acuerdo con la mineralogía de las rocas, debió ocurrir con la fuente de generación de los magmas de los aparatos monogenéticos. Éstos tampoco tienen anomalía de Eu en el patrón de los REE, y la carencia de fenocristales de plagioclasa (influenciada por el H₂O) es explicable por un rápido ascenso de los magmas hasta la superficie. Aunque no se han encontrado todavía xenolitos del manto en La Malinche, entre los únicos documentados hasta ahora en el CVTM (en la localidad El Peñón) se encuentran peridotitas de hornblenda que evidencian metasomatismo por fluidos derivados del proceso de subducción (Blatter y Carmichael, 1998; Mukasa et al., 2007). Un ejemplo de metasomatismo por fluidos de subducción del manto peridotítico es citado por Vidal et al. (1989), en el cual, además, muestran que el metasomatismo causa un enriquecimiento isotópico en el sistema Nd-Sr. Kepezhinskias et al. (1996) documentan xenolitos peridotíticos del segmento norte del arco de Kamchatka, con evidencias de metasomatismo que atribuyen a fundidos dacíticos de la placa oceánica subducida. Estas evidencias son venas dacíticas en los xenolitos. Becker et al. (1999) encuentran venas silicatadas también, pero en eclogitas de alta presión obducidas en Alemania. Éstas exhiben un enriquecimiento diferencial en elementos incompatibles (con respecto del enriquecimiento debido a una probable fusión de la eclogita), por lo que concluyen que fueron producto de la deshidratación de la placa, más bien que de su fusión parcial. El mismo argumento fue empleado por Mukasa et al. (2007) para discriminar el agente metasomático en los xenolitos encontrados en las andesitas El Peñón. Al parecer, en zonas de subducción a altas presiones es más factible el proceso de deshidratación que de fusión de la placa, para producir líquidos de baja densidad y viscosidad, que tengan la propiedad de ascender y reaccionar con el manto peridotítico.

Por otra parte, experimentos de equilibrio de fases en lavas de los sectores occidental y central del CVTM (Moore y Carmichael, 1998; Blatter y Carmichael,

2001), muestran que las abundancias y composiciones de los fenocristales naturales (en equilibrio), sólo pueden reproducirse si los líquidos experimentales están saturados en agua. Mediante cálculos termodinámicos y estimaciones previas de contenidos de agua y abundancias de fenocristales (p. ej., de Moore y Carmichael, 1998 y Luhr, 2000), Carmichael (2002) encuentra que las rocas de estos sectores del CVTM fueron generadas por magmas muy hidratados. Más aún, Sisson y Layne (1993), Moore y Carmichael (1998) y Carmichael (2002) deducen que las fases minerales anhidras debieron cristalizar una vez que los magmas perdieron suficiente agua durante su ascenso. Esto concuerda con los resultados experimentales de Gaetani et al. (1993) y Grove et al. (2003), en el sentido de que el agua en el magma inhibe la cristalización temprana de la plagioclasa. Y de hecho, Moore y Carmichael (1998) y Carmichael (2002) consideran que en los arcos volcánicos, en general, los magmas primarios son hidratados, y que la cristalización ocurre por un proceso de descompresión y deshidratación de los mismos, más bien que por decrementos en la temperatura. Los diagramas de fases de Moore y Carmichael (1998) predicen que la diferencia, entre las rocas de olivino-piroxeno y de plagioclasa-hornblenda, estriba principalmente en la temperatura de fusión de la fuente. La cantidad de agua también tiene influencia, pero es menor. De acuerdo con estos resultados, en el caso de las rocas de estudio, los basaltos y andesitas monogenéticos podrían haberse generado a una temperatura mayor que las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal.

4.7.3 Influencia de los sedimentos subducidos

No obstante que el Ba ha sido considerado como un elemento móvil en los fluidos acuosos derivados de la deshidratación de la placa (p. ej., Elliot, 2003), Kelemen et al. (2003) ha mostrado que más bien tal elemento es derivado de los sedimentos, ya que el contenido en éstos (p. ej., Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000) es muy elevado. Las relaciones elevadas de Ba/La y Th/La, así como su correlación positiva en las rocas de La Malinche (Fig. 4-14), sugieren que el Ba y el Th fueron agregados a la fuente de los magmas como contribuciones de los sedimentos subducidos. Aunque esto es posible como producto de su deshidratación, Kelemen et al. (2003) hacen notar también la posibilidad de su adición a través de fundidos. Contribuciones debidas a los sedimentos parecen concordar también con la composición isotópica de las rocas estudiadas. De manera particular, de los componentes del manto, sólo una línea de mezcla entre un manto peridotítico

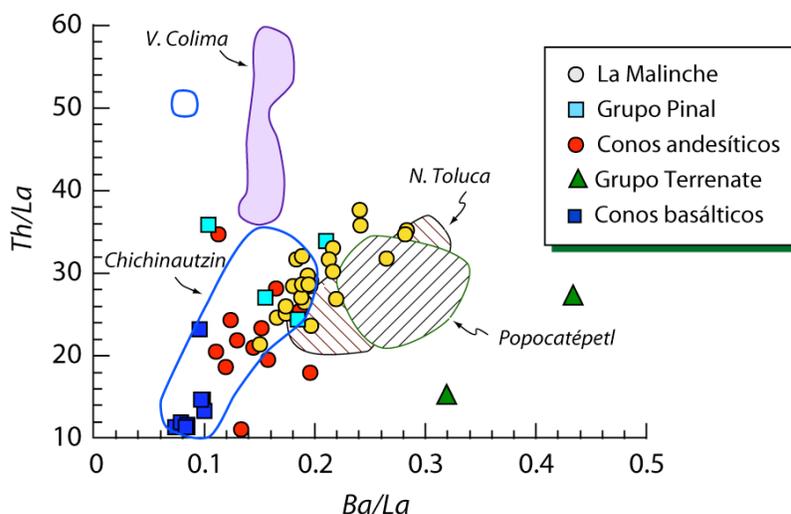


Figura 4-14. Relaciones de elementos traza para probar una posible introducción de fluidos derivados de la deshidratación de los edimentos (Kelemen et al., 2003). En este diagrama parece corroborarse la influencia de los sedimentos en las rocas del Grupo Terrenate.

metasomatizado y los sedimentos de los núcleos 487 y 488 del Pacífico mexicano (además del EM-II) permite relacionar las rocas de La Malinche (Fig. 4-9). Aizawa et al. (1999) y Tatsumi y Kogiso (2003) consideran que los sedimentos marinos subducidos son un componente esencial en el EM-II. En el metasomatismo del manto, entonces, pudieron contribuir también los sedimentos subducidos.

Además de los fluidos producto de la deshidratación de la placa, que pueden enriquecer los sistemas Nd-Sr (Vidal et al., 1989; Hanyu y Nakamura, 2000), la deshidratación de los sedimentos también enriquece el sistema isotópico del Pb (Brenan et al., 1995a; Aizawa et al., 1999; Class et al., 2000). Las diferencias entre el Nevado de Toluca, el Popocatepetl y La Malinche en la composición isotópica de Sr-Nd-Pb (Fig. 4-10), podrían deberse a diferentes proporciones de los dos tipos de fluidos hidratados. El Popocatepetl exhibe mayores concentraciones de Ba y Th (Fig. 4-7b), lo cual sugiere una mayor influencia de los sedimentos subducidos en la génesis de los magmas primarios (ver Figs. 4-13 y 4-14). Inclusive, esta puede ser una de las causas del mayor enriquecimiento en la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas de este volcán (Fig. 4-10b). Como el Nd es relativamente inmóvil en los fluidos hidratados (p.ej., Brenan et al., 1995b), un mayor grado de deshidratación en los sedimentos pudo causar el enriquecimiento de Pb radiogénico con respecto de los otros volcanes, sin afectar apreciablemente el sistema isotópico del Nd. De hecho, Schaaf et al. (2005) consideran que hubo una participación importante de los

sedimentos en la génesis de las rocas del Popocatepetl, por sus elevadas concentraciones de Pb. No obstante, un factor adicional pudo haber intervenido, pues el Sr radiogénico no aumenta tanto como el Pb en las rocas del Popocatepetl.

4.7.4 Contaminación cortical

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez et al. (1995), desde el Nevado de Toluca hasta el extremo oriental del CVTM, se encuentran las rocas metamórficas del microcontinente Oaxaquia (del Grenvilliano). Desgraciadamente, existen muy escasos afloramientos de estas rocas, mismas que tampoco se han documentado como xenolitos en los productos eruptivos de esta región del CVTM. Es decir, no hay certeza de que este tipo de rocas se encuentre en el basamento de esta región. Sólo en conos monogenéticos de los alrededores del Citlaltépetl se han encontrado xenolitos cuarcíticos que podrían corresponder a este tipo de rocas grenvillianas (Schaaf et al., 2004). No obstante, en la Fig. 4-9 se han graficado, como ejemplo, las rocas grenvillianas más cercanas a La Malinche (gneisses Huiznopala de Lawlor et al., 1999, y metacuarcitas de Molango de Ruiz et al., 1988a,b). Como puede observarse, rocas con valores similares al paragneiss (Fig. 4-9a) o a las metacuarcitas (Fig. 4-9b) pudieron haber afectado las composiciones isotópicas de Sr-Nd-Pb de los estratovolcanes del centro y oriente de México.

El hecho de que el grado de evolución (isotópicamente) de las rocas aumenta gradual y continuamente desde el Volcán de Colima hasta el Citlaltépetl (Fig. 4-9), puede llevar a pensar en un incremento de la influencia de un factor en particular, por ejemplo, el grado de asimilación cortical. Sin embargo, el comportamiento contrastante de los sistemas isotópicos de Nd y Pb (Fig. 4-10) permite descartar este escenario. Puede observarse también que las tendencias lineales en los diagramas de la Fig. 4-10 siguen trayectorias diferentes. Este hecho, así como el comportamiento contrastante de los sistemas isotópicos ya mencionado, pueden explicarse de mejor manera con diferencias en la composición de las rocas del basamento local superficial (p. ej., Schaaf et al., 2004). Como ejemplo, se muestran los valores de una arenisca y un mármol (xenolitos encontrados en los productos de una erupción del Popocatepetl; Schaaf et al., 2005) en la Fig. 4-9b. Puede observarse cómo la contaminación por rocas de diversos valores pueden cambiar la trayectoria de las tendencias lineales. Los menores valores radiogénicos del Volcán de Colima se deben a magmas poco evolucionados y a una asimilación cortical de rocas graníticas del basamento, que

tienen valores radiogénicos similares a los magmas primarios (Schaaf et al., 2004; Valdez-Moreno et al, 2006). En el caso particular de La Malinche, la asimilación de rocas calcáreas del Cretácico (que afloran en sus cercanías) (Fig. 2-1) podría ser el factor responsable de los valores radiogénicos enriquecidos. Por otra parte, además de los sedimentos, como causa del enriquecimiento en la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas del Popocatepetl, también parece haber intervenido la asimilación de rocas similares a la arenisca (ver Fig. 4-9b). Esta asimilación puede enriquecer los sistemas isotópicos del Sr y el Pb en preferencia sobre el del Nd, mientras que la deshidratación de los sedimentos enriquece el sistema del Pb en preferencia sobre el del Sr.

4.7.5 Petrogénesis de las rocas estudiadas

Como se ha expuesto anteriormente, las relaciones relativamente altas de La/Yb y Sr/Y en las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal, pueden explicarse con la intervención del granate (y probablemente la hornblenda) (como residuo) durante la fusión parcial en la cuña del manto, y con la cristalización de la hornblenda (+ bt y ap) y la plagioclasa en niveles más someros. Las rocas basálticas y las del Grupo Terrenate guardan características geoquímicas más típicas de ambientes de subducción, de acuerdo con los diagramas de la Fig. 4-11. Con excepción de la muestra Ma213-1, todas las andesitas de los aparatos monogenéticos de los alrededores de La Malinche, grafican como rocas “normales” de arco en el diagrama Yb_N vs. La/Yb_N (Fig. 4-11b). Aunque la mayoría de estas mismas rocas grafican un poco fuera del campo de las rocas de arco “normales” en el diagrama Y vs. Sr/Y (Fig. 4-11a). La asociación mineral de las rocas parece tener relación con esta gráfica. Las rocas de La Malinche, del Grupo Pinal, y del Nevado de Toluca tienen una asociación mineral que incluye plagioclasa y hornblenda principalmente; éstas grafican en el campo de las adakitas. Según los datos petrográficos de Valdez-Moreno et al. (2006), las rocas del Volcán de Colima que grafican en este mismo campo tienen también plagioclasa y hornblenda (+ piroxeno). De hecho, son las de mayor contenido en fenocristales de hornblenda. Las rocas que grafican en el campo de las rocas “normales” de arco no contienen hornblenda, o la contienen en menor cantidad que las otras. Las andesitas monogenéticas con las mayores concentraciones en Sr (>1200 ppm, Ma222-1 y Ma213-1) contienen fenocristales de hornblenda y tienen también relaciones altas de Sr/Y (Fig. 4-11a). Es decir, la petrografía sugiere que las

relaciones elevadas de Sr/Y en estas rocas está controlada por la cristalización fraccionada de la hornblenda; y de manera particular, que la asociación de plagioclasa-hornblenda causa que las rocas grafiquen en el campo de las adakitas en el diagrama Y vs. Sr/Y. Si la fuente de los magmas primarios es relativamente similar en estos volcanes del CVTM (Carmichael, 2002), la cristalización de plagioclasa-hornblenda parece la causa, entonces, de que sólo las rocas de La Malinche y el Nevado de Toluca grafiquen en la zona de transición en el diagrama Yb_N vs. $(La/Yb)_N$ (Fig. 4-11b).

Según Carmichael (2002), los magmas que produjeron las rocas estudiadas debieron ser hidratados. Tal vez, con mayores contenidos de agua en el caso de las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal, de acuerdo con la presencia de fases hidratadas (hornblenda y biotita). Aunque el mismo autor considera que el factor que hace la diferencia preponderante (en la asociación mineral), con respecto de las rocas de los aparatos monogenéticos, es la temperatura de generación de los magmas. De acuerdo con Moore y Carmichael (1998), la fuente pudo haber sido similar, pero en la generación de los magmas de los volcanes monogenéticos estuvieron involucradas temperaturas mayores. Su diagrama de equilibrio de fases indica que una asociación que incluye clinopiroxeno y olivino requiere de una mayor temperatura que una que incluya plagioclasa y hornblenda. Esto parece concordar con la mineralogía y la geoquímica de las rocas que aquí se estudian, pues tanto la aparición del olivino como el enriquecimiento en MgO, requieren de altas temperaturas (Baker et al., 1995). Los experimentos (6% de H₂O, a 200 MPa) de Sisson y Grove (1993) demuestran que líquidos producidos por la cristalización de magmas basálticos hidratados, en condiciones modestamente oxidantes, definen patrones de cristalización similares a los que se encuentran en muchas rocas de afinidad calcialcalina (Grove et al., 2003). Estas rocas tienden a graficar en el campo de las rocas “normales” de arco en la Fig. 4-11a. La presencia de H₂O causa un aumento en el volumen de las fases primarias de olivino y clinopiroxeno, y atenúa el volumen de la fase primaria de plagioclasa, al mismo tiempo que inhibe su cristalización temprana (Gaetani et al., 1993). Esto causa que los minerales ferromagnesianos cristalicen de manera temprana y la plagioclasa de manera tardía. De esta manera también se explica la carencia de fenocristales de plagioclasa en la mayoría de los aparatos monogenéticos. Esta fase mineral se encuentra principalmente en la matriz, como causa, también, del ascenso rápido de los magmas hacia la superficie.

Además, el H₂O baja la temperatura a la cual cristalizan los minerales silicatados, pero tiene poco efecto sobre la temperatura de aparición de la espinela, la cual aparece en, o cerca del, liquidus de un fundido de basalto hidratado (Sisson y Grove, 1993). Como se ha visto en la sección de petrografía de las rocas en estudio, los olivinos de las rocas máficas tienen inclusiones de espinela. Esto puede significar que la generación de los magmas primarios tuvo lugar a una mayor temperatura que en el caso de las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal; o bien, que por el hecho de haber tenido una mayor oportunidad de diferenciarse, los magmas primarios de La Malinche y el Grupo Pinal pasaron por procesos magmáticos (p. ej., en una cámara magmática) que ocasionaron reacción (por inestabilidad) tanto en las espinelas como en los olivinos.

De ser correctas las estimaciones de Moore y Carmichael (1998) y Carmichael (2002), existe la posibilidad de que las diferencias mostradas entre las rocas que contienen plagioclasa-hornblenda y las que contienen olivino-clinopiroxeno, se deban al tiempo que tardan en ascender los magmas hasta la superficie. Las asociaciones de los conos monogenéticos, tanto de la zona de estudio como los referidos en los trabajos de los autores aquí citados, pueden haberse formado por una descompresión cercanamente adiabática (Moore y Carmichael, 1998), de tal manera que predominaron temperaturas elevadas. Los magmas que produjeron tanto las rocas de La Malinche como las del Nevado de Toluca y el Popocatepetl, de acuerdo con Moore y Carmichael (1998), debieron involucrar temperaturas menores que los volcanes monogenéticos ya mencionados. Esto puede ser posible si se considera que el ascenso de estos magmas fue más lento, de tal manera que la cristalización por descompresión (hasta la superficie) no pudo ser adiabática. Si aún más, se considera que en la evolución de este tipo de magmas está involucrada una (o más) cámara magmática en profundidades someras, se explica todavía mejor la pérdida en la temperatura. Es decir, en la cristalización de estos magmas parece estar involucrada más de una etapa, y en cada etapa de descompresión la cristalización sí pudo haberse llevado a cabo adiabáticamente. De esta manera, la cristalización puede involucrar menores temperaturas que en el caso de los conos monogenéticos.

El hecho de que los volcanes Popocatepetl y Colima contienen piroxenos, puede deberse a que su frecuencia eruptiva (Siebe et al., 1996; Luhr y Carmichael, 1982, 1990) es mayor que la del Nevado de Toluca (Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2002a) y La Malinche (Castro-Govea y Siebe, 2007). Una mayor

frecuencia eruptiva posibilita temperaturas mayores de cristalización, pues existe una menor oportunidad de que los magmas pierdan calor. De hecho, la presencia de olivino en los productos del reciente episodio eruptivo del Popocatepetl, que comenzó desde 1994, puede explicarse de la misma manera. La alta frecuencia eruptiva durante este episodio, que ha involucrado la inyección de magmas máficos y calientes (Stimac et al., 1997; Straub y Martin-Del Pozzo, 2001; Schaaf et al., 2005), ha imposibilitado tiempos largos de diferenciación y una homogeneización magmática completa. Esto ha favorecido la sobrevivencia de los olivinos traídos en los magmas inyectados.

Existen datos de cálculos de temperatura que concuerdan con el modelo de Moore y Carmichael (1998). Straub y Martin-Del Pozzo (2001) estimaron temperaturas de 1170-950 °C para los productos de 6 erupciones del Popocatepetl ocurridas entre abril de 1996 y febrero de 1998. Su asociación mineral es ol-sp-px ± plg ± hbl. Luhr y Carmichael (1980) estimaron temperaturas de 1056-963 °C en productos del Volcán de Colima, con una asociación mineral de plg-px ± hbl. Mora et al. (2002) calcularon temperaturas de 1080-900 °C para los productos de este mismo volcán, extruidos en 1998-2000, con una asociación mineral de plg-px-ox de Fe-Ti ± hbl ± qz. Arce et al. (2006) estimaron temperaturas de entre 824 ±12 °C y 802 ±7 °C para los productos de tres erupciones ocurridas hace 13-10.5 ka, que tienen una asociación mineral de plg-opx-hbl y cantidades menores de óxidos de Fe-Ti + bt (xenocristal). Como puede observarse, las temperaturas disminuyen hacia las asociaciones de magmas más evolucionados. Las diferencias en las asociaciones minerales de los productos de diferentes erupciones en un mismo volcán, pueden explicarse también con la cristalización en niveles someros y en concordancia con la idea de Moore y Carmichael (1998). Por ejemplo, el hecho de que haya rocas que contienen clinopiroxeno (que coincide con las más máficas) y otras no en La Malinche puede deberse, o bien a diferencias en los volúmenes de magma máfico y caliente inyectado a la cámara magmática, o bien a diferencias en el tiempo que permanecen los magmas estacionados en la misma, o a una combinación de ambos factores. Con base en las texturas petrográficas y química mineral, este es el escenario (inyección magmática) que se ha planteado en diversos episodios eruptivos del Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1980; Robin et al., 1991; Mora et al., 2002), del Popocatepetl (Cantagrel et al., 1984; Stimac et al., 1997; Straub y Martin-Del Pozzo,

2001; Schaaf et al., 2005), del Iztaccíhuatl (Nixon, 1988; 1989) y del Citlaltépetl (Cantagrel et al., 1984; Carrasco-Núñez y Rose, 1995).

Relación con la petrografía de las rocas

Las texturas de las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal, particularmente sus fenocristales (la plagioclasa, de manera más notoria), registran condiciones de crecimiento en equilibrio, así como condiciones de crecimiento en desequilibrio (reabsorción, zonamiento oscilatorio). Los rasgos de reabsorción, como la textura de tamiz, pueden ser producto de un recalentamiento de los cristales de plagioclasa arriba de su temperatura del solidus en equilibrio, pero abajo de su liquidus (Tsuchiyama, 1985; Murphy et al., 2000). Luego, producto de un importante contraste de temperaturas, ocurre una rápida cristalización, produciéndose un intercrecimiento de grano muy fino de plagioclasa más cálcica y vidrio atrapado (Tepley III et al., 1999). Experimentos de laboratorio han producido este tipo de texturas mediante la mezcla de magmas (Tsuchiyama, 1985; Nakamura y Shimakita, 1996). El zonamiento oscilatorio en la plagioclasa se ha propuesto como producto de la convección en un sistema magmático (Loomis, 1981; Couch et al., 2001).

El redondeamiento en los cristales de cuarzo puede relacionarse también con un recalentamiento en el sistema. Los bordes de reacción de clinopiroxeno acicular en cuarzo, pueden deberse más bien a reacción con un magma más caliente y máfico. El hábito acicular de los cristales indica tasas de enfriamiento rápidas (Lofgren, 1980) del magma caliente por contacto con una sustancia más fría. Los rasgos de disolución en la hornblenda, biotita y piroxenos pueden deberse también a un recalentamiento en el sistema (Tepley III et al., 1999; Couch et al., 2001). Los bordes de opacita en hornblendas se han reproducido experimentalmente con descompresiones en un sistema magmático (Rutherford y Hill, 1993). De esta manera, la opacita formada en los bordes de cristales de oxihornblenda y de biotita, en las rocas del Grupo Pinal, pueden deberse a la descompresión causada por el ascenso de los magmas. La diferencia, con respecto de la hornblenda y la biotita de las rocas de La Malinche, que casi no tienen bordes de opacita, puede deberse a una velocidad más lenta de ascenso (Rutherford y Hill, 1993) en los magmas del Grupo Pinal. El reemplazamiento parcial que exhiben algunos de los cristales de hornblenda por ortopiroxeno, o de orto y clinopiroxeno por hornblenda (en las rocas

menos evolucionadas), puede deberse a un recalentamiento, o bien, a reacción con un magma distinto.

Mientras que la mayoría de las texturas de desequilibrio, como las que ocurren en las rocas estudiadas, Couch et al. (2001) las consideran posibles mediante un recalentamiento en el sistema magmático, la intrusión de magmas más máficos y calientes a una cámara magmática, parece un mecanismo más eficiente para producirlas (Nixon, 1988; Tepley III et al., 1999). Por ejemplo, los cristales de plagioclasa con textura de tamiz que son cubiertos por un borde sin disolución (Fig. 4-1b) (Hibbard, M.J., 1981), o los cristales con zonamiento oscilatorio muy marcado (Fig. 4-1a) (Sibley et al., 1976), se explican mejor con cambios tanto en la composición como en la temperatura, que con sólo esta última. Lo mismo sucede con los bordes de reacción, como los de clinopiroxeno alrededor de cristales de cuarzo (Fig. 4-2a). La intrusión de magmas máficos y calientes a un sistema de magmas félsicos, permite explicar también el recalentamiento propuesto por Couch et al. (2001).

La inyección de magma máfico y caliente a un sistema de magma evolucionado más frío se ha reconocido como un evento con la capacidad de generar erupciones (Sparks et al., 1977; Pallister et al., 1992). La simple adición de magma nuevo causa una mayor presión en el sistema, que puede llegar a ser suficiente para producir la erupción. El calentamiento del magma residente causa exsolución de volátiles, que aumenta también la presión en el sistema. O bien, inyecciones periódicas de volúmenes pequeños de magmas más calientes pueden, eventualmente, causar la presión suficiente para desencadenar la erupción (como se ha propuesto para el Soufrière Hills; Murphy et al., 2000). De manera particular, un zonamiento oscilatorio muy extensivo en los fenocristales de plagioclasa puede deberse a este proceso, ya que así se explicarían eventos múltiples de recalentamiento. Un zonamiento poco marcado quizás alcance a explicarse mediante convección en el magma residente, pero aún este mismo fenómeno se favorece con pequeñas inyecciones periódicas al sistema. Además, las escalas de tiempo de nucleación y crecimiento de cristales en un sistema magmático (Black et al., 1998; Hawkesworth et al., 2000), son compatibles con este proceso y con los tiempos de reposo entre erupciones de La Malinche (del orden de cientos a unos cuantos miles de años).

Diferencias en el contenido de agua

Como se ha expuesto anteriormente, diferencias en los contenidos de agua parecen no influir de manera importante en la generación de los magmas en un arco volcánico (Carmichael, 2002). Esto parece ser cierto a lo largo del arco, pero no en sentido perpendicular a la trinchera de subducción (Tatsumi y Kogiso, 1997). Parece haber una zona de mayor deshidratación en el arco, la cual coincide de manera general, en el caso del CVTM, con el alineamiento de los estratovolcanes mayores. De acuerdo con Tatsumi y Kogiso (1997) y Stern et al. (2006), las zonas de antearco tienen una tasa menor de flujo de fluidos hidratados que la zona del arco principal. Esta puede ser la causa de que las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal, en general, tengan una mayor concentración en elementos incompatibles (Fig. 4-7a). Cervantes y Wallace (2003) han encontrado que la concentración en elementos incompatibles aumenta con los contenidos de H₂O, en volcanes de la Sierra Chichinautzin. Algo similar determinaron Blatter et al. (2007), en la zona de Zitácuaro-Valle de Bravo (parte centro-occidental del CVTM), donde además, el enriquecimiento de agua (como de elementos incompatibles) aumenta con la distancia desde la trinchera de subducción. Sin embargo, tanto los basaltos como las andesitas de origen monogenético, tienen una mayor concentración en los REE totales que las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal. Es decir, parecen tener origen en una fuente más enriquecida. Tanto Luhr (1997), en la parte occidental del CVTM, como Wallace y Carmichael (1999), en la parte central del CVTM, advirtieron también volcanes que tenían mayores concentraciones en los REE, con respecto de otros. Estos autores consideraron que la fuente de estos volcanes podría ser una región del manto menos empobrecida, de niveles más profundos. Con base en la idea de Luhr (1997), Wallace y Carmichael (1999) proponen un modelo que se basa en el hecho de que el movimiento de la placa subducente puede causar convección en la cuña del manto (Nye y Reid, 1986; Hildreth y Moorbath, 1988; Kushiro, 1990; McCulloch y Gamble, 1991, por ejemplo). De esta manera, una región del manto enriquecido avanza hacia la zona de producción de los magmas del arco, desde atrás de éste, por la advección del manto astenosférico causada por el movimiento de la placa subducente. Wallace y Carmichael (1999) resaltan que estas diferencias en la geoquímica (fuente enriquecida vs. fuente empobrecida) recaen, en última instancia, en la heterogeneidad del manto. Esta es causada tanto por la extracción diferencial (en espacio y volumen) previa de magmas, como por la renovación de porciones del

manto enriquecido en la zona de generación de los magmas. En una manera más concreta, y con base en el modelo de convección en el manto por debajo del arco, Stern et al. (1996) consideran que la extracción de magmas debajo de la zona trasarco, es lo que causa el empobrecimiento del manto en la zona del frente del arco. Además, puede esperarse que en la heterogeneidad incidan también, los enriquecimientos diferenciales (en espacio y cantidad), por la hidratación de los fluidos derivados del proceso de subducción (Tatsumi y Kogiso, 1997). Siebe et al. (2004) y Schaaf et al. (2005) también documentan diferencias en las concentraciones de los REE, entre aparatos monogenéticos de la Sierra Chichinautzin, y entre el Popocatepetl y los conos monogenéticos que lo rodean, respectivamente. Las atribuyen también a la heterogeneidad del manto, de acuerdo con Wallace y Carmichael (1999). Inclusive, Siebe et al. (2004) consideran que la heterogeneidad se da a escala de un kilómetro en el manto localizado por debajo de la Sierra Chichinautzin.

La roca lamprofírica (Ma213-1)

Un aspecto relevante en la zona de estudio, es la generación de los magmas primarios de las rocas del cono alcalino (Ma213-1). De acuerdo con los criterios de Rock (1991) y con Luhr (1997), esta roca debe clasificarse como un lamprófito, debido a la asociación fenocristalina de clinopiroxeno-hornblenda y a la carencia de fenocristales de plagioclasa. Esta última característica significa que imperaron condiciones de hidratación en los magmas primarios (Gaetani et al., 1993). Esta roca tiene los valores más altos en los REE y los elementos incompatibles (p. ej., La = 81.2, Sr = 1481 ppm, Rb = 87 ppm, Ba = 1455 ppm, K₂O = 3.87%). Rocas lamprofíricas, como ésta, ya se han documentado en la parte occidental del CVTM. En relación con éstas, Carmichael et al. (1996) y Luhr (1997) consideran que los fluidos (o fundidos) derivados del proceso de subducción pueden precipitar flogopita (mica de K) en el manto superior. Más precisamente, proponen una reacción con el manto superior, la cual resulta en la formación de venas de piroxenita de flogopita inmersas en la peridotita. Estas venas concentran altas concentraciones de elementos incompatibles. Venas de mica se han documentado en algunos xenolitos del manto (p. ej., Vidal et al., 1989; Gregorie et al., 2002). De acuerdo con Foley (1992), Carmichael et al. (1996) y Luhr (1997), la fusión parcial de estas venas y las partes adyacentes de peridotita, produciría magmas con las características

geoquímicas de las rocas lamprofíricas. Además, hacen notar que sólo se producen fracciones pequeñas de fundidos, lo cual repercute en que este tipo de vulcanismo raramente llegue hasta la superficie. Y grados muy bajos de fusión parcial son los que posibilitan enriquecimientos pronunciados en los elementos incompatibles. Este es el escenario que se propone para el origen de la roca Ma213-1, de la cual ya anteriormente se había inferido un grado muy bajo de fusión parcial, en presencia de granate residual.

4.8 Conclusiones

Las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal tienen una textura porfirítica y una asociación mineral de plg + hbl + bt + ox ± px ± qz. Las rocas de los volcanes monogenéticos de los alrededores (la mayoría hacia el norte de La Malinche) tienen texturas que varían de la intersertal a la traquítica, con asociaciones minerales de ol + cpx ± plg ± opx ± qz (xenocrystal). Todas las rocas son de la serie calcialcalina y tienen las características de las rocas de arcos volcánicos, como el fraccionamiento de los elementos de las tierras raras y el enriquecimiento en elementos incompatibles. Una roca (Ma213-1) resultó ser lamprofírica (andesita basáltica con alto contenido en K).

Las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal tienen relaciones relativamente altas de Sr/Y y La/Yb, mismas que podrían interpretarse como evidencias de fusión de la placa subducente. Sin embargo, éstas se han interpretado más bien como evidencias de la presencia de granate residual (y quizás hornblenda) en una fuente metasomatizada del manto superior, y la cristalización de la hornblenda y la biotita en profundidades someras, en combinación con la cristalización tardía de la plagioclasa. Las primeras fases empobrecen el fundido magmático en Yb e Y, mientras que la plagioclasa, cuando cristaliza en ambientes magmáticos someros y de composición félsica, no retiene grandes cantidades de Sr, con lo cual, éste queda relativamente enriquecido en el fundido.

En el origen de las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal estuvieron involucradas temperaturas menores, mayores contenidos en agua, y un mayor metasomatismo en la fuente del manto, que en las andesitas y basaltos de los aparatos monogenéticos. Estos últimos provienen de una fuente más enriquecida, producto de las heterogeneidades del manto. Todas las rocas están relacionadas con

bajos grados de fusión parcial, con aumento en el grado de fusión desde las dacitas hasta los basaltos. Sólo la roca Ma213-1 exhibe signos geoquímicos de grados excesivamente bajos de fusión parcial, con mica de potasio en la fuente.

El primer proceso que reguló la geoquímica de las rocas de La Malinche y el Grupo Pinal fue la fusión parcial en la fuente. Un bajo grado de fusión produjo magmas primarios, probablemente en un intervalo de composición andesítica basáltica a basáltica. Posteriormente, la cristalización fraccionada durante el ascenso, y primordialmente en una cámara magmática somera, produjo magmas más félsicos y fríos. Intrusiones de nuevos magmas máficos y calientes a esta cámara produjeron las texturas de desequilibrio observadas en los productos. Del volumen de estos magmas intruídos, así como del tiempo transcurrido en la cámara, antes de emerger a la superficie un magma hibridizado en diverso grado, depende, en última instancia, tanto la geoquímica como las asociaciones minerales de las rocas. Además, de acuerdo con la composición isotópica (Sr-Nd-Pb) de algunas de las rocas de La Malinche, los magmas sufrieron contaminación cortical.

Los procesos que regularon la geoquímica de los aparatos monogenéticos fueron la fusión parcial, en la fuente, y la cristalización fraccionada de los magmas hasta emerger a la superficie. Ésta y la temperatura regularon las asociaciones minerales.

El Nevado de Toluca, el Popocatepetl y La Malinche tienen características geoquímicas similares, excepto que el Popocatepetl (como el Volcán de Colima) tiene relaciones más bajas de Sr/Y y La/Yb. Esto se explica por la cristalización de una asociación mineral distinta, pero primordialmente por la escasa presencia de la hornblenda en la secuencia de cristalización en los magmas del Popocatepetl. Éste acusa una mayor influencia de los sedimentos subducidos en el origen de sus rocas. Los estratovolcanes mayores del CVTM difieren en su composición isotópica, aumentando los valores radiogénicos, de manera general, de oeste a este. Pero debido a que este aumento no es uniforme en los tres sistemas isotópicos (Sr, Nd, Pb), tales diferencias pueden atribuirse a diferencias en la composición de las rocas del basamento local superficial.

Transporte y depósito del flujo piroclástico Pilares Superior

5.1 Introducción

Como se ha visto anteriormente, en la historia eruptiva que actualmente se conoce del volcán La Malinche, los eventos eruptivos más frecuentes han sido los flujos piroclásticos. Particularmente, los depósitos de flujos de bloques y cenizas, cuya generación se asocia con el colapso de domos, se observan alrededor de todo el volcán. Los depósitos que aquí se estudian corresponden a una unidad de flujo de bloques y cenizas que se encuentra en la ladera noreste de La Malinche (Fig. 5-1). Esta unidad se encuentra asociada con otra que le subyace (Fig. 5-2), y ambas son notorias por su alcance y extensión. Previamente (capítulo 3) han sido nombradas como el Flujo Pilares Inferior (FPI; unidad inferior) y Flujo Pilares Superior (FPS; unidad superior). De manera característica, la unidad inferior (FPI) es de color rojizo, mientras que la superior (FPS) (la estudiada) es de color gris. Estas unidades se describen en el capítulo 3, que trata de la estratigrafía del volcán. Ambas son de composición dacítica y parecen haber sido producidas durante la misma erupción, pues no hay evidencias que indiquen un hiatus importante entre ellas. Su edad absoluta es aún desconocida. De acuerdo con sus relaciones estratigráficas (ver Fig.

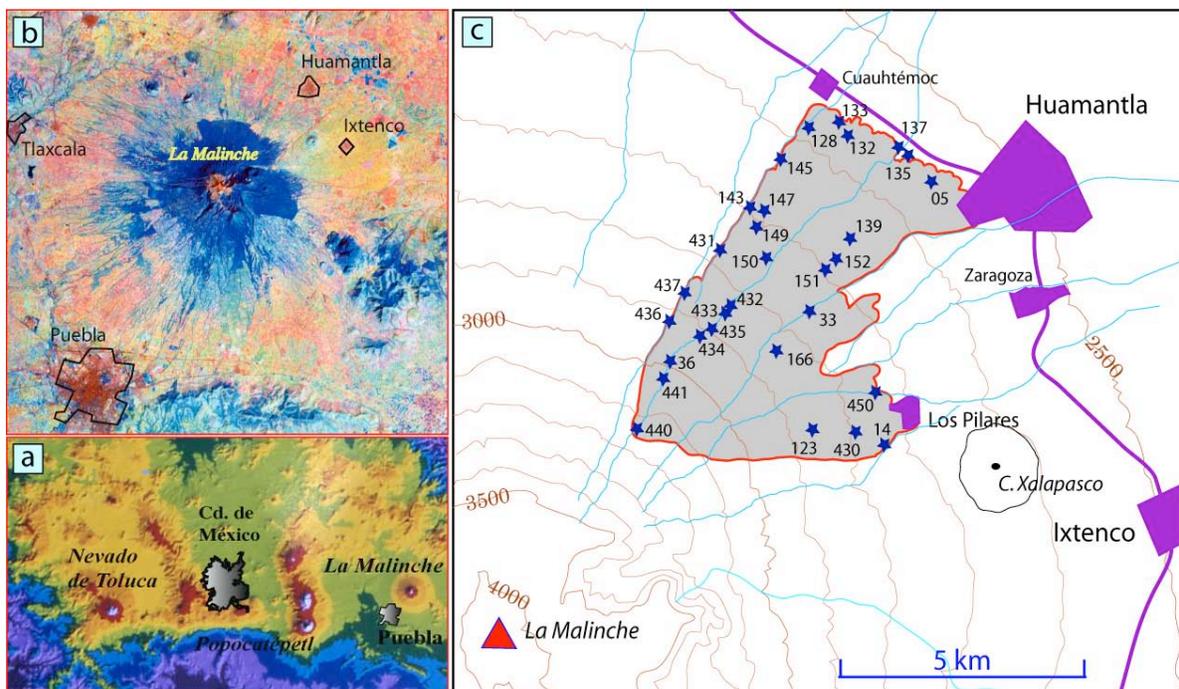


Figura 5-1. a) Localización del volcán La Malinche en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (MED, cortesía de Michael Abrams del Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, EUA). b) Imagen LandSat (también cortesía de Michael Abrams) de La Malinche y sus alrededores cercanos. c) Distribución de los depósitos del Flujo Pilares Superior en la ladera NE de La Malinche. Se muestran los sitios descritos y de muestreo referidos en el texto.

3-1, capítulo 3) su edad es mayor a los 21.5 ka (Pómez Malinche I) y menor a los 39 ka (depósito del mismo tipo, fechado por Heine, 1971; ver Fig. 5-2). Sobreyacen a una capa delgada de cenizas retrabajadas que se encuentra directamente sobre los depósitos de una caída de pómez dacítica.

En general, ambas unidades son principalmente masivas, muy pobremente seleccionadas, deleznales y soportadas por una matriz de cenizas, aunque en sitios particulares pueden observarse también con un soporte por clastos.

El objetivo de este trabajo es profundizar en el conocimiento de los procesos de transporte y depósito que intervienen durante el emplazamiento de los flujos piroclásticos. Para este efecto se estudiaron las características estructurales y texturales de los depósitos de la unidad superior del Flujo Pilares. Se seleccionó sólo esta unidad, ya que en el campo generalmente pueden observarse sus contactos superior e inferior; en cambio, de la unidad inferior (FPI) sólo en unos cuantos afloramientos se observa su base. Un mejor conocimiento de la manera en que se



Figura 5-2. Fotografía del afloramiento No. 14, en donde se muestran las relaciones estratigráficas del Flujo Pilares Superior, además de la asociación típica con el Flujo Pilares Inferior. PMII: Pómez Malinche II. Modificada de Castro-Govea y Siebe (2007).

emplazan estos depósitos, puede posibilitar una adecuada evaluación de los peligros volcánicos para este tipo de evento eruptivo.

Terminología

En la descripción de los depósitos de flujo de bloques y cenizas, se denomina *bloques* a los clastos cuyo diámetro es mayor a 64 mm, *lapilli* a los clastos cuyo diámetro se encuentra en el intervalo 64–2 mm, y *cenizas* a las partículas con diámetro inferior a los 2 mm. Así mismo, las *cenizas gruesas* tienen un diámetro en el intervalo 2–0.063 mm, y las *cenizas finas* tienen un diámetro menor a los 0.063 mm. Al referir que el Flujo Pilares se compone de dos unidades, se atiende al concepto de *unidad de flujo* propuesto por Sparks *et al.* (1973). En éste, una unidad de flujo se forma por un flujo piroclástico individual, y se distingue en el depósito resultante por la presencia de las capas 1 y 2a en la parte inferior. Los conceptos de las capas 1, 2a, 2b y 3, propuestos por Sparks *et al.* (1973), se emplean aquí sólo de

manera descriptiva, sin connotaciones genéticas. Así mismo, de acuerdo con Cole *et al.* (1993), se emplea el concepto de *subunidad* para denotar que una unidad de flujo puede estar constituida por subunidades de flujo. Éstas constituyen el depósito de una porción del volumen total del material del flujo piroclástico como una entidad individual, lo cual puede deberse a inestabilidades en el flujo. La diferencia entre la unidad y la subunidad es que la primera es continua a lo largo de toda la trayectoria de depositación del flujo piroclástico, y la segunda es discontinua. Una unidad puede tener bien marcadas sus capas 1 y 2a; en cambio, en una subunidad estas capas, sobre todo la capa 1, pueden no estar bien definidas. Finalmente, en las descripciones también se emplea el concepto de *lámina* (y palabras derivadas, como laminación y laminada) para referir una capa de sedimentos cuyo espesor es inferior a 1 cm.

Metodología

La base del estudio fue el trabajo de campo, donde se observaron y documentaron la estructura y la textura de los depósitos de interés en secciones estratigráficas. Además, se colectaron muestras de sedimentos para realizar análisis sedimentológicos en el laboratorio. Particularmente, la documentación de los rasgos físicos y el muestreo de los depósitos se hizo con base en el estudio efectuado por Sparks (1976), es decir, con atención en los rasgos estructurales de la ignimbrita estándar de Sparks *et al.* (1973) (Fig. 5-3). Esto fue posible en virtud de que los depósitos estudiados concuerdan con la descripción de la ignimbrita estándar. Es decir, en la base del FPS (la unidad gris) se encuentra usualmente la capa 1, consistente en cenizas estratificadas, seguida hacia arriba por la capa 2a, compuesta principalmente por cenizas. Sobre ésta se encuentra la capa 2b o parte principal de la unidad, constituida por bloques y cenizas. La capa 3 no se observó, lo cual no significa que no se haya depositado. Es posible que esta capa no se haya preservado en los depósitos, debido a la facilidad con la cual puede ser erosionada.

Para determinar la distribución de tamaños de las partículas se realizó un tamizado mecánico de las muestras de sedimentos, empleando tamices a intervalos de $1/2 \Phi$, desde -5Φ hasta 4Φ . También se estimó el intervalo de 4Φ a 8.5Φ , mediante el sedimentógrafo "Sedigraph Analisette 20", cuyo funcionamiento se basa en la Ley de Stokes. Además, a efectos de contemplar un intervalo mayor de

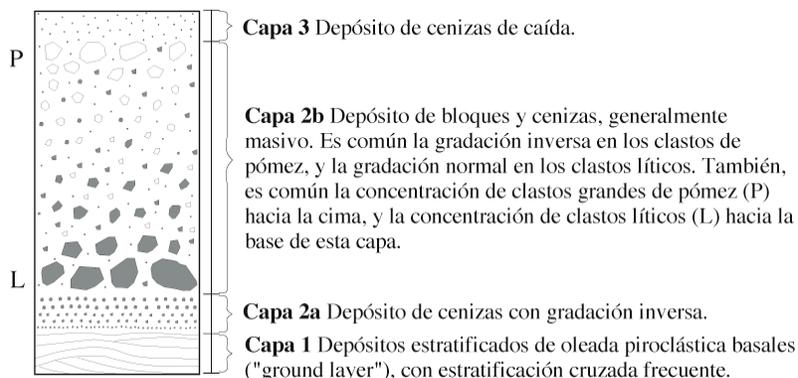


Figura 5-3. Depósitos típicos de una ignimbrita según Sparks *et al.* (1973).

clases de tamaños, en varios casos se estimó también el intervalo de $-4 \text{ } \emptyset$ a $-9 \text{ } \emptyset$ en el campo, con el método de Cole y Scarpati (1993). Este consiste en realizar un conteo de 1000 puntos en un área de 1 m^2 , midiendo 100 puntos (uno cada cm) a lo largo de cada uno de 10 segmentos de 1 m , los cuales deben estar separados 10 cm uno de otro.

5.2 Descripción de los depósitos

5.2.1 Distribución

Los depósitos de la unidad FPS se encuentran distribuidos hacia la ladera noreste del volcán (Fig. 5-1). Cubren un área de 27 km^2 y comprenden un volumen de 0.08 km^3 (considerando un espesor promedio de 3 m). Los depósitos más distantes se encuentran a 13.5 km de la cima del volcán. Su relación H/L es de 0.14 . En la Fig. 5-4 se compara la relación distancia vertical/distancia horizontal (H/L) del FPS con diversos tipos de depósito de flujos de masa. De la misma manera se compara la correspondencia del valor H/L con el volumen de otros depósitos de flujo piroclástico (Fig. 5-5). Aquí cabe hacer la acotación de que, no obstante hacer esta comparación con los volúmenes de otros depósitos, difícilmente se puede afirmar que el volumen entero del FPS se emplazó a partir de un flujo piroclástico único. Aunque podría ser probable, no se puede afirmar.

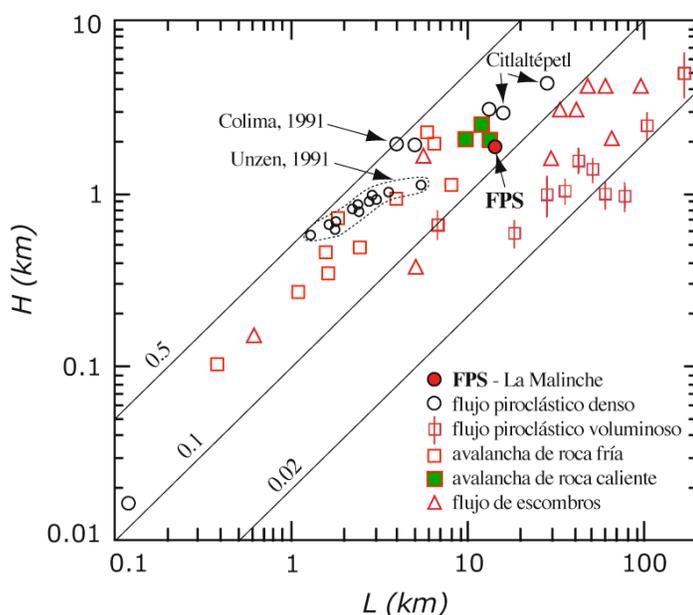


Figura 5-4. Gráfica de la correspondencia entre la distancia horizontal máxima (L) alcanzada por el depósito y su diferencia de altitud (H) con respecto de la fuente, para varios tipos de eventos de flujos de masa. Modificada de Sparks (1976), con datos adicionales de Yamamoto *et al.* (1993) del volcán Unzen, Japón, de Siebe *et al.* (1993) y Carrasco-Núñez (1999) del volcán Citlaltépetl, México, y de Rodríguez-Elizarrarás *et al.* (1991) del volcán de Colima (erupción del 16 de abril de 1991).

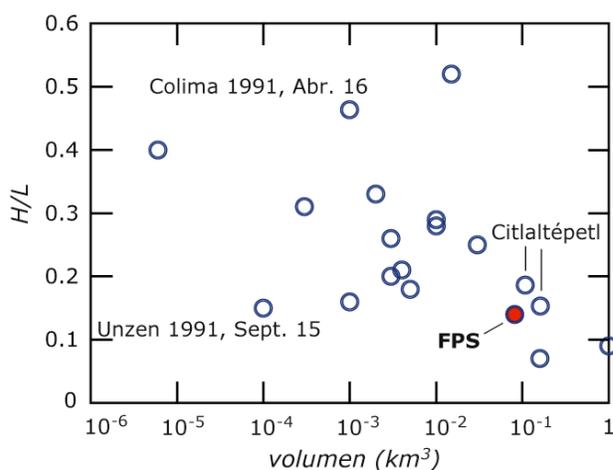


Figura 5-5. Gráfica de la relación del volumen de diversos depósitos de flujo piroclástico con respecto de su relación H/L (modificada de Hayashi y Self, 1992). Se compara el FPS con depósitos del mismo tipo del Citlaltépetl (datos de Siebe *et al.*, 1993 y de Carrasco-Núñez, 1999), del volcán de Colima (Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 1991) y del Unzen (erupción del 15 de septiembre de 1991, según Yamamoto *et al.*, 1993).

5.2.2 Estructura y textura

La estructura del FPS es predominantemente masiva, debido a que su volumen principal lo constituye la capa 2b. Pero en detalle usualmente tiene los rasgos estructurales de la ignimbrita estándar de Sparks *et al.* (1973) (Fig. 5-3), con

excepción de la capa 3, que no se observó. Además, en algunos de los sitios más distantes de la fuente, esta unidad suele observarse estratificada, al estar constituida por dos o tres subunidades. Cada una de éstas tiene también las características de la ignimbrita estándar. Las capas 1 y 2a, precisamente, se emplearon como criterio para el reconocimiento de las subunidades. El volumen principal (capa 2b) de los depósitos se encuentra soportado por una matriz de cenizas, aunque en sitios particulares (de manera local) puede observarse soportado por clastos. Los clastos (esenciales) son de color gris, aunque pueden observarse algunos de color rojizo (accesorios). Todos estos son subredondeados a angulares, con un tamaño promedio que oscila entre los 10 y los 15 cm de diámetro, pero el tamaño máximo puede alcanzar más de 2 m de diámetro. Los clastos son de composición dacítica. Los de color rojizo probablemente provienen de una porción de domo de lava afectada por alteración hidrotermal. Una descripción más detallada de los depósitos se hará con atención en los rasgos estructurales de la ignimbrita estándar.

Capa 1

En la base de la unidad de flujo (FPS) se encuentra, por lo general, una capa delgada y laminada de cenizas (Figs. 5-6 y 5-7), muy deleznable, continua en toda el área de observación de los depósitos de estudio. Esta capa corresponde con la capa 1 de Sparks *et al.* (1973). Su contacto con la unidad de flujo inferior (FPI), la de color rojizo, es muy marcado y consiste en una discordancia ligeramente erosiva. Las marcas de desgasificación que se encuentran en la cima de la unidad FPI no cortan los depósitos de la capa 1 del FPS (Figs. 5-6a y b). Las láminas de esta capa suelen tener estratificación cruzada de ángulo muy suave, e inclusive, en distancias de algunos decímetros la estratificación puede cambiar a plana y paralela (Figs. 5-6b, c y 5-7a). Un rasgo que en ocasiones le acentúa la apariencia de estratificación cruzada, es la discontinuidad de las láminas de cenizas que componen esta capa (Fig. 5-6d). Por lo general, la capa 1 está constituida por una alternancia de láminas de cenizas de un tamaño medio, con láminas de cenizas gruesas que inclusive llegan a tener fragmentos hasta de 1 cm de diámetro. El espesor de cada lámina varía entre un centímetro y menos de un milímetro, aunque en ocasiones se encuentran capas cuyo espesor sobrepasa el centímetro. El espesor total de la capa 1 es

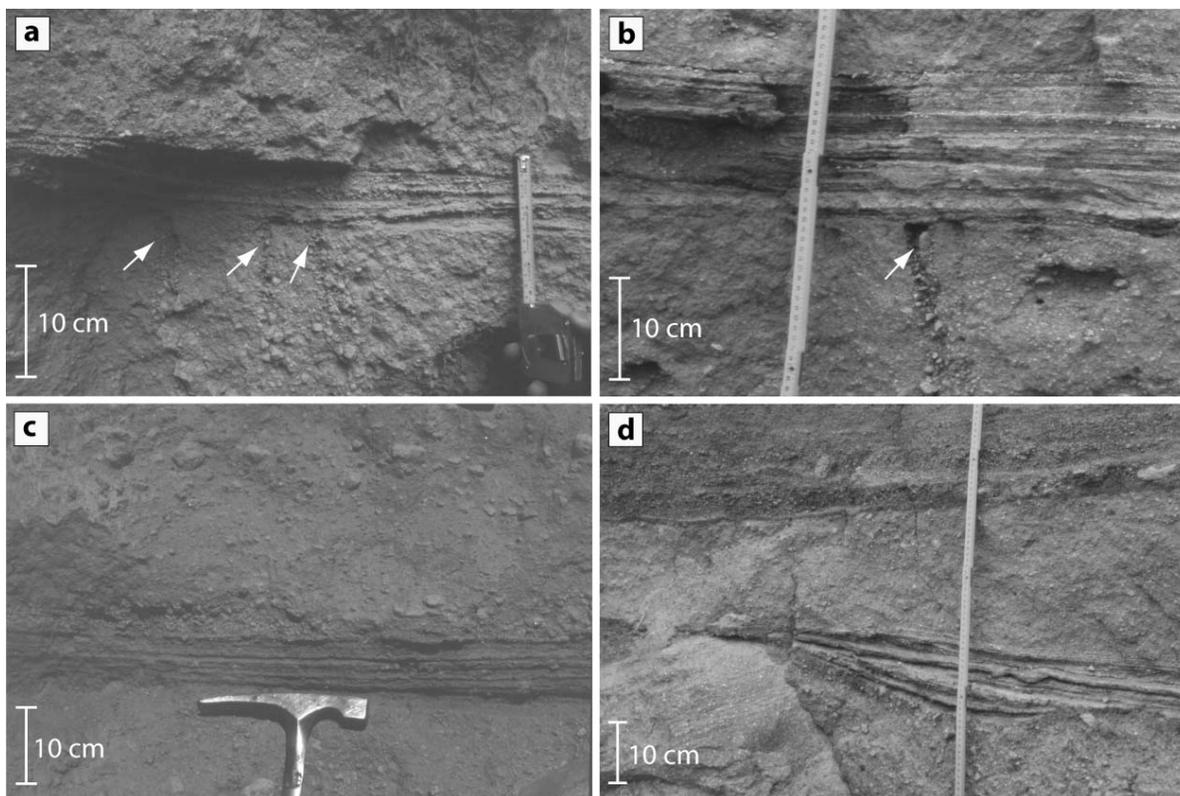


Figura 5-6. Fotografías de los depósitos de la capa 1 del FPS. **a)** Se puede observar que las marcas tubulares de desgasificación de la parte superior del FPI no cruzan los depósitos de la capa 1 del FPS. Se observa estratificación cruzada con un ángulo muy suave en la parte derecha. **b)** También aquí la marca tubular de desgasificación de la cima del FPS no cruza la capa 1 del FPI. La estratificación plana y paralela en la capa 1 se vuelve masiva en la porción media del extremo izquierdo de la fotografía. En el extremo derecho de la misma, la parte inferior de la capa 1 pierde el paralelismo. **c)** En esta fotografía la capa 1 sólo exhibe estratificación plana y paralela. **d)** En una distancia muy corta la capa 1 puede cambiar de espesor notoriamente.

variable, aún en distancias cortas (Fig. 5-6d), pero generalmente es menor a los 10 cm. En rasgos topográficos negativos de pequeña escala tanto el espesor como el número de láminas tienden a aumentar. En los rasgos topográficos positivos y abruptos de pequeña escala (como la arista de una roca subyacente), tanto el espesor como el número de láminas disminuye. Pero en los rasgos topográficos positivos no abruptos, el espesor y número de láminas se conservan. Esta característica, así como la laminación plana y paralela que puede alcanzar por varios metros, la distingue de depósitos fluviales. Además, esta capa es predominantemente de color gris, distinguiéndola del color rojizo de la unidad de flujo

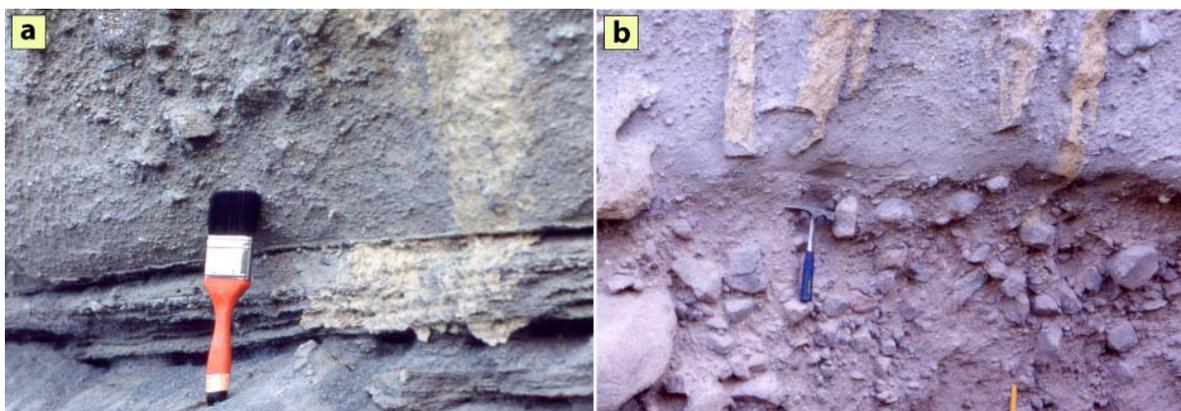


Figura 5-7. Fotografías de los depósitos de la capa 2a en los afloramientos 123 (a) y 166 (b). Se puede observar que las partículas que componen esta capa sólo son cenizas y lapilli fino, además de que exhiben una clara gradación inversa.

subyacente (el FPI). En varios lugares, esta capa tiene interestratificadas algunas láminas discontinuas de cenizas color rojizo, como las del FPI.

Un rasgo muy distintivo en la capa 1 es la frecuencia con la cual la capa se encuentra constituida por una alternancia de láminas de partículas líticas y cristales sueltos, con láminas de cenizas gruesas y fragmentos subredondeados de pómez blanca. Pueden observarse también láminas lenticulares de partículas subredondeadas a redondeadas de pómez (con diámetro < 1 cm) en la capa 1, en una manera parecida a la subcapa de pómez de la capa 1 descrita por Freundt y Schmincke (1986). Otro rasgo notorio y relativamente frecuente es la gradación inversa que exhiben algunas de las láminas de cenizas de la capa 1, especialmente cuando están constituidas por cenizas gruesas y tienen un espesor grande (cerca del centímetro).

Cuando el FPS está formado por dos subunidades (en varios sitios en las regiones más distantes de la fuente), la capa 1 de la subunidad superior tiende a ser discontinua, aunque todavía persistente, y su espesor rara vez supera un centímetro. La capa 2a es semejante a la de la subunidad inferior. A su vez, la capa 1 de la subunidad inferior permanece igual que cuando el FPS no cuenta con subunidades.

Capa 2a

La parte superior de la capa 1 está en contacto (bien marcado) con una zona delgada constituida principalmente por cenizas y partículas que rara vez superan los 3 cm de diámetro (Fig. 5-7). Esta zona corresponde con la capa 2a de la ignimbrita estándar y generalmente se observa en los depósitos estudiados. La continuidad de la capa 2a persiste independientemente del soporte (por matriz o por clastos) que presente el cuerpo principal (capa 2b) del depósito o de la abundancia de bloques en el mismo. También, la continuidad de esta capa persiste aún en ausencia (rara) de la capa 1. En varios sitios se puede advertir una gradación inversa bien definida en la capa (Fig. 5-7), aunque en la mayoría de los casos la gradación inversa es muy poco definida y, por lo regular, inadvertida. Su espesor oscila entre los 5 y los 15 cm, pero normalmente es un poco menor a los 10 cm. Cuando el FPS está constituido por dos subunidades, la capa 2a de cada una de ellas se asemeja en textura y espesor.

Capa 2b

El contacto superior de la capa 2a con el cuerpo principal del depósito, es decir, con la capa 2b, es relativamente gradual, en detalle, aunque a primera vista se aprecia de manera abrupta. Esto último es más acentuado cuando el cuerpo principal de la unidad tiene en su base clastos grandes, del tamaño de los bloques (Fig. 5-8). La capa 2b generalmente es masiva y se constituye de lapilli y bloques subredondeados a subangulares soportados por una matriz de cenizas. En ocasiones, y de manera local, puede observarse un soporte por clastos. En algunos casos el soporte por clastos está restringido a lentes de bloques de poca extensión (decenas de metros de longitud) dentro de la capa 2b. Además, en varios afloramientos se pueden observar bloques alineados e imbricados subhorizontalmente sobre la capa 2a, a lo largo de una zona delgada en la base de la capa 2b, cuyo espesor es del orden del diámetro de los mismos clastos imbricados (Fig. 5-8a). Esta zona se asemeja un poco a la descripción de la capa 2bL de Sparks *et al.* (1973). Arriba de estos bloques imbricados, de manera gradual, existe una región soportada por matriz de cenizas y lapilli, empobrecida en bloques, para continuar hacia arriba con un soporte por matriz, pero con una mayor abundancia de bloques.

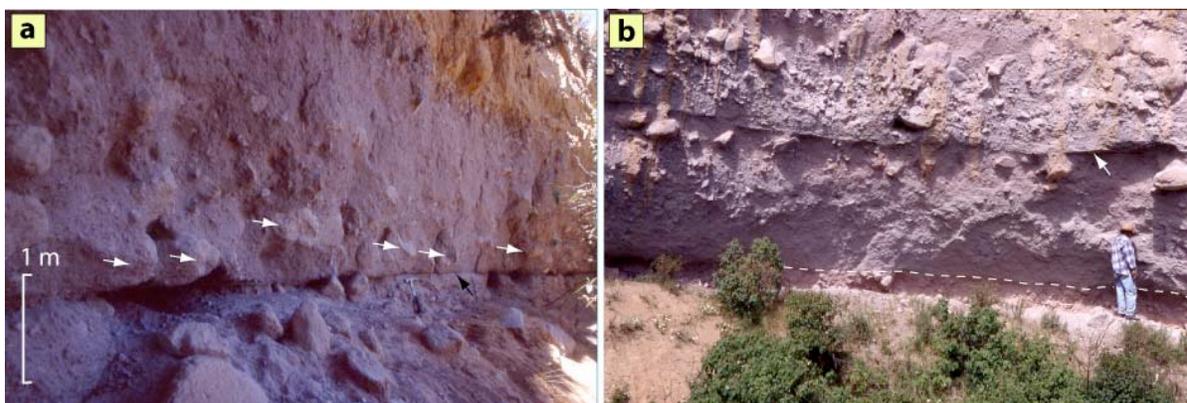


Figura 5-8. Fotografías de afloramientos que muestran aspectos de la capa 2b. **a)** En el afloramiento 430 se observan bloques imbricados (señalados con flechas) en el límite entre las capas 2a y 2b. **b)** En el afloramiento 166 el FPS está formado por dos subunidades. La flecha blanca marca el límite entre ambas subunidades, el cual está conformado por depósitos de la capa 1 con un espesor muy delgado (<1 cm). Sobre esta capa es clara también la presencia de la capa 2a de la subunidad superior. Se puede observar que la subunidad inferior tiene bloques alineados e imbricados en su parte superior. La línea discontinua en la base del afloramiento marca el límite inferior del FPS.

poco menor a los 10 cm. Cuando el FPS está constituido por dos subunidades, la capa 2a de cada una de ellas se asemeja en textura y espesor.

Capa 2b

El contacto superior de la capa 2a con el cuerpo principal del depósito, es decir, con la capa 2b, es relativamente gradual, en detalle, aunque a primera vista se aprecia de manera abrupta. Esto último es más acentuado cuando el cuerpo principal de la unidad tiene en su base clastos grandes, del tamaño de los bloques (Fig. 5-8). La capa 2b generalmente es masiva y se constituye de lapilli y bloques subredondeados a subangulares soportados por una matriz de cenizas. En ocasiones, y de manera local, puede observarse un soporte por clastos. En algunos casos el soporte por clastos está restringido a lentes de bloques de poca extensión (decenas de metros de longitud) dentro de la capa 2b. Además, en varios afloramientos se pueden observar bloques alineados e imbricados subhorizontalmente sobre la capa 2a, a lo largo de una zona delgada en la base de la capa 2b, cuyo espesor es del orden del diámetro de los mismos clastos imbricados (Fig. 5-8a). Esta zona se asemeja un poco a la descripción de la capa 2bL de Sparks *et al.* (1973). Arriba de estos bloques imbricados, de manera gradual, existe una

región soportada por matriz de cenizas y lapilli, empobrecida en bloques, para continuar hacia arriba con un soporte por matriz, pero con una mayor abundancia de bloques.

Como ya se ha mencionado, en algunos sitios se pueden identificar dos subunidades de flujo, en vez de una sola unidad (Fig. 5-8b). En estos casos, la capa 2b de la subunidad superior no es diferente de la que existe en la subunidad inferior. En algunas localidades también se pueden observar lentes de escaso espesor y poca extensión en la base de la capa 2b. Éstos tienen la misma estructura (generalmente menor granulometría) que la capa 2b, y son subyacidos por los depósitos de la capa 1 de la unidad, y además son sobreyacidos por otra capa similar a la capa 1 de la unidad, aunque de menor espesor. La capa 1 es continua y no sufre alteración alguna cuando se encuentra sobreyacida por el lente de la capa 2b.

No se encontraron variaciones consistentes con la distancia en el tamaño del diámetro máximo de los clastos. En cambio, en el sentido vertical, en varios afloramientos se observó una gradación inversa en los clastos grandes, o cuando menos fue notorio encontrar los clastos mayores (del orden de 1 m) hacia la cima de la unidad.

Otra característica de la capa 2b del FPS es la escasez de marcas de desgasificación (“pipes”), las cuales se encuentran empobrecidas en partículas finas. Estas estructuras se encuentran más abundantemente en la parte superior del FPI, y no llegan a cortar los depósitos de la capa 1 del FPS (Figs. 5-6a y b).

5.2.3 Distribución de tamaños de partícula

La distribución de tamaños de partículas de los depósitos se muestra en gráficas de curvas de frecuencia acumulativa (Fig. 5-9). También, se comparan los parámetros de la media (Mz_{ϕ}) y el grado de selección (S_{ϕ}) de los diferentes depósitos del FPS (Fig. 5-10). Estos parámetros estadísticos se calcularon mediante el método de Folk y Ward (1957). Los valores del tamaño medio de las partículas (Mz_{ϕ}) en la capa 2b fluctúan entre -1.13ϕ y 0.79ϕ , mientras que los de la capa 2a varían entre -0.20ϕ y 2.64ϕ . En la capa 1 los valores de la media (Mz_{ϕ}) varían de -0.48ϕ a 2.80ϕ . Los resultados evidencian que, como las observaciones lo han sugerido, el cuerpo principal de la unidad (capa 2b) tiene una distribución de tamaños con mayor diámetro medio y menor grado de selección que las capas 1 y 2a

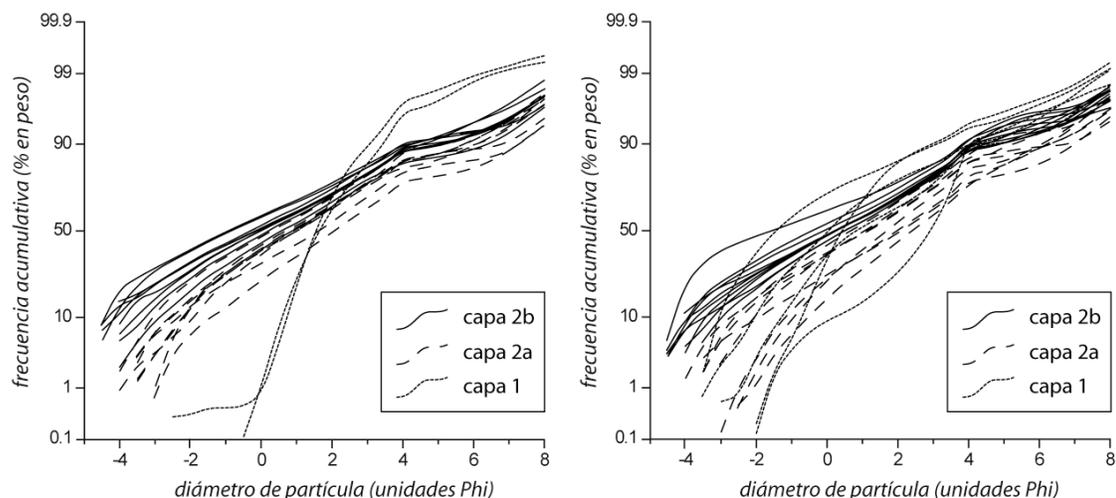


Figura 5-9. Curvas de frecuencia acumulativa de los diferentes tipos de depósito (capas 1, 2a y 2b) del Flujo Pilares Superior. Se presentan los resultados en dos gráficas debido a la cantidad de curvas. Se puede observar que la capa 2b es de mayor granulometría que las otras dos. Así mismo, se puede observar que la capa 1 tiene menor cantidad de cenizas finas (>8 ϕ) que las otras dos capas, mientras que la capa 2a tiende a tener la mayor cantidad.

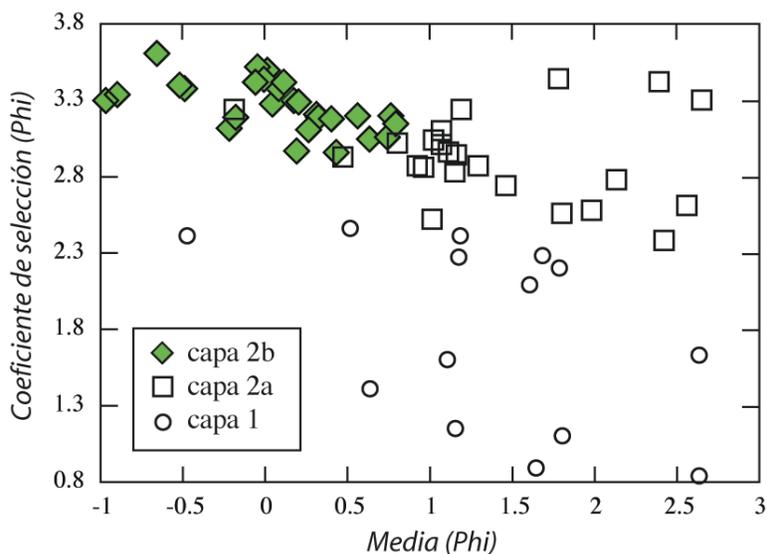


Figura 5-10. Gráfica de la Media (Mz_0) contra el coeficiente de selección (S_0) para los diferentes tipos de depósitos del FPS. De manera muy clara, los depósitos de la capa 1 están mejor seleccionados que los de las capas 2a y 2b. De igual manera, las capas 1 y 2a tienen un menor diámetro medio que la capa 2b.

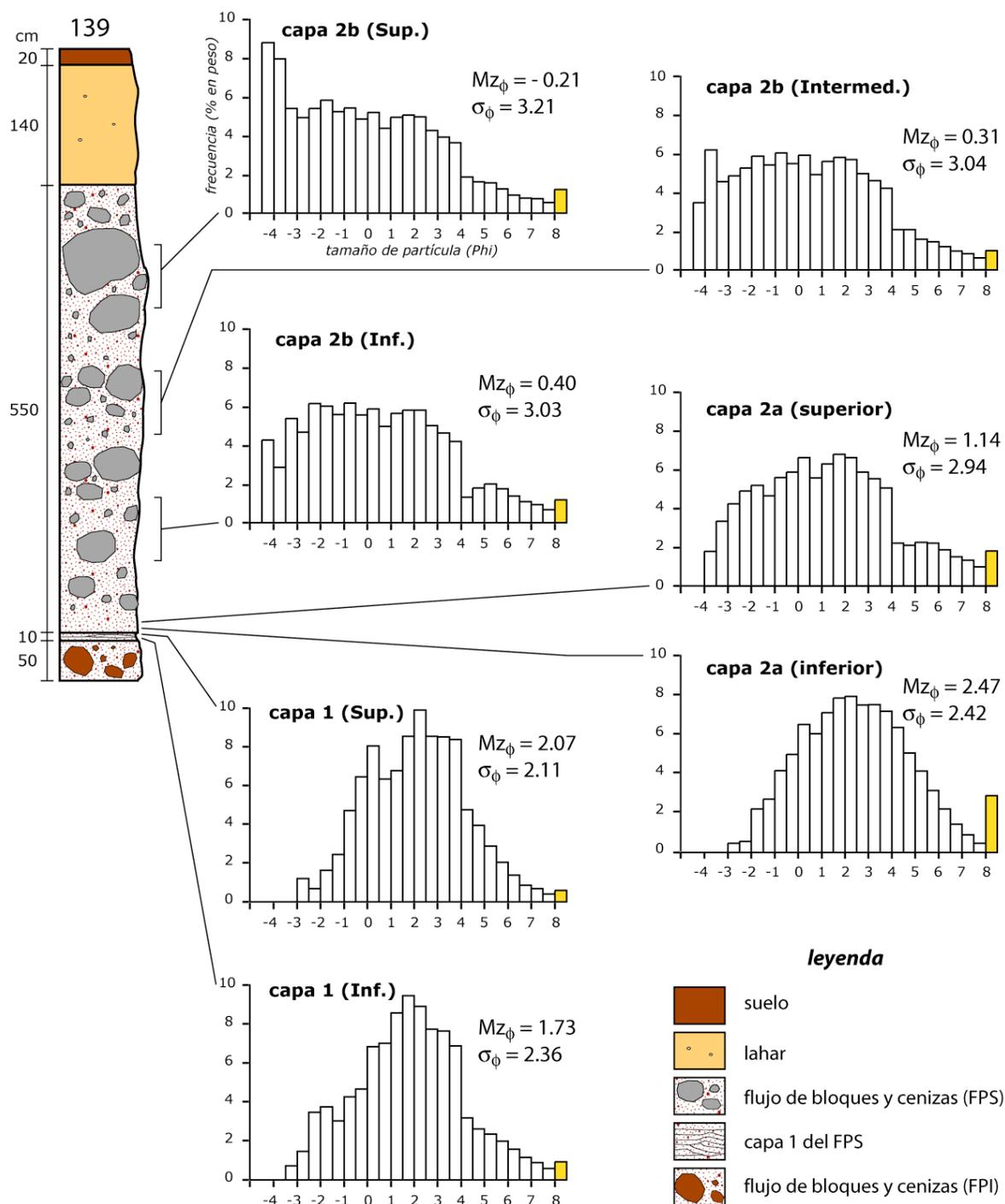


Figura 4-11. Histogramas de frecuencia y valores de la media (Mz_ϕ) y el grado de selección (σ_ϕ) para los depósitos del Flujo Pilares Superior en la localidad 139. La capa 2b es de mayor granulometría y menor grado de selección que las otras capas (2a y 1). La capa 1 tiene un mejor grado de selección que las restantes. En esta localidad se observa gradación inversa en la capa 2a, con un espesor de 10 cm. El análisis granulométrico de sus partes superior e inferior confirman la gradación inversa observada en el campo (ver histogramas y valores de la media). La barra de color gris de los histogramas representa la fracción más fina que 8 Phi.

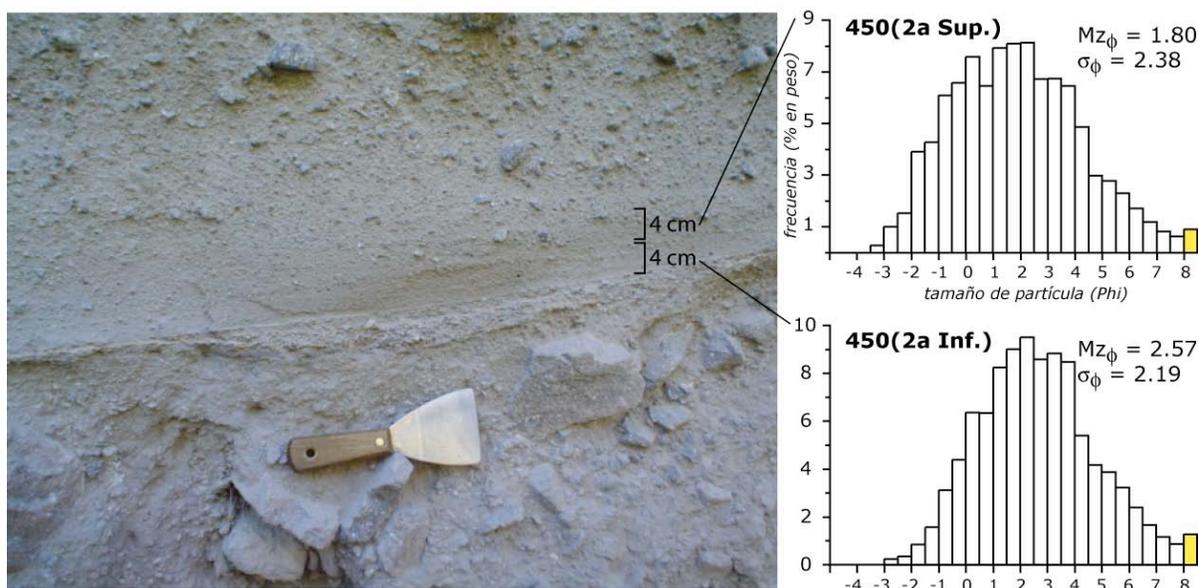


Figura 5-12 Gradación inversa bien desarrollada en la capa 2a del FPS en la localidad 450. Los histogramas de frecuencia y los valores de la media de las partes inferior y superior de la capa concuerdan con la gradación observada.

(Figs. 5-10 y 5-11). La capa 1 tiene un mejor grado de selección que el resto de la unidad. Así mismo, en el ejemplo de la Fig. 5-11 se puede observar que la capa 2a tiene menos modas que la parte principal del depósito (capa 2b). A su vez, la capa 1 tiene también menos modas que la capa 2a. De manera general, los resultados obtenidos en este estudio concuerdan con los obtenidos por Sparks (1976) en ignimbritas, con excepción de la variación sistemática con la distancia en el tamaño de clasto máximo, pues en los depósitos estudiados no se observaron variaciones sistemáticas en este aspecto.

La gradación inversa observada en la capa 2a en varios de los afloramientos fue comprobada con los resultados de la distribución de tamaños de partículas (p. ej., localidades 39, Fig. 5-11, y 450, Fig. 5-12). El tamaño medio (Mz_{ϕ}) de las partículas es menor en la parte inferior que en la superior. En la localidad 450 la gradación inversa es manifiesta también en la fotografía (Fig. 5-12). Al comparar la proporción de cenizas finas (partículas <0.63 mm) con respecto del total de cenizas (partículas con diámetro <2 mm), la capa 1 tiene una menor proporción que las capas 2a y 2b (Fig. 5-13). Es decir, al considerar únicamente el tamaño de las cenizas, estas últimas capas se encuentran enriquecidas en cenizas finas con respecto de la capa 1.

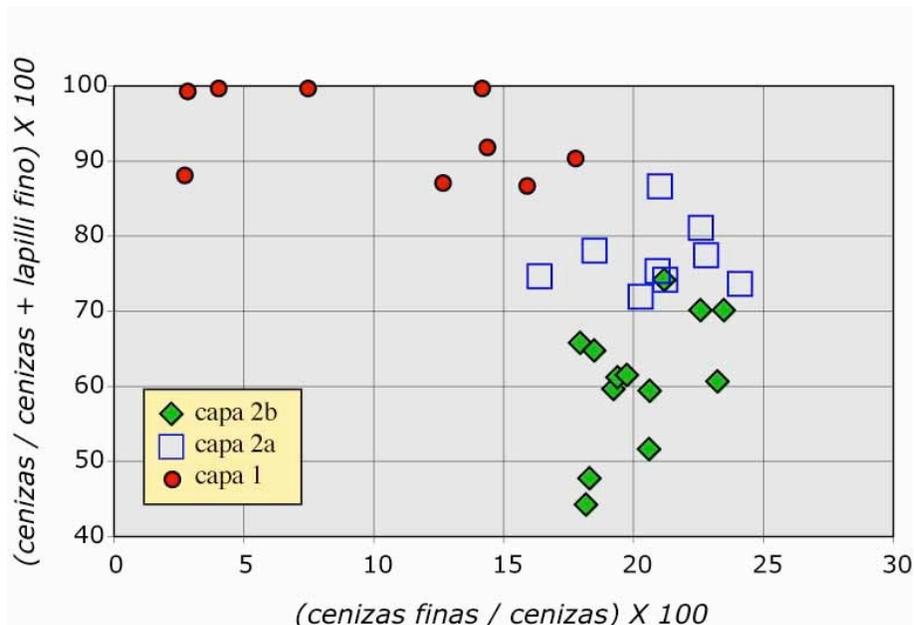


Figura 5-13. Porcentaje de la proporción de cenizas finas dentro del total de las cenizas, graficada contra el porcentaje de la proporción de las cenizas dentro del total de las cenizas más el lapilli fino (es decir, el total es todo el material <32 mm de diámetro). La capa 1 está empobrecida en cenizas finas con respecto de las otras capas.

5.3 Discusión

5.3.1 Interpretaciones previas

Los rasgos estructurales de la ignimbrita estándar de Sparks *et al.* (1973) se han documentado en una gran cantidad de depósitos de flujos piroclásticos, con algunas variantes inclusive. Sin embargo, existen diferencias en cuanto a la interpretación genética de los mismos.

Capa 1

Sparks *et al.* (1973) interpretan la capa 1 como el producto de la depositación de una oleada piroclástica que precede o que acompaña al flujo piroclástico, aunque no especifican de qué manera en particular. Fisher (1979) propone que la capa 1 representa el depósito de corrientes de densidad turbulentas de baja concentración, que se producen por el colapso de las partes externas de una columna eruptiva. Estas son de grano más fino que las partes internas de la misma, cuyo colapso, a su vez, produce el flujo piroclástico. De esta manera, según Fisher (1979), las corrientes

de baja concentración viajan entonces delante del flujo piroclástico y tienen oportunidad de depositar primero su carga, de tal manera que sus depósitos subyacen a los del flujo piroclástico. Wilson (1980) y Wilson y Walker (1982) consideran que la capa 1 puede formarse por las condiciones de turbulencia y alta fluidización de la parte delantera de un flujo, o bien, por pulsos explosivos que suceden en la parte delantera del mismo. Estos últimos tienen lugar cuando el frente del flujo atrapa aire y éste se calienta en partes más internas del flujo, de tal manera que al expanderse el aire es expelido de manera explosiva hacia adelante del flujo, llevándose consigo sedimentos de grano fino y/o de baja densidad. El depósito de éstos forma entonces la capa 1, bajo el subsiguiente depósito del flujo piroclástico. Valentine y Fisher (1986) consideran que algunos depósitos de la capa 1 pueden formarse a partir de una capa límite turbulenta, que se desarrolla en la base de un flujo piroclástico, especialmente cuando éste es de alta concentración. Al superar una cierta velocidad crítica, este tipo de flujos puede desarrollar turbulencia en su base, en la interacción con la superficie sobre la cual fluye. El movimiento turbulento y la difusión de *momentum* resultante en la base del flujo piroclástico, acoplado con efectos de la rugosidad del sustrato, causa selección y transporte de sedimentos en la capa límite turbulenta que, finalmente, conduce a la estratificación en la capa 1. En este modelo la capa 1 puede presentarse como una capa discontinua o lenticular, a lo largo de toda la extensión del flujo piroclástico que la genera, dependiendo de la velocidad y espesor del flujo y de la rugosidad del sustrato.

Capa 2a

El desarrollo de la capa 2a, debido a la relativa frecuencia con la cual se presenta la gradación inversa, se ha asociado comúnmente con un régimen de flujo laminar, tanto en flujos piroclásticos como en otro tipo de flujos gravitacionales (corrientes de turbidez y flujos de escombros, por ejemplo). En flujos piroclásticos de alta concentración, Sparks (1976), Valentine y Fisher (1986) y Palladino y Valentine (1995) advierten un perfil de velocidad cóncavo hacia arriba en la base del flujo, mientras que en la parte restante (la mayor parte del flujo) advierten un perfil vertical (Fig. 5-14A); es decir, esta última parte se movería como un bloque ("plug

flow"). El perfil de velocidad cóncavo hacia arriba en la base del flujo implica un movimiento de régimen laminar (Lowe, 1976; 1982), y la capa 2a se ha asociado con el depósito de esta parte del flujo piroclástico.

Carpetas de tracción

Varias de las interpretaciones que se dan sobre el origen de una capa similar a la 2a, en diversos depósitos de flujos gravitacionales, se basan en el concepto de "carpeta de tracción". Dzulynski y Sanders (1962) la describen como una capa de alta concentración de partículas, que se mueve en la base de una corriente turbulenta de sedimentos por la acción de esta misma, pero diferenciada por la ausencia de turbulencia en su interior (ver Fig. 5-14). Lowe (1982) la clasifica como un tipo de flujo granular y, como Dzulynski y Sanders (1962), resalta la importancia de la conducción por un flujo sobreyacente, más que por la fuerza de gravedad; así mismo, considera que la carpeta se mantiene por las fuerzas dispersivas debidas a las colisiones intergranulares (Bagnold, 1954). Una capa de características similares ha sido también denominada por Valentine (1987) como una capa altamente concentrada de carga de sedimentos, y por Postma et al. (1988) como una capa de flujo inercial. Los depósitos de las carpetas de tracción son muy característicos: son de grano fino (en promedio, del tamaño de las cenizas) y muestran generalmente gradación inversa (ver Fig. 5-14). Esta descripción concuerda con la descripción de la capa 2a de la ignimbrita estándar de Sparks et al. (1973). Por esta razón, el concepto de carpeta de tracción se ha empleado también para explicar los mecanismos de emplazamiento en la base de los flujos piroclásticos (p. ej., Branney y Kokelaar, 1992; 2002).

Generalmente se ha considerado que el perfil de velocidad, tanto en una carpeta de tracción (Lowe 1976; 1982) como en la base de flujos piroclásticos (p. ej., Branney y Kokelaar, 1992), varía de manera logarítmica con la profundidad (Fig. 5-14A). Sin embargo, existen otros dos modelos con perfiles de velocidad distintos (Fig. 5-14B y C). Hiscott (1994) considera que el modelo de Lowe (1982) en realidad corresponde a flujos granulares que se mueven por inercia, donde el esfuerzo de cizalla incrementa de manera lineal hacia la base de la capa inercial, con un gradiente de velocidad nulo en la superficie del flujo (Fig. 5-14A). Sin embargo, en

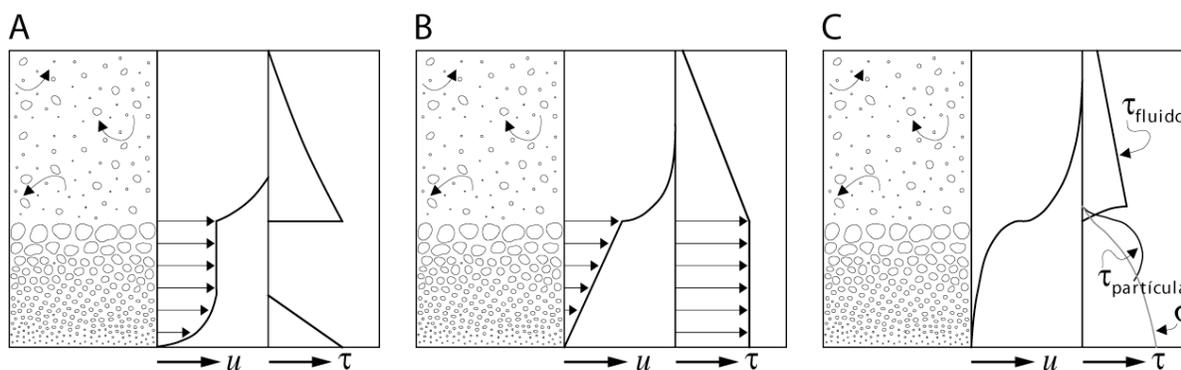


Figura 5-14. Perfiles de velocidad y del esfuerzo de cizalla en un flujo que conduce una carpeta de tracción. **A)** Modelo de Lowe (1982). **B)** Modelo de Hiscott (1994). **C)** Modelo combinado de Sohn (1997), Jiang (1995) y Hanes y Bowen (1985). σ es el esfuerzo normal a la superficie. Modificado de Sohn (1997).

una carpeta de tracción, como la describen Dzulynski y Sanders (1962), los esfuerzos de cizalla son impartidos por el flujo turbulento sobreyacente, como en una corriente de turbidez. Y en este sentido, el modelo es más bien análogo al cizallamiento de una dispersión entre una placa inferior estacionaria y una placa superior en movimiento, fenómeno caracterizado por un esfuerzo de cizalla constante a través de la capa, y una consecuente distribución de velocidad lineal (gradiente de velocidad constante) (Hiscott, 1994; Fig. 5-14B). En cambio, Jiang (1995) considera que la velocidad de un fluido en una carpeta de tracción, o en una capa de fluido granular, decae de manera exponencial con la profundidad (Fig. 5-14C). Hanes y Bowen (1985), experimentalmente, y Jiang (1995), numéricamente, determinaron que el gradiente de velocidad en una capa de fluido granular tiene un valor reducido cerca de la superficie del suelo, e incrementa hacia arriba conforme disminuye la concentración de partículas en el flujo.

El límite superior de una carpeta de tracción no está definido de manera clara, por ejemplo, por cambios bruscos en las características de las partículas y de la fase fluida. No obstante, Sohn (1997) considera que este límite puede situarse en el lugar donde ocurre un cambio importante en la reología del flujo. Para este autor, tal lugar coincide con el punto de inflexión en el perfil de velocidad de la Fig. 5-14C, que representaría un horizonte donde puede establecerse el criterio para delimitar el régimen granular inercial. Mediante experimentos con flujos granulares monofásicos controlados, Drake (1990) identifica dos regiones en un flujo granular:

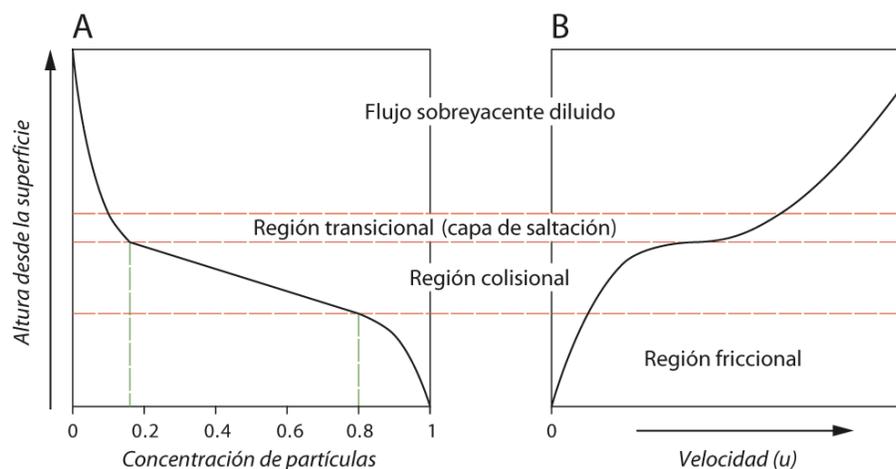


Figura 5-15. Perfiles verticales de concentración de partículas (A) y de velocidad (B). **A)** El límite entre la zona de transición y la carpeta de tracción es puesto en una concentración de partículas de 9% ya que las interacciones entre partículas se vuelven importantes arriba de esta concentración (Sohn, 1997). El límite entre las regiones friccional y colisional está basado en Jiang (1995). **B)** El perfil de velocidad se explica en el texto y es el mismo de la Fig. 1C (también en ésta se muestra el régimen de esfuerzos). Figura modificada de Sohn (1997).

una región friccional inferior, dominada por esfuerzos de fricción entre las partículas, y una región colisional superior, dominada por fuerzas dispersivas debidas a colisiones entre las partículas. Además, estas regiones son subdivididas, encontrándose una zona de saltación en la parte superior de la región colisional. Hanes y Bowen (1985) simularon numéricamente un flujo bifásico (partículas sólidas y una fase fluida), con cuyos resultados definieron tres regiones en el flujo. La región inferior del flujo corresponde a una región colisional de alta concentración de partículas, donde los esfuerzos son causados por las interacciones entre ellas. La parte intermedia es una región de saltación, donde los esfuerzos se deben tanto a las partículas como al fluido. En la región superior sólo fluye la fase fluida. Con base en estos estudios, Sohn (1997) propone que una carpeta de tracción sea dividida en dos zonas: una región friccional en la parte inferior y una región colisional en la parte superior (Fig. 5-15). Además, de acuerdo con Jiang (1995), predice una concentración de partículas del 80% en el límite entre ambas regiones. La región friccional es una capa de movimiento lento de partículas, las cuales están en contacto continuo casi siempre, de tal manera que el esfuerzo de cizalla impartido desde la región sobreyacente es convertido en movimientos de roce interparticular, más bien que en

colisiones. En consecuencia, la presión dispersiva queda sin efecto. En la interfase de la carpeta de tracción con el flujo turbulento sobreyacente Sohn (1997) localiza una zona de transición, en la cual las partículas se mueven en saltación y en suspensión de manera individual (Fig. 5-15).

La gradación inversa que se forma en flujos granulares, es atribuida con cierta frecuencia a las fuerzas dispersivas intergranulares (Bagnold, 1954), impartidas por los esfuerzos de cizalla en la base del flujo. De esta manera, las partículas mayores tienden a desplazarse hacia la región de mínimo esfuerzo de cizalla, mientras que las partículas menores tienden a moverse hacia la región del máximo esfuerzo. Aún en los flujos piroclásticos expandidos se propone un mecanismo similar para la formación de la capa 2a. Branney y Kokelaar (1992) sugieren que tales flujos están estratificados por densidades, de tal manera que la base se encuentra relativamente concentrada, y su movimiento tiene la capacidad de producir los esfuerzos de cizalla necesarios para el desarrollo de la capa 2a. Palladino y Valentine (1995) detallan el mecanismo de formación de esta capa. Las fuerzas dispersivas son el resultado de colisiones entre las partículas de un nivel y las de un nivel inferior adyacente; en tales condiciones, algún componente de su rebote elástico es dirigido en dirección normal a la dirección del flujo macroscópico. De esta manera, partículas mayores dentro de un flujo que es dominado por partículas de matriz más pequeñas, sentirán los "rebotes" de estas partículas pequeñas como una presión ascendente. Entonces, la gradación inversa de partículas que se presenta en la capa 2a es producto de la mayor influencia de las fuerzas dispersivas sobre la fuerza de gravedad (Palladino y Valentine, 1995), en una zona con un régimen de flujo laminar, en donde el esfuerzo de cizalla excede al esfuerzo crítico del flujo entero (Valentine y Fisher, 1986).

Capa 2b

La pobre selección de tamaños en los depósitos es atribuida por Sparks (1976) a la alta concentración de partículas en el flujo. Ésta, además, inhibe la turbulencia y permite suponer un régimen de flujo laminar. El desarrollo de zonas horizontales con cierta textura (clastos de pómez concentrados hacia la cima, o clastos líticos alineados hacia la base, o la gradación normal o inversa de las partículas), a lo largo del espesor de la unidad de flujo, parece indicar también un

régimen laminar en el proceso de movimiento. La gradación inversa que en ocasiones exhiben los clastos de pómez en la capa 2b, se ha interpretado como el resultado del predominio de las fuerzas dispersivas sobre la fuerza de gravedad, en un flujo de régimen laminar. En el caso de la gradación normal que exhiben los clastos líticos en la capa 2b, se interpreta que la fuerza de gravedad predominó sobre las fuerzas dispersivas. Como los clastos no traspasan el límite superior de la capa 2a, existe una zona entonces donde la fuerza de gravedad está en equilibrio con las fuerzas dispersivas (Palladino y Valentine, 1995). Sin embargo, los rasgos texturales horizontales en los depósitos de flujo se han explicado también de manera distinta. Branney y Kokelaar (1992) sugieren que concentraciones de clastos, en arreglos horizontales según la dirección de flujo, pueden deberse a variaciones en el suministro de material desde la fuente eruptiva; es decir, la presencia de concentraciones de clastos líticos o de pómez, estaría relacionada con su producción en la fuente y su posterior depositación en una manera gradual, conforme transcurre la erupción. Branney y Kokelaar (1992; 1997) no advierten un transporte de comportamiento laminar, ni de alta concentración de partículas, sino lo contrario. A su vez, Dade y Huppert (1996) consideran que también la carencia de gradación en los clastos y la ausencia de estratificación en un depósito, son más compatibles con un modelo de flujo diluido, y con un flujo y suministro constantes de sedimentos desde la fuente eruptiva. Además, argumentan que la disminución constante del tamaño medio de las partículas, así como el aumento constante de la proporción de material fino hacia las partes distantes, son muy comunes en las corrientes gravitacionales diluidas y turbulentas. Esto no sucede en una avalancha de escombros (Voight, 1978) ni, por analogía, en los flujos piroclásticos densos (Davies *et al.*, 1978; Hayashi y Self, 1992).

5.3.2 Transporte y depósito del Flujo Pilares Superior

En varios de los casos anteriormente citados, las discrepancias en el modo de emplazamiento estriban, principalmente, en que ambos modelos (flujo denso vs. flujo diluido) se basan en diferente tipo de depósito. Los depósitos de gran volumen ($>>1 \text{ km}^3$) se componen principalmente de clastos de baja densidad (pómez) y granulometría predominantemente fina. La formación de estos depósitos implica una elevada tasa eruptiva (Freundt, 1999), y ésta, un gran volumen de material

emitido. El gran volumen, junto con su alta temperatura y la baja densidad de los clastos, ocasiona que el flujo se expanda en el medio atmosférico de manera más importante que un flujo piroclástico de volumen pequeño.

Un modelo de flujo denso parece concordar bien con los flujos piroclásticos de volumen pequeño a intermedio, como refieren por ejemplo Sparks (1976), Davies et al. (1978), Rowley et al. (1981), Yamamoto et al. (1993); Miyabuchi (1999) y Saucedo et al. (2004). En particular, los flujos que se forman por el colapso gravitacional de un domo de lava producen los depósitos más densos, y en los casos documentados no parece haber controversias sobre un modo de transporte y de emplazamiento con un régimen predominantemente laminar. Aún flujos de pómez y cenizas de escaso volumen no discrepan del modelo de flujo denso, como en los casos del Mt. St. Helens (erupción de 1980; Rowley et al., 1981) y del volcán Lascar (erupción de 1993; Sparks et al., 1997).

En algunos afloramientos, la parte más volumétrica (capa 2b) del FPS exhibe cierta gradación en los clastos mayores, así como también dominios de concentraciones de bloques soportados por clastos a manera de lentes. Esto no parece entrar en conflicto con un modelo de flujo denso, como sugieren Branney y Kokelaar (1992). Puede esperarse que donde el flujo adquiere mayor velocidad (partes intermedias del recorrido), tenga la suficiente expansión para permitir el desarrollo de gradación en los clastos mayores, así como la segregación, por gravedad, de dominios lenticulares soportados por clastos, como lo advierten Cole et al. (1993), Allen y Cas (1998) y Macías et al. (1998). Esta expansión se inhibe cuando el flujo desacelera, teniendo éste un comportamiento predominantemente laminar. La distancia alcanzada por el FPS, así como su bajo valor H/L (Figs. 5-4 y 5-5) pueden explicarse también con un modelo de flujo denso. Hayashi y Self (1992) observan que existe una relación entre el valor de H/L (distancia vertical/distancia horizontal, recorridas por un flujo de masa) y el volumen de los depósitos de avalanchas y de flujos piroclásticos. Grafican, para los mismos depósitos, el valor del área contra el volumen y encuentran una menor dispersión en los datos al construir líneas de regresión lineal. Lo mismo observan Dade y Huppert (1998) para depósitos de avalanchas. Al no encontrar diferencias apreciables (en estas gráficas) entre los depósitos de flujo de volumen pequeño e intermedio y los de avalancha, Hayashi y Self (1992) argumentan que no es necesario formular hipótesis de mecanismos de emplazamiento muy diferentes para ambos fenómenos. De igual

manera, consideran innecesario proponer la fluidización como un mecanismo primario en la reducción de la fricción durante el emplazamiento de los flujos piroclásticos de volumen pequeño e intermedio (de los tipos 1 y 2 de Wilson, 1980). Además, la muy escasa vesiculación en los clastos es indicativa de que la cantidad de gases no fue importante. Lo mismo se deduce de la escasa presencia de estructuras de desgasificación en los depósitos. Los estudios de Hayashi y Self (1992), así como los de Freundt (1999), sugieren que más que un fenómeno de fluidización o mecanismos de reducción de fricción en los flujos piroclásticos, la tasa de erupción de masa, o el volumen involucrado, permiten explicar de mejor manera la movilidad de tales flujos. El flujo de masa explica la relación observada al graficar el coeficiente H/L con el volumen de depósitos de flujo piroclástico, pues con un mayor flujo de masa (y consecuente mayor volumen) se alcanza una mayor distancia, y con ésta decrece el valor de H/L. Sin embargo, aquí debe acotarse también si el emplazamiento ocurre sobre un canal (o barranca) o sobre una superficie sin disectar por corrientes. Esto es porque cuando se comparan volúmenes iguales, los flujos emplazados sobre barrancas alcanzan una mayor distancia que los que no son restringidos por algún tipo de canal (Freundt, 1999), como recientemente se ha constatado en los productos de la erupción de 1975 del volcán Ngaruhoe (Lube et al., 2007a). Esto es muy importante en la evaluación de peligros, pues si se considera que los depósitos estudiados del FPS se emplazaron sobre un antiguo abanico aluvial, significa que si volúmenes similares se emplazan a lo largo de una barranca, alcanzarían una mayor distancia. Lube et al. (2007a) encontraron que, con volúmenes similares, los flujos emplazados sobre barrancas alcanzaron el doble de la distancia que los flujos que se movieron sobre superficies no disectadas.

Los rasgos texturales documentados previamente, como la gradación inversa en los bloques mayores, o la concentración de éstos cerca de la base o de la cima de la unidad, así como su imbricación, en diversos lugares, permite suponer un régimen de flujo laminar en los momentos previos a la depositación del Flujo Pilares Superior. El perfil vertical de velocidad predice que las capas inferiores no pueden viajar más o por más tiempo que las superiores (Palladino y Valentine, 1995). Por esta razón, y porque un flujo piroclástico no se comporta de manera incompresible, Branney y Kokelaar (1992) desestiman el proceso de la depositación en masa, en el sentido de que ésta no puede ocurrir instantáneamente a lo largo de toda la

extensión del flujo. Sin embargo, la depositación en masa pudo haber sucedido en una manera no tan estricta como el término sugiere. Teniendo en cuenta el régimen laminar, la depositación puede suceder con diferencias de tiempos relativamente cortas entre las capas inferiores y las superiores. Más precisamente, la depositación debe ocurrir desde la base a la cima, en tanto cada “lámina” (del régimen de flujo laminar) pierde su energía cinética (Palladino y Valentine, 1995). Es decir, desde el punto de vista de modelos previos para el depósito de flujos piroclásticos, se puede decir que éste sucede capa por capa (Fisher, 1966) en una manera muy rápida, o bien, en masa (Sparks, 1976; Davies *et al.*, 1978), pero con diferencias de tiempo (entre diversas capas), aunque cortas, de la base a la cima. De manera reciente, Sulpizio *et al.* (2007) concilian también los modos de emplazamiento por “progressive aggradation” y en masa, al proponer que en el caso de los depósitos de flujo de la erupción del año 472 del Somma-Vesubio, en Italia, la depositación ocurrió capa por capa, y cada capa se depositó en masa. Además de una depositación de la base a la cima, Cole *et al.* (1993) y Schwarzkopf *et al.* (2005) consideran que también existe una secuencia desde el frente del flujo hacia atrás del mismo. Estos últimos, además, de acuerdo a los depósitos que estudiaron, advierten que el flujo fue inestable, de tal manera que se formaron, sobre una misma trayectoria, varios frentes de flujo, cada uno de los cuales se depositó consecutiva y gradualmente de la base a la cima, y desde el frente hacia atrás. El proceso difiere del de depositación gradual de Branney y Kokelaar (1992; 1997; 2002), en el sentido de que en éste el depósito va creciendo de manera gradual e ininterrumpida de la base a la cima, y de atrás hacia adelante, mediante el suministro constante de sedimentos desde la corriente piroclástica. Con base en un modelo experimental de flujo granular inercial, Lube *et al.* (2007a) proponen un modelo parecido al de Branney y Kokelaar, como proceso dominante, en el emplazamiento de flujos piroclásticos producidos por la erupción de 1975 del volcán Ngauruhoe, en Nueva Zelanda. La hipótesis sobre la depositación de un flujo en un sentido desde el frente hacia atrás (Cole *et al.*, 1993; Schwarzkopf *et al.*, 2005), parece basarse en lo que sucede sólo en el frente de flujo. El perfil de velocidad de un flujo de masa predice que de manera continua deben estar formándose nuevas “láminas” (del régimen laminar) (ver Fig. 5-16). Es de esta manera como un flujo piroclástico se va alargando a lo largo de su trayectoria de flujo. Entonces, parece muy difícil que una misma capa (correspondiente a una “lámina”) se pueda

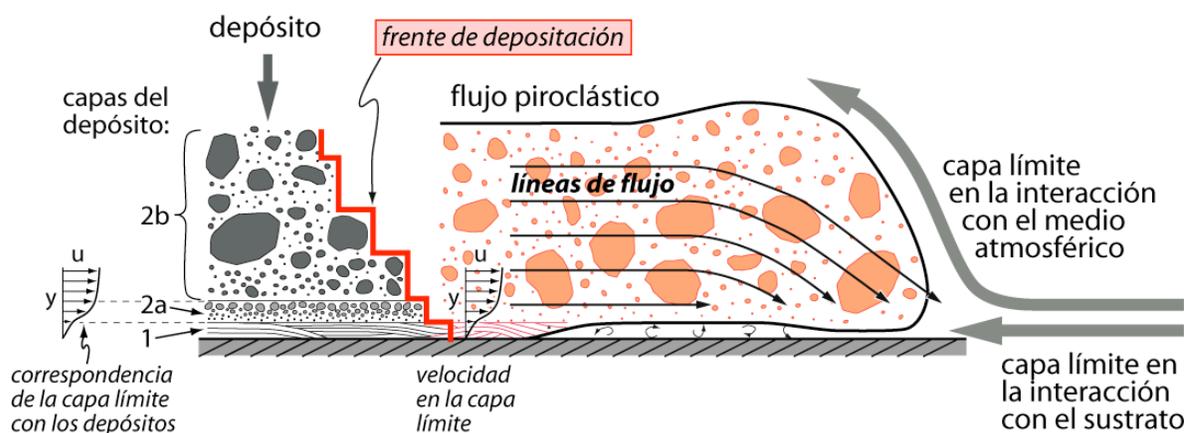


Figura 5-16. Modelo de emplazamiento de un flujo piroclástico. El perfil de velocidad predice que las regiones inferiores del flujo no pueden viajar más lejos que las superiores, como puede deducirse de las líneas de flujo. El depósito comienza desde abajo hacia arriba, y desde atrás hacia adelante (por etapas). La línea del frente de depositación representa el tiempo, es decir, primero comienzan a depositarse las partes inferiores (capa 1, capa 2a, y la capa 2b se deposita por capas). Este frente de depositación va avanzando, por etapas, a lo largo del recorrido. Se representa también la estructura de una capa límite que se forma en la base del flujo. El punto de inflexión en el perfil de velocidad, que divide una forma cóncava (gradiente de presión adverso) de una convexa, parece corresponder con el límite que dividirá a la capa 1 de la 2a durante el depósito. El modelo debe aplicarse para cada unidad o subunidad de flujo. En el texto se encuentra una mayor explicación sobre las capas límite de esta figura.

extender a lo largo de toda la extensión del flujo, y se deposite en masa, además. Más bien, “segmentos” de capa son los que se van depositando conforme avanza el flujo, y nuevas capas se van formando de manera continua, como lo predice el perfil de velocidad (Fig. 5-16). Experimentos sobre flujos granulares inerciales (p. ej., Lube et al., 2007a; 2007b) muestran que, conforme avanza el flujo, una interfase que divide una región estática de otra que fluye se propaga hacia la superficie del flujo. De esta manera, significa entonces que el depósito en la capa 2b ocurre de manera secuencial, por etapas (capa por capa) continuas de la base a la cima, y de atrás hacia adelante (por segmentos) (Fig. 5-16). Esto podría explicar la razón por la cual, en el FPS (como en los depósitos de flujos piroclásticos, en general), los rasgos del régimen laminar (gradación inversa o normal en los bloques, o su imbricación, o concentraciones de ellos en lentes) sólo se pueden observar por cortas distancias a lo largo de toda la unidad. Al finalizar el depósito, sí puede esperarse el cese del movimiento en un sentido desde el frente hacia atrás, sólo en el frente del flujo. Es

decir, una vez que la parte frontal del flujo se detiene, la inercia de las partículas que le siguen atrás, en la parte superior, causa que las mismas vayan chocando de manera consecutiva con las que ya se han detenido. Este efecto es favorecido por la condición del medio granular sin cohesión. De esta manera, se puede advertir que existirá una zona de relajación de esfuerzos atrás del frente, y una zona de compresión sobre este mismo. Cabe señalar que el modelo de depositación de la unidad entera se aplica a cada unidad o subunidad de flujo. La condición para que se forme la capa 1, sea en una unidad o en una subunidad (derivada de inestabilidades durante el recorrido), será que haya una suficiente diferencia de velocidad entre el flujo (que originará la unidad, o subunidad) y la superficie sobre la cual fluye.

Como ya se explicó anteriormente, el origen de la capa 2a se ha relacionado de manera recurrente con las fuerzas dispersivas intergranulares, producidas por los esfuerzos de cizalla durante el proceso de flujo. Sin embargo, de manera experimental se ha mostrado que el simple flujo lento de masas granulares (Savage y Lun, 1988), o la agitación de las mismas (Sohn y Chough, 1993), pueden causar que las partículas más finas se segreguen, por gravedad, entre los espacios de las partículas más gruesas al moverse. Al mismo tiempo, el movimiento también provoca que las partículas más gruesas se vayan acomodando sobre las más finas (Hill et al., 1999). Diversos experimentos muestran también que en flujos granulares de alta concentración (como puede suponerse en la base de un flujo piroclástico), es poco probable una interacción colisional entre las partículas (p. ej., Drake, 1990; Jiang, 1995). Más bien, lo que puede ocurrir son fuerzas de fricción entre las mismas, debido a su alta concentración. Es posible que en los estadios iniciales e intermedios de un flujo puedan ocurrir colisiones entre partículas en la base del mismo, pero durante esta etapa no hay depósito. Conforme el flujo desacelera crece la tasa de asentamiento de las partículas (Bursik et al., 1996), con lo cual la concentración de partículas aumenta hacia la base. Aún cuando pueden ocurrir colisiones en un flujo suficientemente acelerado, éstas difícilmente podrían generar la presión dispersiva (p. ej., Bagnold, 1954; Lowe, 1976) necesaria para desarrollar la gradación inversa. Esto es porque la eficiencia de la presión dispersiva depende de que las colisiones se den en una condición elástica óptima (coeficiente de restitución muy elevado), misma que es afectada por varios factores. Por ejemplo, de todo el espectro de direcciones posibles de colisión entre dos

partículas, sólo puede esperarse una baja proporción de colisiones perfectamente normales a las dos superficies, caso en el cual se produciría la máxima presión dispersiva. Del resto de las colisiones, únicamente tendrían efecto las componentes normales de la presión dispersiva. Todavía en estos casos, la constitución física y química de las partículas naturales afectará la eficiencia de la energía, pues las partículas no son completamente esféricas. La colisión con una arista puede provocar más bien su desgaste, con lo cual pierde energía mecánica la colisión, atenuando su presión dispersiva. Muchas de estas colisiones provocarán fracturamiento en las partículas, disminuyendo así la presión dispersiva. Por otra parte, las presiones dispersivas también dependen de la masa de la partícula, y la capa 2a del FPS (como de la mayoría de los depósitos de flujo piroclástico) se compone predominantemente de cenizas.

Como puede deducirse de la petrografía de las rocas (capítulo 4), las partículas que pueden esperarse del tamaño de las cenizas son fragmentos de la matriz criptocristalina y los cristales minerales más abundantes: plagioclasa, hornblenda y biotita. En la textura petrográfica se ha documentado que estos cristales tienen planos de debilidad (maclas en la plagioclasa, y clivaje en la hornblenda y la biotita) muy definidos, con lo cual durante las colisiones tenderán a fragmentarse, más bien que a redondearse para producir partículas esféricas. Es decir, difícilmente puede esperarse que las fuerzas dispersivas intergranulares sean un mecanismo suficiente, para generar la gradación inversa en la capa 2a. Menos aún cuando la concentración es alta. En cambio, en este caso, como diversos experimentos y simulaciones lo muestran, una masa de partículas sin cohesión en un flujo lento (Savage y Lun, 1988), o en un medio agitado (Rosato et al., 1987; Sohn y Chough, 1993; Julien et al., 1992; Hill et al., 1999) es suficiente para provocar que las partículas menores se filtren entre los espacios de las mayores, con lo cual puede desarrollarse la gradación inversa. La concentración de partículas finas en la base impedirá que las mayores se segreguen nuevamente hasta la superficie del sustrato. Un pleno desarrollo de la gradación inversa dependerá de que, una vez alcanzada la segregación por tamaños, en los instantes previos a su depósito no aumenten las condiciones de agitación, ya que en este caso se pueden volver a mezclar todos los tamaños. Esto puede suceder con un aumento en la energía de transporte (salto hidráulico) o en la rugosidad del terreno. Probablemente esta es la

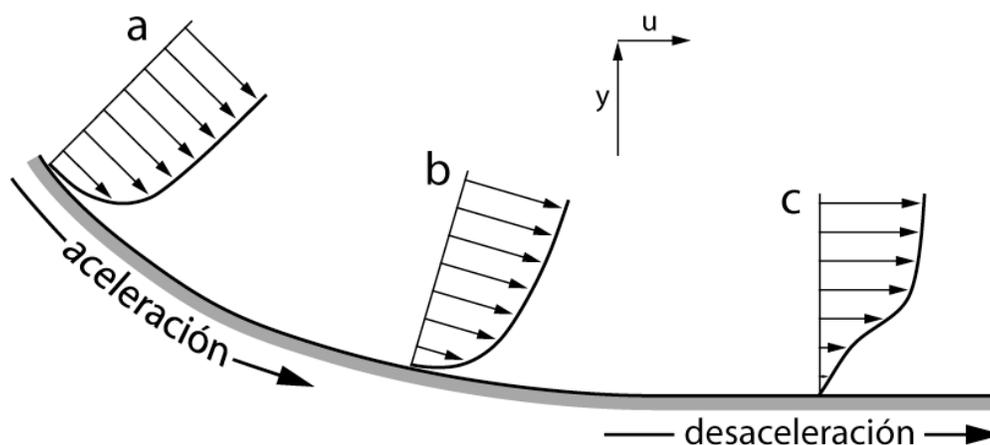


Figura 5-17. Representación de la capa límite sobre una superficie de terreno (basada en Schlichting, 1979). En zona de aceleración (a), el perfil de velocidad tiene una forma cóncava hacia arriba, correspondiente a un gradiente de presión positivo. Antes de desacelerar el flujo, hay una zona de transición (b). En la fase de mayor desaceleración (c) existe un gradiente de presión adverso en la parte más cercana al sustrato, lo que ocasiona que el perfil de velocidad varíe de manera exponencial con la profundidad.

razón por la cual no siempre se desarrolla la gradación inversa en los depósitos de la capa 2a, como en el caso del FPS.

Para explicar la presencia de la capa 1 en el FPS, se favorece la interpretación de Valentine y Fisher (1986), en el sentido de que su desarrollo es consecuencia de la formación de una capa límite turbulenta en la base del flujo piroclástico (Figs. 5-16 y 5-17). Otras interpretaciones, ya mencionadas anteriormente, difícilmente pueden explicar la presencia de la capa 1, con un espesor uniforme en general, en prácticamente toda la distribución del FPS. La creación de turbulencia en la base del flujo piroclástico, debida a la velocidad de flujo, a la rugosidad del sustrato, y posiblemente a aire atrapado entre el flujo y el sustrato, ya había sido advertida por Walker *et al.* (1981). Inclusive, como Walker *et al.* (1981) proponen, la interacción turbulenta de la base del flujo (en desaceleración) con el sustrato puede incorporar las partículas sueltas del mismo, depositándolas nuevamente, pero mezcladas con las partículas de la base del flujo. Esto puede explicar la ocurrencia de láminas de cenizas que parecen pertenecer a la unidad Flujo Pilares Inferior. La turbulencia también permite explicar el empobrecimiento en cenizas finas de la capa 1 con respecto de las capas 2a y 2b (Fig. 5-13). Es decir, además de la interacción turbulenta del frente del flujo con el aire atmosférico, para crear la nube de cenizas alrededor del flujo (Denlinger, 1987), la capa límite

turbulenta en la base de éste también puede contribuir a la alimentación de la nube de cenizas. De esta manera, un flujo piroclástico (como podría ser un flujo de masa con suficiente aceleración) parece involucrar dos capas límite: una en la interacción con el medio atmosférico (Denlinger, 1987), y la otra en la interacción con el sustrato (Fig. 5-16). En las regiones cercanas a la confluencia de estas dos capas, en el frente del flujo, puede advertirse la máxima turbulencia. En el caso de la capa 1, el depósito debe suceder en algún tiempo durante la desaceleración del flujo. En consecuencia, es factible pensar que en ese momento, debido a un gradiente de presión inverso ($-\partial u/\partial y$), tenga un perfil de velocidad con punto de inflexión (Fig. 5-17) (Schlichting, 1979). La turbulencia no queda registrada en la textura de la capa 1, pues cuando el flujo desacelera suficientemente la capa límite se vuelve laminar. En este momento, la interfase entre el flujo y el sustrato está compuesta principalmente por partículas del tamaño de las cenizas, previamente segregadas. Diversos estudios (p. ej., Gadala-Maria y Acrivos, 1980; Cates et al., 1999) muestran que el cizallamiento sobre partículas sueltas causa un comportamiento anisotrópico en las mismas, es decir, que tienden a moverse siguiendo direcciones preferenciales. La más importante de éstas se relaciona con la dirección del esfuerzo de compresión máxima, misma que se encuentra, aunque oblicua, en el sentido de transporte (Cates et al., 1999). De esta manera se puede desarrollar entonces una estratificación en las partículas que se encuentran bajo esfuerzos de cizalla, como en la base de los flujos piroclásticos. Al disminuir los esfuerzos de cizalla, conforme disminuye la velocidad de flujo, disminuye la dilatación en el medio granular; en consecuencia, la concentración incrementa hasta que llega un punto en el cual el movimiento queda completamente inhibido (Gadala-Maria y Acrivos, 1980; Bertrand et al., 2002). Los planos preferenciales de movimiento quedan registrados como una estratificación. Este proceso puede entonces explicar la laminación observada en la capa 1 del FPS (y de los depósitos de flujo piroclástico en general). En este caso, las cenizas de cada lámina cesan su movimiento al mismo tiempo, de manera súbita (proceso conocido como “jamming”, en inglés). Por otra parte, el simple colapso de masas granulares sin cohesión puede llevar a una estratificación y segregación por tamaños (Makse *et al.*, 1997). Tal vez la agitación de la partículas en el ambiente de desarrollo de la capa 1, en combinación con el cizallamiento, favorece tanto la laminación, como la frecuente alternancia de láminas de partículas gruesas con láminas de partículas más finas.

El desarrollo de la capa límite en la base de un flujo piroclástico permite explicar, de acuerdo con el perfil de velocidad, la formación de una capa semejante a la carpeta de tracción. Sin embargo, ésta no podría ser una carpeta en el sentido estricto de Dzulynski y Sanders (1962), ya que en el caso del flujo piroclástico no sería una corriente turbulenta de baja densidad la que conduzca tal capa. En este caso sería más bien una corriente de alta concentración. Así, el efecto se aproxima más al del cizallamiento entre dos placas paralelas, de las cuales la inferior (el sustrato) es estacionaria (como propone Hiscott, 1994, por ejemplo). Sin embargo, los perfiles de velocidad y de los esfuerzos de cizalla en el modelo propuesto por Hiscott (1994) (Fig. 5-14B) corresponde a un cizallamiento de velocidad constante y uniforme. En un flujo piroclástico, el desarrollo de esta zona ocurre más bien durante su desaceleración, y tendría entonces un perfil de velocidad más semejante al modelo de la Fig. 5-14C (ver Fig. 5-17), en el cual el punto de inflexión puede corresponder a la división de las zonas que generarían las capas 1 (primero) y 2a (una vez que se formó la primera) (Fig. 5-16), en la manera que ya se ha explicado anteriormente. Además, ambas capas se depositarían en una secuencia desde atrás del flujo hacia el frente, y por etapas, ya que una vez que las partículas en la base empiezan a desacelerar por la fuerza de fricción con el sustrato, no existe un mecanismo que les ayude a mantener la velocidad. Esto explica la discontinuidad que puede observarse tanto en la capa 1 como en las láminas que la componen. A su vez, este efecto puede ser favorecido por condiciones de inestabilidad en el flujo.

5.4 Conclusiones

El Flujo Piroclástico Superior exhibe de manera clara los depósitos de la ignimbrita estándar, lo cual permite su estudio con fines de establecer interpretaciones sobre el origen de los mismos. El régimen de flujo durante el transporte, en los momentos previos al depósito, fue predominantemente de tipo laminar. En la interacción del flujo con el sustrato el régimen fue turbulento, provocado principalmente por la combinación de la velocidad de flujo y la rugosidad del terreno.

La depositación de la carga del flujo sucedió de manera secuencial, capa por capa (capa 1, capa 2a, capa 2b) (Fisher, 1966) de la base a la cima. La capa 1 representa una condición de fuerte cizalla sobre el terreno, misma que

aparentemente queda registrada en la estratificación del depósito. En su desarrollo estuvo involucrada, previamente, la formación de una capa límite turbulenta en la base del flujo. Esta turbulencia causó la expulsión de las cenizas finas en la zona de interacción del flujo con el sustrato. Fue la primer capa que se depositó, y muy probablemente sucedió desde atrás del flujo hacia el frente. La capa 2a representa la zona (y el tiempo) en donde la capa límite tuvo un régimen laminar, lo que favoreció la formación de la gradación inversa. Aunque en ésta, el mecanismo de presión dispersiva estuvo supeditado a otro de mayor relevancia: la facilidad de segregación de las partículas menores entre las mayores, a través de los espacios creados en un medio agitado de alta concentración (sin turbulencia). La capa 2a fue la segunda capa que se depositó, y representa la zona que permitió el movimiento en los últimos instantes de la parte más volumétrica del flujo. Probablemente también se depositó de atrás hacia adelante. Los rasgos texturales (gradación y concentraciones de bloques en lentes) observados en la capa 2b se explican también con un régimen laminar, y éste también ayuda a explicar la razón por la cual la depositación en masa no ocurre de manera *sensu stricto*. Esta parte del flujo comenzó a depositarse una vez que su base (la capa 2a) dejó de moverse, de manera inmediata. La masa de partículas se detuvo con un orden de atrás hacia adelante, de abajo hacia arriba, capa por capa. Y en las últimas etapas de depositación, hacia el frente del flujo, el depósito capa por capa sucedió en una manera tan rápida, que podría aproximarse al concepto de depositación en masa.

No hay indicios de que haya habido una fluidización en el flujo para explicar el recorrido máximo del FPS. El volumen relativamente importante lo puede explicar. Una implicación del volumen involucrado, en la evaluación de peligros volcánicos, es que si un flujo de tal volumen se emplaza preferentemente a lo largo de una barranca, éste alcanzará una mayor distancia que el FPS.

Consideraciones finales

La historia eruptiva de La Malinche se divide en dos etapas: Pre-Malinche, de la cual, no obstante comprender la mayor parte de la estratigrafía, existen escasos afloramientos, y Malinche, la cual, a su vez, se subdivide en tres períodos, separados por erupciones plinianas. Los depósitos más relevantes (por su extensión) de la primera etapa corresponden a la Pómez Baquedano, producidos por una erupción pliniana de gran magnitud. Los depósitos de las otras erupciones plinianas que dan inicio a cada uno de los períodos son las Pómez Huamantla (<45 ka), Malinche I (21.4 ka) y Malinche II (<12 ka, pero >9 ka). Los eventos más frecuentes han sido los flujos piroclásticos y los lahares. De las diferentes erupciones holocénicas, la más reciente ocurrió hace 3100 años, y consistió en caída de cenizas y flujos piroclásticos de corto alcance. Estas erupciones llevan a considerar a La Malinche como un volcán potencialmente activo, actualmente en estado de reposo.

En los alrededores de La Malinche, en un radio de 30 km, habitan cerca de 2 millones de habitantes, de los cuales poco más de la mitad se encuentran en el área metropolitana de la Cd. de Puebla, cuyo centro se ubica a 25 km de la cima del volcán. Esto hace imperativo la evaluación de peligros volcánicos en el área. El mapa geológico y la historia eruptiva que aquí se presentan pueden servir para tal propósito. Además, esta información puede ser útil también en las interpretaciones de las investigaciones arqueológicas y antropológicas que se realizan en el área de Puebla-Tlaxcala.

Los resultados de la composición geoquímica y la petrografía de las rocas de La Malinche y sus alrededores, contribuyen a llenar uno de los espacios faltantes en

el Cinturón Volcánico Tras-Mexicano (CVTM) para su mejor comprensión. Los resultados que aquí se presentan parecen mostrar que no hay grandes diferencias en el origen de las rocas, con respecto de otros estratovolcanes del CVTM. Éstas se han explicado, básicamente, mediante diferencias en la temperatura de cristalización de las asociaciones minerales y las contribuciones del basamento local. Además, con respecto de la frecuente asociación que se hace de las relaciones relativamente altas de Sr/Y y La/Yb, con la fusión de la placa oceánica subducente en un ambiente de arco, se ha mostrado que pueden haber otras causas que las provocan.

El estudio de los depósitos del Flujo Pilares Superior, que representan los eventos de mayor frecuencia en el volcán, permiten obtener algunas conclusiones con respecto de una eventual evaluación de peligros volcánicos. Estos depósitos se emplazaron en abanicos aluviales, alcanzando una distancia máxima de 13.5 km. Pero si depósitos similares en volumen se emplazan por barrancas, los mismos alcanzarían distancias mayores, y son muchas las comunidades que se encontrarían en ese radio. Con respecto de los mecanismos de emplazamiento, se puede advertir que el estudio de las texturas, y su relación con estudios experimentales y de simulación numérica de flujos granulares, posibilitan interpretaciones cada vez más elaboradas. Sin embargo, también se advierte que hace falta aún la experimentación con materiales más semejantes a los volcánicos. Por ejemplo, muchas de las interpretaciones actuales se basan todavía en flujos granulares, cuyas partículas tienen formas regulares y un escaso intervalo de tamaños. El escalamiento en los experimentos, además, ha carecido de uno más aproximado con respecto de la fuerza de arrastre ejercida por el medio atmosférico. Hasta ahora, tal vez lo más aproximado, tratándose de sedimentos naturales, han sido los experimentos en tanques de agua, u otra sustancia líquida, que tienen un comportamiento diferente al de los gases.

Referencias

- Abrams, M. J. and Siebe, C., 1994. Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *63*, 183-199.
- Aizawa, Y., Tatsumi, Y. y Yamada, H., 1999. Element transport by dehydration of subducted sediments: Implication for arc and ocean island magmatism. *The Island Arc*, *v. 8*, p. 38-46.
- Aguirre-Díaz, G., Nelson, S., Ferrari, L. y López, M., 1997. Ignimbrites of the Central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo). En: Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G. y Ferrari, L. (Eds.), Magmatism and tectonics in the Central and Northwestern Mexico—a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions. Instituto de Geología, UNAM, México, D. F., p. 1-39.
- Allen, S.R. y Cas, R.A.F., 1998. Lateral variations within coarse co-ignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau Tuff, Greece. *Bull. Volcanol.*, *59*, 356-377.
- Anderson, R.N., DeLong, S.E. y Schwarz, W.M., 1980. Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones. *Journal of Geology*, *v. 88*, p. 445-451.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E. y Layer, P.W., 2006. A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: Petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, *v. 47*, p. 457-479.
- Arnold, J.R. y Libby, W.F., 1949. Age determinations with radiocarbon content: Checks with samples of known age. *Science*, *v. 110*, p. 678-680.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. R. Soc. London, A*, *225*, 49-63.
- Baker, M.B. y Stolper, E.M., 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* *v. 58* (13), p. 2811-2827.
- Baker, M.B., Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S. y Stolper, E.M., 1995. Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamics calculations. *Nature*, *v. 375*, p. 308-311.

- Becker, H., Jochum, K.P. y Carlson, R.W., 1999. Constraints from high-pressure veins in eclogites on the composition of hydrous fluids in subduction zones. *Chemical Geology*, v. 160, p. 291-308.
- Bertrand, E., Bibette, J. y Schmitt, V., 2002. From shear thickening to shear-induced jamming. *Physical Review E*, 66, 060401.
- Black, S., Macdonald, R., DeVivo, B., Kilburn, C.R.J. y Rolandi, G., 1998. U-series disequilibria in young (A.D. 1944) Vesuvius rocks: Preliminary implications for magma residence times and volatile addition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 82, p. 97-111.
- Blatter, D.L. y Carmichael, I.S.E., 1998. Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. *Geology*, v. 26 (11), p. 1035-1038.
- Blatter, D.L. y Carmichael, I.S.E., 2001. Hydrous phase equilibria of a Mexican siliceous andesite: a candidate for a mantle origin? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 4043-4065.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., Deino, A.L. y Renne, P.R., 2001. Neogene volcanism at the front of the Mexican volcanic belt: basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high TiO₂ lava. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 113, 1324-1342.
- Blatter, D.L., Farmer, G.L. y Carmichael, I.S.E., 2007. A North-South transect across the central Mexican Volcanic Belt at 100°W: Spatial distribution, petrological, geochemical, and isotopic characteristics of Quaternary volcanism. *Journal of Petrology*, doi: 10.1093/petrology/egm006.
- Blundy, J.D. y Wood, B.J., 1991. Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 193-209.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.*, 54, 504-520.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. *Geology*, 25, 115-118.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society Memoir No. 27, 152 p.

- Brenan, J.M., Shaw, H.F. y Ryerson, F.J., 1995a. Experimental origin for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature*, v. 378, p. 54-56.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. y Phinney, D.L., 1995b. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 3331-3350.
- Bursik, M.I. y Woods, A.W., 1996. The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bull. Volcanol.*, 58, 175-193.
- Campos-Enríquez, J.O. y Zánchez-Zamora, O., 2000. Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 479-489.
- Cantagrel, J.M., Gourgaud, A. y Robin, C., 1984. Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico). *Bulletin of Volcanology*, v. 47-4, p.735-748.
- Carmichael, I.S.E., 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 641-663.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A. y Luhr, J.F., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, p. 302-333.
- Carrasco-Núñez, G. y Ban, M., 1994. Geologic map and structure sections of the Citlaltépetl volcano summit area, Mexico. *Cartas Geológicas y Mineras 9, Instituto de Geología, UNAM*.
- Carrasco-Núñez, G., 1999. Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88, 47-66.
- Carrasco-Núñez, G. y Rose, W.I., 1995. Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5–9.0 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 69, p. 197-215.
- Carrasco-Núñez, G., Gomez-Tuena, A. y Lozano V., L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, central Mexico. *Geological Society of America—Map and chart series MCH081, Boulder Co. USA*.
- Cas, R.A.C. y Wright, J.V., 1987. Volcanic successions: Modern and ancient. Londres, Unwin Hyman, 528 p.

- Castro-Govea, R., 1999. Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche. *Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 130 p.*
- Castro-Govea, R. y Siebe, C., 2004. Structure and texture of the late Pleistocene “Upper Pilares Flow” of La Malinche Volcano, Mexico—Implications for pyroclastic flow emplacement. Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism—Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, Mexico 2004. Aguirre-Díaz, G.J., Macías-Vázquez, J.L. and Siebe, C. (Eds.), p. 10.
- Castro-Govea, R. y Siebe, C., 2007. Late Pleistocene–Holocene stratigraphic and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 162, p. 20-42.*
- Cates, M.E., Wittmer, J.P., Bouchaud, J.-P. y Claudin, P., 1999. Jamming and stress propagation in particulate matter. *Physica A, v. 263, p. 354-361.*
- 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 Mexico. *Geology, v. 31, p. 235-238.*
- Chauvel, C., Hofmann, A.W. y Vidal, P., 1992. HIMU–EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters, v. 110, p. 99-119.*
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L. y Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 1, Paper number 1999GC000010.*
- Cole, PD y Scarpati, C, 1993. A facies interpretation of the eruption and emplacement mechanisms of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegri, southern Italy. *Bull. Volcanol., 55, 311-326.*
- Cole, P.D., Guest, J.E. y Duncan, A.M., 1993. The emplacement of intermediate volume ignimbrites: A case study from Roccamonfina Volcano, Southern Italy. *Bull. Volcanol., 55, 467-480.*
- Cortés-Cortés, A., Garduño-Monroy, V.H., Navarro, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Macías, J.L. y Gavilanes, J.C., 2005. Geología del complejo volcánico de Colima. *Cartas geológicas y mineras 10, Instituto de Geología, UNAM.*
- Couch, S., Sparks, R.S.J. y Carroll, M.R., 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature, v. 411, p. 1037-1039.*

- Dade, W.B. y Huppert, H.E., 1996. Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Nature*, 381, 509-512.
- Dade, W.B. y Huppert, H.E., 1998. Long-runout rockfalls. *Geology*, 26, 803-806.
- Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moorbath, S., Wörner, G., Harmon, R.S. y Lopez-Escobar, L., 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S, 69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, p. 412-432.
- Davies, D.K., Quearry, M.W. y Bonis, S.B., 1978. Glowing avalanches from the 1974 eruption of the volcano Fuego, Guatemala. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 369-384.
- Defant, M.J. y Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, v. 347, p. 662-665.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Revista*, v. 2-2, p. 172-187.
- Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Revista*, 5-2, 217-222.
- Drake, T.G., 1990. Structural features in granular flows. *J. Geophys. Res.*, 95, 8681-8696.
- Drummond, M.S. y Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 21,503-21521.
- Dzulynski, S. y Sanders, J.E., 1962. Current marks on firm mud bottoms. *Trans. Connecticut Acad. Arts and Sci.*, 42, 57-96.
- Elliott, T., 2003. Tracers of the slab. *Inside the Subduction Factory, American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, v. 138, p. 23-45.
- Erffa, A., Hilger, W., Knoblich, K. y Weyl, R., 1976. Geología de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos. *Comunicaciones*, 13, 99-106.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary–Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite–basaltic compositional range. En R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, p. 25-95.
- Feeley, T.C. y Hacker, M.D., 1995. Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: An example from volcan Ollague, Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Geology*, v. 103, p. 213-225.

- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G. y Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofís. Int.*, 33-1, 1-9.
- Ferriz, H., 1985. Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de los Humeros, Puebla, México. *Geofís. Int.*, 24-1, 97-157.
- Fisher, RV, 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. J. Sci.*, 264, 350-363.
- Fisher, RV, 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6, p. 305-318.
- Fisher, R.V., 1990. Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 102, 1038-1054.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic Rocks. Berlín y Heidelberg, Springer-Verlag, 472 p.
- Foley, S.F., 1992. Vein-plus-wallrock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28, 435-453.
- Foley, S.F. y Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chemical Geology*, v. 85, p. 1-18.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D. y Jenner, G.A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmoquimica Acta* 60, 629-638.
- Foley, S.F., Tiepolo, M. y Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, v. 417, p. 837-840.
- Freundt, A., 1999. Formation of high-grade ignimbrites. Part II. A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bull. Volcanol.*, 60, p. 545-567.
- Gadala-Maria, F. y Acrivos, A., 1980. Shear-induced structure in concentrated suspension of solid spheres. *Journal of Rheology*, v. 24, p. 799-814.
- Gaetani, G.A. y Grove, T.L., 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 131, p. 323-346.

- Gaetani, G.A., Grove, T.L. y Bryan, W.B., 1993. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, v. 365, p. 332-334.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H. y Espíndola, J.M., 2002a. Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico. *Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MCH089*, 48 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G. y Mora, J.C., 2002b. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, 41-2, 133-150.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin, Springer, 390 p.
- Gómez-Tuena, A. y Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A.B., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(8), 8912, doi: 10.1029/2003GC000524.
- Green, T.H., 1972. Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 34, p. 150-166.
- Green, T.H. y Pearson, N.J., 1986. Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P,T . *Chemical Geology*, v. 54, p. 185-201.
- Gregorie, M., Bell, D.R. y Le Roex, A.P., 2002. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite bearing peridotites and kimberlites revisited. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 142, p. 603-625.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O. y Gaetani, G.A., 2003. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, p. 515-533.
- Hanes, D.M. y Bowen, A.J., 1985. A granular-fluid model for steady intense bed-load transport. *J. Geophys. Res.*, 90, 9149-9158.
- Hanyu, T. y Nakamura, E., 2000. Constraints on HIMU and EM by Sr and Nd isotopes re-examined. *Earth Planets Space*, v. 52, p. 61-70.

- Hart, S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis, and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 273-296.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, 105-124.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. y Grove, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, v. 117, 149-166.
- Hawkesworth, C.J. y Powell, M., 1980. Magma genesis in the Lesser Antilles island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 51, p. 297-308.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W. y van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science* 276, 551-555.
- Hawkesworth, C.J., Blake, S., Evans, P., Hughes, R., MacDonald, R., Thomas, L.E., Turner, S.P. y Zellmer, G., 2000. Time scales of crystal fractionation in magma chambers—Integrating physical, isotopic and geochemical perspectives. *Journal of Petrology*, v. 41, p. 991-1006.
- Hayashi, J.N. y Self, S., 1992. A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *J. Geophys. Res.*, 97, 9063-9071.
- Heine, K., 1975. Studien zur Jungquartären glazialmorphologie mexikanischer Vulkane –mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft VII. Wilhelm Lauer (Ed.). *Franz Steiner Verlag GMBH · Wiesbaden*, 178 p.
- Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 76, p. 158-170.
- Hildreth, W. y Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.
- Hill, K.M., Khakhar, D.V., Gilchrist, J.F., McCarthy, J.J. y Ottino, J.M., 1999. Segregation-driven organization in chaotic granular flows. *PNAS*, 96, 11701-11706.
- Hill, R.E.T. y Boettcher, A.L., 1970. Water in the Earth's mantle: Melting curves of basalt-water and basalt-water-carbon dioxide. *Science*, v. 167, p. 980-982.

- Hirose, K., 1997. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, v. 25, p. 42-44.
- Hirose, K. y Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 133, p. 463-473.
- Hiscott, RN, 1994. Traction-carpet stratification in turbidites—Fact or fiction? *J. Sed. Res.*, A64, 204-208.
- Iglesias, A., Singh, S.K., Pacheco, J.F. y Ordaz, M., 2002. A source and wave propagation study of the Copalillo, Mexico, earthquake of 21 July 2000 (M_w 5.9): Implications for the seismic hazard in Mexico City from in-slab earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 92, p. 1060-1071.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Jiang, Z., 1995. The motion of sediment-water mixtures during intense bedload transport: computer simulations. *Sedimentology*, 42, 935-945.
- Johnson, R.W., 1982. Regional distribution and character of active andesite volcanism: Papua New Guinea. En: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, p. 225-244.
- Johnson, C.A. y Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.*, 64, 187-210.
- Jullien, R., Meakin, P. y Pavlovitch, A., 1992. Three-dimensional model for particle-size segregation by shaking. *Phys. Rev. Lett.*, 69, 640-643.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 4, p. 117-132.
- Kay, S.M., Ramos, V.A. y Marquez, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, v. 101, p. 703-714.
- Kelemen, P.B., Yogodzinski, G.M. y Scholl D.W., 2003. Along-strike variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust. *Inside the Subduction Factory*, American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, v. 138, p. 223-276.

- Kepezhinskas, P., Defant, M.J. y Drummond, M.S, 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 60, p. 1217-1229.
- Kim, Y, Clayton, R.W., Greene-Gondi, F., Espejo-Arellano, L. y Pérez-Campos, X., 2007. *Eos Transactions AGU* 88(23), *Jt. Assem. Suppl.*, S51C-02.
- Kushiro, I., 1990. Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 15929, 15939.
- LaTourrette, T.Z., Kennedy, A.K., Wasserburg, G.J., 1993. Thorium-uranium fractionation by garnet: Evidence for a deep source and rapid rise of oceanic basalts. *Science*, v. 261, p. 739-741.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., López, R. y Sampson, D.E., 1999. U–Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, v. 94, p. 73-99.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27-3, p. 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Libby, W.F., Anderson, E.C. y Arnold, J.R., 1949. Age determination by radiocarbon content: World-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, v. 109, p. 227-228.
- Liu, J., Bohlen, S.R. y Ernst, W.G., 1996. Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 143, p. 161-171.
- Lofgren, G., 1980. Experimental studies on the dynamic crystallisation of silicate melts. En: Hargreaves, R.B. (Ed.), *Physics of magmatic processes*. Princeton, N.J., Princeton University Press, p. 487-551.
- Loomis, T.P., 1981. An investigation of disequilibrium growth processes of plagioclase in the system anorthite-albite-water by methods of numerical simulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 76, p. 196-205.
- López Ramos, E., 1979. Carta geológica de los estados de Puebla y Tlaxcala, escala 1:500,000. Instituto de Geología de la UNAM.
- Lowe, D.R., 1976. Grain flow and grain flow deposits. *J. Sed. Petrol.*, 46, 188-199.

- Lowe, DR, 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 46, 279-297.
- Lube, G., Cronin, S.J., Platz, T., Freundt, A., Procter, J.N., Henderson, C. y Sheridan, M., 2007a. Flow and deposition of pyroclastic granular flows: A type example from the 1975 Ngauruhoe eruption, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 161, p. 165-186.
- Lube, G., Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., 2007b. Static and flowing regions in granular collapses down channels. *Physics of Fluids*, v. 19, 043301.
- Luhr, J.F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist* 35, 473-500.
- Luhr, J.F., 2000. The geology and petrology of Volcan San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 95, p. 109-156.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex: I. Postcaldera andesites from Volcán Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 71, p. 343-372.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1982. The Colima volcanic complex: III. Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 80, p. 262-275.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1990. Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcán Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 42, p. 235-260.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A. y Hasenaka, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.*, 94-B4, 4515-4530.
- Macías, J.L., García, P.A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C. y Scott, K., 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, central Mexico. *Guía de campo para la Excursión No. 14 de la Asamblea Plenaria de la International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Puerto Vallarta, Jal., México*, 63 p.

- Macías, J.L., Espíndola, J.M., Bursik, M. y Sheridan, M.F., 1998. Development of lithic-breccias in the 1982 pyroclastic flow deposits of El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 83, p. 173-196.
- Makse, H.A., Havlin, S., King, P.R. y Stanley, H.E., 1997. Spontaneous stratification in granular mixtures. *Nature*, 386, 379-382.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, v. 46, p. 411-429.
- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J. y Macías, J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 138, p. 77-110.
- McCulloch, M.T. y Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 102, p. 358-374.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L. y Langmuir, C.H., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, v. 368, p. 514-519.
- Miyabuchi, Y., 1999. Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89, 139-158.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P. y Arnaud, N., 1999. Sangay volcano Ecuador: structural development, present activity and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 90, p. 49-79.
- Moore, G. y Carmichael, I.S.E., 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 130, p. 304-319.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics. *Geofís. Int.*, 12-2, 55-70.
- Mora, J.C., Macías, J.L., Saucedo, R., Orlando, A., Manetti, P. y Vaselli, O., 2002. Petrology of the 1998-2000 products of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 195-212.

- Mukasa, S.B., Blatter, D.L. y Andronikov, A.V., 2007. Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñon, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace elements evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc. *Earth and Planetary Science Letters*, doi: 10.1016/j.epsl.2007.05.013.
- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R. y Brewer, T.S., 2000. Remobilisation of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology*, v. 41, p. 21-42.
- Nakamura, M. y Shimakita, S., 1996. Partial dissolution kinetics of plagioclase: Implications for magma mixing time scale and origin of melt inclusions. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 77 (46), F841.
- Newton, R.C. y Kennedy, G.C., 1963. Some equilibrium reactions in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *Journal of Geophysical Research*, v. 68, p. 2967-2983.
- Nixon, G.T., 1988. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *Journal of Petrology*, v. 29, p. 213-264.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 93, 514-523.
- Nixon, G.T., 1988. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *J. Petrol.*, 29-2, 213-264.
- Nixon, G.T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 219, 58 p.
- Nye, C.J. y Reid, M.R., 1986. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, Central Aleutians: Implications for arc magmagenesis. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 10271-10287.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Palladino, D.M. y Valentine, G.A., 1995. Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the Latera Complex (Vulsini, central Italy): origin and implications for flow dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 69, p. 343-364.

- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P. y Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature*, v. 356, p. 426-428.
- Pardo, M. y Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357-12,373.
- Pawley, A.R., 1994. The pressure and temperature stability limits of lawsonite: implications for H₂O recycling in subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 118, p. 99-108.
- Pawley, A.R. y Holloway, J.R., 1993. Water sources for subduction zone volcanism: New experimental constraints. *Science*, v. 260, p. 664-666.
- Peacock, S.M., Rushmer, T. y Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 227-244.
- Pearce, J.A., 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C.J. Hawkesworth y M.J. Norry (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Shiva, p. 230-249.
- Pearce, J.A. y Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p. 63-81.
- Pérez-Campos, X. y Clayton, R.W., 2003. Imaging the structure of the subduction zone between Acapulco and Mexico City, Mexico. *Eos Transactions AGU*, 84(46), *Fall Meeting Suppl.*, S32A-0839.
- Plank, T. y Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, v. 145, p. 325-394.
- Poli, S. y Schmidt, M.W., 1995. H₂O transport and release in subduction zones: Experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 22299-22314.
- Postma, G., Nemeč, W. y Kleinspehn, K., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sed. Geol.*, 58, 47-61.

- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. y Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, v. 410, p. 197-200.
- Rapp, R.P. y Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust mantle recycling. *Journal of Petrology*, v. 36, p. 891-931.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. y Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.3 GPa. *Chemical Geology* 160, p. 335-356.
- Ren, M., Parker, D.F. y White, J.C., 2003. Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between plagioclase and peraluminous silicic magma. *American Mineralogist*, v. 88, p. 1091-1103.
- Robin, C., Camus, G. y Gourgaud, A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 45, p. 209-225.
- Rock, N.M.S., 1991. Lamprophyres. Blackie and Sons, Ltd., Glasgow, U.K.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J.-C., Espíndola, J.M. y Saucedo, R., 1991. Field observations of pristine block-and-ash flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 48, p. 399-412.
- Rosato, A., Stranburg, K.J., Prinz, F. y Swendsen, R.H., 1987. Why the Brazil nuts are on top: size segregation of particulate matter by shaking. *Phys. Rev. Lett.*, 58, 1038-1041.
- Rowley, P.D., Kuntz, M.A. y MacLeod, N.S., 1981. Pyroclastic-flow deposits. En P.W. Lipman y D.R. Mullineaux, eds., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1250, 487-512.
- Ruiz, J., Patchett, P.J. y Arculus, R.J., 1988. Nd–Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P.J. y Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274-281.

- Rutherford, M.J. y Hill, P.M., 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 19667-19685.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C. y Monzier, M., 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology*, v 30 (11), p. 967-970.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P. y Cotten, J., 2005. *Journal of Petrology*, v. 46, p. 2225-2252.
- Saucedo, R., Macías, J.L. y Bursik, M., 2004. Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, v. 66, p. 291-306.
- Saunders, A.D., Tarney, J., y Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 344-360.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. y Tarney, J., 1991. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, v. 335, v. 377-392.
- Savage, S.B. y Lun, C.K.K., 1988. Particle size segregation in inclined chute flow of dry cohesionless granular solids. *J. Fluid Mech.*, 189, 311-335.
- Schaaf, P., Heinrich, W. y Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, v. 118, p. 63-84.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. y Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1243-1282.
- Schaaf, P., Martínez-Serrano, R., Siebe, C., Macías-Vázquez, J.L., Carrasco-Núñez, G., Castro-Govea, R. y Valdéz-Moreno, G., 2004. Heterogeneous magma compositions of Transmexican Volcanic Belt stratovolcanoes—Geochemical and isotopic evidence for different basement compositions. En: Aguirre-Díaz, G.J., Macías-Vázquez, J.L. y Siebe, C., Neogene-Quaternary continental margin volcanism-Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, Mexico, p.68.

- Schmidt, M.W. y Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 361-379.
- Schwarzkopf, L.M., Schmincke, H.-U. y Cronin, S.J., 2005. A conceptual model for block-and-ash flow basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 139, 117-134.
- Seele, E. y Mooser, F., 1972. La Malinche y la tectónica del valle de Puebla. Memorias de la II Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, p. 234-235.
- Sibley, D.F., Vogel, T.A., Walker, B.M. y Byerly, G., 1976. The origin of oscillatory zoning in plagioclase: A diffusion and growth controlled model. *American Journal of Science*, v. 276, p. 275-284.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L. y Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in pre-Hispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: past key to the future? *Geology*, v. 24, p. 399-402.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. y Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico city. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 130, p. 197-226.
- Sisson, T.W. y Grove, T.L., 1993. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 167-184.
- Sisson, T.W. y Layne, G.D., 1993. H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 117, p. 619-635.
- Sohn, Y.K., 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 502-509.
- Sohn, Y.K. y Chough, S.K., 1993. The Udo tuff cone, Cheju Island, South Korea: transformation of pyroclastic fall into debris fall and grain flow on a steep volcanic cone slope. *Sedimentology*, 40, 769-786.
- Sparks, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 26, 147-188.
- Sparks, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L., 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, 115-118.

- Sparks, S.R.J., Sigurdsson, H. y Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosion eruptions. *Nature*, v. 267, p. 315-318.
- Sparks, R.J.S., Gardeweg, M.C., Calder, E.S. y Matthews, S.J., 1997. Erosion by pyroclastic flows on Lascar Volcano, Chile. *Bull. Volcanol.*, 58, 557-565.
- Stern, C.R. y Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 263-281.
- Stern, R.J., Kohut, E., Bloomer, S.H., Leybourne, M., Fouch, M. y Vervoot, J., 2006. Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chain, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 202-221.
- Stimac, J., Siebe, C., Schaaf, P. y Obenholzner, J., 1997. Magmatic processes at Popocatépetl, Mexico. En: *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, Abstracts*, p. 76.
- Straub, S.M. y Martin-Del Pozzo, A.L., 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, p. 487-510.
- Suárez, G. y Singh, S.K., 1986. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt—discussion and reply. *Tectonophysics*, 127, 155-160.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P. y La Volpe, L., 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Polena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology*, v. 54, p. 607-635.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A.D y Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publications*, v. 42, p. 313-345.
- Tatsumi, Y. y Kogiso, T., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust; 2, Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 207-221.
- Tatsumi, Y. y Kogiso, T., 2003. The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. En: Larter, R.D. y Leat, P.T. (Eds.), *Intra-Oceanic*

- subduction systems: Tectonic and magmatic processes, Geological Society, London, Special Publications, v. 219, p. 55-80.*
- Tepley III, F.J., Davidson, J.P. y Clynne, M.A., 1999. Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology, v. 40, p. 787-806.*
- Thorpe, R.S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. *Tectonophysics, 40, T19-T26.*
- Tsuchiyama, 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anortite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology v. 89, p. 1-16.*
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Flores-Ruiz, J.H., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Int. Geol. Rev., v. 38, p. 176-194.*
- Valdez-Moreno, G., Schaaf, P., Macías, J.L. y Kusakabe, M., 2006. New Sr-Nd-Pb-O isotope data for Colima volcano and evidence for the nature of the local basement. En: Siebe, C., Macías, J.L. y Aguirre-Díaz, G.J. (Eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México, Geological Society of America Special Paper, Penrose Conference Series, v. 402, p. 45-63.*
- Valentine, G.A. y Fisher, R.V., 1986. Origin of layer 1 deposits in ignimbrites. *Geology, 14, 146-148.*
- Verma, S.P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. y Stock, J.M. (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico, Geological Society of America, Special Papers, v. 334, p. 195-222.*
- Vidal, Ph., Dupuy, C., Maury, R. y Richard, M., 1989. Mantle metasomatism above subduction zones: trace-element and radiogenic isotope characteristics of peridotite xenoliths from Batan Island (Philippines). *Geology, v. 17, p. 1115-1118.*
- Voight, B., 1978. Rockslides and avalanches, I. Natural phenomena. Elsevier, New York, 833 p.
- Walker, G.P.L., Self, S. y Froggatt, P.C., 1981. The ground layer of the Taupo ignimbrite - a striking example of sedimentation of a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 10, 1-11.*

- Wallace, P.J. y Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 135, p. 291-314.
- Wilson, C.J.N., 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, p. 231-249.
- Wilson, C.J.N. y Walker, G.P.L., 1982. Ignimbrite depositional facies: The anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. London*, 139, p. 581-592.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Londres, Unwin Hyman, 466 p.
- Wolf, M.B. y Wyllie, P.J., 1994. Dehydration melting of amphibolite at 10 kb: the effect of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 115, p. 369-383.
- Yamamoto, T., Takarada, S. y Suto, S., 1993. Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, 55, 166-175.
- Yogodzinski, G.M. y Kelemen, P.B., 1998. Slab melting in the Aleutians: Implications of an ion-probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 158, p. 53-65.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V. y Kay, S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and process in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107, p. 505-519.