

Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México central

Isidro Loza-Aguirre^{1,*}, Angel F. Nieto-Samaniego²,
Susana A. Alaniz-Álvarez² y Alexander Iriondo²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado postal 1-742, 76000 Querétaro, Qro., México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado Postal 1-742, 76000 Querétaro, México.

* isla@geociencias.unam.mx

RESUMEN

La región de Zacatecas-San José de Gracia, ubicada al sur del estado de Zacatecas y norte de Aguascalientes en el límite entre la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central, es particularmente importante ya que ahí se ubica la intersección de dos sistemas de fallas regionales formados durante el Cenozoico: el sistema de fallas San Luis Tepehuanes y el graben de Aguascalientes. Para conocer la interacción entre estos sistemas, se realizó la cartografía de dicha región a escala 1:50,000 y se midieron las fallas que afectan a las unidades cenozoicas. Se identificaron ocho unidades litoestratigráficas y se fecharon cuatro de ellas. En la región hubo dos pulsos volcánicos principales de carácter félsico explosivo, el primero ocurrió durante el Eoceno medio, teniendo en la base a la riolita La Bufo de 48.91 ± 0.09 Ma y en la cima a la Formación La Virgen de 36.8 Ma (Ponce y Clark, 1988: *Economic Geology*, 83, 1668-1682), y el segundo, durante el Oligoceno, que comprende unidades con edades isotópicas de 28.0 ± 0.8 Ma (ignimbrita Garabato) y 27.0 ± 0.7 Ma (riolita Sierra Fría), existiendo un periodo de no actividad magmática (desde ~36 a 29 Ma). Se pudieron reconocer dos eventos de deformación: el primero ocurrió durante el Paleoceno-Eoceno temprano (D1) y formó fallas normales de rumbo WNW y NNE; el segundo (D2) ocurrió entre el Oligoceno tardío y Mioceno temprano y comprende dos fases de actividad (D2a y D2b) que reactivaron fallas preexistentes y generaron otras nuevas. La primera fase (D2a) produjo fallamiento normal de rumbo NNE, mientras que la segunda (D2b) produjo fallamiento normal de rumbo WNW. Consideramos que una dirección de alargamiento horizontal de ~N60°E generó actividad simultánea (D1) y alternada (D2) en ambos sistemas de fallas, lo que puede explicarse si las direcciones de las fallas observadas son heredadas de estructuras más antiguas localizadas en el basamento.

En la intersección del sistema de fallas San Luis Tepehuanes con el graben de Aguascalientes se observa un desplazamiento aparente de este último hacia el poniente, lo cual le conferiría al primero un desplazamiento de tipo lateral izquierdo, sin embargo los datos presentados en este trabajo no muestran que haya habido desplazamiento lateral durante el Cenozoico, por lo que la configuración estructural y topográfica observada probablemente se heredó de estructuras previas.

Palabras clave: estratigrafía, fallamiento, deformación, estructuras mayores, graben de Aguascalientes, sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, Cenozoico, Terciario, Mesa Central, Zacatecas, México.

ABSTRACT

The Zacatecas-San José de Gracia area, located at southern Zacatecas and northern Aguascalientes in the borderline between the Sierra Madre Occidental and the Mesa Central, is particularly important because it is located at the intersection of two regional fault systems: the San Luis-Tepehuanes fault system and the Aguascalientes graben. We mapped the area and measured the faults that affect the Cenozoic units in order to know the interaction between these two fault systems during the Cenozoic. Eight new Cenozoic lithostratigraphic units were identified, four of which were dated, defining two felsic volcanic pulses: the first one occurred during middle Eocene, with the La Bufa rhyolite at the base (48.91 ± 0.09 Ma) and La Virgen Formation at the top (36.8 Ma; Ponce y Clark, 1988: *Economic Geology*, 83, 1668-1682), the second pulse during the Oligocene, comprising rocks with isotopic ages of 28.0 ± 0.8 Ma (Garabato ignimbrite) and 27.0 ± 0.7 Ma (Sierra Fría rhyolite), with a magmatic gap between ~36 and 29 Ma. Two deformation events were recognized: The first one (D1) occurred in the Paleocene-early Eocene producing WNW and NNE normal faults. The second event (D2), of late Oligocene-early Miocene age, comprised two deformational phases (D2a and D2b) that reactivated preexisting structures and formed new ones. The first phase (D2a) activated NNE normal faults and the second phase (D2b) formed WNW normal faults. An horizontal stretching direction of ~N60°E could have generated simultaneous (D1) and alternating (D2) activity in both fault systems, which can be explained if we consider that the observed fault directions are inherited from older basement structures.

An apparent left-lateral displacement of the Aguascalientes graben is observed at its intersection with the San Luis-Tepehuanes fault system, but new data herein presented indicate that this apparent structural configuration is inherited from older structures.

Key words: stratigraphy, faulting, deformation, major structures, Aguascalientes graben, San Luis-Tepehuanes fault system, Cenozoic, Tertiary, Mesa Central, Zacatecas, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio, comprendida entre las ciudades de Zacatecas y Aguascalientes, se encuentra en el límite entre la Sierra Madre Occidental y la parte meridional de la Mesa Central (Figura 1), dentro de la porción sur de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2005). La información geológica y estructural cenozoica publicada sobre esta zona es escasa, considerando que la minería ha sido la fuente principal del desarrollo económico de la región. Esta zona comprende no solamente el límite entre dos provincias geológicas, sino también es la intersección de dos estructuras de nivel cortical: el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SL-T) y el graben de Aguascalientes (GA) (Figura 2). En modelos de elevación digital puede observarse que la parte norte del GA se interrumpe en la intersección con la traza del SL-T (Figura 2) y parece continuar hacia el noroeste.

El SL-T ha sido reconocido desde San Luis de La Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango (Figura 1) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Este sistema que tiene una longitud de ~600 km y está formado por fallas normales de rumbo NW-SE, con edades de actividad que van desde el Eoceno hasta el Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), es el límite entre las provincias Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Mesa Central (MC), y atraviesa a la última dividiéndola en los sectores septentrional y meridional. A lo largo de su traza afloran rocas con distintos estilos de deformación, sugiriendo que dicho sistema ha tenido un papel relevante en la evolución tectónica de esta región. Sobre el SL-T ha

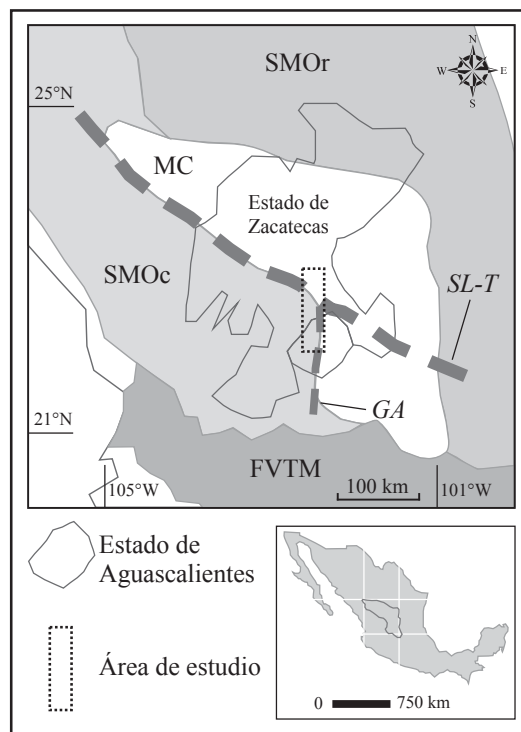


Figura 1. Figura que muestra las provincias geológicas de la porción centro-norte de México: Sierra Madre Oriental (SMOr), Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), Sierra Madre Occidental (SMOc) y Mesa Central (MC). El sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SL-T) separa las porciones septentrional y meridional de la Mesa Central, y el Graben de Aguascalientes (GA) separa a la Sierra Madre Occidental de la parte meridional de la Mesa Central. En el área de estudio ocurre la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes.

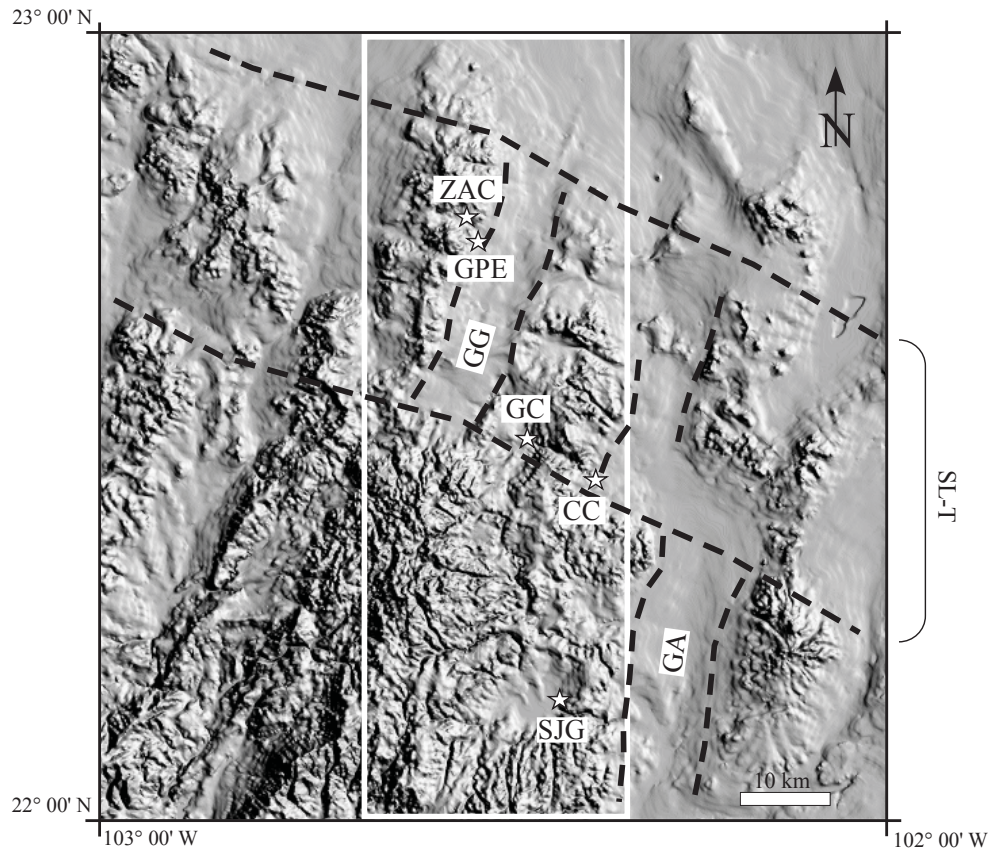


Figura 2. Modelo de elevación digital de la zona de intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SL-T) y el Graben de Aguascalientes (GA), en la región de Zacatecas (ZAC)-San José de Gracia (SJG). La luz en el modelo llega del noreste. Se observa que el GA se interrumpe al intersectarse con el SL-T, y parece ser desplazado hacia el NW. El Graben de Guadalupe (GG) posee un rumbo similar al Graben de Aguascalientes y sólo se observa sobre la traza del sistema SL-T. CC: Ciudad Cuauhtémoc; GPE: Guadalupe, GC: Genaro Codina. Las estrellas señalan la ubicación de las principales poblaciones y el recuadro blanco señala el área cartografiada en este estudio que aparece en la figura 3.

sido reconocida la formación de depósitos minerales importantes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), además de que esta estructura ha generado cuencas continentales cuyos rellenos aluviales y lacustres constituyen los acuíferos explotados en esas regiones.

El graben de Aguascalientes es considerado el límite entre la Sierra Madre Occidental y la porción meridional de la Mesa Central, pues separa morfologías y estilos estructurales contrastantes de esas provincias (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) (Figura 1). La falla maestra está ubicada en su borde occidental, tiene un rumbo preferencial N-S, buza hacia el Este y tiene ~150 km de longitud, extendiéndose desde los altos de Jalisco hasta las cercanías de Zacatecas, donde se intersecta con el SL-T (Figura 1). Se ha estimado que la falla principal del GA tiene un rechazo vertical (*throw*) cercano a 900 m en las cercanías de la ciudad de Aguascalientes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Los trabajos cartográficos más recientes en la zona son las cartas geológico-mineras de Zacatecas a escala 1:250,000 (González-Arroyo *et al.*, 1997) y las cartas Zacatecas (Caballero-Martínez *et al.*, 1999), Guadalupe (Caballero-Martínez y Rivera-Venegas, 1999), Cd. Cuauhtémoc (SGM,

2001a) y Presa Presidente Calles (SGM, 2001b) a escala 1:50,000, editadas por el Servicio Geológico Mexicano. La descripción más reciente de la secuencia volcánica terciaria del Cerro de la Virgen, al sur de la Ciudad de Zacatecas, y su relación con procesos geomorfológicos que generan situaciones de riesgo, fue publicada por Escalona-Alcázar *et al.* (2003). Para el presente estudio se realizó la cartografía geológica de las hojas Zacatecas F13B58 (INEGI, 1998a), Guadalupe F13B68 (INEGI, 1998b), Ciudad Cuauhtémoc F13B78 (INEGI, 1998c) y Presa Presidente Calles F13B88 (INEGI, 1998d) a escala 1:50,000 y las diferencias con la cartografía previa son mencionadas en el apartado de Estratigrafía.

El objetivo principal de este estudio es aportar información básica sobre las estructuras de la región estudiada y mejorar el control estratigráfico para contribuir al conocimiento de la evolución tectónica cenozoica de la Mesa Central. A partir de la cartografía geológica se reconocieron las unidades litoestratigráficas con base en su descripción litológica y petrográfica, distribución regional y relaciones temporales entre unidades, interpretación de sus ambientes de depósito y se fecharon cuatro de las unidades para esta-

blecer su ubicación en el tiempo. Para establecer las etapas de actividad tectónica que tuvieron tanto el GA como el SL-T y la temporalidad de las mismas se midieron las fallas que cortan las unidades cenozoicas.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La geología de la región comprende rocas cuya edad va desde el Triásico hasta el Neógeno. El Triásico está representado por rocas sedimentarias clásticas con bajo grado de metamorfismo a las cuales sobreyacen lavas andesítico-basálticas y rocas volcánicas del Cretácico (Centeno-García y Silva-Romo, 1997). Yta *et al.* (2003) reportaron la presencia de cuerpos intrusivos de composición básica al oeste de Zacatecas que afectan a las unidades triásicas y cretácicas. Las rocas mesozoicas están sobreyacidas discordantemente por conglomerados y areniscas continentales del Paleoceno-Eoceno inferior, culminando la secuencia estratigráfica con una cubierta volcánica principalmente de composición riolítica (Figura 3).

Se ha reconocido una discordancia angular y erosional que abarca del Cretácico Superior al Paleoceno y que representa un hiatus sedimentario que ocurrió durante la Orogenia Larámide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Desde finales del Eoceno, la región y sus alrededores ha sido afectada por tectonismo distensivo (Ferrari *et al.*, 2005), caracterizado por el desarrollo de grábenes y semigrábenes, cuya edad se desconoce con precisión, al igual que su geometría y características cinemáticas, salvo por algunos estudios detallados en Pinos, Zac. (Aranda-Gómez *et al.*, 2007) y en la Sierra de San Miguelito, S. L. P. (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993, 1994).

ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La base de la columna estratigráfica en el área de estudio comprende rocas marinas del Triásico Tardío y del Cretácico Temprano, las cuales no fueron estudiadas en este trabajo. Estas rocas sólo son descritas brevemente, refiriéndolas como “Basamento mesozoico” (Figuras 3 y 4).

Basamento mesozoico

El basamento mesozoico comprende (1) a la Formación Zacatecas (Carrillo-Bravo, 1971) del Triásico Tardío (Burckhardt, 1906), (2) a la formación La Borda del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Yta *et al.*, 2003), que en los trabajos editados por el Servicio Geológico Mexicano se ha llamado formación Chilitos por su similitud con la unidad descrita en Fresnillo por De Cserna (1976), y (3) a cuerpos intrusivos de cuarzomonzonita-diorita del Cretácico Tardío que afectan a ambas unidades (Ranson *et al.*, 1982; Yta *et al.*,

2003; Solé *et al.*, 2007). El basamento mesozoico aflora en la parte centro-norte del área de estudio, al norte de Cd. Cuauhtémoc, en los alrededores de Palmira, Trancoso y en la Sierra de Zacatecas (Figura 3).

Conglomerado Zacatecas

El conglomerado Zacatecas es un depósito formado por conglomerado y arenisca que aflora en los alrededores de la ciudad de Zacatecas (Figura 3), incluyendo también a pequeños afloramientos al este del valle de Guadalupe (Edwards, 1955). El conglomerado Zacatecas sobreyace discordantemente al basamento mesozoico y subyace a las rocas volcánicas del Eoceno medio (Figura 3 y 4). Según Edwards (1955) este conglomerado está constituido por fragmentos de rocas sedimentarias, granito, rocas volcánicas y roca verde ígnea; los clastos que predominan son de rocas marinas de la Formación Zacatecas, también aparecen fragmentos de roca ígnea derivados de la formación La Borda que subyace al conglomerado. El espesor de esta unidad es variable, lo que indica que fue depositada en una paleotopografía irregular, el máximo espesor reportado es de ~400 m (Edwards, 1955). En el límite norte de los afloramientos de esta unidad, el conglomerado está en contacto con el basamento mesozoico por una falla normal de rumbo NW-SE y echado al SW. Tomando en cuenta este contacto por falla y la forma alargada del área que cubren estos depósitos, se interpreta que este conglomerado se depositó en una fosa tectónica (graben de Zacatecas). En el límite norte de los afloramientos, el Conglomerado Zacatecas subyace a la riolita La Bufa (48.9 ± 0.09 Ma; Ar-Ar, cristales individuales de sanidino, Tabla 1, Figura 5), mientras que en el límite sur de los afloramientos se intercala con la ignimbrita Los Alamitos (46.8 Ma; en Ponce y Clark, 1988). Por correlación litológica con el conglomerado rojo de Guanajuato y tomando en cuenta sus relaciones estratigráficas, se le considera de edad Eoceno temprano en su parte superior, desconociéndose el alcance estratigráfico en su base.

Volcanismo eocénico

Riolita La Bufa

En esta unidad se agrupan un conjunto de domos, cuellos volcánicos y derrames de composición riolítica que afloran en la porción centro-norte del área de estudio (Figura 3). Incluye el domo La Bufa y los cuellos y derrames que afloran en la Sierra de Zacatecas y al norte del poblado de Palmira, Zac. En esta última localidad, donde sobreyace discordantemente al basamento mesozoico, esta roca presenta en su base una autobrecha y tiene las siguientes características: la roca es densa con bandeamiento de flujo en tonos rojo y gris claro. Presenta textura porfídica con fenocristales aislados de cuarzo de 1 a 4 mm y feldespato en menor cantidad. Al microscopio se observó un color

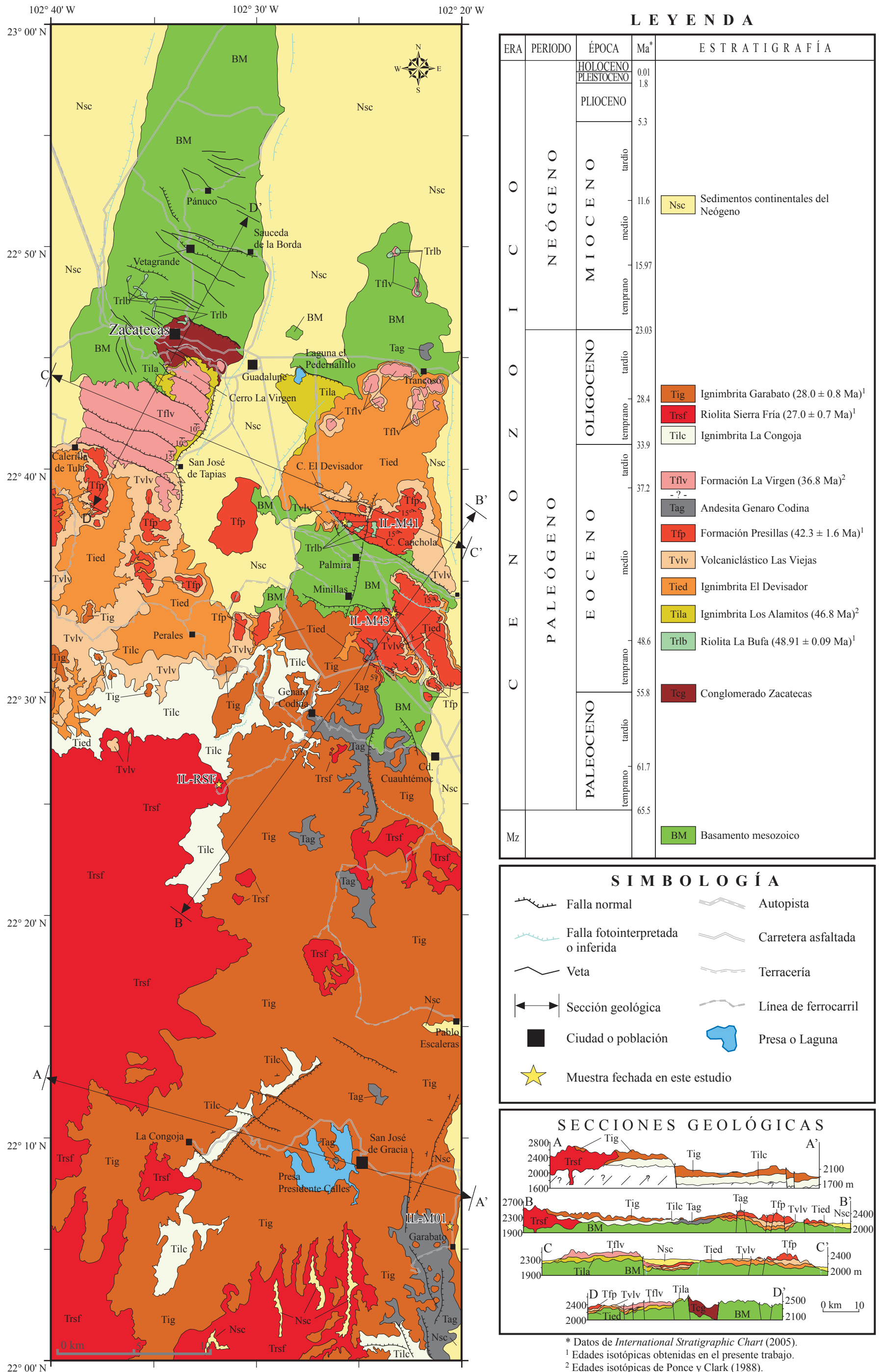
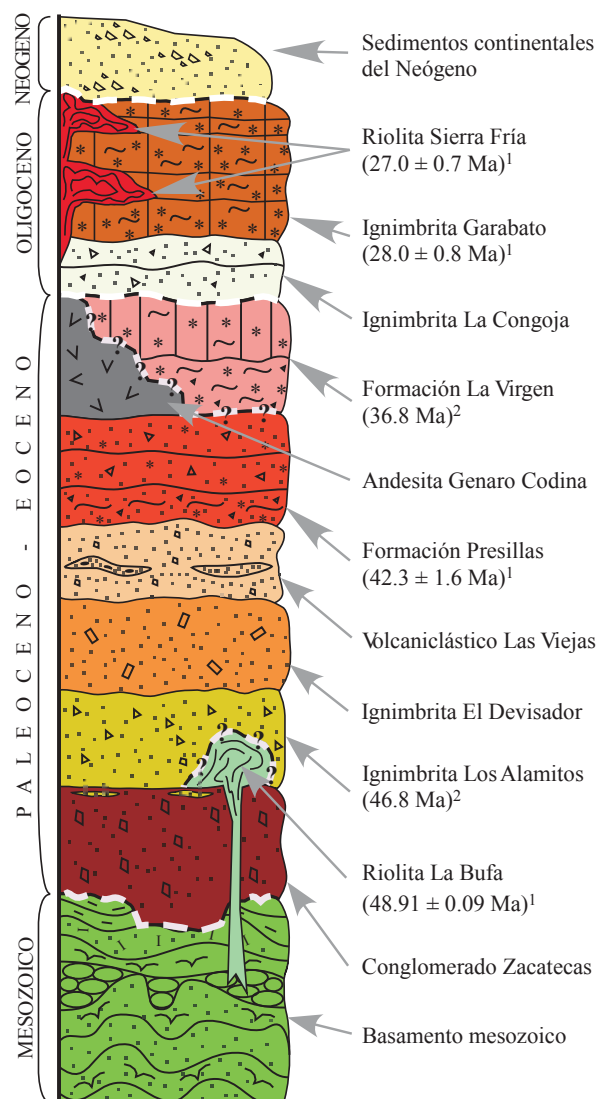


Figura 3. Mapa geológico-estructural del área de estudio y secciones geológicas. En la parte sur del área de estudio no afloran las rocas que subyacen a las unidades oligocénicas (ver sección A-A').



¹ Edades isotópicas obtenidas en el presente trabajo.

² Edades isotópicas reportadas por Ponce y Clark (1988).

Figura 4. Columna estratigráfica del área de estudio. Las líneas blancas discontinuas indican discordancia y las interrogaciones indican que la relación estratigráfica no fue observada en el campo. El nombre de "piroclastos y volcaniclastos Los Alamitos" (Ponce y Clark, 1988) fue modificado por "ignimbrita Los Alamitos" dado el contenido de pómez de este depósito.

rojo y gris claro en bandas, con una textura porfídica e hipocrystalina, con fenocristales de ~2 mm soportados por una matriz vítrea y criptocrystalina. Presenta bandeamiento de flujo con vesículas que están orientadas con el bandeamiento. Al norte de la ciudad de Zacatecas, el domo La Bufa sobreyace al conglomerado Zacatecas (Ponce y Clark, 1988; Caballero-Martínez *et al.*, 1999). De uno de los derrames que conforman la riolita La Bufa se hizo un fechamiento isotópico por el método Ar-Ar en un separado de sanidino, el cual dio una edad media ponderada de 48.91 ± 0.09 Ma (Figura 5 y Tabla 1), la cual interpretamos como la edad

de cristalización de la lava (ver Apéndice A para técnicas analíticas de geocronología Ar-Ar). Tomando en cuenta sus relaciones estratigráficas y su edad, a esta unidad riolítica se le asigna una edad del límite Eoceno temprano-medio que encaja perfectamente con la estratigrafía regional (Figura 4).

Ignimbrita los Alamitos

La ignimbrita Los Alamitos ("piroclastos y volcaniclastos Los Alamitos" en Ponce y Clark, 1988), es una ignimbrita lítica parcialmente soldada que posee fragmentos de rocas volcánicas de color gris a gris oscuro, así como de pómez, con tamaños variables (Ponce y Clark, 1988). Escalona-Alcázar *et al.* (2003) la separan en una toba de pómez y líticas, y una toba cristalina, mientras que Caballero-Martínez y Rivera-Venegas (1999) la denominan informalmente brecha riolítica. Esta unidad aflora al sur y sureste de la ciudad de Zacatecas en las faldas noroeste y noreste del cerro de La Virgen, y en los alrededores de la laguna El Pedernalillo (Figura 3). La ignimbrita Los Alamitos sobreyace concordantemente al Conglomerado Zacatecas dentro del cual se intercala en su parte superior (Ponce y Clark, 1988; Caballero-Martínez y Rivera-Venegas, 1999), subyace discordantemente a la Formación La Virgen (Ponce y Clark, 1988) y a la ignimbrita El Devisador (Figura 3), y se ubica estratigráficamente encima de la riolita La Bufa.

La ignimbrita Los Alamitos es una secuencia en cuya base se observa un depósito con abundantes clastos de rocas volcánicas y escasos fragmentos de pómez, observándose minerales de color verde claro, probablemente clorita. Los fragmentos de pómez no rebasan los 5 mm, pero los líticos volcánicos van desde un par de milímetros hasta 30 cm. Conforme se avanza hacia arriba en la sección, el tamaño de los líticos aumenta, y posteriormente disminuye hasta un tamaño generalizado de ~5 mm. Le sigue un horizonte de ~1 m de espesor en donde predominan los fragmentos líticos menores a 2 mm y que presenta una laminación delgada en tonos rojizos y castaños claros. Encima le sigue un depósito en el que abundan los fragmentos de pómez cuyo tamaño es de ~5 cm, aunque se observan algunos de mayor tamaño, pero en mucho menor cantidad; también se observan algunos líticos volcánicos aislados de alrededor de 5 cm. En la cima de esta unidad se observa un depósito muy similar al de la base, pero éste presenta un menor grado de soldamiento y es muy poroso. Esta ignimbrita tiene un espesor variable que va de ~50 m en los afloramientos al norte del cerro de La Virgen, hasta ~200 m en los flancos este y oeste de ese mismo cerro. Ponce y Clark (1988) reportan una edad isotópica K-Ar de 46.8 Ma, obtenida de un separado de biotita de una muestra tomada hacia la base de esta unidad. Tomando en cuenta sus relaciones estratigráficas y la edad isotópica reportada se le asigna una edad del Eoceno medio (Figura 4).

Ignimbrita El Devisador

Esta unidad es un depósito compuesto por clastos de rocas volcánicas y del basamento mesozoico soportados

Tabla 1. Datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusión total por láser para la riolita La Bufa (IL-M41).

# de cristal individual	^{39}Ar (moles)	Producción radiogénica (%)	$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}$	K/Ca	K/Cl	Edad (Ma)	Error (Ma)
IL-M41, Riolita La Bufa, Zacatecas, FT de cristal individual de sanidino, $J = 0.004889 \pm 0.50\%$, #89KD45							
4	3.84E-14	98.5	5.610	88	327	48.81 \pm 0.08	
5	3.94E-14	98.5	5.618	89	322	48.89 \pm 0.08	
1	3.05E-14	98.5	5.623	104	344	48.93 \pm 0.09	
6	3.14E-14	99.4	5.629	73	294	48.98 \pm 0.11	
3	3.50E-14	99.7	5.631	133	294	49.00 \pm 0.09	
Edad media ponderada =						48.91 \pm 0.09	
FT = Fusión Total						Ubicación IL-M41: 13Q 0764155 25044196	

por ceniza. Aflora en el cerro El Devisador al noroeste del poblado de Palmira, también al sureste de la laguna El Pedernalillo, y en los alrededores de Perales (Figura 3). La ignimbrita El Devisador sobreyace discordantemente al basamento mesozoico cerca de Palmira y concordantemente a la ignimbrita Los Alamitos al sureste de la laguna El Pedernalillo y subyace al volcanoclástico Las Viejas al noreste de Palmira. Está compuesta por fragmentos angulosos de pómez y de rocas del basamento mesozoico soportados por matriz de ceniza del tamaño de arena fina. En la parte inferior del depósito predominan los fragmentos accidentales del basamento en tamaños de 1 a 15 cm, y se observa pómez de hasta 1 cm de largo. En la parte superior del depósito predominan los fragmentos de pómez de hasta 15 cm, y se observan líticos del basamento de ~5 mm. La ignimbrita El Devisador posee un espesor variable, que va desde ~10 m en los afloramientos que se observan al este, hasta ~50 m en la parte central del área de estudio. Esta unidad se considera un flujo piroclástico que es parte del pulso de volcanismo explosivo que se ha reconocido para el Eoceno en la región. Con base en sus relaciones estratigráficas se le asigna a esta unidad una edad del Eoceno medio (Figura 4).

Volcanoclástico Las Viejas

Este es un depósito compuesto de fragmentos de rocas volcánicas y matriz arenosa de color café claro. Aflora al oeste y noroeste de Perales, y al norte y noreste de Palmira (Figura 3). El volcanoclástico Las Viejas sobreyace a la ignimbrita El Devisador y subyace a la formación Presillas (Figuras 3 y 4). Los clastos que contiene son de rocas volcánicas de tonalidades rojizas a moradas, posiblemente de ignimbrita, ya que en los fragmentos de mayor tamaño se observan algunas *fiammes*. Los fragmentos líticos varían en tamaño de ~5 mm hasta 15 cm, y fragmentos aislados de ~30 a 50 cm. Se encontraron en esta unidad horizontes y lentes con poca matriz en los que abundan los clastos en tamaños de 1 a 5 cm. En algunos de los afloramientos se observan depósitos masivos arenosos con líticos aislados de ~10 cm, también se observaron afloramientos en donde aparece un depósito masivo en el que abundan los líticos

en tamaños de 3 a 5 cm. Esta unidad tiene un espesor total aproximado que va de 10 a 50 m. Con base en sus relaciones estratigráficas se asigna a esta unidad una edad del Eoceno medio (Figura 4).

Formación Presillas

Esta unidad comprende una serie de depósitos piroclásticos compuestos por fragmentos soportados por ceniza, cuyo grado de soldamiento es variable. Aflora al norte de Cd. Cuauhtémoc (Figura 3), también al sureste de Calerilla de Tula y al sureste de San José de Tapias. La formación Presillas sobreyace al volcanoclástico Las Viejas y subyace a la andesita Genaro Codina (Figuras 3 y 4). Dentro de esta unidad se diferencian las siguientes cinco litologías que de la base a la cima son: 1) Ignimbrita soldada con colores que van desde amarillo crema hasta rojo claro; en muestra de mano se observan fenocristales de ~3 mm envueltos en una matriz afanítica y algunas *fiammes* de ~3 cm de largo. Al microscopio se observa una matriz microcristalina y criptocristalina que presenta espículas de vidrio, drusas rellenas de cuarzo y un mineral de color café, al parecer biotita; también se observan escasos minerales opacos (menos del 10%). Los fenocristales se observan subredondeados y/o rotos, representan el 30% del total de la roca, 40% de ellos son cristales de cuarzo y el 60% restante son cristales de sanidino. Este depósito tiene un espesor de ~20 m. 2) Ignimbrita no soldada de color crema a café claro con matriz de ceniza gruesa, contiene líticos y pómez de hasta 3 mm, y algunas pómez de hasta 5 cm; este depósito tiene ~3 m de espesor. 3) Depósito compuesto de líticos y matriz de color café claro que muestra laminación, así como horizontes con líticos de ~1 mm y otros con líticos de hasta 5 cm, contiene horizontes en donde predomina la pómez de hasta 5 mm. Los fragmentos de roca son del basamento mesozoico (pizarra y roca verde) y de rocas volcánicas, probablemente ignimbrita de color rojo y gris oscuro, la mayoría de los clastos son angulosos a subangulosos. Este depósito tiene un espesor aproximado de 6 m. 4) Depósito de color rojizo que en su base tiene un horizonte de ~30 cm de arena fina con matriz de ceniza. Le sigue un horizonte arcilloso con líticos aislados de pómez de hasta

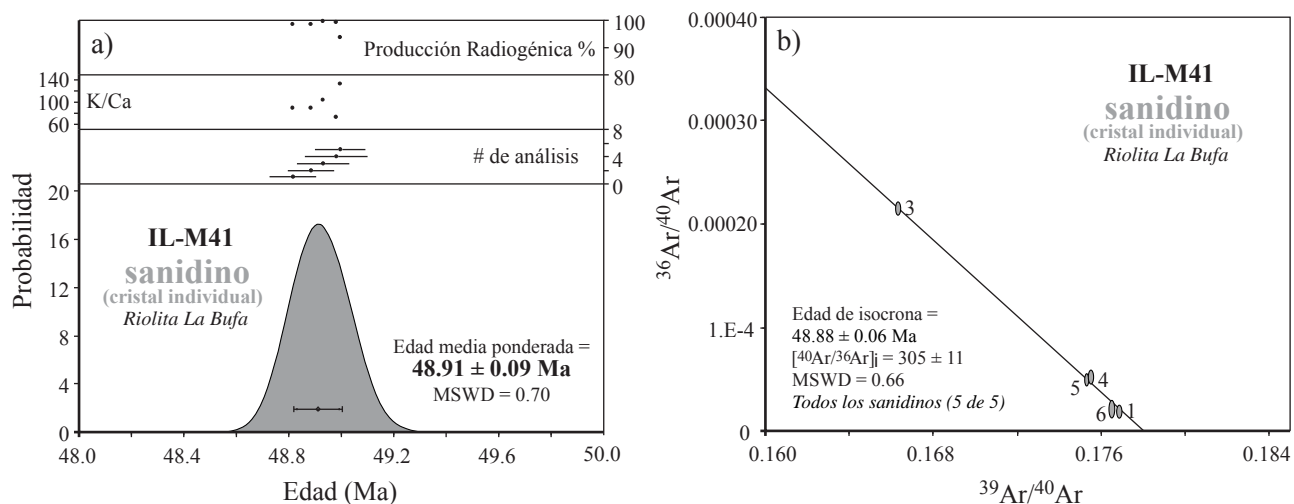


Figura 5. Representación gráfica de datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos por la técnica de fusión total por láser para cristales individuales de sanidino de la riolita La Bufa. a: Diagrama de probabilidad de edad; b: Diagrama inverso de correlación isotópica (isocrona inversa).

5 cm y lentes arenosos aislados; este depósito tiene un espesor aproximado de 3 m. 5) Volcaniclastico de color crema con matriz de ceniza del tamaño de la arena, con fragmentos de pómez medianamente abundantes que van de 5 mm hasta 3 cm. En la cima de esta secuencia hay un horizonte con ~50 cm de espesor que contiene líticos abundantes y escasa matriz; los fragmentos son de pómez, de rocas del basamento mesozoico y de ignimbrita color rojo y gris oscuro, en tamaños de 2 a 3 cm. Este depósito tiene un espesor total aproximado de 3 m.

La formación Presillas tiene un espesor total aproximado de 35 m. Para esta unidad se obtuvo una edad isotópica de 42.3 ± 1.6 Ma (Eoceno medio, Tabla 2) por el método de K-Ar en un separado de sanidino de una muestra de ignimbrita de la base del depósito.

Andesita Genaro Codina

En esta unidad se agruparon varios derrames andesíticos, cuya fuente no fue identificada, que afloran al norte de Trancoso, sur y sureste de Genaro Codina, al suroeste de Cd. Cuauhtémoc, en Zacatecas, y al sur y oeste del poblado de Garabato, en Aguascalientes (Figura 3). Esta unidad sobreyace a la formación Presillas al noreste de Genaro Codina y subyace a la ignimbrita La Congoja así como a la ignimbrita Garabato al sur y oeste de Garabato (Figuras 3 y 4). La andesita es de color gris oscuro y textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos oxidados envueltos por una matriz afanítica. Al microscopio se observa una textura traquíutica con matriz microcristalina y microlítica, los microlitos parecen ser plagioclasas que se observan alineados y con arreglo de flujo alrededor de los fenocristales. En donde fue posible observarla, esta unidad tiene un espesor de hasta ~20 m. Esta unidad no se observó en contacto con la Formación La Virgen, se observó encima de la formación Presillas del Eoceno medio y debajo de las rocas volcánicas del

Oligoceno; también las evidencias morfológicas indican que estas rocas andesíticas subyacen a las rocas oligocénicas, por tanto se le asigna a la andesita Genaro Codina un rango de edad que va de finales del Eoceno medio hasta inicios del Oligoceno temprano.

Formación La Virgen

La formación La Virgen fue estudiada por Ponce y Clark (1988), quienes la dividieron en dos miembros, el miembro inferior es un flujo de ceniza cuya tonalidad varía de morado a café rojizo, está densamente soldada y posee una textura eutaxítica. El miembro superior consiste de una toba cristalina a vítrea moderada a densamente soldada. Esta unidad aflora principalmente en el cerro de La Virgen, al sur de la ciudad de Zacatecas (Figura 3). En Trancoso se observan algunos afloramientos aislados de esta unidad. La formación La Virgen sobreyace a la ignimbrita Los Alamitos y al volcaniclastico Las Viejas (Figura 3) y se ubica estratigráficamente encima de la formación Presillas (Figura 4), desconociéndose su contacto superior. Ponce y Clark (1988) reportaron la siguiente mineralogía: alrededor del 5 al 10% de los fenocristales son de cuarzo subhedral, fragmentos de cristales menores que 1 mm representan el 6% y cristales subhedrales de sanidino sericitizado componen el 3%. Fragmentos de albita suman el 1% y pómez colapsada y cavidades de pómez están presentes formando el 3% de la unidad. También observan que el 67% de la roca contiene espículas comprimidas con desvitrificación axiolítica, y que el 20% de la roca está formada de ceniza fina. En el cerro de La Virgen esta unidad tiene espesores de hasta 200 m. La formación La Virgen es un flujo piroclástico asociado al pulso de volcanismo explosivo del Eoceno medio que ha sido reconocido en la región. Ponce y Clark (1988) obtuvieron una edad K-Ar de 36.8 Ma en un separado de sanidino del miembro superior. Con base en esa edad, esta unidad se ubica en la base del Eoceno tardío (Figura 4).

Tabla 2. Datos isotópicos de K/Ar.

Muestra	Ubicación	Unidad Litológica	Mineral	%K	⁴⁰ Ar _{rad} , nl/g	% ⁴⁰ Ar _{atm}	Edad (Ma)
IL-M43	13Q 0768640 2496891	Fm. Presillas	Sanidino	5.68	9.261	6.9	42.3 ± 1.6
IL-M01	13Q 0774404 2446045	Ig. Garabato	Sanidino	4.06	4.373	23.2	28.0 ± 0.8
IL-RSF	13Q 0754869 2482125	R. Sierra Fría	Sanidino	4.11	4.259	16.1	27.0 ± 0.07

⁴⁰Ar_{atm}: argón atmosférico; ⁴⁰Ar_{rad}: argón radiogénico.

Volcanismo oligocénico

Ignimbrita La Congoja

Denominada toba riolítica por SGM (2001b), es un depósito con un grado medio de soldamiento que se caracteriza por la intercalación de depósitos piroclásticos color rojizo y amarillo crema. Esta unidad aflora al oeste de San José de Gracia, Ags., sobre la carretera que va de esta población hacia el poblado de La Congoja, también aflora al oeste de Genaro Codina y sur de Perales (Figura 3). La ignimbrita La Congoja sobreyace discordantemente a la andesita Genaro Codina y subyace a la ignimbrita Garabato (Figura 4); no se observó en contacto con la Formación La Virgen, pero se le ubica estratigráficamente encima de ella. En la base se presenta una ignimbrita de color amarillo crema que contiene líticos de tamaño de ~2 mm; posee abundantes minerales de color verde claro que pudieran ser clorita, y pómez en menor cantidad. Este primer depósito está medianamente soldado y presenta una pseudoestratificación. El segundo depósito es una ignimbrita de color rojizo medianamente soldada, tiene escasos líticos de ~5 mm y abundantes pómez que van de 2 mm a 1 cm; los fragmentos son subangulosos a subredondeados y están soportados por ceniza fina. En la cima de esta unidad se distingue una ignimbrita color amarillo crema con abundantes líticos y fragmentos de pómez que van de 1 a 5 mm. Este depósito se observa medianamente soldado. La ignimbrita La Congoja tiene un espesor aproximado de 30 m al oeste de la presa Presidente Calles. Por su posición estratigráfica (Figura 4) se le ubica en el límite entre el Oligoceno temprano y tardío.

Riolita Sierra Fría

La riolita Sierra Fría (riolita en SGM [2001b]) comprende un grueso paquete de derrames y domos riolíticos que forman el núcleo de la Sierra Fría. Esta unidad aflora en la porción suroccidental del área de estudio, al oeste y noroeste de San José de Gracia, Ags. (Figura 3). Dentro del área de estudio abarca una superficie de ~300 km². La riolita Sierra Fría sobreyace a la ignimbrita La Congoja y a depósitos de la ignimbrita Garabato, subyaciendo a los últimos depósitos de esta ignimbrita (Figuras 3 y 4). Presenta diferentes texturas según su modo de emplazamiento (derrame y/o domo), en la muestra de un derrame ubicado al norte de San José de Gracia, Ags., se observa un color gris

claro y rojo claro (en bandas) con una textura hipocristalina y afanítica, en la que no se observan fenocristales. En esta muestra se aprecia bandeamiento de flujo y se observan escasas esferulitas de ~5 mm. En una muestra tomada al oeste de La Congoja se observó un color violeta claro, con una textura porfirítica e hipocristalina con fenocristales de ~3 mm soportados por una matriz vítrea; se observan líneas de flujo en tonalidades oscuras que podrían ser confundidas con *fiammes* alargadas. Al microscopio petrográfico se observó que la matriz está compuesta enteramente por esferulitas, al parecer de cuarzo, también se observó una textura porfirítica con matriz microcristalina que, con luz plana, presenta tonalidades pardas y verdes, por lo que podría estar formada por biotita y hornblenda además de cuarzo. Los fenocristales representan del 30 al 50% del total de la roca, predominando el sanidino (20–60%) y el cuarzo (30–60%), y en menor proporción la oligoclasa (10–40%). Esta unidad llega a tener en algunos puntos de la Sierra Fría espesores de ~300 m. Se tomó una muestra de la riolita que aflora en la zona más septentrional de la Sierra Fría para un fechamiento isotópico (Figura 3, Tabla 2) la cual al microscopio petrográfico presenta textura porfirítica con matriz microcristalina, formada por biotita, hornblenda y cuarzo; no presenta bandeamiento de flujo, pero los fenocristales están en contacto unos con otros además de que se encuentran alineados. Los fenocristales representan ~40% del total de la roca, estimándose un 60% de fenocristales de cuarzo y un 40% de fenocristales de sanidino, los cuales se observan completos y de gran tamaño. De un separado de sanidino se obtuvo una edad isotópica, por el método K-Ar, de 27.0 ± 0.7 Ma (Tabla 2). Tomando en cuenta este fechamiento y sus relaciones estratigráficas se le asigna a la riolita Sierra Fría una edad del Oligoceno tardío (Figura 4).

Ignimbrita Garabato

Esta unidad, nombrada informalmente como ignimbrita por SGM (2001b), comprende varios depósitos no diferenciados densamente soldados de color morado a café oscuro. Está ampliamente distribuida en la parte sur del área de estudio (Figura 3), en los alrededores de la presa Presidente Calles y del poblado de San José de Gracia, Ags., y continúa aflorando hacia el norte hasta las cercanías de Cd. Cuauhtémoc. Esta unidad también se observa en cortes sobre la carretera que va de San José de Gracia a Garabato. Los

depósitos inferiores de la ignimbrita Garabato sobreyacen a la ignimbrita La Congoja, mientras que los depósitos superiores sobreyacen a la riolita Sierra Fría (Figuras 3 y 4). Se trata de depósitos masivos que se diferencian por su grado de soldamiento en los que se observa fracturamiento columnar bien desarrollado; la roca tiene una textura eutaxítica, con fenocristales de cuarzo y feldespato que van de 1 a 5 mm envueltos en una matriz vítrea, contiene algunas *fiammes* que en general son de 1 cm de ancho y 3 cm de largo. En una muestra de los depósitos inferiores se observó al microscopio petrográfico una textura porfídica con matriz microcristalina; ésta podría estar compuesta por cuarzo, biotita y hornblenda. Contiene drusas rellenas de cuarzo y calcedonia bandeada, tipo ágata. Los fenocristales representan ~40% del total de la roca, de los cuales ~50% son fenocristales de cuarzo, ~40% es sanidino, y ~10% son plagiocasa, probablemente oligoclasa. Los fenocristales están rotos, con vértices agudos y sólo algunos fenocristales de cuarzo poseen bordes redondeados, están soportados por la matriz y no están en contacto unos con otros. Esta unidad tiene un espesor total que varía entre los 50 y los 200 m; estos espesores se observan al oeste y sureste de San José de Gracia, respectivamente. La ignimbrita Garabato corresponde al pulso de volcanismo reconocido en la región para el Oligoceno. Se obtuvo una edad isotópica de 28.0 ± 0.8 Ma, por el método de K-Ar en un separado de sanidino de una muestra tomada de uno de los depósitos inferiores, dos kilómetros al norte del poblado de Garabato, Ags. (Tabla 2). A partir de la edad obtenida y sus relaciones estratigráficas, se ubica a la ignimbrita Garabato en el Oligoceno tardío (Figura 4).

Sedimentos continentales del Neógeno

Los sedimentos continentales del Neógeno rellenan depresiones en la región (Figura 3). Se localizan dentro de fosas tectónicas en la parte norte y este de la zona de estudio, y de valles alargados en el sur del área. Los sedimentos continentales del Neógeno comprenden acumulaciones de arenisca y conglomerado polimíctico inmaduros y mal cementados compuestos por cantos de filita, lutita, andesita, riolita e ignimbrita en menor proporción, y en los cauces de arroyos se observan gravas, arenas y limos no consolidados (Caballero-Martínez *et al.*, 1999). Estos depósitos llegan a tener hasta 500 m de espesor cerca de la falla principal del graben de Aguascalientes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), mientras que se desconoce su espesor en los depósitos cercanos a Zacatecas. Caballero-Martínez *et al.* (1999) le asignan a estos sedimentos una edad del Neógeno por correlación con los sedimentos areno-conglomeráticos de Aguascalientes y Guanajuato. Tomando en cuenta las edades basadas en hallazgos paleontológicos de estos depósitos en zonas cercanas y considerando que la deformación que generó las fallas y fosas tectónicas terciarias en la Mesa Central inicia en el Eoceno

(Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), se asigna a estos sedimentos un intervalo de edad que va del Oligoceno al Holoceno.

Aportaciones de este estudio a la estratigrafía del área

La Figura 6 muestra las columnas estratigráficas reportadas en distintas cartas publicadas por el Servicio Geológico Mexicano y la reportada en este trabajo. Las aportaciones principales de esta nueva cartografía son: (1) asignar nombres informales a las unidades litoestratigráficas identificadas y describir su litología y los contactos entre ellas, (2) reubicar en el tiempo las unidades litoestratigráficas con base en fechamientos isotópicos y en discordancias identificadas, (3) una aportación que consideramos relevante es que se logró establecer, con base en los fechamientos isotópicos y en las discordancias documentadas, dos pulsos de volcanismo explosivo ocurridos durante el Cenozoico, uno emplazado a lo largo del Eoceno y el segundo a principios del Oligoceno, siendo ambos de composición félsica.

Es importante señalar que aunque la cartografía del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2001a, 2001b) reporta en el área la presencia de basaltos cuaternarios, éstos no fueron considerados de esa edad en este estudio, ya que los basaltos cartografiados muestran un estado de erosión muy avanzado, no encontrándose estructuras volcánicas que preserven formas cónicas, ni morfologías de derrame en las que se aprecien con claridad estructuras primarias como lóbulos, o bien estructuras cordadas o en bloques, lo que se esperaría para basaltos muy jóvenes.

ESTRUCTURAS

En el área estudiada se identificaron los siguientes dos grupos de estructuras de orientación preferente que pertenecen a los sistemas de fallas importantes: el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SL-T) con rumbo NW-SE y los grábenes de Aguascalientes (GA) y Guadalupe (GG) ambos de rumbo NNE.

Fallas asociadas al sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SL-T)

Fallas de Cd. Cuauhtémoc

Al norte de Cd. Cuauhtémoc se identificó una falla normal de rumbo N35°W que buza al SW, con una longitud aproximada de 9 km (1 en Figura 7a). Corta a la formación Presillas, al volcánico Las Viejas y a la ignimbrita El Devisador, formando desniveles topográficos de hasta 100 m. Esa estructura tiene fallas normales menores asociadas de hasta 1 km de longitud, que tienen rumbos NNE y WNW. También fueron identificadas dos fallas normales de rumbo preferente N80°W, la falla norte buza al NNE y tiene una longitud aproximada de 4 km, y la falla sur buza hacia el SSW y tiene una longitud aproximada de 3 km (2 en

Figura 7a). La falla norte corta a la ignimbrita El Devisador y al volcanoclástico Las Viejas, y la falla sur corta a estas dos unidades además de a la formación Presillas (42.3±1.6 Ma; K-Ar, en sanidino). Estas dos fallas forman desniveles inferiores a los 50 m.

También fueron identificadas dos fallas normales importantes sobre la carretera libre que se dirige a la ciudad de Zacatecas (3 en Figura 7a). Una de estas fallas posee un rumbo N40°W y buza hacia el NE, con una longitud cercana a los 4 km. Esta falla forma desniveles topográficos de aproximadamente 50 m. La segunda falla tiene una longitud aproximada de 1 km, un rumbo S60°E, buza hacia el SW, forma desniveles topográficos inferiores a 50 m y es desplazada por la primera falla. Ambas estructuras cortan a la andesita Garabato, a la formación Presillas y a la ignimbrita El Devisador, unidades del Eoceno medio.

El Pilar de Palmira-Minillas

Este pilar, de topografía invertida, tiene ~8 km de largo por ~7 km de ancho, con un rumbo preferente N70°W. El límite norte es una falla con un rumbo N60°W buzando hacia el NE y tiene una longitud aproximada de 12 km (4 en Figura 7a). Esta falla corta a la formación Presillas, al volcanoclástico Las Viejas, a la ignimbrita El Devisador y al basamento mesozoico. La falla sur tiene un rumbo preferente N80°W, buza hacia el SSW y tiene una longitud aproximada de 7 km (5 en Figura 7a). Esta falla pone en contacto a la formación Presillas con el basamento mesozoico.

Fallas del Cerro de La Virgen

En este cerro fueron identificadas cuatro fallas normales importantes, tres de ellas con una longitud cercana a los 10 km (6 en Figura 7a) y la otra, que se encuentra más al norte, posee una longitud cercana a los 7 km (7 en Figura 7a). Estas cuatro fallas tienen un rumbo preferente N70°W y buzan hacia el NE, cortan a rocas volcánicas del Eoceno medio, así como al basamento mesozoico. Estas fallas forman desniveles topográficos de 50 a 100 m.

El Graben de Zacatecas

Esta es una estructura de rumbo preferente N70°–80°W en la que se depositó el conglomerado Zacatecas. La falla norte del graben posee un rumbo preferente N70°W y buza hacia el SW, con una longitud aproximada de 13 km (8 en Figura 7a). Esta falla se ubica al noreste de la ciudad de Zacatecas, su parte central se encuentra sepultada por los sedimentos neógenos del graben de Guadalupe y vuelve a aflorar al suroeste de Trancoso, Zac., corta a la ignimbrita Los Alamitos, al conglomerado Zacatecas y al basamento mesozoico. La falla sur del graben de Zacatecas tiene un rumbo N70°W y buza hacia el NE, aflora por unos 5 km (9 en Figura 7a), ya que al sureste está sepultada por los sedimentos continentales que rellenan el graben de Guadalupe.

Fallas en la Sierra de Zacatecas

Durante el desarrollo de este trabajo fueron identificadas cuatro estructuras de importancia en la Sierra de

ÉPOCA	EDAD (Ma)	Zacatecas ¹	Guadalupe ²	Cd. Cuauhtémoc ³	Presa Presidente Calles ⁴	Cerro La Virgen ⁵	Este trabajo
OLIGOCENO	23.03	Ignimbrita Toba Riolítica	Pórfido riolítico	Riolita	Riolita	Tobas brechadas	
			Riolita	Riolita	Brecha Riolítica	Tobas de lapilli	Ig. Garabato
			Ignimbrita	Toba Riolítica	Andesita-Basalto	Domos	R. Sierra Fría
			Latita	Ignimbrita-Riolita	Ignimbrita	Derrames riolíticos	Ig. La Congoja
EOCENO	33.9	Brecha andesítica Brecha riolítica	Toba riolítica	Andesita	Toba Riolítica	Tobas líticas	
			Ignimbrita-Toba riolítica			Tobas cristalinas	Fm. La Virgen
			Toba riolítica-Arenisca	Toba Riolítica-Brecha		Tobas de pómez y líticas	An. Genaro Codina
			Brecha andesítica				Fm. Presillas
			Brecha riolítica				V. Las Viejas
							Ig. El Devisador
EOCENO	55.8	Cg. polimíctico	Cg. polimíctico				Ig. Los Alamitos
							R. La Bufa
							Conglomerado Zacatecas

Figura 6. Tabla en la que se comparan las columnas estratigráficas reportadas para el Cenozoico en trabajos previos y el presente trabajo. 1: Caballero-Martínez et al. (1999); 2: Caballero-Martínez y Rivera-Venegas (1999); 3: SGM (2001a); 4: SGM (2001b); 5: Escalona-Alcázar et al. (2003). En el presente trabajo se reportan cuatro fechamientos isotópicos de unidades volcánicas que permiten establecer la columna litoestratigráfica de la zona, aportan conocimiento sobre los pulsos de actividad volcánica en la provincia de la Sierra Madre Occidental y permiten definir los eventos de deformación en el área estudiada contribuyendo a un mayor entendimiento de la evolución geológica de la región.

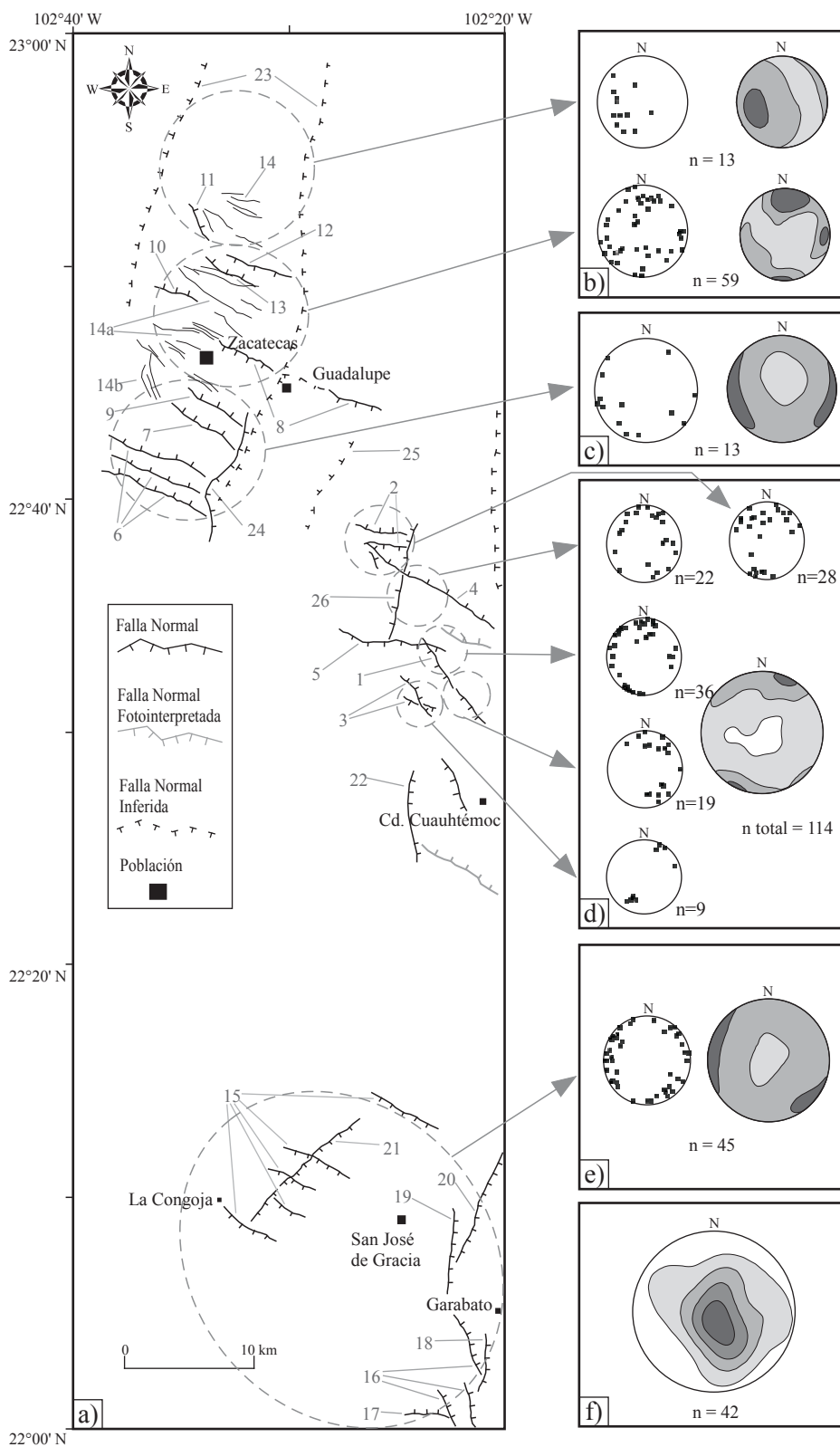


Figura 7. a: Mapa que muestra las principales estructuras en el área de estudio. b, c, d, y e: Estereogramas, usando el hemisferio inferior de la falsilla Schmidt, en los que se grafican los polos de las fallas medidas en el área de estudio, separadas por sectores. f: Datos de todas las estrías medidas en el área de estudio, graficadas como líneas; obsérvese que el conjunto de estrías indica un movimiento normal, lo que contradice el aparente desplazamiento lateral en las fallas del sistema SL-T. n: Número de datos graficados en el estereograma. En la explicación del mapa “Falla normal” se refiere a fallas identificadas en fotografías aéreas y posteriormente observadas en el campo; “Falla fotointerpretada” se refiere a fallas observada en fotografía aérea que no fue posible verificar en el campo; “Falla inferida” se refiere a estructuras cuya existencia se dedujo por la morfología y discontinuidad de afloramientos de unidades litológicas. La numeración de las estructuras está referenciada en el texto.

Zacatecas, todas afectando al basamento mesozoico. Una falla normal de rumbo preferente N80°W que buza hacia el NNE y tiene una longitud mayor a 3 km (10 en Figura 7a); ésta se ubica al noroeste de la ciudad de Zacatecas, Zac. Se identificó también una falla normal de rumbo preferente N30°W que buza hacia el NE, también con una longitud mayor a 3 km (11 en Figura 7a). Se identificaron además dos fallas normales que forman un graben con un rumbo preferente N60°–70°W; la falla norte tiene una longitud de ~6 km y buza hacia el SW (12 en Figura 7a) y la falla sur buza hacia el NE y tiene una longitud aproximada de 4 km (13 en Figura 7a). Estas fallas producen desniveles topográficos que oscilan desde 50 m hasta algunos superiores a los 100 m, pero estas estimaciones son desplazamientos mínimos, dado el avanzado estado de erosión que acusa la Sierra de Zacatecas.

Sistema de Vetas en la Sierra de Zacatecas

En el distrito minero de Zacatecas existen sistemas de vetas con diversidad de rumbos, echados y longitudes (14 en Figura 7a). Estas vetas se encuentran rellenando fracturas y/o fallas, y se han dividido en dos sistemas: las vetas plumbo-argentíferas y las auríferas (Ocejo-Paredes, 1979). El sistema de vetas plumbo-argentíferas comprende a las vetas de San Rafael, La Cantera-El Bote, Mala Noche, Veta Grande y Pánuco, todas estas poseen un rumbo N45°–65°W. El sistema San Rafael se encuentra ubicado dentro de la zona urbana. El sistema La Cantera-El Bote se encuentra al norte, en las cercanías de la ciudad de Zacatecas. Siguiendo hacia el norte de la ciudad de Zacatecas, se encuentra el sistema Mala Noche, después Veta Grande y el más alejado, el sistema de vetas Pánuco (14 en Figura 7a).

Fallas al oeste de San José de Gracia

Éstas son un grupo de cinco fallas normales, localizadas en la parte sur del área, poseen un rumbo preferente N60°W y buzan hacia el SW (15 en Figura 7a). Poseen una longitud aproximada de 3 km, a excepción de la que se ubica más al norte, que posee una longitud aproximada de 5 km, y cortan a las rocas del Oligoceno. Estas fallas producen desniveles topográficos que no sobrepasan los 50 m, pero cortan y desplazan a la falla de La Congoja.

Fallas asociadas al sistema del graben de Aguascalientes (GA)

Fallas de Garabato

Este es un sistema formado por cinco fallas normales ubicadas al sur y suroeste de Garabato, Ags. Tres de estas fallas presentan un rumbo preferente N10°–20°W (16 en Figura 7a) y buzan hacia el NE, dos de éstas tienen ~3 km de largo y cortan a las ignimbritas Garabato y La Congoja, formando un desnivel topográfico cercano a los 100 m. La cuarta falla, que se ubica más al sur, tiene una longitud aproximada de 6 km y un rumbo ~E-W, corta a la ignimbrita

Garabato, observándose un desnivel topográfico de ~150 m (17 en Figura 7a). Por último, hay una falla de rumbo N10°E que buza al SE, con longitud cercana a los 6 km (18 en Figura 7a). Esta falla corta a la ignimbrita Garabato y a la andesita Genaro Codina, formando un desnivel topográfico aproximado que varía entre 50 y 100 m.

Fallas de San José

Este sistema se ubica al este de San José de Gracia y comprende dos fallas normales con una longitud superior a los 5 km. La primera tiene un rumbo N0°–10°E y buza al SE (19 en Figura 7a); esta falla corta a la ignimbrita Garabato y a la andesita Genaro Codina formando un desnivel topográfico de aproximadamente 100 m. La segunda falla de este sistema tiene un rumbo preferente N25°E y buza al SE (20 en Figura 7a), corta a la ignimbrita Garabato y forma un desnivel topográfico que varía de 50 m en sus extremos hasta 200 m en su parte central.

Falla de La Congoja

La falla de La Congoja es una estructura con una longitud aproximada de 12 km que posee un rumbo preferente N45°E y buza hacia el SE (21 en Figura 7a). Se trata de una falla normal que corta a las ignimbritas Garabato y La Congoja, formando un desnivel topográfico de hasta 250 m. Esta falla se ubica al oeste de la presa Presidente Calles y es cortada por fallas de rumbo NW (15 en Figura 6a).

Fallas de Cd. Cuauhtémoc

Se ubican al oeste de Cd. Cuauhtémoc, Zac.; la más cercana a esta localidad tiene una longitud de ~5 km con un rumbo N10–20°W buzando al SW, la segunda posee una longitud aproximada de 7 km con un rumbo preferente N0°–10°E buzando hacia el E (22 en Figura 7a). Estas fallas tienen movimiento normal y cortan a la ignimbrita Garabato, así como a la andesita Genaro Codina y a rocas del basamento mesozoico, formando únicamente la falla oeste un desnivel topográfico de ~100 m.

El pilar de Zacatecas

El rasgo orográfico que se conoce como Sierra de Zacatecas es un bloque elevado bordeado por fallas (pilar). Esta estructura tiene un rumbo preferente NNE, con un ancho promedio de 10 km y un largo aproximado de 20 km. Las fallas que forman este pilar (23 en Figura 7a) no fueron observadas; se infieren sepultadas por los sedimentos del Neógeno.

El graben de Guadalupe

Esta estructura se ubica al sur-sureste de Guadalupe, Zac., tiene un rumbo preferente N10°–20°E, con una longitud aproximada cercana a los 14 km, y un ancho un poco menor a 10 km. La falla en el hombro oeste de esta estructura tiene un rumbo preferente N20°E y buza hacia SE, con una longitud aproximada de 10 km (24 en Figura 7a). Esta falla corta a la ignimbrita Los Alamitos y a la

formación La Virgen, y produce desniveles topográficos de hasta 200 m. Se infiere la existencia de una falla conjugada sepultada por los sedimentos que rellenan el Valle de Guadalupe, con base en la forma del valle y la distribución y linealidad de los afloramientos de roca en el extremo este del valle (25 en Figura 7a). Al E-SE de esta estructura, aproximadamente a 7 km, se identificó una falla normal con un rumbo preferente N15°E que buza hacia el NW que tiene una longitud aproximada de 10 km (26 en Figura 7a). Esta falla corta al basamento mesozoico, a la ignimbrita El Devisador, al volcániclastico Las Viejas y a la formación Presillas, produciendo desniveles topográficos de hasta 100 m. Esta estructura pudiera estar asociada a la falla principal del hombro oriental del graben de Guadalupe.

En la zona de estudio es muy clara la distribución de las estructuras pertenecientes al SL-T y al GA (Figura 7). Así, en la zona norte (Figuras 7b y 7c) y en la porción sur del área de estudio (Figura 7e) predominan las estructuras de rumbo NNE-NNW, buzantes tanto al Este como al Oeste, pertenecientes al graben de Aguascalientes. Mientras que en la porción central de la zona de estudio predominan las estructuras pertenecientes al Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (Figura 7d). En las estructuras que fue posible medir estrías se encontró que estas presentan movimientos mayoritariamente normales (Figura 7f).

DISCUSIÓN Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA DE LA REGIÓN

El conglomerado Zacatecas, de edad Paleoceno-Eoceno temprano, se encuentra afectado por fallas normales de rumbo WNW-ESE, pero no se han identificado estructuras que evidencien plegamiento de rumbo NNW-SSE característico de la deformación causada por la Orogenia Larámide. Aunque no existen datos suficientes para estimar una edad de la Orogenia Larámide en la región, ésta inició después del Turoniano (Cretácico Tardío), ya que las rocas más jóvenes reportadas en la zona que muestran deformación de acortamiento son de esa edad (Formación Caracol; De Cserna, 1976; Silva-Romo, 1996), y pudo haber alcanzado hasta el Paleoceno temprano en Zacatecas.

En la zona de estudio se distinguieron dos eventos de deformación extensional ocurridos durante el Cenozoico. El evento más antiguo (D1) ocurrió durante el Paleoceno-Eoceno temprano formando las fallas normales de rumbo WNW y NNE que afectan a las unidades mesozoicas y al conglomerado Zacatecas. Durante esta fase se formó la fosa tectónica graben de Zacatecas con rumbo preferente N70°W y una longitud aproximada de 12 km. La falla que actuó como límite norte de esta fosa es la veta-falla La Cantera (Ocejo-Paredes, 1979), de rumbo N50°–75°W, que buza hacia el SW (8 en Figura 7a), el límite oeste es la falla El Padre de rumbo NNE (Ocejo-Paredes, 1979), el límite sur no ha sido posible determinarlo debido a la cubierta volcánica al sur de Zacatecas, pero podría ser la falla de rumbo

N60°W que atraviesa el cerro de La Virgen (9 en Figura 7a), y su extensión hacia el este también es desconocida. No se descarta que esta fosa haya tenido un ancho mayor y la falla en el extremo sur haya estado ubicada en las cercanías de San José de Tapias, Zac. (4 y/o 6 en Figura 7a), porque los afloramientos de rocas mesozoicas ubicados al norte de Cd. Cuauhtémoc, Zac. se interrumpen en esa zona sugiriendo que allí termina un alto de basamento. En esta fosa fue depositado durante el Paleoceno-Eoceno medio el conglomerado Zacatecas, que se encuentra afectado por fallas de rumbos similares a las estructuras que limitan la fosa, sugiriendo que el depósito de esta unidad fue contemporáneo al fallamiento. Durante este evento (D1) se formaron las fallas de rumbo WNW y NNE que cortan a las rocas mesozoicas de la sierra de Zacatecas y del oeste de la ciudad de Zacatecas que posteriormente, durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Albinson, 1988), sirvieron de conducto y huésped para las vetas mineralizadas de este distrito. También se formaron las fallas que bordean a la sierra de Zacatecas, cortando a las unidades mesozoicas y formando un pilar tectónico (pilar de Zacatecas); estas fallas se infirieron por la geomorfología. Durante este evento de deformación (D1) también tuvieron actividad fallas pertenecientes al graben de Aguascalientes, de rumbo NNE, ubicadas al sur de Trancoso, Zac. y al este de Palmira, Zac. (26 en Figura 7a). Esas estructuras se infieren porque se observa un rasgo lineal que trunca los afloramientos de rocas mesozoicas, poniéndolas en contacto con los sedimentos continentales del Neógeno, similar a lo sucedido con las fallas que bordean a la sierra de Zacatecas. En ambos casos pensamos que la ausencia de afloramientos de los planos de falla se debe a que se encuentran sepultados.

El segundo evento de deformación (D2) se caracterizó por fallamiento normal con rumbo WNW y NNE, que provocó la reactivación de algunas fallas y la generación de algunas nuevas fallas. Este evento ocurrió a finales del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, ya que afecta a la formación La Virgen (36 Ma), ubicada al sur de Zacatecas (6, 7 y 9 en Figura 7a), y a la ignimbrita Garabato (28.0 ± 0.8 Ma; Tabla 1) ubicada al oeste de San José de Gracia (15 en Figura 7a). No se observan estructuras afectando al relleno reciente. En estas dos localidades, las estructuras de rumbo WNW aparecen desplazando a estructuras NNE, lo cual sugiere que este segundo evento de deformación (D2) comprende dos fases de actividad. Durante la primera fase (D2a) de este evento tuvieron actividad las fallas de rumbo NNE que buzaban al ESE y que cortan a la ignimbrita Los Alamitos (46.8 Ma; Ponce y Clark, 1988) y a la formación La Virgen (36.8 Ma; Ponce y Clark, 1988) en el hombro oeste del graben de Guadalupe (24 en Figura 7a), así como las fallas ubicadas en las inmediaciones del poblado de Palmira, que poseen un rumbo NNE y buzaban hacia el WNW (26 en Figura 7a), cortando a la ignimbrita El Devisador, el volcániclastico Las Viejas y a la formación Presillas (42.3 ± 1.6 Ma; Tabla 1). También durante esta fase de deformación (D2a) presentan actividad las estructuras de rumbo NNE

que buzan hacia el ESE ubicadas al este y oeste de San José de Gracia, fallas La Congoja y San José, y afectan a las ignimbritas La Congoja y Garabato (28.0 ± 0.8 Ma; Tabla 1), y las fallas que bordean al pilar de Zacatecas, de rumbo NNE, que fueron observadas a profundidad en labores mineras desplazando a las vetas mineralizadas de rumbo WNW (Ocejo-Paredes, 1979).

Durante la segunda fase de este evento de deformación (D2b) se activaron fallas de rumbo WNW que afectan a las ignimbritas La Congoja y Garabato (28.0 ± 0.8 Ma; Tabla 1) y a la riolita Sierra Fría (27.0 ± 0.7 Ma; Tabla 1) al oeste, noroeste y norte de San José de Gracia, así como las estructuras de rumbo WNW que afectan a la formación La Virgen al sur de la ciudad de Zacatecas. Entre las estructuras que fueron reactivadas durante este segundo evento de deformación (D2b) se encuentra la veta-falla La Cantera, de rumbo WNW, en la que Ponce y Clark (1988) reportan “minerales de mena cortados por muchas zonas de *gouge*”. Se estima que la mineralización en el distrito minero de Zacatecas ocurrió entre 35 y 30 Ma, ya que ésta es la edad de mineralización del distrito minero de Fresnillo, localizado aproximadamente 50 km al NW (Albinson, 1988). Tomando en cuenta la edad probable de la mineralización y observándose las estructuras mineralizadas reactivadas (las de rumbo WNW) y/o desplazadas por fallas de rumbo NNE, establecemos como edad máxima el Oligoceno tardío para la actividad de las fallas de estos sistemas.

Durante los eventos de deformación cenozoicos se registró únicamente actividad normal de las fallas (Figura 7f). No hay evidencias estratigráficas ni estructurales del desplazamiento izquierdo aparente observado en el graben de Aguascalientes y, si existió algún desplazamiento lateral, debió ocurrir antes del Cenozoico.

Los sistemas de fallamiento con direcciones WNW y NNE son de tipo normal principalmente. Una dirección de alargamiento horizontal NNE-SSW generará fallamiento normal de rumbo WNW, como el del SL-T, mientras que una dirección de alargamiento horizontal ESE-WNW generará fallamiento normal de rumbo NNE, como el del GA. Dado que durante los dos eventos de deformación definidos en el presente trabajo ambos sistemas de fallas tuvieron actividad, es necesario considerar una dirección de alargamiento horizontal intermedia ($\sim N60^\circ E$) para ambos eventos de deformación. Lo anterior es consistente con la dirección de alargamiento máximo finito $N78^\circ E$, calculada para la región de San Luis Potosí para el Cenozoico (Nieto-Samaniego et al., 1997). En la región de estudio ambos sistemas de falla fueron activados simultáneamente durante el primer evento de deformación y alternadamente durante el segundo. El que se hayan formado dos sistemas de fallas oblicuos a la dirección de alargamiento, en lugar de un sistema de fallas normales perpendicular a dicha dirección, puede explicarse si las direcciones de las fallas observadas son heredadas de estructuras más antiguas que se localizan en el basamento; además, dicho comportamiento indica un fuerte acoplamiento entre la cobertura y el basamento (e.g.,

Bellahsen y Daniel, 2005).

Es notable señalar que la actividad volcánica estuvo acompañada de actividad en los sistemas mayores de fallas y que el hiatus en la actividad volcánica coincide también con un lapso de inactividad en las fallas. Lo anterior sugiere que la deformación estuvo fuertemente controlada, o ligada, a la presencia de magmas y fluidos hidrotermales en la corteza.

CONCLUSIONES

En el cuadrángulo estudiado se distinguieron doce unidades estratigráficas del Cenozoico. A excepción del conglomerado Zacatecas y los sedimentos continentales del Neógeno, todas las demás unidades son rocas volcánicas, nueve son de composición riolítica y una unidad de composición andesítica. Fueron reconocidas en el área de estudio dos secuencias de rocas volcánicas, la primera del Eoceno medio y la segunda del Oligoceno, separadas entre sí por una discordancia regional que abarca un lapso de tiempo de ~ 7 Ma, esto es desde ~ 36 a 29 Ma. El grupo de rocas volcánicas del Eoceno tiene en su base a la riolita La Bufa con una edad isotópica de 48.91 ± 0.09 Ma y en la cima a la formación La Virgen con una edad de 36.8 Ma (Ponce y Clark, 1988). La secuencia volcánica del Oligoceno comprende unidades con edades isotópicas de 28.0 ± 0.8 Ma (ignimbrita Garabato) y 27.0 ± 0.7 Ma (riolita Sierra Fría). La existencia de estos dos grupos de rocas volcánicas sugiere dos pulsos de actividad magmática distintos, separados por una discordancia que evidencia la existencia de un periodo de inactividad magmática que abarcó el Eoceno tardío y parte del Oligoceno temprano.

Fueron reconocidos dos eventos de deformación para el Cenozoico en la zona; ambos comprendieron actividad tanto en el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes como en el graben de Aguascalientes, que produjeron fallamiento normal de rumbo WNW y NNE, respectivamente (Figura 7a). El primer evento de deformación ocurrió durante el Paleoceno-Eoceno temprano (D1), formando al graben de Zacatecas (Figura 3 y 7), en el que se depositó el conglomerado Zacatecas, y formando el pilar de Zacatecas y otras estructuras de rumbo WNW y NNE en las que se emplazaron las vetas del distrito minero de Zacatecas. El segundo evento de deformación (D2), que comprende dos fases de actividad (D2a y D2b), ocurrió a finales del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, reactivando fallas preexistentes y generando nuevas. La primera fase de este evento (D2a) se caracterizó por fallamiento normal de rumbo NNE, formándose el graben de Guadalupe y otras estructuras, como las que desplazan a las vetas mineralizadas en el distrito minero de Zacatecas. En la segunda fase de este evento (D2b), caracterizada por fallamiento normal de rumbo WNW, fueron reactivadas algunas vetas mineralizadas del distrito minero de Zacatecas y se formaron otras fallas que desplazan a estructuras que se formaron durante la primera

fase de este evento (D2a). Una dirección de alargamiento horizontal de $\sim N60^\circ E$ es necesaria para producir los eventos de deformación definidos en el presente trabajo, esto es congruente con la dirección de alargamiento máximo finito $N78^\circ E$ calculada para la región de San Luis Potosí para el Cenozoico (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). No hay evidencias del desplazamiento izquierdo cenozoico aparente observado en el graben de Aguascalientes ya que las fallas cenozoicas documentadas son de tipo normal.

AGRADECIMIENTOS

A. Iriondo agradece al U.S. Geological Survey por su apoyo para realizar fechamientos Ar-Ar de rocas mexicanas, y en particular a Mick Kunk por su incondicional apoyo durante la realización de los experimentos geocronológicos en el laboratorio de Termocronología del U.S. Geological Survey en Denver, Colorado. Los recursos económicos para realizar esta investigación fueron obtenidos de los proyectos CONACYT 41044 y 049049 y PAPIIT IN114306. Agradecemos al Dr. Carlos González León, Editor de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas y a tres revisores cuyas correcciones y sugerencias ayudaron a mejorar este trabajo.

APÉNDICE A: TÉCNICAS ANALÍTICAS DE GEOCRONOLOGÍA

Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusión total con láser

Cristales únicos de sanidino de la riolita La Bufa (IL-M41) fueron separados en los laboratorios del U. S. Geological Survey de Denver, Colorado, utilizando técnicas convencionales de separación magnética y líquidos pesados. Una cantidad de ~ 10 mg de estos cristales fueron irradiados, es decir, expuestos a un campo de neutrones por 20 horas (paquete KD45) en cápsulas de papel de aluminio en la parte central del reactor nuclear tipo TRIGA ubicado en el U. S. Geological Survey de Denver. El mineral monitor utilizado para controlar la dosis neutrónica en el paquete de irradiación fue el sanidino de la toba Fish Canyon (FCT-3) con una edad de 27.79 Ma (Kunk *et al.*, 1985; Cebula *et al.*, 1986) con respecto a la muestra monitor Mmhb-1 (horblenda) con edad de 519.4 ± 2.5 Ma (Alexander *et al.*, 1978; Dalrymple *et al.*, 1981). Detalles sobre el procedimiento de irradiación, el tipo de contenedor y la geometría de las muestras, están descritos en detalle en Snee *et al.* (1988).

Los cristales individuales de sanidino de la muestra IL-M41 fueron analizados en el Laboratorio de Termocronología del U. S. Geological Survey de Denver utilizando un espectrómetro de masas tipo MAP-216 conectado a un multiplicador de electrones. Se empleó la técnica de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de fusión total de cristales individuales utilizando un láser de CO_2 marca Synrad de 50 watt. Para información adicional sobre estas técnicas analíticas, se refiere al lector a

las publicaciones de Iriondo *et al.* (2003, 2004). Los datos isotópicos de los experimentos de fusión total (Tabla 1) fueron reducidos y graficados (Figura 5) con el programa de computación Mass Spec desarrollado por Deino (2001). Por último, mencionar que en la reducción de datos se emplearon las constantes de desintegración recomendadas por Steiger y Jäger (1977).

Geocronología K-Ar

Fueron fechadas tres muestras de roca por K-Ar, en separados de sanidino de las siguientes unidades: formación Presillas, ignimbrita Garabato y riolita Sierra Fría. Ésto con el fin de acrecentar el conocimiento cronoestratigráfico de la región. Las muestras fueron preparadas en el laboratorio de pulverizado y separación mineral del Centro de Geociencias. Fueron pulverizadas hasta el tamaño de liberación del sanidino y posteriormente fueron empaquetadas y enviadas al laboratorio comercial ActLabs en Ancaster, Ontario, Canada (<http://www.actlabs.com/home.htm>). Este laboratorio realizó la separación de los cristales de sanidino y los correspondientes fechamientos isotópicos.

REFERENCIAS

- Albinson, F.T., 1988, Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombraete, Colorado, and Fresnillo Districts, Zacatecas State, México: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.
- Alexander, E.C., Jr., Mickelson, G.M., Lanphere, M.A., 1978, Mmhb-1: a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, *en* Zartman, R.E. (ed.), *Short Papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology: United States Geological Survey, Open-File Report 78-701*, 6-8.
- 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(2), 216-233.
- Bellahsen, N., Daniel, J.M., 2005, Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study: *Journal of Structural Geology*, 27, 769-780.
- Burckhardt, C., 1906, Sobre el descubrimiento del Triásico marino en Zacatecas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 2, 43-45.
- Caballero-Martínez, J.A., Isabel-Blanco, J., Luévano-Pinedo, A., 1999, Carta Geológico-Minera Zacatecas F13-B58, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Caballero-Martínez, J.A., Rivera-Venegas, I., 1999, Carta Geológico-Minera Guadalupe F13-B68, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23, 1-110.
- Cebula, G.T., Kunk, M.J., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Obradovich, J.D., Sutter, J.F., 1986, The Fish Canyon Tuff: A potential standard for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission track dating methods: *Terra Cognita*, 6, 140.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244-260.
- Dalrymple, G.B., Alexander, E.C., Lanphere, M.A., Kraker, G.P., 1981, Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor: United States Geological Survey, Professional Paper 1176, 55 p.

- Deino, A.L., 2001, Users manual for Mass Spec v. 5.02: Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 119 p.
- De Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 87, 1191-1199.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some Early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: United States Geological Survey Professional Paper, 264-H, 183.
- Escalona-Alcázar, F.J., Suárez-Plascencia, C., Pérez-Román, A.M., Ortiz-Acevedo, O., Bañuelos-Álvarez, C., 2003, La secuencia volcánica terciaria del cerro de la Virgen y los procesos geomorfológicos que generan riesgo en la zona conurbada Zacatecas-Guadalupe: GEOS, 23(1), 2-16.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, en Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), Temas Selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(3), 343-378.
- González-Arroyo, A., Martínez-Tovar, M., Montañez-Castro, A., Chávez-Rangel, F., García-Ruíz, J.M., 1997, Carta Geológico-Minera Zacatecas F13-6, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, INEGI, 1998a, Carta Topográfica Zacatecas F13-B58, escala 1:50,000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, INEGI, 1998b, Carta Topográfica Guadalupe F13-B68, escala 1:50,000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, INEGI, 1998c, Carta Topográfica Cd. Cuauhtémoc F13-B78, escala 1:50,000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, INEGI, 1998d, Carta Topográfica Presa Presidente Calles F13-B88, escala 1:50,000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): United States Geological Survey, Open File Report, OF-03-020, 79 p.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., and Consejo de Recursos Minerales, 2004, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II): United States Geological Survey Open File Report, OF-04-1444, 46 p.
- Kunk, M.J., Sutter, J.F., Naeser, C.W., 1985, High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine, biotite, hornblende, and plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan Volcanic Field, south-central Colorado: Geological Society of America, Abstracts with Programs 17, p. 636.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico, 114, 31 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1993, Geología del domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico, 117, 22 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1994, Geología de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico, 120, 34 pp.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica postlaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14(1), 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica, en Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), Temas Selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(3), 285-317.
- Ocejo-Paredes, T., 1979, Estudio geológico superficial del Distrito Minero de Zacatecas, Zac.: San Luis Potosí, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Escuela de Ingeniería, Tesis Profesional, 122p.
- Ponce, B.F.S., Clark, K.F., 1988, The Zacatecas Mining District: A Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: Economic Geology, 83, 1668-1682.
- Ranson, W.A., Fernández, L.A., Simmons, W.B. Jr., Enciso-de la Vega, S., 1982, Petrology of the metamorphic rocks of Zacatecas, Zac. Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 43(1), 37-59.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2001a, Carta geológico-minera Cd. Cuauhtémoc F13B78, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2001b, Carta geológico-minera Presa Presidente Calles F13B88, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Silva-Romo, G., 1996, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. de S.L.P. y Zac.: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 139p.
- Snee, L.W., Sutter, J.F., Kelly, W.C., 1988, Thermochronology of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite: Economic Geology, 83, 335-354.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E., 2007, Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(1), 104-119.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: Earth and Planetary Science Letters, 36, 359-363.
- Yta, M., Moreno-Tovar, R., Cardona-Patiño, F., Córdoba-Méndez, D.A., 2003, Contribución a la definición de superposición de eventos metalogénicos en el yacimiento de Francisco I. Madero: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20(2), 124-132.

Manuscrito recibido: Diciembre 11, 2007

Manuscrito corregido recibido: Julio 19, 2008

Manuscrito aceptado: Agosto 4, 2008