

## Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México

Susana Alicia Alaniz-Álvarez\*, Ángel Francisco Nieto-Samaniego,  
María Andrea Reyes-Zaragoza, Ma. Teresa Orozco-Esquivel,  
Ángel Catarino Ojeda-García, y Luis F. Vassallo

Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional  
Autónoma de México, Apartado Postal 1-742, Santiago de Querétaro, Qro., CP 76001

\*alaniz@servidor.unam.mx

### RESUMEN

*La región San Miguel de Allende - Querétaro se encuentra en el límite de tres provincias geológicas: la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana. Con base en la estratigrafía y el estudio de las fallas, se documentaron cuatro eventos de deformación: el primero (D1) es sincrónico con la extensión oligocénica de la Mesa Central (la cual corresponde al sureste de la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental), dos eventos de transición entre el Mioceno medio (D2) y el tardío (D3) y un evento pliocénico-reciente (D4) sincrónico con la extensión ~N-S del sector central de la Faja Volcánica Transmexicana. Entre 24 y 16 Ma hay un hiatus tanto en el volcanismo como en la deformación y, desde el Mioceno medio, ambos han migrado hacia el SE. Se reconoció una estructura mayor formada por las fallas Ixtla y La Joya, con orientación N45°E. Se trata de una estructura antigua que expone al basamento y fue reactivada varias veces desde el Oligoceno. Esta estructura es paralela a las fallas del borde septentrional del sistema Chapala-Tula en su segmento Graben de Penjamillo-Salvatierra. El patrón de fallamiento generado durante los eventos post-eocénicos fue controlado por los límites de tres fronteras estructurales: la falla del Bajío, que separa la Mesa Central de la depresión homónima conocida como El Bajío; las fallas Ixtla y La Joya, que separan la Mesa Central de la Faja Volcánica Transmexicana (sistema de fallas NE-SW); y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (NNW-SSE) que separa la Mesa Central de la Sierra Madre Oriental. Este último sistema tiene 35 km de ancho, lo que ha permitido el movimiento sincrónico de fallas normales con distinta orientación, produciendo de esta manera la deformación en tres dimensiones.*

*Palabras clave: falla normal, México central, volcanismo, deformación tridimensional.*

### ABSTRACT

*The study area is located in the boundary of three geological provinces: the Sierra Madre Occidental Volcanic Province, the Sierra Madre Oriental, and the Transmexican Volcanic Belt. Based on the stratigraphy and kinematics of mapped faults, we recognized four deformation events. The first one (D1) was synchronous with the ~E-W Oligocene extension of the southeastern part of the Sierra Madre Occidental Volcanic Province, two transitional events occurred in the middle Miocene (D2) and in the late Miocene (D3) and the most recent event (D4) was synchronous with the ~N-S Pliocene-Recent extension of the Transmexican Volcanic Belt. Between 24 and 16 Ma there were not volcanism nor deformation events, and after middle Miocene, both migrated toward SE. We recognized the La Joya and Ixtla faults as part of a major structure with a N45°E trend that expose basement rocks and was activated several times since Oligocene. This structure parallels the faults of the northern edge of the Chapala-Tula fault system in the segment located between the Penjamillo Graben and Salvatierra. The fault pattern generated during each of the post-Eocene events were controlled by three major fault systems that corresponds to structural boundaries of major geological provinces. El Bajío fault separates the Mesa Central from El Bajío basin, La Joya*

and Ixtla faults separates the Mesa Central from the Transmexican Volcanic Belt, and the Taxco-San Miguel de Allende fault system separates the Mesa Central from the Sierra Madre Oriental. The latter is 35 km wide and has permitted the synchronous movement of normal faults with different orientation, allowing three-dimensional deformation.

*Key words:* Normal faulting, Central México, volcanism, three-dimensional deformation.

## INTRODUCCIÓN

En la última década se ha estudiado la deformación cenozoica tanto en la Mesa Central como en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. En la Mesa Central, se ha realizado la cartografía geológica y estructural del Estado de San Luis Potosí y parte del Estado de Guanajuato (*e.g.*, Labarthe-Hernández *et al.*; 1982, Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993; Silva-Romo *et al.*, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). Nieto Samaniego *et al.* (1999a) documentaron que en la parte sur de la Mesa Central ocurrió deformación tridimensional entre el Oligoceno y el Mioceno y que los límites del bloque cortical extendido fueron, al oriente, el graben de Villa de Reyes y la falla de San Miguel de Allende, y al poniente, la falla de Aguascalientes. Los eigenvectores del tensor de deformación que ellos reportaron fueron: alargamiento máximo 20% con orientación 259°/12°, alargamiento intermedio 11% con orientación 213°/69° y acortamiento -25% con orientación 097°/63°. Ellos documentaron también varios eventos de deformación durante el Cenozoico: (1) un primer evento extensional ocurrido en el Eoceno, (2) un evento menor ocurrido antes de 32 Ma, (3) el evento principal que tuvo lugar entre 30 y 27 Ma, y (4) dos eventos menores cercanos a los 24 y 11 Ma.

Por otro lado, Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1990) y Suter *et al.* (1992, 1995a), cartografiaron y documentaron la actividad reciente de fallas normales con orientaciones preferentes ENE y E-W en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. Suter *et al.* (1995a), asumiendo que la estría corresponde a la dirección de cizalla máxima resuelta sobre el plano de falla, calcularon paleotensores de esfuerzos que se ajustan a la orientación de las estrías de las fallas; la dirección del esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ) que obtuvieron varía de NNW a NNE. Con base en la cartografía de fallas cuaternarias al poniente del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), Suter *et al.* (2001) estimaron una extensión de ~3% con direcciones que varían de N-S a NNW-SSE.

El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, con rumbo NNW-SSE, tiene más de 30 km de ancho y 500 km de longitud, se ubica entre bloques corticales con distinto espesor y distinta topografía y ha influido en los patrones de fallamiento de la deformación cenozoica de México central (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Por otro lado, también se ha observado que separa dos estilos de

volcanismo en la Faja Volcánica Transmexicana. Ferrari (2000) observó que desde el *rift* de Colima hasta la SFTSMA, el volcanismo en la Faja Volcánica Transmexicana es principalmente monogenético y de composición andesítica, mientras que al oriente de la SFTSMA, el volcanismo predominante es poligenético.

La Falla del Bajío puede considerarse como un segmento del límite septentrional de la Faja Volcánica Transmexicana. Es una falla mayor que expuso al basamento en la Sierra de Guanajuato y es el límite meridional de los afloramientos de rocas volcánicas silíceas oligocénicas de la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental. Las rocas volcánicas ácidas reaparecen hasta Taxco, Gro., al sur de la FVTM.

En este trabajo nuestro principal objetivo es caracterizar detalladamente la deformación ocurrida en la transición entre la deformación oligocénica de la Mesa Central y la cuaternaria de la Faja Volcánica Transmexicana, con base en la cartografía geológica, la estratigrafía y la cinemática de las fallas de la región San Miguel de Allende-Querétaro. Además, se estudia la influencia de las fallas mayores en el patrón de fallas ortorrómbico observado en la zona de estudio y se analizan los mecanismos que liberaron la deformación.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio se ubica en la intersección de tres provincias fisiográficas: la Mesa Central, la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 1). La porción sur de la Mesa Central pertenece a la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental, ya que contiene como rasgo principal una voluminosa cantidad de rocas volcánicas silíceas emplazadas en su mayoría en un lapso corto cercano a los 30 Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). Los pulsos principales de volcanismo y extensión de la Mesa Central fueron relacionados con incrementos en las velocidades de expansión del fondo oceánico de la placa Farallón, la cual subducía a la placa Norteamericana (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a).

La Sierra Madre Oriental está compuesta principalmente por rocas marinas sedimentarias mesozoicas, deformadas por acortamiento producido por la Orogenia Larámide durante el Paleógeno y con poca o insignificante deformación extensional cenozoica (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

La Faja Volcánica Transmexicana contiene rocas

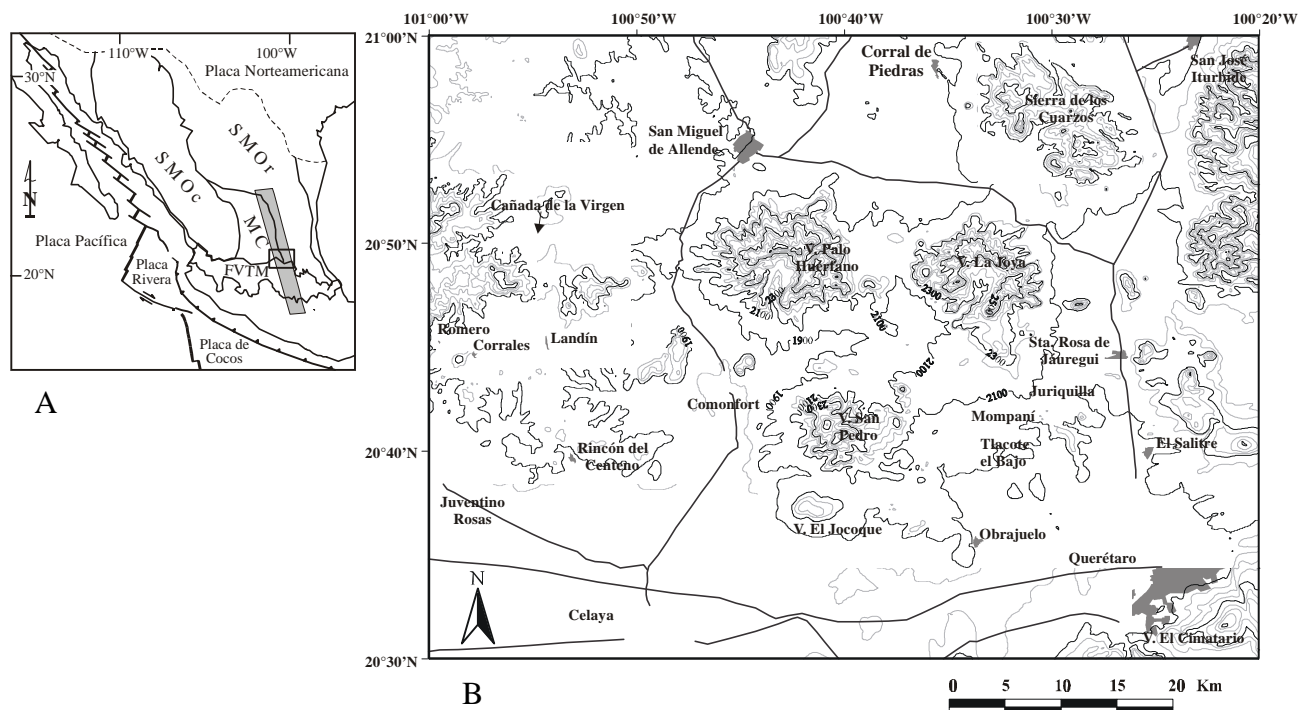


Figura 1. A: Mapa de localización del área de estudio. El poliedro gris muestra la zona del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende con respecto a las provincias geológicas SMOc: Sierra Madre Occidental, MC: Mesa Central, SMOr: Sierra Madre Oriental, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; el cuadro en la intersección de tres provincias muestra la localización del área de estudio. B: Mapa hipsográfico del área de estudio mostrando las localidades mencionadas en el texto. El área está constituida por cuatro cartas de INEGI escala 1:50,000, la Hoja San Miguel de Allende (F14C54) en el cuadrante NW, la Hoja Buenavista (F14C55) en el NE, la Hoja Celaya (F14C64) en el SW y la Hoja Querétaro en el SE (F14C65).

volcánicas de composición variada y cuyas edades van del Mioceno medio hasta el Holoceno, y se ha interpretado como un arco volcánico relacionado con la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la Placa Norteamericana (Ferrari, 2000). Cerca-Martínez *et al.* (2000), con base en varios fechamientos isotópicos, estudiaron entre Celaya y Guanajuato el paso del volcanismo de la Sierra Madre Occidental al de la Faja Volcánica Transmexicana, y documentaron que la actividad volcánica se redujo sustancialmente entre los 22 y los 14.6 Ma. Ferrari *et al.* (1999), por su parte, documentaron la evolución del arco volcánico de la Sierra Madre Occidental hacia el de la Faja Volcánica Transmexicana y mostraron que la orientación del eje mayor del arco cambió de NNW-SSE en el Oligoceno-Mioceno a E-W en el Plioceno-Reciente. Se sabe que la extensión dentro de los arcos volcánicos tiende a ser perpendicular a su eje mayor (Hamilton, 1995); por lo tanto, se espera que también la dirección de extensión haya cambiado durante el mismo lapso.

## ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía se estableció con base en la cartografía geológica escala 1:50,000 y fechamientos isotópicos publicados. Las unidades fueron agrupadas con el fin

de evidenciar la edad de los eventos de deformación. La clasificación de las unidades se hizo de acuerdo con criterios de campo y petrográficos (Figura 2).

## Rocas mesozoicas

### Unidad volcanosedimentaria

Estas rocas (Kvs en la Figura 2) corresponden a la unidad descrita por Martínez-Reyes (1992) como Secuencia Volcanosedimentaria Sierra de Guanajuato, la cual integra a las formaciones Esperanza y La Luz descritas por Echegoyén-Sánchez *et al.* (1970); forman parte del Terreno Guerrero, el cual aflora en todo el occidente de México (Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 1993). Dentro del área de estudio afloran en el escarpe de la falla de San Miguel de Allende, en los poblados Corrales, Landín, Rincón de Centeno y Juventino Rosas, y en la Sierra de los Cuarzos, ubicada al oriente de Corral de Piedras (Figuras 1 y 2). Se observan arenisca, lutita y pedernal, así como algunos horizontes de radiolarita. Estas litologías se intercalan con rocas volcánicas principalmente básicas, entre las que se identifican lavas, algunas de ellas con estructuras de almohadilla, así como diques y numerosas capas de material piroclástico. En general, a estas rocas se les observa un metamorfismo de grado bajo (esquistos verdes),

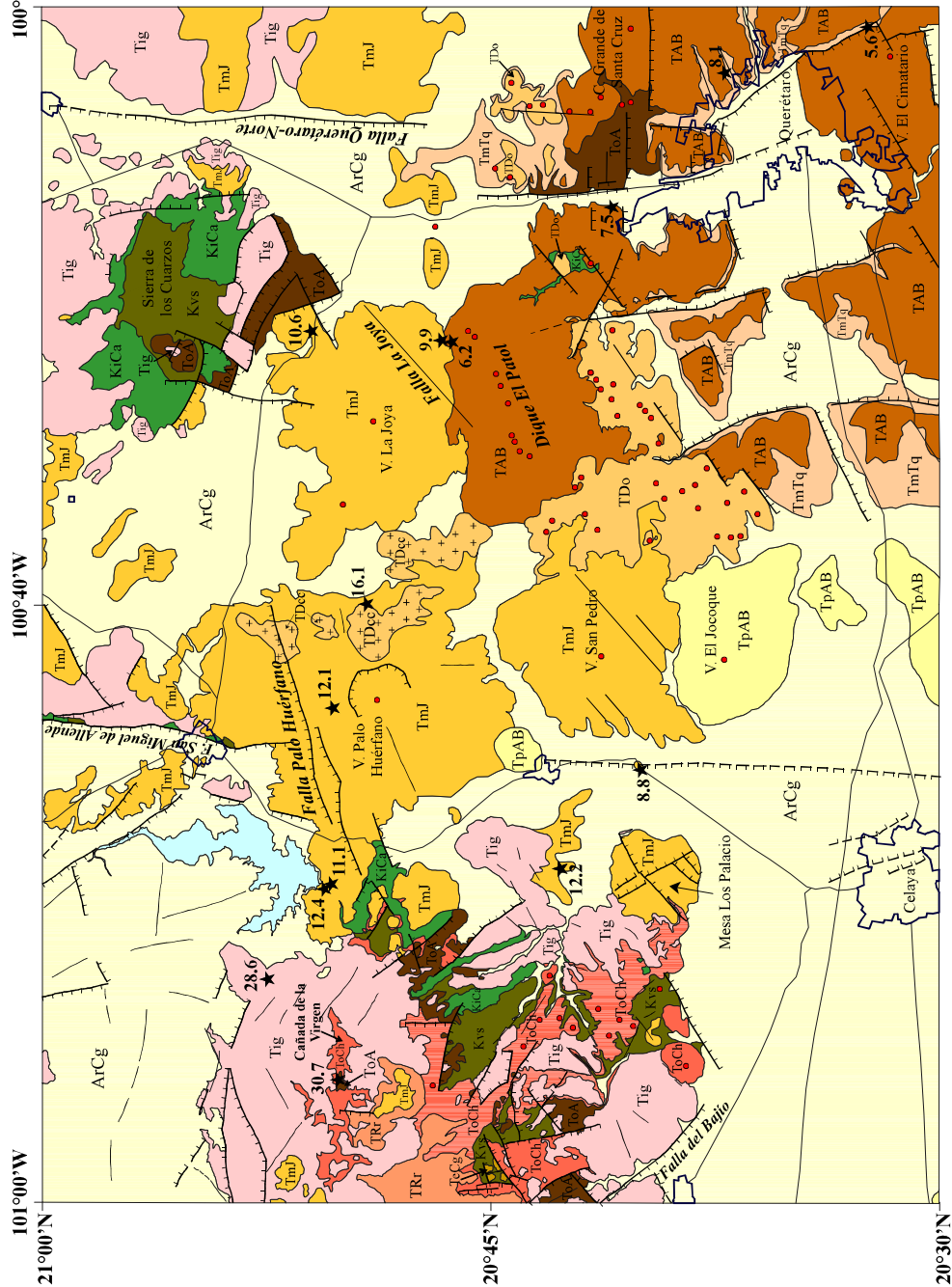
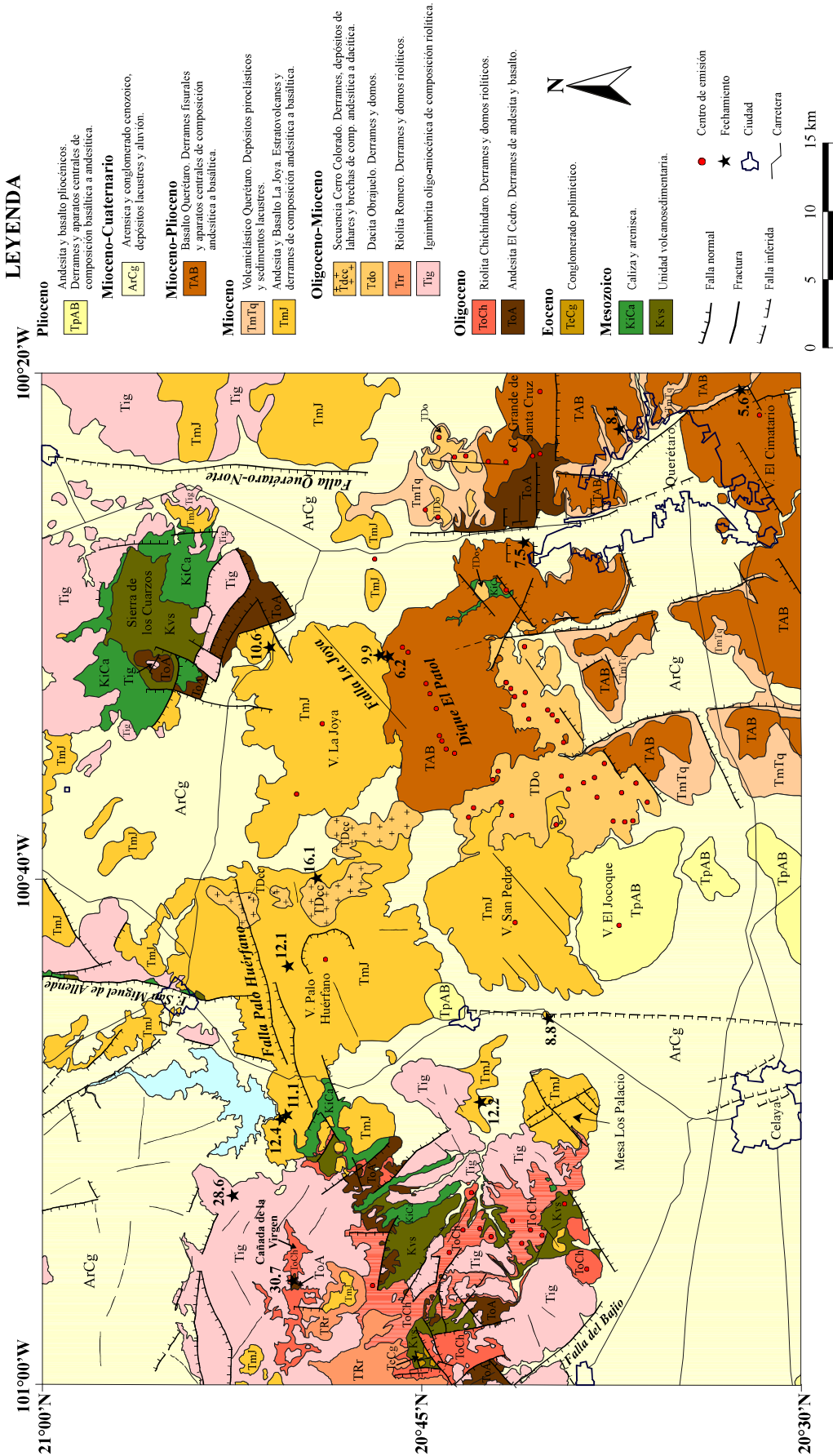


Figura 2. Mapa geológico de la región de estudio. La geología está basada en la cartografía de Pasquaré et al. (1991), Valdéz-Moreno et al. (1998), Vassallo et al. (1998), Nieto-Samaniego et al. (1999b, 1999c), y Reyes-Zaragoza (2001).

evidenciado por la presencia de la paragénesis albita-epidota-clorita en los metabasaltos. En las rocas metasedimentarias aparecen comúnmente filitas y pizarras.

### **Caliza y Arenisca**

La parte superior del paquete mesozoico está formado por caliza con intercalaciones de arenisca calcárea, marga y lutita (Kica en la Figura 2). Aflora al norte de Celaya en contacto con la unidad volcanosedimentaria. En el afloramiento de San Miguel de Allende se le observan vetillas de yeso y en la localidad de Juriquilla, Qro., únicamente están expuestas calizas arcillosas intercaladas con lutitas. Es notable que en el área de estudio la distribución de los afloramientos marca un lineamiento con dirección NE-SW que va desde Corrales hasta San José Iturbide. Se desconoce la unidad sobre la cual yace la secuencia mesozoica, se la observa cubierta en discordancia por sedimentos continentales conglomeráticos o por las rocas volcánicas oligocénicas del área. Su edad ha sido determinada por su contenido fósil en el afloramiento de San Miguel de Allende, donde Chiodi *et al.* (1988) reportaron una amonita de edad Aptiana-Albiana.

### **Conglomerado Polimíctico**

Esta unidad (TeCg en la Figura 2) aflora en la Sierra de Codornices (Nieto-Samaniego, 1990) y en la Sierra de Guanajuato (Echegoyén-Sánchez *et al.* 1970; Martínez-Reyes 1992) donde se la denomina Conglomerado Rojo de Guanajuato. Dentro del área de estudio, cerca del poblado de Corrales hay un afloramiento pequeño de esta unidad. Consiste de conglomerado y arenisca que generalmente tienen un color rojo. Sus mayores afloramientos se encuentran en la ciudad de Guanajuato. Intercalados con los conglomerados aparecen derrames de basalto y, ocasionalmente, de ignimbrita riolítica, así como diques y cuerpos intrusivos andesíticos y riolíticos. Estas rocas descansan discordantemente sobre el basamento mesozoico y son cubiertas, también de manera discordante, por la secuencia volcánica oligocénica. Su edad ha sido asignada al Eoceno atendiendo al contenido fósil encontrado en Guanajuato (Edwards, 1955) y por el fechamiento isotópico ( $49.3 \pm 1$  Ma, K-Ar roca total) reportado por Aranda-Gómez y McDowell (1998) para un derrame de basalto intercalado en el conglomerado.

### **Andesita El Cedro**

Esta unidad (ToA en la Figura 2) fue descrita en el Distrito Minero de Guanajuato por Echegoyén-Sánchez *et al.* (1970) y denominada Andesita Presa de Manantiales por Nieto-Samaniego (1990). Aflora ampliamente en la parte meridional de la Mesa Central yaciendo siempre bajo domos y derrames riolíticos oligocénicos.

En el área de estudio la Andesita El Cedro incluye

a las andesitas que afloran al norte de Celaya, en la Sierra de los Cuarzos y en el poblado El Salitre, Qro. La unidad consiste principalmente de lavas y contiene algunas tobas; su composición varía de basalto a andesita. Su espesor es muy variable, en algunos lugares supera los 100 m. Es evidente que estas rocas se depositaron sobre una superficie muy irregular, ya que se las observa descansando directamente sobre el basamento mesozoico y en ocasiones, intercalada con lavas y rocas piroclásticas de composición ácida pertenecientes a la base de la Riolita Chichíndaro, o bien yaciendo sobre el conglomerado polimíctico. La edad que se le asigna es Oligoceno medio, basada en los fechamientos K-Ar de la Andesita El Cedro obtenidos por Cerca-Martínez *et al.* (2000) de  $30.6 \pm 0.4$  Ma y  $30.7 \pm 0.6$  Ma (Figura 2). La primera edad corresponde a la Andesita Presa Manantiales y se ubica fuera del área de estudio ( $20^{\circ}52.8'N$ ,  $101^{\circ}1.58'W$ ).

### **Riolita Chichíndaro**

La Riolita Chichíndaro (ToCh en la Figura 2) está formada por domos y derrames de composición ácida que forman un campo muy extenso, el cual cubre gran parte de la porción sur de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996, 1999a). Fue descrita originalmente por Echegoyén-Sánchez *et al.* (1970) en el Distrito Minero de Guanajuato y es correlacionable con la Riolita San Miguelito descrita en San Luis Potosí por Labarthe-Hernández *et al.* (1982). La mayor parte de esta unidad está formada por domos de lava, cuya composición característica es riolita rica en sílice y alta en potasio (Orozco-Esquivel *et al.*, 2000). También se ha reconocido la presencia, aunque en volúmenes subordinados, de traquita y riolacita. Asociados a las lavas se observan ignimbritas, tobas, vitrófidos y brechas, los cuales comúnmente forman parte de las estructuras dómicas. El espesor observado varía típicamente entre 100 y 150 m, pero llega a alcanzar hasta 400 m.

Los domos de la Riolita Chichíndaro intrusionan al basamento mesozoico, siendo común observar derrames de riolita cubriendo discordantemente a las rocas mesozoicas. En algunos lugares se observan derrames de su base intercalados con lavas de la Andesita El Cedro. Su edad ha sido obtenida por fechamientos isotópicos en las cercanías de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y en las sierras de San Felipe, Guanajuato y Codornices (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) asignándole una edad cercana a los 30 Ma.

### **Ignimbrita Oligo-Miocénica**

En esta unidad (Tig en la Figura 2) se agrupan ignimbritas con un rango de edad amplio. Incluye a las rocas que afloran en el bloque levantado de la falla de San Miguel de Allende, el conjunto de tobas e ignimbri-

tas que se ubican en la Cañada de la Virgen, y las ignimbritas que afloran en la Sierra de los Cuarzos y al sur de San José Iturbide. Los afloramientos de esta unidad aparecen en casi toda el área de estudio y se extienden fuera de ella ampliamente. La litología principal que constituye esta unidad es ignimbrita de composición ácida, presenta grados distintos de piroconsolidación, aunque en mayor proporción se la observa poco soldada. Las ignimbritas se intercalan con depósitos tobáceos y con vitrófidos, su espesor máximo fue estimado en 200 m, pero comúnmente no supera los 100 m.

Las ignimbritas yacen discordantemente sobre el basamento mesozoico, o bien sobre la Riolita Chichíndaro. En la región de la Cañada de la Virgen se las observa intercaladas con la Andesita El Cedro y son cubiertas por derrames y domos de la Riolita Romero. Su edad se ubica en el Oligoceno tardío. Nieto-Samaniego *et al.* (1996) reportaron dos fechas isotópicas de esta unidad realizadas por el método K-Ar en separados de sanidino; una de ellas se realizó en las capas inferiores de la secuencia ignimbítica que aflora en la Cañada de la Virgen dando  $28.6 \pm 0.7$  Ma y la otra en uno de los miembros superiores, denominado Ignimbrita San Nicolás, donde se obtuvo una edad de  $24.8 \pm 0.6$  Ma. Por otra parte, Cerca-Martínez *et al.* (2000) fecharon la parte superior de esta secuencia en la Mesa San José, obteniendo una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $23.0 \pm 0.3$  Ma. Por su litología y edad, al menos la parte inferior de esta unidad, se puede correlacionar con la Ignimbrita Cuatralba, que aflora en la Sierra de Guanajuato y cuya edad es del Oligoceno ( $28.2 \pm 0.7$  Ma) (Nieto Samaniego *et al.*, 1996), y con la ignimbrita que aflora al norte de la ciudad de Querétaro, ya que Aguirre-Díaz y Martínez-López (en prensa) reportaron una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $29.3 \pm 0.3$  Ma ( $20^\circ 47.38'N$ ,  $100^\circ 5.7'W$ ) para esas rocas.

### Arenisca y Conglomerado cenozoicos

Agrupamos en esta unidad (ArCg en la Figura 2) a los sedimentos aluviales y lacustres que rellenan las depresiones en toda el área de estudio. Las depresiones mayores reconocidas son El Bajío y las cuencas asociadas a las fallas de San Miguel de Allende y de Querétaro. Estos sedimentos no afloran en las sierras pero sí en las partes bajas, atestiguando que dichos depósitos sedimentarios constituyen el relleno de cuencas continentales. La litología de esta unidad la conforman principalmente areniscas y conglomerados, aparecen también margas y lutitas, algunos lentes de caliza y pedernal, y en distintos niveles aparecen intercaladas tobas de caída y material piroclástico retrabajado. En Querétaro y El Bajío, casi toda la unidad está cubierta por suelo debido a que se trata de planicies.

Al poniente de San Miguel de Allende, aparecen intercaladas tobas e ignimbritas de la Ignimbrita Oligo-Miocénica. Hay también intercalados derrames de basalto y andesita, así como depósitos de lahar de composi-

ción básica que correlacionamos con la Andesita y Basalto La Joya (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c). Nieto-Samaniego (1990) reporta para el Graben de la Saucedá, ubicado al poniente de San Miguel de Allende, que la Ignimbrita San Nicolás, del Oligoceno tardío, está intercalada en estos sedimentos. Hacia su cima, la secuencia sedimentaria alcanza el Pleistoceno, documentado por fósiles de vertebrados encontrados en las cercanías de San Miguel de Allende (Carranza-Castañeda *et al.*, 1994). De esta manera, la edad de esta unidad abarca de finales del Oligoceno al Pleistoceno.

El espesor de esta unidad es variable según la cuenca de que se trate, en los afloramientos de San Miguel de Allende se pueden observar disecciones fluviales de hasta 100 m sin que se observe su base (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c); en El Bajío, en los alrededores de Celaya, los espesores reportados varían entre 16 y 240 metros (Trujillo-Candelaria, 1985); en Querétaro, los espesores reportados son de hasta 350 m (Comisión Nacional del Agua, 1996), mientras que cerca de León, Gto., Hernández-Laloth (1991) reporta hasta 500 m.

### Riolita Romero

Esta unidad (TRr en la Figura 2) está formada por los derrames de riolita que afloran en los alrededores de la Cañada de la Virgen y que parecen extenderse hacia el poniente y surponiente de ese lugar. Se observan también algunas estructuras volcánicas que probablemente constituyan domos riolíticos. Los derrames tienen líneas de flujo bien desarrolladas y se les observa gran cantidad de esferulitas. El espesor de estos derrames en las partes más gruesas es de 150 m. No existen fechamientos de estas rocas, por lo que su edad es asignada únicamente por su posición estratigráfica; yace discordantemente sobre la Riolita Chichíndaro del Oligoceno inferior y está cubierta por los derrames de la Andesita y Basaltos La Joya del Mioceno tardío. Por lo anterior le asignamos una edad entre el Oligoceno y el Mioceno medio.

### Dacita Obrajuelo

Aquí se les nombra Dacita Obrajuelo (TDo en la Figura 2) a las rocas volcánicas efusivas que afloran en la Hoja Querétaro a manera de domos y que forman un amplio tren estructural de dirección NE, desde el volcán San Pedro hasta Santa Rosa de Jáuregui. Estas rocas son de color rosa y ricas en fenocristales de andesina, contienen además feldespato potásico, biotita y relictos de anfíbol. López-Hernández (1996) les dio el nombre de Riolita Obrajuelo, sin embargo nosotros preferimos denominarla Dacita por su bajo contenido de cuarzo y la composición de las plagioclasas. Los domos alcanzan alturas entre 150 y 200 m desde su base hasta la cima. Por su distribución, posición estratigráfica, y mineralogía, en esta unidad se incluye a un cuerpo ígneo de textu-

ra porfídica y composición intermedia que aflora en Juriquilla. Aunque la distribución de esta unidad se ha restringido a la Hoja Querétaro únicamente, existe la posibilidad de que sea correlacionable con la secuencia Cerro Colorado. No se ha podido observar la base de la Dacita Obrajuelo, se la observa cubierta discordantemente por derrames del Basalto Querétaro de  $6.2 \pm 0.6$  Ma (Valdéz-Moreno *et al.*, 1998) y del volcán San Pedro, por lo que se le asigna tentativamente una edad entre el Oligoceno y el Mioceno medio.

### Secuencia Cerro Colorado

Se le denomina así a los derrames, depósitos de lahar y brechas de composición andesítica y dacítica que forman un domo en el flanco oriental del volcán Palo Huérfano. Esta unidad fue descrita por Pérez-Venzor *et al.* (1996) quienes reportaron una edad K-Ar en plagioclasas de  $16.1 \pm 1.7$  Ma. Esta unidad subyace a derrames del volcán Palo Huérfano.

### Andesita y Basalto La Joya

En este estudio se define como Andesita y Basalto La Joya a los productos volcánicos de composición básica e intermedia provenientes de los estratovolcanes Palo Huérfano, La Joya, San Pedro y otros derrames y aparatos menores que afloran en las mesas ubicadas en la parte sur de la Sierra de Guanajuato.

Los volcanes Palo Huérfano y San Pedro tienen un desnivel mayor que 800 metros con respecto al valle, mientras que el volcán La Joya tiene un desnivel de 550 m y los derrames tienen espesores menores que 70 m. Los derrames que coronan la sierra ubicada al Norte y Noreste de Celaya se correlacionan con los derrames que afloran bajo el volcán Palo Huérfano. En esta unidad también se incluyen los depósitos de lahar provenientes del volcán Palo Huérfano que se ubican al norponiente de la falla San Miguel de Allende.

Esta unidad yace discordantemente sobre la ignimbrita San Nicolás, la Riolita Romero, la Dacita Obrajuelo y las Rocas mesozoicas. Sobre ella descansan el Volcanicliástico Querétaro y el Basalto Querétaro. También es común observar derrames de basalto perteneciente a esta unidad intercalados con la unidad Arenisca y Conglomerado cenozoicos en la depresión de San Miguel de Allende. Su edad se ubica en el Mioceno medio ya que las edades conocidas varían de 12.4 (volcán Palo Huérfano; Pérez-Venzor *et al.*, 1996) a  $9.9 \pm 0.4$  Ma (volcán La Joya, Valdéz-Moreno *et al.*, 1998) (Figura 2).

### Volcanicliástico Querétaro

Se denomina así a los depósitos fluviales, aluviales, lacustres y piroclásticos no consolidados y compues-

tos principalmente de fragmentos de pómez y otros materiales volcánicos, que se encuentran cartografiados en la Hoja Querétaro (TmTq en la Figura 2). Los mejores afloramientos están en las canteras ubicadas en los escarpes de las fallas, su espesor es variable, el máximo espesor medido fue de cerca de 100 m en la autopista México-Celaya. En las cercanías de la ciudad de Querétaro, algunas capas contienen más de 80% de clastos de pómez de varios centímetros de diámetro, son de color claro, y están intercaladas con sedimentos lacustres arenosos. En Mompaní se observaron areniscas de color café claro bien estratificadas intercaladas con limolitas. En algunos bancos de material están expuestos horizontes con pómez blanca con abundantes cristales de biotita muy bien preservados. En el extremo noreste de la Hoja Querétaro, se observó que bajo los basaltos aflora una toba de caída libre compuesta por pequeños fragmentos de tamaño uniforme de pómez de color oscuro.

Esta unidad se encuentra subyaciendo al Basalto Querétaro y cubre a la Dacita Obrajuelo, la Andesita El Cedro y a la Andesita y Basalto La Joya. La formación de estos depósitos está relacionada con el volcanismo del Mioceno medio y tardío. La edad de estos depósitos en el centro de la Hoja Querétaro se deduce anterior al Basalto Querétaro fechado en  $7.5 \pm 0.5$  Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, en prensa).

Los sedimentos se depositaron en depresiones topográficas, por lo que su distribución puede delimitar las zonas elevadas en el tiempo del depósito. Si se observa el mapa de la Figura 2, estas zonas elevadas corresponden a los afloramientos actuales de la Andesita El Cedro en El Salitre, a la secuencia mesozoica en Juriquilla y al tren NE de la Dacita Obrajuelo.

### Basalto Querétaro

Se agrupa en esta unidad (TAB en la Figura 2) a los derrames fisurales, aparatos centrales y conos cineríticos, de composición basáltica, del Mioceno tardío. Pasquaré *et al.* (1991) los incluyen en la Secuencia Máfica de Querétaro y López-Hernández (1996) los denomina también Basalto Querétaro. Sin embargo, a diferencia de ellos, nosotros diferenciamos el volcanismo del Mioceno medio (Andesita y Basalto La Joya) del volcanismo del Mioceno tardío (Basalto Querétaro) con base en los numerosos fechamientos isotópicos que se han reportado para esta región. Esto nos ha permitido establecer una cronología fina de las fases de deformación de la zona.

En esta unidad se agrupan los siguientes eventos volcánicos: (a) Los derrames del norte de la Hoja Querétaro, que provienen de una colada de basalto de más de 4 km de longitud proveniente del dique El Patol, reconocido por la alineación de siete conos. (b) El Cerro Grande de Santa Cruz, el cual es un volcán escudo cuyas lavas se observan esparcidas más de 10 km hacia el oriente, mientras que hacia el sur y el poniente las lavas están

cortadas por fallas. (c) El volcán El Cimatario, también de composición basáltica, ubicado en el extremo surponiente de la Hoja Querétaro. (d) Otras fuentes de emisión menores que formaron las mesetas del centro y sur de Querétaro, las cuales comúnmente se ubican en la intersección de dos sistemas de fallas.

El Basalto Querétaro sobreyace al Volcaniclastico Querétaro, a la Andesita El Cedro y a la Dacita Obrajuelo y subyace a los depósitos sedimentarios aluviales y lacustres que rellenan la fosa de Querétaro. Los basaltos han sido fechados en  $8.10 \pm 0.8$  Ma, en las cercanías del aeropuerto de la ciudad de Querétaro (Pasquarè *et al.*, 1991), en  $7.5 \pm 0.5$  MA al norte de Querétaro (Figura 2, Aguirre-Díaz y López-Martínez, en prensa), en  $6.2 \pm 0.6$  Ma en el derrame proveniente del dique El Patol (Valdez-Moreno *et al.*, 1998) y en  $5.6 \pm 0.4$  Ma en el volcán Cimatario (Aguirre-Díaz y López-Martínez, en prensa).

### Andesita y Basalto pliocénicos

En esta unidad (TpAB en la Figura 2) agrupamos los derrames de basalto y los aparatos centrales más jóvenes del área de estudio, tienen composición andesítica a basáltica y se emplazaron a lo largo de la falla San Miguel de Allende, en su parte meridional. El volcán El Jocoque, perteneciente a esta unidad, presenta menor grado de disección que los volcanes miocénicos.

Esta unidad se correlaciona, por su apariencia morfológica, con los volcanes Culiacán y Cerro Grande (también conocido como La Gavia), ambos ubicados al Sur de Celaya y fechados en  $2.10 \pm 0.24$  Ma y  $2.27 \pm 0.27$  Ma, respectivamente (Ban *et al.*, 1992).

## DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

La región se caracteriza por presentar numerosas fallas de edad cenozoica, muchas de ellas forman depresiones topográficas constituidas en cuencas de depósito. En la zona de estudio hay cuatro grupos principales de fallas: la falla San Miguel de Allende, el sistema de fallas de Querétaro, el Sistema NE-SW, y el Sistema de fallas del Bajío. Todas estas fallas cortan unidades estratigráficas de edad terciaria. Una síntesis de la información contenida en este capítulo se ofrece en la Tabla 1.

### Falla San Miguel de Allende

La falla San Miguel de Allende (FSMA) se compone de una falla principal segmentada, que forma el escarpe donde se ubica la ciudad de San Miguel de Allende (Figura 3). La FSMA se dividió en tres segmentos: el segmento norte forma un desnivel máximo de 50 m y se

extiende fuera del área de estudio, desde el poblado de Las Liebres hasta San Andrés (Figura 3), su dirección es N-S. El segmento centro forma un escarpe con dirección N-S de 38 km de longitud y 200 m de desnivel en promedio, cuyo límite sur es el volcán Palo Huérfano (VPH). Este segmento corta los primeros derrames de lava de este volcán (Figura 3). El segmento meridional está sepultado por los productos del VPH y por sedimentos continentales, su continuación hasta la ciudad de Celaya se infiere por el curso del Río Laja y fue documentada en el subsuelo por información de pozos (Trujillo-Candelaria, 1985). Más hacia el sur, el rasgo hipsográfico persiste hasta la latitud de Salvatierra, Gto.

La FSMA corta las siguientes unidades estratigráficas: a) Rocas mesozoicas; b) ignimbritas riolíticas de edad oligocénica  $28.6 \pm 0.7$  Ma (K-Ar, sanidino, Nieto-Samaniego *et al.*, 1996); c) sedimentos lacustres y aluviales cuya edad varía de oligocénica ( $24.8 \pm 0.6$  Ma, en una ignimbrita intercalada, Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) a pleistocénica (obtenida por determinaciones paleontológicas, Carranza-Castañeda *et al.*, 1994); d) lava, tefra y depósitos de lahar de composición andesítica que corresponden a una primera fase de actividad del VPH. Por otra parte, el cuerpo principal del VPH cubre a la FSMA.

En el sector norte se han reconocido grietas sobre la traza de la falla que cortan a los sedimentos de edad pleistocénica y suelos, mientras que en el sector centro la falla corta solamente a los primeros productos del VPH emitidos en el Mioceno medio. Se desconoce cuáles rocas son afectadas por el sector sur de la falla, ya que está cubierta por el VPH y por sedimentos continentales.

En el sector centro no hay sedimentos lacustres en el bloque levantado, por ello se infiere que el escarpe en la falla sirvió como límite a la cuenca de depósito. La edad de esa actividad debió ser oligocénica, ya que la falla desplaza a la ignimbrita oligocénica que aflora al norte de San Miguel de Allende y, en la cuenca de depósito, la Ignimbrita San Nicolás de 24 Ma se encuentra intercalada en los depósitos lacustres. El basculamiento de los sedimentos en la sección A-A' (Figura 3) evidencia una segunda fase de movimiento en la falla, posterior al depósito de la parte baja de los sedimentos lacustres y anterior al emplazamiento del cuerpo principal del VPH.

Los perfiles topográficos de las secciones de la Figura 3 muestran diferencias en su forma. Hacia el oriente de la FSMA, en la sección A-A', hay una sola superficie de erosión, mientras que en la B-B' hay dos superficies de erosión: una muy inclinada, ubicada en el escarpe de la falla, y la otra, casi horizontal, que hizo retroceder los afloramientos de andesita hacia el Oriente. Los derrames de andesita en ambos lados de la falla pudieron emplazarse con el desnivel que se observa en las secciones, o bien, aún cuando se hayan depositado en distintas elevaciones, haber sufrido desplazamiento relativo posterior. Por otra parte, el perfil de la sección



Tabla 1. Características de las fallas de la región San Miguel de Allende- Querétaro.

Nombre de falla	Edad (Ma)				Desplazamiento vertical (m)	Rumbo Dir. Echado	Longitud (km)	Unidad fechada
	Oligoceno	12-9	7-5	<5				
<b>Sistema N-S</b>								
FSMA Centro	X	12			450	N05°E/W	38	Tig Andesita Allende TmJ
FSMA Sur					¿?	N00°E/W	50*	¿?
5 de Febrero			7-5		100	N00°W/W	14	Volcán Santa Cruz (7.5Ma). TmAB
Querétaro norte	X				>100	N00°E/W	10-40*	TmJ
Querétaro centro			7-5		50	N00°E/W	15	Volcán Santa Cruz (7.5Ma). TmAB
Querétaro sur				<5.3	80	N22°W/W	25.5	Volcán Cimatario. TmAB
Tlacote			X		80	N13°W/E	20	TmAB .
San Bartolomé			X		80	N05°W/E	27	TmAB
<b>Sistema NE-SW</b>								
Palo Huérfano*		12-11			>>150	N58°E/NW	60 *	Riolita Chichíndaro. ToCh
Palo Huérfano					<50	N68°E/NW	20	Volcán Palo Huérfano. TmJ
La Joya			9-6		<50	N48°E/SE	40	Volcán La Joya. TmJ
Dique El Patol			6		<<50	N60°E	10	TmAB
Ixtla	X				>>100	N50°E/SE	~30	TDo
Central			7-5		50	N65°E/SE	22	TmAB
Sur				<5.3	50	N70°E/N	16	Volcán Cimatario. TmAB
Huimilpan				<5.3	>100	N80°E/N	7.5	

En la última columna se utilizó el nombre original de la unidad más joven cortada por las fallas y por lo tanto que fecha el evento de deformación; en abreviaturas la unidad correspondiente utilizada en este trabajo (Figura 2). Se utilizó X cuando la edad de actividad de las fallas se infiere por correlación litoestratigráfica. FSMA: Falla San Miguel de Allende. \*: Estructura parcialmente inferida. Nótese que algunas fallas tienen más de una fase de actividad. Para mayor explicación ver el texto.

B-B' puede ser explicado suponiendo respuestas a la erosión muy diferentes para la andesita y la ignimbrita, o bien, considerando que hubo dos etapas de fallamiento.

Dado que las dos secciones tienen las mismas litologías, que se ubican muy cerca una de la otra y que en la sección A-A' se documentaron dos fases de movimiento, se considera como la explicación más razonable del perfil B-B' la presencia de dos etapas de fallamiento sobre la misma estructura. La primera etapa creó el escarpe coronado por andesita y una fase de erosión la hizo retroceder, la segunda etapa de fallamiento formó un nuevo desnivel que propició una nueva fase de erosión; esa erosión debió ser principalmente vertical en el escarpe de la falla, formando depósitos de talud, y horizontal en las andesitas, haciéndolas retroceder hacia el oriente.

En la sección A-A' se pudo medir un desplazamiento vertical de 280 m en la falla principal y un míni-

mo de 50 m, en una falla asociada. En la sección B-B' se determinó un desnivel vertical de la Andesita y Basalto La Joya de 350 m; si se considera que el espesor de los sedimentos lacustres en las partes cercanas a la ubicación de las secciones supera los 100 m, entonces el desplazamiento vertical (*throw*) total mínimo es de 450 m. Estos desplazamientos representan la suma de los movimientos verticales posteriores al depósito de la ignimbrita oligocénica, menos el espesor de los sedimentos lacustres y la erosión ocurrida antes del depósito de la andesita. No se observaron evidencias morfológicas ni estratigráficas que apoyen la idea de movimientos a rumbo importantes.

De lo expuesto se concluye que se trata de una falla de movimiento normal, que los sectores que la constituyen tuvieron actividad en tiempos diferentes, que tiene un desplazamiento vertical mínimo de 450 m en su sector centro, y que tuvo al menos dos fases de actividad durante el Oligoceno y el Mioceno medio.

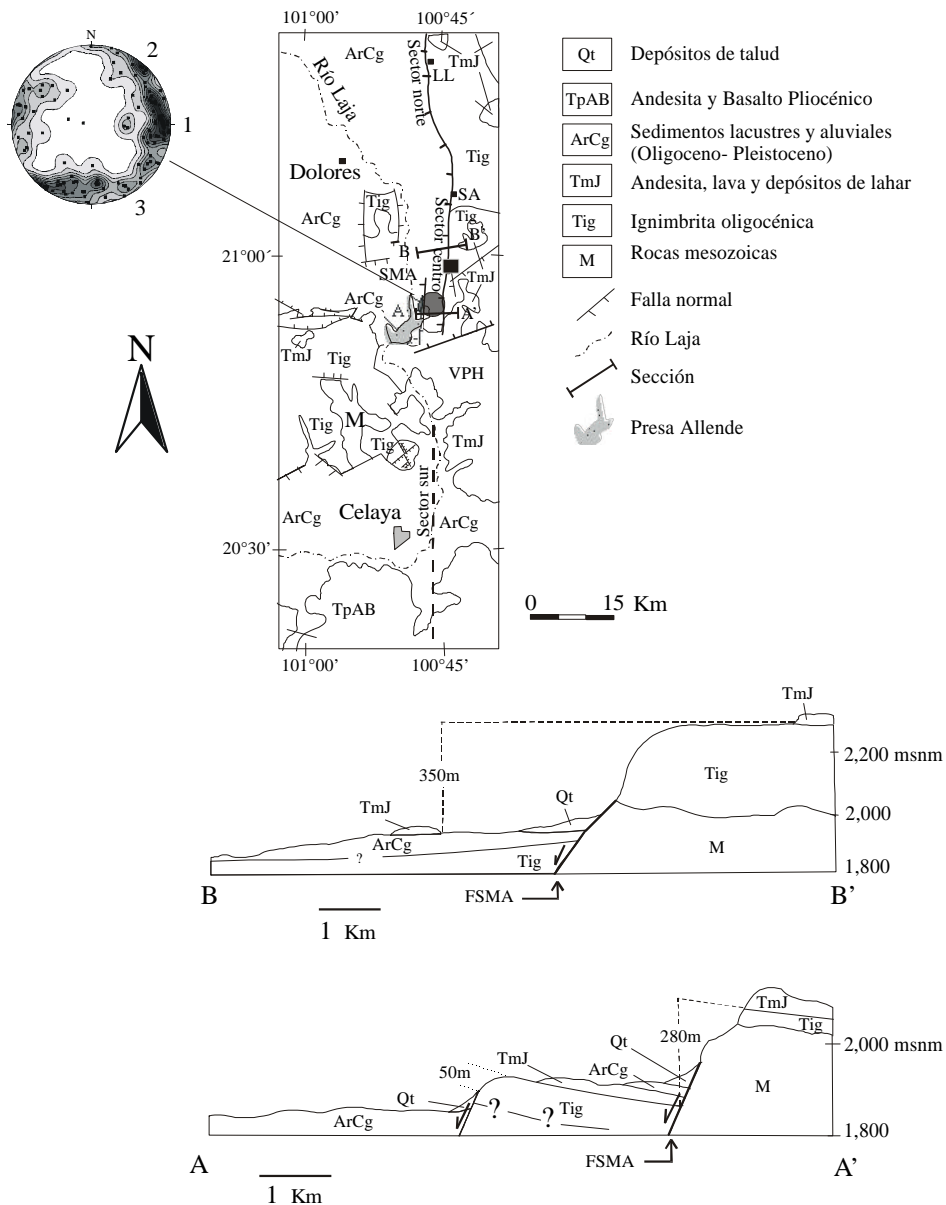


Figura 3. Mapa geológico simplificado y secciones estructurales de la región circundante a la Falla San Miguel de Allende. Red de proyección equiareal con 186 polos de fallas y las densidades de los polos medidos en la zona marcada con un círculo gris en el mapa. La concentración 1 corresponde a las fallas que pertenecen a la falla de San Miguel de Allende; la concentración 2, corresponde a las fallas del sistema NW-SE y las concentraciones en 3 corresponden a las fallas E-W y NE-SW. Una explicación detallada de las secciones se ofrece en el texto. SMA: San Miguel de Allende, LL: Las Liebres, SA: San Andrés, VPH: Volcán Palo Huérano.

### Sistema de fallas de Querétaro

El sistema de fallas de Querétaro está compuesto por cuatro fallas paralelas con orientación aproximada N-S. Las fallas principales son la falla Querétaro, la falla 5 de Febrero, la falla Tlacote, y la falla San Bartolomé.

#### Falla Querétaro

La falla Querétaro es de tipo normal y tiene una longitud de 61 km; se dividió en tres sectores:

La traza de la falla Querétaro-norte es evidenciada por el límite poniente del alto topográfico entre San José

Iturbide y Santa Rosa de Jáuregui (Figura 2). El escarpe tiene una orientación N-S y se extiende por más de 10 km, poniendo en contacto ignimbritas riolíticas de 29.3 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, en prensa) y basaltos del Mioceno medio, con depósitos sedimentarios pertenecientes a la unidad de Arenisca y Conglomerado cenozoicos. Al norte de San José Iturbide, la traza de la falla se proyecta hacia una planicie de relleno aluvial, por lo que no se descarta la posibilidad que la estructura continúe sepultada por sedimentos jóvenes. La actividad de este sector debió ser posterior al Mioceno medio, que es la edad de los basaltos desplazados, y

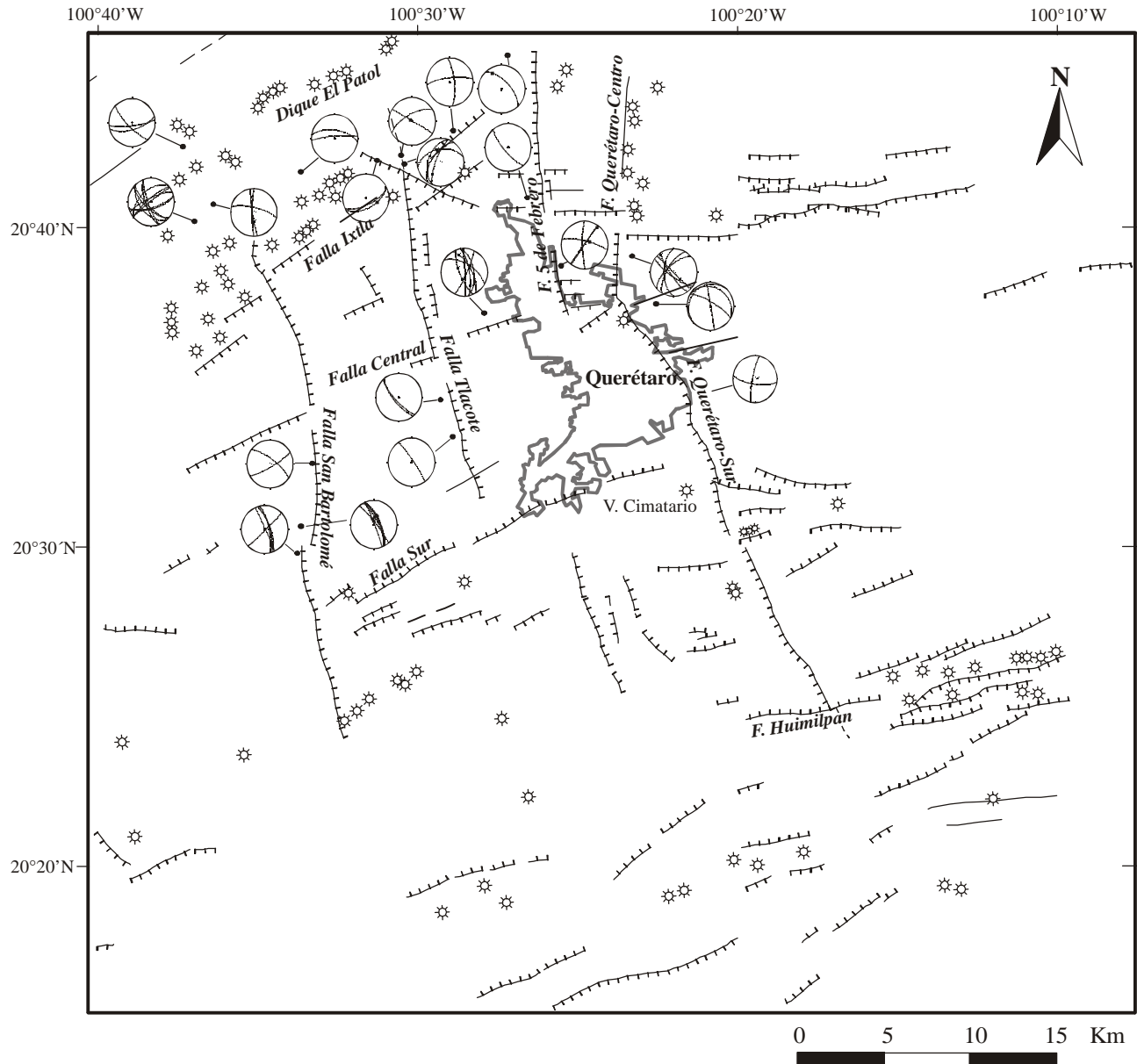


Figura 4. Mapa estructural de la región de Querétaro, mostrando el Sistema de fallas de Querétaro y los centros de emisión. Se muestra el sitio donde se realizó la medición de fallas y su proyección en estereogramas (proyección equiareal, hemisferio inferior)

anterior a la actividad de los sectores central y meridional, ya que este escarpe está considerablemente más erosionado.

El sector central de la falla Querétaro, con 15 km de largo, no muestra un escarpe bien desarrollado, aunque en su extremo meridional produjo un desplazamiento vertical de 50 m en lavas del volcán Santa Cruz. Desde el norte de El Salitre, hasta Santa Rosa de Jáuregui, la falla es sugerida por la alineación de fuentes de emisión volcánica del Basalto Querétaro y de la Dacita Obrajuelo (Figura 4) y desniveles topográficos menores,

sin que se observe un escarpe de falla.

La falla Querétaro-sur, con traza de 25.5 km de largo, muestra una orientación  $N22^{\circ}W$  y ángulo alto (Figura 4). Esta falla corta a los Basaltos Querétaro y expone al Volcanoclástico Querétaro a lo largo de su escarpe. La roca más joven desplazada por esta falla corresponde a las lavas del volcán Cimatario. El desplazamiento vertical promedio es de 80 m. La falla Querétaro-sur está cortada por fallas con dirección ENE. Esta relación se evidencia por el truncamiento que presenta el escarpe N-S en el costado este del volcán Cimatario

(Figura 4). En ese lugar hay además un alineamiento de centros de emisión con dirección ENE. La falla Querétaro termina en la falla Huimilpan de rumbo N80°E cuyo escarpe se observa con un grado de erosión mínimo.

Concluimos que la falla Querétaro es una falla de tipo normal, con un desplazamiento máximo de 80 m observado en el sector sur. La actividad a lo largo de la falla ocurrió en tiempos diferentes, presentándose la más antigua en el sector norte, presumiblemente entre los 10 y 7 Ma, y la más joven hacia el sur, donde tuvo actividad en el Mioceno tardío, posterior a los 5.3 Ma.

#### **Falla 5 de Febrero**

La falla 5 de Febrero es de tipo normal, tiene 14 km de largo, una dirección N-S (Figura 4) y se le calculó un desplazamiento vertical de 100 m. Esta falla corta a los derrames del Basalto Querétaro fechado en 7.5 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, en prensa). La falla 5 de Febrero se ubica 5 km al poniente del sector central de la falla de Querétaro. Estas estructuras constituyen un relevo izquierdo entre dos fallas normales, observándose que en la zona del relevo la diferencia de elevación fue suficiente para formar una serie de fallas de orientación ~E-W y desplazamiento oblicuo, que acomodaron la deformación en la rampa de relevo (*relay ramp*). Ojeda-García et al. (2000) describen con detalle la geometría y cinemática de la transferencia entre el sector sur de la falla de Querétaro y la falla 5 de Febrero.

#### **Falla Tlacote**

Esta falla también es de tipo normal, su escarpe se observa por más de 20 km (Figura 4). Está constituida por dos segmentos separados por la falla Central, con orientación ENE-WSW, cuya expresión topográfica y relaciones de corte indican que es anterior a la falla Tlacote.

El desplazamiento vertical fue de 80 m. Tanto en el bloque levantado como en el hundido se encuentra el Basalto Querétaro. La edad de actividad de esta falla es más joven que 7.5 Ma y no afecta a los derrames del dique El Patol de 6.2 Ma. Sin embargo, no se pudo esclarecer inequívocamente si la falla termina al sur de los derrames o si está sepultada por ellos (Figura 2).

#### **Falla San Bartolomé**

Esta falla se extiende desde las inmediaciones de los afloramientos de la Dacita Obrajuelo hasta 27 km al sur (Figura 4); tiene como rasgo distintivo la presencia de manantiales de agua caliente y *geisers* a lo largo de su traza (López-Hernández, 1996). La orientación de la falla varía de NNW a N-S y es de tipo normal. El escarpe tiene cerca de 100 m de altura en el sector norte y 50 m en el segmento sur. Estos dos sectores están separados por la falla Central, la cual tiene rumbo ENE-SSW. A lo largo del bloque levantado se localiza el Basalto Querétaro, mientras que en el hundido aparecen sedimentos de la Arenisca y Conglomerado cenozoicos.

El desplazamiento máximo se calculó superior a 100 m para el sector norte. La edad de la falla se infiere sincrónica con la falla Tlacote y la falla 5 de Febrero, atendiendo al grado de erosión del escarpe y a las unidades estratigráficas que corta.

#### **Sistema de Fallas NE-SW**

En el área de estudio se observa un sistema de estructuras NE-SW compuesto por fallas normales y alineamientos de fuentes de emisión volcánica. Las fallas cartografiadas están constituidas por segmentos de fallas normales de ángulo alto, con longitudes menores que 15 km y con escarpes que varían de 30 a 100 m. El rumbo de las fallas varía de ENE a NE. Las fallas mejor desarrolladas y con actividad más reciente se encuentran hacia la parte SE del área de estudio (Figura 4).

Aunque dentro del área de estudio existen numerosas fallas de este sistema, se agruparon en estructuras principales que denominamos: falla Huimilpan, falla Sur, falla Central, falla Ixtla, dique El Patol, falla La Joya y falla Palo Huérfano (Figuras 2 y 4).

#### **Falla Huimilpan**

La falla Huimilpan, con orientación N80°E y buzamiento al N, tiene una longitud de 7.5 km y corta a la falla Querétaro-sur. Tiene un escarpe bien definido con un desnivel entre 50 y 100 m. En el bloque levantado afloran rocas volcánicas ácidas de edad desconocida y en el bloque hundido material epiclástico. Su desplazamiento se estima mayor que 100 m.

#### **Falla Sur**

La falla Sur está compuesta por varios segmentos con orientación N70°E y con longitudes de aproximadamente 5 km, estas estructuras cortan al volcán Cimatarío y a la falla Tlacote (Figura 4). El relieve del escarpe que se observa en la falla al sur del volcán Cimatarío es el más pronunciado; en el bloque hundido se depositaron sedimentos lacustres y aluviales y su desplazamiento se estima mayor que 100 m. En el centro del volcán hay una falla con dirección N70°W que desplaza a la falla Querétaro-sur y sobre la traza de una falla subparalela se localizan al menos tres fuentes de emisión, ubicadas hacia el oriente del volcán. Esto sugiere que esta fractura existía previamente y que se reactivó en un tiempo posterior a la formación del volcán Cimatarío y a la falla Querétaro-sur.

#### **Falla Central**

La falla Central forma un escarpe de 30 a 50 m. Su rumbo es N65°E y buza al SE. En el bloque levantado se encuentra el Basalto Querétaro y en el bloque hundido están presentes el Basalto Querétaro, sedimentos lacustres y aluvión. La falla Central es cortada por las fallas San Bartolomé y Tlacote, y termina en su intersección con la falla 5 de Febrero (Figura 4). En las

zonas de intersección con las fallas San Bartolomé y Tlacote se observan escarpes de aproximadamente 50 m. La última actividad de la falla se infiere posterior al Basalto Querétaro y anterior a las fallas San Bartolomé, Tlacote y 5 de Febrero.

#### **Falla Ixtla**

Se denomina aquí falla Ixtla a una estructura con dirección N50°E, que está constituida por varios segmentos de falla con escarpes mal desarrollados y que cortan al Basalto Querétaro. Este conjunto de fallas limitan hacia al sur a la Dacita Obrajuelo, observándose además que las fuentes de emisión de esa unidad volcánica se encuentran alineadas en dirección NE-SW, lo cual sugiere su emplazamiento a lo largo de esta estructura (Figuras 2 y 4).

En la Hoja Querétaro, los sedimentos mesozoicos afloran solamente en el bloque levantado de la falla Ixtla, observándose también que el Volcaniclastico Querétaro y los sedimentos aluviales y lacustres se encuentran únicamente en el bloque hundido de esta falla. Por otra parte, los derrames de basalto del Mioceno tardío rodean las prominencias de la Dacita Obrajuelo, indicando que éstas formaban un alto topográfico. Otro rasgo notable es que la falla 5 de Febrero está ubicada entre las fallas Ixtla y Central.

Lo anterior sugiere una larga historia para esta falla. En un tiempo anterior al Mioceno tardío existía una elevación de origen tectónico con orientación NE-SW a lo largo de la cual se emplazó la Dacita Obrajuelo. Una fase posterior de actividad ocurrió después del emplazamiento de la Dacita Obrajuelo y antes del depósito del Volcaniclastico Querétaro y ocurrió una reactivación menor posterior a la emisión del Basalto Querétaro.

#### **Dique El Patol**

Las mesetas de basalto ubicadas al sur del volcán La Joya provienen de dos alineamientos paralelos con dirección NE, casi colineales, de al menos siete conos monogenéticos (Figuras 2 y 4). En su parte nororiental se aprecia una estructura con una geometría de graben angosto, que interpretamos como colapso posterior a la emisión de los derrames lávicos. Las coladas de basalto se extienden hasta más de 5 km de su fuente, una de ellas fue fechada en 6.2 Ma (Valdéz-Moreno *et al.*, 1998). La dirección de este alineamiento de conos y de la estructura de colapso es N45°E. Hemos denominado a esta estructura como "dique" aun y cuando no aflore un cuerpo tabular subvolcánico *sensu stricto*. No obstante, su geometría permite inferir que en el subsuelo existe un cuerpo de forma tabular que alimentó a los aparatos volcánicos.

#### **Falla La Joya**

La falla La Joya tiene una orientación N50°E, buza al SE y tiene 20 km de largo. Al sur de la Sierra de los Cuarzos, el escarpe es de unas pocas decenas de metros y la falla afecta a lavas de 10.6 Ma. Al sur del volcán La

Joya, la falla está sepultada por basaltos de 6.2 Ma (Figura 2). El drenaje de los volcanes La Joya y San Pedro tienen una marcada orientación N50°E, y en el primero el cauce del arroyo principal atraviesa todo el volcán; aunque no se observa desplazamiento, se infiere la presencia de una fractura. Al poniente del volcán San Pedro está la Mesa Los Palacios que está cortada por este sistema de fallas (Figura 2) y presenta un escarpe de 50 m. La falla La Joya se activó entre 10.6 y 6.2 Ma.

#### **Falla Palo Huérfano**

La falla Palo Huérfano tiene un rumbo N60°E y buza hacia el NW. Corta lavas del volcán Palo Huérfano de 12.1 Ma y las desplaza algunas decenas de metros. La continuación al SW de esta falla es inferida por algunas fallas pequeñas y porque constituye el límite norte de los afloramientos del basamento mesozoico. Ignimbritas fechadas en 28.6 Ma por Nieto-Samaniego *et al.* (1996) se acuñan hacia el frente de falla, tienen más de 100 m de espesor en la Cañada La Virgen y se adelgazan a solamente algunos metros en la pared del bajo de la falla. Se infiere una edad de generación de falla anterior a los 28.6 Ma y una reactivación posterior a los 12.1 Ma. Es notable que la mayoría de los afloramientos del basamento está expuesta entre las fallas Palo Huérfano y La Joya.

Podemos concluir que el sistema de fallamiento NE-SW se formó anterior al Oligoceno medio y que, posteriormente, la deformación fue sincrónica con el volcanismo de las fases tempranas de la Faja Volcánica Transmexicana. La edad de la reactivación de las fallas se vuelve más joven hacia el sur dentro de la zona de estudio. Hemos documentado que de NW a SE la edad de las fallas es: <12 Ma en la falla Palo Huérfano, entre 10.6 y 6.2 Ma en la falla La Joya, 6.2 Ma en el Dique El Patol, < 7.3 Ma en la falla Central, <5.3 Ma en la falla Cimatario y actividad sísmica histórica en el Graben de Acambay, 25 km al sur del volcán Cimatario (Suter *et al.*, 1995a).

#### **Sistema de Fallas del Bajío**

Las fallas que pertenecen a este sistema tienen una orientación NW-SE paralela a la falla del Bajío. Estas fallas principalmente se observan en las zonas donde está expuesto el basamento y cortan rocas oligocénicas. El alineamiento NW-SE de los domos riolíticos pertenecientes a la Riolita Chichindaro y su paralelismo con las cabalgaduras y eje de los pliegues laramídicos, evidencian una reactivación oligocénica de las estructuras mesozoicas. La falla del Bajío constituye un sistema de fallas bien definido que forma el frente de la Sierra de Guanajuato, este sistema termina en el extremo poniente del área de estudio y en él se han documentado desplazamientos mayores que 500 m, ocurridos posteriormente a la emisión de los basaltos del Cubilete, en Guanajuato, cuya edad es de 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997).

**EVENTOS DE DEFORMACIÓN**

La edad, la cinemática y la magnitud de desplazamiento de las fallas de la región San Miguel de Allende-Querétaro muestran que el área estuvo involucrada en varios eventos de deformación desde el Oligoceno hasta el Reciente. Hemos determinado, para cada sistema, el lapso durante el cual estuvo activo cada evento. Este rango de edades lo obtuvimos analizando, para cada falla, cuál es la roca más joven que corta (edad máxima), cuál es la roca más antigua que no está afectada (edad mínima) y, si es el caso, la edad de una unidad sincrónica con la deformación. La edad de cada evento se estimó juntando la información de varias fallas contemporáneas en cada sistema (Figuras 2, 5). Nótese que para los eventos más jóvenes no hay un marcador de edad mínima debido a que no hay rocas volcánicas sepultando fallas, exceptuado en el sector sur de la falla San Miguel. Esto quiere decir que sólo tenemos un argumento ambiguo para establecer varios eventos. Sin embargo la migración del volcanismo y su relación con la deformación (explicada adelante) y la diferencia en la morfología de los escarpes nos permiten hacer una separación en eventos discretos.

Hemos determinado el rango de cuatro eventos extensionales desde el Oligoceno y los hemos comparado con los eventos propuestos para la Mesa Central (Figura 5). Se hace notar que no fue posible determinar el evento Eocénico en el área de estudio debido a la escasez de rocas con esa edad.

**Evento D1**

Durante el Oligoceno ocurrió un evento extensional cercano a los 30 Ma, el cual es inferido por el alineamiento de domos con dirección NW de la Riolita Chichíndaro en la Hoja Celaya, el desplazamiento de ignimbritas oligocénicas (Figura 3) y el acuñamiento de la Ignimbrita Cañada La Virgen en el escarpe de la falla Palo Huérfano. Por la ubicación de los escarpes con dirección NE y N-S que exponen al basamento, se infiere que las fallas Querétaro-norte, La Joya e Ixtla también tuvieron desplazamientos hectométricos durante este evento. Este evento es correlacionable con el evento principal de la MC ocurrido entre 30 y 27 Ma y, al igual que éste, tuvo desplazamientos de varias centenas de metros en las fallas N-S, NE-SW y NW-SE. La estructura generada debió ser un arreglo romboédrico conformado por el sistema de horst y graben de dirección NE-SW y otro sistema transversal constituido por las fallas San Miguel de Allende y Querétaro-norte.

Nieto-Samaniego *et al.* (1999a) infirieron un evento cercano a los 24 Ma, en el graben de la Saucedá, con base en el desplazamiento de la ignimbrita San Nicolás que está depositada entre sedimentos. En el área de estudio no fue posible ubicar este evento.

**Evento D2**

De acuerdo con nuestro análisis no hubo deformación entre los 24 y 12 Ma. La edad del evento D2 (Figura 5) está ubicado entre los 12 y 9 Ma; se determinó por el desplazamiento de los primeros productos de los

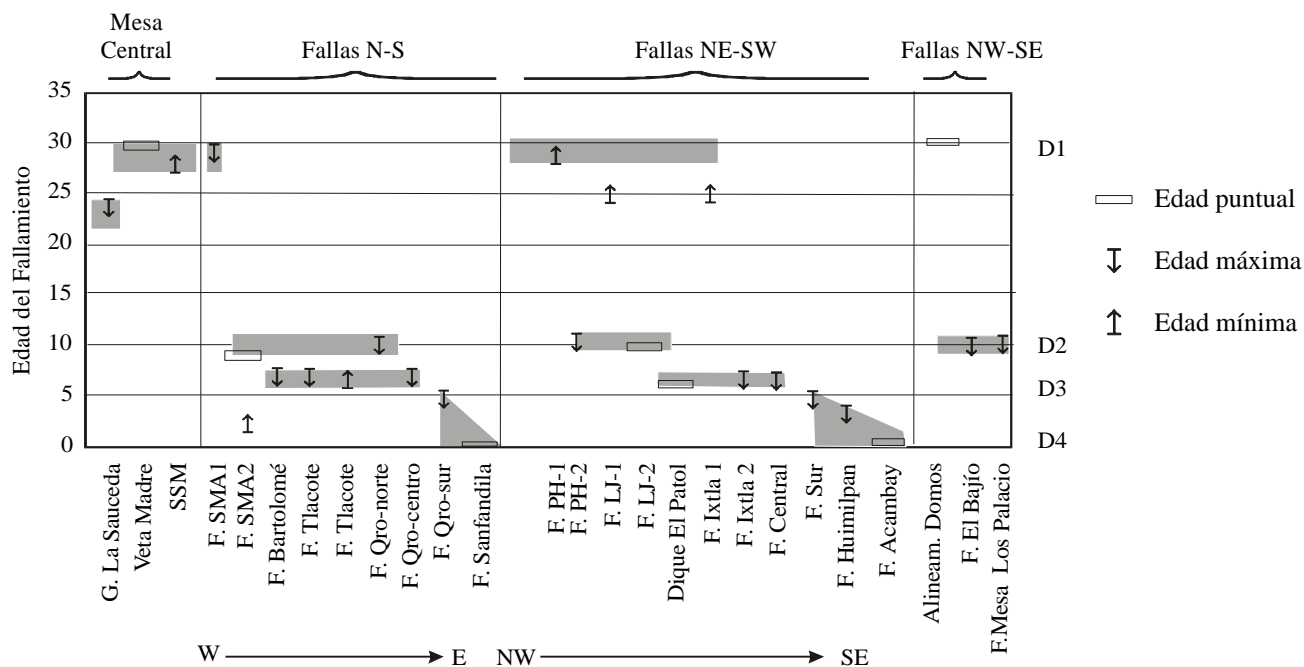


Figura 5. Diagrama que ubica las edades de rocas volcánicas que se utilizaron como criterio para establecer las edades de deformación mínima, máxima y sincrónica. Nótese que para los eventos más jóvenes no hay un marcador de edad mínima, se utilizó la edad de un derrame de basalto (6.2 Ma) para distinguir los eventos D2 y D3, esta edad además sirvió para precisar la ubicación espacial o temporal del fallamiento.

volcanes Palo Huérfano y La Joya y porque los depósitos más jóvenes de los volcanes PH, La Joya y San Pedro están fracturados o ligeramente desplazados. Se infiere que la falla Querétaro-norte también se activó durante este evento ya que desplaza andesitas presumiblemente del Mioceno medio. La morfología de los escarpes sugiere que la mitad norte de la región de estudio se activó durante el evento D2 pero que la mitad sur registra un evento más reciente. Las Figuras 2 y 5 muestran que los tres sistemas fueron activados durante este evento, aunque la deformación en el sistema NW-SE fue mínima ya que sólo se observan fallas menores en la Mesa Los Palacios y en las cercanías de San Miguel de Allende (Figura 3). Este evento coincide con el volcanismo poligenético del Mioceno medio, el cual, si se considera al volcán Zamorano de  $10.9 \pm 0.5$  Ma (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989), también forma un tren NE-SW. Las fallas San Miguel de Allende y Querétaro-norte tuvieron desplazamientos de varias decenas de metros; se aprecia que las fallas Palo Huérfano y La Joya tuvieron desplazamientos un poco menores. La estructura N-S de *horst* y *graben* y el mayor desplazamiento en estructuras con esa dirección sugiere que la componente mayor de la extensión seguía siendo ~E-W como durante el evento oligocénico.

#### Evento D3

El evento D3 se ubica posterior a los 7.5 Ma: las fallas N-S, Bartolomé, Tlacote y 5 de Febrero, cortan basaltos de 7.5 Ma pero no cortan las mesetas de basaltos del Dique El Patol de 6.2 Ma. Esto no necesariamente indica una actividad anterior a los 6.2 Ma, también puede ser indicativo de una migración de la deformación hacia el SE. La falla 5 de Febrero actuó como falla sintética y las fallas San Bartolomé y Tlacote actuaron como fallas antitéticas. Por otro lado, en el sistema NE-SW, la actividad de las fallas central e Ixtla son anteriores a las fallas Bartolomé y Tlacote, mientras que el Dique El Patol registra la extensión hacia el NW. Durante este evento se emplazó el volcanismo máfico, principalmente fisural, del Mioceno tardío (Figura 2). Esta deformación se concentró en el cuadrante SE del área de estudio. La falla San Miguel de Allende no se activó mostrando que la deformación migró 30 km hacia el oriente hacia el sistema de fallas de Querétaro. Las fallas N-S tuvieron un desplazamiento vertical uniforme de 80-100 m, mientras que el desplazamiento vertical de la falla Central fue de 50 m. Las fallas N-S que se activaron durante este evento terminan en la falla Ixtla, sin que se pudiera documentar actividad más al norte de esta estructura.

#### Evento D4

El evento D4 ocurrió después de 5.6 Ma (Figura 5) y probablemente continuó hasta el Reciente. El volcán Cimatario es cortado por las fallas Sur y Querétaro-sur, terminando ésta a su vez en la falla Huimilpan. La falla de Sanfandila, con orientación N-S y perteneciente al

sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, se activó como falla normal en 1998 (Zúñiga *et al.*, 1998). Esta falla está ubicada 15 km al oriente de la ciudad de Querétaro. La falla de Acambay, perteneciente al sistema Chapala-Tula, tiene un rumbo E-W y se activó también como falla normal en 1912 (Suter *et al.*, 1995a). El desplazamiento vertical máximo de la falla Querétaro-sur y de la falla Huimilpan es de 100 m. Este evento se ubica en el extremo SE del área de estudio y corresponde típicamente a la deformación del centro de la Faja Volcánica Transmexicana en el sistema Chapala-Tula con extensión ~N-S. Sincrónicamente con este evento de deformación, ocurrió un evento de volcanismo poligenético emplazado a lo largo de la traza del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: el volcán Cimatario, Cerro Grande, la caldera de Amealco, volcán Altamirano, volcán Nádó, volcán Temascalcingo, Cerro La Guadalupe, volcán San Antonio y Nevado de Toluca.

Concluimos que el sistema NE-SW empieza a ser el sistema predominante hasta después de 5.6 Ma y que desde el Mioceno hay una tendencia de rejuvenecimiento gradual hacia el SE tanto del volcanismo como del fallamiento.

## DISCUSIÓN

### Patrones de fallas

Los criterios que utilizamos para establecer la importancia de una falla son el desplazamiento máximo, la longitud, y las rocas que pone en contacto. Consideramos como fallas mayores aquellas que tienen al menos dos de las características siguientes: un desplazamiento superior a 200 m, cuando exponen las rocas del basamento mesozoico, o cuando tienen una longitud superior a 40 km.

Las fallas mayores son: falla San Miguel de Allende, falla del Bajío, falla Querétaro, falla Palo Huérfano, falla Ixtla, y falla La Joya. Las fallas menores son: la falla Bartolomé, falla Tlacote, falla Central, falla 5 de Febrero y falla Huimilpan. En la Figura 2 se observa que las relaciones de corte no necesariamente indican la edad relativa entre ellas, más bien, que las fallas menores y segmentos de las fallas mayores terminan o inician en una falla mayor.

El patrón de fallas que se observa en la región de estudio está constituido por fallas reactivadas de tres sistemas regionales: El sistema de fallas N-S Taxco-San Miguel de Allende, el sistema NW-SE del Bajío y el sistema NE-SW. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende constituye la frontera entre bloques corticales con espesores de la corteza y topografía distintos y de Oeste a Este forma el límite del arco volcánico mesozoico Terreno Guerrero (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La Falla del Bajío y sus fallas asociadas constituyen la frontera estructural entre la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana en la región Salamanca-Lagos de More-

no, mientras que, en la región entre Celaya y el volcán El Zamorano, la frontera la constituyen las fallas Ixtla y La Joya. La zona Celaya-Salamanca se ubica en la intersección de ambos sistemas, como se observa en los arreglos de fallas de la Mesa Los Palacios.

Queremos enfatizar que la geometría de cada uno de estos límites corticales ha influido en un patrón de fallas generado desde el Oligoceno, independientemente de la dirección de extensión máxima (Figuras 5 y 6). El evento oligocénico de la Mesa Central (D1) tuvo dirección de extensión máxima ~E-W y activó los tres sistemas de fallas (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a). El evento del Mioceno medio (D2) tuvo direcciones de extensión máxima ~ENE-WSW activando también los tres sistemas de fallas. El evento del Mioceno tardío (D3) tuvo dirección de extensión máxima ~NE-SW y activó fallas de los sistemas N-S y NE-SW pero no las del sistema NW-SE, siendo la orientación de éstas mucho más favorable para su reactivación que las N-S. Esto nos indica que el sistema de fallas El Bajío termina en la falla San Miguel de Allende. El evento D4, del Plioceno-Holoceno, tuvo dirección de extensión máxima que va de N-S a NNW-SSE y activó numerosas fallas del sistema ENE-WSW (Chapala-Tula) en una franja de ancho menor que 50 km (Suter, *et al.*, 2001). El sistema de falla Taxco-San Miguel de Allende también liberó deformación durante este evento, no obstante que su orientación es muy desfavorable, ya que su rumbo es cercano a la dirección de máxima extensión (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2000). Al sur del área de estudio se han observado desplazamientos en las fallas normales Epitacio Huerta y Perales (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990) (Figura 6) y en sistemas paralelos de horst y graben al sur del Nevado de Toluca (García-Palomo *et al.*, 2000).

La actividad sincrónica de dos sistemas de fallas normales ortogonales se ha documentado en otras localidades del límite norte de la Faja Volcánica Transmexicana, en las cercanías de los grabenes de Aljibes y de Molango. La actividad sincrónica se ha explicado por dos mecanismos (Suter *et al.*, 1995b): (1) la similitud en las magnitudes de los esfuerzos principales intermedio y mínimo, lo cual permite la permutación entre ellos y (2) debido a que el fallamiento ocurrió en un campo de deformación tridimensional. Nosotros favorecemos la segunda opción por las razones expuestas a continuación.

La factibilidad del deslizamiento de planos de debilidad preexistentes está determinada en gran parte por la orientación de los planos de debilidad con respecto al tensor de esfuerzos. Normalmente se espera que cuando una falla normal se activa, las fallas transversales tengan una componente lateral importante. El movimiento de una sola falla o bien un par conjugado, produce deformación bidimensional, es decir, en la dirección principal intermedia de distorsión la longitud se mantiene constante. A diferencia de lo anterior, cuando tiene lugar fallamiento normal en al menos tres sistemas de fallas oblicuos y con extensión perpendicular a cada sistema,

entonces ocurre deformación en tres dimensiones.

La deformación tridimensional fue modelada experimental y matemáticamente por Reches (1978, 1983). Su experimento consistió en someter un bloque a deformación en tres direcciones ortogonales. Durante el experimento, graficó la magnitud de los esfuerzos observando que a medida que progresaba la deformación los ejes principales intermedio y mínimo se intercambiaban. Es factible obtener deformación tridimensional rotacional a partir de la reactivación de tres fallas preexistentes (como mínimo) y cuyas direcciones de movimiento no sean paralelas; la deformación tridimensional irrotacional requiere de cuatro fallas como mínimo, formando dos pares de fallas conjugadas.

El modelo de Reches establece que el ángulo agudo entre dos de las trazas de las fallas es proporcional a las magnitudes relativas en los ejes principales de distorsión. Por otro lado, Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1995, 1997) demostraron que el análisis de esfuerzos insalvablemente lleva a predecir deformación bidimensional y que un mismo estado de esfuerzos puede producir deformación bidimensional o tridimensional, ya que las ecuaciones que rigen ambos tipos de deformación son equivalentes. De acuerdo con estos autores, la dimensión de la deformación estará determinada por la cantidad de sistemas de cizalla disponibles para acomodar la deformación y por las condiciones de frontera, dado que es necesario que éstas permitan la deformación en varias direcciones.

En contraste con el modelo teórico, en la naturaleza la orientación de las fallas está preestablecida. Para el caso de deformación ocurrida entre San Miguel de Allende y Querétaro, la deformación ha sido controlada fuertemente por las estructuras preexistentes, ya que las orientaciones de estructuras antiguas se repiten en los eventos de fallamiento más jóvenes. Hemos reconocido al menos cuatro orientaciones de fallas. Consideramos también que las condiciones de frontera fueron adecuadas para absorber la deformación y permitir extensión en dos direcciones principales horizontales con acortamiento vertical. Inferimos esto, dado que la zona de falla Taxco-San Miguel de Allende tiene más de 35 km de ancho desde la falla San Miguel de Allende hasta la falla Querétaro.

### Relaciones entre volcanismo y deformación

En la última década, se han propuesto diversos factores que intervienen en el ascenso de magma desde el lugar de generación hasta la superficie: la cantidad de aporte de magma, el esfuerzo diferencial, la velocidad de deformación y el contraste de densidades entre la roca encajonante y el magma; en especial, algunos autores han propuesto que el ascenso del magma se da cuando el esfuerzo principal mínimo es horizontal ( $\sigma_3$ ) (*e.g.*, Emerman and Marrett, 1990, Weinberg, 1996). Se ha cuestionado la relación entre magmatismo y fallas argumentan-



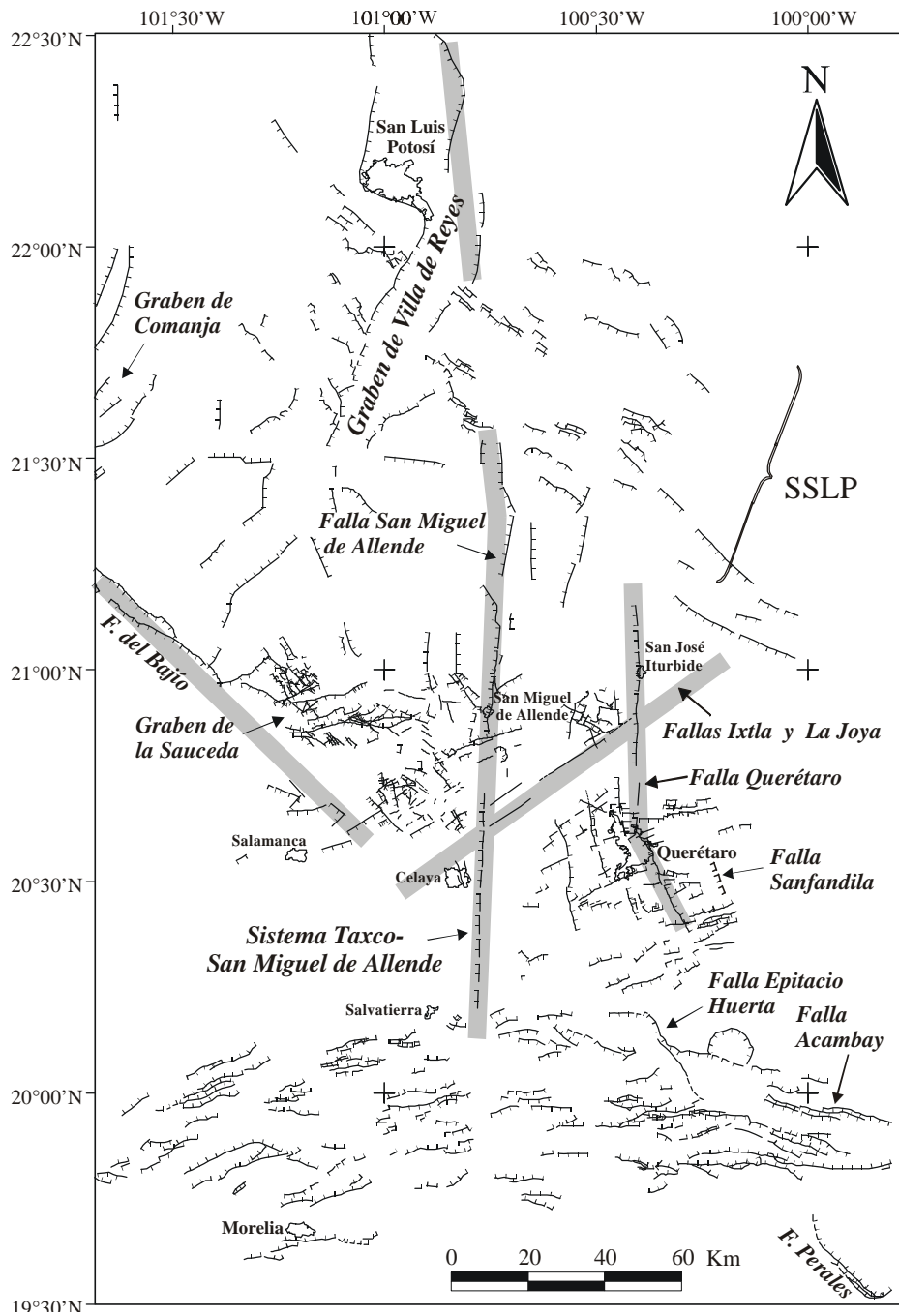


Figura 6. Mapa estructural del sur de la Mesa Central y del sector central de la Faja Volcánica Transmexicana, se utilizó la cartografía realizada por Nieto-Samaniego *et al.* (1999a), Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1990), Martínez-Reyes (1990), Suter *et al.* (2001), los trabajos referidos en ellos y la cartografía del presente trabajo. Nótese que la región de estudio se encuentra ubicada entre la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana. SSLP: Sistema de fallas San Luis de La Paz-Salinas de Hidalgo. Las líneas gruesas en color gris resaltan la ubicación de las fallas mayores.

do que en algunos lugares no existe coincidencia entre el sitio de emplazamiento de los intrusivos y las zonas de cizalla (Schmidt y Paterson, 2000), o bien, se ha documentado el caso de la supresión del volcanismo durante la extensión (Gans y Bohrsen, 1998).

En la región de estudio y el sur de la Mesa Central,

se ha notado que para cada evento de extensión post-oligocénico existe una actividad volcánica particular aproximadamente de la misma edad y, por otro lado, hay numerosos alineamientos de volcanes sobre estructuras antiguas mayores; de ambas observaciones se establece la relación directa entre el fallamiento y volcanismo y se

infiere que la salida del magma fue propiciada por la deformación extensional (con  $\sigma_3$  horizontal).

Para el caso del evento D1 en la Mesa Central, contemporáneamente con la deformación se emplazaron grandes volúmenes de lavas riolíticas en el lado poniente del graben de Villa de Reyes. Para la región de estudio se pueden establecer algunas generalizaciones del tipo de volcanismo con respecto a los eventos propuestos y a estructuras antiguas: Durante el Mioceno medio (D2) se emplazaron varios estratovolcanes sobre una estructura NE, casi paralela a la dirección de extensión. En el Mioceno tardío (D3), predominaron los derramos fisurales de basalto y volcanes escudo. Del Plioceno al Reciente (D4), dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, numerosos estratovolcanes se emplazaron a lo largo de la traza del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende.

## CONCLUSIONES

a) Con base en la estratigrafía, geología estructural y fechamientos isotópicos (obtenidos de la literatura), se determinó que la región de estudio estuvo sometida al menos a cuatro eventos de deformación extensional, siendo el primero y el último sincrónicos con la deformación oligocénica de la Mesa Central y pliocénica-reciente de la Faja Volcánica Transmexicana, respectivamente.

b) Existe una relación directa, espacial y temporal, entre el volcanismo y la deformación, por lo que se infiere que en general fueron sincrónicos. Tanto el volcanismo como la deformación extensional migraron hacia el sureste.

c) En la región de estudio se caracterizaron las fallas mayores, las cuales constituyen las fronteras entre provincias geológicas. Estas estructuras son la falla del Bajío (sistema NW-SE), que separa la Mesa Central de El Bajío; el sistema de fallas Taxco-Querétaro (sistema N-S, NNW-SSE), que separa la Mesa Central de la Sierra Madre Oriental; y las fallas Ixtla y La Joya (Sistema NE-SW), que separa la Mesa Central de un segmento de la Faja Volcánica Transmexicana. La falla San Miguel de Allende y la falla Querétaro constituyen los límites del sistema de fallas Taxco-Querétaro. La falla del Bajío termina en la falla San Miguel de Allende.

d) En el centro de México, el patrón de fallas generado en cada evento post-eocénico, reactivó como fallas normales al menos dos de estos tres sistemas de fallas permitiendo deformación tridimensional.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por: CONACYT (Proyecto 33087-T) y UNAM (Proyecto PAPIIT-IN113198). Agradecemos los comentarios de Rafael Barboza Gudiño y Luca Ferrari, los cuales mejoraron sustancialmente el texto. Agradecemos también la asis-

tencia técnica de Juan Tomás Vázquez y Crescencio Garduño. También queremos agradecer la atención de Gerardo Aguirre por habernos dado una copia de su manuscrito antes de su publicación.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G.J., Nelson, S.A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), *in* Aguirre-Díaz, G.J.; Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico : a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1-39
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., en prensa, The Amazcala Caldera, Querétaro, México, geology and geochronology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Tolson, G., Nieto-Samaniego, A.F., 2000, Assessing fault reactivation with the ReActiva program: *Journal of Geosciences Education*, 40, 506-512.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Morán-Zenteno, D.J., Xu, S., 2001, La Falla Taxco-San Miguel de Allende, *in* XI Congreso Latinoamericano de Geología: Montevideo, Uruguay, Sociedad Uruguaya de Geología, en disco compacto.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico; syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, 40, 116-134.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México: *Geofísica Internacional*, 31, 467-473.
- Campa, M.F., Coney, J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M., Verma, S., 1989, Geología del volcán Zamorano, Edo. de Querétaro: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 8, 194-201.
- Carranza-Castañeda, O., Petersen, M.S., Miller, W.E., 1994, Preliminary investigation of the Geology of northern San Miguel de Allende area, northeastern Guanajuato, Mexico: *Brigham Young University Geological Studies*, 40, 1-9.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of México: its role in the southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Cerca-Martínez, L.M. Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2000, The geological evolution of the southern Sierra de Guanajuato: a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 42, 131-151.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albiénne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.
- Comisión Nacional del Agua, (CNA), 1996, Estudio de simulación hidrodinámica y diseño óptimo de la red de observación de los acuíferos de Aguascalientes y Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Reporte inédito, 157 p. Referencia no localizada en el texto.
- Echegoyén-Sánchez, J., Romero-Martínez S., Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato: México, Consejo de Recursos Naturales No Renovables, *Boletín*, 75, 36p.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: U.S. Geological Survey, Professional Pa-

- per, (264-H), 183 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 1-26.
- Emerman, S.H., Marrett, R., 1990, Why dikes?: *Geology*, 18, 231-233.
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 84-92.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquarè, G., Vaggelli, G., 1994, A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro: *Geofísica Internacional*, 33, 107-124.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-306.
- Gans, P.B., Bohrsen, W.A., 1998, Suppression of volcanism during rapid extension in the Basin and Range Province, United States: *Science*, 279, 66-68.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- Hamilton, W.B., 1995, Subduction systems and magmatism, *in* Smellie, J.L. (ed.), *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*: London, Geological Society, Special Publication, 81, 3-28.
- Hernández-Laloth, N., 1991, Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acúfero del valle de León, Guanajuato: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 129 p.
- 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.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico, 14, 31 p.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L. S., 1993, Geología del domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico, 117, 22 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-G., M., Aranda-G., J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Edo. de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 85, 208 p.
- López-Hernández, A., 1996, Modelo geológico de un sistema hidrotermal no volcánico; San Bartolomé de los Baños, Gto., México: *Geotermia*, 12, 19-32.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con texto.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9(1), 33-50.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9, 146-155.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 1995, Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns: *Journal of Structural Geology*, 17, 1571-1578.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics*, 270, 197-206.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Alvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 117-122.
- 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-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999a, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, México: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999b, Carta geológica-minera Celaya, escala 1:50,000: Pachuca, Hgo., Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa con texto.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999c, Carta geológica-minera San Miguel de Allende, escala 1:50,000: Pachuca, Hgo., Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa con texto.
- Ojeda-García, A.C., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2000, Estudio estructural del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, en la región de Querétaro: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Colección Científica, 1, 25-38.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2000, Procesos de fusión cortical en desequilibrio asociados a extensión oligocénica en la Mesa Central: *Geos, Unión Geofísica Mexicana*, 20, p. 306. (resumen)
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic belt, States of Guanajuato and Michoacán: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 map and text, 22 p.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J.G., 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 174-183.
- Reches, Z., 1978, Analysis of faulting in three-dimensional strain fields: *Tectonophysics*, 47, 109-129.
- Reches, Z., 1983, Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II: Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95, 133-156.
- Reyes-Zaragoza, M.A., 2001, Estudio geológico-estructural de los sistemas de fallas de Querétaro, Qro.: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis profesional, 89 p.
- Schmidt, K.L., Paterson, S.R., 2000, Analyses fail to find coupling between deformation and magmatism: *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 81, 198-203.
- Silva-Romo, G., 1996, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de S.L.P. y Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 139 p.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E. 1995a, The Acambay graben: Active intra-arc extension in the trans-Mexican Volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1,245-1,262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995b, The Aljibes half-graben -Active extensión at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range province, México: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 627-641.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 693-703.
- Trujillo-Candelaria, J.A., 1985, Origen del fallamiento, *in* Fallamiento de terrenos en Celaya: Celaya, Gto., Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Asociación Geohidrológica Mexicana, p. 3-21.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 1998, El volcán La Joya, Estados de Querétaro y Guanajuato – un estratovolcán miocénico del cinturón volcánico mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 181-197.
- Vassallo, L.F., Solís, S. Garduño, C., 1998, Geología de la Sierra de los

- Cuarzos, límite Guanajuato-Querétaro, *in* Alaniz-Alvarez, S. A., Ferrari, L., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de resúmenes: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 107. (resumen)
- Weinberg, R.F., 1996, Ascent mechanism of felsic magmas; news and views: Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 87, 95-103.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán, M., Aguirre, G.J., Espíndola, V. H., Nava, E., Shapiro, N., 1998, An earthquake sequence in the Sierra Los Cués region: activation of a non-documented fault in the north-central Mexican Volcanic Belt: EOS, Transactions, American Geophysical, 79, p. 243 (abstract)

Manuscrito recibido: Julio 7, 2001

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 6, 2001

Manuscrito aceptado: Septiembre 12, 2001