

## Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México

**Pedro Corona-Chávez<sup>1,\*</sup>, Margarita Reyes-Salas<sup>2</sup>, Víctor Hugo Garduño-Monroy<sup>1</sup>, Isabel Israde-Alcántara<sup>1</sup>, Rufino Lozano-Santa Cruz<sup>2</sup>, Ofelia Morton-Bermea<sup>3</sup> y Elizabeth Hernández-Álvarez<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Edificio U, Ciudad Universitaria, 58000 Morelia, Michoacán México

<sup>2</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México D.F. México.

<sup>3</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México D.F. México.

\* pcorona@zeus.umich.mx

### RESUMEN

*Se presenta el análisis mineralógico y geoquímico de un xenolito granítico encontrado en brechas volcánicas del Holoceno ubicadas en Arócutin, en la ribera sur del Lago de Pátzcuaro, Michoacán. La roca portadora es una andesita basáltica con fenocristales de olivino y plagioclasa, y matriz compuesta por esos minerales, además de vidrio, óxidos y escaso ortopiroxeno, así como vidrio y Cr-espinela como inclusiones en olivino. La muestra exhibe concentraciones de elementos mayores, traza y REE típicos de magmas calcialcalinos, las cuales son similares a las de otras rocas con alto contenido de magnesio del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). En particular se observa una clara analogía con las lavas enriquecidas en SiO<sub>2</sub> y empobrecidas en MgO del Volcán Parícutin emplazadas post-1947. Con base en la reacción de intercambio Fe-Mg entre olivino y la matriz, se estimaron temperaturas entre 965 y 1,149 °C, y valores de fugacidad de oxígeno (-log fO<sub>2</sub>) entre 6.25 y 7.8. La abundancia de xenocristales en el afloramiento, aunada a las evidencias de fusión parcial del xenolito granítico, así como una importante variación composicional y textural en los vidrios de la andesita basáltica y del xenolito sugieren un proceso de asimilación cortical asociado a cristalización fraccionada durante la formación de los magmas de Arócutin. Se discute brevemente la correlación regional del xenolito de Arócutin como una evidencia adicional que indica que el vulcanismo monogenético del CVMG puede tener una estrecha relación con la asimilación parcial de un substrato cortical poco profundo.*

*Palabras clave: asimilación cortical, xenolito granítico, vulcanismo monogenético, Faja Volcánica Transmexicana.*

## ABSTRACT

*A granitic xenolith was found in Holocene volcanic breccias from Arócutin village on the southern shore of the Patzcuaro lake, Michoacan State. The volcanic host rock is a clast of basaltic-andesitic composition with phenocrysts of olivine and plagioclase, and glass and scarce orthopyroxene in the matrix, as well as olivine-hosted Cr-spinels and glass inclusions. Major, trace and REE element patterns are typical of calc-alkaline rocks and resemble "high-Mg" volcanic rocks of Michoacan-Guanajuato Volcanic Field (MGVF), especially the post-1947 lava flows of Parícutin volcano. Temperatures ranging between 965 °C and 1,149 °C and  $-\log fO_2$  between 6.88 and 7.79 were estimated. Abundance of xenocrysts in the outcrop, extensive partial melting of the granitic xenolith, as well as the compositional variations of glass as a textural component suggest that crustal assimilation phenomena associated to fractional crystallization played an important role in the magmatic system of the Arócutin lavas. We argue that monogenetic volcanism and andesitic lavas of the CVMG are closely related to partial assimilation of shallow crustal basement.*

*Key words: granitic xenolith, crustal assimilation, monogenetic volcanism, Trans-Mexican Volcanic Belt.*

## INTRODUCCIÓN

A partir del principio de que los xenolitos representan una muestra estocástica del sustrato rocoso antiguo o basamento sobre el cual se emplazan los volcanes, su inclusión "azarosa" en un sistema magmático permite dilucidar diferentes aspectos como: 1) la naturaleza misma del basamento (Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994); 2) termobarometría, geometría y condiciones físicas (*e.g.*,  $fO_2$ ) del sistema magmático portador del xenolito (Ghirso y Sack, 1995). Sin embargo, uno de los principales tópicos en discusión se relaciona con la posible asimilación total o parcial de la corteza representada por el material xenolítico, la cual se lleva a cabo por variaciones en la difusión inherentes al contraste reológico de ambos sistemas y a la preferencia o selectividad de sitios estructurales (*e.g.*, cima y bordes) de la fuente o cámara magmática donde se efectúa la fusión parcial de la corteza (Grove *et al.*, 1988; McLeod y Sparks, 1998).

En México han sido realizados estudios detallados de xenolitos peridotíticos provenientes del manto, contenidos en secuencias volcánicas de la Mesa Central (Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994; Luhr y Aranda-Gómez, 1997). Sin embargo, existen pocos estudios realizados en xenolitos encontrados en el Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Aunque en la FVTM han sido reportado procesos complejos de contaminación cortical (Chesley *et al.*, 2002), así como la presencia de algunos xenolitos peridotíticos (Blatter y Carmichael, 1998), los principales hallazgos de xenolitos se han caracterizado por una predominancia de aquéllos de origen cortical (Elias-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002). En diversos casos han sido reportados xenolitos de composición granítica, los cuales en apariencia son comunes en regiones caracterizadas por vulcanismo basáltico-andesítico de tipo monogenético, semejantes al Parícutin (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987), al Jorullo

(Luhr y Carmichael 1985), o al Xitle (Sánchez-Rubio, 1978; Victoria-Morales, comunicación personal).

Sin duda, la descripción más exhaustiva que se ha hecho de los xenolitos graníticos alojados en lavas de la FVTM corresponde a los volcanes históricos Parícutin y Jorullo (Wilcox, 1954; Luhr y Carmichael, 1985; McBirney *et al.*, 1987). A partir de estos estudios se ha observado, como en ninguna parte del mundo, la influencia de los procesos de contaminación cortical en un sistema magmático y su estrecha relación con la variación composicional, en el espacio y en el tiempo, de las lavas emitidas (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987).

En este artículo se presenta una descripción petrográfica, geoquímica de roca total y de microanálisis de las fases mineralógicas de un xenolito de composición granítica alojado en una andesita basáltica del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), el cual fue colectado a ~1 km al noreste del poblado de Arócutin, Michoacán. Se discute en detalle su extrema similitud geoquímica y petrográfica con los casos de estudio de los volcanes Parícutin y Jorullo y sus posibles implicaciones con la naturaleza del basamento en relación con el vulcanismo monogenético del CVMG.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Figura 1) se encuentra ubicado en el sector central de la FVTM, a una distancia de entre 200 km y 130 km de la línea de costa o trinchera. El CVMG es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas (>40,000 km<sup>2</sup>) del mundo y contiene más de 1,000 edificios volcánicos, incluyendo maars, domos y conos cineríticos (Hasenaka y Carmichael, 1987), dentro de los cuales se exponen ~377 volcanes andesíticos en escudo de menor dimensión (*small shield volcanoes*; Hasenaka, 1994), con raros ejemplos de

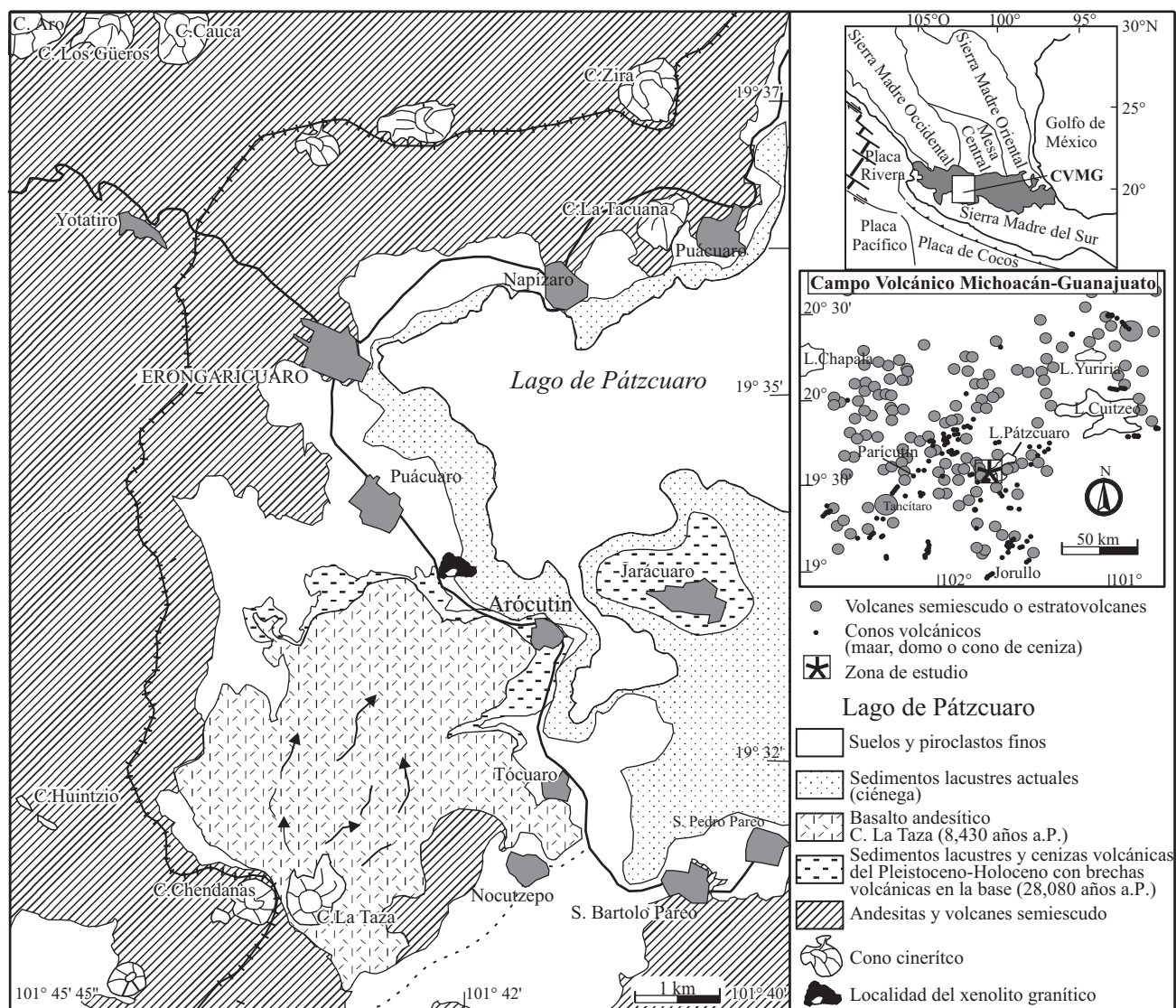


Figura 1. Localización y marco geológico de las lavas de Arócutin y del xenolito granítico. Notar el recuadro tectónico de la FVTM (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) y geología regional del CVMG (Hasenaka, 1994).

estratovolcanes (*e.g.*, Tancitaro, Patamban). Aunque se supone que el vulcanismo de la FVTM presenta edades tempranas  $\leq 12$  Ma (Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2005), se considera que el vulcanismo monogenético del CVMG comenzó hace 3 Ma y muestra una tendencia clara de migración del frente de vulcanismo activo hacia el suroeste (Ban *et al.*, 1992). De hecho, se observa que a  $\geq 300$  km de distancia de la trinchera existe una mayor concentración de volcanes en escudo con edades entre 3 y 1 Ma, mientras que a distancias menores, y en particular a 200 km, se nota una mayor concentración de conos cineríticos con edades  $< 1$  Ma (Hasenaka, 1994), donde se localizan los volcanes históricos Parícutin (Williams, 1950) y Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985). Recientemente se ha demostrado que el vulcanismo de tipo monogenético de la porción central del CVMG también se caracteriza por coexistir con

una serie de secuencias lacustres (Garduño-Monroy *et al.*, 1997; Israde-Alcántara *et al.*, 2005), las cuales en algunos casos se encuentran asociadas a sismicidad y fallas regionales todavía activas.

### ESTRATIGRAFÍA Y AFLORAMIENTO DEL XENOLITO GRANÍTICO DE ARÓCUTIN

La localidad donde fue colectado el xenolito granítico se encuentra en la porción meridional del lago de Pátzcuaro y a  $\sim 1$  km al norte-noroeste del poblado Arócutin (Figura 2), entre las coordenadas  $19^{\circ}33'51''$  de latitud norte y  $101^{\circ}42'26''$  de longitud oeste. La geología local y la tectónica del sur del lago de Pátzcuaro se caracteriza por presentar una serie de conos monogenéticos contemporáneos con secuencias

lacustres con edades  $\leq 48,000$  años a.P. (Bradbury, 2000), cuya flora evidencia un lago profundo y de aguas frías (Israde-Alcántara et al., 2005). Esta secuencia sobreyace a una serie “antigua” de derrames andesíticos de edad probable del Mioceno tardío (Garduño-Monroy et al., 1997). Sin embargo, una descripción estratigráfica detallada muestra que la distribución de unidades volcánico-lacustres está caracterizada por una serie de alternancias de diatomitas, lutitas que se intercalan con finas cenizas volcánicas, asociadas a una serie de discordancias producidas a su vez por sismos recurrentes, sistemas de fallas, aparición de volcanes, cambios climáticos y deslizamientos de masa, que en épocas más recientes han afectado el asentamiento y desarrollo de la cultura purhépecha (Israde-Alcántara et al., 2005).

La unidad litológica específica donde ha sido coleccionado el xenolito corresponde a una secuencia de brechas volcánicas basáltico-andesíticas y depósitos piroclásticos de caída. Los fragmentos son predominantemente de material escoriáceo (~70%), bombas volcánicas y fragmentos autoclásticos de derrames de lava de textura afírica, oscura, en la cual en algunos casos pueden observarse megascópicamente zonas con xenocristales de plagioclasa y/o cuarzo.

Desde el punto de vista estratigráfico, la brecha

volcánica portadora del xenolito infrayace en relativa concordancia a un horizonte laminar de ceniza volcánica (~10 cm) de la misma composición y bruscamente pasa a una secuencia lacustre de aproximadamente 13 m de espesor; la cual a su vez muestra evidentes interdigitizaciones de ceniza y arcilla (Figura 2). Por lo tanto, la edad mínima relativa de las brechas volcánicas portadoras del xenolito de Arócutin puede ser constreñida por la edad de la misma secuencia lacustre somital, la cual ha sido obtenida por el método de  $^{14}\text{C}$ , y es de 28,080 años a.P. (Israde-Alcántara et al., 2005). Sin embargo, toda la secuencia volcánico-lacustre antes descrita presenta un basculamiento relacionado con fallas normales verticales visibles a escala métrica, con planos orientados al ENE-OSO, las cuales están aparentemente relacionadas con una sucesiva deformación, levantamiento y al emplazamiento del volcán C. La Taza de 8,430 años a.P. (Hasenaka y Carmichael, 1985).

### EL XENOLITO DE ARÓCUTIN

A pesar de que en el afloramiento se observaron diversas zonas con presencia de xenocristales, se presenta

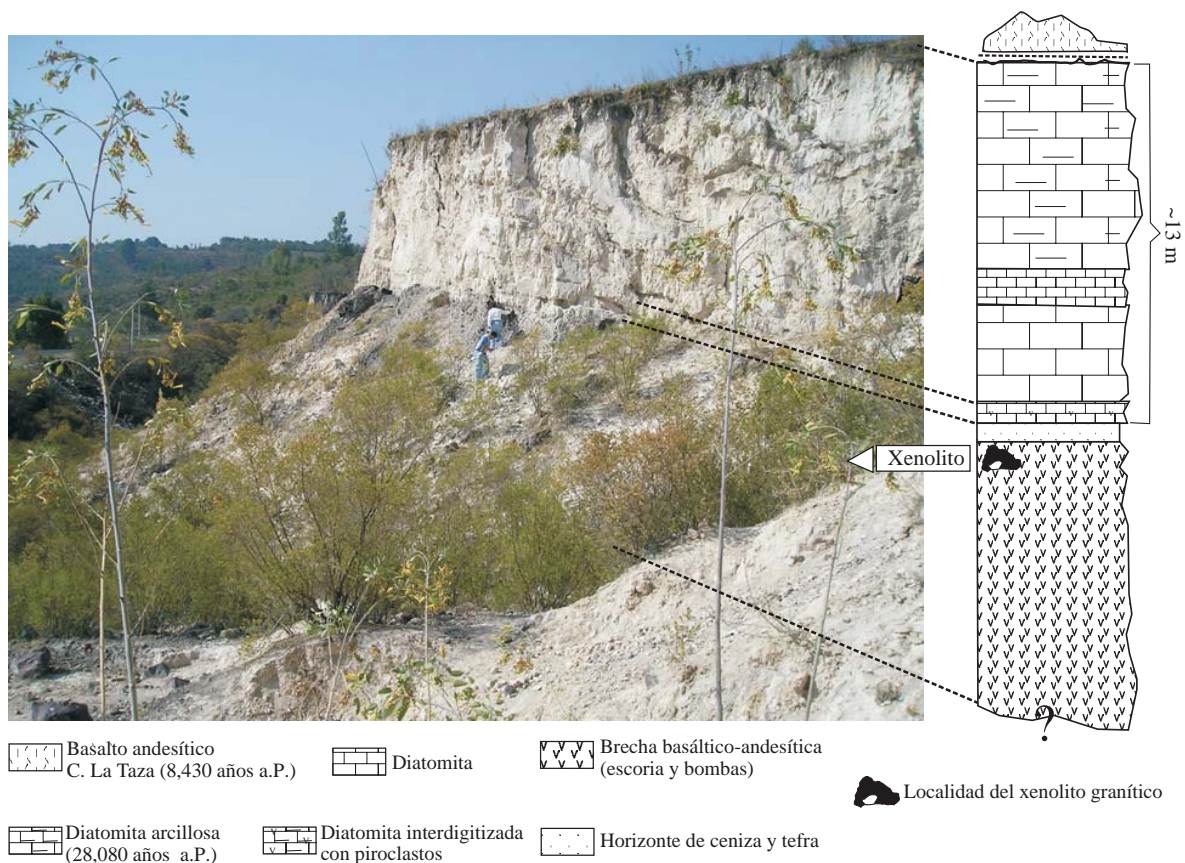


Figura 2. Afloramiento, columna y posición estratigráfica del xenolito granítico de Arócutin. El espesor aproximado de las secuencia somital de lacustres (diatomitas) es de ~13 metros y ha sido fechado en la parte media de su columna con una edad de de 28,080 años a.P. (método  $^{14}\text{C}$ ; Israde-Alcántara et al., 2005).

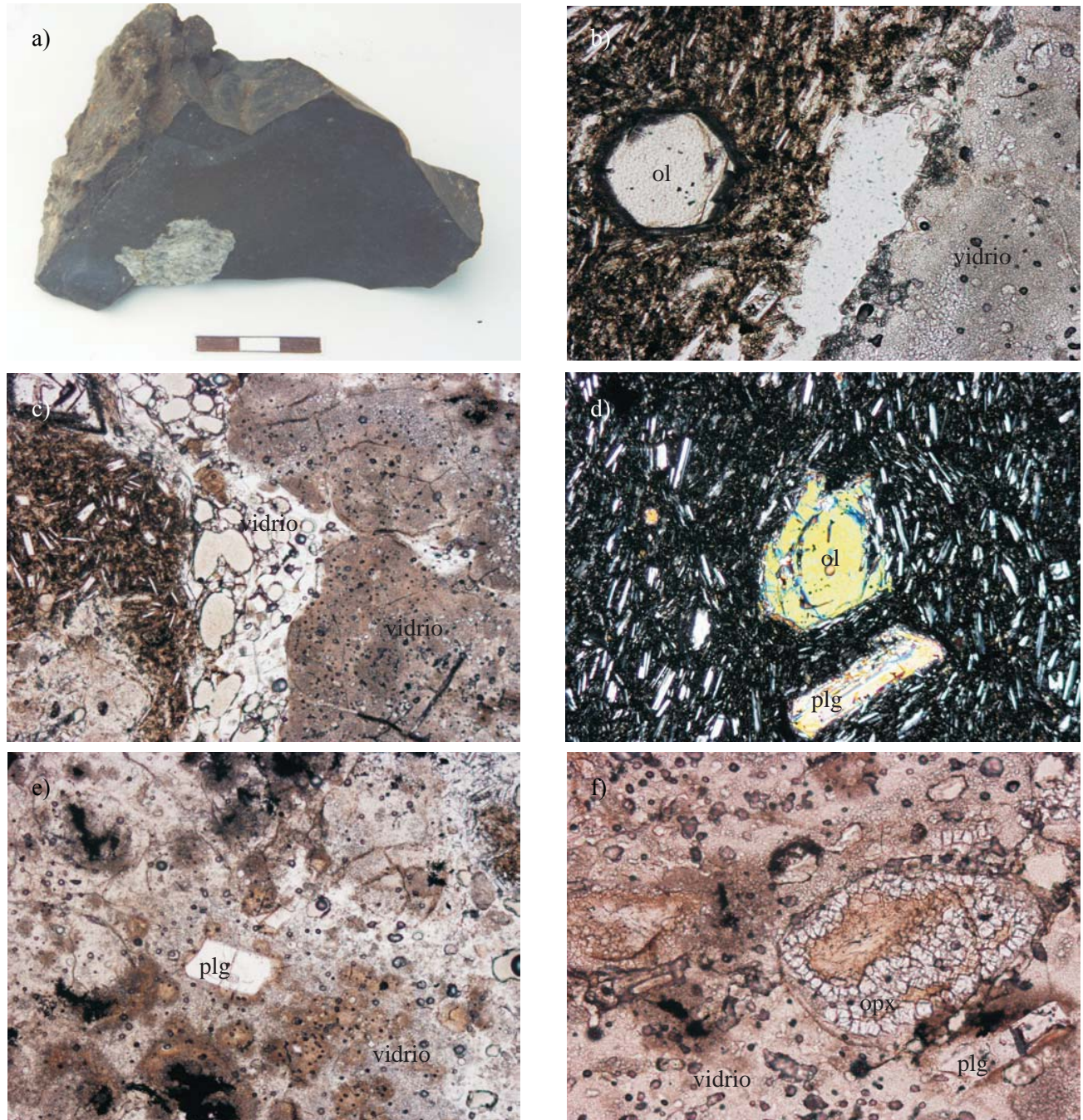


Figura 3. Fotografías y fotomicrografías de la lava y del xenolito de Arócutin. a) muestra de mano; b) contacto entre el xenolito y la andesita basáltica, en nicoles paralelos; notar el fenocristal de olivino, la alineación de los microlitos y la textura turbia y subcristalina del vidrio; c) contacto entre el xenolito y la andesita basáltica, en nicoles paralelos; notar la variación de la textura del vidrio de contacto (espumosa) y subcristalina del xenolito; d) textura traquítica de la andesita basáltica con fenocristales de olivino y plagioclasa. Notar la zonación y el borde acicular de ortopiroxeno del olivino; e) Xenolito granítico que muestra una textura espumosa (frothy) del vidrio y un relicto de plagioclasa; f) Xenolito granítico con agregados de ortopiroxeno asociado a relictos máficos inestables.

la descripción detallada de una sola muestra (Figura 3a). El xenolito leucocrático presenta una forma irregular y redondeada de ~3–4 cm. Su textura es granular muy fina y a simple vista sólo se observa cuarzo, feldespato y algunas concentraciones de relictos máficos. En contraste, la roca encajonante es oscura y esencialmente afírica. Sin embargo,

son visibles con lupa algunos cristales de plagioclasa.

Desde el punto de vista petrográfico, el xenolito se observa considerablemente fundido, lo cual ha producido una textura compuesta por relictos, minerales de neoformación y abundante vidrio que varía desde una textura espumosa (*frothy*), angulosa a sub-cristalina túrbida, así como tonos

ocre, café y translúcidos (Figuras 3a-3f). Los cristales relictos son de cuarzo y plagioclasa (oligoclasa maclada) intensamente corroídos, alterados y asociados a relictos máficos indeterminados. Los cristales de neoformación son cuarzo, albita y ortopiroxeno (Figura 3f).

Por su parte, el fragmento volcánico portador del xenolito es una andesita basáltica que muestra una textura microlítica traquítica con una matriz que está constituida por >50% de plagioclasa (~2 µm) y el resto por vidrio y en menor proporción olivino, ortopiroxeno y óxidos. Contiene aproximadamente entre 10 y 13% de fenocristales (20–50 µm; Figura 3d), los cuales son esencialmente de olivino y de plagioclasa. El olivino es comunmente eudral y puede ser homogéneo, zonado, lamelar o de tipo esquelético (asociado a ortopiroxeno pigeonítico acicular); aunque es común también encontrarlo con bordes de ortopiroxeno (y óxidos), así como con numerosas inclusiones de óxidos y vidrio con formas elípticas y esféricas.

## TÉCNICAS ANALÍTICAS

La muestra de andesita basáltica fue analizada como roca total para obtener su composición de elementos mayores y traza por el método de fluorescencia de rayos X. El instrumento utilizado fue un espectrómetro secuencial (LFRX -SIEMENS SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Berilio de 125 µm); los elementos mayores se midieron en muestra fundida y los traza en muestra prensada (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995; Verma *et al.*, 1996). El análisis de la serie de los lantánidos se realizó por medio de ICP-MS (VGEelemental modelo PlasmaQuad3®). Ambos equipos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. Los elementos mayores en vidrio, fases silicatadas y óxidos fueron analizados por medio de una microsonda electrónica JEOL JXA-8900R con sistema de dispersión de longitud de onda (WDS) en el Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM. Las condiciones de operación utilizadas fueron 20 kV como voltaje de aceleración, una corriente del haz de 20 nA y 1 µm de diámetro del haz; se disminuyó la corriente del haz a 10nA y el diámetro se aumentó a 10 µm desenfocando el haz, para los materiales vítreos. Se utilizó el método de corrección por profundidad y absorción de los rayos (ZAF).

## RESULTADOS

### Análisis de roca total y vidrio

En la Tabla 1 se presentan los resultados de los análisis en roca total de elementos mayores y traza obtenidos por fluorescencia de rayos X e ICP-MS, para la roca encajonante (Aroc1 y Aroc2) y para el granito de Uruapan (Mi01-Uruapan). Este granito aflora aproximadamente a 2 km al sur de Uruapan y ha sido considerando como el batolito

granítico más cercano para la correlación de los xenolitos graníticos del CVMG (G-Average; en Mc Birney *et al.*, 1987). En la Tabla 2 se presentan análisis representativos de vidrio del xenolito de Arócutin y su roca encajonante obtenidos por microsonda electrónica.

Con la finalidad de comparar las tendencias geoquímicas con las de otros casos de estudio del CVMG, en las gráficas se han incluido campos que comprenden datos de análisis compilados de la literatura para rocas de diferentes localidades del CVMG (ver referencias en el pie de la Figura 4).

En el diagrama de alcalis totales vs. sílice (TAS) de la Figura 4 (Le Bas, 2000) se observa que la muestra del clasto portador del xenolito de Arócutin se ubica en el campo de

Tabla 1. Composición química de la lava basáltico-andesítica (Aroc1 y Aroc2) portadora del xenolito y del granito de Uruapan (Mi01-Uruapan). G-Average es el promedio de los análisis de muestras del granito de Uruapan reportados por McBirney *et al.* (1987). Los análisis de elementos mayores (en % en peso) se obtuvieron por FRX y los de elementos traza (en ppm) por ICP-MS.

	Aroc1	Aroc2	Mi01-Uruapan	G-Average
SiO <sub>2</sub>	57.30	57.30	63.29	67.47
TiO <sub>2</sub>	0.99	1.00	0.64	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.58	17.58	14.73	13.46
FeO	7.23	7.22	6.75	5.10
MnO	0.11	0.11	0.10	0.15
MgO	4.24	4.23	2.00	2.15
CaO	6.93	6.92	4.40	4.00
Na <sub>2</sub> O	3.91	3.92	3.30	3.30
K <sub>2</sub> O	1.53	1.53	3.28	3.66
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.31	0.31	0.80	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.31	0.12	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–
Total	100.43	100.44	100.00	100.00
Ba	508	515	496	562
Sr	556	555	165	185
Rb	25	25	139	163
Cr	84	83	49.3	28.9
Co	80	80	13.5	32.3
Ni	48	49	30.5	60
Cu	34	35	65.1	38.7
Zn	75	76	91	101
Zr	239	239	264	242
Th	<2	3	13	12.8
U	–	–	–	4.5
La	23.6	23.6	22.0	20.1
Ce	47.1	47.1	48.06	41.3
Nd	23.05	23.05	22.56	21.9
Sm	4.95	4.95	4.71	4.9
Eu	1.48	1.48	0.78	0.8
Tb	0.63	0.63	0.71	0.7
Yb	1.96	1.96	2.98	2.9
Lu	0.33	0.33	0.41	0.44
Y	16	16	26.4	
Nb	10	10	6.27	
V	142	142	105	
Pb	7	8		
Ga	4.08	4.08	15.8	

Tabla 2. Composición química de elementos mayores de los vidrios del xenolito y de la andesita basáltica encajonante de Arócutin (análisis por microsonda). Notar en base a la etiqueta la posición textural de cada análisis. AB: Andesita basáltica.

Análisis	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
5 – Matriz-AB	55.99	0.31	21.39	1.87	0.25	0.44	9.72	6.03	1.27	–	0.28	0.01	97.58
14 – Matriz-AB	55.937	1.13	17.57	6.95	0.10	1.79	8.08	3.24	2.05	–	–	–	96.86
27 – Matriz-AB	59.13	0.09	7.458	11.34	7.10	13.31	2.03	1.57	0.19	0.03	–	0.10	102.30
37 – Matriz-xenolito	80.56	0.09	10.517	1.31	0.10	0.32	0.61	2.49	3.59	–	–	0.06	100.48
29 – Matriz-xenolito	87.52	0.06	2.1	0.20	0.06	0.05	0.16	0.90	0.62	–	–	0.11	91.81
3 – Contacto-AB-xenolito	79.22	0.08	10.12	2.19	0.46	0.32	0.42	0.93	5.34	–	–	0.91	100.00
7 – Contacto-AB-xenolito	74.77	0.48	12.78	3.05	0.09	0.48	2.22	2.81	4.07	–	–	–	100.74
18 – Contacto-AB-xenolito	50.19	0.07	27.60	1.01	0.16	0.11	12.49	5.89	0.27	0.01	–	0.21	98.99
5 – Inclusión-olivino	57.24	0.15	22.71	1.52	0.05	0.57	7.94	6.06	0.74	–	–	–	96.98
17 – Inclusión-olivino	52.48	1.15	16.38	9.92	1.09	1.83	13.86	0.48	2.44	–	–	0.36	100.00

andesita basáltica y muestra una tendencia calcialcalina de elementos mayores, así como un patrón de elementos traza que es típico de rocas de arco (Figuras 5 y 6). Por otro lado, su composición coincide con el subcampo de rocas con alto contenido de magnesio (*high-Mg*) del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1987), con Mg# >50, aunque se ubica hacia los valores más bajos de CaO, Cr y Ni reportados para el mismo campo. En particular, la composición del clasto basáltico es muy similar a la reportada para muestras del Volcán Parícutin colectadas entre 1947–1948 (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987). Este comportamiento geoquímico de la lava de Arócutin, aunado a evidencias texturales como la presencia de bordes de ortopiroxeno en torno a olivino,

nos sugiere que su origen podría estar relacionado con un enriquecimiento en SiO<sub>2</sub> que dio lugar a la aparición modal de ortopiroxeno reemplazando a olivino (Wilcox, 1954).

Por su parte, la variación composicional de los vidrios resulta ser un importante indicador petrogenético, ya sea de la textura específica, de su litotipo, así como del proceso de fusión parcial (Figuras 4 y 5):

1) Un primer grupo de análisis de vidrio fue realizado en la matriz de la roca basáltica portadora del xenolito, en posiciones relativamente distantes de la zona de influencia del xenolito. Este primer grupo de vidrios muestra contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 53 y 63% , de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ~20% y entre 5 y 6% de alcalis. Por su composición se considera que estos

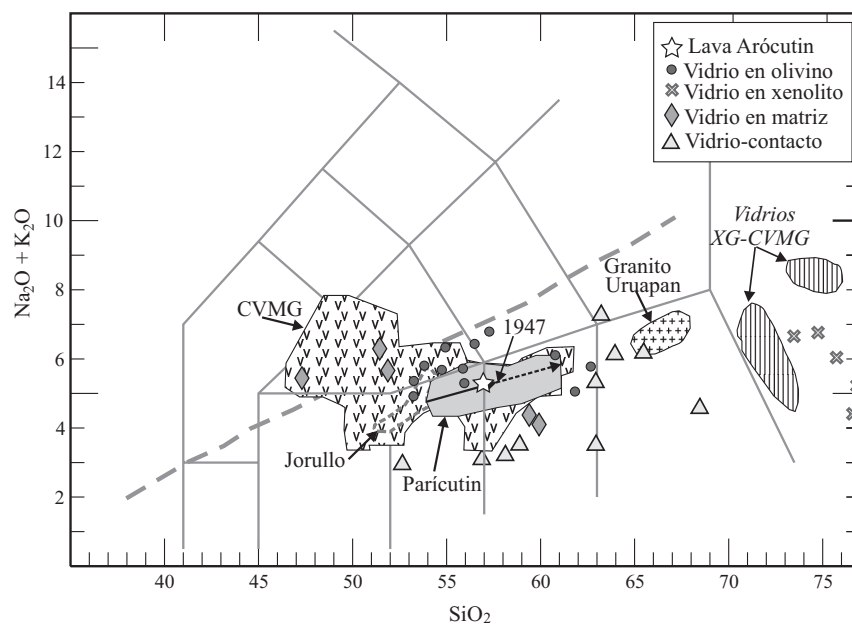


Figura 4. Diagrama TAS de clasificación de la lava encajonante (estrella) y subgrupos de vidrio del xenolito de Arócutin (equis), de la matriz de la roca encajonante (rombos), de inclusiones en olivino en la roca encajonante (círculo) y del contacto entre el xenolito y la roca encajonante (triángulo). Notar los campos de comparación regional que corresponden a datos del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1987), Parícutin (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987; Bannister *et al.*, 1998; Luhr, 2001), Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985) y granito de Uruapan, (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987; Luhr y Carmichael, 1985 y un análisis de este estudio). La flecha en el campo del Parícutin muestra la variación temporal en la composición de las lavas emitidas entre 1943 y 1952, y en particular señala el enriquecimiento en SiO<sub>2</sub> a partir de las efusiones desde 1947. XG-CVMG: vidrios y xenolitos graníticos de los volcanes Parícutin y Jorullo (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987; Luhr y Carmichael, 1985).

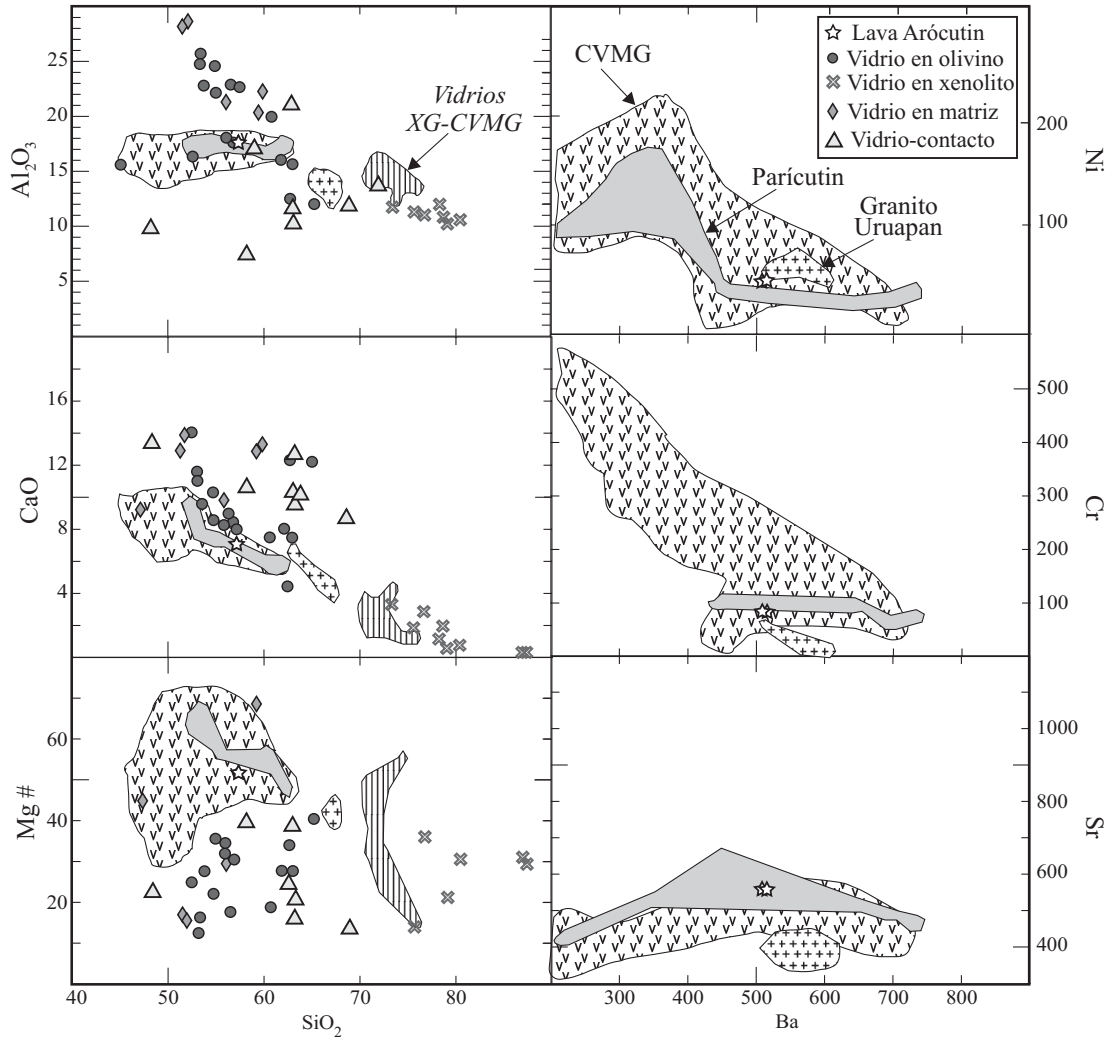


Figura 5. Diagramas binarios de Harker en relación al  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y número de magnesio ( $\text{Mg}\#$ ), así como de variación de los elementos incompatibles Ba y Sr, en comparación con Cr y Ni de la lava y del xenolito de Arócutin. Los campos incluidos con fines de comparación se definen en la Figura 4.

vidrios están asociado genéticamente al evento magmático basáltico; además se observa que su composición en parte coincide con el campo de las rocas del CVMG. Dentro de este grupo se incluyen también los análisis realizados en inclusiones de vidrio alojadas dentro de cristales de olivino, las cuales muestran formas elípticas y esféricas y podrían ser considerados cogenéticas, en forma similar a las inclusiones en olivino del Parícutin (Luhr, 2001). De hecho, la composición de estos vidrios presenta una tendencia similar a la de los vidrios en la matriz primaria basáltico-andesítica, aunque con una ligera variación o decremento en álcalis y  $\text{Mg}\#$ .

2) Un segundo grupo alto en sílice fue medido en la matriz del xenolito leucocrático y por lo tanto se asocia directamente al proceso de fusión parcial. Este grupo muestra valores en  $\text{SiO}_2$  de 73–90% y un notable decremento en el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~10%) y  $\text{CaO}$  (2%), lo cual coincide plenamente con la composición cercana al mínimo eutéctico de líquidos graníticos primarios sobresaturados producidos

por la fusión parcial a alta temperatura de una tonalita-granodiorita con cuarzo-albita  $\pm$  ortopiroxeno (Clemens y Vielzeuf, 1987; Reiners *et al.*, 1995; Singh y Johannes, 1997). Por otro lado, la composición de este grupo de vidrios es similar a la de vidrios y xenolitos graníticos del Parícutin y Jorullo (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987; Luhr y Carmichael, 1985), lo cual sugiere una afinidad composicional granítica primaria para la roca original del xenolito de Arócutin.

3) Finalmente se realizó una serie de análisis en los vidrios cercanos al contacto entre el xenolito y la roca volcánica con la finalidad de observar la variación y tendencia en ambos sistemas. Este grupo muestra una composición aparentemente intermedia con relación a los grupos anteriores, aunque presenta una marcada dispersión y, en particular, puede presentar variaciones notables en el contenido de  $\text{SiO}_2$  y álcalis, lo cual indica que las composiciones de este grupo no necesariamente representan una graduación relacionada al contacto.



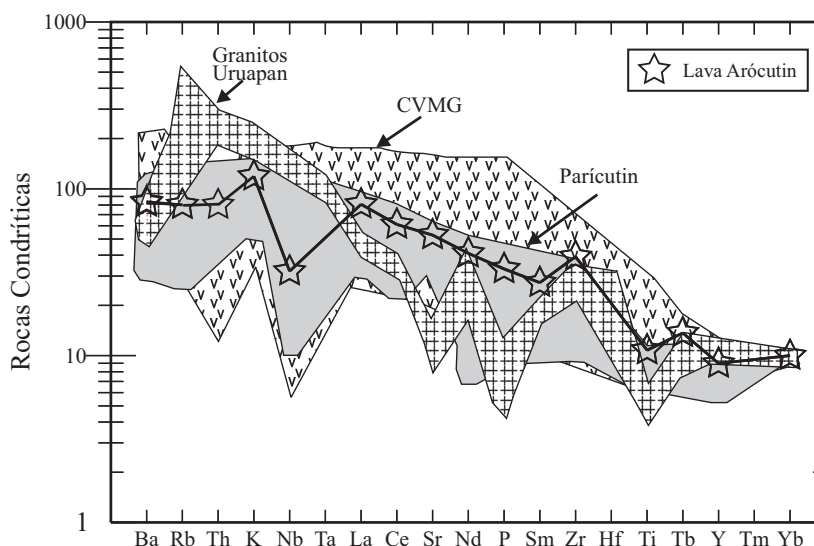


Figura 6. Diagrama de multielementos normalizado a condritas. Notar la posición de la lava de Arócutin en relación al campo gris del CVMG, así como la de la composición de los vidrios de Arócutin con los xenolitos del Parícutin y Jorullo. Valores de normalización de Thompson (1982).

### Composición química de minerales

En la Tabla 3 se presentan los análisis representativos de las diferentes fases mineralógicas del xenolito de Arócutin y la andesita basáltica encajonante, obtenidos por medio de microsonda electrónica. Los resultados fueron normalizados para obtener la proporción en cationes y su fórmula mineral. Los resultados se presentan en una gráfica (Figura 7), junto con datos análogos obtenidos por otros autores para el CVMG (Luhr y Carmichael, 1985; McBirney *et al.*, 1987; Luhr, 2001; Bannister, *et al.*, 1998).

El olivino es predominantemente forsterítico  $Fo_{83-70}$  cuando es homogéneo (ver Figuras 3d y 6a). Sin embargo, se observa un ligero decremento a  $Fo_{72-67}$  hacia los bordes de cristales zonados y en algunos microcristales de la matriz.

Los óxidos que se presentan en la matriz son titanomagnetitas con valores importantes de cromita, mientras que las inclusiones dentro del olivino son esencialmente Cr-espinelas (Figura 7b). Sin embargo, éstas últimas también se encontraron como cristales aislados dentro de la matriz. Las Cr-espinelas muestran contenidos bajos de titanio (ulvoespinela) y variaciones importantes de aluminio (espinela). Es importante hacer notar que la composición y textura de los cristales de olivino y óxidos en la andesita basáltica de Arócutin son relativamente similares a las de los encontrados en el Parícutin (Bannister *et al.*, 1998; Luhr, 2001). Sin embargo, las Cr-espinelas de Arócutin tienden a mostrar una componente mayor de magnesioferrita y, en menor proporción, de hercinita.

Del mismo modo que en las muestras del Parícutin, en las lavas de Arócutin se tiene una virtual ausencia de clinopiroxeno, mientras que en forma común se encuentra ortopiroxeno formando bordes de reacción en olivino y en pequeños cristales en la matriz. Los cristales de ortopiroxeno muestran una composición enstatítica ( $En_{69}Fe_{19}Wo_{12}$ ; Figura

7c y análisis Px-Ar2 en Tabla 3), así como una importante variación en el contenido de aluminio ( $\sim 0.34-0.12$ ) y de manganeso ( $\sim 0.25$ ). Esta variación composicional podría indicar que esta fase es producto de una reacción compleja de transformación de olivino o de un cambio en las condiciones físicas del líquido.

Por su parte, el ortopiroxeno que recristalizó en el xenolito se presenta como un agregado de cristales prismáticos (Figura 3f) y también es de tipo enstatítico ( $En_{48}Fe_{36}Wo_{16}$ ; análisis Px-Ar8 en Tabla 3). Sin embargo, en muchos casos es más bien una transición de fases con valores relativamente altos de aluminio y una componente variable de wollastonita, cuya correcta caracterización requeriría un mayor número de datos.

La plagioclasa presente en la matriz y como fenocristales en la andesita basáltica de Arócutin es de tipo anortítico ( $An_{75-88}$ ; Figura 7d), y muestra valores ligeramente más altos en anortita en relación con otros ejemplos del CVMG (McBirney *et al.*, 1987; Bannister, *et al.*, 1998). Por el contrario, la plagioclasa relicta del xenolito granítico tiende a ser más bien una oligoclasa ligeramente anortítica ( $An_{54}$ ).

### TERMOMETRÍA Y FUGACIDAD DE OXÍGENO ( $T-f_{O_2}$ ) DE LA LAVA DE ARÓCUTIN

La temperatura del líquido formador de la lava basáltico-andesítica de Arócutin pudo ser estimada con base en las calibraciones experimentales de la distribución de  $Fe^{2+}$  y Mg entre el olivino y la matriz (Roeder y Emslie, 1970); esta última está representada en este caso por la composición de la matriz microlítica y/o por el vidrio intercrystalino de la matriz. Las temperaturas fueron calculadas con base en la reacción de intercambio de Fe y Mg ( $T_{Mg}$  y  $T_{Fe}$ ) de nueve pares de olivino homogéneo o de sus bordes en contacto con

Tabla 3. Análisis representativos y cálculo de la fórmula de minerales de la lava basáltico-andesítica (Ar) y del xenolito de Arócutin (X). Olivino: Ol; óxidos: Ox; piroxeno: Px; plagioclasa: Pl.

Muestra	Pl-X1	Pl-X9	Pl-Ar1	Pl-Ar7	Ox-Ar3	Ox-Ar7	Px-Ar2	Px-Ar8	Ol-Ar1	Ol-Ar9	Ol-Ar14
SiO <sub>2</sub>	51.46	51.48	57.45	59.40	0.10	1.27	49.86	49.47	36.53	36.06	37.67
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.14	–	1.79	2.91	52.90	0.05	0.52	0.05	0.60	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0.01	0.59	0.50	16.56	–	0.04	1.12	0.07	–	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.60	24.87	20.98	20.39	8.18	2.59	4.81	2.82	–	0.11	1.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.20	1.28	–	–	39.70	–	2.53	1.42	–	–	–
FeO	–	–	2.57	–	25.65	41.05	12.61	22.42	16.32	27.15	23.98
MnO	0.21	0.27	–	–	0.57	0.32	7.85	1.36	2.14	0.27	0.29
MgO	0.10	0.13	0.17	0.76	5.99	1.63	19.85	18.82	43.51	36.52	36.14
NiO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	13.04	12.52	15.24	12.79	0.02	–	0.63	2.12	0.15	0.20	0.49
Na <sub>2</sub> O	5.89	5.83	2.41	2.50	–	–	0.53	–	–	–	–
K <sub>2</sub> O	0.33	0.51	0.60	1.88	–	–	0.15	0.07	–	–	–
Total	97.92	97.04	100.00	100.00	99.70	99.76	98.90	100.14	98.77	100.91	99.60
<i>Cationes</i>											
Si	2.37	2.39	2.70	2.80	–	0.05	1.90	1.90	0.94	0.95	1.00
Al	1.39	1.36	1.16	1.12	0.34	0.11	0.21	0.13	–	–	0.03
Fe <sup>3</sup>	0.04	0.04	–	–	1.04	–	0.07	0.04	–	–	–
Fe <sup>2</sup>	–	–	–	–	0.75	1.27	0.4	0.71	0.35	0.60	0.53
Ti	–	0.01	–	0.06	0.08	1.47	–	0.01	–	0.01	0.01
Cr	–	–	–	0.02	0.46	–	–	0.03	–	–	0.01
Mn	–	0.01	–	–	0.02	0.01	0.25	0.04	0.05	0.01	0.01
Mg	–	0.01	–	0.05	0.31	0.09	1.11	1.07	1.66	1.43	1.42
Ni	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ca	0.64	0.62	0.76	0.64	–	–	0.03	0.09	–	0.01	0.01
Na	0.53	0.52	0.22	0.23	–	–	0.04	–	–	–	–
K	0.02	0.03	0.04	0.11	–	–	0.01	0.01	–	–	–
<i>Componentes ideales (end-member)</i>											
Albita	0.44	0.45	0.21	0.23	–	–	–	–	–	–	–
Anortita	0.54	0.53	0.75	0.65	–	–	–	–	–	–	–
Ortoclasa	0.02	0.03	0.04	0.11	–	–	–	–	–	–	–
Magnetita	–	–	–	–	0.34	–	–	–	–	–	–
Mg–Ferrita	–	–	–	–	0.18	–	–	–	–	–	–
Jacobsita	–	–	–	–	0.01	–	–	–	–	–	–
Espinela	–	–	–	–	0.06	0.03	–	–	–	–	–
Hercinita	–	–	–	–	0.11	–	–	–	–	–	–
Galaxita	–	–	–	–	–	0.01	–	–	–	–	–
Cromita	–	–	–	–	0.15	–	–	–	–	–	–
Mg–Cromita	–	–	–	–	0.08	–	–	–	–	–	–
Ulvoespinela	–	–	–	–	0.08	1.47	–	–	–	–	–
Wollastonita	–	–	–	–	–	–	0.01	0.04	–	–	–
Enstatita	–	–	–	–	–	–	0.52	0.51	–	–	–
Ferrosilita	–	–	–	–	–	–	0.19	0.34	–	–	–
Piroxangita	–	–	–	–	–	–	0.12	0.02	–	–	–
Forsterita	–	–	–	–	–	–	–	–	0.80	0.70	0.72
Fayalita	–	–	–	–	–	–	–	–	0.17	0.29	0.27
Tefroita	–	–	–	–	–	–	–	–	0.03	0.01	0.01

la matriz de la roca (y/o el vidrio), asumiendo por lo tanto que se encontraban en equilibrio. Las temperaturas obtenidas se encuentran en un rango de  $T_{RE} = 965-1,149$  °C, con una desviación estándar de 184.2. Por su parte, la fugacidad de oxígeno se estimó para este rango de temperaturas entre  $-\log fO_2 = 6.25-7.8$  (Sack *et al.*, 1980). Estos valores son consistentes con los valores experimentales de la relación  $T-fO_2$  obtenidos por Sack y Ghiorso (1991), y son además similares a los obtenidas para las lavas enriquecidas en SiO<sub>2</sub> del Parícutin (McBirney *et al.*, 1987) y del Jorullo (Luh y

Carmichael, 1985)

A pesar de encontrar la posibilidad de aplicar el termómetro olivino-espinela en la andesita basáltica de Arócutin, se considera que las relaciones texturales entre el olivino y la espinela no muestran un claro equilibrio y pondrían en duda los valores obtenidos con la aplicación de este termómetro. Sin embargo, el rango de temperatura obtenido en este trabajo coincide con la temperatura experimental obtenida para la asociación de plagioclasa-olivino en basaltos (a 0.1 MPa; Sack *et al.*, 1980). Estos valores serían

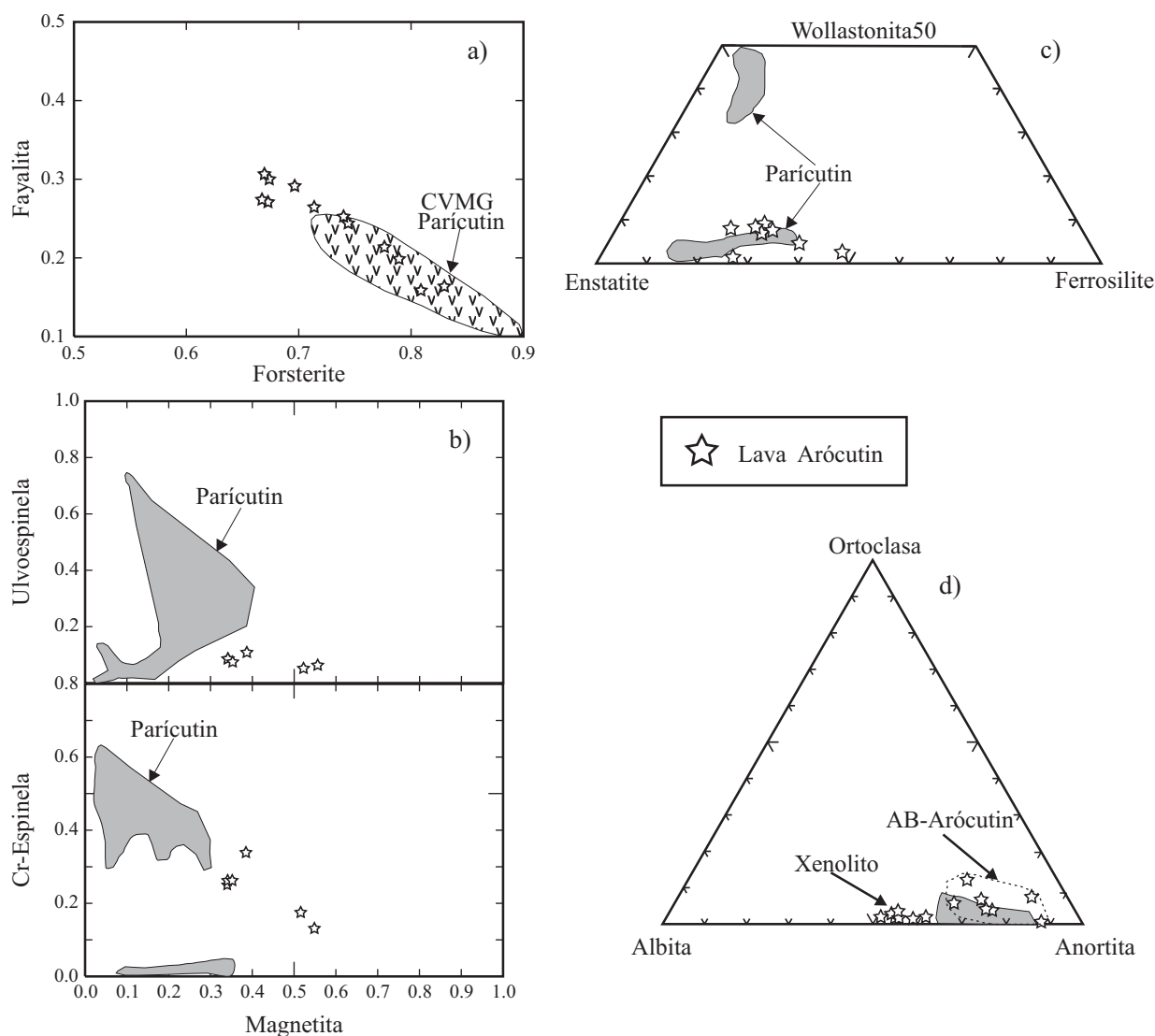


Figura 7. Composición química de los minerales contenidos en la lava basáltico-andesítica y el xenolito de Arócutin. a) Olivino; b) óxidos; c) piroxeno; d) plagioclasa. Notar la comparación de los datos de Arócutin en relación al campo gris de los datos del CVMG (ver citas en pie de figura 4).

además consistentes con la ausencia total de clinopiroxeno y con la escasez de ortopiroxeno como fenocristales. Por consiguiente se sugiere que, como en el caso del Parícutin, la presencia del ortopiroxeno puede estar relacionada con un enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$  y, por lo tanto, los valores obtenidos no representarían las relaciones de  $T\text{-}f\text{O}_2$  iniciales del sistema magmático.

## DISCUSIÓN

### Comparación del vulcanismo de Arócutin con la FVTM y el CVMG

La discusión del significado del xenolito de Arócutin, y por lo tanto de la caracterización geoquímica de las lavas basáltico-andesíticas encajonantes, exige una comparación y

correlación con el vulcanismo monogenético de la FVTM, en particular con los casos históricos de los volcanes Parícutin y del Jorullo dentro del CVMG, en los cuales han sido bien documentados los procesos de cristalización fraccionada, y con el Parícutin que ha sido ampliamente citado como un caso de asimilación-cristalización fraccionada en zonas de subducción (Wilcox, 1954). Aunque podemos argüir que la fuente magmática del vulcanismo de Arócutin proviene de un sistema magmático de tipo monogenético  $\leq 28,000$  a.P. desarrollado en la región del Lago de Pátzcuaro, desafortunadamente no es posible determinar las relaciones espaciales con su centro de emisión debido al contexto geológico del afloramiento (Figuras 1 y 2), y mucho menos se conoce la distribución espacio-temporal de los flujos de lava. Por lo tanto, cualquier discusión de sus implicaciones regionales corre el riesgo de ser especulativa. Sin embargo, se considera oportuno señalar aquí la notable similitud petrográfica y

geoquímica de Arócutin con esos volcanes históricos y se expone brevemente una discusión petrogenética comparativa aprovechando la documentación analítica sin precedentes con que cuentan estos casos de estudio.

Es importante hacer notar que las lavas de Arócutin ocupan una posición geoquímica intermedia ( $\text{SiO}_2 > 57\%$  y  $\text{Mg\#} > 50$ ), en términos del modelo evolutivo propuesto por Wilcox (1954), y después verificado con datos isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  por McBirney et al. (1987). En este modelo, los autores han propuesto que las lavas emitidas post-1947 del Parícutin son el resultado de procesos combinados de diferenciación magmática y un cierto porcentaje de asimilación de material cortical. Esta hipótesis parece ser consistente con las relaciones de xenocristales observadas en campo, con la textura relictas del xenolito (oligoclasa-cuarzo), con la recristalización de ortopiroxeno-cuarzo-albita y con los análisis del vidrio en contacto con la roca encajonante. Esto sugiere que, como en el caso del Parícutin, las lavas de Arócutin podrían mostrar un efecto considerable de asimilación de material cortical de composición granítica. Sin embargo, es importante también hacer notar que esta aseveración requiere aún cautela y un mayor estudio de las relaciones termodinámicas para diferenciar entre los vidrios primarios de origen magmático y los vidrios originados durante el proceso de fusión parcial en la interfase magma basáltico-corteza granítica.

No obstante, es también sorprendente la excelente similitud textural que muestran los cristales de olivino de Arócutin y sus inclusiones de vidrio (Figuras 4 y 5a), en relación con aquéllos analizados por Luhr (2001), los cuales fueron considerados por este autor como un producto primario de la degasificación del sistema magmático parental desarrollado entre 9.0 y 9.6 km bajo el volcán.

### Naturaleza del basamento de Arócutin y consideraciones finales

El hallazgo y correlación regional de la caracterización mineralógica y geoquímica del xenolito granítico de Arócutin con los casos históricos de Parícutin y Jorullo nos muestran que el vulcanismo monogenético del CVMG puede tener una estrecha relación con un substrato cortical poco profundo y que en particular está relacionado a procesos de asimilación de corteza media superior. En otras palabras, aunque la discusión de un modelo de erupción estromboliana y sus relaciones o mecanismos de emplazamiento de su alimentador (*e.g.*, *magma-filled crack* vs. cámara magmática) se encuentra fuera de los objetivos de este estudio, se concluye que la lava basáltico-andesítica de Arócutin está asociada a asimilación de corteza de composición granítica que podría representar el registro de un sistema magmático de baja presión o relativamente superficial que ha producido una ferroandesita con evidencias de cristalización fraccionada asociada a asimilación cortical.

Finalmente, la presencia del xenolito granítico de

Arócutin, permitiría extender la misma naturaleza del basamento del frente actual del CVMG hasta la región de Pátzcuaro y establecer por lo tanto algunas diferencias con los xenolitos granulíticos, de mayor profundidad, encontrados en Valle de Santiago (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999). Sin embargo, considerando el carácter estocástico y selectivo de los hallazgos de xenolitos en el CVMG, se sugiere también cautela en cuanto a que en esta región podrían haber sido asimilados parcial o totalmente otra tipología de fragmentos de basamento que hasta el momento no han sido considerados.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias al financiamiento otorgado por la Coordinación de Investigación Científica de la UMSNH (Partida 1.7). Se agradece a Jasinto Robles-Camacho por su revisión al primer manuscrito; a Teodoro Hernández-Treviño del LUGIS-UNAM por su disponibilidad y apoyo en la preparación de las muestras. Al Ing. Carlos Linares y al Dr. Hugo Delgado por su apoyo en el uso de la microsonda del LUP-UNAM. A Luca Ferrari y a un revisor anónimo que han contribuido cultivando la precisión y cautela en la forma final de este artículo.

### REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G., Doboys M., Laureyns J., Schaaf P., 2002, Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith: *International Geology Review*, 44, 222-242.
- Bannister, V., Roeder, P., Poustovetov, A., 1998, Chromite in the Parícutin lava flows 1943–1952: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87, 151–171
- Bradbury, J.P., 2000, Limnologic history of Lago de Patzcuaro, Michoacan, Mexico, for the past 48,000 years; impacts of climate and man: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163, 69–95.
- Chesley, J., Ruiz, J., Richter, K., Ferrari, L., Gomez-Tuena, A., 2002, Source contamination versus assimilation; an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 211–221.
- Clemens, J. D. & Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting magma production in the crust. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 86, 287–306.
- Elias-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug – Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico? *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 101–109.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, 27, 303–306.
- Garduño-Monroy, V.H., Israde, I., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P., Arreygue, E., 1997, Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatío and Cuitzeo, Mich., Mexico, *en* International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI). General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, Fieldtrip guidebook: Guadalajara, Jal., México, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial, 15p.

- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995, Chemical mass transfer in magmatic processes, IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid–solid equilibrium magmatic systems at elevated temperatures and pressures: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197–212.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- Grove, T.L., Kinzler, R.J., Baker, M.B., Donnelly-Nolan, J.M., Leshner, C.E., 1988, Assimilation of granite by basaltic magma at Burnt lava flow, Medicine Lake volcano, northern California; decoupling of heat and mass transfer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 320-343.
- Hasenaka, T., 1994, Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13-31.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central México; their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1987, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México –petrology and chemistry: *Journal of Petrology*, 28, 241-269.
- Israde-Alcántara I., Garduño-Monroy, V.H., Fisher, C.T., Pollard, H.P., Rodríguez-Pascua, M.A., 2005, Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, México: *Quaternary International*, 135, 35–46.
- Le Bas, M.J., 2000, IUGS reclassification of high-Mg and picritic volcanic rocks: *Journal of Petrology*, 41, 1467-1470.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, 203-208.
- Luhr, J.F., 2001, Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(3), 261-283.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., 1997, Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes; correlations among vent location, texture, temperature, pressure and oxygen fugacity: *Journal of Petrology*, 38, 1075-1112.
- Luhr, J.F., Carmichael I.S.E., 1985, Jorullo volcano, Michoacan, Mexico (1759–1774); the earliest stages of fractionation in calcalkaline magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 142–161
- McBirney, A.R., Taylor, H.P., Armstrong, R.L., 1987, Parícutin re-examined; a classic example of crustal assimilation in calcalkaline magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 113–137.
- McLeod, P., Sparks, S.J., 1998, The dynamics of xenolith assimilation: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 21-33.
- Roeder, P.L., Emslie, R. F., 1970, Olivine–liquid equilibrium: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 275–289.
- Reiners, P.W., Nelson, B.K., Ghiorso, M. S., 1995, Assimilation of felsic crust by basaltic magma: thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas: *Geology*, 23, 563-566.
- Ruiz, J., Patchett, J.P., Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths; evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43.
- Sack, R.O., Carmichael, I., Rivers, M., Ghiorso, M.S., 1980, Ferric-ferrous equilibria in natural silicates liquidus at 1 bar: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 369-376.
- Sack, R.O., Ghiorso, M.S., 1991, Chromian spinels as petrogenetic indicators; thermodynamics and petrologic applications: *American Mineralogist*, 76, 827–847.
- Sánchez-Rubio, G., 1978, Notas sobre la vulcanología Cenozoica de la región entre Temascaltepec y la Marquesa, Estado de México, *en Libro-Guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México*, México: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, 26-32.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico –evidence from granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Singh, J., Johannes, W. 1996, Dehydration melting of tonalities. Part II. Composition of melts and solids: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 26-44.
- Thompson, R.N., 1982, British Tertiary volcanic province: *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Uribe-Cifuentes, R.M., 1999, Lower crustal xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico: *International Geology Review*, 41, 1067-1081.
- Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz, R., Girón P., Velasco F., 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 2, 237-242.
- Wilcox, R.E., 1954, Petrology of Parícutin Volcano, Mexico: *United States Geological Survey Bulletin*, 965C, 281-353.
- Williams, H., 1950, Volcanoes of the Parícutin region: *United States Geological Survey Bulletin*, 965B, 165-279.

Manuscrito recibido: Septiembre 15, 2005

Manuscrito corregido recibido: Junio 5, 2006

Manuscrito aceptado: Junio 6, 2006