



Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, México

José Ramón Torres-Hernández^{1,*}, Claus Siebe-Grabach², Alfredo Aguillón-Robles¹,
Rodolfo Rodríguez-Ríos^{3, †}

¹ Instituto de Geología/DES Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava #5, Zona Universitaria, 78240, San Luis Potosí, S.L.P. México.

² Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria. C.P. 04510. Coyoacán, México, D.F.

³ Facultad de Ingeniería /DES Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava #8, Zona Universitaria, 78240, San Luis Potosí, S.L.P. México.

* jrtores@uaslp.mx

Resumen

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) existen dos rasgos tectónicos de forma semicircular. En el menor de ellos están emplazados una serie de domos riolíticos que presentan mineralización de topacio y casiterita. Las características químicas de las lavas que forman los domos incluyen contenido elevado de SiO₂ (>75 % en peso), Al₂O₃ (11-13 % en peso), Na₂O+K₂O (7.5-9.0 % en peso) y bajo CaO (< 1 % en peso), MgO y TiO₂ (< 0.15 % en peso). Estas lavas se caracterizan por su proporción elevada de K₂O/Na₂O (1.22 - 2.48), por tener mineralización de estaño y alto contenido de flúor, lo cual es evidenciado megascópicamente por la mineralización de topacio.

Cinco de estos domos se emplazaron en un período corto de tiempo, entre los 32.7 ± 1.0 y los 29.2 ± 0.8 Ma, antes del emplazamiento de la Ignimbrita Cantera (29.0 ± 1.5 Ma). Otro (domo El Tocho) se emplazó después de ésta y, el último de ellos (domo Cerro Reyna), se emplazó a los 21.1 ± 0.3 Ma. Vestigios pequeños de la Ignimbrita Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma) se observan sobre algunos de los domos más antiguos (El Gato y Cerro Silva). Por su contenido alto de flúor, los domos se consideran como evidencia de un evento magmático diferente y mucho más limitado del que formó los domos riolíticos más grandes del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Cerro Grande y Cerro El Potosí). Son también diferentes de otros domos riolíticos presentes en la región, que contienen granate (almandino). Se propone que los domos El Tepetate se emplazaron al tiempo de la formación de un cono de fracturas (“cone sheet”), producto del empuje vertical ascendente, de una cámara magmática a profundidad, antes del fallamiento y basculamiento general que ocurrió en el Campo Volcánico de San Luis Potosí entre los 29 y 27 Ma, donde, de manera sincrónica, se emplazó el miembro inferior de la Ignimbrita Panalillo. El miembro superior de la Ignimbrita Panalillo (26.8 ± 1.3 Ma) sobreyacente se emplazó después de dicho basculamiento.

Palabras clave: Campo Volcánico de San Luis Potosí, domos riolíticos, estructura semicircular.

Abstract

The San Luis Potosí volcanic field includes two annular-shaped tectonic structures. Rhyolitic domes with topaz and cassiterite vapor phase mineralization were erupted along the smaller one. The lavas are characterized by high SiO₂ (>75 wt. %), Al₂O₃ (11-14 wt. %), Na₂O + K₂O (7.5-9 wt. %) and low CaO (< 1 wt. %), MgO and TiO₂ (< 0.15 wt. %). Furthermore the topaz-bearing lava flows have a K₂O/Na₂O ratio that ranges between 1.22 and 2.48, Sn mineralization, and high F contents.

Five of the domes were extruded in a short time period between 32.7 ± 1.0 Ma and 30.4 ± 0.5 Ma, before the emplacement of

the Cantera ignimbrite (29.0 ± 1.5 Ma). Another dome (El Tocho) was emplaced just afterwards, but well before the eruption of the Panalillo ignimbrite (26.8 ± 1.3 Ma). The last dome (Rincon Reyna) was emplaced 21.1 ± 0.3 Ma ago. Remnants of the Panalillo ignimbrite are found on top of the fluorine-rich El Gato and Cerro Silva domes, which represent a smaller and different magmatic pulse than the pulse that formed the larger Cerro Grande and Cerro El Potosí domes in the San Luis Potosí volcanic field. They also differ from garnet-bearing (almandine) domes that crop out in other regions of the volcanic field. Between 29 and 27 Ma, the studied domes were erupted through a cone sheet structure, formed by the forceful emplacement of a magma chamber before faulting and tilting of the volcanic field, which was synchronous with the emplacement of the lower member of the Panalillo Ignimbrite. The upper member of the overlying Panalillo Ignimbrite (26.8 ± 1.3 Ma) was emitted after this tilting.

Keywords: San Luis Potosí volcanic field, rhyolitic domes, ring structures.

1. Introducción

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) se han identificado domos riolíticos (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986) que forman parte importante de la secuencia volcánica. Algunos domos se caracterizan por contener topacio y/o estaño como resultado de la actividad fumarólica post-emplazamiento (Rodríguez-Ríos, 1997; Leroy *et al.*, 2002). Un conjunto de seis domos se localiza a lo largo de un rasgo semicircular de 15 km de diámetro, el cual está truncado en su parte NE por una falla normal que se prolonga por 25 km y probablemente continúa hacia el noroeste por al menos otros 10 km (Figura 1). Cuatro de estos domos ya han sido estudiados anteriormente a detalle Cerro Lobo y Rincón Reina (Burt y Aguillón, 1988); los domos Cerro Silva y Cerro El Gato (Aguillón-Robles, 1992; Aguillón-Robles *et al.*, 1994b; Rodríguez-Ríos, 1997; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007); finalmente, los domos Cerro San Francisco y Cerro San Sebastián se describen en el presente estudio. Otros dos domos fuera de este rasgo semicircular (domos El Zapote y El Tocho), pero cercanos y con características similares a los aquí descritos, fueron estudiados a menor detalle por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994).

En el CVSLP resaltan dos rasgos semicirculares concéntricos (Figuras 1). El menor de ellos incluye 6 domos conocidos como Domos El Tepetate. El arreglo semicircular de estos domos se observa en los modelos de elevación digital (Figura 1) editados por INEGI, (2005), dado que el desnivel que presentan estos domos con respecto a la planicie que los circunda supera los 200 m en el caso de los domos mayores (Cerro Silva, El Gato y El Tocho). Este conjunto de domos también resalta en el mapa hidrográfico del CVSLP por su conspicuo drenaje radial (Aguillón-Robles, 1992). Tres aspectos caracterizan a este conjunto de domos: 1) La expresión morfológica que se refleja en la topografía y en la red hidrográfica (forma semicircular con su parte NE truncada); 2) Mineralización de topacio y/o estaño; y 3) Sólo los cubre (excepto al domo Rincón Reina) la Ignimbrita Panalillo Superior (26.8 ± 1.3 Ma).

El objetivo del presente trabajo es reportar la estructura y características químicas de óxidos mayores de este conjunto

de domos, y examinar su posible asociación con una estructura tipo “cone sheet” que controló su emplazamiento.

Se recopiló la información de los trabajos cartográficos y de investigación sobre los domos del CVSLP realizados anteriormente y se elaboró un mapa base que incluye a todos los domos del grupo El Tepetate. Se realizó cartografía geológica de los domos que aún no habían sido estudiados en detalle; y se colectaron muestras de roca para su fechamiento isotópico y análisis químico. Los fechamientos isotópicos por el método K-Ar (Tabla 1) se reportaron ya en Torres-Hernández (2009) y en Tristán-González *et al.* (2009a).

Los análisis químicos se hicieron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. Los porcentajes de los óxidos de los elementos mayores se obtuvieron por fluorescencia de rayos X, el detalle del método se describe en Lozano y Bernal (2005). Los resultados de estos análisis se muestran en la Tabla 2. Para la representación gráfica de interpretación geoquímica se recalcularon los valores de óxidos mayores a una base libre de agua.

2. Geología

Desde 1976 se ha realizado cartografía geológica en el CVSLP y áreas aledañas, lo que ha permitido establecer una estratigrafía volcánica y un marco estructural detallado, reportados por Labarthe-Hernández *et al.* (1982); Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992; 1993; 1994); Labarthe-Hernández *et al.* (1995); Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.* (1997; 1999; 2005); Xu *et al.* (2004; 2005). El basamento pre-volcánico del CVSLP está formado por caliza, marga, lutita y arenisca del Cretácico Superior. La secuencia volcánica del CVSLP que sobreyace discordantemente a dicho basamento es predominantemente riolítica (lavas e ignimbritas), con algunas intercalaciones volumétricamente pequeñas de lavas de composición basáltica y andesítico-basáltica. La parte inferior de la secuencia volcánica está formada principalmente por lavas expulsadas por domos grandes y tienen escasos productos piroclásticos asociados. Esta etapa de vulcanismo efusivo, abarca desde 32.7 ± 1.0 (Torres-Hernández, 2009; Tristán-

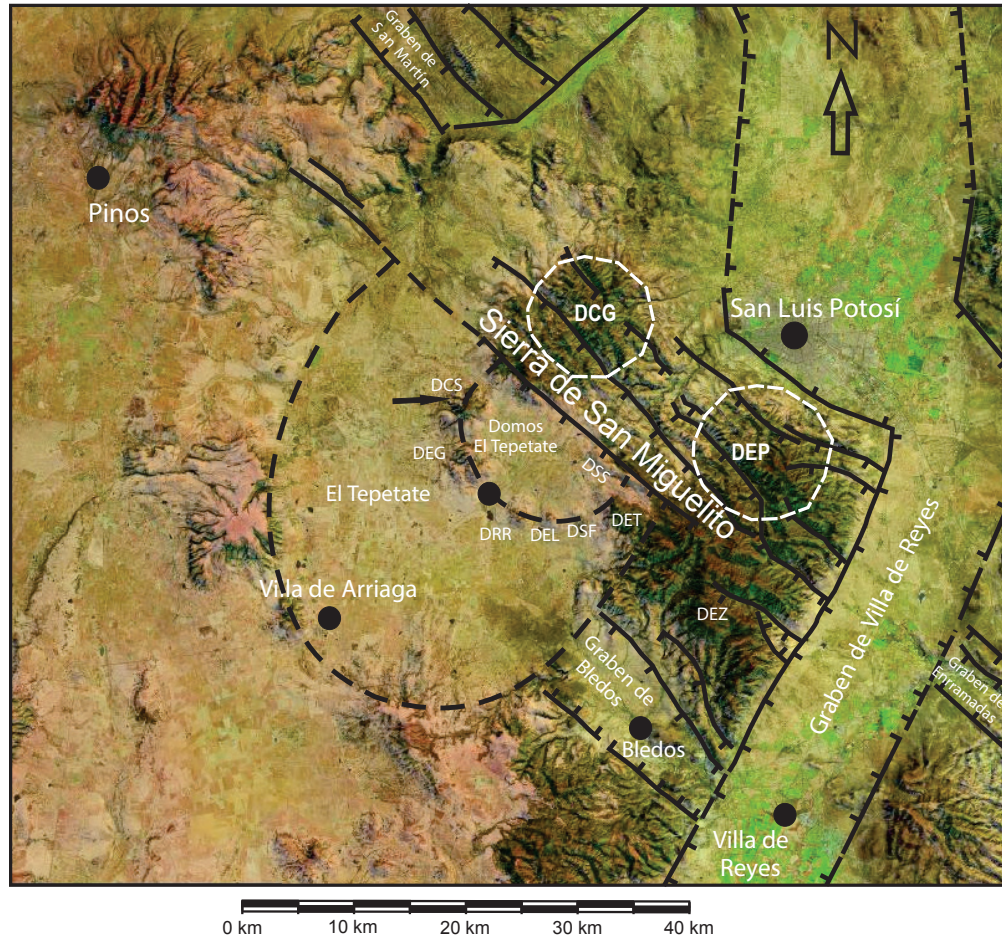


Figura 1. Modelo digital de elevación (INEGI, 2005) donde se muestra una parte del Campo Volcánico de San Luis Potosí y sus estructuras principales. El conjunto de domos El Tepetate está marcado con la línea punteada. El rasgo semicircular mayor representa el contorno de una caldera (Caballero-Miranda *et al.*, 2009; Torres-Hernández, 2009); el domo de mayor expresión morfológica es el Cerro Silva (DCS) y se señala con la flecha negra. Las siglas de los otros domos son como sigue: El Gato (DEG), Rincón Reina (DRR), El Lobo (DEL), San Francisco (DSF), San Sebastián (DSS). Los domos Cerro Grande (DCG) y domo El Potosí (DEP) en la Sierra de San Miguelito se marcan para comparar las dimensiones. Los domos El Tocho (DT) y El Zapote (DZ), afuera del rasgo semicircular también se señalan.

González *et al.*, 2009a) a 29.0 ± 1.5 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Posteriormente, de los 29.0 ± 1.5 a los 26.8 ± 1.3 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), el vulcanismo fue predominantemente explosivo (Torres-Hernández *et al.*, 2001; Torres-Hernández *et al.*, 2006), depositando tres ignimbritas, entre las que se intercalan derrames de lava que formaron domos de estructura casi plana en la parte SE del CVSLP y derrames de basalto aislados y de pequeño volumen. En su conjunto, la secuencia volcánica es de edad Oligoceno. Después de una interrupción de > 5 Ma, ya en el Mioceno, el vulcanismo fue esporádico y sólo produjo pequeños volúmenes de lavas de riolita (*e.g.* Domo Rincón Reyna, 21.8 ± 0.3 Ma), traquita (traquita Los Castillo, 20.3 ± 0.5 Ma) y basalto (basalto Cabras, 21.5 ± 0.5 Ma), sobre todo en la parte sur del CVSLP (Torres-Hernández *et al.*, 2001). La geología local de la zona de domos El Tepetate se representa en la Figura 2; las diferentes unidades en ese mapa se describen a continuación.

2.1. Riolita San Miguelito

Unidad formada por lavas que contienen entre 15 y 20 % vol. de fenocristales (de 2 a 4 mm), de sanidino y cuarzo en proporción más o menos igual, y magnetita diseminada en la matriz. En algunas cavidades miarolíticas presenta cristales de topacio y en sitios aislados contiene Sn fumarólico. Los distintos flujos de lava presentan foliación de flujo, desarrollo de brechas de desintegración en la base y vitrificado en la cima.

2.2. Ignimbrita Cantera

Unidad formada por flujos piroclásticos de pómez y ceniza de composición riolítica que contienen abundantes cristales (30 a 40 % vol.) de cuarzo, sanidino y escasa (< 3 % vol.) plagioclasa (oligoclasa). Contiene principalmente líticos accidentales de riolita, y de arenisca del basamento pre-volcánico.

2.3. Ignimbrita San José

Unidad formada por flujos piroclásticos de ceniza y pómez de composición riolítica con fenocristales de cuarzo

y sanidino en matriz vitroclástica. Sólo está expuesta en la base de los domos El Zapote y Tocho. Se considera que esta unidad se formó en la fase inicial de la formación del domo El Zapote, durante la apertura de los conductos que permitieron la salida de lavas que formaron ambos domos

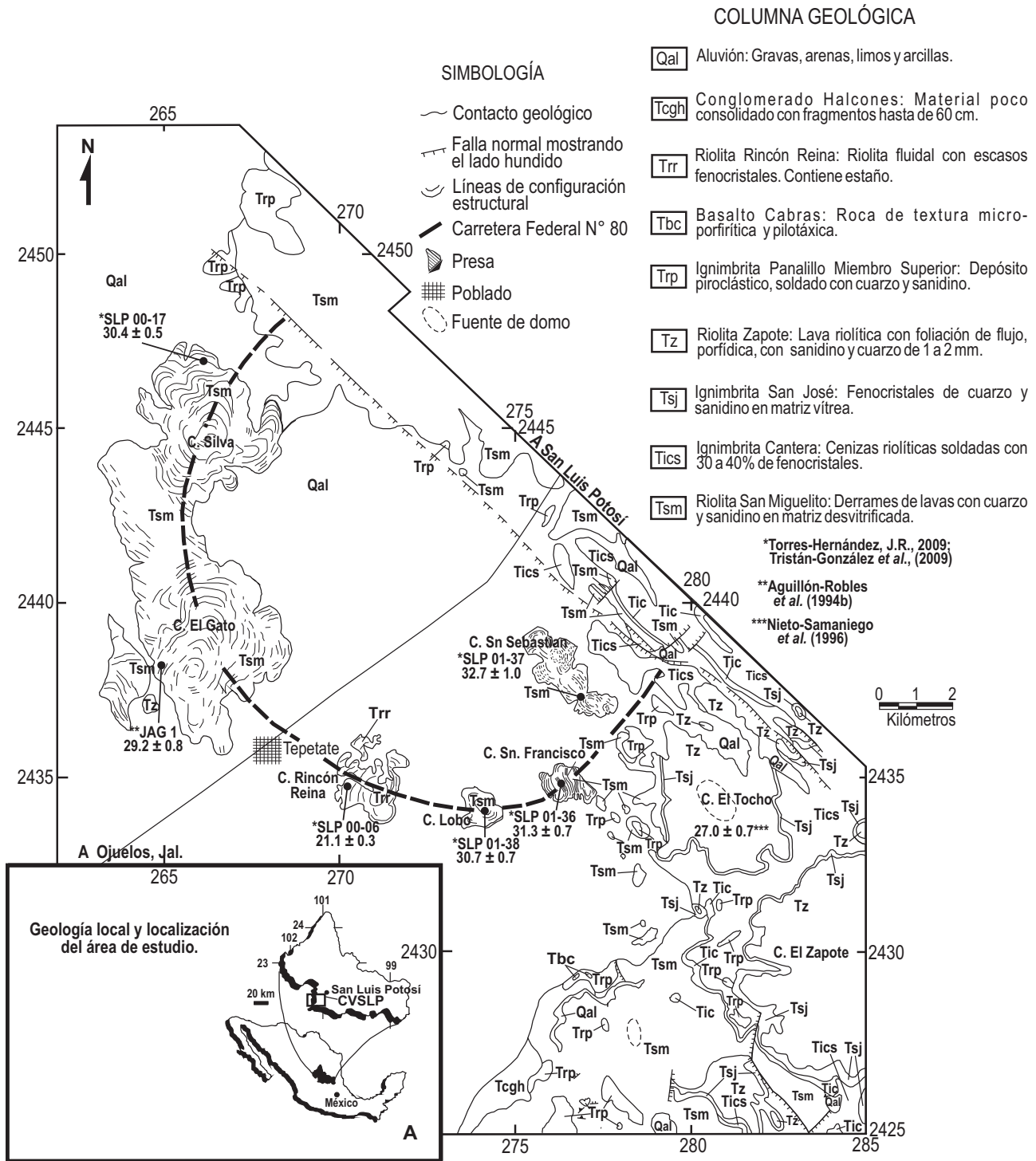


Figura 2. Mapa geológico de los domos El Tepetate en la parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí, definido por Labarthe-Hernández et al. (1982). Las coordenadas utilizadas son en UTM con referencia a NAD 27.

(Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1993; 1994).

2.4. Riolita El Zapote

La unidad corresponde a lavas riolíticas de considerable fluidez. Contiene relativamente pocos (< 10 % vol.) fenocristales (≤ 2 mm) de cuarzo y sanidino, y los domos que formó son muy extendidos y de morfología semiplana.

2.5. Ignimbrita Panalillo Superior

Esta unidad, denominada formalmente por Labarthe-Hernández *et al.* (1982), como Riolita Panalillo miembro Superior, se ha venido nombrando en diferentes trabajos (Torres-Hernández *et al.*, 2001; Torres-Hernández, 2009) como Ignimbrita Panalillo miembro Superior, para remarcar su origen piroclástico (aunque Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; 1993; 1994, ya venían remarcando esa naturaleza sin cambiarle el nombre). La unidad está formada por flujos piroclásticos de pómez y ceniza fuertemente soldados, con fenocristales escasos de cuarzo y sanidino (< 10 % vol.) y poca (1-3 % vol.) plagioclasa (oligoclasa) en una matriz vitroclástica. En algunos sitios presenta estructuras reomórficas, por lo que se infiere que se emplazó a altas temperaturas y además presenta la distribución más amplia de todas las unidades del CVSLP (> 5000 km²), ya que se extiende regionalmente a otros campos volcánicos adyacentes.

2.6. Basalta Cabras

Discordantemente (discordancia erosional) y muy separados en el tiempo (> 5 Ma), se emplazaron el basalto de esta unidad volcánica y la riolita Rincón Reyna. El primero está constituido por derrames de lava aislados de basalto con textura hipocristalina, inequigranular, microporfirítica que contiene egrina, augita y algo de diópsido en la matriz (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982); contiene olivino fuertemente alterado y ha sido clasificada como una roca alcalina a ligeramente alcalina, definida como una traquiandesita basáltica shoshonítica (Torres-Aguilera, 2005).

2.7. Riolita Ricón Reina

Unidad formada por lavas de composición riolítica con foliación de flujo notable, con escasos fenocristales pequeños de cuarzo y sanidino (< 10 % vol.), además presenta esporádicos xenolitos de basalto (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009).

2.8. Conglomerado Halcones

Discordantemente (discordancia erosional y angular) se presenta un conglomerado polimíctico formado por clastos y terrígenos correspondientes a la erosión de las

diferentes litologías presentes en el CVSLP, el cual incluye fragmentos y bloques hasta de 60 cm (Torres-Hernández, 2009). Generalmente hay soporte en matriz, aunque en algunas partes hay soporte clasto a clasto.

2.9. Aluvión

El material aluvial se presenta como acumulaciones de gravas, arenas y arcillas en depresiones locales esparcidas en el área.

3. Edad de los domos

Aunque hay relativamente pocos fechamientos isotópicos de los domos riolíticos con estaño en México (Lee-Moreno, 1972; Pan, 1974), es importante señalar que estas riolitas con estaño ocupan una posición definida tanto en el espacio como en el tiempo (Oligoceno-Mioceno), asociadas a la actividad magmática de la Sierra Madre Occidental.

En la Tabla 1 se muestran los fechamientos K/Ar de los domos El Tepetate. El tiempo de emplazamiento de este conjunto de domos abarca el período entre los 33 y los 21 Ma, que coincide con el tiempo de emplazamiento de los domos de riolitas topacíferas (con alto contenido de flúor) y mineralización de estaño de la parte oriental de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental definida por Huspeni *et al.* (1984). El cronodiagrama de la Figura 3 muestra las relaciones temporales del vulcanismo riolítico efusivo que formó los domos El Tepetate; estas estructuras volcánicas forman un rasgo semianular. En el mismo diagrama se incluyen también las edades de las dos ignimbritas del CVSLP para resaltar el contexto de la evolución del campo volcánico y para ubicar temporalmente los eventos piroclásticos paroxismales con relación a la formación de los domos.

4. Estructura de los domos

En cada una de las estructuras dómicas, se infiere que la fuente se ubica en aquellos sitios en donde se pueden observar foliaciones casi verticales que se vuelven concéntricas alrededor de un punto. En cambio, en la parte media de los derrames de lava las foliaciones de flujo tienden a ser sub-horizontales, para volver a tener un ángulo de inclinación alto en las partes distales, en donde se forman estructuras de rampa. Los domos no presentan depósitos piroclásticos intercalados entre los derrames, por lo que se les considera como domos monogenéticos. Otras estructuras notables en las lavas son brechas de desintegración (*crumble breccias*), grietas de tensión generadas durante el flujo y estrías de deslizamiento por la fricción de un flujo, ya semirígido, sobre el subyacente. Este tipo de estructuras han sido descritas ampliamente en las lavas riolíticas de Idaho (Bonnichsen y Kauffman, 1987), en rocas riolíticas

cerca de La Paz, B.C. (Hausback, 1987) y en el CVSLP (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; 1993 y 1994; Aguillón-Robles *et al.*, 1994b).

4.1. Domo San Sebastián (32.7 ± 1.0 Ma)

Es un domo compuesto formado por tres estructuras dómicas pequeñas que muestran intercrecimiento. Al parecer se emplazaron sobre una fractura recta, paralela a

la que trunca el rasgo semicircular definido por los domos, por lo que inicialmente se había considerado como una sola estructura alargada (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994). El domo central tiene en su base una brecha o aglomerado que incluye bloques alargados de caliza y marga de hasta 30 cm de longitud, englobados sin un acomodo preferencial en el material riolítico. Los bloques de caliza provienen del basamento sub-volcánico de la región, por lo que se infiere que fueron incorporados por la lava al fluir

Tabla 1. Edades radiométricas de los domos El Tepetate S.L.P.

Estructura	Edad	Fracción	$^{40}\text{Ar}_R$	%	K_2O	Peso	Ref.*
	$\pm 1\sigma$ (Ma)		($10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$)	$^{40}\text{Ar}_R$	(% peso)	(g)	Lab.
C. Reina ⁴	21.1 ± 0.3	RE	37.1	90.9	5.43	0.2521	5551-9
“ “	21.8 ± 0.3	S	37.6	91.4	5.31	0.2509	5559-8
Ignimbrita Panalillo ¹	26.8 ± 1.3	RE					
Cerro El Tocho ²	27.0 ± 0.7	S		71.9	9.51		
Ignimbrita Cantera ¹	29.0 ± 1.5	RE					
C. El Gato ³	29.2 ± 0.8	B		67.5	6.88		
C. Grande	30.0 ± 1.5	RE					
C. Silva	30.4 ± 0.5	S	42.1	85.5	4.26	0.4013	5637-4
C. San Francisco	31.3 ± 0.7	RE	52.89	81.1	5.2	0.6015	6185-5
C. San Sebastián	32.7 ± 1.0	RE	32.49	39.5	3.05	0.6091	6189-9
C. Lobo	30.7 ± 0.7	RE	34.11	89.6	3.42	0.6007	6188-8

* Número de referencia en el laboratorio de Geocronología, en la Université de Bretagne Occidentale, Brest, FRANCE.

¹ Labarthe-Hernández *et al.* (1982)

² Nieto-Samaniego *et al.* (1996)

³ Aguillón-Robles *et al.* (1994b)

⁴ Torres-Hernández (2009); también reportados en Tristán-González *et al.* (2009a).

RE, Roca entera; S, sanidino; B, biotita

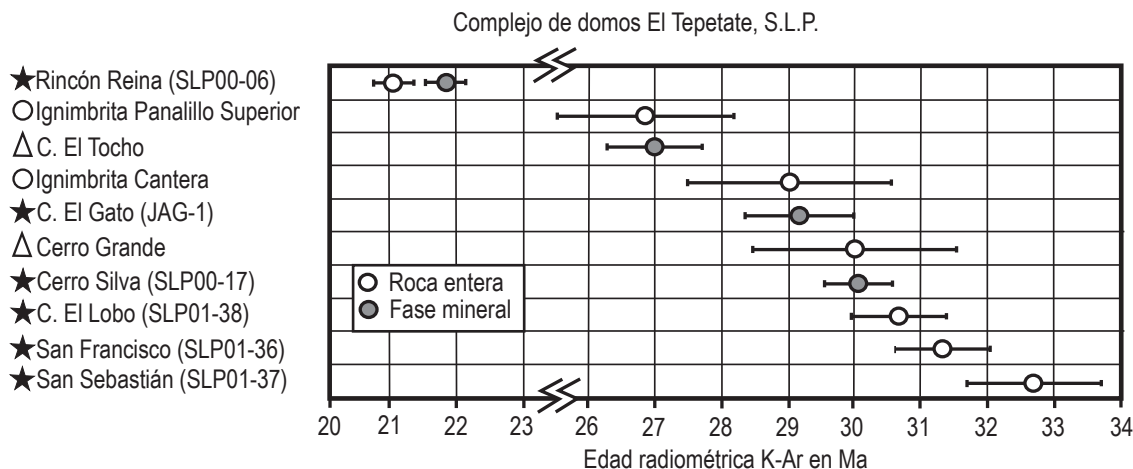


Figura 3. Cronodiagrama que muestra las edades de los volcanes en el conjunto de Domos El Tepetate (estrellas). Se incluyen las edades de dos ignimbritas del CVSLP (círculos), y dos de los domos mencionados en el texto que no pertenecen a los domos El Tepetate (triángulos).

sobre la superficie. La riolita presenta silicificación y ligera oxidación. Las otras dos estructuras dómicas pequeñas del conjunto están formadas exclusivamente por derrames. Las lavas de la base de estos domos San Sebastián son más ricas en su contenido de fenocristales (20-30 % vol.) que las de la cima (5-10 % vol.), lo cual sugiere que la construcción de estos domos sucedió en dos etapas de emisión. Otra hipótesis alternativa es considerar que la lava en la parte inferior estuvo mejor aislada de la pérdida de calor durante la etapa de enfriamiento, y tuvo mayor oportunidad de cristalizar que la lava en la parte superior enfriada más rápidamente. Además, los cristales de la base son más grandes (3-5 mm) que los de la cima (1-3 mm). La proporción modal estimada en el conjunto de fenocristales es: sanidino > cuarzo > plagioclasa > biotita, siendo en general euhedrales a subhedrales. Los escasos cristales de plagioclasa (oligoclasa) que se observan se presentan rotos.

Esta estructura siguió una línea de evolución muy diferente con respecto a los otros domos que aquí se describen, y constituye el único caso en donde tres estructuras parecen tener una relación de intercrecimiento, donde los conductos de emisión están sobre una fractura recta.

4.2. Domo San Francisco (31.3 ± 0.7 Ma)

Es un domo de dimensiones semejantes al Domo El Lobo (Figura 2), en el que más de la mitad del área cubierta por la estructura lo constituyen derrames de lava que fluyeron hacia el este. Los derrames se extendieron sobre una superficie suave y sus bordes son los mejor expuestos de todos los derrames de lava que formaron los domos que aquí se reportan. La zona de emisión se ubica en la parte oeste de la estructura (la parte topográficamente más alta). En los derrames menos viscosos que se extienden hacia el este, los límites entre los diferentes derrames están marcados por vitrófidos y estructuras de pliegues o arrugadas (crease structures), muy bien conservadas, las cuales son visibles debido a que los derrames no los cubre ni material residual ni vegetación. El contenido de cristales en dichas lavas varía de 5 a 15 % vol., y el tamaño de los mismos es de 2 a 5 mm. En la parte de mayor relieve el contenido de cristales varía de 15 a 30 % vol., y se observan pliegues de flujo de decenas de metros (10 a 20 m). La mineralogía es: sanidino > cuarzo > plagioclasa > biotita, aunque esta última es más bien escasa. Los cristales de sanidino y cuarzo son euedrales a subedrales; los de plagioclasa (oligoclasa) son escasos y algunos están rotos. La matriz varía de ligera a medianamente desvitrificada.

En algunos derrames de la parte central se observan fenocristales abundantes (30 % vol.) y en lo que aparentemente es el mismo derrame, otras partes tienen muy pocos fenocristales (10 % vol.), de tal manera que las texturas resultan muy contrastantes. Por la morfología general de la estructura, se infiere que las lavas menos viscosas y con menor contenido de fenocristales salieron

primero derramándose hacia el este sobre una superficie suavemente inclinada y que las lavas más tardías y más viscosas, con mayor contenido de fenocristales, formaron una estructura en que la foliación de flujo tiene una disposición similar a las de las capas de una cebolla de magnitudes reducidas, sobre el conducto alimentador. Una explicación alternativa es que las lavas con más cristales tardaron más tiempo en enfriarse al estar en la parte más interna del domo. No se observaron brechas ni vitrófido basal entre las lavas primarias muy fluidas y las lavas finales más viscosas, por lo que se infiere que el proceso de construcción del domo fue relativamente continuo.

4.3. Domo El Lobo (30.7 ± 0.7 Ma)

Este domo se presenta topográficamente como dos lomas pequeñas y en su conjunto está formado por varios flujos, que forman lóbulos conspicuos. Uno de los primeros derrames fluyó hacia el norte, otro flujo menor fluyó hacia el oeste, y el más conspicuo derramó hacia el NW. El cuerpo principal del domo puede interpretarse en forma simplificada como una estructura de cebolla, con su zona de emisión ubicada entre las dos pequeñas lomas (Burt y Aguillón, 1988). En el borde oriental de la zona de emisión, el domo presenta foliaciones muy pronunciadas y litofisas abundantes que contienen topacio. La parte rica en topacio se adelgaza y desaparece lateralmente en ambos lados del complejo. Encima de la zona rica en topacio se encuentra una brecha de color rojizo que coincide con un cambio abrupto en las foliaciones de derrame. Esto sugiere que el domo se formó por derrames sucesivos separados por un período de tiempo corto, más que por una emisión continua. Esta inferencia parece adecuada para la mayoría de las estructuras que aquí se reportan. Las lavas contienen ≤10 % vol. de fenocristales euhedrales a subhedrales de sanidino > cuarzo > plagioclasa (oligoclasa) > biotita. Los cristales de biotita son escasos, presentan oxidación y alteración. Contiene circón como mineral accesorio. Los minerales de fase de vapor son topacio y casiterita. En algunas litofisas y diaclasas es común también observar fierro especular.

4.4. Domo Cerro Silva (30.4 ± 0.5 Ma)

El Domo Cerro Silva (DCS) cubre un área de 19 km² y está formado por una secuencia de numerosos flujos de lava emitidos de manera sucesiva, con su zona de emisión en la parte central del mismo (Figura 2). Es semicircular a elíptico; su diámetro mayor mide aproximadamente 6 kilómetros y está orientado al NE. En la base de su porción SE, presenta una brecha monolitológica con bloques de lava cuyo diámetro varía de 10 cm a 1 m, englobados en material de la misma lava a partir de la cual se enfriaron los bloques. Esta brecha se interpreta como autobrecha o brecha de desintegración, cuya formación es común en lavas muy viscosas. La estructura dómica está formada por lavas porfídicas, con 25 a 35 % vol. de fenocristales

de feldespato potásico, cuarzo de 2 a 4 mm, plagioclasa y biotita. La proporción modal estimada es: feldespato K > cuarzo > plagioclasa > biotita. Los cristales de feldespato potásico al microscopio óptico presentan macla de Carlsbad. Los cristales de plagioclasa y biotita son escasos (1 a 2 %), así como los minerales opacos (óxido de hierro). Contiene circón como mineral accesorio; la matriz está totalmente desvitrificada. Presenta escaso topacio y cuarzo en cavidades.

Rodríguez-Ríos (1997) reportó análisis por microsonda electrónica de algunos fenocristales de feldespato potásico en estas rocas, y señaló que los resultados ubican a estos cristales en el campo del sanidino ($Or_{61-68}, Ab_{31-37}, An_{0-1}$). La composición media de las plagioclasas reportados por el mismo autor las ubican en los campos de la andesina ($Or_{47}, Ab_{64-76}, An_{16-30}$), y de la oligoclasa, muy cerca del límite entre ambos campos (Rodríguez-Ríos *op. cit.*; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007).

4.5. Domo El Gato (29.2 ± 0.8 Ma)

El Domo El Gato (DEG), ocupa un área de 28 km² y tiene forma aproximadamente circular con un radio de 3 km; su zona de emisión se infiere en su porción media occidental (Figura 2). Por su morfología, se interpreta que las lavas que lo forman se derramaron sobre una pendiente suave, hacia una depresión intermedia entre este domo y el Domo Cerro Silva (Figura 2). De las fracturas y grietas de tensión en las lavas de este domo se extrae topacio como gema semipreciosa. Las lavas contienen 20 a 30 % de fenocristales, la paragénesis es sanidino > cuarzo > plagioclasa > biotita. La matriz varía de vítrea a microcristalina a totalmente desvitrificada en los bordes. Los minerales de fase de vapor son principalmente topacio, hematita especular, y cuarzo. Los cristales de plagioclasa (de 1 a 4 mm) son generalmente subhedrales, maclados y embebidos en la matriz. La composición media de los cristales reportados por Rodríguez-Ríos (1997) indica que el feldespato potásico es sanidino ($Or_{48-66}, Ab_{33-50}, An_{0-1}$); y la plagioclasa es oligoclasa ($Or_{5-6}, Ab_{75-77}, An_{15-17}$).

4.6. Domo El Tocho (27.0 ± 0.7 Ma)

Esta estructura volcánica (Figura 2) se ubica ligeramente al oriente del rasgo semicircular (4 km al este del poblado de San Francisco). Se trata de un domo de forma irregular de 4.5 km en su dimensión mayor; su edad fue determinada por Nieto Samaniego *et al.* (1996). Sus lavas tienen una foliación de flujo conspicua y fluyeron preferentemente hacia el NW, en donde uno de sus lóbulos se extiende hasta el poblado de San Sebastián. En la base del derrame de lava superior presenta una brecha de desintegración que alcanza 10 m de espesor como máximo. Las lavas contienen 20 % de fenocristales de sanidino y cuarzo de 1 a 2 mm, englobados en una matriz parcialmente desvitrificada, con esferulitas abundantes de 2 a 5 mm. Al microscopio se observan

algunos cristales de plagioclasa (oligoclasa), y muy aislados cristales de biotita. Contiene también minerales opacos alterados por oxidación (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994).

Su zona de emisión se encuentra en la parte central (Figura 2), y está marcada en donde las foliaciones de flujo se presentan verticales. En su base presenta una secuencia de derrames piroclásticos que constituyen la Ignimbrita San José, la cual se considera como el producto inicial de la actividad volcánica en el Domo C. El Zapote, que es mucho más grande y cuyo centro se encuentra 7.5 km al SE de la zona de emisión de Domo El Tocho.

4.7. Domo Rincón Reina (21.1 ± 0.3 Ma)

Este domo está formado por una serie de derrames de lava con lóbulos bien definidos, que fluyeron radialmente hasta distancias de 2.5 km hacia el WNW y NNE, donde cubren una área de 3.2 km² (Burt y Aguillón, 1988). En su parte basal presenta una brecha desvitrificada de más de 20 m de espesor (no se observa la base) que aflora por más de 1 km en la parte sur y este del domo. Según Burt y Aguillón (1988), esta brecha puede representar el producto de explosión de una estructura dómica previa. Sin embargo, la matriz que soporta a los líticos es del mismo material que constituye la lava, por lo que es más factible interpretarla como brecha de desintegración (*crumble breccia*). El nivel de erosión actual de este domo es más pronunciado en su parte SE, donde se infiere la zona de emisión; en cambio, los lóbulos de los derrames se muestran muy bien conservados. En la brecha del caparazón de los flujos hay algunas obras pequeñas para prospección de estaño, en las que no se encontró topacio (Burt y Aguillón, 1998). La lava contiene < 10 % de fenocristales de sanidino y cuarzo (sanidino > cuarzo), los cristales de plagioclasa son escasos. Los cristales de sanidino son euedrales a subhedrales con macla de Carlsbad. Algunos cuarzos presentan estructuras de bahía. La matriz está parcialmente desvitrificada y presenta esferulitas.

5. Geoquímica del conjunto de domos El Tepetate

La composición química de los Domos El Tepetate, con base en los óxidos de los elementos mayores (% peso), se reporta en la Tabla 2. Se incluyen, para comparación, los análisis químicos de la riolita San Miguelito al norte de los domos estudiados, que es la roca que forma los domos mayores en el área (Domo C. Grande) y en general, a la mayoría de domos riolíticos en el CVSLP (Labarthe *et al.*, 1982).

Las características químicas de las lavas que forman los domos del conjunto El Tepetate incluyen un contenido elevado en SiO₂ (> 75 %); Al₂O₃ varía entre 11.5-13 %, son hiperaluminosas (el índice Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O), en proporción molecular, varía entre 1.33 y 2.28); la suma

de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), está entre 7.5 y 9.0 %; y tienen valores bajos de CaO (< 1 %), MgO (< 0.15 %) y TiO_2 (< 0.15 %), (Figura 4). Como minerales normativos (CIPW)

tiene $qz = 34-64$ %; $or = 20-33$ %; $ab = 5-33$ %; $an = 0.6-2.5$ %; $c = 0.44-6.87$ % (Tabla 2). El domo San Sebastián, es irregularmente bajo en su contenido de Na_2O (0.67 %)

Tabla 2. Composición de elementos mayores de los domos riolíticos asociados al rasgo semianular. Los correspondientes a los domos Tocho, y Cerro Grande se ponen para comparación.

	C. Silva	C. El Gato	C. Reyna	C. El Lobo	S. Francisco	S. Sebastián	C. Tocho	C. Grande
<i>Elementos mayores (% en peso)</i>								
SiO_2	78.52	76.91	74.046	75.32	75.288	79.872	75.48	77.58
TiO_2	0.08	0.49	0.057	0.059	0.112	0.172	0.11	0.087
Al_2O_3	11.48	12.67	12.989	13.579	12.607	11.678	11.9	11.83
Fe_2O_3	1.38	0.98	3.144	1.857	1.817	1.692	1.46	1.36
MnO	0.01	0.02	0.033	0.011	0.023	0.004	0.02	0.017
MgO	0.06	0.06	0.117	0.134	0.097	0.063	0.18	0.127
CaO	0.42	0.69	0.525	0.305	0.6	0.142	0.69	0.343
Na_2O	2.94	4.09	2.909	3.194	2.088	0.672	2.05	2.35
K_2O	5.09	4.94	5.874	5.028	5.189	3.368	5.07	2.24
P_2O_5	0.03	0.01	0.021	0.031	0.025	0.019	0.04	0.034
PxC	0.4	0.52	0.54	0.85	1.76	3.01	1.4	1.37
Total	100.41	101.38	100.255	100.368	99.606	100.692	98.4	97.338
ID	95.57	96.048	91.944	93.33	91.681	89.954	92.162	90.885
RA	2.954	4.159	2.512	2.704	1.925	2.038	1.966	2.21
ISA	0.905	0.879	0.927	1.062	1.061	1.819	1.011	1.627
<i>Minerales CIPW</i>								
<i>qz</i>	40.571	32.747	32.312	36.237	42.219	63.724	43.338	56.34
<i>or</i>	30.104	28.963	34.89	29.897	31.38	20.4	30.919	13.805
<i>ab</i>	24.895	34.338	24.742	27.196	18.082	5.83	17.905	20.74
<i>an</i>	1.888	1.608	2.482	1.32	2.876	0.6	3.264	1.547
<i>c</i>	0.444	---	0.943	2.415	2.584	6.879	1.94	5.211
<i>di</i>	---	0.959	---	---	---	---	---	---
<i>hy</i>	1.255	-	3.052	1.91	1.743	1.407	1.644	1.464
<i>mt</i>	0.62	0.438	1.421	0.841	0.836	0.78	0.678	0.638
<i>il</i>	0.152	0.923	0.108	0.112	0.218	0.334	0.216	0.173
<i>ap</i>	0.07	0.023	0.049	0.072	0.06	0.044	0.095	0.081

Notas. Los valores utilizados en las gráficas fueron ajustados (100 %, base anhidra); PxC, pérdida por calcinación; ID, índice de diferenciación; RA, relación de alcalinidad; ISA, índice de saturación de alúmina (relación molecular de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1$ es hiperaluminoso); Fe_2O_3 , hierro total expresado como Fe_2O_3 ; la norma CIPW se calculó con los datos ajustados a 100 % en base anhidra, y usando una relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ según Middlemost (1989) mediante el programa de cómputo SINCLAS (Verma *et al.*, 2002; ver también Verma *et al.*, 2003 para mayores detalles sobre los aspectos importantes de la norma CIPW que fueron programados en SINCLAS). Deliberadamente uno o dos dígitos extra son reportados para todos los datos calculados con el fin de facilitar el manejo posterior de estos datos normativos.

en comparación con los otros domos El Tepetate, lo cual, si se considera que su contenido de SiO₂ (79.28 %) es el más elevado, puede deberse a silicificación. Estas lavas son ricas en flúor; se asocian con mineralización de estaño y se caracterizan por tener una proporción elevada de K₂O/Na₂O entre 1.22 a 2.48. Estas rocas son riolitas subalcalinas (Figura 4). En el diagrama de K₂O contra SiO₂, todas (excepto el Domo San Sebastián y C. Grande) grafican en el campo de las rocas calcialcalinas ricas en potasio (Figura 5). La muestra correspondiente al domo Rincón Reina, por su

elevado contenido de potasio, se aparta también y cae en el campo de las rocas shoshoníticas.

Los análisis químicos de las riolitas que forman los dos domos mayores en el CVSLP (Cerro Grande y Cerro El Potosí), y que se consideran formados por la Riolita San Miguelito, según lo reportado por Labarthe-Hernández et al. (1982), tienen contenido de SiO₂ de 77.58 %, Al₂O₃ (11.83 %), Na₂O + K₂O (7.59 %), CaO (0.343 %), MgO y TiO₂ (< 0.15 %), y la relación K₂O/Na₂O = 1.22-2.48. En contraste, las lavas que conforman los domos riolíticos

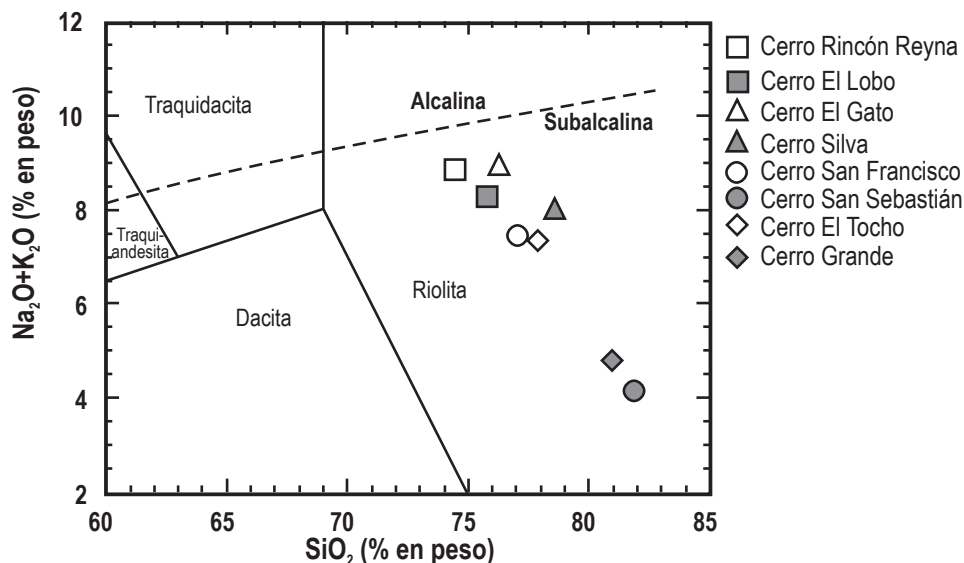


Figura 4. Detalle del diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986). También se incluye la línea propuesta por Irvine y Baragar (1971) para diferenciar las series alcalina y subalcalina. Nótese la correlación inversa entre el contenido de SiO₂ y el contenido de álcalis.

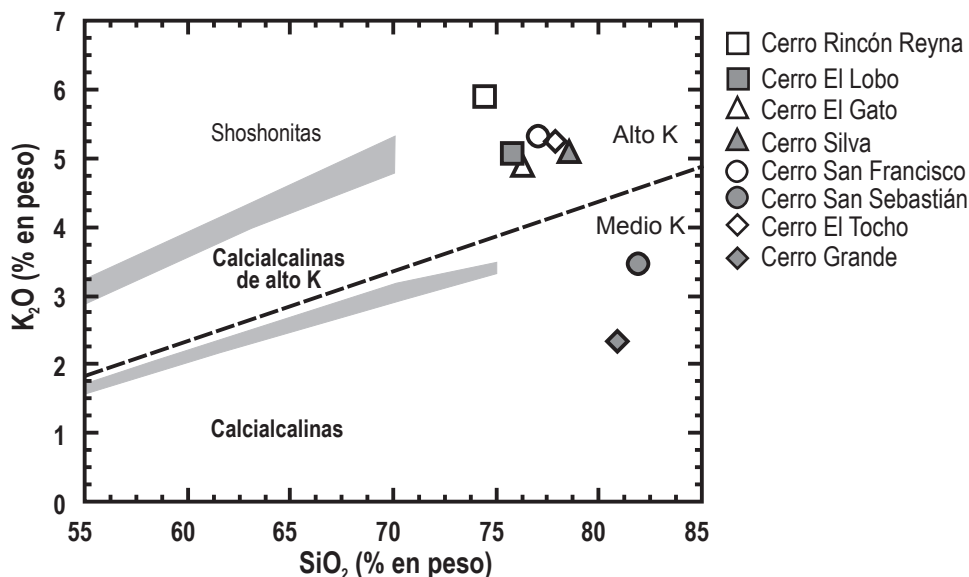


Figura 5. Detalle del diagrama de K₂O contra SiO₂ para subdividir las rocas calcialcalinas. Las líneas punteadas y la nomenclatura de alto y medio contenido de potasio, representan las subdivisiones de Le Maitre et al. (1989). La clasificación toleíticas, calcialcalinas y shoshonitas es la definida por Rickwood (1989). Las bandas sombreadas son las áreas donde grafican las líneas propuestas por otros autores, tal como lo sintetizó Rickwood (op. cit.). Los símbolos son iguales a los de gráficas anteriores.

con granate en el Complejo Volcánico de Pinos tienen contenidos de $Al_2O_3 = 11.5 - 13.5 \%$, $Na_2O + K_2O \approx 8 \%$, y su composición normativa (CIPW) es como sigue: $qz = 25 - 43 \%$, $or = 33 - 36 \%$, $ab = 19 - 25 \%$, $an = 2 - 6 \%$, $c = 0.7 - 3 \%$ (Aguillón-Robles *et al.*, 1996; Rodríguez-Ríos 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2007). Estas rocas son muy semejantes a las riolitas con granate descritas para el Complejo Volcánico de Ahualulco (Aguillón-Robles *et al.*, 1994a; Labarthe-Hernández *et al.*, 1995).

Los seis domos que conforman el conjunto de domos El Tepetate, tienen corindón normativo (Tabla 2). El índice A/CKN (Peacock, 1931; Frost *et al.*, 2001) para tres de ellos (El Lobo, San Francisco y San Sebastián) muestra un carácter hiperaluminoso con valores entre 1.06 a 1.81 %; siendo el domo San Sebastián con más alto valor. Los otros tres domos (C. Silva, C. Gato y Rincón Reyna) tienen afinidad hiperalcalina (índice $Na + K/Al > 1$).

6. Discusión

Los argumentos para proponer un control circular para el emplazamiento de estos domos son: 1) Resaltan como tal en los planos hipsométricos y en el patrón del drenaje, (Aguillón-Robles, 1992). 2) Los datos estructurales reportados por Burt y Aguillón (1998); Labarthe y Jiménez (1992, 1993, 1994); Aguillón Robles (1992); Aguillón-Robles *et al.* (1994b); y los derivados de este estudio, sugieren centros de emisión puntuales, que se acomodan mucho mejor en un patrón semicircular, que en fracturas rectas. 3) Estos domos forman un conjunto bien definido por su composición química y se emplazaron en un período corto de tiempo (32.7 ± 1.0 a 27.0 ± 0.7 Ma); excepto el domo Cerro Reina que se emplazó tardíamente (21.1 ± 0.3). Los primeros se emplazaron antes de la ignimbrita Cantera y el último después de la misma; pero se asume que todos siguieron una misma fractura semicircular para su emplazamiento. Es decir, el conducto semicircular permitió la salida de las lavas durante el Oligoceno medio y Mioceno temprano. El Domo El Tocho emplazado a los 27.0 ± 0.7 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), se emplazó cerca, pero afuera de este rasgo semicircular. Los domos que tienen un acomodo circular o semicircular comúnmente se asocian a fracturas formadas por el emplazamiento, empuje y efecto térmico de un cuerpo de magma estacionado a profundidad, donde sufren diferenciación (Smith y Bailey, 1968; Smith *et al.*, 1961). El efecto térmico, el empuje ascendente y los fenómenos relacionados con la diferenciación generan fracturas radiales y concéntricas (circulares y semicirculares) en el techo de la cámara magmática. Consideramos que un proceso semejante pudo formar una fractura semianular, la cual controló el emplazamiento de los domos objeto del presente trabajo.

El carácter peraluminoso de estas rocas félsicas del CVSLP es típico de la faja de estaño en la república mexicana (Huspeni *et al.*, 1984), característica que

comparte con la faja de estaño de Bolivia, la cual contiene las únicas rocas peraluminosas de los Andes, y es uno de los mayores complejos ígneos peraluminosos del mundo (Ericksen *et al.*, 1990). Las rocas félsicas peralcalinas y metaluminosas tienen composiciones magmáticas que típicamente contienen evidencias de corteza y manto en su firma genética.

Con base en su contenido isotópico, Verma (1984) propuso que las riolitas del CVSLP se formaron a partir de cuerpos de magmas basálticos que asimilaron un porcentaje de material cortical. La composición química de las riolitas (alto contenido de SiO_2 y K_2O) y mineralogía características (cuarzo > sanidino > plagioclasa) sugiere que dichos cuerpos de magmas se emplazaron a profundidades medias de la corteza, en donde también sufrieron diferenciación por cristalización fraccionada antes de ser emitidas a la superficie (Verma, 1984; Rodríguez-Ríos, 1997; Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009). Además Orozco-Esquivel *et al.* (2002); Rocha-Echevarría *et al.* (2006); Aguillón-Robles *et al.* (2009), han interpretado esto mismo con base en el contenido de elementos traza de las unidades riolíticas para esta porción de la Mesa Central.

Procesos volcánicos en zonas sometidas a extensión y por lo tanto adelgazamiento de la corteza, propician que magmas basálticos derivados del manto acompañados por una fase fluida alcalina (dominantemente $H_2O + CO_2$), induzcan metasomatismo de la corteza granulítica que le sobreyace, propiciando el carácter peralcalino de las rocas resultantes del proceso. El vulcanismo peralcalino también puede resultar de una cristalización fraccionada eficiente a partir de magmas derivados del manto, con o sin asimilación cortical; sin embargo, se ha documentado que en muchos casos rocas félsicas derivan de fusión parcial o completa de una corteza que sufrió metasomatismo alcalino (Martin, 2006).

Otras manifestaciones de vulcanismo en el CVSLP, se dieron con un fuerte control por fracturas regionales (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986), donde algunas unidades volcánicas muestran evidencias que el vulcanismo y extensión ocurrieron de manera sincrónica (Torres-Hernández *et al.*, 1998; Torres-Hernández *et al.*, 2006; Tristán-González *et al.*, 2008; 2009b; Aguillón-Robles *et al.*, 2009). El vulcanismo asociado a zonas de extensión cortical también puede incluir a riolitas con un carácter hiperaluminoso con afinidad comendítica (Figura 6), considerándose a estas rocas como de ambiente intraplaca.

Los domos riolíticos que presentan una distribución circular o en arco, con frecuencia están asociados a estructuras caldéricas o depresiones volcánicas, tal como se observa en las calderas de Valles (Smith *et al.*, 1961) y Long Valley (Bailey *et al.*, 1976) en el oeste de los Estados Unidos de Norte América y en la Caldera de La Primavera, en el oeste de México (Mahood, 1980). El empuje ascendente de un cuerpo de magma a profundidad, genera patrones de fracturas radiales y concéntricas, que son seguidas por la emisión de productos piroclásticos y/o derrames de lava

durante la evolución de una caldera. Domos riolíticos pueden emplazarse en fracturas anulares tanto en la etapa previa a la emisión de ignimbritas como también después del emplazamiento de las mismas (Smith y Bailey, 1968). En la Caldera de La Primavera, Jal. (Mahood, 1980) se observa claramente que los domos que se emplazaron después del colapso siguieron como patrón de emplazamiento el anillo que define la depresión caldérica.

Para el caso del CVSLP se considera que estos domos se emplazaron sobre un cono de fracturas (“cone sheet”) asociado a una cámara magmática somera. Su ubicación temporal, distribución y características químicas (contenido de topacio y estaño) implican una historia prolongada de emisiones de lava a través de esta fractura semicircular. Las

lavas del domo Cerro Reina emitidas más de 5 Ma después, representan una etapa muy tardía, pero sobre la misma fractura semicircular. Esto remarca el importante rol de dicha estructura en el emplazamiento de lavas; aunque no es fácil explicar por qué se mantuvo la misma composición geoquímica de las rocas. La morfología de los domos sugiere conductos de alimentación puntuales y que las lavas que los formaron fluyeron sobre una superficie relativamente plana o de pendiente suave. Un modelo esquemático de la estructura interna de los domos El Tepetate basado en la interpretación de las foliaciones de flujo y las relaciones estratigráficas de los distintos cuerpos de autobrecha y cuerpos de vitrificado observados en el campo se presenta en la Figura 7.

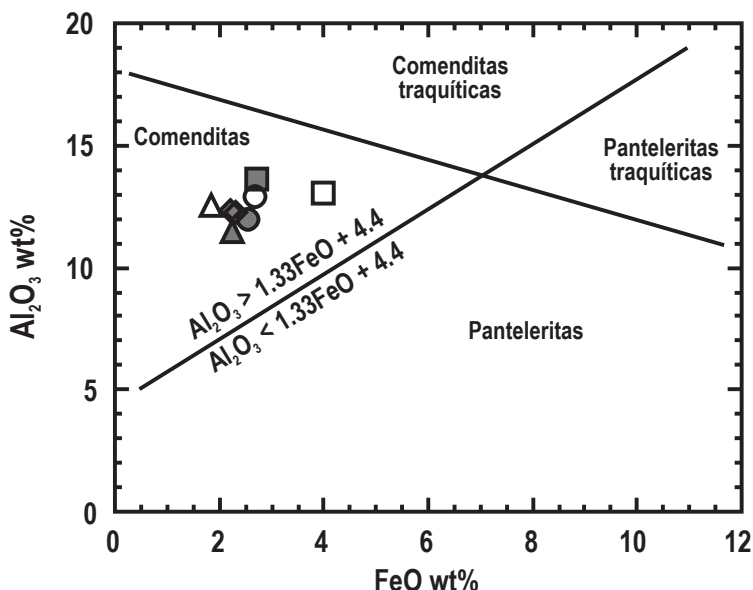


Figura 6. Diagrama de clasificación de riolitas y traquitas de tipo comendita y pantelerita utilizando Al_2O_3 vs. FeO_{total} (propuesto por MacDonald, 1974; modificado por Kozlovsky et al., 2007).

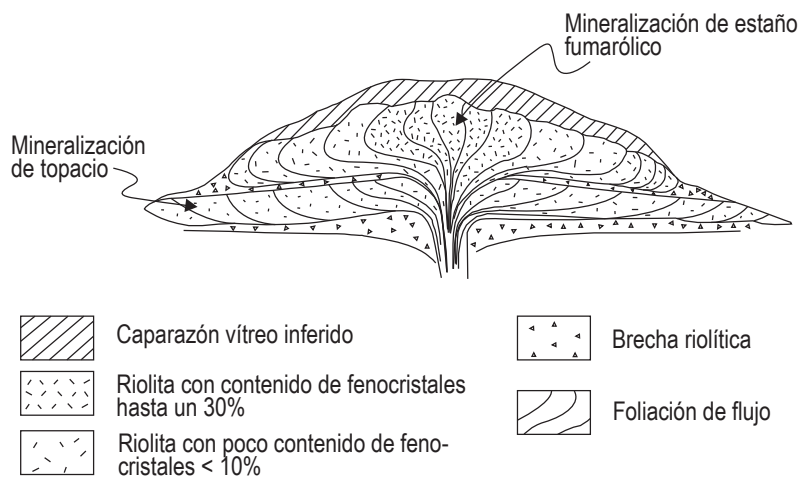


Figura 7. Estructura general de los domos El Tepetate, aunque el modelo se adapta mejor a los Domos El Lobo y Rincón Reina. Los domos se formaron por derrames sucesivos de lava, sin emisión de piroclastos entre diferentes eventos. Las lavas de la parte inferior fueron, en general, más fluidas y contienen valores elevados de flúor, como lo sugiere la mineralización de topacio, y las de la parte superior eran más viscosas y están mineralizadas con estaño.

7. Conclusiones

El conjunto de domos riolíticos El Tepetate se emplazaron en un período corto de tiempo en el Oligoceno medio (33 a 29 Ma), excepto el domo Rincón Reina emplazado en el Mioceno temprano (22 Ma). Los domos riolíticos que son una parte importante en la evolución del campo volcánico, se ubican en la denominada faja de estaño de la República Mexicana, en donde la mayoría de los domos con estaño tienen edades que oscilan entre los 30 y 32 Ma (Huspeni *et al.*, 1984).

Las lavas que forman los domos El Tepetate, son peraluminosas a hiperalkalinas (todas con afinidad a riolitas comendíticas), y con contenidos altos de flúor y/o mineralización de estaño. La distribución de los conductos de emisión de los domos, inferidos a partir de la cartografía de las foliaciones de flujo en las riolitas, sugieren una estructura semicircular con un diámetro mayor de 15 km, posiblemente formada por el empuje vertical ascendente del magma durante su emplazamiento y diferenciación en una cámara magmática; dicha cámara alimentó a las lavas que formaron los domos. Las dimensiones de los domos El Tepetate son menores a otros domos del CVSLP, que se emplazaron sobre fracturas rectas. Aunque esto sugiere génesis distintas, se puede pensar que los dos tipos de lavas son derivados de magmas que han sido producidas a partir de líquidos basálticos provenientes del manto que indujeron cierto grado de fusión parcial de la base de la corteza continental y que, emplazados a profundidades medias de la corteza, tuvieron procesos de cristalización fraccionada lo cual también han argumentado otros autores (Rocha-Echavarría *et al.*, 2006; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007; Aguillón-Robles *et al.*, 2009).

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Proyecto CONACYT CB-83700 "Origen del vulcanismo bimodal en la parte meridional de la Mesa Central y su relación con la tectónica extensional del Terciario". Se agradece al Dr. José Jorge Aranda Gómez y al Dr. Efrén Pérez Segura por la revisión final. Una primera revisión de este trabajo fue hecha por los Drs. Francisco A. Paz Moreno y Efrén Pérez Segura, y sus acertados comentarios y sugerencias permitieron mejorar notablemente el escrito. Damos gracias a Ignacio Hernández Andrés y Renato Castro-Govea por su invaluable apoyo durante la elaboración de este trabajo.

Referencias

Aguillón-Robles, A., 1992, Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario medio en la porción meridional de San Luis Potosí: México, Méx., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 104 p.

- Aguillón-Robles, A., Aranda Gómez, J.J., Marín-Solís, J.D., 1994a, Una localidad recién descubierta de riolitas con granate en la Mesa Central, México (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: GEOS, 14(5), 80.
- Aguillón-Robles, A., Aranda Gómez, J.J., Solorio Munguía, J.G., 1994b, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11(1), 29-42.
- Aguillón-Robles, A., Rodríguez-Ríos, R., Leroy, J.L., Aranda Gómez, J.J., Marín-Solís, J.D., 1996, Geología y características geoquímicas del Centro Volcánico de Pinos, Zacatecas: Actas INAGEQ, 2, 3-8.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009, Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 187, 33-52.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G., Aguillón-Robles, A., 2007, The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos Zacatecas, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, 216-233.
- Bailey, R.A., Dalrymple, B., Lanphere, M.A., 1976, Volcanism structure and geochronology of Long Valley caldera, Mono County, California: Journal Geophysical Research, 81, 725-744.
- Bonnichsen, B., Kauffman, D.F., 1987, Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain Volcanic Province, Southwestern Idaho: Geological Society of America, Special Paper 212, 119-145.
- Burt, D.M., Aguillón, R.A., 1988, Structure and topaz distribution in two topaz rhyolite dome complexes, San Luis Potosí, Mexico (resumen), en Geological Society of American: Abstracts with Programs, 7, A398.
- Caballero-Miranda, C.I., Torres-Hernández, J.R., Alva-Valdivia, L.M., 2009, Anisotropy of magnetic susceptibility analysis of the Cantera Ignimbrite, San Luis Potosí, México: flow source recognition: Earth Planets Space: 61, 173-182.
- Erickson, G.E., Luedke, R.G., Smith, R.L., Koeppen, R.P., Urquidí, B.F., 1990, Peraluminous igneous rocks of the Bolivian tin belt: Episodes, 13, 3-7.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification of granitic rocks: Journal of Petrology, 42, 2033-2048.
- Hausback, B.P., 1987, An extensive hot vapor-charged rhyodacitic flow, Baja California, Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 212, 111-118.
- Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F., Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: Economic Geology, 79, 87-105.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), 2005, Modelos Digitales de Elevación 2005, <http://www.inegi.gob.mx/inegi/geografia/continental>.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Kozlovsky, A.M., Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Savatenkov, V.M., Velivetskaya, T.A., 2007, Trachytes, comendites, and pantellerites of the Late Paleozoic bimodal rift association of the Noen and Tost Ranges, Southern Mongolia: Differentiation and contamination of peralkaline salic melts: Petrology, 15(3), 240-263.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.

- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbrita riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114, 31 p.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1993, Geología del Domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 117, 22 p.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1994, Geología de la porción sureste de la sierra de San Miguelito, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 120, 34 p.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., Aranda-Gómez, J.J., 1995, Reinterpretación de la geología del Centro Volcánico de Ahualulco, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 121, 30 p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total álcali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Mameyre, M., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms: Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Lee-Moreno, J.L., 1972, Geological and geochemical exploration characteristics of Mexican tin deposits in rhyolitic rocks: Tucson, U.S.A., University of Arizona, tesis doctoral, 180 p.
- Leroy, J.L., Rodríguez-Ríos, R., Devouck, S., 2002, The topaz-bearing rhyolites from the San Luis Potosi area (Mexico): characteristics of the lava and growth conditions of topaz: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(6), 579-588.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, 329-344.
- Macdonald, R., 1974, Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks: *Bulletin Volcanologique*, 38, 498-516.
- Mahood, G.A., 1980, The geological and chemical evolution of a late Pleistocene rhyolitic center: The Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: University of California, tesis doctoral, 245 p.
- Martin, R.F., 2006, A-type granites of crystal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment: *Lithos*, 91, 125-136.
- Middlemost, A.E.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic-rocks: *Chemical Geology*, 77(1), 19-26.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación post-laramídica en la parte sur de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías Romo, C., 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*, 13(1), 117-122.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J.G., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Camprubí i Cano, A., 2005, La Mesa Central: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37-56.
- Pan, Y.S., 1974, The genesis of the Mexican-type tin deposits in acidic volcanics: New York, USA, Columbia University, tesis doctoral, 286 p.
- Peacock, M.A., 1931, Classification of igneous rock series: *Journal of Geology*, 39, 54-67.
- Rickwood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, 22, 247-263.
- Rocha-Echavarría, N.A., Aguillón-Robles, A., Rodríguez-Ríos, R., Bellon, H., Torres-Hernández, J.R., 2006, Petrología y geoquímica de los centros volcánicos de la Sierra de Pinos Zac., y su relación con el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *GEOS*, 26(1), 106.
- Rodríguez-Ríos, R., 1997, Caractérisation du magmatisme et des minéralisations associées du dôme de Pinos et des dômes de rhyolite à topaze du champ volcanique de San Luis Potosi (Mexique): Nancy, Francia, Université Henri Poincaré-Nancy 1, tesis doctoral, 357 p.
- Rodríguez-Ríos, R., Aguillón-Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosi (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 328-343.
- Rodríguez-Ríos, R., Torres-Aguilera, J.M., 2009, Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 658-673.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968, Resurgent cauldrons: *Geological Society of America Memoir*, 116, 613-662.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., Ross, C.S., 1961, Structural evolution of the Valles caldera, New Mexico, and its bearing on the emplacement of ring dikes: U.S. Geological Survey Professional Paper, 424-D, 145-149.
- Torres-Aguilera, J.M., 2005, Caracterización petrográfica y geoquímica del vulcanismo bimodal en el semigraben de Bledos, en el Campo Volcánico de San Luis Potosi: San Luis Potosí, Méx., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis de maestría, 159 p.
- Torres-Hernández, J.M., 2009, Origen y emplazamiento de las ignimbritas Cantera y Panalillo del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de La Tierra, tesis doctoral, 204 p.
- Torres-Hernández J.R., Labarthe-Hernández, G., Siebe-Grabach, C., Alvaldivia, L., 1998, Evidencias de magmatismo sintectónico en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, S.L.P., México (resumen), *en Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Puerto Vallarta, Jal., México: Geos* 18, 373.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Siebe-Grabach, C., Macías-Vázquez, J.L., Espíndola-Castro, J.M., Aranda-Gómez, J.J., 2001, Vulcanismo y extensión: La evolución de un campo volcánico en el Altiplano Central de México: XI Congreso Nacional de Geoquímica, *Actas INAGEQ*, 7, 58 p.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., Mata-Segura, J.L., 2006, The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite: *Geofísica Internacional* 45, 243-253.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 107, 91 p.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, J.G., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., 2008, Tectono-volcanic control of fissure type vents for the 28 Ma Panalillo ignimbrite in the Villa de Reyes Graben, San Luis Potosí, Mexico: *Workshop Calderas, Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 3, doi:10.1088/1755-1307/3/1/012026.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., 2009b, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics*, 471, 136-152. doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.021.

- Verma, S.P., 1984. Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the mineral district of Zacatecas, Zac. (Sierra Madre Occidental), México: *Chemical Geology-Isotope Geoscience*, 46 (1), 37-53.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Sotelo-Rodríguez, Z.T., 2002, SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system: *Computers and Geosciences*, 28, 711-715.
- Verma S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia, F., 2003, A revised CIPW norm: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 83(2), 197-216.
- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico: *Geologica Acta*, 2(1), 189-201.
- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., 2005, Power-law distribution of normal fault displacement and length and estimation of extensional strain due to normal faults: A case study of the Sierra de San Miguelito, Mexico: *Acta Geologica Sinica*, 79(1), 36-49.
- Manuscrito recibido: Noviembre 11, 2011.
Manuscrito corregido recibido: Septiembre 20, 2012.
Manuscrito aceptado: Noviembre 10, 2012.