



Estructura y geoquímica de un grupo de domos dacíticos del norponiente del campo volcánico de San Luis Potosí, México

Rodolfo Rodríguez-Ríos^{1,2,†}, Margarito Tristán-González^{2,*}, Alfredo Aguillón-Robles²

¹ Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Dr. Manuel Nava 8, Zona Universitaria, San Luis Potosí, S.L.P., 78240, México. [†]Finado en 2009.

² Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Dr. Manuel Nava 5, Zona Universitaria, San Luis Potosí, S.L.P., 78240, México.

* mtristan@uaslp.mx

Resumen

El campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) se localiza al sureste de la Sierra Madre Occidental (SMOc), el cual contiene en su porción noroccidental complejos volcánicos de domos de composición félsica. Sobresale el complejo volcánico de Pinos (CVP) localizado en la porción oriental del estado de Zacatecas, a 60 km al noroeste de la ciudad de San Luis Potosí y al norte del poblado de Pinos, Zacatecas. El CVP está formado por tres domos, donde el domo Pinos (DDP) es el mayor, de forma aproximadamente circular, de 6 km de radio en promedio, con una superficie aproximada de 100 km² y una altitud de 2950 msnm.

La historia del CVP comenzó con un episodio piroclástico que precedió a la emisión de la traquita Barbechos (Tqb) formada de dos unidades de flujo, que constituyen la mayor parte del volumen del complejo. Sobre la traquita Barbechos se emplazó la dacita Santana (Tds), a la que siguió un flujo piroclástico delgado. La dacita Santana se extravesó en el norte de CVP en forma de un domo (domo de Santana, DDS). Como etapa efusiva final se emplazó la riolita Carbonera formando un domo pequeño (domo Carbonera, DC).

La traquita Barbechos derivó de un magmatismo traquidacítico, ligeramente alcalino con carácter peraluminoso; la dacita Santana y la riolita Carbonera tienen afinidad calcialcalina, mostrando una ligera anomalía negativa de Eu; ambas unidades tienen características similares a la riolita con topacio de la sierra de San Miguelito, la cual se ha propuesto como derivada de la fusión de la corteza precámbrica de la región.

En el contexto estructural, los domos del CVP se encuentran afectados principalmente por un sistema de fallas de orientación NE-SW, las cuales coinciden con el patrón de alineamiento que presentan las fuentes de emisión por donde ascendieron las lavas y piroclásticos del CVP. Este patrón NE-SW de fallas normales, difiere del patrón NW-SE que se observa en los afloramientos de rocas félsicas de la sierra de San Miguelito, situada al sur-oriente del CVP, donde las rocas son similares en edad. De acuerdo al análisis estructural realizado, se observa que en el norte y norponiente del CVSLP hay dos direcciones contemporáneas de extensión: una NE-SW, presente en la sierra de San Miguelito, y otra NW-SE en la zona del CVP, las cuales son prácticamente ortogonales entre sí. El alineamiento de los afloramientos de los domos félsicos del CVP y la actitud de los planos de fluidez de la lava, sugieren que las lavas se extravesaron utilizando sistemas de conductos orientados NE-SW.

Las lavas del CVP formaron domos poligenéticos en el Oligoceno temprano, asociados con varias fases explosivas, diferentes a la riolita con topacio de los domos de la sierra de San Miguelito, los cuales son monogenéticos con actividad preferentemente efusiva.

Palabras clave: Domos, campo volcánico de San Luis Potosí, complejo volcánico de Pinos, estructura y geoquímica de los domos de Pinos.

Abstract

The San Luis Potosi volcanic field (CVSLP), located in the southeastern part of the Sierra Madre Occidental (SMOc), includes a felsic volcanic dome complex in its northwestern portion. Standing out in this group is the Pinos volcanic complex (CVP), which is located in the eastern portion of the state of Zacatecas, about 60 km northwest of the city of San Luis Potosi, and north of the town of Pinos, Zacatecas. The CVP is formed by three domes; the Pinos dome (DDP) is the largest one and includes the Barbechos trachyte, which forms a circular volcanic structure with an average radius of 6 km, an approximate surface of 100 km², and an altitude of 2950 masl.

The CVP history began with a pyroclastic episode that preceded the emission of the Barbechos trachyte (Tqb), which is formed by two flow units and constitutes the main volume of the complex. The Santana dacite (Tds), which covers the Barbechos trachyte, was followed by a thin pyroclastic flow. The Santana dacite was extruded in the northern part of the CVP in the form of a dome (Santana Dome, DDS). Lastly, and cutting the previous flows, the Carbonera rhyolite was emplaced as a small dome (Carbonera Dome, DC).

The Barbechos volcanic unit, derived from trachydacitic magmatism, has a slightly alkaline and peraluminous character whereas the Santana dacite and Carbonera rhyolite display calc-alkaline affinity with a slight Eu negative anomaly; both units have characteristics that are similar to the topaz rhyolite of Sierra San Miguelito, which has been proposed as a result of the fusion of the San Luis Potosi Precambrian crust.

In the structural context, the CVP domes are mainly affected by a NE-SW strike fault system, which coincides with the alignment pattern of the trachydacitic/rhyolitic emission centers in the area. This NE-SW normal fault pattern differs from the NW-SE pattern observed in the felsic rock outcrops of Sierra San Miguelito, located immediately southeast of the CVP, where the rocks are similar in age. According to the structural analysis performed, two directions of extension are observed in the northern and northwestern parts of the CVSLP: one is NE-SW in Sierra San Miguelito, and the other is NW-SE in the CVP area, which are orthogonal between them. The alignment of the CVP felsic domes and the attitude of their lava flows suggest that they erupted along a NE-SW oriented vent system.

The CVP lavas formed polygenetic domes in the early Oligocene with several associated effusive and pyroclastic phases, which is different from the topaz rhyolites of the Sierra de San Miguelito domes, which are monogenetic with predominantly effusive activity.

Keywords: Domes, San Luis Potosí volcanic field, Pinos volcanic complex, structure and geochemistry of Pinos domes.

1. Introducción

El campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) se localiza al sureste de la Sierra Madre Occidental y pertenece a la provincia fisiográfica de la Mesa Central. Su basamento es una secuencia sedimentaria marina perteneciente a la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1982). Dentro del esquema de los terrenos tectonoestratigráficos, el CVSLP se encuentra en el Terreno Sierra Madre y su porción occidental, sobre segmentos alóctonos del Terreno Guerrero (Campa-Uranga y Coney, 1983).

La secuencia volcánica del CVSLP, fue extravasada durante un período de tectónica extensional del Cenozoico (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986). Ésta sobreyace, discordante, a las formaciones marinas del Mesozoico y a una secuencia de depósitos continentales esparcidos irregularmente en parte de la Mesa Central, correspondientes a la Formación Cenicera del Eoceno temprano-medio.

El magmatismo del CVSLP se inició en el Eoceno medio con la emisión de la andesita Casita Blanca, reportándose una edad isotópica 44.1 ± 2.2 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). En el Oligoceno temprano en el sur y sur-oriente del CVSLP, fueron emitidos grandes volúmenes de rocas piroclásticas de composición riolítica correspondiente a la ignimbrita Santa María. Sobre esta roca se depositaron

lavas traquíticas y riolíticas que formaron un conjunto de domos exógenos, pertenecientes a derrames de lavas félsicos de las unidades latita Portezuelo, traquita Ojo Caliente, riolita San Miguelito y traquita Barbechos, con edades reportadas que varían desde 31.8 ± 1.0 hasta 27.4 ± 0.4 Ma, determinadas por K-Ar en roca total o en fase mineral como biotita o feldespato (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aguillón-Robles *et al.*, 1994b; Tristán-González *et al.*, 2009a). Este evento principal volcánico del CVSLP fue sucedido por una actividad puntual de depósitos piroclásticos correspondientes a la ignimbrita Panalillo, reportándose edades isotópicas que varían desde 25.4 ± 0.6 hasta 28.3 ± 0.9 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González *et al.*, 2009a). La ignimbrita Panalillo rellenó depresiones tectónicas, como el *graben* de Villa de Reyes y fosas asociadas. El Oligoceno tardío se caracterizó por emisiones esporádicas de basalto, como el basalto La Placa de 28.0 ± 0.6 Ma (Torres-Hernández *et al.*, 2001) asociado a un vulcanismo bimodal (Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009). En el Mioceno se generó el basalto Cabras de 20.9 ± 0.5 Ma (Torres-Hernández *et al.*, 2001) y como etapa final, en el nororiente del CVSLP, hubo erupciones de lavas basánicas de intraplaca de 1.1 ± 0.08 y 0.59 ± 0.06 Ma (Aranda-Gómez y Luhr, 1990; Tristán-González *et al.*, 2009a).

Nieto-Samaniego *et al.* (1997) estudiaron la deformación cenozoica de la Mesa Central desarrollada a partir del

Eoceno, la cual consideran como de tipo triaxial, al menos para la región meridional. Esta deformación desarrolló fallas normales con dos direcciones aproximadamente ortogonales, una NE y otra NW, que Nieto-Samaniego *et al.* (1997) consideran que se desarrollaron de manera sincrónica. Para esta región, Nieto-Samaniego (*op.cit.*) registraron varios eventos de deformación, donde los dos primeros ocurrieron en el Eoceno-Oligoceno temprano, el principal en el Oligoceno tardío, acompañado con gran actividad volcánica y el último en el Plioceno-Pleistoceno. Nieto-Samaniego *et al.* (1999) denominaron como sistema de fallas San Luis de La Paz-Salinas de Hidalgo a las fallas del CVSLP con orientación NW-SE, las cuales son normales paralelas estilo dominó, con basculamiento al NE y que aparentemente controlaron el vulcanismo.

Dentro del patrón NE-SW, se localiza la estructura del graben de Villa de Reyes de orientación N25°E a N40°E, cuyas fallas marginales son cortadas por el sistema NW-SE

de fallas normales, paralelas a la cadena de domos de la riolita San Miguelito (Figura 1).

Aranda-Gómez *et al.* (2007) mencionan la presencia de fallas con orientaciones N-S, NW y NE en la región de Pinos, Zacatecas, y hacen énfasis en que existieron varios eventos de deformación contemporáneos al vulcanismo durante el período entre 32 y 27 Ma.

El conjunto de lavas del CVSLP que formaron los domos presentados en la Figura 1, están relacionadas tectónicamente a la provincia de Cuencas y Sierras de México, considerada como continuación hacia el sur de la Provincia Basin and Range de los Estados Unidos de América (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1978, 1998; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). La gran mayoría de estos domos están alineados en forma puntual a lo largo de sistemas NNW, NW-SE y NE-SW y éstos, a su vez, se encuentran afectados por un conjunto de fallas normales desarrolladas a principios del Oligoceno tardío, en patrones

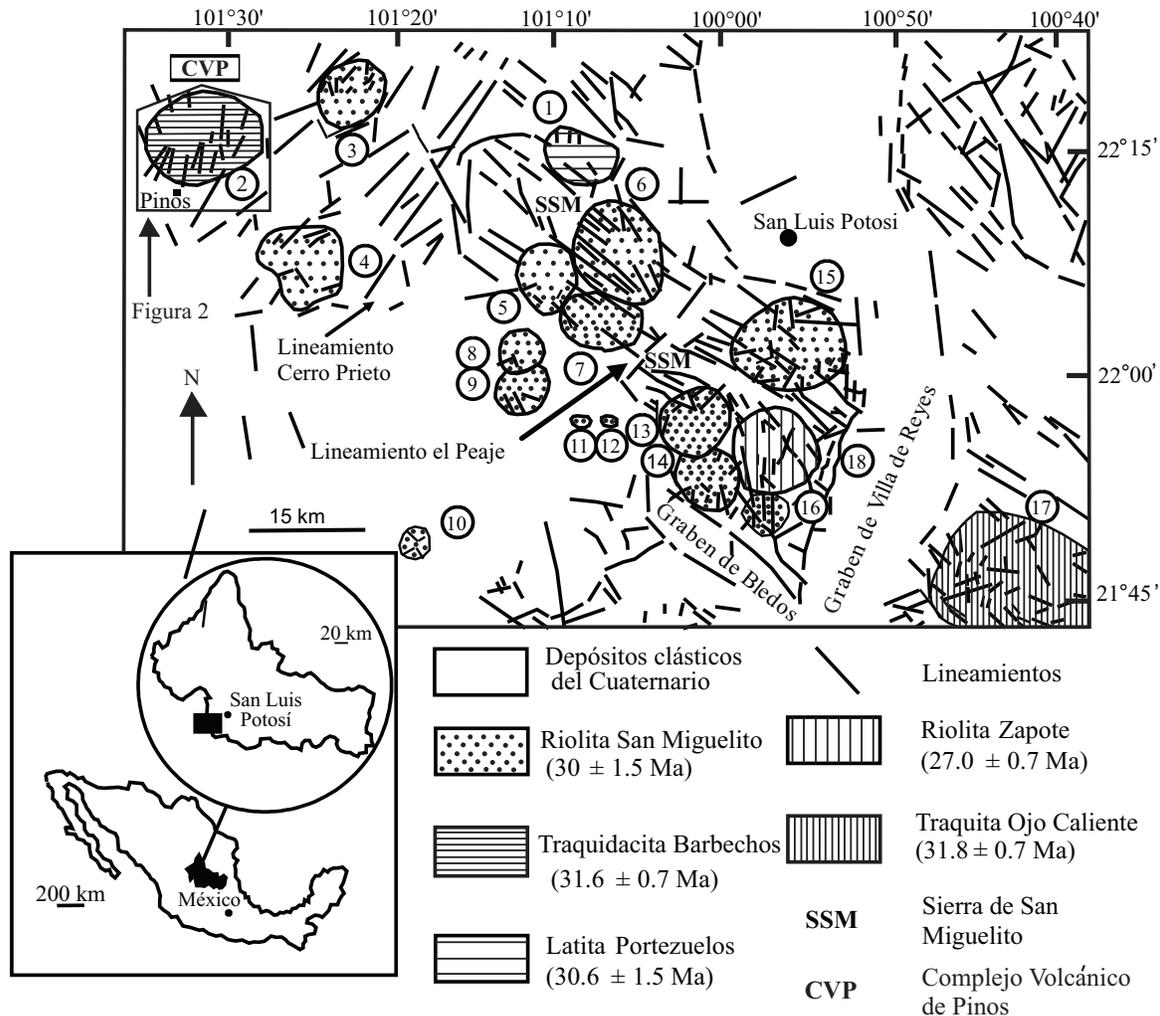


Figura 1. Distribución de los domos riolíticos del Cenozoico temprano y estructuras principales del campo volcánico de San Luis Potosí (Tristán-González, 1986). 1, Agua Prieta; 2, CVP (domo de Pinos, domo Santana y domo Carbonera); 3, Los Sauces; 4, Los Herrera; 5, La Colmena; 6, cerro Grande; 7, La Placa; 8, cerro Silva; 9, El Gato; 10, EL Gallo; 11, Reyna; 12, El Lobo; 13, El Organo; 14, El Tecolote; 15, El Fraile; 16, Calderón; 17, El Tepozán; 18, El Zapote.

paralelos a la orientación de las cadenas de domos (Tristán-González, 1986).

La mayor parte de los domos del CVSLP se formaron en la culminación de la actividad magmática entre 32 y 28 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). La tectónica extensional es parcialmente sincrónica con la actividad volcánica, pero la culminación de la deformación se prolonga más allá del evento volcánico principal (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

Generalmente el conjunto de domos riolíticos del CVSLP forman patrones NW-SE, sobre todo los que constituyen la sierra de San Miguelito y están seccionados por el conjunto de fallas normales con orientación de la extensión NE-SW (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992). Estas fallas no tienen una clara continuidad hacia el noroeste del CVSLP, donde predomina la dirección de extensión NW-SE, sobresaliendo el de la sierra de Pinos, en el cual se basa este análisis.

El objetivo de este trabajo es demostrar, a partir de análisis geoquímicos con apoyo de análisis estructurales, que las primeras etapas de vulcanismo de composición dacítica del Oligoceno temprano en el norponiente del CVSLP, y en particular en el área del complejo volcánico de Pinos, estuvieron controladas por un sistema de fallas NE-SW, que es contemporáneo con el sistema de fallas NW-SE del bloque de la sierra de San Miguelito (SSM), localizado al sur.

2. Marco Geológico Regional

El campo volcánico de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aranda-Gómez *et al.*, 1983) se localiza en la porción suroriental de la Sierra Madre Occidental, considerada la provincia ignimbrítica más grande del mundo. Ésta se compone en su base por rocas máficas a intermedias (Super Grupo Volcánico Inferior), con edad aproximada de 45 Ma. Posteriormente, éstas fueron cubiertas por una secuencia félsica (Super Grupo Volcánico Superior), que en algunos lugares comprende más de 1000 metros de espesor de rocas volcánicas, principalmente ignimbríticas, extravasadas en un breve lapso, durante el Oligoceno, entre 32 y 26 Ma (McDowell y Keizer, 1977). El CVSLP pertenece a la porción sur y suroriental de la Mesa Central (Raisz, 1964), unidad fisiográfica bordeada al oeste por la Sierra Madre Occidental, al este y norte por la Sierra Madre Oriental y al sur por el Eje Volcánico Transmexicano. La Mesa Central cubre gran parte de la mitad occidental del estado de San Luis Potosí, en donde afloran rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, las cuales fueron depositadas en dos grandes provincias paleogeográficas: la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971, 1982).

Las formaciones volcánicas oligocénicas del CVSLP, extruidas durante un período de tectónica extensional del Cenozoico (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986), sobreyacen discordantes a las formaciones

marinas del Mesozoico, que en la base son rocas carbonatadas de las formaciones Tamaulipas Inferior, La Peña y Cuesta del Cura del Cretácico Inferior, con 900 metros de espesor, que a su vez fueron cubiertas por la Formación Indidura y por el flysch de la Formación Caracol (Coniaciano-Maastrichtiano) del Cretácico Superior, con 1000 m de espesor.

En el aspecto tectónico, dos sistemas principales de falla pueden ser distinguidos en la región de San Luis Potosí: El sistema de fallas San Luis de La Paz-Salinas de Hidalgo, que corresponde a fallas normales paralelas (estilo dominó), de rumbo promedio 130-150° (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992). A este sistema se encuentra asociado el emplazamiento de los domos volcánicos de la región, como lo indica su alineamiento (Figura 1) y la dirección de sus zonas de alimentación. Las fallas que bordean el *graben* de Bledos pertenecen a este sistema.

Las estructuras de dirección media N25°E a N40°E coinciden con el rumbo del *graben* de Villa de Reyes (Figura 1), el cual está relleno principalmente de flujos piroclásticos de los dos miembros de la ignimbrita Panalillo y depósitos lacustres (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986).

3. Geología del complejo volcánico de Pinos

El complejo volcánico de Pinos se encuentra a unos 60 km de la ciudad de San Luis Potosí, al norte del poblado de Pinos, Zacatecas. El domo de Pinos (DDP) es la estructura principal de este complejo, la cual mide alrededor de 6 km de radio, cubriendo un área aproximada de 100 km² y con una altitud de 2950 msnm (Figura 2).

El complejo volcánico de Pinos está formado por un conjunto de domos poligenéticos (Pinos, Santana y Carbonera) de acuerdo con la clasificación de Heiken y Wohletz (1987), y constituido por varias fases de emisión sucesivas que iniciaron con erupciones piroclásticas. El domo principal (DDP) está constituido, cuando menos, de dos eventos de derrames de lava correspondientes a la traquita Barbechos (Tqb1 y Tqb2).

Un vitrófido de color negro y de poco espesor se presenta en la base de cada uno de los dos flujos de la traquita Barbechos. Los derrames de lava fueron precedidos por un flujo piroclástico sin soldar, con fenocristales de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos.

La traquita Barbechos está cortada en el borde noreste del domo de Pinos, por las lavas de la dacita Santana (Figura 2), que se inició con la erupción de un flujo piroclástico de poco volumen. Esta unidad es una estructura dómica (DDS), presentando un conjunto de planos de flujo de alto ángulo, de rumbo N40°W que sugieren la zona del conducto de emisión.

Al poniente del domo Santana, en la zona de los arroyos La Carbonera y los Pinos, al suroeste del poblado de Santana

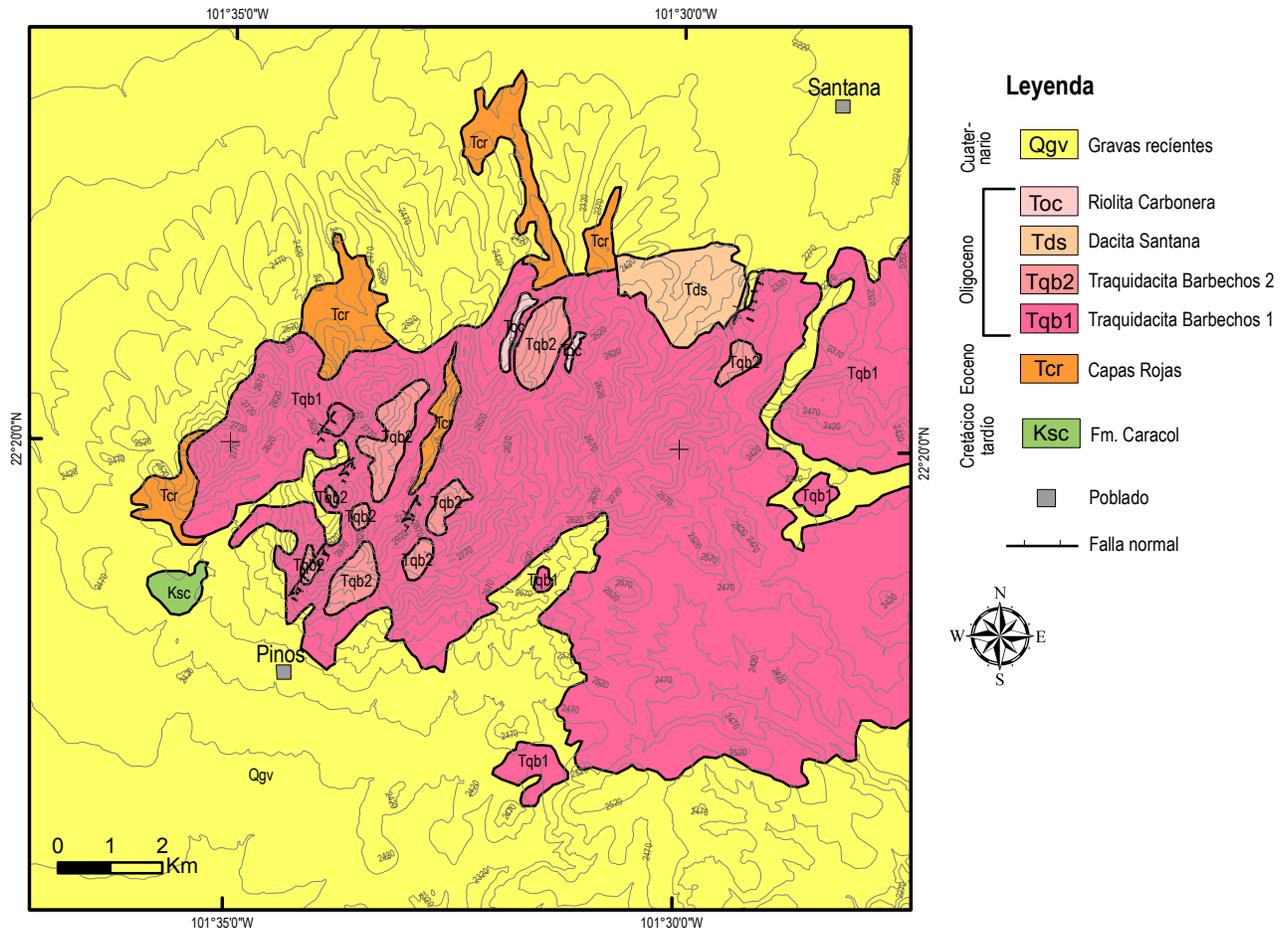


Figura 2. Mapa geológico generalizado del complejo volcánico de Pinos (modificado de Rodríguez-Ríos, 1997).

(Figura 2), se encuentra una unidad rocosa de color gris de textura porfírica con fenocristales de cuarzo y sanidino, correspondiente a la riolita Carbonera, la cual constituye el domo Carbonera (DC). En la base de esta riolita se presenta un depósito piroclástico lenticular, y sobre éste descansa el vitrófido basal de la riolita Carbonera.

Parte de la secuencia mesozoica está expuesta alrededor de los flancos del CVP (Figura 2), y se encuentra constituida principalmente por sedimentos *flysch* de la Formación Caracol en forma de pequeñas ventanas, sobre todo en la parte suroeste del CVP, en ocasiones cubiertos por una delgada capa de material aluvial. Estos sedimentos se encuentran plegados, y subyaciendo en discordancia angular a sedimentos clásticos de tipo capas rojas, las cuales son informalmente denominadas capas rojas de Pinos. Estas últimas presentan un espesor mínimo estimado de 900 m en el norte del CVP (Aranda-Gómez *et al.*, 2007). Las capas rojas son el equivalente de lo que Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991) definieron como conglomerado Zaragoza en la parte nororiental del CVSLP.

4. Muestreo y Análisis

Las diferentes unidades que constituyen el Centro Volcánico de Pinos fueron analizadas petrográficamente, mineralógicamente y geoquímicamente. El muestreo de la traquita Barbechos se realizó por zonas, según una sección N20°W que cruza por la parte central del domo de Pinos, con el fin de determinar eventuales variaciones composicionales (Rodríguez-Ríos, 1997). El estudio petrográfico de las muestras se realizó en el Laboratorio de Sistemas Hidrotermales de la Universidad Henri Poincaré-Nancy 1, Francia. Los análisis químicos de los minerales se hicieron usando una microsonda electrónica Cameca SX-50, perteneciente al Servicio Común de Microanálisis para Microsondas Electrónicas de la misma universidad.

Los análisis químicos de roca total (elementos mayores y traza incluyendo los elementos de las Tierras Raras), fueron realizados en el Servicio de Análisis de Rocas del Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), del Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-Nancy, Francia), (Tabla 1).

Los elementos mayores y traza se obtuvieron con el método ICP-MS (espectrometría de masas con inducción

Tabla 1. Composición química (elementos mayores y traza) de muestras representativas del CVP y una del Cerro Silva para comparación.

Muestra	V 44	R 43	R 42	V 41	V 39	R 38	R 21	R 28	P 25	V 23	R 22	R 45	R 12
Lat. N	22.3041°	22.3054°	22.3066°	22.3066°	22.3076°	22.3123°	22.3093°	22.3674°	22.3524°	22.3509°	22.3495°	22.3482°	22.0602°
Long. W	101.5620°	101.5621°	101.5622°	101.5629°	101.5632°	101.5639°	101.5638°	101.5018°	101.5211°	101.5220°	101.5228°	101.5334°	101.2596°
	Fm Barbechos 1				Fm Barbechos 2				Fm Santana	Río Carbonera	Riolita Carbonera	Cerro Silva	
Elementos mayores (% en peso)													
SiO ₂	66.25	67.81	67.7	65.36	66.15	67.36	66.78	68.74	69.07	70.95	77.8	73.75	77.76
TiO ₂	0.45	0.62	0.44	0.54	0.53	0.54	0.52	0.51	0.3	0.28	0.1	0.24	0.11
Al ₂ O ₃	14	14.1	14.41	14.11	14.09	14.47	14.16	13.58	10.6	12.91	11.45	12.95	11.32
Fe ₂ O ₃	3.6	4.23	4.23	5.06	4.6	5.1	5.33	3.71	2.97	2.91	1.42	2.47	1.35
MnO	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	trazas	0.02	trazas	trazas	0.02	trazas
MgO	0.34	0.54	0.1	0.33	0.37	0.15	0.33	0.72	0.75	0.1	trazas	0.04	0.08
CaO	1.76	0.92	0.86	2.26	2.26	1.52	1.59	0.86	1.88	1.33	0.41	0.22	0.24
Na ₂ O	2.32	2	1.7	3.4	3.28	2.75	2.65	1.45	0.64	2.87	2.27	1.98	1.85
K ₂ O	4.78	5.93	6.56	4.11	4.55	5.26	5.14	5.31	3.37	4.87	5.6	5.8	4.95
P ₂ O ₅	0.13	0.24	0.29	0.17	0.18	0.17	0.15	0.23	0.13	0.09	trazas	0.05	0.02
Px/C	5.91	3.39	3.37	4.27	3.58	2.18	2.85	4.6	10.27	3.42	0.77	2.03	2.06
Total	99.57	99.8	99.7	99.65	99.63	99.56	99.56	99.72	100	99.74	99.84	99.55	99.74
Elementos traza (ppm)													
Rb	351	303	239	183	188	199	190	248.1	143	237	290	221	262
Ba	1201	614	1296	1363	1283	1368	1306	611	775	823	283	341	276
Sr	155	97.5	108	161	156	145	145	100	108.6	98.2	31.7	23.5	26.8
Y	44.6	39.02	39.4	48.1	49.5	60.1	66.5	42.4	38.8	48.5	61.2	73.1	48.8
Zr	417	260	438	509	499	501	520	228	277	346	213	387	160
Nb	23	18.6	25.5	26.3	25.8	27.2	26.4	17.23	17.6	21.7	21	36.8	19.28
Tb	16.6	19.8	17.8	15.3	15.6	15.7	15.2	20.88	16.6	21.5	28.2	23.6	33.8
Pb	25.1	25.7	28.1	25	25	26.3	25	22.2	17.6	30.5	34.6	28.3	31.1
Hf	11.3	6.78	11.1	13	12.3	13.1	12.7	6.04	7.71	8.76	6.23	11.6	5.5
U	4.71	4.86	5.38	4.22	4.34	4.98	4.19	5.44	4.75	5.6	6.96	5.55	4.58
Elementos de tierras raras (ppm)													
La	65.85	65.25	74.86	60.6	59.88	88.57	88.51	47.67	65.83	74.04	53.62	100.6	68.43
Ce	143.4	147.1	155	131.8	131.9	173.2	154.7	100.5	121.8	159	130.7	192.5	124
Pr	15	15.89	18.07	15.65	15.85	20.93	21.84	12.27	15.24	17.89	15.78	23.31	19.4
Nd	62.4	64.27	66.59	64.09	64.65	82.31	87.28	49.11	60.7	72.67	61.08	89.92	73.71
Sm	12.87	14.36	13.73	12.01	12.43	16.15	16.68	10.09	11.99	13.99	14.26	18.43	15.27
Eu	1.79	1.36	1.76	2.23	2	2.56	2.51	1.06	1.67	1.27	0.49	0.95	0.34
Gd	10.46	11.14	10.02	10.48	10.07	13.07	13.44	9.02	9.27	10.63	10.91	15.49	10.86
Tb	1.56	1.68	1.66	1.54	1.6	2.12	2.19	1.31	1.37	1.64	2.01	2.43	--
Dy	7.52	7.59	8.07	8.45	8.44	10.82	11.8	7.54	7.39	8.39	11.34	13.19	9.72
Ho	1.63	1.54	1.47	1.84	1.93	2.33	2.65	1.56	1.59	2	2.41	2.76	2.1
Er	4.26	4.01	4.38	4.59	4.86	6.05	5.94	3.66	3.77	4.7	6.06	6.91	4.9
Tm	0.6	0.54	0.61	0.65	0.71	0.79	0.97	0.54	0.48	0.67	1.03	1.15	0.78
Yb	4.27	3.47	3.99	4.51	4.5	5.13	5.84	3.53	3.22	4.58	5.91	7.28	5.1
Lu	0.59	0.47	0.62	0.71	0.7	0.81	0.8	0.51	0.48	0.66	0.86	1.01	0.71
A/CNK	1.15	1.24	1.26	1	0.98	1.11	1.11	1.4	1.31	1.04	1.09	1.3	1.16
Eu/Eu*	0.47	0.32	0.45	0.6	0.6	0.53	0.51	0.33	0.47	0.31	0.12	0.17	0.08

El límite de detección se calculó con 60 mediciones de fondo, para elementos mayores, siendo los siguientes: 0.1% (SiO₂), 0.05% (Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO y CaO), 0.025% (TiO₂, Na₂O, K₂O y P₂O₅) y 0.015% (MnO); el límite de detección está de acuerdo con los criterios de calidad propuestos por Verma *et al.*, (2002), Verma y Santoyo (2005).

de plasma acoplado). La fusión de la muestra fue realizada con LiBO₂ y diluida en HNO₃. Los controles de calidad están basados en geostándares internacionales detallados en Govindaraju (1984). La precisión y exactitud de los elementos mayores variaron entre 1 y 5%, y de elementos traza y elementos de las Tierras Raras entre 5 y 20%, dependiendo del elemento y su nivel de concentración en la muestra.

5. Análisis Petrográfico

5.1. Traquita Barbechos (Tqb)

Esta roca fue descrita originalmente como riolacita

Barbechos por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1992). Los resultados de los análisis geoquímicos de este trabajo muestran que el domo de Pinos es un flujo de lava de composición traquítica, por lo que aquí se nombra como traquita Barbechos. Las unidades Barbechos 1 y 2 son rocas de color gris a café claro, con textura porfírica, fenocristales de plagioclasa (19 - 26 %), cuarzo (4 - 6 %), sanidino (0.5 - 1.5 %) y biotita (0.2 - 0.5 %), sin diferencias notables entre las dos unidades. Al microscopio la matriz (65 - 75 %) aparece enteramente devitrificada.

Los vitrófidios basales de las unidades Barbechos 1 y 2 son rocas de tono oscuro con textura fluidal muy marcada y contorneada. La matriz vítrea representa entre 68 y 75 % de la muestra. Los fenocristales son de plagioclasa (16 - 25 %), cuarzo (3.5 - 6 %), feldespato potásico (1-3%) y piroxeno

(3 - 4 %). En cuanto a los piroclásticos, su composición varía según los afloramientos, pero en general son flujos sin soldar con fenocristales de cuarzo y feldespato; localmente se observa biotita y granate.

La plagioclasa de la traquita Barbechos es andesina, donde la composición promedio varía ligeramente: An_{32} en la unidad Barbechos 1, An_{37} en la base de la unidad Barbechos 2 y An_{32} en su cima. La plagioclasa de los vitrófidos es ligeramente más básica: An_{36} para el vitrófido basal de Barbechos 1 y An_{36} para el de Barbechos 2. La plagioclasa de los piroclásticos es muy comparable (An_{33}).

El feldespato potásico es sanidino, cuya composición varía ligeramente, según la zona dentro de las unidades. Se observa un ligero aumento de su composición en K, de la base hacia la cima en ambas unidades, de $Or_{65}Ab_{33}$ a $Or_{70}Ab_{28}$ para Barbechos 1 y de $Or_{62}Ab_{35}$ a $Or_{64}Ab_{34}$ para Barbechos 2 y $Or_{68}Ab_{29}$ y $Or_{71}Ab_{26}$ para los vitrófidos basales respectivos. Los análisis efectuados en el sanidino contenido en los flujos piroclásticos, indican valores comparables $Or_{67}Ab_{33}$ y $Or_{70}Ab_{29}$.

En las lavas y en los flujos piroclásticos, el mineral ferromagnesiano principal es la biotita. En una muestra de los flujos piroclásticos se encontró granate y en los vitrófidos, piroxeno alterado. La biotita en la unidad Barbechos 1 es más rica en Fe, Ti y Al ($X_{Fe} = 0.50 - 0.74$; $Ti = 0.5 - 0.66$; $\Sigma Al = 2.6 - 3.2$) que en la unidad Barbechos 2 ($X_{Fe} = 0.39$, $Ti = 0.3$ y $\Sigma Al = 1.98$ en la base y $X_{Fe} = 0.43 - 0.46$, $Ti = 0.25$ y $\Sigma Al = 2.02 - 2.06$ en la cima). La biotita de los piroclásticos es más ferrífera y aluminosa ($X_{Fe} = 0.75 - 0.80$ con $\Sigma Al = 2.5 - 3$ y $0.96 - 0.97$, con $\Sigma Al = 4.1$ según las muestras). Los granates observados en una muestra de los piroclásticos de la base de la unidad Barbechos 2 son almandinos (86.5 %; Aguillón-Robles *et al.*, 1994a; Rodríguez-Ríos, 1997), lo que sugiere que el origen de estas rocas con granate en la región son producto de la asimilación de granulitas precámbricas de la base de la corteza, a lo cual el granate estuvo en equilibrio en los procesos magmáticos de la roca (Aguillón-Robles *et al.*, 1994a; Schaaf *et al.*, 1994).

5.2. Dacita Santana (Tds)

Esta unidad es una roca de color gris, con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa (16.4 %), cuarzo (6 %), feldespato potásico (2.5 %) y biotita (1.7 %). Al microscopio, se observó que la matriz (74%) está completamente devitrificada. La plagioclasa se sitúa en el dominio de la andesina, con una composición promedio de An_{32} y An_{46} , mientras que el feldespato se presenta como sanidino $Or_{70}Ab_{10}$.

5.3. Riolita Carbonera (Toc)

Se analizó su zona devitrificada y flujos piroclásticos asociados que afloran en los arroyos de la Carbonera y Los Pinos. La riolita Carbonera es una roca de color gris con

textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo (12 - 18.5%), feldespato potásico (9.5 - 12.5%), plagioclasa (2.3 - 2.9%) y biotita (< 1 %), con matriz completamente devitrificada.

La composición del feldespato potásico de la lava varía, con un valor de $Or_{60}Ab_{36}$ en el arroyo Los Pinos y de $Or_{71}Ab_{29}$ en el arroyo La Carbonera. En el vitrófido los valores son más potásicos: $Or_{72}Ab_{27}$. La plagioclasa en la lava es oligoclasa $An_{26}An_{28}$ y en el vitrófido es andesina An_{35} . La biotita analizada en la riolita Carbonera es ferrífera y aluminosa ($X_{Fe} = 0.74$ con $Ti = 0.51$ y $\Sigma Al = 4.4-4.6$).

6. Análisis geoquímico

El estudio geoquímico de las unidades se realizó de una manera comparativa, con la ayuda de diferentes diagramas. Sólo algunos se presentan en un diagrama TAS (álcalis total vs. sílice; Le Bas *et al.*, 1986, Figura 3), A - B (Debon y Le Fort, 1983, Figura 4), y los espectros de los elementos de las Tierras Raras (Figura 5), con el fin de buscar evidencias de variaciones composicionales. También se comparan en algunos de estos diagramas las rocas de los domos cerro Silva y cerro Gato localizados en el oeste del CVSLP (Figura 1), así como algunas muestras representativas de otras unidades (riolita San Miguelito, latita Portezuelo y riolita El Zapote; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), que se encuentran al sureste del complejo volcánico de Pinos en el campo volcánico de San Luis Potosí.

Dos grupos distintos aparecen claramente en el CVP: el primero constituido por la traquita Barbechos y la dacita Santana (grupo de rocas traquidacíticas), y el segundo por la riolita Carbonera (grupo de rocas riolíticas). El vitrófido (Vtp) y los piroclásticos del arroyo Carbonera ocupan una posición intermedia entre estos dos conjuntos. Esto sugiere en el primer análisis, que por lo menos dos eventos de diferenciación magmática sucesivas han contribuido a la edificación del complejo volcánico de Pinos.

6.1. Conjunto Barbechos-Santana

Los porcentajes en peso de SiO_2 de las lavas son muy parecidos: 67.7 y 67.8 % para las lavas de Barbechos 1, 66.8 y 67.8 % para las lavas de Barbechos 2, y 68.04 y 68.74 % para las lavas de la dacita Santana. En el diagrama TAS (Figura 3) se observa un ligero cambio composicional de traquidacitas (Tqb) a dacitas (Tds).

En el diagrama A-B (Figura 4), se aprecia un exceso de aluminio con relación al aluminio "feldespaticizable", presentando todas las unidades un carácter peraluminoso. Los espectros de los elementos de las Tierras Raras (Figura 5) muestran un fraccionamiento muy marcado: en la traquita Barbechos 2 estos elementos son los menos fraccionados (La/Yb_N entre 8.7 y 11.6) y además existe una anomalía medianamente negativa ($Eu/Eu^* 0.32$ y 0.47 en la traquita Barbechos 1, de 0.51 y 0.60 para la traquita Barbechos 2 y de 0.32 y 0.33 para la dacita Santana ($Eu^* = \sqrt{(Sm \times Gd)}$)).

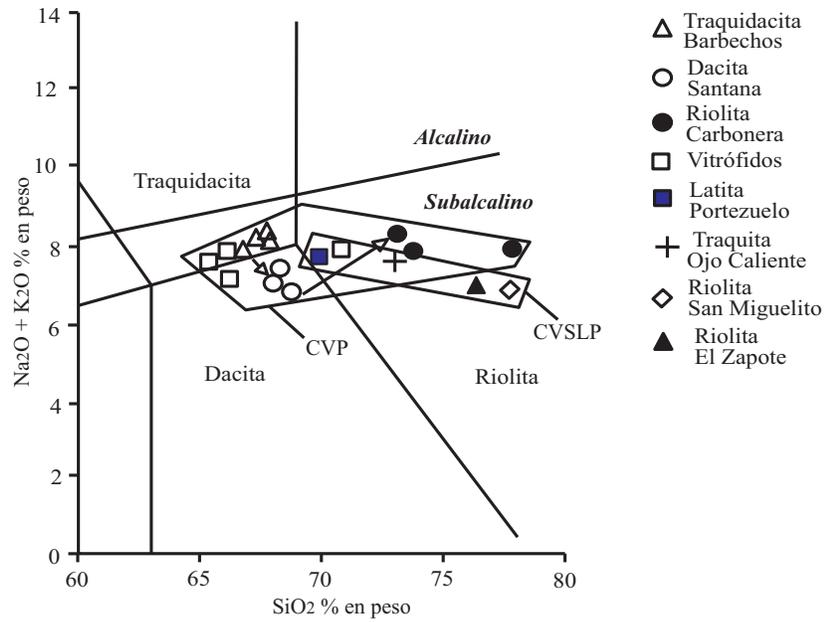


Figura 3. Diagrama TAS (Álcali-Silíce Total; Le Bas *et al.*, 1986) de las unidades del complejo volcánico de Pinos, con sus vitrófidos; así como algunas unidades volcánicas del CVSLP para comparación (riolita Zapote, latita Portezuelo; traquita Ojo Caliente; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; riolita San Miguelito; Rodríguez-Ríos, 1997), límite de alcalinidad propuesto por Irving y Baragar (1971).

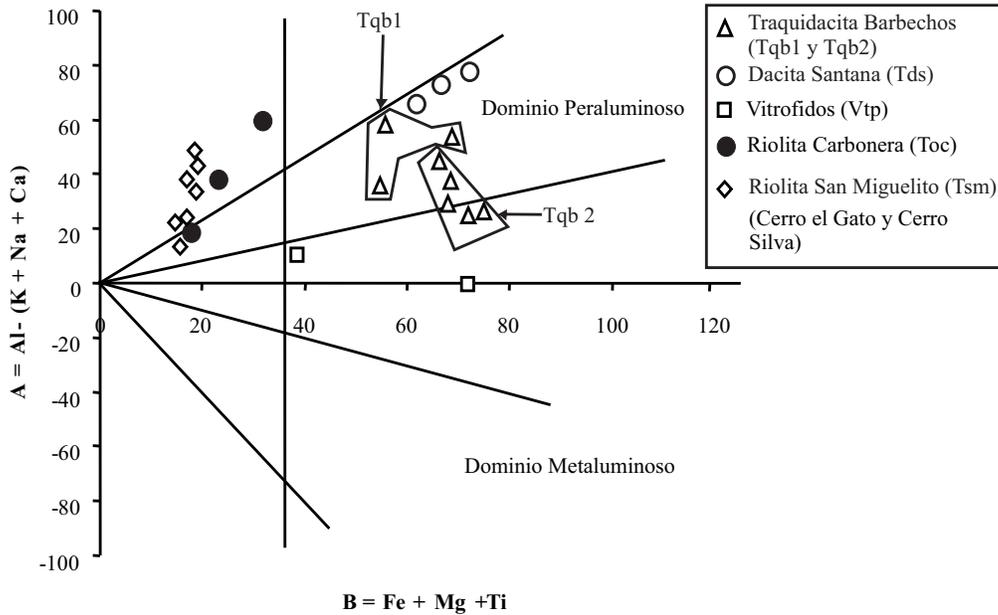


Figura 4. Diagrama A-B de balance aluminico (Debon y Le Fort, 1983), donde se presentan además algunas muestras de la riolita San Miguelito (Rodríguez-Ríos, 1997), para comparación.

6.2. Riolita Carbonera

Según el diagrama TAS (Figura 3), la riolita Carbonera presentan valores elevados en álcalis que caen en el campo subalcalino; su contenido en SiO₂ (73.7 y 78 %) es más elevado que en las rocas de las unidades traquidacíticas y dacíticas de Barbechos y Santana. En el diagrama

A-B (Figura 4), aparecen como rocas peraluminosas con un parámetro B ilustrando una carga de minerales ferromagnesianos muy comparable a la de los leucogranitos. Los diagramas de los elementos de las Tierras Raras (Figura 5) son similares a los de las riolitas con topacio del CVSLP, y presentan el mismo enriquecimiento en elementos incompatibles como Rb, U, Th (Th/U entre 4.05 y 4.25), y el mismo empobrecimiento en Ba, Sr, Eu, Ti y Ca. En

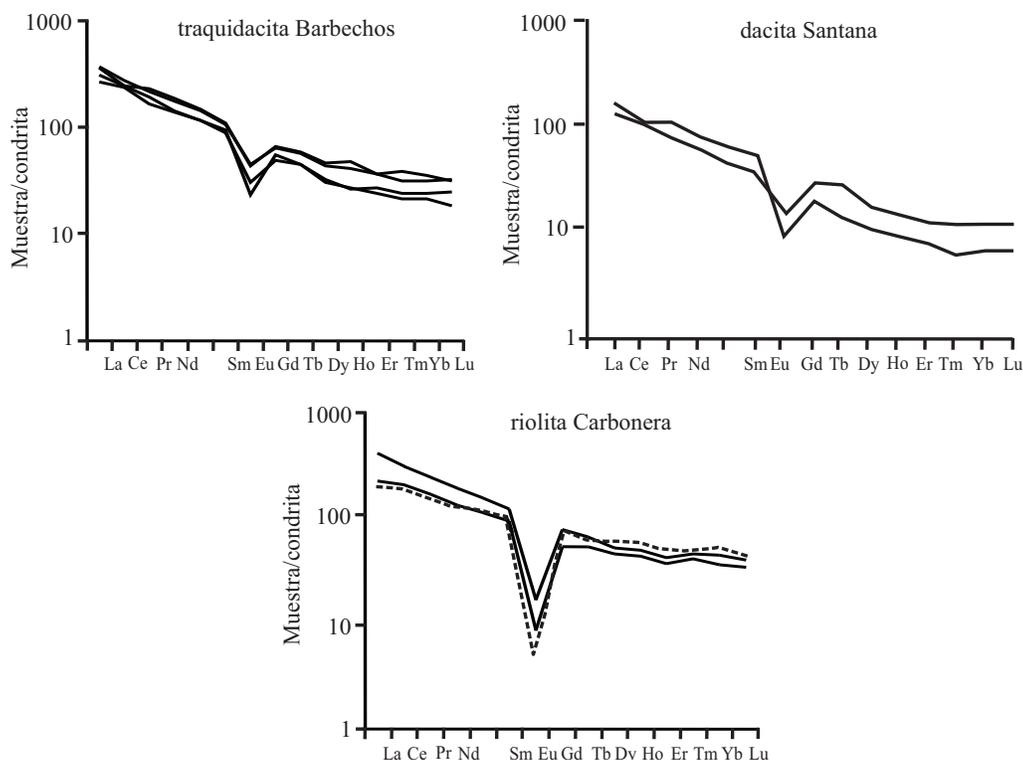


Figura 5. Espectros de los elementos de las Tierras Raras normalizados a condritas (según Evensen *et al.*, 1978), para las unidades Barbechos, Santana y Carbonera. Con el fin de comparación, el espectro de una riolita con topacio ha sido añadida en línea punteada, cerro Silva (R12), riolita San Miguelito (Rodríguez-Ríos, 1997).

relación al grupo de Barbechos y Santana, los elementos de las Tierras Raras de estas lavas son menos fraccionados (La/Yb_N entre 6.1 y 9.3) con una anomalía negativa muy pronunciada en Eu (Eu/Eu^* entre 0.12 y 0.17).

En el CVP, las dos secuencias formadas por las unidades Barbechos 1 y 2, Santana y Carbonera, se distinguen claramente por sus contenidos en elementos traza y sus espectros de los elementos de las Tierras Raras. Algunas de las conclusiones de este estudio se han comparado con las obtenidas por Rodríguez-Ríos (1997) y Rodríguez-Ríos *et al.* (2007), estudios que se efectuaron en tres domos vecinos: cerros El Gato, Silva y Lobo (Figura 1), pertenecientes a la riolita San Miguelito. Dichos estudios se enfocaron principalmente en la génesis de las rocas formadoras de estos domos, atribuyéndola a la fusión parcial de la corteza compuesta por granito de edad precámbrica (Schaaf *et al.*, 1994; Aguillón-Robles *et al.*, 2009). Para este fin se ha utilizado el diagrama de multielementos normalizado al estándar RGM-1 de una riolita sub-alcalina rica en sílice (Govindaraju, 1984; Figura 6), donde se observa claramente la similitud de la riolita Carbonera con la riolita con topacio de la sierra de San Miguelito.

7. Análisis estructural del complejo volcánico de Pinos

El estudio estructural de la zona del CVP se realizó

con base en el análisis de planos de flujo y planos de fallas normales medidos en las diferentes unidades de rocas efusivas que conforman este complejo; para este análisis se utilizó el programa StereoNet, con el hemisferio inferior.

Para localizar la zona de fuente volcánica se tomaron en cuenta varios criterios basados en características físicas que se han observado en los domos riolíticos del CVSLP, como son los caparzones, la concentración de actividad fumarólica con abundancia de depósitos de óxidos de hierro y calcedonia, que generalmente se concentran sobre la zona de conducto, zonas caóticas de brechas y planos de flujo que tienden a ser de alto ángulo. En el caso de una fuente central, las foliaciones de flujo de la lava tienden a ser radiales respecto al centro de emisión y en el caso de que la zona de fuente sea una fisura, estas foliaciones se disponen paralelas a ella, debido a que el centro de emisión se generó sobre fallas pre-existentes (Bonnichsen y Kauffman, 1987; Tristán-González *et al.*, 2005). En los domos exógenos que generaron amplios lóbulos de lava laterales a su fuente, las foliaciones de flujo tienden a ser de ángulo bajo en su parte intermedia y adquirir ángulos altos en el frente de la colada (ojivas).

Los domos del complejo volcánico de Pinos no desarrollaron lóbulos extensos, y donde se generaron, gran parte de ellos se encuentran cubiertos por ignimbritas y gravas más jóvenes. La mayoría de las foliaciones de flujo en los domos del CVP se tomaron donde la masa de lava

tiene mayor volumen, observándose que la mayor parte de estas masas rocosas guardan un paralelismo con el sistema de fallas NE-SW.

En los campos volcánicos de San Luis Potosí y Guanajuato se ha observado que cadenas extensas de domos están alineadas en patrones orientados NW-SE, lo cual sugiere que estas lavas siguieron conductos a través de fallas extensionales generadas previamente al Oligoceno temprano (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Tristán-González *et al.*, 2005). Los domos dacíticos y riolíticos del CVSLP que se emplazaron en el rango de edad entre 32 y 28 Ma, fueron afectados por reactivación de las fallas en patrones NW-SE, mientras que para la zona del CVP por fallas NE-SW, que corresponden al período de extensión máxima de la región ocurrida entre los 28 y 26 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

La sierra de Pinos está conformada por un conjunto de domos (CVP) de composición traquítica-dacítica y riolítica de edad promedio 31 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Tristán-González *et al.*, 2009a). Los domos del complejo volcánico de Pinos revisten una característica especial con respecto al resto de las rocas riolíticas del CVSLP, ya que este complejo se encuentra afectado principalmente por un sistema de fallas de rumbo NE-SW. En el domo que forma la traquita Barbechos 1 (DDP) se midieron planos de flujo en gran parte el domo, los cuales se muestran en el diagrama de rosas de la Figura 7a, donde se aprecia dos

tendencias, una de dirección NW-SE y otra NE-SW. En el diagrama de densidades de polos de la Figura 7b, se aprecia un grupo de planos de flujo, donde la mayoría son de alto ángulo, entre 60° y 80° con inclinación al NE, con rumbos NW-SE. De acuerdo a la actitud de los planos de flujo, se sugiere que la traquita Barbechos 1 fue alimentada por un conducto que estuvo alineado sobre una fisura orientada N35°-25°W. Los planos de flujo con inclinaciones de bajo ángulo, menores a 45° NE, en el diagrama de la Figura 7b, sugieren que pertenecen a la zona del lóbulo del domo. Esta actitud de la zona de fuente de la traquita Barbechos 1 está de acuerdo con las direcciones regionales NW-SE que presentan las fallas y zonas de fuentes de la riolita San Miguelito, localizadas hacia la porción sur-oriente de esta área (Figura 1). Sin embargo, la disposición de un conjunto importante de foliaciones al noreste, en la Figura 7a, no descarta que su fuente tenga una orientación NE-SW, aunado a que la forma de los afloramientos en el mapa geológico en la Figura 2 sugiere esa posibilidad.

En cuanto a la traquita Barbechos 2, dacita Santana y riolita Carbonera que se encuentran estratigráficamente arriba de la traquita Barbechos 1, se aprecia en el mapa geológico del CVP (Figura 2) que sus afloramientos están dispuestos en franjas orientadas NE-SW.

Las mediciones de planos de flujo en la dacita Santana se presentan en la Figura 8a, donde los círculos mayores muestran una dirección de inclinación preferencial de los planos de fluidez al S60°-70°E, con inclinaciones promedio de 70° y un rumbo NE-SW. El ángulo alto de los planos de flujo de la dacita Santana podría sugerir la presencia del conducto por donde ascendió la lava, lo cual coincide con la actitud de los afloramientos dispuestos en franjas NE-SW del mapa geológico de la Figura 2. En el diagrama de rosas de la Figura 8b, el rumbo preferencial de los planos de flujo se alinean en un patrón NE-SW, sugiriendo que la fisura por donde ascendieron estas lavas estuvo orientada NE-SW.

Los planos de flujo de la riolita Carbonera se muestran en el diagrama de densidad de la Figura 9a, donde la inclinación de esos planos ocurre tanto al NW como al SE, sugiriendo el rumbo de la zona de fuente de esta unidad: NE-SW. En el diagrama de rosas de la Figura 9b, muestra los rumbos de planos de flujo de la riolita Carbonera con una dirección promedio de N30°E, muy parecida a la mostrada por la dacita Santana, lo que sugiere que ambas unidades utilizaron para su ascenso fisuras pre-existentes con orientación NE-SW.

El análisis de fallas normales del complejo volcánico de Pinos se comparó con el sistema de fallas de la sierra de San Miguelito, localizada al sur-oriente de la sierra de Pinos. La información se analizó con el programa StereoNet, cuya representación se muestra en las Figuras 10a y 10b. Los cuadros representan los polos de planos de las principales fallas de la sierra de San Miguelito, y los triángulos a los polos de las fallas del CVP.

La información de las fallas para la sierra de San Miguelito se tomó de Labarthe-Hernández *et al.* (1982)

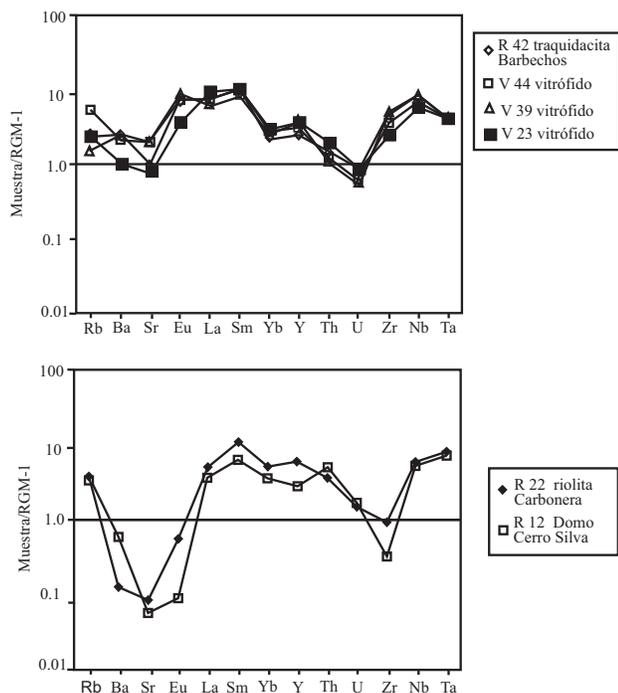


Figura 6. Diagrama multielementos de algunas muestras del complejo volcánico de Pinos y de una riolita con topacio del cerro Silva (DCS) (riolita San Miguelito) (R12). Normalización contra la muestra de referencia internacional RGM-1, la cual es una riolita subcalalina rica en sílice (Govindaraju, 1984).

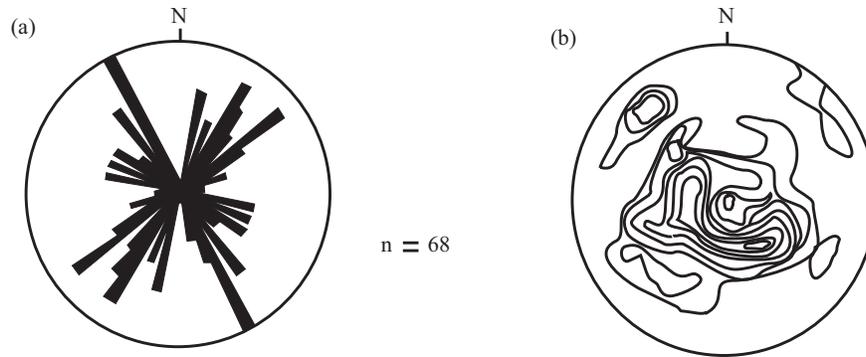


Figura 7. a) Diagrama de rosas para rumbos obtenidos de una serie de planos de flujo tomados en la traquita Barbechos 1, cuya actitud predominante es NW-SE; b) diagrama de densidades de polos de planos de flujo, donde se aprecia dos grupos de alto y bajo ángulo, con inclinación preferencial al NE.

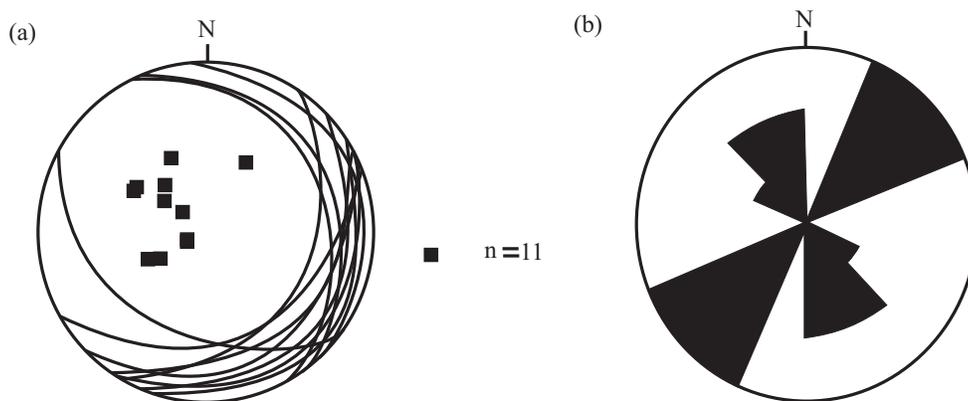


Figura 8. a) Diagrama de densidad de polos de los planos de flujo de la dacita Santana, donde se aprecia que la mayoría de ellos son de ángulo alto y se inclinan principalmente hacia el SE; b) diagrama de rosas que muestra la actitud de rumbo NE-SW de los planos de flujo.

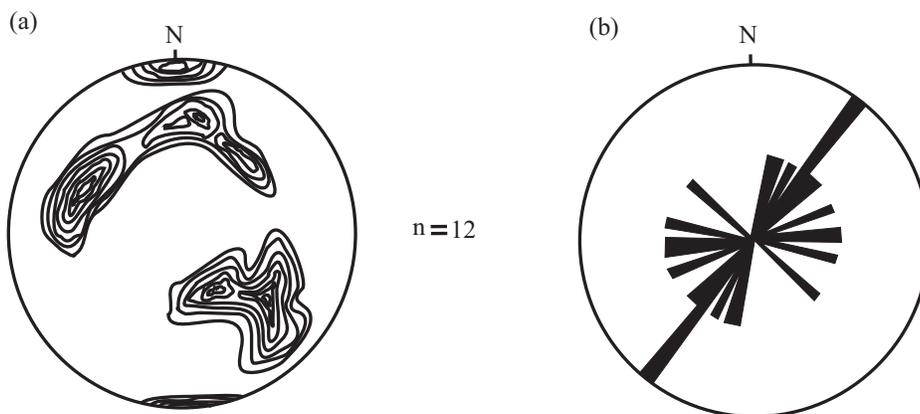


Figura 9. a) Diagrama de densidad para polos de planos de flujo en la riolita Carbonera, con dirección de inclinación de los planos al NW-SE, e inclinaciones de ángulo medio; b) diagrama de rosas para rumbos, donde los planos de fluidez tienen un rumbo NE-SW.

y Tristán-González (1986). Estas fallas se muestran en la Figura 10a, donde los círculos mayores representan un sistema de fallas normales de alto ángulo, cuyos planos se encuentran inclinados hacia el SW y su rumbo está en el rango $N60^{\circ}-45^{\circ}W$. Por otro lado, el conjunto de polos representados por triángulos corresponden a la sierra de Pinos en la Figura 10a, ilustran un sistema de fallas normales

con rumbo NE-SW con dirección de inclinación de sus planos al NW y ángulos de inclinación medios a altos.

La comparación de las dos localidades se aprecia en el diagrama de rosas (Figura 10b), donde se puede ver que las fallas del CVP (P) son prácticamente perpendiculares al sistema de fallas del complejo volcánico de la sierra San Miguelito (SM), lo que muestra dos direcciones de extensión

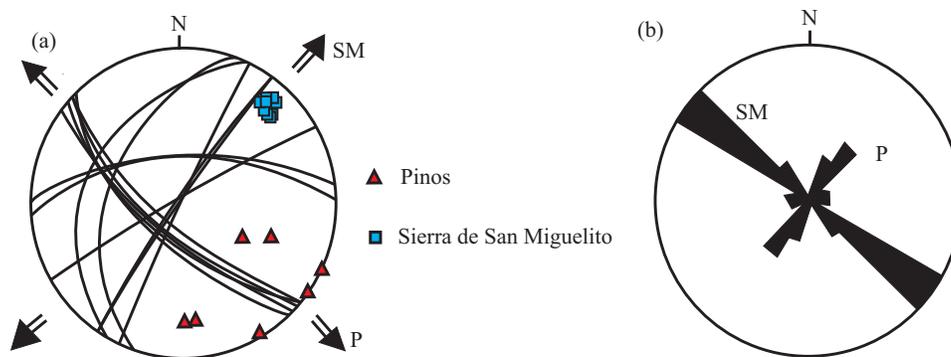


Figura 10. a) El conjunto de polos (cuadros) de la sierra de San Miguelito, son fallas normales de alto ángulo formando un patrón muy bien definido NW-SE. Los triángulos representan el sistema de fallas del CVP con un rumbo preferencial NE-SW; b) Diagrama de rosas que muestra el rumbo de las fallas normales de los dos sistemas (sierra de San Miguelito-SM y CVP-P), los que son prácticamente ortogonales. Las flechas muestran los sentidos de la extensión, para cada uno de los sistemas.

(Figura 1 y 10a).

El análisis de planos de flujo de la traquita Barbechos, dacita Santana y riolita Carbonera en las Figuras 6, 7 y 8, sugiere que las fuentes de emisión de las lavas de estas unidades estuvieron orientadas NE-SW. El rumbo del conjunto de fallas del complejo volcánico de Pinos (Figura 10) también muestra la misma tendencia que los planos de flujo de las lavas de la traquita Barbechos, dacita Santana y riolita Carbonera, sugiriendo que el control de emplazamiento de las lavas que formaron esos domos fue controlado por un sistema de fallas NE-SW.

La sierra de San Miguelito presenta sólo un sistema de fallas normales NW-SE, que no tiene una clara continuidad hacia la sierra de Pinos, lo cual sugiere que el sistema de fallas normales NE-SW del complejo volcánico de Pinos, estuvo dominado por el evento tensional paralelo al *graben* de Villa de Reyes, lineamientos del Peaje y cerro Prieto (Figura 1). Estas dos direcciones de extensión que afectan a la secuencia de rocas de la sierra de San Miguelito y CVP, de edad semejante entre 32 y 28 Ma, sugiere que son contemporáneos.

8. Discusión – Conclusión

El interés del estudio geoquímico del complejo volcánico de Pinos, complementado con apoyo estructural reside en el hecho que hay una clara asociación entre el mecanismo de extrusión de los magmas dacíticos controlados por patrones de fallas NE-SW, que contrastan con el resto de los domos de composición predominantemente riolítica del CVSLP y que siguen patrones de fallas NW-SE.

La edad de los principales domos del CVSLP oscila en el rango entre 32 y 28 Ma, donde los más antiguos (32 - 31 Ma) son de composición traquidacítica y los más jóvenes (31 - 28 Ma) son riolíticos. El sistema de fallas normales tipo Cuencas y Sierras, cuya extensión máxima está registrada en el CVSLP entre los 28 y 26 Ma afectó a todo la secuencia de

rocas, generando principalmente patrones de fallas NW-SE y en menor cantidad NE-SW. La generación de estos dos sistemas contemporáneos estuvo controlada por reactivación de fallas anteriores al Oligoceno temprano que se dio en bloques. En este caso, el sistema NE-SW predominó en el bloque de Pinos y el sistema NW-SE en el bloque de la sierra San Miguelito (Tristán-González *et al.*, 2009b).

De acuerdo con los estudios de campo y laboratorio, se concluye que el complejo volcánico de Pinos es el resultado de varias fases eruptivas sucesivas de tipo efusivo y explosivo, contrariamente a los domos vecinos de riolitas con topacio de una sola fase de la sierra de San Miguelito.

En el CVP la primera emisión, correspondiente a la traquita Barbechos, es la más importante en volumen. De acuerdo a la estructura y disposición de sus afloramientos y análisis de sus foliaciones de flujo, sugiere un conducto alimentador orientado NE-SW. La dacita Santana corta a la traquita Barbechos, y su fuente de emisión está controlada por estructuras de dirección NE-SW. Químicamente, esta unidad es similar a la traquita Barbechos, por lo que se considera parte del mismo evento magmático. Se sugiere que la última emisión de la riolita Carbonera siguió el mismo patrón de emplazamiento NE-SW de las unidades anteriores, de acuerdo a la disposición de los afloramientos que presenta en el mapa geológico y al análisis de las foliaciones de flujo.

Con base en estos resultados se puede argumentar que el complejo volcánico de Pinos se trata de una estructura poligenética, compuesta por varios eventos magmáticos que disminuyeron sus volúmenes extravasados con el tiempo, siendo el conjunto volcánico de tipo traquidacítico-riolítico, peraluminoso, ligeramente alcalino a calcialcalino, con alto contenido de K (Rodríguez-Ríos, 1997). Se puede observar también una evolución magmática en términos de diferenciación (aumento de los contenidos en SiO_2). Este carácter diferenciado está mejor indicado por los valores de la anomalía negativa en Eu de la riolita Carbonera, en relación a las otras unidades. En este complejo también se observa un claro cambio magmático-estructural, con

relación a otras zonas del CVSLP. Esto coincide con una conclusión de Orozco-Esquivel *et al.* (2002), para quienes el paso de la secuencia inferior a la secuencia superior corresponde a un cambio de los mecanismos de génesis de los magmas y de su emplazamiento (estilo y repartición), a lo largo de un corto periodo en el transcurso del Oligoceno.

Desde el punto de vista de análisis estructural, se puede concluir que las diferentes unidades que conforman el complejo volcánico de Pinos presentan una orientación de los conductos fisurales, con una clara tendencia NE-SW, que concuerda con la orientación que poseen los afloramientos en el terreno. Lo mismo ocurre con el análisis de fallas normales, las cuales tienen un rumbo NE-SW con inclinación de sus planos al NW, dando una dirección de extensión NW-SE. Este patrón de fallas de la sierra de Pinos no concuerda con el que se observa en la serie de fallas normales de la vecina sierra de San Miguelito, la cual es NW-SE, con inclinación de sus planos al SW y con dirección de extensión NE-SW. Esto sugiere que los conductos por donde se emplazaron las lavas en ambas sierras fueron controlados por direcciones diferentes de extensión para el mismo periodo.

Agradecimientos

El artículo fue elaborado *in memoriam* de nuestro compañero Rodolfo Rodríguez-Ríos, quien plasmó sus ideas sobre el volcanismo del complejo volcánico de Pinos. Los coautores adecuaron el texto a las normas editoriales del Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, aprovechando el volumen especial para celebrar el 50° Aniversario del Instituto de Geología de la UASLP. Los autores agradecen a los colegas del Instituto de Geología de la UASLP. Al Dr. Rafael Barboza Gudiño, por su apoyo en la logística del desarrollo de este trabajo. A los revisores, el Dr. Edgardo Cañón Tapia y el revisor anónimo por sus sugerencias y aportaciones en el mejoramiento del texto, las cuales ayudaron a mejorar sustancialmente el manuscrito original; así mismo se agradece al Ing. Erasmo Mata Martínez, Técnico Académico del Instituto de Geología, por el apoyo en la elaboración de las figuras.

Referencias

- 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: 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, 29-42.
- 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, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.08.021.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G., Tristan-González, M., 1983, El volcanismo Cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental: Guadalajara Jalisco, Asociación de Ingenieros de Minas Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 15, Memoria, 261-287.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr J.F., 1990, The nature of the upper mantle and lower crust of North-Central México, based on deep seated xenoliths in Cenozoic alkalic rocks: Symposium on the tectonics, geophysics and volcanism of México: New Orleans, Louisiana, University of New Orleans, Abstracts.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectono-magmática 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-Gomez, J.J., Molina-Garza R., McDowell, F.W., Vasallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, A.M., Solorio-Munguía, J.G., Aguillón-Robles A., 2007, The relationship between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2), 216-233.
- Bonichsen, B., Kauffman, D.F., 1987, Physical features of rhyolite lava flow in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho: Geological Society of America Special Paper 212, 119-145.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23, 1-112.
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 34, 21-46.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983, A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science, 73, 135-149.
- Evensen, M.N., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978, Rare-earth abundances in chondritic meteorites: Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 1199-1212.
- Govindaraju, K., 1984, Compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals: Geostandards Newsletter Special Issue, 8, 87.
- Heiken, G., Wohletz, K., 1987, Thepra deposits associated with silicic domes and lava flows: Geological Society of America Special Paper, 212, 55-76.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range mid-to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, 20, 701-704.
- Irving A.J., Baragar W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.
- Labarthe-Hernández, G., Tristan-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico, 85, 208.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1991, Cartografía geológica 1:50000 de las hojas Cerritos de Bernal, Santo Domingo, El Estribo y La Herradura, estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico, 113, 63.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P.: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico, 114, 31.
- Le Bas M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27, 745-750.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, México: Geological Society of America Bulletin, 88(10), 1479-1487.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 13-25.

- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, 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.
- Raisz, E., 1964, *Landforms of Mexico*: Cambridge, Massachusetts, United States, Office of Naval Research, Geography Branch. Mapa con texto, esc. 1:3000000, 2a. ed.
- 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 Potosí (Mexique)* : Nancy, France, Université Henri Poincaré, Nancy-I, 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 Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 328-343.
- Rodríguez-Ríos, R., Torres-Aguilera, J.M., 2009, Petrología y Geoquímica de un Vulcanismo Bimodal Oligocénico en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Revista Mexicana en Ciencias Geológicas*, 26(3), 658-673.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from granulite-facies xenolite suit: *Geochemical Geology*, 118, 63-84
- Stewart, J.H., 1978, Basin and Range structure in western North America a review: *Geological Society of America Memoir*, 152, 1-30.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America: *Geological Society of America Special Paper*, 323, 47-74.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Siebe-Grabach, C., Macías-Vázquez, 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(1), 58.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 107, 91.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Aguirre-Díaz, G.J., 2005, Los domos exógenos del Oligoceno sin-extensionales de la Mesa Central. Características físicas: *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual* 25(1), 203.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R.A., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a, Geocronología y distribución espacial del 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.J., 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., Santoyo E., Velasco-Tapia, F., 2002, Statistical evaluation of analytical methods for the determination of rare-earth elements in geological materials and implications for detection limits: *International Geology Review*, 44(4), 287-335.
- Verma, S.P., Santoyo, S., 2005, Is odd-even effect reflected in detection limits?: *Accreditation and Quality Assurance*, 10(4), 144-148.
- Manuscrito recibido: Mayo 22, 2010.
 Manuscrito corregido recibido: Abril 14, 2011.
 Manuscrito aceptado: Abril 23, 2011.