

EL VOLCÁN LA JOYA, ESTADOS DE QUERÉTARO Y GUANAJUATO—UN ESTRATOVOLCÁN MIOCÉNICO DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

Gabriel Valdéz-Moreno¹,
Gerardo de Jesús Aguirre-Díaz^{1,2} y
Margarita López-Martínez³

RESUMEN

El volcán La Joya es un estratovolcán con una base de 14 km de diámetro localizado al norte de la ciudad de Querétaro y sobre la prolongación del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, de rumbo NW. Este sistema termina justo al sur del volcán sin llegar a afectarlo. La Joya, con una edad $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 9.9 ± 0.4 Ma, es uno de cuatro grandes estratovolcanes del Mioceno medio (9–11 Ma) ubicados en el borde septentrional del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), junto a Palo Huérfano, San Pedro y El Zamorano. Estos cuatro volcanes son de los más antiguos en su tipo en el CVM. La Joya yace sobre andesitas de 10.6 ± 0.5 Ma y está parcialmente cubierto por andesitas básicas de 6.2 ± 0.6 Ma derivadas de un campo volcánico de conos cineríticos y mesetas de lava al sur del volcán.

La evolución del volcán La Joya incluye cuatro eventos principales: (1) Emplazamiento del domo andesítico El Maguey, anterior al desarrollo del volcán y que aflora en el flanco oestenoroccidental del mismo. (2) Erupciones explosivas que dan lugar a la Toba La Loma. Ésta incluye depósitos de pómez de caída e ignimbritas expuestas sólo en las proximidades del volcán. (3) Erupción de una secuencia de derrames de lava que forman varios lóbulos de corta extensión pero de espesor de más de 100 m, con arreglo radial alrededor del volcán, denominada Andesita Los Rico. (4) Erupción de derrames dacíticos (Dacitas Carbonera, La Joya y Pinalillo), con forma de *coulées* (*sensu lato*), que varían de andesita con ortopiroxeno a dacitas con hornblenda. Después de la actividad volcánica, en la cima del volcán se formó un amplio circo de erosión de forma elíptica que ahora tiene 5 km de diámetro.

El volcán La Joya presenta características tanto de estratovolcán como de domo exógeno. Las lavas emitidas sugieren una viscosidad alta de composición andesítico-dacítica y los productos piroclásticos un episodio temprano importante de vulcanismo explosivo. Comparando sus características con las de otros volcanes (Palo Huérfano y El Zamorano) se observa similitudes en el estilo del vulcanismo y en la composición y aspecto de los productos.

Palabras clave: Vulcanismo, Mioceno, volcán La Joya, Cinturón Volcánico Mexicano, Querétaro, Guanajuato, México.

ABSTRACT

La Joya stratovolcano is located 20 km NNW of Querétaro city, just at the northern end of the NW-oriented Taxco-San Miguel de Allende fault system. La Joya, with an $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age of 9.9 ± 0.4 Ma, is one of the four stratovolcanoes of middle Miocene age (9–11 Ma) located in the northern margin of the Mexican Volcanic Belt (MVB), that include Palo Huérfano, San Pedro, and El Zamorano. These volcanoes are among the oldest stratovolcanoes in the MVB. La Joya overlies a 10.6 ± 0.5 Ma ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) andesite and is overlain by 6.2 ± 0.6 Ma mafic lavas of a lava-plateau volcanic field south of it.

The volcanic evolution of La Joya volcano includes: (1) Emplacement of El Maguey andesitic dome, that predates the volcano, and crops out in the WNW part of it. (2) Explosive eruptions that formed La Loma tuff, including pumice fall deposits and an ignimbrite only exposed in the proximity of the volcano. (3) Eruption of Los Rico andesite, a succession of superimposed lava flows that forms lobes with a short distribution, but over 100-m thick. (4) Eruption of dacitic lava flows (La Carbonera, La Joya, and Pinalillo dacites), which evolved from orthopyroxene-bearing lavas to hornblende-rich lavas. They have the aspect of *coulées* (*sensu lato*) associated to exogenous domes. After finishing the activity of the volcano, an erosional cirque 5 km in diameter was formed in the summit of the volcano.

La Joya volcano has characteristics of both a stratovolcano and an exogenous lava dome. The lavas probably had a high viscosity in the andesitic-dacitic range of composition, and the pyroclastic products indicate an important early explosive event. Comparing the characteristics of La Joya with the El Zamorano and Palo Huérfano volcanoes, similarities in the volcanic style, composition and physical aspect of the products can be recognized.

Key words: Volcanism, Miocene, La Joya volcano, Mexican Volcanic Belt, Querétaro, Guanajuato, Mexico.

¹Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, 76230 Querétaro, Qro., México.

²Correo electrónico: gjad@servidor.unam.mx

³División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C., México.

INTRODUCCIÓN

El estudio del vulcanismo antiguo en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es de gran importancia para conocer las características magmáticas de esta provincia en su fase inicial,

sobre todo en lo que se refiere a estratovolcanes de grandes dimensiones, como es el caso del volcán La Joya (VLJ). El VLJ se localiza en el sector central del CVM (Figuras 1 y 2), en los límites estatales de Querétaro y Guanajuato, entre Santa Rosa de Jáuregui, Querétaro, y San Miguel de Allende, Guanajuato; tiene un diámetro en la base de 14 km y una altura de 690 m a partir de su base, y de 2,710 m s.n.m.m (sobre el nivel medio del mar). Se ubica en el margen septentrional del CVM, justo al término septentrional del sistema de fallas normales Taxco-San Miguel de Allende (TSMA), de rumbo NW, sin haber sido afectado por este fallamiento, como se explica más adelante.

El VLJ es uno de cuatro grandes estratovolcanes miocénicos (9–11 Ma), ubicados al norte de la ciudad de Querétaro, que incluyen, además, al Palo Huérfano (Guanajuato), San Pedro (Guanajuato) (Figura 1), y el más septentrional de todos, El Zamorano (Querétaro-Guanajuato) (Figura 2). Estos centros son probablemente de los más antiguos estratovolcanes en el CVM. El Zamorano y Palo Huérfano fueron estudiados por Carrasco-Núñez y colaboradores (1989) y Pérez-Venzor y colaboradores (1997), respectivamente. En San Pedro no se ha desarrollado trabajo alguno.

Se presenta los primeros estudios sobre el volcán La Joya, que incluyen la cartografía geológica y el levantamiento de varias secciones estratigráficas, el fechamiento de tres muestras por la técnica ^{39}Ar - ^{40}Ar en el laboratorio de geocronología de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE (Ensenada, B.C.), y el análisis petrográfico de las unidades definidas. En otro estudio (Valdéz-Moreno y Aguirre-Díaz, 1996), se presenta brevemente los resultados químicos de elementos mayores y traza.

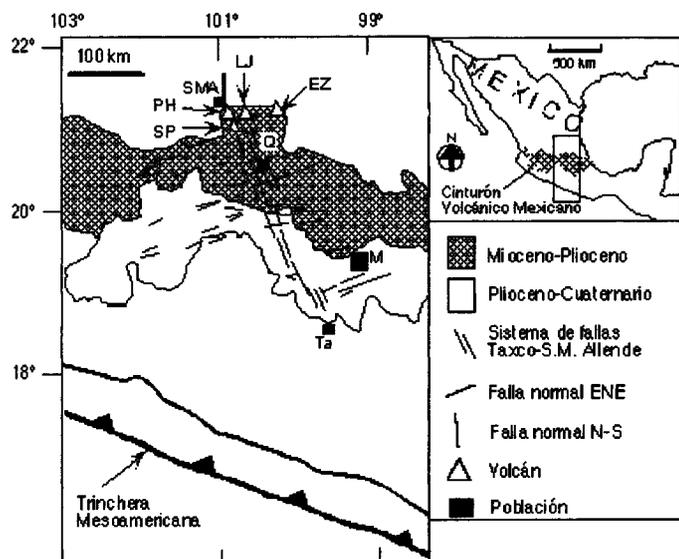


Figura 1. Mapa índice del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano que muestra la ubicación de los volcanes miocénicos La Joya (LJ), Palo Huérfano (PH), San Pedro (SP) y El Zamorano (EZ), al norte de la ciudad de Querétaro (Q), y justo en la terminación al norte del sistema de fallas regional Taxco-San Miguel de Allende, de rumbo NW. M: Ciudad de México; Ta: Taxco.

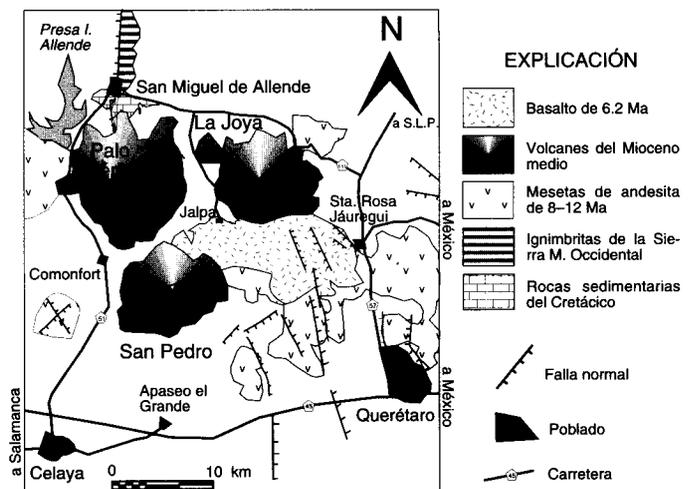


Figura 2. Mapa índice local del volcán La Joya que muestra los rasgos geológicos más sobresalientes del área, así como a los volcanes vecinos Palo Huérfano y San Pedro.

ESTUDIOS PREVIOS

Existen trabajos regionales y locales desarrollados cerca del volcán La Joya. Ferrari y colaboradores (1994) consignaron varias mesetas de basalto del Mioceno de extensión regional (desde Guadalajara hasta Querétaro), en la parte septentrional del CVM, con edades que varían entre 8 y 10 Ma. Los estudios de carácter local en la periferia del VLJ incluyen el realizado por Pérez-Venzor y colaboradores (1997) en el vecino volcán Palo Huérfano, localizado justo al oeste del volcán La Joya; y el de Carrasco-Núñez y colaboradores (1989) en el volcán El Zamorano, localizado aproximadamente a 50 km al noreste del volcán La Joya. Hacia el norte del VLJ, aflora un basamento metamórfico y un intrusivo máfico en una ventana de 250 km² que forma la Sierra de los Cuarzos, en un área estudiada por Vassallo-Morales y colaboradores (1998), quienes correlacionan la secuencia metamórfica con la Formación Las Trancas y San Juan de la Rosa del Kimeridgiano-Barremiano; el intrusivo no se ha fechado. Al sur del volcán La Joya, en el fraccionamiento de Juriquilla, Querétaro (Figura 2) afloran pequeñas ventanas de basamento cristalino (granito) intensamente fracturado (deformado?) y de calizas plegadas (Sierra Madre Oriental).

El volcán Zamorano, de 10.9 ± 0.5 Ma, se compone principalmente de lavas andesítico-dacíticas, además de una secuencia piroclástica riolítica voluminosa (27 km³), aparentemente relacionada con una caldera en la cima de este mismo centro (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989). Este volcán es el de mayores dimensiones y el más elevado de la región, además de que representa una de las manifestaciones más alejadas del frente volcánico del Cinturón Volcánico Mexicano.

El volcán Palo Huérfano, de 12.1 ± 0.6 Ma, está formado principalmente por lavas de composición intermedia (en el intervalo de andesita a dacita), aunque tuvo también emisiones de derrames piroclásticos asociados a la formación de una caldera

de 4 km de diámetro en la cima del volcán (Pérez-Venzor *et al.*, 1997). El volcán se formó a un costado de un domo de composición intermedia fechado en 16.1 ± 1.7 Ma, el cual fue circundado por las lavas emitidas por el volcán Palo Huérfano (Pérez-Venzor *et al.*, 1997).

GEOLOGÍA DEL VOLCÁN LA JOYA

Se elaboró un mapa geológico de escala 1:25,000, el cual fue reducido a escala 1:50,000 para incluirse en el estudio de tesis de Valdéz-Moreno (1997). Una versión simplificada de este mapa se muestra en la Figura 3. Fueron levantadas 13 secciones estratigráficas que se usaron para construir la estratigrafía del volcán y correlacionar las diferentes unidades. Se muestra algunas de estas secciones en este estudio.

En las fotografías aéreas, en la imagen de satélite (Figura 4), así como en su morfología en una panorámica (Figura 5), se puede observar que el volcán La Joya presenta una cima con apariencia de caldera. Sin embargo, se trata de un circo de erosión. El circo presenta dimensiones de hasta 3 km de anchura, casi 5 km de longitud y una profundidad de más de 200 m (Figura 6). Más adelante se explica sus características.

El volcán está rodeado por derrames arreglados de manera radial en forma de lóbulos de corta extensión (Figuras 3 y 4), que al momento del emplazamiento seguramente fueron muy viscosos y de baja movilidad. En la parte noroccidental del volcán, se encuentra un domo de grandes dimensiones con 2,580 m s.n.m. que se denomina aquí Domo El Maguey. Se observa derrames del volcán La Joya que en parte cubrieron su porción superior, indicando que éste precede a la actividad propia del VLJ. Sin embargo, el domo El Maguey topográficamente constituye el flanco noroccidental del volcán (Figura 3). Mesetas de basalto y andesita básica de gran extensión cubren el flanco sudoriental del volcán (Figura 3). Las mesetas se elevan hasta un poco más de 2,300 m s.n.m. Asociados a éstas, se encuentra un grupo de conos cineríticos que están alineados NE-SW (Figura 3). Los productos cuaternarios están representados por material aluvial y de talud localizados en las faldas del volcán.

NUEVAS EDADES ^{39}Ar - ^{40}Ar

Tres análisis ^{39}Ar - ^{40}Ar fueron realizados en el laboratorio de geocronología del CICESE. Se muestra los resultados en la Tabla 1; aquí se incluye también los resultados preliminares obtenidos por K-Ar. Las muestras analizadas incluyen una lava andesítica pre-volcán en que se utilizó un separado de matriz (Joy-72), una dacita del flanco SE del volcán en que se analizó un separado de plagioclasa (Joy-81), y una lava de andesita básica de las mesetas de basalto al sur del volcán en que se usó roca total (Joy-78). De esta manera se cubrió edades pre-, sin- y post-volcán.

En las Figuras 7 y 8, se muestra los espectros de edad y diagramas de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenidos. El concentrado de matriz de la muestra Joy-72 fue analizado por duplicado (experimentos

AD-40-S3 y AD-40-S4). Ambos experimentos muestran forma de "U", la mayor cantidad de ^{39}Ar fue liberada en las fracciones internas. Se obtuvo edades de meseta (t_p) de 10.7 ± 0.9 y 10.6 ± 0.5 Ma para cada experimento. En el segundo experimento se obtuvo cinco fracciones de gas en lugar de cuatro, resultando en una t_p definida por cuatro fracciones. El diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ va de 0.2 a 1.9, con excepción de la primera fracción del segundo experimento, pueden considerarse reproducibles. Las t_p obtenidas son estadísticamente indistinguibles a 1σ , por lo que se tomó 10.6 ± 0.5 Ma, la edad obtenida en el experimento más detallado, como la mejor estimación de la edad de esta muestra.

La muestra Joy-78 (Figura 8) se analizó como roca total, resultó con un espectro de edad en forma de "U" invertida; para las fracciones centrales, que representan 71 % del ^{39}Ar , se obtuvo una edad de 6.2 ± 0.6 Ma. Asimismo, en el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ puede verse que estas fracciones provienen de la misma fase mineral, ya que muestran valores de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ prácticamente indistinguibles. Por último, de la muestra Joy-81 se analizó un concentrado de plagioclasa (Figura 8), que rindió un espectro de edad muy irregular con una edad integrada de 12 ± 5 Ma; además, en el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observó un incremento de los valores de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ de 1 a 9. En las dos últimas fracciones, que representan 65% del ^{39}Ar liberado, se obtuvo una edad promedio de 9.9 ± 0.4 Ma. Esta edad puede considerarse como la mejor estimación, además de que los valores de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ asociados a estas fracciones muestran valores típicos de plagioclasa.

Los resultados preliminares de K-Ar permitieron optimizar la cantidad de muestra por ser analizada. Los resultados obtenidos por K-Ar rindieron edades más jóvenes que los experimentos realizados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En el caso de la muestra Joy-81, donde se analizó un concentrado de plagioclasa, los resultados de K-Ar en combinación con los de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican una extracción incompleta del argón contenido en la plagioclasa durante los experimentos realizados por K-Ar, resultando en una subestimación de la edad. Por último, puesto que el método de K-Ar no permite corregir por efectos de pérdida o ganancia de argón, los resultados obtenidos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ representan la mejor estimación de la edad para estas muestras.

ESTRATIGRAFÍA

Las unidades volcánicas de este centro están constituidas principalmente por brechas volcánicas de desintegración, depósitos piroclásticos y derrames de lava masivos de composición andesítica y dacítica (Valdéz-Moreno y Aguirre-Díaz, 1996). Se entiende por brechas de desintegración, o brechas de arrastre, a la lava que sufrió un rompimiento en fragmentos, en el momento de que la lava estaba fluyendo (Figura 9). Esto ocurre cuando la corteza externa del derrame de lava se solidifica, pero es movida por el derrame interior de la lava aún líquida. La lava solidificada es fracturada y puede ser rotada en placas o bloques. Normalmente se encuentran en la base y en los flancos de los derrames.

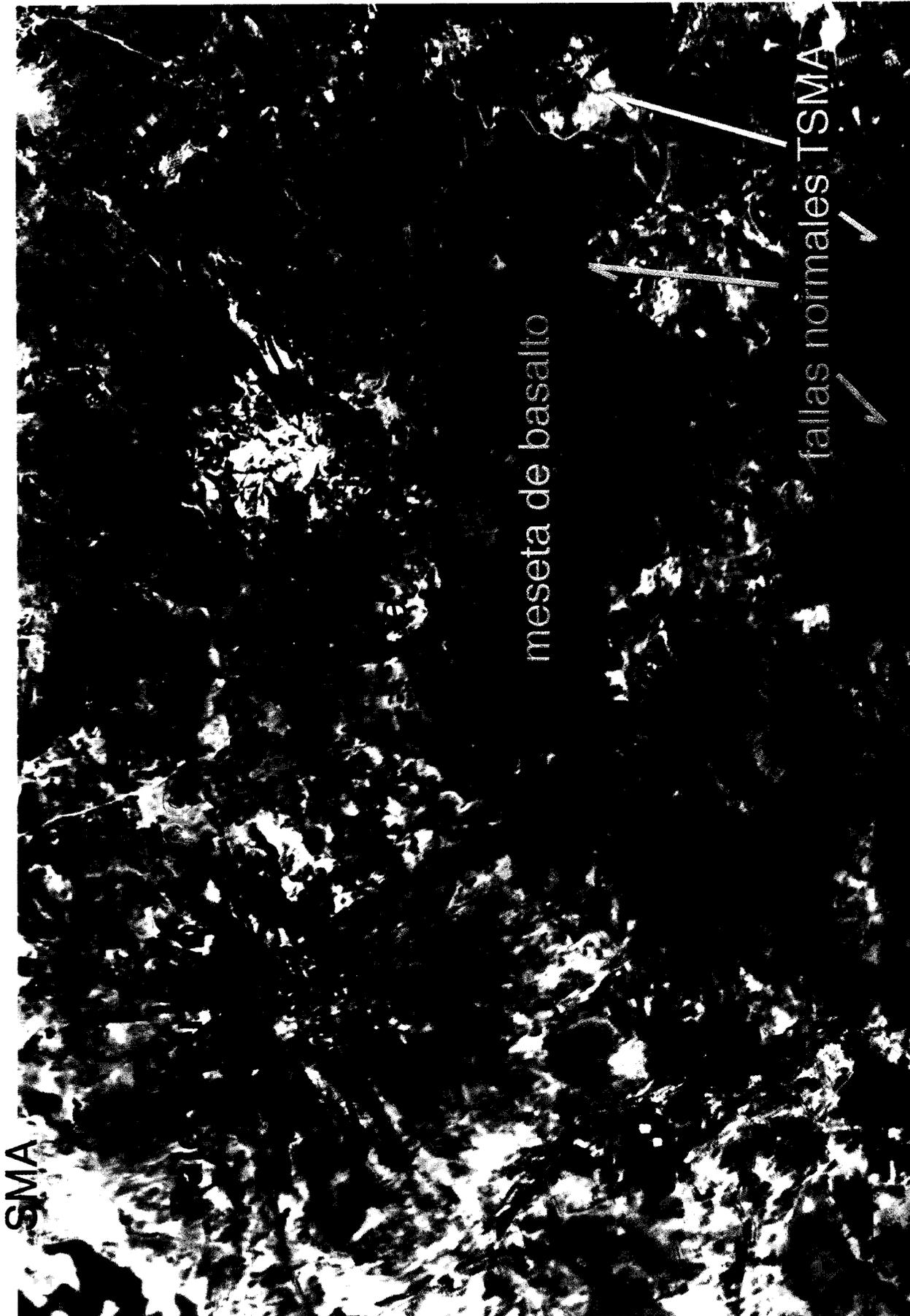


Figura 4. Imagen de satélite TM que muestra los estratovolcanes miocénicos La Joya, Palo Huérfano y San Pedro. Se observa amplias depresiones semicirculares en las cimas de La Joya y Palo Huérfano. En el caso de La Joya, se comprueba en este estudio que se trata de un circo de erosión. Una meseta de basalto de 6.2 Ma se ubica al sur de La Joya y cubre parcialmente a este volcán. Se observa además la terminación septentrional del sistema de fallas normales Taxco-San Miguel de Allende (TSMA), las cuales afectan a la meseta de basalto pero no al volcán La Joya, lo que indica que el sistema TSMA termina justo al sur del volcán La Joya. Qro: ciudad de Querétaro; SRJ: San Juan del Río; Ju: Juriquilla; Ja: Jalpa; SMA: San Miguel de Allende.



Figura 5. Vista panorámica hacia el SW del volcán La Joya. Se observa una amplia depresión en la cima que corresponde a un circo de erosión de 3 x 5 km.

Se describe a continuación, de la más antigua a la más joven, las siete unidades principales reconocidas en el volcán La Joya, así como unidades pre- y post-volcán de la periferia.

LAVAS PRE-VOLCÁN

Se define como lavas pre-volcán a un paquete de lavas estratificadas, de composición andesítico-dacítica localizadas cerca del poblado Las Monjas junto a la carretera federal núm. 49 (Figuras 3 y 4). La secuencia está basculada 5° al noreste y se presenta en forma de capas masivas, gris pardo por intemperismo y gris claro a oscuro en roca fresca. Algunos derrames desarrollaron juntas columnares. No se conoce su espesor total, pero éste es de al menos 30 m. En ocasiones las lavas columnares contienen enclaves redondeados de color verde, con tamaños que varían entre 5 y 30 cm, los cuales están compuestos principalmente de piroxeno y plagioclasa en una textura entrecruzada.

Bajo el microscopio se observó que los derrames tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, con matriz microcristalina, compuesta por microlitos de plagioclasa. El contenido de fenocristales es de 15-20 vol.%; la plagioclasa es más abundante (~15 vol.%), con tamaños relativamente grandes (<2.5 mm), de forma eudral a subedral, con maclado normal polisintético y zonación oscilatoria. En ocasiones los fenocristales están corroídos y algunas veces presentan abundantes inclusiones de vidrio, formando una textura de cedazo o "plagioclasa frita". El segundo mineral en abundancia es el ortopiroxeno (~6 vol.%). También es de proporciones relativamente grandes (3 mm), de forma eudral a subedral, fracturado; se observa las fracturas rellenas de óxidos de Fe y Ti. En ocasiones presentan textura poiquilítica con plagioclasa embebida dentro del fenocristal de ortopiroxeno. También el ortopiroxeno se observa como microfenocristales subedrales. Los minerales accesorios incluyen magnetita y apatito. Además, se observa epidota como producto secundario por alteración.

DOMO EL MAGUEY

En este artículo se define como Domo El Maguey a una estructura masiva de composición andesítica, localizada 5 km al norte del poblado de Jalpa (Figura 3). Está constituida por derrames de forma masiva en la base, pardo rosáceo por intemperismo y verde pálido en roca fresca. Hacia la cima, la lava presenta desarrollo en finas lajas (lajas de 5 cm), gris rosáceo por intemperismo y gris oscuro en roca fresca. Yace bajo los productos del flanco noroccidental del volcán La Joya. No aflora la base. El espesor mínimo es de 200 m.

La roca presenta textura porfídica con un contenido total de fenocristales de 20-25 vol.%, en una matriz de microlitos de plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa (20 vol.%; Tabla 2) varía generalmente de eudral a subedral, es de tamaño inferior a



Figura 6. Vista panorámica al sur, hacia el interior del circo de erosión del volcán La Joya. Se observa diferentes tonalidades debido a la intensa alteración de la roca por actividad fumarólica, lo que ocasionó la cloritización, caolinización y propilitización de la roca. Esta alteración a arcillas facilitó la remoción de la cima del volcán por procesos erosivos, quedando un amplio circo en la cima. Nótese camioneta como escala.

Tabla 1. Resultados K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcán La Joya.

RESULTADOS K-Ar				
JOY-72, matriz	%K = 2.25 ± 0.05	Núm. de Lab. AD-40		
peso (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ cc STP/g	% $^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	Edad (Ma)
0.2001	8.20×10^{-7}	43.8	56.2	9.4 ± 0.2
0.3010	8.40×10^{-7}	44.6	55.4	9.6 ± 0.2
JOY-81, plagioclasa	%K = 0.41 ± 0.02	Núm. de Lab. AC-21		
peso (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ cc STP/g	% $^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	Edad (Ma)
0.2018	1.03×10^{-7}	22.6	77.4	6 ± 1
0.8014	1.14×10^{-7}	49.1	50.9	7.5 ± 0.2
JOY-78, roca total	%K = 0.91 ± 0.02	Núm. de Lab. AC-20		
peso (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ cc STP/g	% $^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	Edad (Ma)
0.2019	1.95×10^{-7}	31.5	68.5	5.5 ± 0.4
0.6022	1.78×10^{-7}	40.2	59.8	5.0 ± 0.2
0.5966	2.04×10^{-7}	43.4	56.6	5.8 ± 0.3

RESULTADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

JOY-72, matriz Núm. de Lab. AD-40-S3, Lata CIC-5 sup, 0.7 g de muestra				
Temp (°C)	% ^{39}Ar	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	Edad (Ma)
600	9.34	0.3555	84.0	10.8 ± 7.8
750	28.69	0.2572	32.6	11.4 ± 1.3
950	59.73	0.4060	8.5	10.4 ± 1.1
1500	2.24	1.9277	1.5	16.0 ± 4.0
Resultados integrados		0.3927	40.7	11 ± 1

JOY-72, matriz Núm. de Lab. AD-40-S4, Lata CIC-5 sup, 0.7 g de muestra				
Temp (°C)	% ^{39}Ar	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	Edad (Ma)
600	0.0566	0.0002	89.8	19.5 ± 19.6
750	0.1531	0.1629	48.7	10.7 ± 1.2
850	0.4376	0.2104	9.3	10.9 ± 0.6
1000	0.3048	0.5136	7.1	10.1 ± 0.5
1500	0.0480	1.9630	43.4	11.4 ± 1.7
Resultados integrados		0.3677	52.8	11 ± 1

JOY-81, plagioclasa Núm. de Lab. AC-21-S3, Lata CIC-7 sup, 0.7 g de muestra				
Temp (°C)	% ^{39}Ar	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	Edad (Ma)
800	0.0925	1.3656	62.8	12.3 ± 54.9
1000	0.2566	4.7710	21.1	17.0 ± 0.4
1300	0.4542	7.5805	23.6	9.8 ± 0.5
1500	0.1968	9.1438	40.9	10.1 ± 0.9
Resultados integrados		6.5926	32.8	12 ± 5

JOY-78, roca total Núm. de Lab. AC-20-S5, Lata CIC-5 inf, 1.4 g de muestra				
Temp (°C)	% ^{39}Ar	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	Edad (Ma)
700	0.1000	2.2950	93.5	3.0 ± 3.7
800	0.2099	1.8209	34.5	6.2 ± 0.9
950	0.5602	1.7772	34.8	6.2 ± 0.6
1500	0.1299	5.6708	81.0	3.6 ± 1.5
Resultados integrados		2.3441	61.3	5.6 ± 0.8

3 mm y tiene zonación oscilatoria e inclusiones de ortopiroxeno. En ocasiones es anedral, con sus bordes corroídos. Es raro observar fenocristales resorbidos internamente. El ortopiroxeno es el segundo mineral más abundante con 4 vol.%. Es eudral a subdral, tabular, de 1.5 a 3 mm. También forma glomerocristales de 3 mm con plagioclasa y ortopiroxeno, parcialmente oxidado. Algunas veces el ortopiroxeno está corroído en sus bordes y con minerales opacos atrapados. Como minerales accesorios, se tiene opacos y apatito.

TOBA LA LOMA

Se define como Toba La Loma a una secuencia piroclástica con varios tipos de depósitos, que incluyen ignimbritas, brechas líticas de rezago, nubes rasantes (*surges*) y pómez de caída (Figuras 10 y 11). La unidad aflora en el arroyo La Joya,

siendo éste el más profundo que corta a la estructura volcánica, localizado a unos 3 km al este de Jalpa, y al sur de los pueblos La Loma y El Banquito (Figura 3). La mayor parte de esta secuencia está cubierta por unidades más jóvenes y, por lo mismo, los afloramientos están restringidos a cortes profundos en los arroyos que drenan al volcán La Joya en sus partes meridional y occidental. La unidad consta de varios depósitos piroclásticos que se describe con detalle en dos secciones estratigráficas medidas (Figura 12). En general, esta unidad queda constituida por los siguientes depósitos:

Brecha lítica de rezago coignimbrítica

Este depósito consiste en una brecha monolitológica con grandes bloques, desde 1.5 hasta 2 m de diámetro, angulosos a subangulosos (Figura 10), de composición intermedia y textura porfídica, con plagioclasa y ferromagnesianos en una matriz microcristalina. Estos bloques llegan a constituir el 40 vol.% del depósito, sostenidos por una matriz de pómez de color rojizo por intemperismo que está generalmente desvitrificada. El depósito está altamente endurecido por procesos secundarios de cementación.

Ignimbrita

Una ignimbrita de 1.25 m de espesor yace sobre la unidad anterior (Figura 11). Contiene fragmentos líticos angulosos de 4 cm en promedio de varios tipos, en su mayoría de lava de composición intermedia. Además, se observa algunos clastos de arcilla, que probablemente fueran líticos alterados hidrotermalmente provenientes del conducto. La matriz de esta ignimbrita es ceniza fina, rosa, con manchas blancas.

Vitrófido

Sobre el depósito anterior, yace un vitrófido rojo de 53 cm de espesor, con líticos subredondeados de hasta 23 cm de diámetro de lava dacítica o andesítica, y, sobre éste, se encuentra un depósito de pómez de caída de 2.5 m de espesor compuesto por *lapilli* fino a medio de pómez amarilla y líticos angulosos, sin clasificación.

ANDESITA LOS RICO

Se define como Andesita Los Rico a un derrame de andesita masivo que se distribuyó hacia el NE del conducto central con forma de lóbulo alargado (Figura 3). Su distribución es muy local. Aflora sobre la carretera federal 49 en el tramo Los Rico-Las Monjas, aproximadamente a 600 m al sureste del poblado Los Rico, justo en el límite estatal Querétaro-Guanajuato (Figura 3). Yace directamente sobre lavas andesíticas pre-volcán. Por otro lado, se infiere más joven que la Toba La Loma. Derrames posteriores del volcán La Joya (Dacita Tambula) prácticamente rodean a esta unidad (Figura 3).

JOY-72

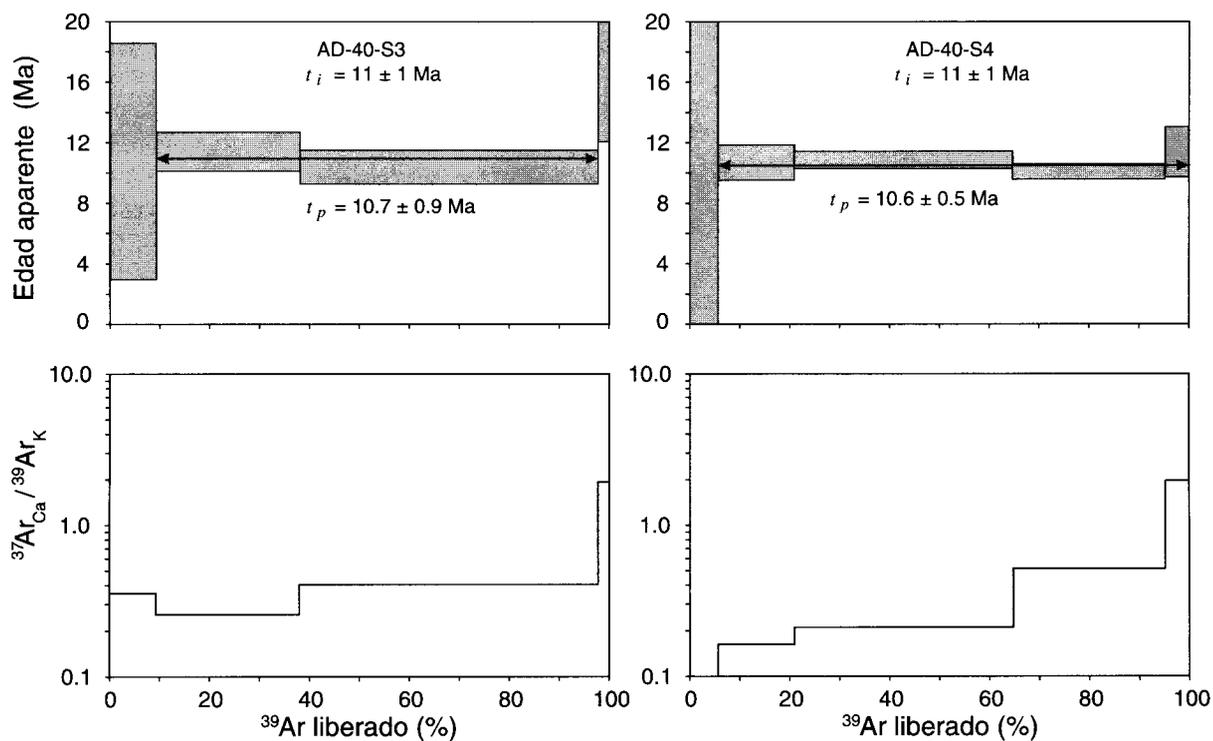


Figura 7. Espectros de los análisis isotópicos de ^{39}Ar - ^{40}Ar en la muestra Joy-72 correspondiente a un separado de matriz de una lava andesítica pre-volcán La Joya. Se muestra también los diagramas que indican el comportamiento de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ respecto a la extracción de argón 39. Se hizo dos análisis para la muestra Joy-72, denominados AD-40-S3 y AD-40-S4. t_i : edad integrada; t_p : edad de meseta.

JOY-78

JOY-81

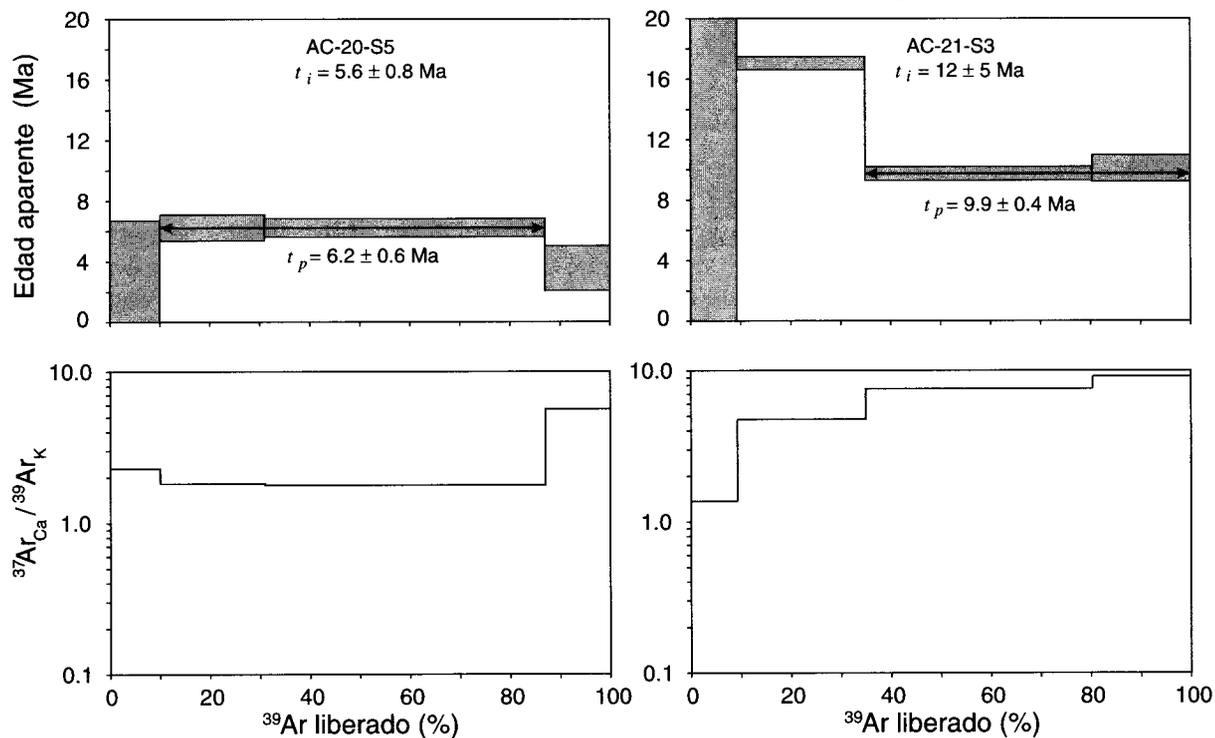


Figura 8. Espectros de los análisis isotópicos de ^{39}Ar - ^{40}Ar de las muestras Joy-78 y Joy-81. Joy-78 corresponde al análisis de roca total de una andesita básica afanítica post-volcán La Joya, y Joy-81 al separado de plagioclasa de una dacita de las últimas emisiones del volcán La Joya.



Figura 9. Brecha de desintegración de derrames lobulares del volcán La Joya, comúnmente observadas en las unidades andesíticas y dacíticas del volcán La Joya. Nótase la angularidad de los fragmentos y la variedad de tamaños de éstos. El derrame está sostenido por los mismos fragmentos, carece de matriz y todos los clastos son de un solo tipo y composición. También se conoce este tipo de lavas como derrames auto-brechados. Nótase moneda con 3 cm de diámetro.

Esta es la única unidad del volcán que presenta la asociación de plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno + hornblenda + olivino. La roca es vesicular (vesículas muy pequeñas de aproximadamente 1 mm), gris o pardo por intemperismo, y gris oscuro en roca fresca, con manchas amarillas minúsculas (posiblemente hornblenda intemperizada); presenta una costra gruesa de roca intemperizada. La lava tiene una textura porfídica, con un contenido aproximado de fenocristales del 20 vol.%. El constituyente principal es la plagioclasa (14. vol.%; Tabla 2) como fenocristal euedral a subedral, de 3 mm, con zonación oscilatoria, maclado polisintético y con los bordes resorbidos. El ortopiroxeno es euedral o anedral (1 mm), fracturado y corroído. Algunas veces tiene textura poiquilítica. El clinopiroxeno es subedral, fracturado, maclado y con bordes oxidados y el tamaño generalmente de 1 mm. También forma parte de glomerocristales con asociación de plagioclasa + ortopiroxeno + óxidos de Fe y Ti. La hornblenda (~2 vol.%) es anedral, tabular y forma parte de glomerocristales (4 mm) con plagioclasa. Algunos fenocristales de hornblenda fueron parcialmente reemplazados por plagioclasa. El olivino es poco abundante (~1 vol.%), anedral, de hasta 1 mm, fracturado, en parte idingsitizado y en algunos cristales los bordes están corroídos. Como minerales accesorios se tiene minerales opacos.

DACITA TAMBULA

Se define como Dacita Tambula a varios derrames de dacita de corta extensión y gran espesor que constituyen la mayor parte del flanco septentrional del volcán (Figura 3). Cualitativamente, se estima que esta unidad es la de mayor volumen emitida por el volcán. La localidad tipo se localiza entre el cerro Tambula y el poblado del mismo nombre (Figura 3). Se trata de un derrame en forma de lóbulo con terminación en tres “dedos”

(Figuras 3 y 4). Esta unidad se encuentra yaciendo en ocasiones sobre depósitos piroclásticos de la Toba La Loma, con un espesor mínimo de 11 m, descritos en la sección El Tepehuaje (Figura 12). Esta unidad es contemporánea a la Dacita Carbonera que se describe más adelante. La lava es una dacita con lajas de 12 cm de espesor, rosa por intemperismo y gris oscuro en roca fresca. Macroscópicamente, se puede identificar una textura porfídica con abundante plagioclasa.

La lava presenta textura porfídica a pilotaxítica. El contenido de fenocristales varía de 10 a 25 vol.%. El constituyente principal es la plagioclasa (aprox. 20 vol.%), que varía de euedral a subedral, de 2 mm de tamaño, en ocasiones resorbida, con zonación oscilatoria y maclado polisintético; también están presentes como fenocristales subedrales corroídos por la matriz y con inclusiones de ortopiroxenos. El ortopiroxeno (5 a <10 vol.%) varía de euedral a subedral y su tamaño es de hasta 1.5 mm. Es común observar minerales opacos (magnetita) como inclusiones y apatito. Además, se observa, aunque con menos frecuencia, fenocristales anedrales y glomerocristales. Menos común es el clinopiroxeno (2 mm), euedral, a veces con inclusiones de plagioclasa. El olivino también se encuentra raramente como fenocristal de forma euedral (~1 mm), con los bordes idingsitizados. Como minerales accesorios se incluye óxidos de Fe y Ti, apatito y hornblenda.

Una característica distintiva de esta unidad es la gran abundancia de xenolitos de coloración verde pálido. Éstos son muy abundantes en la localidad de Guadalupe de Tambula y La Barreta (Figura 3); sin embargo, en algunas zonas son escasos. Los xenolitos o enclaves verdes llegan a constituir un 10% del volumen total. Son subredondeados con tamaños de hasta 5 cm, y tienen una textura entrecruzada de plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda + biotita con vidrio intersertal. La hornblenda fue reemplazada por biotita. Langmuir (1989) ha interpretado texturas similares como fragmentos de magma casi totalmente cristalizado de las paredes de la cámara magmática.

DACITA CARBONERA

La Dacita Carbonera consiste en una serie de derrames de lava de composición dacítica. Forma la mayor parte del flanco sudoriental del volcán donde se ubica el poblado Carbonera y drenan los arroyos Carbonera y Pie de Gallo (Figura 3). Dada su posición estratigráfica bajo la Dacita La Joya, se infiere que sea una unidad contemporánea a la Dacita Tambula. En el arroyo Pie de Gallo esta unidad aflora en contacto bajo las mesetas de basalto (Figura 3). En la base de esta unidad se formaron brechas de desintegración. Éstas consisten en clastos monolitológicos, angulosos, pardo amarillento por intemperismo y gris oscuro a rosa en fractura fresca, con manchas irregulares verdes, miden hasta 70 cm de diámetro y están sostenidas en material más fino de composición similar. En el arroyo El Cañón también aflora esta unidad, donde presenta una gruesa secuencia de brechas de desintegración rojizas por intemperismo y pardo rojizo a gris en roca fresca.

Tabla 2. Resumen de análisis modales.

Muestra	olivino	ortopiroxeno	clinopiroxeno	biotita	hornblenda	plagioclasa	magnetita	vidrio
Alteración hidrotermal								
j-133		○			⊗	●	●	
j-163		○	○	○		●	●	
Mesetas de basalto								
j-6	●	●				●	●	
j-7	●	●	●			●	●	
j-78	●	●				●	●	
j-79	●	●				●	●	
j-80	●	●	●			●	●	
j-160	●	●	○			●	●	
Dacita La Joya								
j-2		●	●	○	●	●	●	
j-3		●	●	○	●	●	●	
j-4		●	○		●	●	●	
Dacita Pinalillo								
j-28		●		○	○	●	○	●
j-38		●			●	●	●	●
j-39		●			●	●	●	○
j-41		●		○	●	●	●	○
j-42		●	○		●	●	●	●
j-45		●			●	●	●	●
j-89		●		○	○	●	●	●
j-91		●			○	●	●	●
j-97		○		○	●	●	●	●
j-98		●		○	●	●	●	●
j-99		●			●	●	●	●
j-122	○	●			●	●	●	●
j-123	○	●		○	●	●	●	●
j-107		●		○	●	●	●	●
j-109		●		○	●	●	●	●
Dacita Carbonera								
j-62		●	○		⊗	●	●	
j-81		●	○		⊗	●	●	
j-155		●			○	●	●	
j-157a		●				●	●	
j-157b		●				●	●	
j-157c		●				●	●	
Dacita Tambula								
j-70	○	●	○		○	●	●	
j-76		●				●	●	
j-77		●				●	●	
j-128		●	●			●	●	
j-129		●				●	●	
j-137		●	○			●	●	
j-138		●	○		○	●	●	
j-139		●	○			●	●	
j-141		●				○	●	
j-143		●	○	○	⊗	●	●	
j-144		●		○	⊗	●	●	
j-149		●		○	⊗	●	●	
Andesita Los Rico								
j-71	○	●	●		●	●	●	
Andesita El Maguey								
j-52		●		○	○	●	●	
j-56		●			○	●	●	
j-57		●			○	●	●	
j-58		●				●	●	
j-65		●				●	●	
j-69		●				●	●	
Lavas prevolcán								
j-72		●				●	●	

● Abundante (10-20%)
 ○ Relativamente escaso o accidental (<5%)
 ⊗ Fantasmas o resorción



Figura 10. Brecha coignimbrítica lítica de rezago de la Toba La Loma. Los bloques angulosos son de hasta 2 m de diámetro de una lava de composición intermedia y se encuentran en una matriz pumítica oxidada rojiza. Este afloramiento se ubica a 2.5 km del centro del volcán La Joya, de donde posiblemente fue emitida esta ignimbrita. Nótese libreta para escala de 19 cm de longitud.

Esta roca tiene textura porfídica con aproximadamente 25–30 vol.% de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita y magnetita. La plagioclasa (15–20 vol.%; Tabla 2) es eudral a subedral, hasta de 6 mm, con zonación oscilatoria, maclado polisintético y con inclusiones de ortopiroxeno. Algunas plagioclasas están resorbidas. El ortopiroxeno (7 vol.%) tiene tamaños desde 1 hasta 4 mm, es anedral a subedral, con fracturas rellenas de óxidos de Fe y Ti. Algunos presentan un aspecto fibroso, lo cual posiblemente se deba a que el ortopiroxeno está siendo reemplazado por epidota. Los fenocristales de ortopiroxeno de mayor dimensión están generalmente oxidados por completo. La biotita es poco común, constituye ~1 vol.%, es anedral, está parcialmente oxidada e intercreció con plagioclasa, zircón, minerales opacos (magnetita) y apatito.

La Dacita Carbonera difiere de la Dacita Tambula en su mineralogía y aspecto físico, ya que esta unidad es masiva y está intercalada con brechas de desintegración en la base de los derrames. Presenta textura porfídica, siendo el principal componente la plagioclasa con tamaños mayores a 6 mm. Contiene además remanentes de hornblenda. Por otro lado, en su aspecto físico la Dacita Tambula consiste en derrames con desarrollo de lajas y abundantes xenolitos. Se compone por fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y raramente olivino, en una matriz de microlitos de plagioclasa.

DACITA LA JOYA

Se define como Dacita La Joya a un grupo de derrames de composición dacítica, cuya característica distintiva es la presencia de grandes fenocristales de hornblenda. Aflora sólo en las partes altas del volcán, debido a que esta unidad seguramente se comportó como coladas de lava muy viscosas al momento de su emplazamiento y no fluyeron más abajo. Se encuentra sobre la carretera que va del poblado La Barreta a La Joya, a unos 400

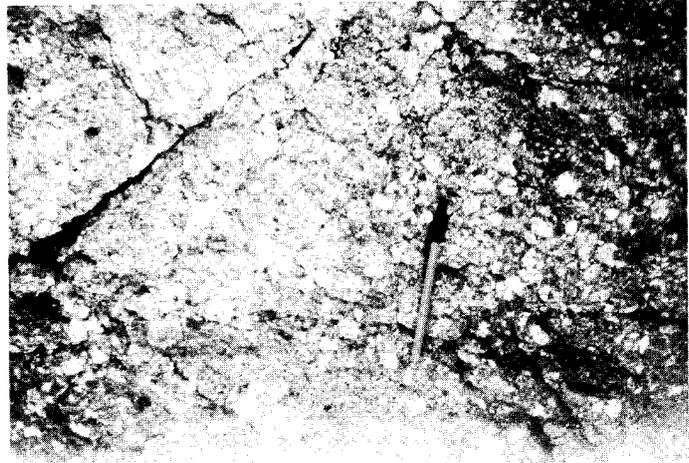


Figura 11. Ignimbrita de la base de la Toba La Loma. Es un depósito rico en clastos de pómez blancos en una matriz pumítica oxidada y endurecida por procesos secundarios. El bolígrafo mide 15 cm.

m del primero (Figura 3). Estratigráficamente, se encuentra yaciendo sobre la Dacita Tambula y es contemporánea a la Dacita Pinalillo.

La roca consiste en derrames de lava en bloque, gris pardusco por intemperismo y gris claro al fresco, intercalados con brechas de desintegración. Estas últimas aparentan estar sostenidas en material más fino de composición similar; sin embargo, se trata de material arcilloso secundario formado por intemperismo, que ha rellenado las cavidades entre los bloques de la brecha.

Bajo el microscopio, presenta textura porfídica con 20–25 vol.% de fenocristales de plagioclasa y anfíboles con matriz de microlitos de plagioclasa y vidrio. La plagioclasa (15 vol.%), que mide hasta 4 mm, es subedral y anedral, y con maclado polisintético y zonación oscilatoria. Algunos cristales están corroídos a lo largo de sus márgenes y otros presentan inclusiones de ortopiroxeno. Éste tiene un volumen aproximado de 5 vol.% y su tamaño varía de 3 a 1.5 mm, es anedral a subedral. También forma parte de glomero-cristales de 3 mm junto con plagioclasa. La hornblenda (2–3 vol.%) tiene tamaños que varían desde 1 hasta 5 mm, es eudral, alargada, acicular y maclada con los bordes oxidados. Presenta pleocroísmo de pardo suave a pardo oscuro, así como colores altos de interferencia. Algunos cristales presentan intercrecimiento con ortopiroxeno y plagioclasa, formando glomero-cristales de 3.5 mm. Es común observar hornblenda totalmente reemplazada, de la que quedan sólo reliquias con la forma acicular del cristal original. Algunos casos presentan una corona de ortopiroxeno y plagioclasa, producto de las reacciones por cambios en las condiciones de equilibrio del cristal con el líquido. El clinopiroxeno es escaso (~2 vol.%) y normalmente maclado con colores de interferencia altos. Es anedral, con tamaños de aproximadamente 1 mm. Como accesorios se tiene óxidos de Fe y Ti y apatito. Con base en las texturas de desequilibrio observadas en los cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda, tal vez esta roca se haya originado por mezcla de magmas.

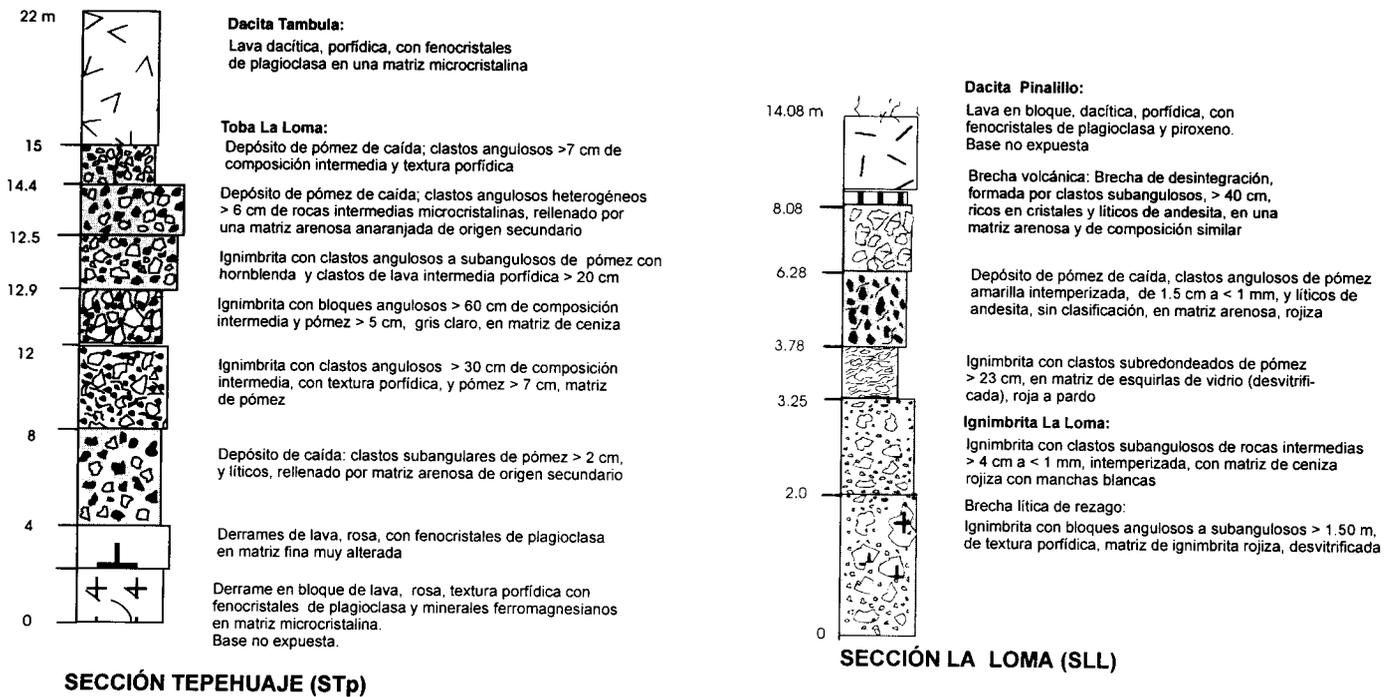


Figura 12. Secciones estratigráficas de la Toba La Loma medidas en el arroyo El Tepehuaje, cerca de La Barreta (TP-1; Figura 3), y el arroyo Loberas (SL-2; Figura 3).

DACITA PINALILLO

Se define como Dacita Pinalillo a un paquete de derrames de lava masivos, de composición dacítica y textura porfídica. Esta unidad aflora en los arroyos Las Loberas y El Cañón, así como en el cerro Pinalillo (2,710 m s.n.m.m.; Figura 3). En ocasiones se encuentra yaciendo sobre depósitos piroclásticos de la Toba La Loma (Figura 13).

La unidad forma mesetas pequeñas en su base, y en las partes altas cerros que semejan domos. La Dacita Pinalillo es

contemporánea con la Dacita La Joya y también se encuentra en las partes altas del volcán (Figura 13).

Bajo el microscopio, la Dacita Panalillo presenta textura porfídica a glomeroporfídica, con una matriz compuesta por vidrio, característica distintiva que la diferencia de la Dacita La Joya, con fracturas perlíticas. En ocasiones, la matriz está parcial o totalmente desvitrificada, presentando esferulitas con crecimiento radial. También es posible observar textura fluidal. La plagioclasa (25 vol.%) varía de cuedral a subedral, de 2.5 a 7 mm; presenta maclado polisintético y zonación oscilatoria; al-

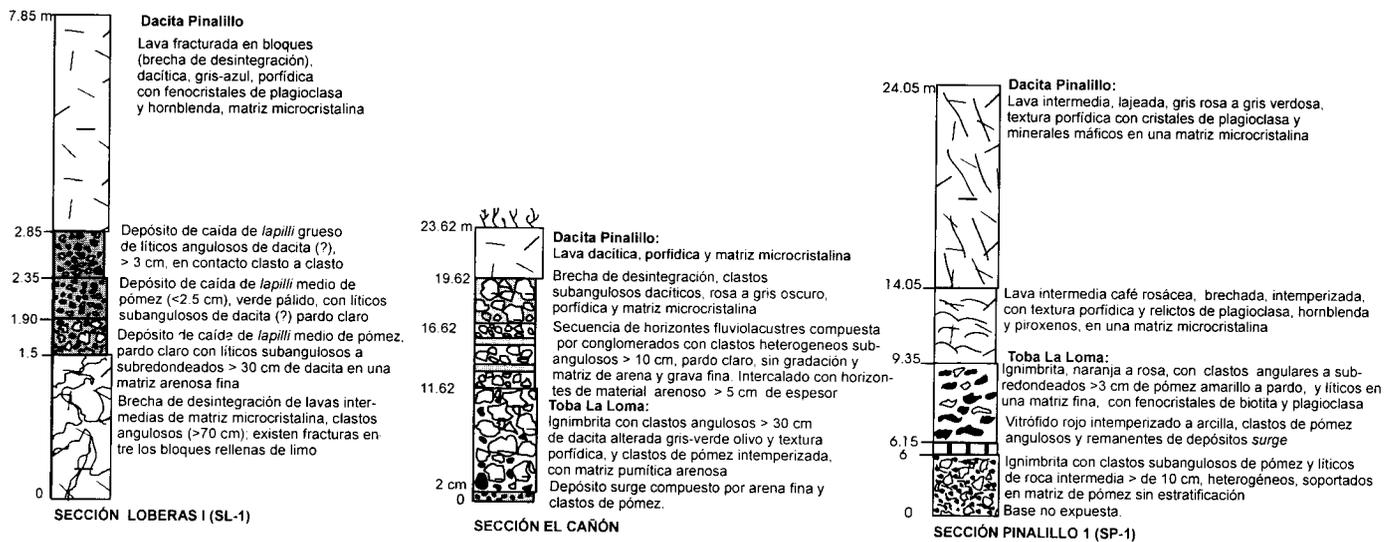


Figura 13. Secciones estratigráficas de la Dacita Pinalillo. En la sección Loberas I (SL-1; Figura 3), se observa depósitos piroclásticos interestratificados con los derrames dacíticos. En las secciones El Cañón (arroyo El Cañón; Figura 3) y Pinalillo (SP-1; Figura 3), se observa que la Dacita Pinalillo yace sobre depósitos piroclásticos de la Toba La Loma.

gunos cristales están resorbidos con los bordes corroídos y con inclusiones de vidrio pardo, formando textura de cedazo. La hornblenda (7 vol.%) varía de eudral a subedral con pleocroísmo de verde intenso a pardo. En ocasiones, está intercrecida con ortopiroxeno (2–3 mm) o presenta inclusiones de vidrio con bordes corroídos. Los glomerocristales son comunes, presentando la asociación plagioclasa + ortopiroxeno + hornblenda. Menos común que la hornblenda es el ortopiroxeno (1–2 vol.%) y de aproximadamente 1 mm, varía de eudral a subedral, fracturado, con un ligero pleocroísmo de verde muy suave a rosa pálido, común para la hiperstena. Las fracturas y planos de cruceo están rellenos por óxidos de Fe. Algunos ortopiroxenos están resorbidos. Se observa también microfocristales tabulares eudrales de 1 mm, rodeando cristales de hornblenda oxidada, lo que indica cambios en las condiciones de presión del H₂O o de temperatura, o ambos, que produjeron la reacción de la hornblenda con el líquido y su reemplazamiento parcial a piroxeno. El olivino se observa únicamente formando parte de un glomerocristal, junto con plagioclasa, hornblenda, magnetita y ortopiroxeno. El olivino (<1 vol.%) es anedral, con los bordes parcialmente idingsitizados. La biotita (1 vol.%) es anedral a subedral, pleocroica y algunos cristales parcialmente reemplazados por plagioclasa. En ocasiones los fenocristales muestran pliegues. Como minerales accesorios se tiene magnetita y apatito, ambos como inclusiones dentro de la plagioclasa y piroxeno, o como cristales libres.

MESETAS DE BASALTO

Lavas de composición de andesita-básica a basalto y depósitos piroclásticos máficos afloran en la parte sudoriental del volcán y yacen sobre la Dacita Carbonera o cubren depósitos lacustres intercalados con depósitos piroclásticos silíceos expuestos en un paredón junto a la presa Jalpa o Zarquitos (Figura 14). Estos últimos aparentemente no se relacionan con los productos del volcán, y se depositaron después de que la actividad del mismo finalizara.

Una muestra de estas lavas resultó con una edad ³⁹Ar/⁴⁰Ar de 6.2 ± 0.6 Ma (Tabla 1). Esta unidad fue incluida por Ferrari y colaboradores (1994) en el grupo regional de mesetas de basalto de 8–10 Ma que afloran a lo largo de la parte septentrional del sector central del CVM. Sin embargo, dada la edad reportada (6.2 ± 0.6 Ma), resulta ser una secuencia no correlacionable con las mesetas de basalto definidas por Ferrari y colaboradores (1994).

Estos derrames de lava forman un campo volcánico de mesetas con elevaciones de hasta 2,250 m s.n.m.m. Asociados a estas mesetas, se encuentra un grupo de conos cineríticos de altura baja (alrededor de 100 m desde su base), con una burda alineación NW-SE, que emitieron depósitos piroclásticos (ceniza, lapilli y bombas), con una distribución localizada cerca de la fuente. En algunos lugares, como el arroyo El Tecolote (Figura 3), el espesor es mayor de 10 m (Figura 14a). Los derrames de

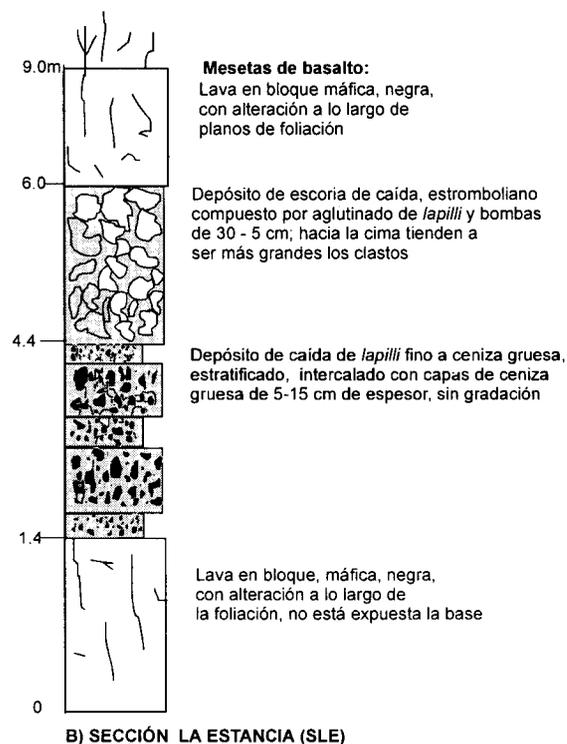
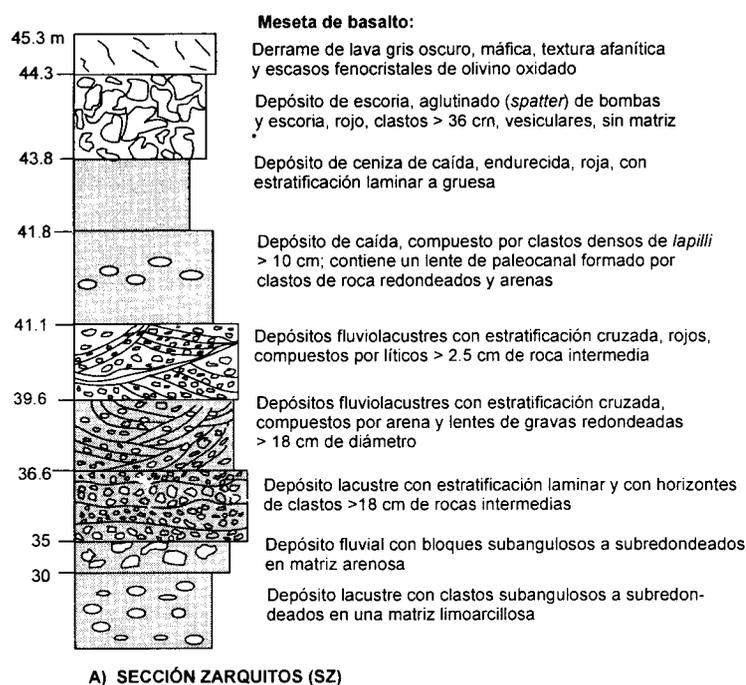


Figura 14. Secciones estratigráficas de las mesetas de basalto (andesita básica). La sección Zarquitos (SZ) se ubica cerca del poblado de Jalpa (Figura 3) y la sección La Estancia (SLE) se ubica en el flanco sudoriental del volcán La Joya (Figura 3).

lava son gris oscuro a negro y presentan grano fino; a pesar de su apariencia de basalto, no todos lo son, ya que las muestras analizadas por Valdéz-Moreno y Aguirre-Díaz (1996) resultaron ser andesita basáltica; mientras que algunas muestras consignadas en Ferrari y colaboradores (1994) son efectivamente de composición basáltica (según la clasificación de Le Bas *et al.* [1986]).

Bajo el microscopio, la textura es pilotaxítica, con plagioclasa, ortopiroxeno, olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. La característica más distintiva de estas rocas es la presencia de fenocristales euedrales a subedrales de olivino de alrededor de 1 mm, aunque poco abundantes (<5 vol. %). Es muy común observar este mineral con los bordes idingsitizados, o totalmente reemplazado por idingsita. La plagioclasa es microlítica, de forma acicular, maclada y raras veces forma fenocristales anedrales, pequeños (1 mm), con zonación oscilatoria. El ortopiroxeno y clinopiroxeno sólo se encuentran formando parte de la matriz como microlitos de forma tabular. Se observa calcita rellenando fracturas y vesículas, lo que indica un carácter secundario; también hay óxidos de Fe y Ti como parte de la matriz.

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

La cima del volcán es un circo de erosión de forma elíptica con aproximadamente 5 x 3 km de diámetro, con el diámetro mayor orientado N-S. Las rocas que forman la cima del volcán están prácticamente caolinizadas en su totalidad por alteración hidrotermal. La coloración de estas rocas es pardo, amarilla, y en las zonas más afectadas, blanca (Figura 6), donde también se observa grandes cristales hipidiomorfos (>5 cm) de cuarzo incoloro, selenita, caolín, calcedonia de forma globular y en ocasiones formando geodas. La roca original fue de composición intermedia, pardo por intemperismo y gris verdosa en fractura fresca, de textura porfídica, con desarrollo interno de lajas en algunas zonas (cercanas al poblado La Joya). En otros sitios es masiva, verde olivo (alteración propilítica), y también con textura porfídica.

De los sitios en que todavía se encuentra roca, aunque alterada, fueron tomadas algunas muestras para estudiar bajo el microscopio. Dado el grado alto de alteración a arcilla, es difícil determinar cuál fue la unidad original, por lo que para fines prácticos se define sólo como alteración hidrotermal. Las lavas presentan textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, hornblenda y matriz microlítica de plagioclasa, epidota y calcita. La plagioclasa es subedral (15 vol.%), de 1 a 2.5 mm, con textura de cedazo y maclado polisintético. El ortopiroxeno (1–2 vol.%) presenta forma subedral y anedral, mal preservado, debido a que normalmente está fracturado y reemplazado por epidota, que se identifica por su forma fibrosa, color amarillo y colores de interferencia altos. La hornblenda (5 vol.%) está totalmente cloritizada. La calcita se presenta como mineral secundario rellenando fracturas, y en ocasiones reemplazando a la plagioclasa. Los accesorios son clorita, epidota, opacos y apatito.

EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN LA JOYA

La Figura 15 resume de manera esquemática la evolución del VLJ. Antes de iniciar su actividad, el terreno preexistente consistía en mesetas de lava, generalmente de composición andesítica, de amplia distribución, con edades de 10 a 11 Ma (muestra Joy-72; Tabla 1), correlacionables con derrames de lava similares de edad equivalente que yacen bajo el vecino volcán Palo Huérfano (Pérez-Venzor *et al.*, 1997). Asimismo, antes de que se formara el VLJ, ya existía un domo andesítico de grandes dimensiones (Domo El Maguey), el cual no fue fechado, pero posiblemente sea contemporáneo a un domo similar de 16 Ma que aflora en el flanco oriental del volcán Palo Huérfano (Pérez-Venzor *et al.*, 1997). El volcán La Joya propiamente inició su actividad con erupciones explosivas que dieron lugar a varias ignimbritas y a depósitos de pómez de caída, tal vez de tipo pliniano (Toba La Loma). Posteriormente, el vulcanismo cambió de explosivo a efusivo, emitiendo varios derrames de lava andesíticos a dacíticos, que formaron varios lóbulos distribuidos radialmente alrededor del conducto central (Andesita Los Rico, Dacita Tambula, Dacita Carbonera). Dichos derrames probablemente tuvieron una viscosidad alta, ya que formaron lavas de tipo *coulée*, es decir, derrames de fuerte espesor y corta distancia de la fuente. La actividad efusiva continuó, pero se infiere que los derrames más jóvenes fueran aun más viscosos que los predecesores, ya que los derrames de lava no avanzaron más allá de la base del volcán, formando una serie de *coulées* alrededor del conducto central (Dacita Pinalillo y Dacita La Joya). Una muestra de estos derrames resultó con una edad de 9.9 ± 0.4 Ma (Joy-81; Tabla 1). Terminada la actividad del volcán La Joya, comenzó un proceso de alteración hidrotermal intensa a través del conducto principal, ocasionando la caolinización y propilitización de los derrames de lava de la cima, propiciando una fácil erosión de la parte alta del volcán. Subsecuentemente, derrames de lava máfica de 6.2 ± 0.6 Ma, formaron un campo de conos cineríticos y mesetas de lava al sur del volcán, quedando parcialmente cubierto por éstas su flanco meridional. Mientras tanto, la cima del volcán continuó erosionándose, quedando finalmente un amplio circo de erosión, como se observa actualmente.

RELACIÓN CON EL MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En el sector central del CVM, se localiza el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (TSMA) con dirección NNW (Demant, 1978), y otro sistema más joven de fallas orientadas ENE (Figura 1), al que pertenece el grupo de *grabens* intra-arco Chapala-Cuitzeo-Acambay (Suter *et al.*, 1995a). El sistema TSMA forma un sistema de *horsts*, *grabens* y *semigrabens*. Alcanza su máxima expresión en el terreno, tanto en su extremo septentrional, en la ciudad de Querétaro, como en su extremo meridional, al sur del Nevado de Toluca (Macías *et al.*, 1997), siendo evidentes los escarpes de falla en imágenes de satélite y fotografías aéreas.

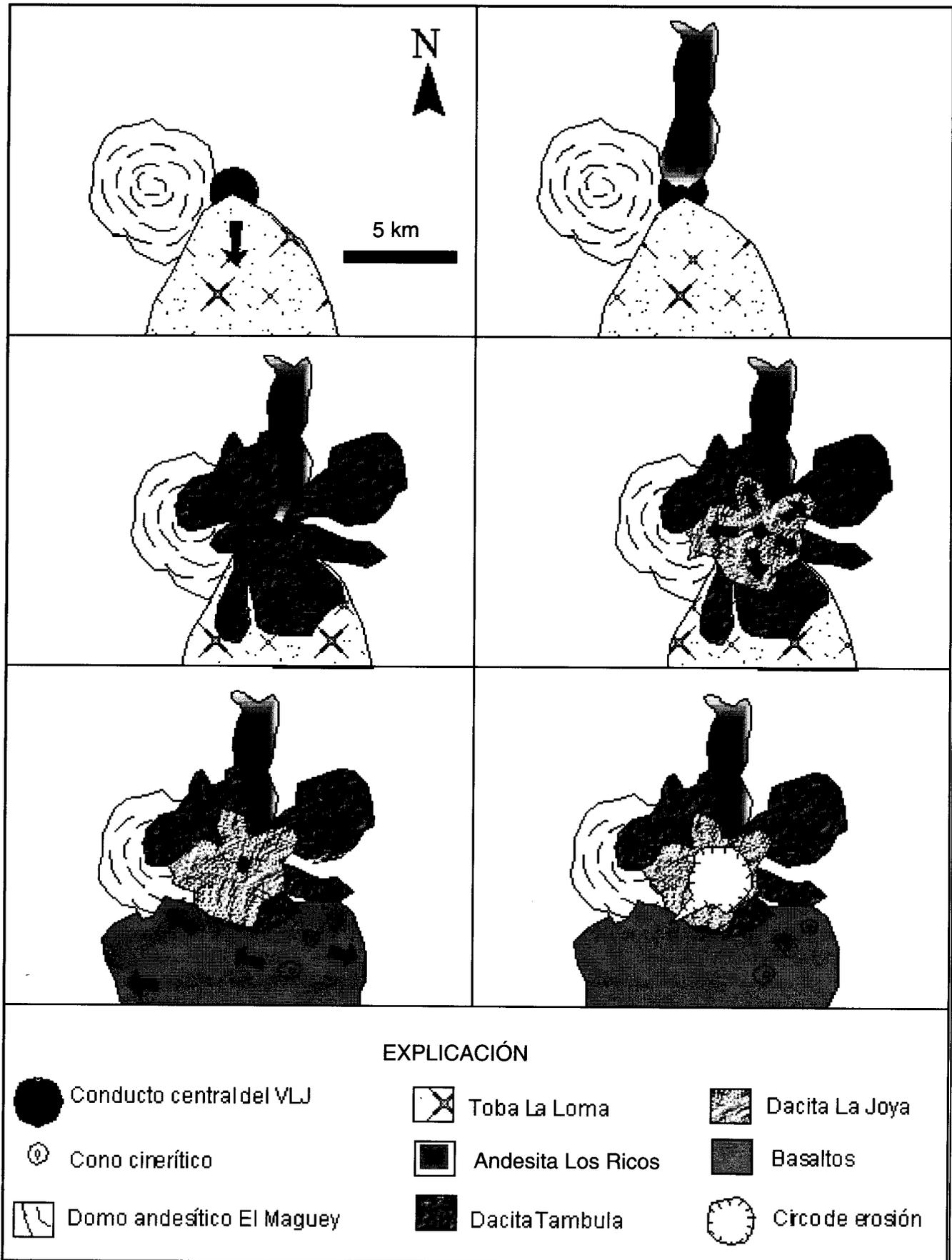


Figura 15. Esquema ilustrativo de la evolución volcánica del volcán La Joya (sin escala, vista de planta).

Un tercer sistema de fallas normales está representado por la Falla San Miguel de Allende, con rumbo N-S (Figuras 1 y 2), la cual corta a la Ignimbrita El Obrero de 28.6 ± 0.7 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), pero está cubierta por el volcán Palo Huérfano con una edad de 12.1 ± 0.6 Ma, sin que ésta lo afecte (Pérez-Venzor *et al.*, 1996).

El volcán La Joya marca la terminación hacia el norte del sistema TSMA, ya que este sistema de fallas no afectó al volcán, a pesar de ubicarse éste sobre la prolongación hacia el norte del sistema de fallas NW (Figuras 1 y 2). Dicho sistema sí afecta a las mesetas de derrames de lava de basalto y andesita fechados en 6.2 Ma y, por lo tanto, posteriores al volcán, y que se ubican justo al sur de éste y al norte de Querétaro (Figuras 2–4). Este arreglo permite deducir que el sistema de fallas TSMA en la vecindad de Querétaro, es más joven que las mesetas de basalto-andesita de 6.2 Ma, según los datos de este estudio. Aguirre-Díaz (1996) consigna que este sistema NW no corta a la Toba Amealco, con una edad de 4.6 Ma, al menos en algunos sectores al sur de la ciudad de Querétaro; sin embargo, existe evidencia de sismicidad reciente (enero de 1998) en una falla NW, también ubicada al sur de la ciudad de Querétaro (Pacheco *et al.*, en preparación).

El sistema de fallas ENE se manifiesta en la parte septentrional del sector central, llegando a afectar a los volcanes Palo Huérfano (Pérez-Venzor *et al.*, 1997) y La Joya (Figura 2).

En resumen, se puede concluir que en la región entre San Miguel de Allende y Querétaro, son evidentes tres sistemas de fallas normales con diferentes orientaciones y activas en diferentes tiempos. El más antiguo, de rumbo N-S (Falla San Miguel de Allende), con un límite inferior en el tiempo de 28.6 Ma y uno superior de 12.1 Ma; un segundo sistema de rumbo NW (TSMA), con un límite inferior en el tiempo de 6.2 Ma y uno superior que en algunos sectores es 4.6 Ma, aun cuando en otros éste podría llegar hasta el presente; y un tercer sistema de rumbo ENE, con un límite inferior aún no definido y uno superior que también pudiese llegar hasta el presente, si se considera la sismicidad reciente reportada en los estados de Hidalgo y México (Suter *et al.*, 1995a, b).

Ferrari y colaboradores (1994) consignan mesetas de basalto con edades entre 8 y 10 Ma en la parte septentrional del CVM e interpretan esta secuencia máfica como los inicios del mismo. Mesetas de lava andesítica correlacionables con esta megaunidad, con una edad de 10.7 ± 0.9 Ma (Joy-72; Tabla 1), yacen bajo el VLJ. Análogamente, Pérez-Venzor y colaboradores (1997) describen mesetas similares bajo el volcán Palo Huérfano con una edad K-Ar también de aproximadamente 11 Ma. Estos nuevos resultados indican que las mesetas de basalto (o andesita) son más antiguas de lo que se suponía. De hecho, pudieran llegar a tener 12–13 Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 1998).

Comparando al volcán La Joya con los volcanes vecinos Palo Huérfano y El Zamorano, se observa similitudes en (1) edad, (2) ubicación en el CVM, (3) estilo de vulcanismo, y (4) composición de los productos. A continuación se explica estos puntos:

1. *Edad.* El volcán La Joya ya estaba en pleno desarrollo a los 9.9 Ma, por lo que puede incluirse en el grupo que se formó entre 10 y 12 Ma y, por lo tanto, de los volcanes de grandes dimensiones más antiguos reportados en el CVM.
2. *Ubicación.* En el margen septentrional de esta provincia, confirmando la hipótesis de que el vulcanismo en el CVM comenzara en su parte septentrional y migrara al sur (Nixon *et al.*, 1987).
3. *Estilo de vulcanismo.* El estilo de vulcanismo de La Joya aparentemente fue muy similar al de su vecino Palo Huérfano. Ambos inician con un domo preexistente andesítico de grandes proporciones. En el caso de Palo Huérfano, el domo se emplazó varios millones de años antes del volcán (16 Ma vs. 12 Ma; Pérez-Venzor *et al.*, 1997). En el caso de La Joya, el Domo El Maguey no fue fechado y no se sabe la diferencia en edad entre éste y los primeros productos del volcán La Joya, pero, con base en relaciones de campo, es evidente que el domo El Maguey fuera formado previamente a La Joya. Por las similitudes entre ambos domos y grado de erosión semejante, es posible que el domo El Maguey sea contemporáneo al domo cercano de 16 Ma que yace bajo el volcán Palo Huérfano. Ambos emitieron una secuencia de lavas andesítico-dacíticas que seguramente fueron derrames con viscosidad alta, semejantes a *coulées* de domos exógenos (*sensu lato* Blake, 1990). Los derrames se emplazaron radialmente alrededor de un conducto central, formando lóbulos de corta extensión y fuerte espesor. Además, algunos, como la Dacita Tambula, muestran evidencia de que el magma fue tan viscoso que llegó a erosionar las paredes de la cámara magmática e incorporar en el magma enclaves o xenolitos de estas paredes al momento de la extrusión (ver descripción de Dacita Tambula). En el caso de El Zamorano, las lavas emitidas son también de composición andesítico-dacítica, pero fueron aparentemente menos viscosas, ya que no llegan a formar lóbulos tipo *coulée*. Los tres volcanes incluyen un evento explosivo mayor, formador de ignimbritas; tienen una depresión semicircular en su cima, muy amplia para Palo Huérfano y La Joya (5 km de diámetro en su eje mayor), y menos amplia para El Zamorano (*ca.* 3 km). Se ha inferido diferentes orígenes para estas depresiones. En Palo Huérfano y El Zamorano se les atribuye a calderas (Pérez-Venzor *et al.*, 1997; Carrasco-Núñez *et al.*, 1989), aunque en el caso de El Zamorano, recientemente se puso en duda esta interpretación (Gerardo Carrasco-Núñez, comunicación personal, 1998), ya que no existen evidencias claras que indiquen que se trata de una caldera. En el caso de La Joya, se demuestra en este estudio que se trata de un circo de erosión.
4. *Composición.* Los tres volcanes se componen predominantemente de lavas andesíticas y dacíticas. Dichos productos son típicos de los estratovolcanes cuaternarios del CVM. En el caso particular de El Zamorano, quedan

incluidos, además, productos riolíticos representados por la ignimbrita Zamorano (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989).

CONCLUSIONES

El volcán La Joya yace sobre andesitas de 10.6 ± 0.5 Ma y ya estaba casi totalmente formado a los 9.9 ± 0.4 Ma. Es muy similar en aspecto, tamaño y grado de erosión a su vecino Palo Huérfano, de aproximadamente 12 Ma.

La geología del volcán La Joya incluye un domo andesítico que se emplazó antes del desarrollo del volcán, depósitos de pómez de caída e ignimbritas, y una secuencia de lavas andesítico-dacíticas de corta extensión pero de fuerte espesor, que formaron lóbulos de tipo *coulée*. El flanco sudoriental del volcán está parcialmente cubierto por lavas de andesita basáltica de 6.2 ± 0.6 Ma, algunas de las cuales fueron emitidas desde varios conos cineríticos vecinos al volcán. La roca próxima al conducto del volcán estuvo sujeta a una intensa alteración hidrotermal, que oxidó, cloritizó, propilitizó y, finalmente, caolinizó la roca. Una vez convertida en arcilla, el material alterado fue removido por erosión, que duró varios millones de años, originando un amplio circo de erosión, el cual tal vez sea el rasgo más sobresaliente en las imágenes de satélite.

El volcán La Joya está al norte del sistema de fallas normales Taxco-San Miguel de Allende, el cual no corta al volcán pero sí a las andesitas basálticas de 6.2 Ma al sur de éste, por lo que este volcán es un límite importante en el espacio para este fallamiento regional.

El volcán la Joya presenta características similares a sus vecinos Palo Huérfano (Gto.) y El Zamorano (Qro.-Gto.), en cuanto a edad (10–12 Ma), ubicación (norte del sector central del CVM), estilo de vulcanismo (estratovolcán con fases explosivas), y composición (andesítico-dacítica).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM por el financiamiento de este estudio mediante el Proyecto PAPIIT IN-106594, y por la beca otorgada a Gabriel Valdéz-Moreno para realizar su tesis de licenciatura. Asimismo, agradecemos los comentarios de los dos árbitros, José Luis Macías-Vázquez y Arturo Martín-Barajas, que mejoraron el manuscrito original. Agradecemos las opiniones y sugerencias brindadas por Jorge Aranda-Gómez durante el transcurso de este proyecto.

REFERENCIAS CITADAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, núm. 1, p. 10–51.
- Blake, Stephen, 1990, Viscoplastic models of lava domes, *in* Fink, J.H., ed., *Lava flows and domes emplacement mechanisms and hazard implications: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior (IAVCEI), General Assembly, 19, Vancouver, Canadá, 1987, Springer-Verlag, Proceedings in Volcanology*, v. 2, p. 88–126.
- Carrasco-Núñez, Gerardo; Milán, Marcos; and Verma, S.P., 1989, Geología del volcán Zamorano, estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 8, núm. 2, p. 194–201.
- Cerca-Martínez, L.M.; López-Martínez, M.; Aguirre-Díaz, G.J.; Moreno-Rivera, V.; y Lozano-Santa Cruz, Rufino, 1998, Inicio de la actividad volcánica del Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la sierra de Guanajuato—geología, geocronología $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y geoquímica: Sociedad Geológica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 1a, Simposium sobre el Centro de México, México, D.F., Libro de Resúmenes, p. 122 (resumen).
- Demant, Alain, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 2, núm. 2, p. 172–187.
- Ferrari, Luca; Garduño, V.H.; Innocenti, Fabrizio; Manetti, Piero; Pasquaré, Giorgio; y Vaggelli, Gloria, 1994, A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro: *Geofísica Internacional (México)*, v. 33, núm. 1, p. 107–123.
- Langmuir, C.H., 1989, *Geochemical consequences of in situ crystallization: Nature (Londres)*, v. 340, núm. 6,230, p. 199–205.
- Le Bas, M.J.; Le Maître, R.W.; Streckeisen, A.; y Zanettin, B.A., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, núm. 3, p. 745–750.
- Macías, J.L.; García, P.A.; Arce, J.L.; Siebe, Claus; Espíndola, J.M.; Komorowsky, J.C.; y Scott, K., 1997, Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, central Mexico, *in* Link, P.K., y Kowallis, B.J., eds., *Proterozoic to Recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and central Mexico: Provo, UT, Brigham Young University, Department of Geology, Geology Studies*, v. 42, pte. 1, p. 493–528.
- Nieto-Samaniego, Á.F.; Macías-Romo, Consuelo; y Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 117–122.
- Nixon, G.T.; Demant, Alain; Armstrong, R.L.; y Harakal, J.E., 1987, K/Ar and geological data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *in* Verma, S.P., ed., *Special volume on Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional (México)*, v. 26, pte. 3A, p. 109–158.
- Pérez-Venzor, J.A.; Aranda-Gómez, J.J.; McDowell, F.W.; y Solorio-Munguía, J.G., 1997, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, núm. 2, p. 174–183.
- Suter, Max; Quintero-Legorreta, Odranoel; López-Martínez, Margarita; Aguirre-Díaz, Gerardo; y Farrar, Edward, 1995a, The Acambay graben; active intraarc extension in the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, v. 14, núm. 6, p. 1245–1262.
- Suter, Max; Carrillo-Martínez, Miguel; López-Martínez, Margarita, y Farrar, Edward, 1995b, The Aljibes half graben—active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the southern Basin and Range: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, núm. 6, p. 627–641.
- Valdéz-Moreno, Gabriel, 1997, Geología y geoquímica del volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato, México: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 84 p. (inérita).
- Valdéz-Moreno, Gabriel, y Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcán La Joya—un ejemplo de magmatismo inicial del Cinturón Volcánico Mexicano: Instituto Nacional de Geoquímica, Congreso Nacional de Geoquímica, 6o, San Luis Potosí, S.L.P., México, *Actas INAGEQ*, v. 2, núm. 1, p. 51–56.
- Vassallo-Morales, L.F.; Solís, Sara; y Garduño-Paz, Crescencio, 1998, Geología de la sierra de Los Cuarzos, límite Guanajuato-Querétaro: Reunión Sociedad Geológica Mexicana, Nacional de Ciencias de la Tierra, 1a, Convención Geológica Nacional, 14, México, D.F., Libro de Resúmenes, p. 107 (resumen).