

**ZONEAMIENTO COMPOSICIONAL Y MINERALOGICO EN LOS
PRODUCTOS ERUPTIVOS DEL CENTRO VOLCANICO DE
LOS HUMEROS, PUEBLA, MEXICO**

H. FERRIZ*

RESUMEN

El centro volcánico de Los Humeros, localizado 180 km al este de la ciudad de México, es uno de varios centros volcánicos silícicos localizados por "detrás" del frente definido por los volcanes andesíticos activos del Eje Neovolcánico Mexicano. Durante los últimos 460 000 años tres grandes erupciones plinianas y dos períodos de emplazamiento de derrames de lava periódicamente "muestrearon" la cámara magmática de Los Humeros. Los productos de cada una de estas erupciones varían en composición, e indican que la cámara magmática estaba zonada desde niveles superiores de composición riolítica hasta niveles inferiores andesíticos, o tal vez inclusive hasta niveles basálticos. Este fuerte zoneamiento composicional persistió prácticamente durante toda la vida activa del sistema magmático.

En general, los productos más silícicos de cada erupción pliniana son afíricos o están caracterizados por un contenido bajo de fenocristales y por las asociaciones minerales más simples (plagioclasa, óxidos de Fe y Ti, y biotita u ortopiroxeno). Clinopiroxeno y olivino hacen su aparición en productos progresivamente más máficos de cada erupción. Los cocientes Ca/Na en plagioclasa y Mg/Fe en minerales ferromagnesianos aumentan a medida que la maficidad de las rocas aumenta. El contenido de fenocristales también aumenta progresivamente, alcanza su máximo en productos riódacíticos y andesíticos, y luego disminuye en productos de composición correspondiente a andesita basáltica. Los cambios en las asociaciones de fenocristales y en sus abundancias son probablemente consecuencia de la superposición del zoneamiento composicional de la cámara magmática con gradientes en la temperatura y contenido de volátiles del magma. Temperaturas calculadas por medio de óxidos coexistentes de Fe y Ti varían de 800 a 875°C para los niveles riolíticos superiores de la cámara, 860 a 940°C para las porciones riódacíticas, y 920 a 1000°C para los niveles andesíticos.

* *Applied Earth Sciences, Stanford University, Stanford, California 94305, USA.*

Actualmente: Geólogos Consultores, J. de la Barrera 37, Satélite, Méx., 53100, MEXICO.

ABSTRACT

Los Humeros volcanic center, located 180 km east of Mexico City, is one of several silicic volcanic centers located in the "back-arc" portion of the Mexican Neovolcanic Belt. During the last 460 000 years, three major plinian eruptions and two major episodes of lava flow emplacement periodically "sampled" the magma chamber. The eruptive products of these events are compositionally zoned and indicate that the magma chamber was zoned from rhyolitic uppermost levels to andesitic or perhaps even basaltic lower levels. Strong compositional zonation persisted throughout the lifetime of the system.

In general, the most silicic products of each plinian eruption are either aphyric or are characterized by the lowest phenocryst contents and simplest phenocryst assemblages (plagioclase, Fe-Ti oxides, and biotite or orthopyroxene). Clinopyroxene and olivine make their appearance in progressively more mafic products of each eruption. Ca/Na ratios of plagioclase and Mg/Fe ratios of the mafic phenocrysts increase as the eruptive products become more mafic. Phenocryst content increases progressively, reaches a maximum in rhyodacitic and andesitic compositions, and then decreases in basaltic andesite compositions. Changes in phenocryst assemblages and abundances are probably a consequence of superimposed gradients in composition, temperature, and volatile content in the magma chamber. Temperatures calculated from Fe-Ti-oxide geothermometry range from 800 to 875°C for the uppermost rhyolitic levels of the chamber, 860 to 940°C for the rhyodacitic portions, and 920 to 1000°C for the andesitic portions.

INTRODUCTION

Se han consignado variaciones composicionales y mineralógicas en unidades eruptivas individuales de varios centros volcánicos continentales y oceánicos (e.g., Smith, 1979, figura 10; Hildreth, 1981, figura 1), y en algunos centros parece ser la regla y no la excepción. Tal es el caso de los centros volcánicos silícicos que a la fecha han sido reconocidos en el Eje Neovolcánico Mexicano: La Primavera, Jal., Los Azufres, Mich., Amealco, Qro., Huichapan, Hgo. y Los Humeros, Pue. (figura 1, Ferriz y Mahood, en revisión). El objetivo de este artículo es consignar, a guisa de ejemplo, las variaciones en composición y mineralogía de los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, e ilustrar los rangos de composición de algunos de los minerales característicos de una serie calco-alcalina que comprende desde riolitas con alto contenido de sílice hasta basaltos de olivino.

El centro volcánico de Los Humeros, localizado 180 km al este de la ciudad de México, ha sido cartografiado en detalle por Ferriz y Yáñez (1981), y una descripción detallada de su evolución y estratigrafía fue presentada por Ferriz y Mahood (1984). Existen descripciones previas de la geología de Los Humeros, basadas en fotogeología y cartografía

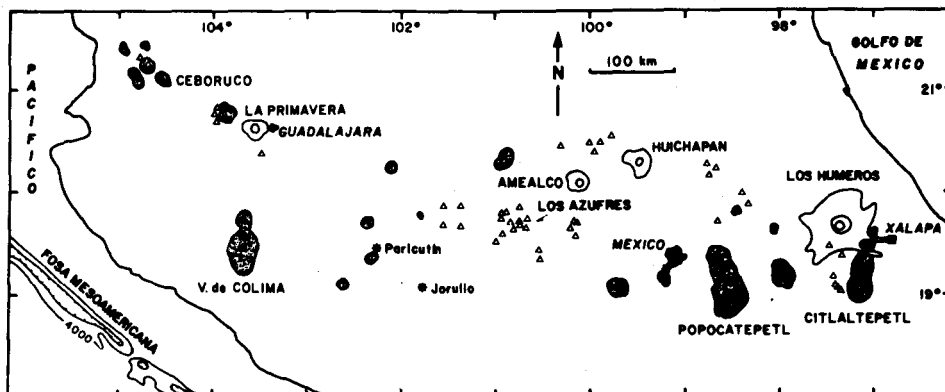


Fig. 1. Distribución simplificada de los principales centros volcánicos silíceos y andesíticos del Eje Neovolcánico Mexicano (Ferriz y Mahood, en revisión). Los centros volcánicos silíceos incluyen La Primavera, Los Azufres, Amealco, Huichapan y Los Humeros; excepto por Los Azufres, las líneas interiores indican la localización de calderas y las líneas exteriores indican la máxima extensión de las ignimbritas relacionadas con estos centros. Los triángulos abiertos indican diversas localizaciones de afloramiento de rocas y depósitos riolíticos. Las zonas achuradas y triángulos negros representan los principales estratovolcanes andesíticos; los volcanes con actividad histórica están rotulados. Los conos cineríticos han sido omitidos por claridad, excepto para el Parícutín y el Jorullo.

de semidetalle, presentadas por Pérez (1978), Yáñez y Casique (1980), y Demant (1981), así como también estudios geofísicos resumidos por Alvarez (1978) y Palacios y García (1981). Los resultados de estudios geoquímicos e isotópicos preliminares fueron reportados por Verma (1983), Verma y López (1983) y Verma (1984). Evaluaciones preliminares de las principales características del yacimiento geotérmico de Los Humeros han sido presentadas por Yáñez y García (1982) y Ferriz (1982).

RESUMEN DE LA EVOLUCIÓN DEL CENTRO VOLCANICO

El resumen que se presenta a continuación está basado en el trabajo de Ferriz y Mahood (1984), y tiene por objeto introducir los nombres de las diferentes unidades eruptivas, sus composiciones generales, volúmenes, y edades (K-Ar). En la figura 2 se presenta un mapa geológico simplificado del centro volcánico a partir de Ferriz y Yáñez (1981).

La primera etapa de actividad volcánica en el área de Los Humeros está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobasálticas de la Formación Teziutlán. Edades de 3.6 y 1.6 Ma en dos lavas de esta

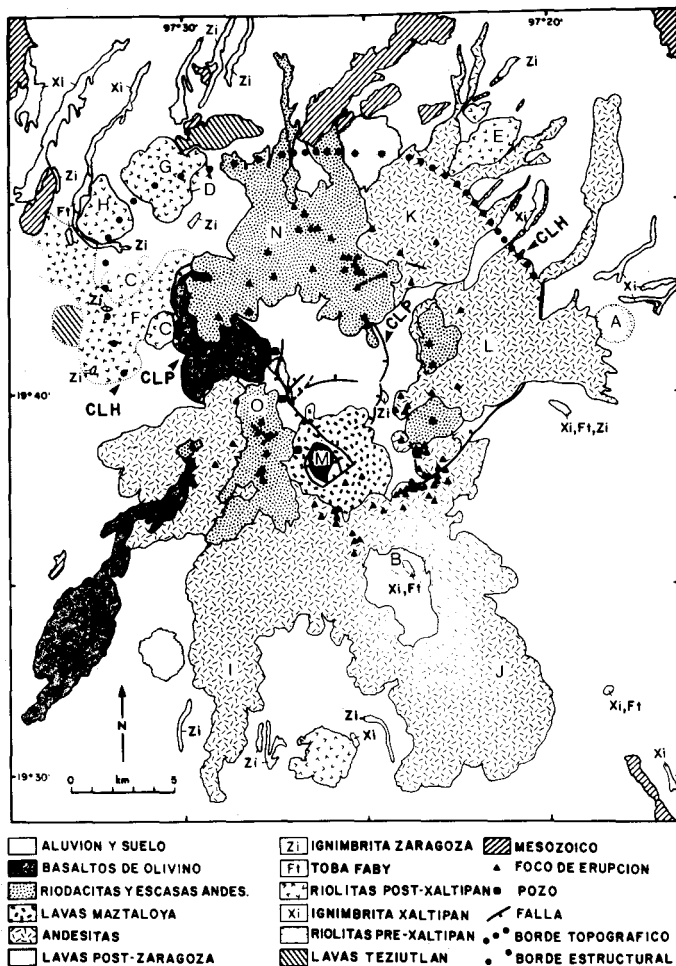


Fig. 2. Mapa geológico simplificado del centro volcánico de Los Humeros, basado en Ferriz y Yáñez (1981). Los círculos negros indican el borde topográfico y estructural inferido, de la caldera de Los Humeros (CLH). CLP indica las fallas occidental y oriental de la caldera de Los Potreros. Los contactos geológicos punteados indican unidades eminentemente cubiertas. Las lavas Teziutlán incluyen lavas y breccias andesíticas y ferrobasálticas. El punteado fino incluye lavas riolíticas, riodacíticas y andesíticas post-Zaragoza pero pre-Xoxoctic. Las andesitas (guiónes) incluyen tanto lavas como conos cineríticos. Las lavas Maztaloya incluyen lavas y aglomerados andesíticos y riodacíticos. El punteado grueso incluye lavas riodacíticas, conos pumicíticos y algunas andesitas. Las áreas en blanco representan afloramientos de la Ignimbrita Xáltipan (Xi), la Toba Faby (Ft), la Ignimbrita Zaragoza (Zi), o aluvión y suelo que cubren los depósitos piroclásticos de diversos tipos. En la mayor parte del área que rodea a la caldera de Los Humeros, aluvión o suelo cubren las Ignimbritas Xáltipan y Zaragoza; hacia el este de la caldera también se encuentra presente la Toba Faby. En el interior y hacia el este de la caldera de Los Potreros, el suelo cubre las Tobas Xoxoctic y Cuicuiltic.

unidad indican un largo período de intrusión de magmas máficos en la corteza como precursor a la etapa de magmatismo riolítico. La primera manifestación de volcanismo silícico la constituye la erupción de dos lavas riolíticas (A y B en la figura 2) en la periferia del centro volcánico hace ~ 0.47 Ma (millones de años). Poco después (0.46 Ma) tuvo lugar una erupción pliniana que llevó al emplazamiento de la Ignimbrita Xáltipan y tobas asociadas de caída libre, y al colapso de la caldera de Los Humeros (CLH en la figura 2), cuyas dimensiones han sido estimadas en 21 por 15 km. La pómez de la Ignimbrita Xáltipan, que representa ~ 115 km³ de magma, es predominantemente riolítica (72 - 77% SiO₂), pero también se observa pómez riodacítica (72 - 69% SiO₂) y, en escaso volumen, escoria andesítica. Después del colapso, domos riolíticos hicieron erupción a lo largo o en la cercanía de la zona de fractura anular de la caldera (C, D, E, F, G y H en la figura 2). Estos domos están cubiertos por la Toba Faby, una secuencia predominantemente riodacítica de tobas de caída libre, datada en 0.24 Ma, que representa ~ 10 km³ de magma. No se ha reconocido ninguna estructura de colapso relacionada con la Toba Faby, tal vez debido a que esta unidad se formó como resultado de nueve eventos eruptivos discretos, y entre cada uno de ellos puede haber transcurrido tiempo suficiente para que el volumen extruido fuera compensado por nuevas inyecciones de magma a la cámara (Ferriz y Mahood, 1984). Una tercera etapa de erupción pliniana tuvo lugar hace ~ 0.1 Ma; 12 km³ de magma de composición riodacítica a andesítica formaron la Ignimbrita Zaragoza. Esta erupción provocó el colapso de la caldera de Los Potreros (CLP en la figura 2), la cual tiene un diámetro promedio de 10 km, y está anidada dentro de la antigua caldera de Los Humeros. Las fallas que limitan a la caldera cortan a la Ignimbrita Zaragoza, lo que indica que el colapso tuvo lugar después de que el volumen dominante de la ignimbrita había sido extruido (Ferriz y Mahood, 1984). Poco después del colapso de la caldera de Los Potreros, lavas andesíticas y riodacíticas hicieron erupción en su parte central. Estas lavas y los escarpes de la caldera de Los Potreros están cubiertos por una toba dacítica de caída libre, de escaso volumen, la Toba Xoxoctic. Entre 0.05 y 0.03 Ma, un arco de conos de escoria, formado a lo largo de la porción sur de la fractura anular de la caldera de Los Humeros, alimentó los derrames andesíticos compuestos Tepeyahualco (I en la figura 2), Sarabia, y Limón (J en la figura 2), que se extienden hacia el sur del centro volcánico. Contemporáneamente, lavas andesíticas formaron los pequeños escudos Chiapa (K en la figura 2) y Orilla del Monte (L en la figura 2) en el área comprendida entre los bordes

orientales de ambas calderas. Esta etapa de actividad andesítica representa la erupción de $\sim 6 \text{ km}^3$ de magma. Una pequeña erupción subpliniana dio origen a la Toba Cuicuiltic, un depósito de caída libre en que se encuentra pómez riódacítica íntimamente mezclada con escoria andesítica. Esta erupción provocó el colapso de la pequeña caldera de El Xalapazco (M en la figura 2), de 1.7 km de diámetro, en el extremo sur de la caldera de Los Potreros. Posteriormente, el cuadrante sureste de la caldera de Los Potreros fue levantado estructuralmente a lo largo de fallas normales. La actividad volcánica continuó hasta hace aproximadamente 0.02 Ma, con la erupción de 10 km^3 de lavas riódacíticas y un volumen reducido de lavas andesíticas. Sus focos eruptivos estuvieron localizados en la cercanía de la margen norte de la caldera de Los Potreros (lavas San Antonio; N en la figura 2), en el área entre los bordes orientales de las dos calderas principales, y en una amplia faja donde la porción sur de las zonas de fractura anular de las dos calderas casi coinciden (lavas Arenas; O en la figura 2). La última etapa de actividad volcánica está representada por la erupción de $\sim 0.25 \text{ km}^3$ de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma, en los pisos de las calderas de Los Potreros y El Xalapazco, y a lo largo de la porción sur de la fractura anular de la caldera de Los Humeros (figura 2). Estos basaltos han sido interpretados como una nueva inyección en el sistema de magma basáltico derivado del manto (Ferriz y Mahood, 1984).

Los emplazamientos de cada una de las tobas Xáltipan, Faby y Zaragoza ocurrieron probablemente en un lapso de horas a semanas, y los derrames compuestos (Nichols, 1936) Tepeyahualco y Limón en períodos de probablemente semanas a meses. En relación con los 0.46 Ma de vida activa del sistema estas erupciones representan eventos esencialmente instantáneos, de tal manera que es razonable suponer que las variaciones en composición y mineralogía de cada una de estas unidades representan el zoneamiento composicional que existía en la cámara magmática cuando la erupción tuvo lugar. Por otra parte, las variaciones observadas en las lavas emplazadas durante períodos de varios miles de años probablemente representan la evolución progresiva de la cámara magmática.

ZONEAMIENTO COMPOSICIONAL

La comparación del contenido de sílice de los productos de cada una de las principales unidades eruptivas de Los Humeros (figura 3), así como del resto de los elementos mayores (e.g. figura 4), indica que la cámara

magmática estuvo fuertemente zonada en composición durante la mayor parte de su historia activa. Debido a que la densidad del magma disminuye a medida que su contenido de sílice aumenta, es razonable suponer que una cámara magmática con fuerte zoneamiento composicional tenderá a estar estratificada, con magmas riolíticos de menor densidad en la porción superior, y magmas progresivamente más máficos y densos hacia la porción inferior.

La figura 3 también demuestra la existencia de una prominente discontinuidad composicional entre 63 y 67% de SiO_2 . Esta discontinuidad persistió durante la vida activa del sistema, lo que indica que la coexistencia entre magmas riolácíticos y andesíticos era un proceso estable, y no el resultado de la inyección fortuita de magma andesítico en

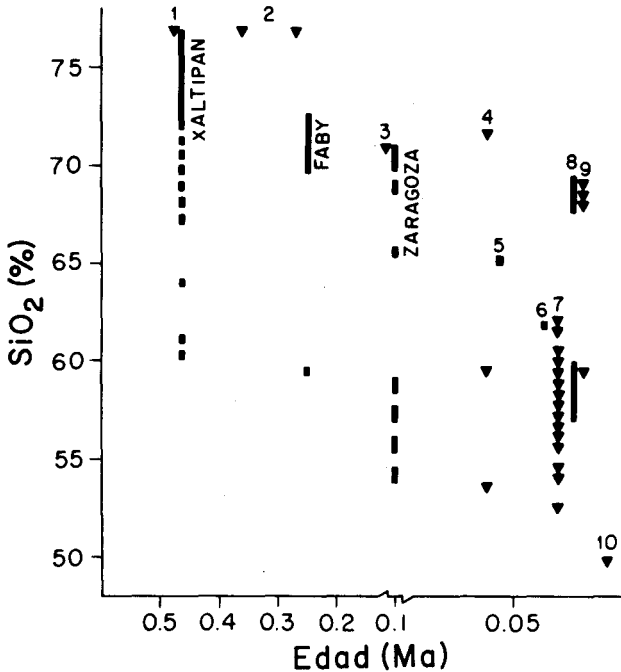


Fig. 3. Porcentaje en peso de SiO_2 (análisis recalculados en base anhidra) en los productos de las principales unidades eruptivas del centro volcánico de Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984). Las barras indican unidades piroclásticas individuales; la porción continua de las barras representa el volumen dominante de cada erupción. Los triángulos representan lavas. 1= riolitas pre-Xáltipan, 2= riolitas post-Xáltipan, 3= riolácita pre-Zaragoza, 4, 5 y 6= unidades post-Zaragoza de escaso volumen, 7= andesitas y andesitas basálticas, 8= Toba Cuicuiltic, 9= riolácitas y escasos volúmenes de andesita, 10= basaltos de olivino. Nótese el cambio de escala en 0.1 Ma.

una cámara magmática silfca. Existen algunas muestras cuyo contenido de sílice está comprendido entre 63 y 67% pero, como hago notar más adelante, representan un volumen trivial en comparación con los magmas dominantes de composición riolítica, riodacítica y andesítica, y su mineralogía sugiere que estos reducidos volúmenes se formaron como consecuencia de la mezcla limitada de magmas riodacíticos y andesíticos. Los mecanismos que llevaron al desarrollo de la discontinuidad composicional de la cámara magmática de Los Humeros son a la fecha inciertos. Se han atribuido discontinuidades similares en otros sistemas magmáticos a (1) la inyección continua de magmas máficos en la parte basal de una cámara magmática silfca (Eichelberger y Gooley, 1977), en que las grandes diferencias en la densidad y viscosidad de ambos magmas inhibirían la mezcla entre ambos, (2) fusión parcial de las rocas adyacentes al techo de una cámara andesítica (Hildreth, 1983), o (3) separación efectiva de magmas silfcos debido a cristalización marginal de una cámara andesítica y al ascenso de magma de baja densidad generado en la interfase de cristalización (Shaw, 1974; McBirney, 1980).

El máximo contenido de sílice en los productos de las diversas erupciones tiende a disminuir entre 0.46 y 0.02 Ma (figura 3), probablemente debido a que el ritmo promedio de erupción excedió al ritmo de regeneración de magma silfco (Ferriz y Mahood, 1984). El ritmo promedio de erupción aumentó de $\sim 0.06 \text{ km}^3$ por milenio hace 0.24 Ma a $\sim 0.2 \text{ km}^3$ por milenio en los últimos 0.1 Ma. Este incremento en el ritmo de erupción fue probablemente debido a la disminución progresiva de la integridad estructural del techo de la cámara magmática, dado que las distintas erupciones piroclásticas, además de crear nuevas zonas de debilidad estructural, también reactivaron zonas preexistentes. Un techo progresivamente menos coherente permitió a los magmas máficos alcanzar la superficie rápidamente, disminuyendo su tiempo de residencia en la cámara y por tanto el tiempo disponible para su diferenciación.

Las variaciones en el contenido de elementos mayores dentro de una cámara magmática se encuentran comúnmente acompañadas por variaciones en las concentraciones de elementos traza, como ha sido demostrado por Lipman *et al.* (1966), Smith y Bailey (1966), Hildreth (1979, 1981), y Mahood (1981a). Estas variaciones pueden ser representadas gráficamente en diagramas de enriquecimiento (Hildreth, 1979) como los mostrados en la figura 4 para las Ignimbritas Xáltipan y Zaragoza.

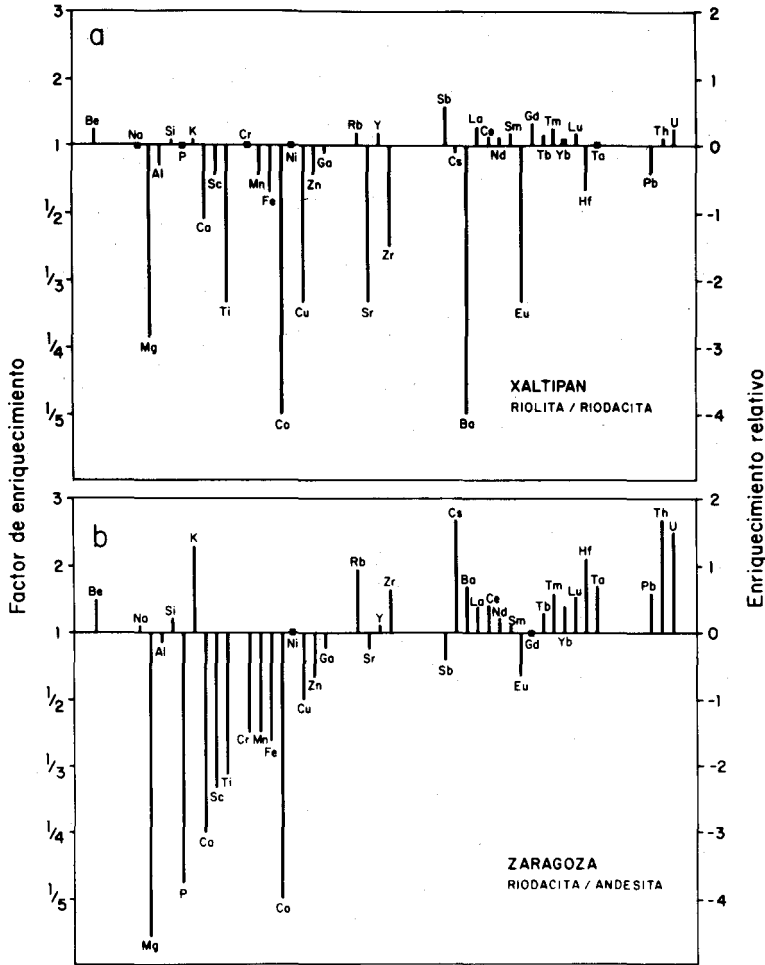


Fig. 4. Diagramas de enriquecimiento para (a) la Ignimbrita Xáltipan, y (b) la Ignimbrita Zaragoza.

Estos diagramas representan el cociente (factor de enriquecimiento) de la concentración de un elemento dado en la muestra más silfíca de una erupción entre su concentración en productos menos silfícos de la misma erupción. Suponiendo que la cámara magmática esté estratificada en función de la densidad de los magmas, esto equivale a dividir la concentración del elemento en el magma localizado hacia la cima de la cámara entre su concentración en magmas de niveles más profundos. El factor de enriquecimiento de elementos cuya concentración es más alta

hacia la cima de la cámara será mayor de uno (i.e. por encima de las líneas base de la figura 4), mientras que el de elementos concentrados hacia niveles más profundos será menor de uno (i.e. por debajo de las líneas base).

En la figura 4a y en la Tabla 1 puede verse que antes de la erupción de la Ignimbrita Xáltipan, Be, Rb, Y, Sb, La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Tm, Yb, Lu, Th y U estaban concentrados hacia la porción superior de la cámara, mientras que Mg, Al, Ca, Sc, Ti, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Sr, Zr, Cs, Ba, Eu, Hf y Pb estaban concentrados hacia los niveles inferiores. El enriquecimiento definido por muestras de la Ignimbrita Zaragoza muestra patrones similares (figura 4b, Tabla 1), excepto por Zr, Cs, Ba, Hf, Ta y Pb, que se encontraban concentrados hacia la cima, y por P, que se concentró hacia la porción inferior. La discusión acerca del origen del zonedamiento de elementos-traza en las principales unidades eruptivas de

Tabla 1. Composición de muestras de pómez y escoria de las Ignimbritas Xáltipan y Zaragoza

	LH8	LH11	LH8/LH11	LH41	LH45	LH41/LH45	% σ
SiO ₂ (%)	76.6	71.5	1.07	71.1	59.1	1.20	
TiO ₂	0.08	0.27	0.30	0.46	1.42	0.32	
Al ₂ O ₃	12.9	16.7	0.77	14.9	17.2	0.87	
FeO*	1.08	1.84	0.59	2.49	6.63	0.38	
MgO	<0.10	0.31	<0.32	0.52	2.84	0.18	
CaO	0.41	0.86	0.48	1.49	5.95	0.25	
Na ₂ O	2.91	2.98	0.98	4.2	3.85	1.09	
K ₂ O	5.8	5.35	1.08	4.66	2.04	2.28	
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	1 ?	0.08	0.38	0.21	
Be (ppm)	5	4	1 ?	3.5	2.5	1 ?	12
Sc	2.6	3.5	0.7	5.7	17.9	0.3	5
Cr	<4	<4	1 ?	<2	5	<0.4	1
Mn	230	335	0.7	350	860	0.4	5
Co	0.3	1.5	0.2	2.5	16.3	0.2	3
Ni	3	3	1 ?	7	7	1 ?	35
Cu	1	3	1 ?	4	8	1 ?	40
Zn	26	36	0.7	49	79	0.6	4
Ga	15	16	1 ?	15	18	1 ?	13
Rb	135	110	1.2	115	60	1.9	2
Sr	30	85	0.4	120	415	0.3	3
Y	32	26	1.2	26	25	1 ?	3
Zr	125	240	0.5	310	205	1.5	3
Nb	13	15	1 ?	12	11	1 ?	9
Sb	1.1	0.7	1 ?	0.8	1.1	1 ?	9
Cs	4.3	4.8	0.9	4	1.5	2.7	3

Tabla 1. Continuación

	LH8	LH11	LH8/LH11	LH41	LH45	LH41/LH45	% σ
Ba (ppm)	125	720	0.2	760	460	1.7	2
La	43	34	1.3	38	28	1.4	3
Ce	73	65	1.1	68	49	1.4	5
Nd	29	26	1.1	30	25	1.2	3
Sm	5.5	4.7	1.2	5.9	5.4	1 ?	3
Eu	0.18	0.58	0.3	0.9	1.48	0.6	5
Gd	6.6	5	1.3	5.7	5.9	1 ?	3
Tb	0.83	0.73	1.1	0.86	0.68	1.3	3
Tm	0.51	0.41	1.2	0.48	0.31	1 ?	15
Yb	2.8	2.7	1 ?	2.6	1.9	1.4	5
Lu	0.51	0.44	1.2	0.48	0.32	1.5	2
Hf	4.6	7.8	0.6	8.9	4.3	2.1	3
Ta	1.9	2	1 ?	1.4	0.9	1.6	4
Pb	10	14	1 ?	17	11	1 ?	20
Th	21.6	20	1.1	15.4	5.8	2.7	3
U	5.4	4.4	1.2	3.7	1.5	2.5	2

Elementos mayores, Rb, Sr, Y, Zr, y Nb determinados por Fluorescencia de Rayos X. Ba, Co, Cr, Cs, Hf, Sb, Ta, Th, U, Zn, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Tm, Yb y Lu determinados por Activación Neutrónica (INAA). Be, Mn, Ni, Cu, Ga y Pb determinados por Espectroscopía de Emisión. Análisis realizados por el U.S. Geological Survey excepto por Rb, Sr, Y, Zr y Nb (H. Ferriz). % σ es una estimación de la reproducibilidad basada en algunos análisis duplicados. Los signos de interrogación denotan elementos para los cuales la validez del cociente de concentraciones es dudosa debido a que los dos valores son indiscriminables dentro de un nivel de confianza de 95%.

Los Humeros debe posponerse hasta la presentación de una discusión petrológica más amplia (Ferriz y Mahood, en preparación). Sin embargo, es conveniente enfatizar que en contraste con diagramas de variación en que se agrupan indistintamente análisis de unidades que hicieron erupción en un lapso de varias centenas de miles de años (cf. Verma y López, 1983; Verma, 1984), los diagramas de enriquecimiento representan una imagen instantánea del zoneamiento que existía en la cámara en el momento de la erupción. Su interpretación a través de modelos como cristalización fraccionada está pues fuertemente restringida por la mineralogía y proporciones modales observadas en esa erupción en particular, así como por los volúmenes relativos de cada uno de los diversos tipos de magmas.

ASOCIACIONES MINERALES

Nomenclatura

Muchos minerales pueden considerarse como soluciones sólidas de componentes que tienen fórmulas relativamente simples. Una forma conveniente y condensada de expresar la composición de estos minerales es dar la proporción molecular de los distintos componentes. Por ejemplo, la composición de una cierta plagioclasa puede expresarse como $Ab_{43}An_{55}Or_2$, indicando que esta plagioclasa particular puede describirse como una mezcla de 43 mol% de albita, 55 mol% de anortita, y 2 mol% de ortoclasa. Esta convención se usará en el resto de este artículo. Los componentes utilizados, y sus abreviaturas, se han compilado en la Tabla 2, para referencia.

Los tipos de magma representados por los magmas de Los Humeros pueden dividirse en cinco grupos: riolíticos (>72% de SiO_2 cuando los análisis se recalculan en base anhidra), riodacíticos (72 a 67% de SiO_2), dacíticos (63 a 67% de SiO_2), andesíticos (63 a 52% de SiO_2), y basálticos (<52% de SiO_2). Es necesario hacer notar que, a pesar de ser conveniente por brevedad para propósitos de descripción, esta división es completamente arbitraria. Como se puede ver en la figura 5, las composiciones riolíticas, riodacíticas y andesíticas constituyen el volumen dominante de magma extruido en Los Humeros.

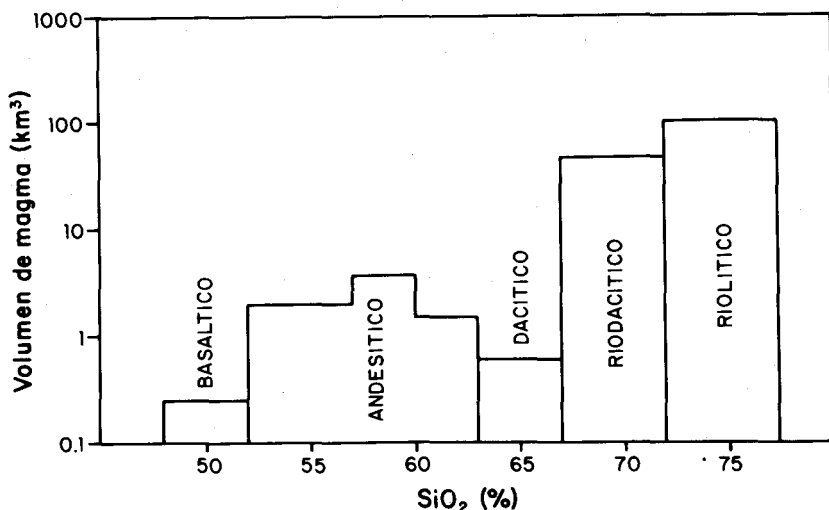


Fig. 5. Volúmenes de los diferentes tipos de magma extruido en el centro volcánico de Los Humeros durante los últimos 0.46 Ma (basado en Ferriz y Mahood, tabla 3).

Table 2. Nomenclatura

		COMPONENTES			
plagioclasa sanidino	pl san	{ An Ab Or	anortita albita ortoclasa	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ KAlSi_3O_8	
cuarzo	qz				
clinopiroxeno ortopiroxeno	cpx opx	{ Wo En Fs	wollastonita enstatita ferrosilita	CaSiO_3 MgSiO_3 FeSiO_3	
olivino	ol	{ Fo Fa	forsterita fayalita	Mg_2SiO_4 Fe_2SiO_4	
biotita	bio				
hornblenda	hbl				
óxidos de Fe-Ti (ox)	titanomagnetita	tmt	{ mt usp	magnetita ulvoespinela	Fe_3O_4 Fe_2TiO_4
	ilmenita	ilm	{ ilm hem	ilmenita hematita	FeTiO_3 Fe_2O_3

- $X_{\text{FeSiO}_3}^{\text{opx}}$ = proporción molecular del componente FeSiO_3 en ortopiroxeno.
- $a_{\text{annita}}^{\text{bio}}$ = actividad del componente annita ($\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}_2)$) en biotita.
- $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ml}}$ = proporción molecular de Fe^{2+} en el sitio octaedral Ml del ortopiroxeno.
- $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{y}}$ = proporción molecular de Fe^{2+} en el sitio octaedral "y" de la biotita.
- $X_{\text{Fe}^{2+}, \text{S}^{2+}}$ = fracción molar de Fe^{2+} con respecto al número total de cationes $2+$ en tmt.
- $n_{\text{Fe}^{3+}, \text{F}}$ = número total de Fe^{3+} por unidad de fórmula en tmt.

Variaciones en asociaciones minerales

En erupciones con zoneamiento composicional, las asociaciones de fenocristales frecuentemente varían entre los distintos productos, como lo muestra la Tabla 3 (véase también Hildreth, 1981, Tabla 2). Estas variaciones incluyen cambios en el contenido total de fenocristales (discutidas más adelante), cambios en las proporciones relativas de los distintos fenocristales, y la aparición o desaparición de algunos minerales

en los productos derivados de los niveles más máficos y profundos de la cámara magmática. En los siguientes párrafos se resumen las variaciones observadas en las asociaciones minerales de las principales unidades eruptivas de Los Humeros.

Como hice notar con anterioridad, la Ignimbrita Xáltipan y las tobas de caída libre asociadas a ella representan un solo evento eruptivo, en el que hicieron erupción magmas de composición riolítica a andesítica. La mayor parte de la pómez de la Ignimbrita Xáltipan es afírica (sin cristales) y de composición riolítica con alto contenido de sílice ($>75\%$ de SiO_2); sin embargo, como lo ilustran las muestras 1 a 8 de la Tabla 3, la pómez llega a ser porfirítica a medida que su contenido de sílice disminuye. Los fenocristales de la pómez riolítica porfirítica cambian nuevamente a medida que el contenido de SiO_2 disminuye (o el contenido de MgO aumenta), de (pl-bio-ox-cpx) a (pl-bio-ox-cpx \pm san). En las composiciones riocácicas la asociación cambia a (pl-bio-san-ox-cpx \pm opx), después a (pl-opx-cpx-ox \pm bio), y finalmente a (pl-opx-cpx-ox \pm bio \pm hbl). La escoria andesítica se caracteriza por (pl-cpx-ol \pm ox). La pómez dacítica es notablemente escasa y contiene (pl-opx-cpx-ox \pm bio \pm hbl \pm ol); la presencia de olivino fuertemente magnesiano (7 en la Tabla 8) sugiere que este volumen reducido de magma dacítico se formó como consecuencia de mezcla limitada entre los magmas silíceos y andesíticos dominantes.

Las riolitas post-Xáltipan pueden dividirse en tres tipos con respecto a edad y mineralogía. El primer tipo (muestra 9 en la Tabla 3; C, D y E en la figura 2) está formado por domos riolíticos emplazados poco después del colapso de la caldera de Los Humeros. Se les ha interpretado como magma riolítico que permaneció en la cámara después de la erupción de la Ignimbrita Xáltipan (Ferriz y Mahood, 1984). Su contenido de fenocristales varía entre 5 y 10% (en peso), y se caracterizan por la presencia de (san-pl-bio-ox \pm opx \pm qz). El segundo tipo (muestra 10; F en la figura 2) es el derrame de riolita afírica Caltonac, que hizo erupción a través del núcleo de una de las riolitas de biotita, pero está cortado a su vez por uno de los domos riolíticos del tercer tipo. Este último tipo (muestra 11; G y H en la figura 2) incluye dos domos riolíticos emplazados poco antes de la erupción de la Toba Faby. Los domos contienen 3 a 4% (en peso) de fenocristales de (pl-opx-ox-san).

El contenido de sílice de la mayor parte de la pómez de la Toba Faby está comprendido entre 72.5 y 69.4% (muestras 12 a 14 en la Tabla 3).

Tabla 3. Mineralogía modal (en peso %) de muestras selectas.

MUESTRA (a)	SiO ₂ (%)	MgO (%)	FeO* CRISTALES (%) EN PESO %	san	pl	bio	hbl	opx	cpx	ol	tmt	ilm
(b) (c)												
1 LH7	77.2	<0.10	1.06	0	0.6	2.5			0.6			1.6
2 LH15	76.2	0.12	1.16	5.3	1	4			0.7			2
3 LH13	73.1	0.28	1.69	7.7	tr				0.7			1.6
4 LH11	71.5	0.31	1.84	9	0.5	4		tr	0.7			1.6
5 LH16	70.6	0.90	2.52	6	2	tr		1.5	0.7	tr		1.6
6 LH19	69.8	0.91	2.84	7	3	tr	tr	3	1	tr		1.6
7 LH20	66.8	1.07	3.87	4	7.7	0.5	tr	1.5	1	tr		1.6
8 LH17	61.3	3.38	5.61	6.8	2			2.5	1.5	0.8		
9 LH25	76.6	0.14	0.93	5.1	2	1		0.3				0.8
10 LH27	76.1	0.13	1.23	0								
11 LH30	76.1	0.13	1.25	3.9	0.5	2		0.7	tr			0.8
12 LH31	72.5	0.37	1.74	2.5	4.3	2		1.5				0.8
13 LH33	72.2	0.43	1.90	4.5	5.5	2	tr	1	1.5	tr		0.8
14 LH34	69.4	0.75	2.81	15	18	8		4	4			2
15 LH35	59.1	3.55	6.04	1		tr		tr	tr	tr		tr
16 LH41	71.1	0.52	2.50	6.5	9	3		3	1			2
17 LH48	70.4	0.57	2.51	12	14.2	9		3	0.6			1.6
18 LH44	69.9	0.63	2.69	16	18.7	11		4	0.7			2
19 LH46	65.4	1.28	3.99	40	43	33		7				3
20 LH45	59.1	2.90	6.65	29	32	22		1.5	6.5			2
21 LH47	54.4	4.08	8.27	3.5	4.8	1		1	0.5	0.3		2

IGNIMBRITA
XALTIPAN

DOMOS Y DERRAMES
RIOLITICOS
POST-XALTIPAN

TOBA
FABY

IGNIMBRITA
ZARAGOZA

Tabla 3. Continuación

	MUESTRA	SiO ₂	MgO	FeO*	CRISTALES	san pl	bio	hbl	opx	cpx	ol	tmt	ilm
TOBA XOXOCTIC	22 LH53	65.1	1.70	4.15	2	2.5	0.5			1	0.6	0.4	
DERRAME TEPEYAHUALCO	23 LH60	59.5	2.65	6.78	3.1		2			0.7		0.4	
	24 LH61	59.2	2.92	6.04	17.9		11		1.5	4	0.6	0.8	
	25 LH55	57.8	3.14	7.37	3		2			0.7	0.3		
	26 LH57	56.1	3.78	7.38	3.8		2			0.7	0.7	0.4	
DERRAME LIMON	27 LH65	56.5	3.23	5.81	22.5		16			5	1.5		
	28 LH62	53.6	4.64	8.18	5.7		3				2.7		
DERRAMES CHIAPA	29 LH72	63.1	1.81	5.44	4.4		2		0.6	1		0.8	
	30 LH70	58.3	2.81	6.77	9.1		7.5			1	0.6		
DERRAMES SAN ANTONIO	31 LH82	69.0	0.79	2.85	14		8		1.5	2.5		2	
	32 LH81	68.7	0.80	3.00	7.4		3	0.3	1.5	0.7	tr	1.6	
	33 LH83	69.2	0.77	2.94	18.5		11		1.5	4		2	
	34 LH84	60.8	2.35	6.44	4.7		2		0.6	0.7	0.6	0.8	
	35 LH85	60.5	2.46	6.62	3.7		1		0.6	0.7	0.6	0.8	
	36 LH89	59.6	2.61	6.82	4.7		3			1	0.7		
BASALTO DE OL	37 LH94	49.0	8.93	9.59	6.6		1				5	0.6	

(a) Número de identificación de la muestra.

(b) Contenido total de fenocristales medido pesando por separado cristales y vidrio.

(c) Contenido total de fenocristales estimado por conteo de puntos.

A pesar de lo restringido de este rango, se observan diferencias notables en las asociaciones y contenidos totales de fenocristales. La asociación (pl-opx-ox) de la pómez más silfíca es reemplazada por (pl-opx-ox-hbl) y (pl-opx-cpx-ox) en pómez riódacítica progresivamente menos silfíca. En la escoria andesítica de la Toba Faby (muestra 15) la asociación cambia a (pl-cpx-ol-opx-tmt).

La variación en la pómez riódacítica de la Ignimbrita Zaragoza (muestras 16 a 18 en la Tabla 3) está limitada a variaciones en el contenido total de fenocristales. Sin embargo, la asociación (pl-opx-cpx-ox) de la pómez riódacítica es reemplazada por (pl-cpx-opx-ox) y (pl-cpx-opx-ol-ox) en escoria andesítica progresivamente más máfica (muestras 20 y 21). La pómez de composición dacítica es sumamente escasa, y se caracteriza por contenidos de fenocristales sumamente altos (muestra 19). La temperatura estimada para esta muestra por medio de óxidos de Fe y Ti es considerablemente más baja que las temperaturas de la pómez riódacítica y escoria andesítica (Tabla 11), lo que sugiere que puede representar un fragmento arrancado de las márgenes parcialmente cristalizadas de la cámara, en lugar de una muestra representativa de magma.

No se han observado variaciones de importancia en la asociación (pl-cpx-ol-tmt) de la pómez dacítica de la Toba Xoxoctic (muestra 22 en la Tabla 3), la cual representa $\sim 0.6 \text{ km}^3$ de magma. Nuevamente, la presencia de clinopiroxeno y olivino fuertemente magnesianos (22 en las Tablas 6 y 8) en pómez con 65% de SiO_2 sugiere que este reducido volumen de magma dacítico se formó por la mezcla de magmas silfícos y máficos.

Los derrames compuestos Tepeyahualco (muestras 23 a 26 en la Tabla 3) y Limón (muestras 27 y 28), en que el contenido de sílice varía entre 59.5 a 56.1% y 56.5 a 53.6%, respectivamente, también exhiben cambios en mineralogía. En el primero, la asociación de fenocristales cambia, a medida que el contenido de sílice disminuye, de (pl-cpx-opx \pm ox) a (pl-cpx-ol \pm ox), mientras que en el segundo cambia de (pl-cpx-ol) a (pl-ol). Las variaciones en las lavas andesíticas de los escudos Chiapa (muestras 29 y 30) y Orilla del Monte son similares a las del derrame Tepeyahualco.

Las lavas riódacíticas San Antonio (muestras 31 a 33 en la Tabla 3) se caracterizan por la asociación (pl-opx-cpx-ox), acompañada en algu-

nos derrames por la presencia ocasional de hornblenda. La asociación de fenocristales en las lavas andesíticas San Antonio (muestras 34 a 36) cambia de (pl-cpx-opx-ol-ox) a (pl-cpx-ol±ox) a medida que el contenido de sílice disminuye.

Los derrames de basalto de olivino (muestra 37 en la Tabla 3), cuya erupción constituye la última etapa de la actividad volcánica en Los Hornos, tienen una mineralogía bastante simple. Los fenocristales de (ol-pl±ox) se encuentran rodeados por una matriz intersertal u ofítica. En el primer caso, vidrio con numerosas inclusiones de óxidos ocupa los intersticios entre los prismas euhedrales de plagioclasa. En el segundo caso, los prismas de plagioclasa de la matriz están englobados por cristales euhedrales de titanogaugita.

MINERALOGIA

Procedimiento analítico

Se obtuvieron análisis de microsonda de feldespatos y minerales máficos mediante la JEOL Superprobe (TM) de la Universidad de Stanford, con un voltaje de 15 kv, una corriente de 15nA en la muestra, un diámetro 10 mμ en el rayo y un tiempo de adquisición de 20 s. Los análisis de óxidos de Fe y Ti se obtuvieron mediante la microsonda ARL de la Universidad de California en Berkeley, con un voltaje de 15 kv, una corriente de 30nA en la muestra, un diámetro de 2 mμ en el rayo, y un tiempo de adquisición de 10 s. En las tablas a que se hace referencia más adelante, se reportan los valores promedio de 10 a 50 análisis puntuales.

Plagioclasa

Los fenocristales de plagioclasa se encuentran en todos los productos porfiríticos, y en la mayoría representan el mineral más abundante. Es también una de las fases minerales más prominentes en la matriz de las lavas andesíticas. Como se muestra en la figura 6 y en la Tabla 4, las composiciones promedio de los fenocristales de plagioclasa cambian en función de la composición de la roca encajonante; en las pómez y las lavas riolíticas son sódicas, y se hacen más cálcicas en los productos progresivamente más máficos. Las plagioclasas de productos riolíticos y riodacíticos tienen un rango restringido en composición, siendo oligo-

Tabla 4. Composición promedio de plagioclasa en muestras selectas.

	IGNIMBRITA XALTIPAN						RIOLITAS POST-XALTIPAN	
	3	4	5	6	7	8	9	11
	LH13	LH11	LH16	LH19	LH20	LH17	LH25	LH30
SiO ₂	62.8	63.6	59.9	57.7	58.9	51.3	65.4	65.4
Al ₂ O ₃	22.5	23.6	24.2	25.9	25.3	30.2	21.9	22.3
FeO		0.23	0.42	0.45				
CaO	4.12	4.55	6.85	8.60	7.46	13.36	3.13	3.59
Na ₂ O	8.28	8.45	6.86	6.32	6.77	3.56	9.05	8.74
K ₂ O	1.28	1.65	0.95	0.62	0.66	0.16	1.42	1.43
	98.98	102.0	99.18	99.59	99.09	98.58	100.9	101.4
An	20	21	34	41	36	67	15	17
Ab	73	70	61	55	60	32	77	75
Or	7	9	5	4	4	1	8	8

	TOBA FABY				IGNIMBRITA ZARAGOZA				
	12	13	14	15	16	17	18	20	21
	LH31	LH33	LH34	LH35	LH41	LH48	LH44	LH45	LH47
SiO ₂	59.1	60.2	58.4	54.7	60.4	59.9	59.3	52.4	52.2
Al ₂ O ₃	24.7	24.2	25.8	29.0	24.2	24.8	25.6	29.7	29.7
FeO	0.30	0.33	0.33	0.49	0.35		0.35	0.48	
CaO	6.97	6.32	7.81	11.25	5.99	6.73	7.50	12.19	12.69
Na ₂ O	7.02	7.46	6.76	4.97	7.46	7.13	6.94	4.30	3.96
K ₂ O	0.62	0.71	0.54	0.51	0.79	0.67	0.58	0.16	0.14
	98.71	99.22	99.64	100.9	99.19	99.23	100.2	99.23	98.69
An	34	31	38	54	29	33	36	60	63
Ab	62	65	59	43	66	63	61	39	36
Or	4	4	3	3	5	4	3	1	1

Tabla 4. Continuación

	TOBA	DERRAME				DERRAME		DERRAMES	
	XOXOCTIC	TEPEYAHUALCO				LIMON		CHIAPA	
	22	24	25	26	27	28	29	30	
	LH53	LH61	LH55	LH57	LH65	LH62	LH72	LH70	
SiO ₂	55.7	48.3	51.3	48.8	48.2	48.4	57.0	49.2	
Al ₂ O ₃	27.4	32.8	30.4	32.9	32.1	32.6	26.4	30.7	
FeO							0.37	0.57	
CaO	9.85	16.08	12.93	15.35	15.16	15.45	8.58	14.73	
Na ₂ O	5.47	2.16	3.77	2.48	2.49	2.34	6.18	3.02	
K ₂ O	0.39	0.10	0.18	0.06	0.10	0.08	0.45	0.13	
	98.81	99.44	98.58	99.59	98.05	98.87	98.98	98.35	
An	49	80	65	77	77	78	42	72	
Ab	49	19	34	23	23	22	55	27	
Or	2	1	1				3	1	
		DERRAMES				BASALTO			
		SAN ANTONIO				DE OLIVINO			
	31	32	33	34	35	36	37		
	LH82	LH81	LH83	LH84	LH85	LH89	LH94		
SiO ₂	60.0	59.0	59.1	55.6	59.1	53.3	51.9		
Al ₂ O ₃	25.4	26.1	25.9	26.7	26.0	28.8	29.8		
FeO									
CaO	7.04	7.87	7.50	9.41	7.93	11.71	12.35		
Na ₂ O	7.08	6.69	6.91	5.73	6.65	4.55	4.07		
K ₂ O	0.74	0.57	0.65	0.34	0.54	0.25	0.20		
	100.3	100.2	100.0	97.78	100.2	98.61	98.32		
An	34	38	36	47	39	58	62		
Ab	62	59	60	51	58	41	37		
Or	4	3	4	2	3	1	1		

clasa en los primeros y andesina en los segundos. En los productos andesíticos las composiciones son más variables, abarcando el rango de la bradorita a bytownita.

Los fenocristales de muestras riolíticas individuales comúnmente no varían en más de 3 mol% de An. Característicamente, exhiben un ligero zoneamiento, y carecen de rasgos de reabsorción o de inclusiones prominentes. El zoneamiento normal, hacia los bordes más sódicos y potásicos, es mucho más común que el zoneamiento inverso.

Las variaciones en la composición promedio de las plagioclasas de secuencias riolíticas individuales, como las Tobas Faby y Zaragoza, son

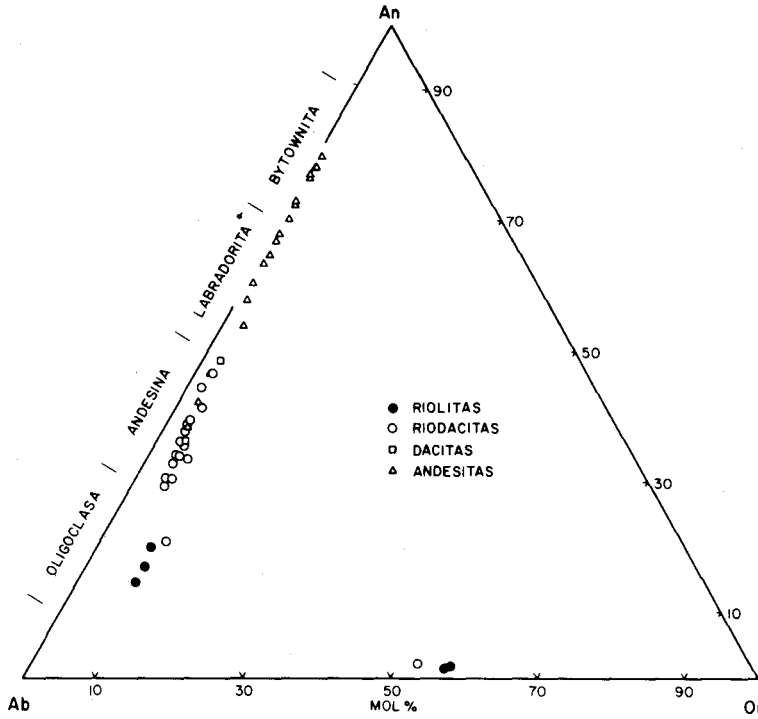


Fig. 6. Composición molar de plagioclasas y sanidino en muestras selectas del centro volcánico de Los Humeros.

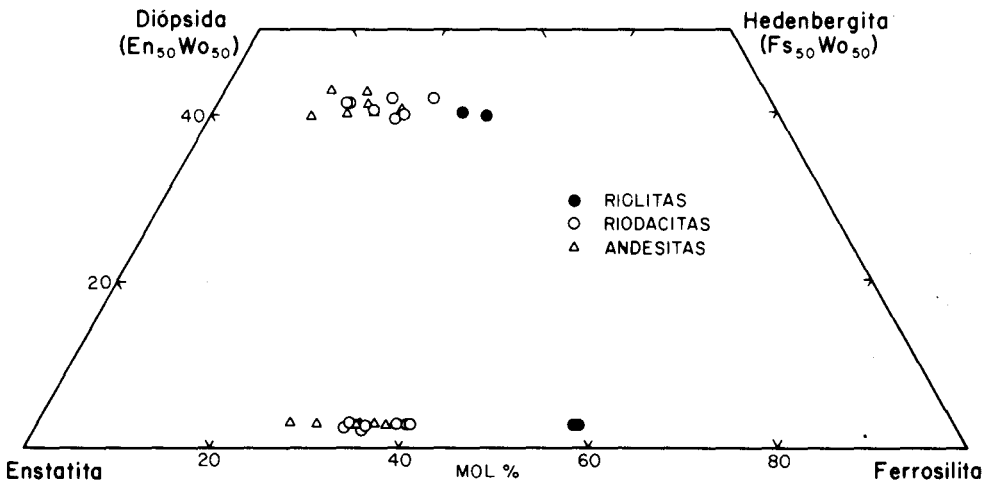


Fig. 7. Composición molar de clinopiroxenos y ortopiroxenos en muestras selectas del centro volcánico de Los Humeros.

generalmente de menos de 6 mol% de An, pero dentro de una misma muestra o cristal pueden llegar a exceder 15 mol% de An. Reabsorción y zoneamiento son rasgos comunes. La reabsorción es más prominente en los fenocristales de lavas que en los de productos piroclásticos. El zoneamiento puede ser normal, inverso, y oscilatorio, pero es generalmente gradual. Las discontinuidades composicionales abruptas son escasas; cuando están presentes, se encuentran generalmente limitadas a un delgado borde en el exterior de los cristales, pero en algunas ocasiones se observan cambios abruptos entre un núcleo homogéneo y un exterior zonado.

Las composiciones de las plagioclasas de muestras andesíticas son sumamente variables, en ocasiones hasta por 25 mol% de An. El contenido promedio de An en fenocristales pequeños o en las plagioclasas de la matriz es generalmente menor que el de los fenocristales más grandes, ocasionalmente hasta por más de 20 mol% de An, tal vez debido a que la cristalización de los primeros tuvo lugar bajo presiones parciales de H_2O más bajas (Mathez, 1973; Gill, 1981, figura 6.1). Las inclusiones de vidrio o de sus productos de devitrificación son comunes, e imparten un aspecto reticulado a algunos de los fenocristales. En una muestra dada, sin embargo, se encuentran tanto cristales con inclusiones, como cristales sin ellas. El zoneamiento puede ser normal, inverso, u oscilatorio, pero el primero es el más común. Como en el caso de las composiciones riodacíticas, las transiciones graduales son mucho más abundantes que las abruptas.

Los prominentes patrones y rangos de zoneamiento de las plagioclasas, particularmente en composiciones riodacíticas y andesíticas, han sido objeto de varios estudios, recientemente revisados por Gill (1981, p. 171-172). El zoneamiento normal es probablemente debido a desequilibrio entre cristales y magma durante cristalización isobárica, o al ascenso isotérmico de magma hidratado. El zoneamiento inverso puede resultar del ascenso isotérmico de magma anhidro, crecimiento interno de cristales esqueléticos durante cristalización isobárica, incrementos locales en la temperatura, mezcla de magmas, o asentamiento de cristales de plagioclasa a través de niveles progresivamente más máficos de la cámara. Finalmente, el zoneamiento oscilatorio puede estar relacionado con cambios rítmicos en parámetros intensivos como la presión o la fugacidad de H_2O , o ser el resultado de gradientes composicionales, controlados por el ritmo de difusión, en las interfases entre cristales y mag-

ma. Como Gill (1981) ha hecho notar, el zoneamiento, inclusiones, y evidencias de reabsorción en los fenocristales de plagioclasa tal vez constituyan el mejor testimonio de la historia de la evolución del magma, pero su complejidad hace de su interpretación una tarea formidable.

El K_2O y el FeO en solución sólida son componentes menores pero importantes en la plagioclasa. El contenido de K_2O (u Or molecular) aumenta a medida que el contenido de An disminuye, desde 0.3 mol% de Or en plagioclasa de composición An_{80} hasta cerca de 8 mol% de Or en plagioclasa de composición An_{20} . El contenido de FeO varía entre 0.2 y 0.6% (en peso), y muestra una débil correlación positiva con el contenido de An.

Cuarzo y Sanidino

A pesar de que la mayor parte del magma extruido en Los Humeros tenía contenidos de sílica de más de 75%, y de que el contenido de K_2O era relativamente alto, los fenocristales de cuarzo y sanidino son notablemente escasos. Solo se les encuentra en cantidades triviales en algunos fragmentos de pómez riolítica de la Ignimbrita Xáltipan, y en algunas de las riolitas post-Xáltipan. El sanidino varía en composición (Tabla 5, figura 6) de $Or_{57}Ab_{41}An_2$ a $Or_{51}Ab_{47}An_2$; los bordes son, en general, ligeramente más sódicos que los núcleos, probablemente debido a disequilibrio parcial durante el enfriamiento del magma. A pesar de

Tabla 5. Composición promedio de sanidino.

	IGNIMBRITA XALTIPAN		RIOLITA POST-XALTIPAN
	3	4	9
	LH13	LH11	LH25
SiO_2	66.8	65.2	65.9
Al_2O_3	19.4	18.8	19.2
CaO	0.45	0.36	0.30
Na_2O	4.79	4.56	4.68
K_2O	8.47	9.71	9.59
	99.91	98.63	99.67
Or	53	57	57
Ab	45	41	42
An	2	2	1

que la ausencia de cuarzo y sanidino en la mayoría de los productos riolíticos y riodacíticos podría parecer anómala a primera vista, Carmichael *et al.* (1974, p. 228-236) han demostrado que durante la cristalización de magma riolítico que contiene pequeñas cantidades de CaO, la primera fase que cristaliza es la plagioclasa. El sanidino puede o no formarse en una etapa más avanzada de cristalización, y la cristalización de cuarzo tiene lugar en etapas aún más avanzadas. Así pues, la ausencia virtual de cuarzo y sanidino es probablemente debida a lo incipiente de la cristalización del magma riolítico de Los Humeros, como lo sugieren los contenidos relativamente bajos de fenocristales, y a la presencia de CaO en el magma en cantidades pequeñas pero significativas.

Piroxenos

La augita (clinopiroxeno) y el ortopiroxeno son los fenocristales máficos más abundantes en los productos riodacíticos y andesíticos de Los Humeros. Otros piroxenos, como la pigeonita o augita subcálcica, sólo se observan en la matriz de algunos derrames de andesita. La augita es, sin embargo, el piroxeno más común en la matriz de la mayoría de las lavas andesíticas, y en algunos de los basaltos de olivino se encuentra también en forma de masas anhedrales que engloban a los prismas de plagioclasa de la matriz. Las variaciones en la composición promedio de los fenocristales de augita son pequeñas (Tabla 6, figura 7): entre $Wo_{41-40}En_{35-31}Fs_{24-30}$ en muestras riolíticas; entre $Wo_{42-41}En_{45-33}Fs_{14-23}$ en la mayoría de los productos riodacíticos, y entre $Wo_{40}En_{50-42}Fs_{11-18}$ en muestras andesíticas. Las variaciones en las muestras o cristales individuales rara vez exceden 4 mol% de En y Fs y 1 mol% de Wo, independientemente de la composición de la roca. El porcentaje de Fs en augita presenta una débil correlación positiva con los cocientes de FeO^*/MgO de la roca encajonante.

Comúnmente, el ortopiroxeno es el piroxeno dominante en las muestras riolíticas y riodacíticas, pero en los productos andesíticos es escaso o falta por completo. En muy raras ocasiones se observa como constituyente de la matriz en las andesitas de Los Humeros. Las composiciones promedio de los ortopiroxenos son más variables que las de los clinopiroxenos: $Wo_3En_{39-62}Fs_{58-35}$ en muestras riolíticas, $Wo_{2-3}En_{56-65}Fs_{41-33}$ en muestras riodacíticas, y $Wo_3En_{60-79}Fs_{37-18}$ en escoria y lavas andesíticas. Las variaciones en las muestras o cristales individuales rara vez exceden 5 mol% de En y Fs. Como en el caso de las augitas, el porcentaje de Fs muestra una débil correlación positiva con los cocientes de

Tabla 6. Composición promedio de (A) clinopiroxeno y (B) ortopiroxeno en muestras selectas.

	IGNIMBRITA *XALTIPAN						RIOLITAS POST-XALTIPAN	
	3 LH13	4 LH11	5 LH16	6 LH19	7 LH20	8 LH17	9 LH25	11 LH30
A								
SiO ₂	51.7	50.4	51.3	50.2	51.5	50.6		
TiO ₂	0.17	0.19	0.59	0.98	0.41	1.06		
Al ₂ O ₃	0.71	0.53	1.84	3.19	1.48	3.33		
FeO	13.9	17.6	10.2	8.2	12.2	7.8		
MgO	11.4	8.8	15.0	15.6	13.1	14.5		
CaO	19.7	18.9	19.6	21.7	19.2	20.4		
Na ₂ O	0.39	0.38	0.36	0.37	0.36	0.39		
MnO	0.83		0.36		0.57	0.20		
Cr ₂ O ₃	0.01		0.06		0.00	0.09		
	98.81	96.8	99.31	100.2	98.82	98.37		
Wo	43	42	40	43	41	44		
En	34	27	43	44	39	43		
Fs	23	31	17	13	20	13		
B								
SiO ₂			51.6	52.5	51.6		51.6	51.2
TiO ₂			0.11	0.21	0.24		0.11	0.09
Al ₂ O ₃			0.44	0.72	0.59		0.23	0.19
FeO			27.1	24.1	25.6		31.3	34.3
MgO			19.8	21.8	18.5		15.3	13.1
CaO			1.15	1.30	1.37		1.00	1.18
Na ₂ O			0.03	0.02				
MnO			0.90		1.04		2.02	1.53
Cr ₂ O ₃			0.01		0.02		0.01	0.01
			101.1	100.6	98.96		101.57	101.6
Wo			2	3	3		2	3
En			55	60	55		46	39
Fs			43	37	42		52	58

Tabla 6. Continuación

	TOBA FABY				IGNIMBRITA ZARAGOZA				
	12 LH31	13 LH33	14 LH34	15 LH35	16 LH41	17 LH48	18 LH44	20 LH45	21 LH47
A									
SiO ₂			51.8	51.5	51.0	51.9	51.6	51.0	51.7
TiO ₂			0.35	0.70	0.42	0.33	0.32	0.64	0.64
Al ₂ O ₃			1.27	2.42	1.25	1.01	0.97	2.07	1.90
FeO			10.1	7.6	13.1	11.9	13.1	9.9	8.8
MgO			14.4	16.9	13.2	13.0	13.4	15.0	15.0
CaO			20.7	20.5	19.4	19.5	19.7	20.2	20.0
Na ₂ O			0.40	0.27	0.36	0.37	0.34	0.32	0.30
MnO			0.45		0.45	0.49	0.46	0.26	0.26
Cr ₂ O ₃			0.00		0.00	0.02	0.00	0.01	
			99.47	99.89	99.18	98.52	99.89	99.4	98.6
Wo			43	42	41	42	41	41	42
En			41	46	38	38	38	43	44
Fs			16	42	21	20	21	16	14
B									
SiO ₂	52.8	52.7	51.9	52.8	51.3	52.3	51.7	52.6	53.2
TiO ₂	0.18	0.18	0.17	0.24	0.19	0.23	0.18	0.33	0.31
Al ₂ O ₃	0.35	0.50	0.52	0.70	0.45	0.53	0.39	1.14	0.93
FeO	24.3	22.4	22.6	22.0	25.2	23.9	24.3	17.9	18.7
MgO	19.7	21.6	22.7	22.4	20.4	19.7	20.4	24.8	23.8
CaO	1.24	1.18	1.15	1.36	1.46	1.38	1.33	1.53	1.45
Na ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.00					
MnO			0.95		0.86	0.86	0.89	0.47	0.50
Cr ₂ O ₃			0.02		0.01	0.02	0.01	0.00	0.02
	98.59	98.58	100.0	99.5	99.87	98.92	99.2	98.77	98.91
Wo	3	2	2	3	3	3	3	3	3
En	57	62	63	63	57	58	58	69	67
Fs	40	36	35	34	40	39	39	28	30

Tabla 6. Continuación

	TOBA XOXOCTIC	DERRAME TEPEYAHUALCO			DERRAME LIMON	DERRAMES CHIAPA	
	22	24	25	26	27	29	30
A	LH53	LH61	LH55	LH57	LH65	LH72	LH70
SiO ₂	52.1	52.3	50.6	50.1	51.0	52.2	51.1
TiO ₂	0.43	0.62	0.92	1.25	0.68	0.43	0.85
Al ₂ O ₃	2.37	2.33	3.20	3.73	2.49	1.23	2.86
FeO	4.9	7.1	8.1	9.1	7.4	12.5	9.3
MgO	16.3	16.1	15.2	15.0	15.6	13.9	15.3
CaO	21.4	20.9	20.3	19.5	20.2	19.7	19.7
Na ₂ O	0.25	0.28	0.34	0.33	0.31	0.36	0.38
MnO	0.13	0.16	0.19	0.22	0.16	0.49	0.17
Cr ₂ O ₃			0.09			0.00	0.07
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
	97.88	99.79	98.94	99.23	97.84	100.8	99.73
Wo	45	43	43	41	42	40	41
En	47	46	44	44	46	40	44
Fs	8	11	13	15	12	20	15
B							
SiO ₂		53.5				53.3	
TiO ₂		0.24				0.24	
Al ₂ O ₃		0.49				0.57	
FeO		21.9				22.6	
MgO		22.4				21.7	
CaO		1.49				1.49	
Na ₂ O							
MnO		0.81				0.84	
Cr ₂ O ₃		0.00				0.02	
		-----				-----	
		100.8				100.8	
Wo		3				3	
En		63				61	
Fs		34				36	

GEOFISICA INTERNACIONAL

Tabla 6. Continuación

	DERRAMES SAN ANTONIO						BASALTO DE OLIVINO
	31	32	33	34	35	36	37
A	LH82	LH81	LH83	LH84	LH85	LH89	LH94
SiO ₂	52.5	52.8	52.4	51.3	51.7	50.8	48.3
TiO ₂	0.37	0.34	0.33	0.55	0.78	0.75	2.09
Al ₂ O ₃	1.07	1.01	1.02	1.79	2.32	2.26	4.11
FeO	11.2	10.7	11.1	10.5	9.4	8.5	9.7
MgO	13.8	14.4	13.7	14.8	14.7	14.9	12.7
CaO	20.0	20.0	20.6	19.2	20.5	20.2	20.0
Na ₂ O	0.40	0.34	0.36	0.36	0.34	0.33	0.50
MnO	0.45	0.48	0.43	0.35	0.28	0.23	0.18
Cr ₂ O ₃			0.00	0.02			0.22
	99.79	100.0	99.94	98.87	100.0	97.97	97.8
Wo	42	42	43	40	43	42	44
En	40	41	39	43	42	44	40
Fs	18	17	18	17	15	14	17
B							
SiO ₂	53.0	53.8	52.8	52.0	53.1		
TiO ₂	0.21	0.21	0.17	0.21	0.24		
Al ₂ O ₃	0.54	0.57	0.42	0.54	0.53		
FeO	23.5	20.9	23.5	22.2	23.0		
MgO	20.9	22.7	20.7	21.4	21.0		
CaO	1.37	1.51	1.41	1.44	1.36		
Na ₂ O							
MnO	0.88	0.66	0.86	0.79	0.84		
Cr ₂ O ₃	0.02	0.15	0.03	0.02	0.00		
	100.4	100.5	99.89	98.6	100.0		
Wo	3	3	3	3	3		
En	60	64	59	61	60		
Fs	37	33	38	36	37		

FeO*/MgO de la roca encajonante. Dentro de cada muestra, el cociente Fe/Mg es siempre más alto en el ortopiroxeno que en la augita.

Los piroxenos contienen cantidades significativas de otros cationes como Al, Na, Ti y Mn. Por razones cristal-químicas (Huebner, 1980), los tres primeros elementos son más abundantes en el clinopiroxeno, mientras que el último se concentra preferencialmente en el ortopiroxeno. Las variaciones en el contenido de estos elementos en los piroxenos de los distintos tipos de magmas representados en Los Hornos se muestran en la Tabla 7. El significado de estas variaciones es, desafortunadamente, incierto, ya que se ha demostrado experimentalmente que estas diferencias pueden representar diferentes condiciones de temperatura, presión, a_{SiO_2} , f_{O_2} , y velocidad de enfriamiento, o diferencias en la composición del magma o en el tipo de minerales coexistentes (Huebner, 1980).

Tabla 7. Abundancias de los óxidos de elementos menores en piroxenos.

	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno
TiO₂		
Riolitas	0.16-0.17	0.09-0.13
Riodacitas	0.19-0.98	0.11-0.33
Andesitas	0.55-1.19	0.20-0.33
Basalto de ol	2.09	
Al₂O₃		
Riolitas	0.56-0.75	0.15-0.66
Riodacitas	0.53-1.83	0.35-0.73
Andesitas	1.23-4.21	0.49-1.14
Basalto de ol	4.11	
Na₂O		
Riolitas	0.32-0.39	0.01
Riodacitas	0.31-0.83	0.01-0.06
Andesitas	0.27-0.41	
Basalto de ol	0.50	
MnO		
Riolitas	0.71-0.75	1.49-2.02
Riodacitas	0.31-0.83	0.66-0.95
Andesitas	0.15-0.49	0.24-0.96
Basalto de ol	0.18	

Olivino

El olivino es el fenocristal dominante en los basaltos de olivino, y es una fase escasa pero común en los productos andesíticos (Tabla 8). En algunas muestras dacíticas, riódacíticas y riolíticas se encuentran xenocristales de olivino. Los fenocristales de olivino en los basaltos están ocasionalmente zonados desde núcleos de Fo₈₄ hasta bordes con Fo₇₅. Este último valor es similar al del olivino de la matriz (Fo₇₄), lo que sugiere que los bordes son el resultado de una cristalización tardía, probablemente contemporánea de la erupción de las lavas.

Las composiciones promedio de los fenocristales de olivino en los productos andesíticos varían entre Fo₈₀ y Fo₇₁; los fenocristales de muestras individuales son, en general, igualmente variables. En algunos

Tabla 8. Composiciones promedio de olivino en muestras selectas.

	7	8	15	21	22	24
	LH20	LH17	LH35	LH47	LH53	LH61
SiO ₂	38.1	39.2	39.1	40.0	39.3	39.5
FeO	24.2	20.2	19.0	16.6	16.0	19.4
MgO	36.2	40.1	41.7	42.7	43.2	41.3
MnO	0.34	0.27		0.21	0.23	0.27
CaO			0.14		0.15	
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
	98.84	99.77	99.94	99.51	98.88	100.4
Fo	73	78	80	82	83	79
Fa	27	22	20	18	17	21
	26	27	28	34	36	37
	LH57	LH65	LH62	LH84	LH89	LH94
SiO ₂	39.1	38.6	38.4	37.4	37.4	39.6
FeO	22.3	20.7	21.6	25.3	25.3	14.8
MgO	40.3	40.1	39.2	36.0	35.0	44.5
MnO	0.32	0.26	0.29	0.36	0.34	0.20
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
	102.0	99.66	99.49	99.06	98.04	99.10
Fo	76	78	76	72	71	84
Fa	24	22	24	28	29	16

fenocristales se encuentran incluidos gránulos de una espinela cromífera, e inclusiones de vidrio que en ocasiones encierran una burbuja de fluido. Como en el caso de las lavas basálticas, el olivino de la matriz es menos magnesiano que los fenocristales y, típicamente, varía en composición entre Fo₅₅ y Fo₆₈. Tanto los fenocristales como el olivino de la matriz carecen de halos de reacción o golfos de corrosión.

Los cocientes de FeO*/MgO en olivino son siempre menores que los de la roca encajonante y que los del ortopiroxeno, cuando éste se encuentra presente. Pueden llegar a ser menores o mayores que los del clinopiroxeno coexistente. El contenido de MnO en olivino varía entre 0.20 y 0.36% (en peso), y muestra una débil correlación negativa con el contenido de Fo. Los contenidos de CaO no fueron medidos sistemáticamente, pero en los pocos cristales analizados varían entre 0.14 y 0.20%. Estos valores son lo suficientemente altos como para sugerir que la cristalización del olivino tuvo lugar bajo presiones inferiores a los 10 kb (Finnerty y Boyd, 1978).

Biotita

La biotita es el mineral ferromagnesiano dominante en la pómez porfirítica, riolítica y riodacítica, de la Ignimbrita Xáltipan, y en el primer grupo de riolitas post-Xáltipan. Los cristales de biotita son característicamente euhedrales, no muestran evidencias de corrosión, y varían en

Tabla 9. Análisis selectos de biotita.

	3	4	7	9
	LH13	LH11	LH20	LH25
SiO ₂	36.3	35.6	36.1	37.4
TiO ₂	5.0	4.9	5.3	4.9
Al ₂ O ₃	13.2	13.3	13.1	12.9
FeO	19.9	21.3	19.7	21.6
MgO	10.2	9.7	10.3	10.5
CaO	0.03	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.73	0.73	0.69	0.54
K ₂ O	8.36	8.41	8.49	8.74
MnO	0.25	0.23	0.18	0.21
Cl		0.08		
F		0.35		
	-----	-----	-----	-----
	93.97	94.62	93.86	96.79

tamaño entre 0.5 y 2 mm. Los cristales más grandes ocasionalmente engloban inclusiones submilimétricas de apatita y zircón. La mayoría de los análisis de biotita muestran grandes deficiencias en potasio, tal vez debido a alteración por aguas meteóricas. Alternativamente, la alteración podría ser magmática, pero no parece haber correlación entre el grado de alteración y el contenido de fenocristales o posición estratigráfica que corrobore esta posibilidad (e.g., Hildreth, 1979). Los análisis en que las deficiencias son menores se muestran en la Tabla 9.

Anfíbol

Se encuentran fenocristales de anfíbol en cantidades menores en la escasa pómez dacítica de las tobas de caída libre asociadas a la Ignimbrita Xáltipan; en algunas de las capas de las Tobas Faby y Cuicuiltic, y en unos cuantos de los derrames riódacíticos San Antonio.

Tabla 10. Composiciones promedio de anfíboles.

	7	13	32
	LH20	LH33	LH81
SiO ₂	42.1	42.5	42.4
TiO ₂	3.6	3.7	3.8
Al ₂ O ₃	11.0	11.0	11.2
FeO	16.1	12.4	13.8
MgO	11.0	13.2	12.7
CaO	10.60	11.20	10.90
Na ₂ O	2.49	2.67	2.70
K ₂ O	0.73	0.65	0.61
MnO	0.33	0.24	0.27
	-----	-----	-----
	97.95	97.56	98.38

Todos los anfíboles (Tabla 10) son cálcicos (Ca > 1.34 por cada 23 oxígenos), y son hornblendas hastingsíticas magnesianas o hastingsitas magnesianas (Leake, 1968). Comúnmente los cristales están ligeramente zonados, con Fe/Mg aumentando hacia los bordes. El cociente FeO*/MgO está generalmente comprendido entre 0.83 y 1.46 y es siempre menor que el de la roca encajonante, pero la correlación entre ambos cocientes es errática. Los cocientes de los anfíboles son siempre mayores que los del clinopiroxeno coexistente, pero pueden ser mayores o menores que los del ortopiroxeno coexistente. El cociente K₂O/Na₂O

de la roca encajonante es característicamente dos o tres veces mayor que el de los anfíboles.

Oxidos

Tres óxidos se encuentran como fases primarias en los productos eruptivos de Los Humeros: una fase cúbica de Fe y Ti (en adelante llamada titanomagnetita), una fase romboedral de Fe y Ti (en adelante llamada ilmenita), y una espinela cromífera. Los óxidos de Fe y Ti son los únicos minerales que tienen cocientes de FeO^*/MgO muy superiores a los de la roca encajonante, y por tanto pueden impedir el enriquecimiento magnético en hierro en el caso de que sean separados del magma a través de cristalización fraccionada.

La titanomagnetita y la ilmenita constituyen unas de las primeras fases cristalizadas en muestras riolíticas y riodacíticas, en las que comúnmente se encuentran englobadas por los ferromagnesianos. En las andesitas y los basaltos, la titanomagnetita es una fase escasa, pero común; la ilmenita es mucho más escasa, o falta por completo. La espinela cromífera sólo se encuentra en forma de inclusiones en los fenocristales de olivino de andesitas y basaltos.

Los contenidos de ulvoespinela en los fenocristales de titanomagnetita, calculados siguiendo el procedimiento de Carmichael (1967), usualmente varían entre 30 y 45 mol% (Tabla 11), mientras que el contenido de R_2O_3 ($Fe_2O_3 + Al_2O_3 + Cr_2O_3$) en fenocristales de ilmenita varía entre 8 y 17 mol%. Los contenidos de Al_2O_3 , Cr_2O_3 y SiO_2 de la titanomagnetita son más altos que los de la ilmenita, la cual a su vez contiene más MgO y MnO. A pesar de que no fueron medidos en este estudio, el trabajo de Carmichael (1967) ha demostrado que los óxidos de Fe y Ti pueden llegar a tener contenidos de hasta 1.5% (en peso) de V_2O_5 y 0.3% de ZnO.

Xenocristales e inclusiones

En algunos de los productos riolíticos y riodacíticos se encuentran presentes xenocristales de plagioclasa cálcica, olivino y piroxenos magnesianos, y tal vez óxidos de Fe y Ti. En la mayoría de los casos los xenocristales pueden ser distinguidos por criterios petrográficos, o por la gran diferencia que existe entre su composición y la de los fenocristales

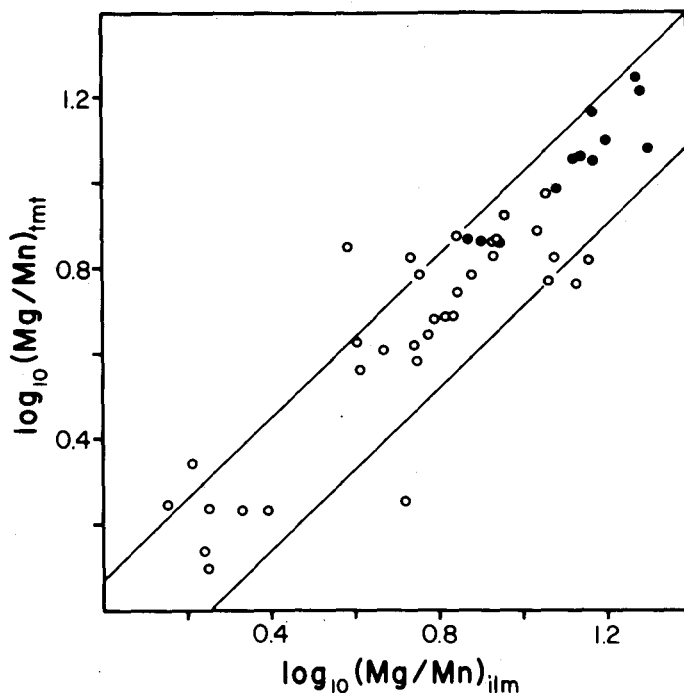


Fig. 8. Comparación entre los logaritmos del cociente Mg/Mn en pares coexistentes de titanomagnetita e ilmenita. Las líneas limitan el campo de equilibrio definido por la ecuación propuesta por C. Bacon (comunicación escrita, 1980):

$$\log(\text{Mg/Mn})_{\text{il}} = 1.0462 \log(\text{Mg/Mn})_{\text{tmt}} + 0.07961 \pm 0.1$$

Los círculos negros corresponden a muestras andesíticas y basálticas; los círculos abiertos corresponden a muestras riolíticas y riodacíticas.

Las temperaturas y fugacidades estimadas a partir de los óxidos de Los Humeros se muestran en la figura 9 y en la Tabla 11. La incertidumbre de las temperaturas calculadas es probablemente de $\pm 30^{\circ}\text{C}$, dada la precisión de los análisis y las suposiciones inherentes al geotermómetro (Spencer y Lindsley, 1981). Las temperaturas de las porciones riolíticas de la cámara probablemente variaban de 800 a 875°C , las de los niveles riodacíticos de 860 a 940°C , y las de los niveles andesíticos de 920 a 1000°C . La temperatura inicial del magma basáltico que hizo erupción en la última etapa de actividad volcánica de Los Humeros probablemente excedía los 1100°C .

Tabla 11. Composición promedio de (A) titanomagnetita e (B) ilmenita en muestras selectas.

	RIOLITA										TOBA	
	IGNIMBRITA XALTIPAN					POST- XALTIPAN					FABY	
	3	4	5	6	7	11	12	13	14	15		
A												
SiO ₂	LH13	LH11	LH16	LH19	LH20	LH25	LH31	LH33	LH34	LH35		
TiO ₂	0.09	0.08	0.07	0.10	0.08	0.15	0.06	0.07	0.07	0.08		
Al ₂ O ₃	14.6	13.9	12.3	13.6	16.7	14.5	12.6	12.7	12.2	14.7		
Cr ₂ O ₃	1.39	1.30	1.72	1.75	2.46	1.08	1.68	1.67	1.81	2.13		
FeO	0.02	0.03	0.08	0.01	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02		
MnO	77.0	78.2	77.9	76.1	73.3	78.2	77.9	78.0	77.9	74.1		
MgO	0.80	0.80	0.51	0.58	0.60	0.57	0.68	0.67	0.53	0.51		
Cao	0.78	0.79	1.73	1.94	2.54	0.56	1.63	1.63	1.86	2.74		
	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.01	0.03		
	94.68	95.11	94.34	94.09	95.68	95.11	94.61	94.76	94.4	94.31		
B												
mol% usp	42.0	39.9	35.1	38.6	46.7	42.0	35.9	36.2	34.7	41.7		
SiO ₂	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00	0.07	0.05	0.02	0.02	0.02		
TiO ₂	48.7	48.1	46.6	44.3	48.1	46.1	46.0	45.7	45.6	45.6		
Al ₂ O ₃	0.06	0.05	0.16	0.31	0.22	0.06	0.13	0.14	0.15	0.15		
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00		
FeO	47.0	47.1	46.0	45.2	46.0	48.1	47.2	48.3	48.1	48.1		
MnO	1.15	1.27	0.62	0.49	0.73	0.98	0.90	0.87	0.70	0.70		
MgO	1.62	1.29	4.10	3.99	3.08	1.20	2.84	2.00	3.03	3.03		
Cao	0.02	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04	0.05	0.05	0.05		
	98.56	97.89	97.56	94.39	98.2	96.53	97.16	97.1	97.65	97.65		
mol% R ₂ O ₃	7.9	8.0	12.8	14.4	9.8	10.6	12.8	12.6	14.2	14.2		
T (°C)	802	793	870	*	884	874	876	875	890	890		
-log fo ₂	14.3	14.4	12.1		12.5	12.5	12.0	12.1	11.6	11.6		

Tabla 11. Continuación

	IGNIMBRITA ZARAGOZA					TOBA XOXOCTIC	DERRAME TEPEYAHUALCO	
	16 LH41	18 LH44	19 LH46	20 LH45	21 LH47	22 LH53	24 LH61	26 LH57
SiO ₂	0.08	0.08	0.09	0.08	0.14	0.14	0.26	0.37
TiO ₂	16.8	16.2	16.5	15.9	15.0	16.8	16.0	19.3
Al ₂ O ₃	1.56	1.66	1.65	2.86	3.21	2.29	2.05	1.77
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.02	
FeO	75.7	75.0	74.0	72.1	71.0	71.4	73.2	71.3
MnO	0.55	0.54	0.56	0.43	0.33	0.56	0.35	0.42
MgO	1.38	1.48	1.58	2.76	3.09	2.32	2.53	2.10
CaO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.26
	96.10	95.00	94.43	94.17	92.84	93.60	94.44	95.52
mol% usp	47.4	46.2	47.4	45.0	43.1	48.5	46.0	55.6
B								
SiO ₂	0.04	0.02	0.06	0.03	0.06		0.06	
TiO ₂	48.5	47.8	48.7	47.2	45.4		44.5	
Al ₂ O ₃	0.13	0.13	0.12	0.24	0.34		0.18	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		0.04	
FeO	46.7	46.8	45.4	45.3	44.5		48.4	
MnO	0.69	0.71	0.67	0.51	0.41		0.38	
MgO	2.36	2.48	2.59	4.28	4.46		3.45	
CaO	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01		0.05	
	98.44	97.98	97.56	97.58	95.19		97.06	
mol% R ₂ O ₃	8.6	9.7	7.5	11.8	13.2		16.0	
T (°C)	855	879	821	919	934		1005	
-log f _{O₂}	13.3	12.6	14.2	11.7	11.2		10.0	

Tabla 11. Continuación

	DERRAMES SAN ANTONIO					BASALTO DE OLIVINO
	31 LH82	32 LH81	33 LH83	34 LH84	35 LH85	37 LH94
A						
SiO ₂	0.11	0.11	0.11	0.17	0.16	0.12
TiO ₂	14.3	15.1	14.8	16.0	15.5	21.2
Al ₂ O ₃	2.04	2.11	2.20	2.30	2.62	0.50
Cr ₂ O ₃	0.11	0.05	0.08	0.03	0.05	0.21
FeO	74.2	75.1	74.6	73.9	74.5	70.4
MnO	0.46	0.55	0.52	0.41	0.24	0.45
MgO	1.97	1.75	2.00	2.30	2.02	1.88
CaO	0.03	0.10	0.02	0.03	0.02	0.09
	93.22	94.87	94.33	95.14	95.11	94.85
mol% usp	41.3	43.0	42.3	45.4	44.0	61.1
B						
SiO ₂	0.04	0.08	0.08	0.13	0.52	0.10
TiO ₂	46.0	45.5	45.5	45.8	46.7	47.4
Al ₂ O ₃	0.20	0.19	0.18	0.25	0.32	4.11
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04
FeO	46.6	47.3	47.3	46.0	46.0	43.3
MnO	0.63	0.74	0.63	0.56	0.39	0.63
MgO	3.07	2.95	3.07	3.87	3.28	2.89
CaO	0.05	0.01	0.05	0.06	0.06	0.19
	96.61	96.80	96.84	96.68	97.29	98.66
mol% R ₂ O ₃	12.4	13.4	13.5	13.2	10.8	12.7
T (°C)	907	936	934	951	891	1067
-log f _{O₂}	11.7	11.2	11.2	11.0	12.2	9.7

* Par tmt-ilm en aparente desequilibrio de acuerdo al criterio de C. Bacon (comunicación escrita).

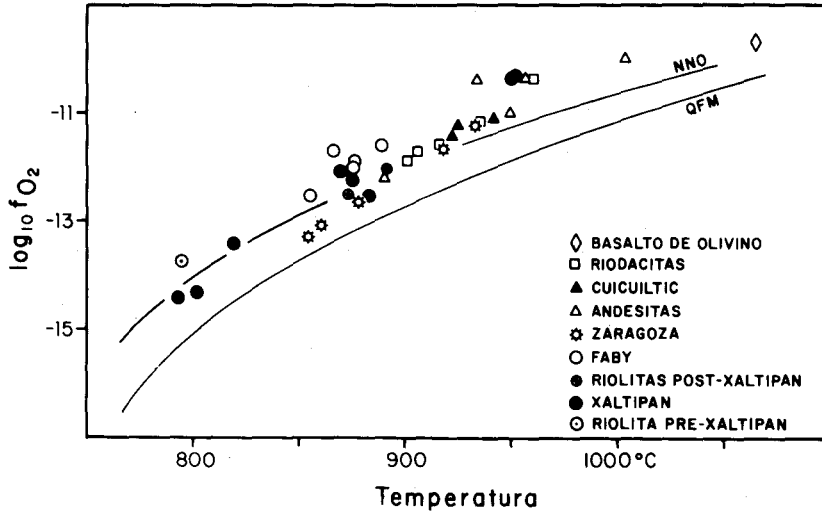


Fig. 9. Temperaturas y fugacidades de oxígeno (f_{O_2}) estimadas a partir de óxidos coexistentes de Fe y Ti (Spencer y Lindsley, 1981) para las muestras del centro volcánico de Los Humeros. Las líneas indican, como referencia, los valores de T y f_{O_2} de las asociaciones cuarzo - fayalita - magnetita (QFM) y níquel - óxido de níquel (NNO), que son frecuentemente utilizadas como control en el trabajo experimental.

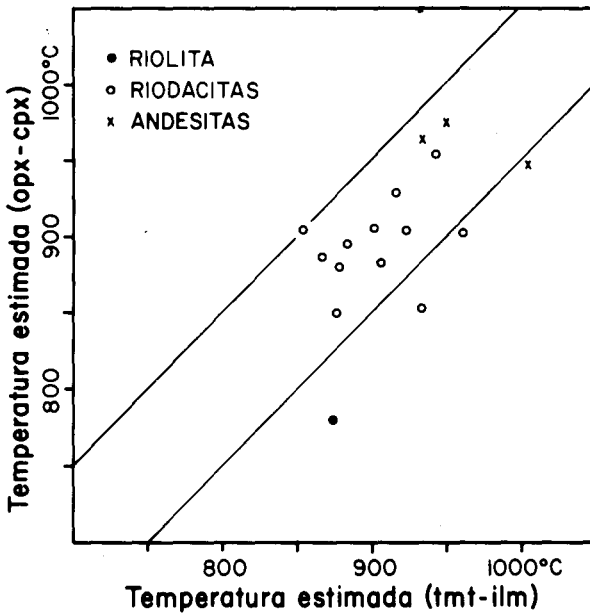


Fig. 10. Comparación entre las temperaturas estimadas por medio de óxidos de Fe y Ti y por medio de pares coexistentes de opx-cpx (Spencer y Lindsley, 1981; Lindsley, 1983) en muestras selectas del centro volcánico de Los Humeros. Las dos líneas delimitan la incertidumbre de $\pm 50^\circ\text{C}$ del geotermómetro opx-cpx.

Para verificar la validez de las temperaturas calculadas, éstas pueden ser comparadas con las temperaturas calculadas con otro geotermómetro. En la figura 10 se comparan las temperaturas estimadas con óxidos de Fe y Ti con las temperaturas obtenidas a partir de pares coexistentes de opx-cpx, en los que el contenido de $TiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O + MnO + Cr_2O_3$ es menor de 10 mol% (Lindsley, 1983). De los 16 puntos mostrados, 12 quedan comprendidos dentro de la incertidumbre de $\pm 50^\circ C$ del geotermómetro de los piroxenos. A pesar del número reducido de datos, esta comparación sirve como recordatorio de que los geotermómetros pueden ser causa de errores considerables debido a desequilibrio, errores analíticos, e incertidumbre en la formulación de los geotermómetros.

Presión total

La presencia de estructuras de colapso en Los Humeros es la mejor evidencia de que la cámara magmática estuvo emplazada en un nivel somero de la corteza. En efecto, sería de esperarse que la relajación de esfuerzos asociada a la remoción de un gran volumen de magma de una cámara profunda se distribuyera a través de la corteza, y que las evidencias superficiales de esta relajación fueran mínimas. Por ejemplo, Swanson *et al.* (1975) han demostrado que la erupción de los 1500 km³ de magma basáltico derivado del manto del derrame compuesto Roza (Columbia River Plateau, EUA), que probablemente se emplazó en el lapso de unas cuantas semanas, provocó cuando mucho una suave subsidencia regional; a la fecha no ha sido reconocida ninguna estructura de colapso. En contraste, en casos como el del centro volcánico de Yellowstone (EUA), en que la profundidad hasta el techo de la cámara magmática se ha estimado en ~5 km por métodos geofísicos (Eaton *et al.*, 1975), las erupciones principales formaron estructuras de colapso bien definidas (Christiansen y Blank, 1972; Christiansen, 1979).

Idealmente, la presión total en la cámara se podría calcular utilizando geobarómetros minerales. En realidad, el uso de estos geobarómetros está limitado por el número de minerales cuyas propiedades termodinámicas se conocen, por la precisión de los datos termodinámicos, lo idealizado de los modelos de solución sólida, los errores analíticos, y el desequilibrio potencial. Los resultados obtenidos a partir de geobarometría deben, pues, ser interpretados con precaución.

Tabla 12. Estimaciones de la presión total.

$a_{\text{opx FeSiO}_3}$	$a_{\text{tmt Fe}_3\text{O}_4}$	$a_{\text{cuarzo SiO}_2}$	T °C	$-\log f_{\text{O}_2}$	Presión (kb)
0.504	0.5159	1	793	14.42	2.4
0.504	0.4935	1	802	14.32	2.1
0.504	0.5877	1	802	14.32	1.1

La presión ha sido calculada usando la expresión:

$$P = \frac{12399 - T (\log K + 3.621)}{0.0859} + 1 \quad (\text{Hildreth, 1977})$$

en que P es la presión en bars, T es la temperatura en grados Kelvin, y:

$$K = \frac{a_{\text{tmt Fe}_3\text{O}_4} (a_{\text{cuarzo SiO}_2})^3}{a_{\text{opx FeSiO}_3} (f_{\text{O}_2})^{1/2}}$$

$$a_{\text{tmt Fe}_3\text{O}_4} = 0.5 n_{\text{Fe}^{3+}, \text{F}} (X_{\text{Fe}^{2+}, \text{S}^{2+}}) (X_{\text{Fe}^{3+}, \text{S}^{3-}}) \quad (\text{Stormer, 1983})$$

$$a_{\text{opx FeSiO}_3} = (X_{\text{Fe}}^{\text{M1}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{M2}})^{1/2} \quad (\text{Ewart et al., 1975})$$

$$a_{\text{cuarzo SiO}_2} = X_{\text{SiO}_2}^{\text{cuarzo}}$$

Un programa en BASIC que realiza estos cálculos puede ser solicitado al autor.

En la Tabla 12 se presentan los resultados obtenidos al aplicar la formulación de Hildreth (1977) del geobarómetro tmt-cuarzo-opx, utilizando la composición de los minerales de la porción riolítica de la Ignimbrita Xáltipan y de una de las riolitas de biotita post-Xáltipan. Las presiones totales calculadas varían entre 1.1 y 2.4 kb (kilobars), que serían equivalentes a profundidades de 4 a 9 km. A pesar de que estos valores concuerdan con la evidencia geológica, el lector debe notar que los valores calculados son sumamente sensibles a pequeñas variaciones en los parámetros utilizados, particularmente T y f_{O_2} .

Contenidos de H_2O

Los contenidos de H_2O de algunas muestras de Los Humeros se han compilado en la Tabla 13, pero estas cantidades probablemente no re-

Tabla 13. Contenidos de H₂O (en peso %) en vitrófidos, pómez y escoria.

Vitrófidos riolíticos	1.1	1.1	1.0 (LH27)	0.78 (LH30)
Vitrófidos riodacíticos	0.79	0.73 (LH82)	0.84	0.88
Lavas andesíticas	0.45 (LH72)	0.45	0.90 (LH70)	0.98
Pómez riolítica y riodacítica	2.5 (LH7)	3.1 (LH11)	2.9 (LH32)	3.7 (LH41)
Escoria andesítica	2.0 (LH45)	0.40 (LH35)	0.77	

Contenidos de H₂O determinados por el método Pen field. Análisis realizados por el U.S. Geological Survey.

presentan valores magmáticos, debido a que el magma seguramente se degasificó durante su ascenso a la superficie, y a que, por lo común, los productos volcánicos se hidratan rápidamente después de su emplazamiento (e.g., Taylor, 1968).

En principio, los contenidos magmáticos de H₂O se pueden estimar a partir de relaciones termodinámicas, cuando un mineral hidratado está presente. Por ejemplo, en un magma en que bio-tmt-san hayan estado en equilibrio, la fugacidad de H₂O (f_{H_2O}) se puede estimar usando el método originalmente propuesto por Wones y Eugster (1965), y revisado posteriormente por Wones (1972) y Hildreth (1977). Las revisiones están basadas en los datos experimentales originales, pero incorporan datos más refinados en las propiedades termodinámicas de los compuestos de control de Wones y Eugster (1965). Desafortunadamente, las correcciones a las ecuaciones originales no son triviales ni carecen de incertidumbres, particularmente en lo que respecta al modelo de solución sólida de annita en biotita (Bohlen *et al.*, 1980). Suponiendo que la presión total era de 2 kb, y usando la formulación de Hildreth (1977) con los análisis de minerales de dos muestras riolíticas de la Ignimbrita

Xáltipan y de una de las riolitas de biotita, las fugacidades calculadas de H₂O varían entre 0.4 y 1 kb, dependiendo de la manera en que se calcule la actividad de la annita en biotita (Tabla 14). Estos valores son equi-

Tabla 14. Estimaciones del contenido de H₂O (en peso %) en el magma.

a ^{bio} _{annita}		a ^{tmt} _{Fe₃O₄}	a ^{san} _{KAlSi₃O₈}	T	C	-log f _{O₂}	f _{H₂O} (bars)	Peso % de H ₂ O
0.1190	(1)	0.5159	0.5567	793		14.42	1027	5.4
0.0672	(2)	0.5159	0.5567	793		14.42	580	3.9
0.0655	(3)	0.5159	0.5567	793		14.42	565	3.9
0.0972	(1)	0.4935	0.6075	802		14.32	770	4.5
0.0548	(2)	0.4935	0.6075	802		14.32	434	3.3
0.0539	(3)	0.4935	0.6075	802		14.32	427	3.3
0.1121	(1)	0.5877	0.5995	802		14.32	756	4.5
0.0656	(2)	0.5877	0.5995	802		14.32	442	3.3
0.0643	(3)	0.5877	0.5995	802		14.32	433	3.3

$$(1) a_{annita}^{bio} = (X_{Fe^{2+}}^y)^3 \quad (\text{Wones, 1972})$$

$$(2) a_{annita}^{bio} = X_K^x (X_{Fe^{2+}}^y)^3 (X_{OH}^{hid})^2 \quad (\text{Hildreth, 1977})$$

$$(3) a_{annita}^{bio} = (X_K^x (X_{Fe^{2+}}^y)^3 X_{Al}^z (X_{Si}^z)^3 (X_{OH}^{hid})^2) / 0.105$$

(Bohlen et al., 1980)

La presión total ha sido inferida en 2 kb y la masa molar promedio del magma ha sido calculada en 65.8. La fugacidad de H₂O ha sido calculada usando la expresión:

$$\log f_{H_2O} = \frac{G^\circ}{2.303RT} + \log a_{annita}^{bio} + \frac{1}{2} \log f_{O_2} - \log a_{Fe_3O_4}^{tmt} - \log a_{KAlSi_3O_8}^{san}$$

La $a_{Fe_3O_4}^{tmt}$ ha sido calculada como en la Tabla 12, y la $a_{KAlSi_3O_8}^{san}$ es considerada igual a $X_{KAlSi_3O_8}^{san}$. Hildreth (1977)

ha expresado el primer término de la ecuación como:

$$\frac{G^\circ}{2.303RT} = \frac{8674}{T} + 2.461 + \frac{3.92 \times 10^{-3}}{T} \quad (P-1)$$

En que P es la presión en bars y T es la temperatura en grados Kelvin. El peso % de H₂O en el magma ha sido calculado usando el método de Carmichael et al. (1977). Un programa en BASIC que realiza estos cálculos puede solicitarse al autor.

valentes a una presión parcial de H_2O entre 0.44 y 1.2 kb (Burnham *et al.*, 1969). Así pues, el magma parece no haber estado saturado con respecto a H_2O , dado que la presión parcial calculada es menor que la presión total inferida de 2 kb. Si se supone un valor promedio de 65.8 para la masa molar del magma, los valores de fugacidad de H_2O pueden ser convertidos a peso por ciento de H_2O usando el método de Carmichael *et al.* (1977). Las fugacidades comprendidas entre 0.4 y 1 kb serían equivalentes a contenidos de H_2O comprendidos entre 3.3 y 5.5% (en peso).

La ausencia virtual de minerales hidratados en las principales unidades eruptivas post-Xáltipan no implica necesariamente que el magma era anhidro. Composiciones ligeramente más máficas, y temperaturas promedio más altas, pueden haber inhibido la cristalización de minerales como biotita y hornblenda. Por ejemplo, el trabajo experimental de Naney (1983) ha demostrado que en un magma riodacítico sintético, a una presión de 2 kb y temperaturas similares a las del magma de la Toba Faby o de la Ignimbrita Zaragoza, la asociación opx-pl es estable únicamente cuando el contenido de H_2O varía entre 2 y 3% (en peso). Si el contenido de agua es menor, entonces tiene lugar la cristalización de clinopiroxeno, y si el contenido de agua es mayor, la plagioclasa deja de ser estable. La transición en las asociaciones minerales de la Toba Faby de (pl-opx-ox) a (pl-opx-cpx-ox) podría ser un ejemplo natural de la influencia de las variaciones verticales dentro de la cámara magmática en el contenido de H_2O . Sin embargo, las comparaciones con contenidos de H_2O determinados experimentalmente deben de efectuarse con cuidado, ya que pequeñas diferencias en el contenido de elementos mayores pueden inducir cambios significativos en los campos de estabilidad de los distintos minerales (compárense, por ejemplo, los resultados de Naney, 1983, con los resultados de Maaloe y Willie, 1975).

En el caso de Los Humeros, los datos disponibles son demasiado escasos para poder confirmar si además del zoneamiento composicional y térmico de la cámara magmática existía también un zoneamiento en el contenido de volátiles. Sin embargo, Hildreth (1981) ha presentado argumentos que sugieren que la migración y concentración de volátiles hacia la cima de cámaras magmáticas someras es un fenómeno común, como lo indican: (1) el incremento en el contenido de ferocristales en productos progresivamente más máficos de muchas unidades eruptivas (véase la siguiente sección), (2) el enriquecimiento relativo de F y Cl

en la pómez más silfca de algunas erupciones, (3) la estimación de f_{H_2O} en un gran número de muestras de la Toba Bishop (EUA), (4) el hecho de que minerales hidratados como biotita y hornblenda sólo se encuentran en la pómez más silfca de algunas erupciones, y (5) el hecho de que en muchos depósitos piroclásticos (e.g., la Ignimbrita Zaragoza; Ferriz y Mahood, 1984) existe evidencia de que la velocidad de salida de los productos piroclásticos disminuyó a medida que la erupción progresaba, de tal manera que el mecanismo de emplazamiento cambió de caída libre a flujo piroclástico; dado que la velocidad de salida es en parte función del contenido de volátiles del magma (Sparks *et al.*, 1978) la disminución progresiva en la velocidad parece implicar contenidos menores de volátiles en los niveles inferiores de la cámara.

CONTENIDO DE FENOCRISTALES

Como se muestra en la Tabla 3, las principales unidades eruptivas de Los Humeros muestran grandes variaciones en el contenido de fenocristales. Estas variaciones están representadas gráficamente en la figura 11,

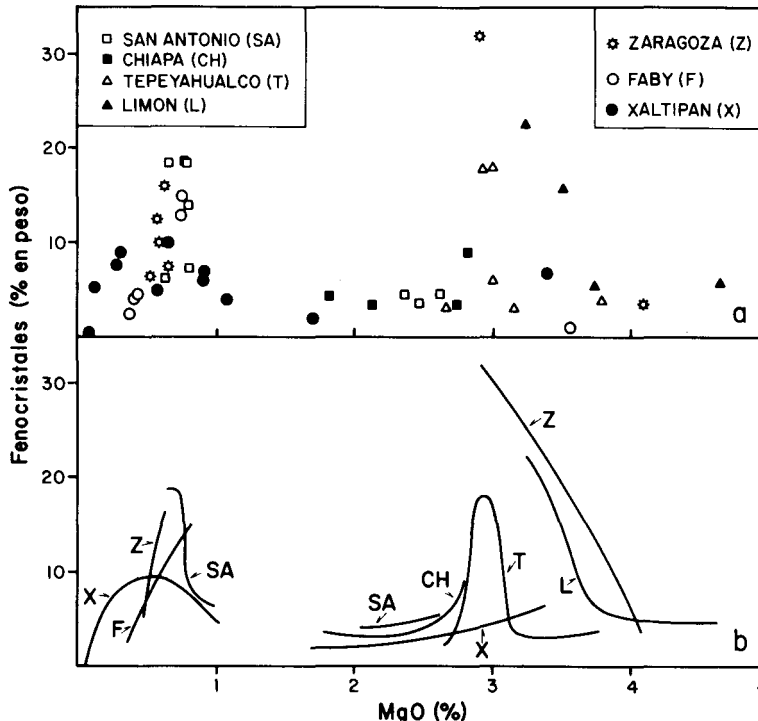


Fig. 11. Variaciones en el contenido de fenocristales de las principales unidades eruptivas del centro volcánico de Los Humeros en función de su contenido de MgO (en peso%). (a) Datos. (b) Distribuciones idealizadas.

en la que el contenido de fenocristales (en peso %) ha sido graficado en contra del contenido de MgO de cada muestra. Este último valor es un buen indicador del carácter máfico de una muestra dada.

En las porciones silíceas de las tres unidades piroclásticas principales (Xáltipan, Faby y Zaragoza) se observan patrones similares de aumento en el contenido de fenocristales de la pómez, a medida que su contenido de MgO aumenta. Esto indica que los niveles superiores de la cámara magmática, en los que el contenido de MgO era mínimo, siempre estuvieron caracterizados por un contenido de fenocristales relativamente bajo, y que los 200 000 años de reposo entre cada una de las tres erupciones piroclásticas fueron tiempo suficiente para que se regeneraran patrones similares de abundancias relativas de fenocristales. Nótese que ninguno de estos patrones es la extensión de los otros dos; por ejemplo, la pómez con menos cristales de la Toba Faby tiene el mismo contenido de MgO que la pómez con más fenocristales de la Ignimbrita Xáltipan.

Dado que los niveles superiores de la cámara se encontraban adyacentes a la principal superficie de enfriamiento, es de esperarse que la temperatura haya sido menor en ellos que en los niveles inferiores, y por lo tanto parece haber una contradicción con el hecho de que tenían el

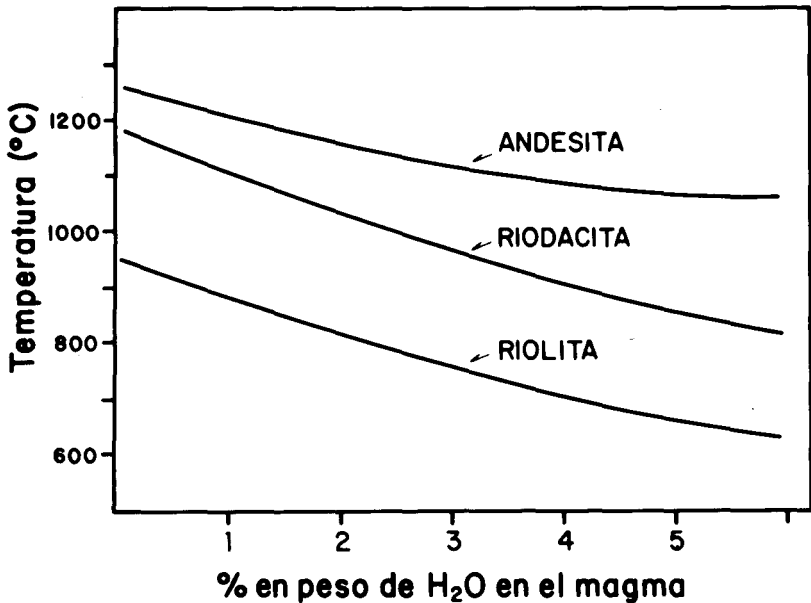


Fig. 12. Efecto de la composición y contenido de H₂O en la temperatura del liquidus del magma a partir del trabajo experimental de Burnham y Jahns (1962), Egger (1972), y Maaloe y Wyllie (1975).

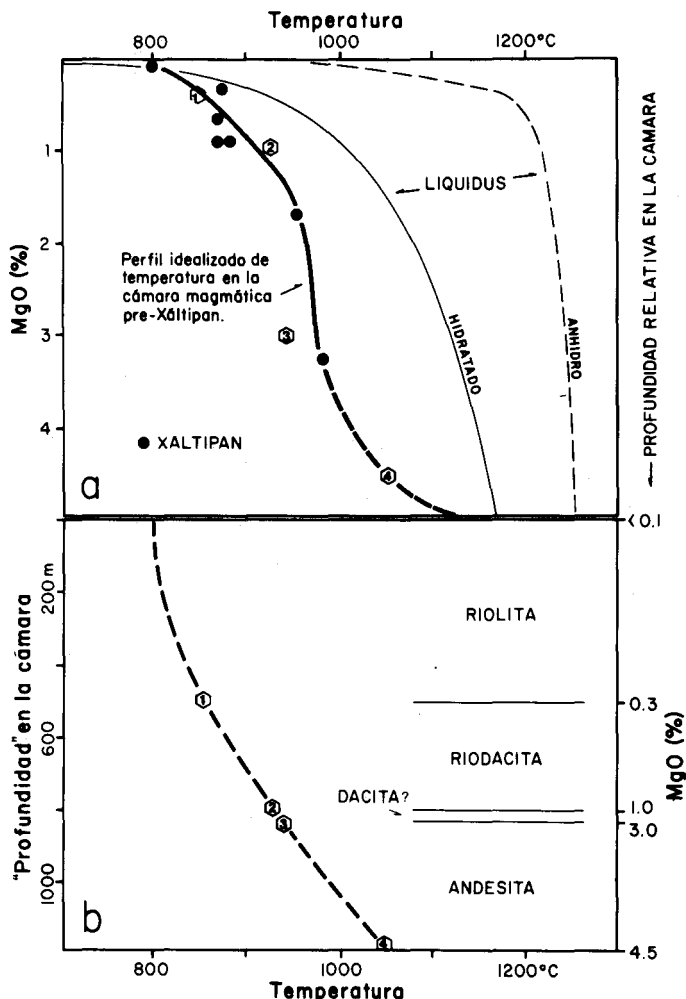


Fig. 13. (a) Comparación entre gradientes hipotéticos de temperatura del magma y de temperatura del liquidus en función del contenido de MgO (en peso %) del magma. El gradiente de temperatura del magma está basado en temperaturas estimadas por medio de óxidos de Fe y Ti de fragmentos de pómez y escoria de la Toba Xáltipan; la extensión discontinua es hipotética. Los gradientes en la temperatura del liquidus están basados en los resultados experimentales de Burnham y Jahns (1962), Egger (1972), y Wyllie (1975). La curva rotulada "hidratado" presupone un gradiente continuo en el contenido de H_2O desde 5% (en peso) en la porción superior de la cámara hasta 2% en los niveles inferiores. (b) Gradiente hipotético de temperatura del magma en función de "profundidad" en la cámara magmática. La "profundidad" ha sido estimada a partir de los volúmenes de magma extruidos, e idealizando la cámara como un cilindro de 16 km de diámetro (el diámetro promedio de la caldera de Los Humeros). Los hexágonos numerados representan puntos arbitrarios pero equivalentes en (a) y (b).

Después del aumento inicial, el contenido de fenocristales de algunas unidades tiende a disminuir. Por ejemplo, en la figura 11 se observa que el contenido de fenocristales de la pómez de la Ignimbrita Xáltipan eventualmente alcanza un máximo, disminuye, y finalmente parece aumentar nuevamente en los productos más máficos. La porción andesítica de la Ignimbrita Zaragoza muestra una disminución pronunciada en el contenido de fenocristales (figura 11), pero es incierto si los patrones de las porciones riódacítica y andesítica se unen a través de un máximo, o si representan dos máximos separados por un intervalo en que el contenido de fenocristales es bajo. Los derrames compuestos Tepeyahualco y Limón también muestran variaciones pronunciadas en el contenido de fenocristales (figura 11). En el primero se observa un máximo muy pronunciado, mientras que en el segundo existe una disminución rápida en el contenido de cristales a medida que el contenido de MgO aumenta. Los patrones de la porción andesítica de la Ignimbrita Zaragoza y de los derrames Tepeyahualco y Limón son similares, pero nuevamente ninguno es la extensión de los otros, y de hecho no se traslapan. Por ejemplo, las muestras con más fenocristales del derrame Limón tienen el mismo contenido de MgO que las muestras con menos cristales del derrame Tepeyahualco.

El tipo de continuidad existente entre los patrones observados en porciones riódacíticas y andesíticas es incierto, como hice notar en el caso de la Ignimbrita Zaragoza. El patrón de la Ignimbrita Xáltipan sugiere la existencia de un mínimo intermedio, como lo sugieren también los patrones combinados de las lavas San Antonio y Chiapa (figura 11). Sin embargo, dado que las erupciones de las lavas San Antonio y Chiapa no pueden ser consideradas como eventos instantáneos, cabe la posibilidad de que el mínimo sugerido por la combinación de ambos patrones sea fortuito.

La inversión del patrón de abundancia de fenocristales en los productos de una unidad eruptiva con zoneamiento composicional puede ser explicada, conceptualmente, haciendo referencia a la figura 13a, en la que el gradiente de temperatura del magma ha sido extendido hipotéticamente. La pendiente de este gradiente no disminuye monotónicamente debido a que la temperatura del magma no depende de su contenido de MgO, sino del volumen o "espesor" de los distintos niveles composicionales. Es por esto que, a pesar de que en una gráfica de temperatura vs. "profundidad" en la cámara sería de esperarse que el gradiente fuera monotónico (e.g., figura 13b), este mismo gradiente adop-

contenido más bajo de fenocristales. La solución de esta aparente contradicción radica en el hecho de que la temperatura del liquidus del magma (la temperatura a la que el primer cristal se forma en un magma en enfriamiento) disminuye a medida que su carácter máfico disminuye, y a medida que su contenido de volátiles aumenta (figura 12). Por lo tanto, en una cámara magmática zonada de riolita hacia la cima hasta andesita en niveles inferiores, habrá un incremento correspondiente en la temperatura del liquidus de cima a base (figura 13a). Si además del zoneamiento composicional existe una concentración de volátiles en la porción superior de la cámara, entonces la variación de la temperatura del liquidus será particularmente abrupta en los niveles superiores.

Los cambios en el contenido de fenocristales en los productos de unidades que exhiben un fuerte zoneamiento composicional pueden ser explicados, como se ilustra en la figura 13a, por las diferencias que existen entre el gradiente actual de temperatura en la cámara y el gradiente de la temperatura del liquidus. En efecto, el contenido de fenocristales en un magma de composición específica aumenta a medida que la diferencia entre su temperatura actual y la temperatura del liquidus aumenta. La figura 13a puede ser considerada como una imagen instantánea (e idealizada) de las condiciones de la cámara magmática poco antes de la erupción de la Ignimbrita Xáltipan, e ilustra tres puntos: (1) Existía un gradiente de temperatura en la cámara magmática, de tal manera que los niveles riolíticos superiores se encontraban en efecto a menor temperatura que los niveles andesíticos inferiores. (2) A pesar de que la temperatura del magma era menor en los niveles superiores, esta temperatura puede haber coincidido con la temperatura del liquidus, o inclusive haber sido ligeramente más alta, en el caso de que haya existido una concentración de volátiles en estos niveles. Sería de esperarse, por tanto, que el magma que ocupaba la porción superior de la cámara fuera afírico, o que tuviera un contenido bajo de fenocristales, predicción que concuerda con lo observado en la pómez más silícica de las tres unidades piroclásticas principales (Xáltipan, Faby y Zaragoza). (3) A medida que el magma se va haciendo más máfico, la diferencia entre la temperatura actual del magma y la temperatura del liquidus aumenta inicialmente, por lo que sería de esperarse que el contenido de fenocristales aumente progresivamente, como se observa en los productos de las tres erupciones principales.

ta una forma sigmoidal en la gráfica T-MgO (figura 13a). En contraste, el gradiente de la temperatura del liquidus depende únicamente de la composición del magma, y es, por tanto, monotónico en la gráfica T-MgO. El hecho de que diferentes parámetros controlen ambos gradientes hace que la curvatura del perfil de temperatura del magma sea opuesta a la de la temperatura del liquidus (figura 13a), de tal manera que, a pesar de que la diferencia entre los dos gradientes inicialmente aumenta, esta diferencia podría en principio alcanzar un máximo y luego disminuir, lo que resultaría en una inversión en el contenido de fenocristales.

COMPARACIONES REGIONALES E IMPLICACIONES TECTONICAS

Un resumen del conocimiento actual del magmatismo silíceo del Eje Neovolcánico Mexicano se presenta en Ferriz y Mahood (en revisión). Sin embargo, es conveniente hacer aquí una breve comparación entre la evolución del centro volcánico de Los Humeros y los centros de La Primavera, Amealco, y Huichapan (figura 1), para mostrar que el zoneamiento composicional del primero no es un rasgo único, y para introducir una hipótesis preliminar acerca de las implicaciones tectónicas de este tipo de magmatismo.

El centro volcánico de La Primavera, localizado al oeste de Guadalajara (figura 2), ha sido el objeto de un detallado estudio estratigráfico, geocronológico, y petrológico presentado recientemente por Mahood (1980, 1981a, 1981b). El presente resumen está basado en estos trabajos. Las edades citadas han sido obtenidas por el método de K-Ar (Mahood y Drake, 1983).

El primer evento volcánico que puede ser relacionado con el centro de La Primavera fue la erupción de lavas riolíticas cuyas edades varían entre 0.14 y 0.095 Ma. Posteriormente tuvo lugar la erupción y emplazamiento de la Toba Tala, una secuencia eruptiva, datada en 0.095 Ma, que incluye una ignimbrita y tobas riolíticas de caída libre. El volumen de magma representado por esta erupción se ha estimado entre 32 (Wright, 1981) y 40 (Mahood, 1983) kilómetros cúbicos. La pómez de la primera parte de la erupción es ligeramente peralcalina, mientras que la de la última parte es metalumínica. La erupción de la Toba Tala provocó el colapso de una caldera somera de 11 km de diámetro, que fue rápidamente ocupada por un lago. Al mismo tiempo que se acumulaban en la depresión sedimentos lacustres, diversos grupos de domos riolíticos hicieron erupción en la porción central de la caldera y a lo largo de la zo-

na de fractura anular. Estos grupos de domos tienen edades radiométricas esencialmente indistinguibles de la edad de la Toba Tala, y probablemente se emplazaron en un período máximo de 10 000 años después de ella. Sus composiciones son similares o ligeramente más máficas que la de la pómez de la última etapa de erupción de la Toba Tala. Mahood (1981a, 1981b) atribuye los cambios observados en la composición de la pómez de la ignimbrita, y en la composición de los domos emplazados inmediatamente después del colapso de la caldera de La Primavera, a la erupción de niveles progresivamente más profundos de una cámara magmática zonada.

Después de un periodo de relativa inactividad volcánica, durante el cual se depositaron ~30 m de sedimentos lacustres, un nuevo grupo de domos hizo erupción a lo largo de la porción sur de la zona de fractura anular de la caldera, hace ~0.075 Ma. El emplazamiento de estos domos fue seguido por un suave levantamiento del bloque colapsado, lo que puso fin a la sedimentación lacustre. El levantamiento, que Mahood (1980) atribuye al ascenso de magma, culminó en la erupción de un grupo de domos al sur de la caldera. Las edades de estos domos varían entre ~0.06 y 0.03 Ma. Las lavas de los domos emplazados hace 0.075, 0.06 y 0.03 Ma son progresivamente menos peralcalinas, y enriquecidas en Si, Rb, y Cs a medida que la edad decrece. Mahood (1981a, 1981b) las considera como el resultado de la erupción progresiva de "muestras" de magma de la parte superior de la cámara magmática. El volumen total de magma riolítico extruído en La Primavera se ha estimado en aproximadamente 60 kilómetros cúbicos (Walker *et al.*, 1981; Mahood, 1983).

Mahood (1981b) ha demostrado que los procesos de fusión parcial progresiva o cristalización fraccionada, por sí solos, son incapaces de explicar el zoneamiento composicional de la Toba Tala, o los cambios progresivos en la composición de los domos emplazados durante los últimos 0.075 Ma. El zoneamiento composicional es probablemente debido, particularmente en lo que respecta a elementos traza, a la difusión de complejos volátiles disueltos, en la presencia de gradientes térmicos y gravitacionales, en un magma enriquecido en H₂O, F, y Cl. Por otra parte, la evolución de la porción superior de la cámara magmática durante los últimos 0.075 Ma parece ser debida a la difusión de elementos en un magma relativamente anhidro, a medida que el estado de polimerización del magma aumentaba (Mahood, 1981a, 1981b).

El centro volcánico de Amealco está localizado 130 km al noroeste de la ciudad de México. Sánchez (1978) lo describe como una caldera de 11 km de diámetro, cuya porción sur está truncada por una falla normal regional. El colapso de esta depresión fue probablemente debido a la erupción de la Ignimbrita Amealco, en la cual se observa pómez riolítica y dacítica. La ignimbrita cubre un área de $\sim 1200 \text{ km}^2$, y G. Sánchez R. (comunicación escrita, 1984) estima su volumen entre 35 y 180 km^3 . Después del emplazamiento de la ignimbrita, lavas dacíticas y riolíticas hicieron erupción en el centro del bloque colapsado, mientras que en su periferia hicieron erupción lavas andesíticas y basálticas. La edad del centro volcánico de Amealco no ha sido establecida, pero G. Sánchez R. (comunicación escrita, 1984) hace notar que la Ignimbrita Amealco cubre lavas que han sido datadas radiométricamente (K-Ar) en 5 Ma.

La caldera de Huichapan es una depresión de aproximadamente 9 km de diámetro, localizada 100 km al nor-noroeste de la ciudad de México. El colapso de esta depresión fue probablemente consecuencia de la erupción de la Ignimbrita Donguinyo, para la cual Yáñez (en preparación) reporta una edad radiométrica (K-Ar) de $4.2 \pm 0.3 \text{ Ma}$. La ignimbrita, en la cual se observa tanto pómez riolítica como escoria andesítica, representa un volumen mínimo de 10 km^3 de magma (Yáñez, en preparación). La ignimbrita está cubierta localmente por una gruesa secuencia de tobas de caída libre, en las que son comunes fragmentos de pómez formados por bandas alternantes de composición riolítica y andesítica. Después del colapso, se acumularon en el interior de la caldera sedimentos lacustres, se emplazó un domo riolítico en su porción sur, y se formó un pequeño volcán dacítico en su porción occidental. Varios conos de escoria hicieron erupción a lo largo de las márgenes de la caldera, así como en las laderas que la rodean. Extensos derrames de andesitas y basaltos derivados de estos conos cubrieron a la Ignimbrita Donguinyo y a las tobas lapillíticas que la suprayacen (Yáñez, en preparación).

A pesar de que no se puede afirmar que la evolución del centro volcánico de Los Humeros sea representativa de todos los centros volcánicos silícicos del Eje Neovolcánico, no dejan de existir ciertas semejanzas entre éste y los centros de La Primavera, Amealco y Huichapan. Por ejemplo, la evolución de La Primavera guarda notables semejanzas con el ciclo volcánico de la caldera de Los Humeros, que es esencialmente

riolítico, mientras que Amealco y Huichapan comparten muchas características con el ciclo volcánico de la caldera de Los Potreros, en que la asociación entre magmas silíceos y andesíticos es particularmente obvia.

Las diversas hipótesis formuladas para explicar el origen de los magmas riolíticos han sido resumidas recientemente por Hildreth (1981), e incluyen: (1) Diferenciación de los magmas máficos o intermedios a través de cristalización fraccionada, tal vez acompañada de asimilación parcial de las rocas encajonantes. (2) Diferenciación de los magmas menos silíceos a través de la difusión o transferencia de complejos volátiles. (3) Fusión parcial de los precursores máficos de la etapa de volcanismo silíceo. (4) Fusión parcial de la corteza continental. (5) Separación de los magmas silíceos a partir de diapiros corticales parcialmente fundidos de composición intermedia. Estos mecanismos no son mutuamente exclusivos y, de hecho, es sumamente probable que varios de ellos hayan operado simultánea o secuencialmente para generar los grandes volúmenes de magma riolítico representados por algunas erupciones piroclásticas. Hildreth (1981) también hace notar que aun cuando estos mecanismos implican diferentes procesos, todos tienen un común denominador: la inyección de magmas máficos en la corteza. En efecto, los magmas máficos no sólo constituyen el punto de partida de los mecanismos de diferenciación, sino que también constituyen la única fuente razonable de energía térmica para promover la fusión parcial de segmentos de la corteza continental (Christiansen y Lipman, 1972; Eichelberger y Gooley, 1977; Shaw, 1980).

A partir de esta concepción fundamentalmente basáltica del magmatismo continental, Hildreth (1981) ha sugerido que el tipo de centro volcánico desarrollado en una porción restringida de la corteza dependerá de (1) el ritmo de aporte a la base de la corteza de magmas máficos derivados de la astenosfera, y (2) el ritmo de percolación de estos magmas a través de la litosfera, que a su vez es función del ambiente local de esfuerzos. Por ejemplo, en un área sometida a esfuerzos compresionales en que el ritmo de inyección de magma basáltico es moderado se podrían favorecer grados avanzados de fusión de la corteza, la diferenciación del magma basáltico, y la mezcla entre magma basáltico, los productos de su diferenciación, y magmas derivados de la fusión parcial de la corteza, para originar un centro volcánico andesítico tal como los grandes estratovolcanes de México Central. Por otra parte, en áreas sometidas a un régimen moderado de extensión se podría favorecer la se-

paración de magmas riolíticos producto de fusión parcial de la corteza o de la diferenciación de magmas máficos, y su coalescencia en cámaras magmáticas someras del tipo representado por los centros volcánicos silícicos del Eje Neovolcánico.

La evolución de centros volcánicos como Los Humeros, Amealco y Huichapan sugiere una estrecha relación entre el magmatismo silícico, andesítico y basáltico, y la distribución selectiva de los diversos tipos de centros volcánicos sugiere la existencia de amplias áreas dentro del Eje Neovolcánico que pudieran estar sometidas a diferentes regímenes de esfuerzos. En efecto, los grandes estratovolcanes construidos por volcanismo eminentemente andesítico se encuentran localizados selectivamente en la porción sur del Eje, y en grupos de estratovolcanes orientados norte-sur, como los de los volcanes Cántaro - Nevado de Colima - volcán de Colima, Tláloc - Iztaccíhuatl - Popocatepetl, y Cofre de Perote - Sierra Negra - Citlaltépetl, los volcanes meridionales conservan morfologías volcánicas, mientras que los volcanes septentrionales se caracterizan por edificios profundamente erosionados. Aparentemente, la actividad volcánica andesítica ha migrado hacia el sur a lo largo de estos alineamientos (figura 1). La migración hacia el sur de los focos activos del volcanismo andesítico, perpendicular a la faja volcánica pero persistente a través de ella, podría representar la migración hacia el sur de un amplio dominio de esfuerzos compresionales. Por otra parte, la localización selectiva de la mayoría de los centros volcánicos silícicos en la porción norte del Eje Neovolcánico, a una considerable distancia por "detrás" del frente definido por los volcanes andesíticos activos (figura 1), podría estar controlada por un amplio régimen de extensión en la litosfera, hipótesis que en términos generales, concuerda con la tectónica extensional plio-pleistocénica de la porción norte del Eje Neovolcánico. Estas ideas a la fecha no pasan de ser simples modelos hipotéticos, y para aceptarlas o rechazarlas el número de estudios geológicos de detalle en los diversos tipos de centros volcánicos deberá de aumentar.

CONCLUSIONES

Durante los últimos 460 000 años varias erupciones "muestrearon" periódicamente la cámara magmática de Los Humeros. Los productos de estas voluminosas erupciones están zonados en composición, mineralogía, y contenidos totales de fenocristales. La estimación de parámetros intensivos indica que la cámara estaba también zonada en temperatura y fugacidad del oxígeno, y probablemente también en contenido de vo-

látiles. Los niveles riolíticos y riódacíticos superiores se encontraban a menor temperatura que los niveles andesíticos o basálticos inferiores, y probablemente tenían un contenido más alto de volátiles. Las semejanzas en el rango de las composiciones presentes en cada una de las principales unidades eruptivas, y la continuidad térmica entre las diversas composiciones, indican que la coexistencia de magmas silícicos y andesíticos en la misma cámara magmática era un proceso estable, y no el resultado de la inyección fortuita de magma andesítico en una cámara magmática silfcaica.

La interpretación petrogenética del sistema magmático de Los Humeros debe incorporar datos adicionales a los presentados en este artículo, particularmente en lo que respecta a la composición química de las rocas (Ferriz y Mahood, en preparación). Sin embargo, el estudio mineralógico impone algunas restricciones que deben ser incorporadas en los modelos petrológicos: (1) Dado que cada erupción incluye "muestras" de un amplio rango de los niveles composicionales de la cámara, los modelos de cristalización fraccionada quedan restringidos por la mineralogía y las proporciones modales observadas en los distintos productos de cada erupción, así como por los volúmenes relativos de cada uno de los diversos tipos de magmas (cf. Verma y López, 1983; Verma, 1984). (2) La existencia de distintas asociaciones minerales dentro de los productos de las diversas erupciones sugiere que los mecanismos de extracción de cristales fueron anormalmente eficientes, o que algunos de los minerales presentes en cada asociación, si no es que todos, se formaron después de que el zoneamiento composicional se había desarrollado. (3) El proceso de mezcla de magmas en Los Humeros está ampliamente documentado por la presencia de xenocristales e inclusiones de magmas máficos en los productos silfcaicos. Sin embargo, su importancia petrogenética relativa aún no ha sido establecida. El volumen reducido de magma dacítico en Los Humeros sugiere que la mezcla entre magmas silfcaicos y máficos fue limitada, pero aun los grados limitados de mezcla pueden tener influencias notables en los indicadores petrogenéticos como cocientes isotópicos o abundancia de elementos traza. (4) La temperatura de los distintos niveles de la cámara no cambió notablemente en los últimos 460 000 años. Los modelos térmicos conductivos (e.g., Smith y Shaw, 1978, figura 3) sugieren que a menos que el sistema haya recibido una alimentación continua de energía térmica, por ejemplo, en la forma de inyección episódica o continua de magma basáltico, la temperatura de la cámara magmática no hubiera podido permanecer cons-

tante por un período tan largo. Las hipótesis petrogenéticas deben, por tanto, tomar en cuenta el hecho de que la cámara era probablemente un sistema abierto.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido auspiciado por la Comisión Federal de Electricidad (México), Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (México), Petroleum Research Fund administrado por American Chemical Society (EUA), y National Science Foundation (EAR-8121380; G. Mahood) (EUA). Los análisis químicos fueron realizados por cortesía de R. L. Smith y Analytical Laboratories Branch del U. S. Geological Survey. Deseo expresar mi agradecimiento a M. Rivers y C. Ueng por su ayuda en la operación de las microsondas, y a D. Boden, G. Mahood, D. Pohl, C. E. Seedorff, y dos árbitros anónimos por haber revisado el manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, R. (Editor), 1978. Los Humeros Caldera, Special Issue, *Geof. Int.*, 17, 407-478.
- BOHLEN, S. R., D. R. PEACOR and E. J. ESSENE, 1980. Crystal chemistry of a metamorphic biotite and its significance in water barometry, *Am. Mineral.*, 68, 477-493.
- BUDDINGTON, A. F. and D. H. LINDSLEY, 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, *J. Petrology*, 5, 310-357.
- BURNHAM, C. W. and R. H. JAHNS, 1962. A method for determining the solubility of water in silicate melts, *Am. J. Science*, 260, 721-745.
- BURNHAM, C. W., J. R. HOLLOWAY and D. F. DAVIS, 1969. Thermodynamic properties of water to 1 000° C and 10 000 bars, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 132, 96 p.
- CARMICHAEL, I. S. E., 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 36-64.
- CARMICHAEL, I. S. E., J. NICHOLLS, F. J. SPERA, B. J. WOOD, and S. A. NELSON, 1977. High temperature properties of silicate liquids: Applications to the equilibration and ascent of basic magma, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A.*, 286, 373-431.
- CARMICHAEL, I. S. A., F. J. TURNER and J. VERHOOGEN, 1974. *Igneous Petrology*. McGraw-Hill Book Co., New York, 739 p.

- co de Los Humeros, estados de Puebla y Veracruz, México. Edición preliminar, Comisión Federal de Electricidad, J. de la Barrera 37, Satélite, México, 53100, MEXICO.
- FINNERTY, A. A. and F. R. BOYD, 1978. Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 77, 713-717.
- GILL, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer-Verlag, New York, 390 p.
- HILDRETH, E. W., 1977. The magma chamber of the Bishop Tuff: Gradients in temperature, pressure composition (Ph. D. Thesis), Berkeley, University of California, 328 p.
- HILDRETH, E. W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers, in Chapin, C.E., Elston, W. E., eds., *Ash-flow Tuffs*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 180, p. 43-75.
- HILDRETH, E. W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism, *J. Geophys. Res.*, B86, 10153-10192.
- HILDRETH, E. W., 1983. The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 1-56.
- HUEBNER, J. S., 1980. Pyroxene phase equilibria at low pressure. in Prewitt, C. T., ed., *Pyroxenes*, Mineral Soc. Am. *Reviews in Mineralogy*, 7, 213-288.
- LEAKE, B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, 1023-1052.
- LINDSLEY, D. H., 1983. Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 68, 477-493.
- LIPMAN, P. W., R. L. CHRISTIANSEN and T. J. O'CONNOR. 1966. A compositionally zoned ash-flow sheet in Southern Nevada. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 524-F, 47 p.
- MAALOE, E. and P. J. WYLLIE. 1975. Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contrib. Mineral Petrol.*, 52, 175-191.
- MAHOOD, G. A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 199-230.
- MAHOOD, G. A., 1981a. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.*, 77, 129-149.

- MAHOOD, G. A., 1981b. A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, México, *J. Geophys. Res.*, B86, 10137-10152.
- MAHOOD, G. A., 1983. Discussion of "The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major Late Quaternary Mexican eruption" by J. V. Wright, *Bull. Volcanol.*, 46, 103-106.
- MAHOOD, G. A. and R. A. DRAKE, 1983. K-Ar dating young volcanic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1232-1241.
- MATHEZ, E. A., 1973. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks, *Contrib. Mineral Petrol.*, 41, 61-72.
- McBIRNEY, A. R., 1980. Mixing and unmixing of magmas, *J. Volcanol Geotherm. Res.*, 7, 357-371.
- NANEY, M. T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems, *Am. J. Science*, 283, 993-1033.
- NICHOLS, R. L., 1936. Flow units in basalts, *J. Geol.*, 44, 617-630.
- PALACIOS, L. H. y H. GARCIA, 1981. Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros - Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 99 p.
- SANCHEZ, G., 1978. The Amealco caldera, *Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog.*, 10, 145.
- SHAW, H. R., 1974. Diffusion of H₂O in granitic liquids, Part I. Experimental data; Part II. Mass transfer in magma chambers, in *Geochemical Transport and Kinetics*, editado por A. W. Hofmann, B. J. Gilette, H. S. Yoder and R. A. Yund, *Carnegie Inst. Wash. Publ.*, 634, 139-170.
- SHAW, H. R., 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface, in *Physics of Magmatic Processes*, editado por E. B. Hargraves, p. 201-264, Princeton University Press, Princeton, USA.
- SMITH, R. L., 1979. Ash-flow magmatism, in Chapin, C. E., Elston, W. E., eds., *Ash-flow Tuffs*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 180, 5-27.
- SMITH, R. L. and R. A. BAILEY, 1966. The Bandelier Tuff: A study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers, *Bull. Volcanol.*, 29, 83-104.
- SMITH, R. L. and H. R. SHAW, 1978. Igneous-related geothermal systems, U. S. Geol. Surv., Circular 790, 12-17.
- SPARKS, R. S. J., L. WILSON and G. HULME, 1978. Theoretical

- modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse, *J. Geophys. Res.*, *B83*, 1727-1739.
- SPENCER, K. J. and D. H. LINDSLEY, 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides, *Am. Mineral*, *66*, 1189-1201.
- STORMER, J. C., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides, *Am. Mineral*, *68*, 586-594.
- SWANSON, D. A., T. L. WRIGHT and R. T. HELZ, 1975. Linear vent systems and estimated rates of magma production and eruption for the Yakima basalt on the Columbia Plateau, *Am. J. Science*, *275*, 877-905.
- TAYLOR, H. P., 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *19*, 1-71.
- VERMA, S. P., 1983. Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico - Nd and Sr isotope data, *Nature*, *302*, 52-55.
- VERMA, S. P. and M. LOPEZ, 1983. Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, México, *Bull. Volcanol.*, *45*, 63-79.
- VERMA, S. P., 1984. Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *20*, 21-40.
- WALKER, G. P. L., J. V. WRIGHT, B. J. CLOUGH and B. BOOTH, 1981. Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, Mexico, *Geol. Rundsch*, *70*, 1100-1118.
- WONES, D. R., 1972. Stability of biotite - a reply, *Am. Mineral.*, *57*, 316-317.
- WONES, D. R. and H. P. EUGSTER. Stability of biotite: experiment, theory and application, *Am. Mineral*, *62*, 687-691.
- WRIGHT, J. V., 1981. The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late Quaternary Mexican eruption, *Bull. Volcanol.*, *44*, 189-212.
- YAÑEZ, C. (en preparación), Geología de la caldera de Huichapan, Hidalgo, para su presentación a *Geofísica Internacional*.
- YAÑEZ, C., y J. CASIQUE, 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros - Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz; Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 59 p.

YAÑEZ, C. y S. GARCIA, 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros - Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, Comisión Federal de Electricidad (México), Ediciones del Sector Eléctrico, 29, 98 p.

(Recibido: 24 de mayo, 1984)

(Aceptado: 30 de agosto, 1984)

Se recomienda que la referencia a este trabajo se haga en la siguiente forma:

H. Ferriz, 1985. Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México. *Geofís. Int.*, Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano - Parte 1 (Ed. S. P. Verma), Vol. 24-1, pp.