



El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México

Susana Alicia Alaniz-Álvarez, Angel Francisco Nieto-Samaniego,
Ma. Teresa Orozco-Esquivel, Luis F. Vassallo y Shunshan Xu

Universidad Nacional Autónoma de México,
Centro de Geociencias,
Campus Juriquilla, 76230 Querétaro, Qro.
alaniz@geociencias.unam.mx

Resumen

El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTMA) es una estructura mayor de rumbo NNW-SSE con más de 500 km de longitud y hasta 35 km de ancho. Constituye el límite entre bloques corticales con espesores de la corteza y topografía distintos. De norte a sur cruza tres provincias geológicas y de oeste a este forma parte del límite de las rocas volcano-sedimentarias mesozoicas. Se estudiaron la edad, cinemática y relación con el volcanismo de dos regiones a lo largo del SFTMA. Se muestra que a lo largo de la traza del SFTMA, tanto en la Mesa Central como en la FVTM, es frecuente encontrar la intersección de dos y hasta tres sistemas de fallas normales, los cuales se activaron simultáneamente en los eventos principales de deformación registrados por la estratigrafía. Con el programa de cómputo *ReActiva*, se estimó el potencial de reactivación de las fallas para los últimos dos eventos de deformación cenozoicos ocurridos en el centro de México. Las orientaciones de los sistemas de fallas Taxco-San Miguel de Allende (N-S), San Luis de la Paz-Salinas Hidalgo y falla del Bajío (NW-SE), y el sistema NE-SW fueron favorables para su reactivación en el caso de la deformación extensiva oligocénica. Para la deformación extensiva cuaternaria de la Faja Volcánica Transmexicana, la orientación de las fallas del SFTMA es desfavorable para su reactivación; sin embargo se sabe que varias fallas de este sistema se han activado durante este evento. Se concluye que el SFTMA es una zona de debilidad cortical y que su interacción cinemática con otros sistemas ha controlado el patrón de fallamiento resultante para cada evento de deformación cenozoico.

Abstract

The Taxco-San Miguel de Allende fault system (TSMFAFS) is a major NNW-SSE structure, more than 500 km long and up to 35 km wide. It constitutes the boundary between crustal blocks that present different topographies and crustal thickness. From north to south, this structure crosses three geological provinces and from west to east it is the eastern edge of the Mesozoic volcano-sedimentary rocks. We studied in two regions the age, and kinematics of the TSMFAFS, and its relationship with volcanism. It is shown that along the TSMFAF, both, in the Mesa Central and in the Transmexican Volcanic belt, it is common to find the intersection of two or three normal fault systems, which were activated synchronously in all the deformation events recorded in the stratigraphy. With the software *ReActiva*, the potential of the fault reactivation for the last two events of deformation occurred in central México was estimated. In the Oligocene extensional event occurred mainly in the Mesa Central, faults belonging to the TSMFAFS (N-S), San Luis de La Paz-Salinas Hidalgo and El Bajío (NW-SE), and the NE-SW fault systems were favourably oriented for reactivation. For the Quaternary extensional deformation in the Transmexican volcanic belt, the N-S faults belonging to the TSMFAFS are unfavourable oriented for reactivation, nevertheless, it is known that some of them were activated during this event. It is concluded that the TSMFAFS is a crustal weakness zone, and that kinematic interaction with other fault systems have controlled the resulting fault pattern during each event of Cenozoic deformation.

1. Introducción

Las fallas son uno de los principales objetos de estudio de los ingenieros geólogos. Su geometría, edad de movimiento y relación con el magmatismo son elementos importantes para la prospección de agua, yacimientos minerales, petróleo y otros recursos. Por otra parte, la recurrencia de su actividad y el hecho de que constituyan zonas fuertemente fracturadas y alteradas se consideran factores importantes para analizar la estabilidad de las obras civiles y el potencial riesgo para las poblaciones.

Las zonas que ponen en contacto bloques corticales de distinta naturaleza representan planos de debilidad de gran escala. Sobre estas zonas, los planos preexistentes son susceptibles de reactivarse durante los eventos de deformación, convirtiéndose en zonas de cizalla de larga vida. Estas zonas de cizalla deben considerarse como un caso especial de estudio, ya que la recurrencia de su actividad puede producir un patrón de fallamiento regional diferente del esperado en un análisis de esfuerzo-deformación tradicional.

El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) se ubica en el límite de varias provincias geológicas (Figura 1). Las ciudades de Taxco, Toluca, Celaya, Querétaro y San Luis Potosí se encuentran ubicadas a lo largo de la traza de este sistema. Debido a que se ha observado volcanismo activo (Nevado de Toluca), sismicidad reciente (falla de Sanfandila, Qro.), y fallas en el relleno sedimentario donde se asientan ciudades (e. g., Celaya, Querétaro) es indispensable conocer cuales son los riesgos potenciales de su actividad con respecto a otros sistemas de fallas activos. Con este propósito se

estudió la edad, geometría, actividad y cinemática del SFTSMA en el centro de México, así como los mecanismos del fallamiento. Se determinó su correlación con los eventos de deformación cenozoicos y por último se determinó su potencial de reactivación.

2. El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende

El SFTSMA fue reconocido por Demant (1978) como un lineamiento mayor al que le adjudicó movimiento lateral derecho durante el Mioceno. Este lineamiento está constituido por una zona de fallas con rumbo NNW-SSE. Numerosas fallas pertenecientes a este sistema han sido reconocidas desde Taxco, Guerrero (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002) hasta cerca de la Sierra de Catorce en San Luis Potosí (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a) y algunos rasgos geomorfológicos sugieren su continuación hacia el norte. También se han documentado diferencias en la topografía y en el espesor de la corteza a ambos lados del SFTMA. En la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), el espesor de la corteza es de 47 km y el promedio de elevación es de 1,200 msnm al poniente de la falla, mientras que al oriente el espesor es de 42 km y el promedio de la elevación de 2,200 msnm (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996 y referencias en ese trabajo). Al norte de la FVTM, en la Mesa Central, la corteza presenta un espesor promedio de 33 km al poniente de la falla y de 37 km en la Sierra Madre Oriental, ubicada al oriente (Campos-Enriquez *et al.*, 1994). La elevación promedio de la Mesa Central es de 2,100 msnm, mientras que en la Sierra Madre Oriental es de 1,400 msnm

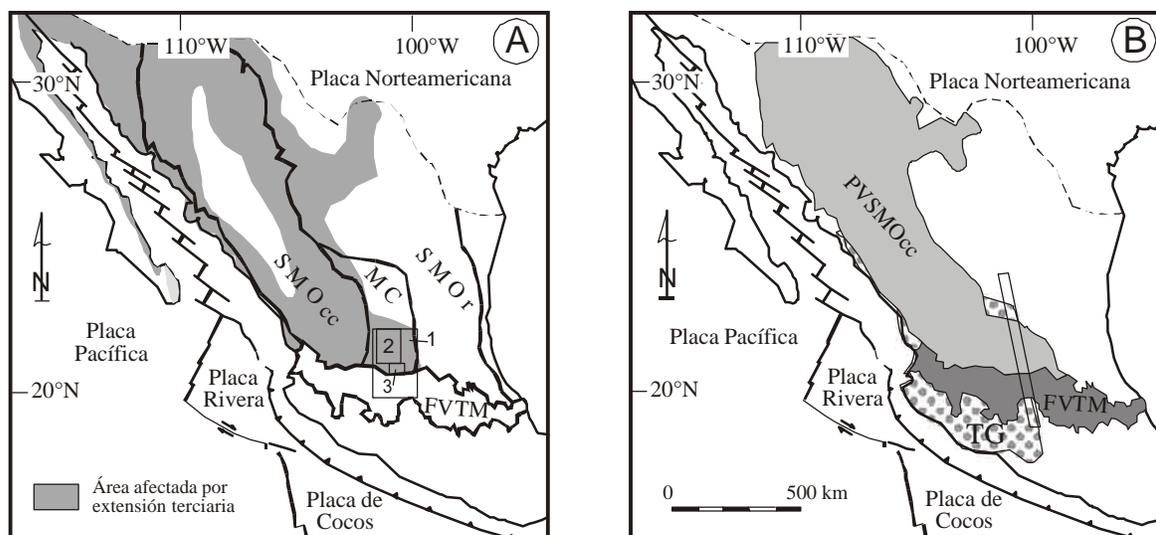


Figura 1. Mapa de localización de los dos casos de estudio, marcados con los números 2 y 3, con respecto a las provincias fisiográficas (A) y Geológicas (B). Sierra Madre Occidental (SMOcc), Sierra Madre Oriental (SMOr), Mesa Central (MC) y Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). La Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental (PVSMOcc) incluye la parte sur de la Mesa Central. La pantalla moteada indica la ubicación de rocas mesozoicas marinas volcanosedimentarias pertenecientes al Terreno Guerrero (TG). El rectángulo con el No. 1 ubica la Figura 3, el 2 la Figura 4 y el 3 la Figura 6. El rectángulo en B marca la región afectada por el sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende. Los límites de las provincias fueron obtenidos de Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a).

(Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a). También es notable que el espesor de la corteza y las elevaciones promedio estén invertidos entre la Mesa Central y la FVTM (Figura 2). Estas características nos hacen suponer que esta gran estructura es un límite mayor de la corteza. Otro rasgo notable de este sistema es que a lo largo de su traza se lo observa cortado de manera transversal u oblicua por otros sistemas de fallas (Figura 3).

Con el propósito de conocer como se ha comportado este sistema de fallas en distintos eventos de deformación, se presentan dos casos de estudio con la síntesis de la geología.

3. Caso de estudio 1: San Luis Potosí-Guanajuato

3.1. Marco Geológico

Esta zona se ubica en el sureste de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (Figura 1) e incluye a las ciudades San Luis Potosí, Guanajuato, Dolores Hidalgo y San Luis de La Paz. En ella afloran rocas cuyas edades varían del Cretácico Inferior al Cuaternario. Las rocas mesozoicas son de origen marino con un grado metamórfico bajo (facies de esquistos verdes). Estas rocas agrupan a dos conjuntos litológicos: El conjunto inferior está formado principalmente por areniscas, filitas y algunos pedernales. Contiene intercalados derrames de basalto y tobas de composición básica. La litología y edad de este conjunto indican su relación con las rocas

volcano-sedimentarias mesozoicas reconocidas en el poniente de México (Centeno-García *et al.*, 1993). El conjunto superior está constituido por calizas y margas, con areniscas intercaladas y se relacionan con las rocas sedimentarias marinas de la Sierra Madre Oriental. Toda la unidad se observa deformada por acortamiento, presentando cabalgaduras y pliegues; en ocasiones forman pliegues isoclinales. La edad de las rocas mesozoicas en el área de estudio se ubica en el Cretácico tardío (Chiodi *et al.*, 1988).

Yaciendo discordantemente sobre las rocas mesozoicas, se observa un conglomerado continental polimíctico de color rojo, al cual se le ha asignado una edad del Eoceno, por correlación con el Conglomerado Rojo de Guanajuato. Se consideran del Paleoceno-Eoceno los intrusivos postlaramílicos (*e.g.*, Granito Comanja; Quintero-Legorreta, 1992) y sedimentos con lavas básicas intercaladas correlacionables con la Andesita Casita Blanca fechada por Labarthe-Hernández *et al.* (1982).

La unidad predominante en el área de estudio la constituye una cubierta volcánica continental de edad oligocénica, la cual incluye tobas, ignimbritas, derrames y domos de composición riolítica a riodacítica y derrames de andesita intercalados que se emplazaron entre 32 y 27 Ma. La distribución, geoquímica y edad de estas rocas volcánicas permiten separarlas en dos secuencias. La Secuencia Volcánica Inferior se emplazó al oriente del Graben de Villa de Reyes (GVR) antes de los 30 Ma. Orozco-Esquivel *et al.* (2002) mostraron que su origen se relaciona a procesos de cristalización fraccionada de

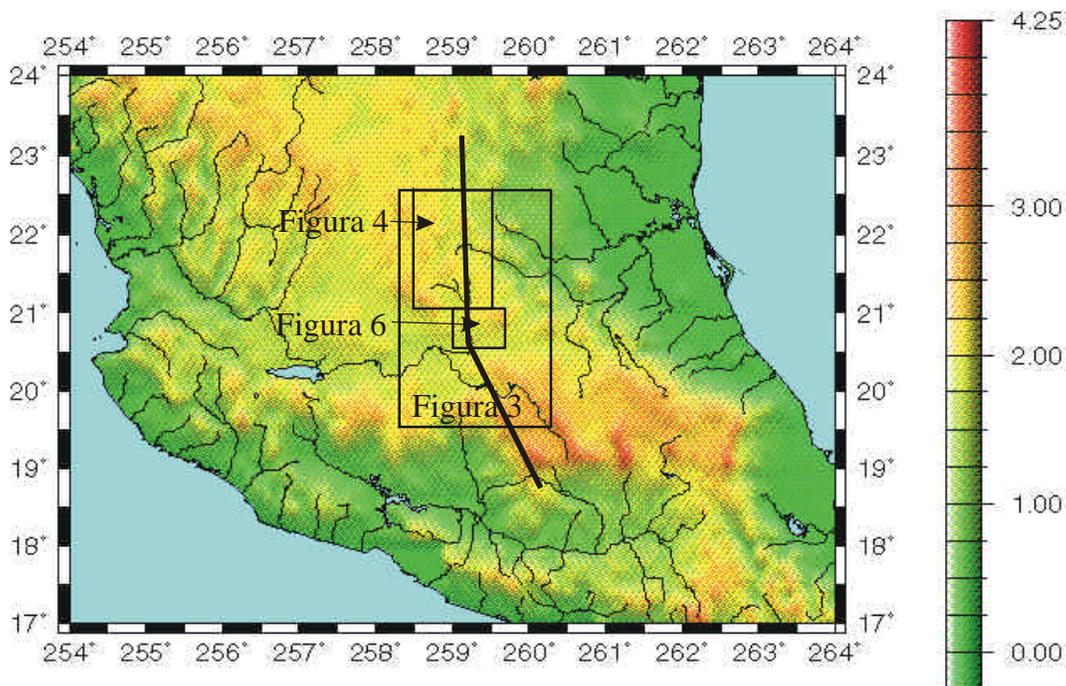


Figura 2. Mapa hipsográfico del centro de la República Mexicana. La línea indica la ubicación del sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende. Las elevaciones están en miles de metros sobre el nivel del mar.

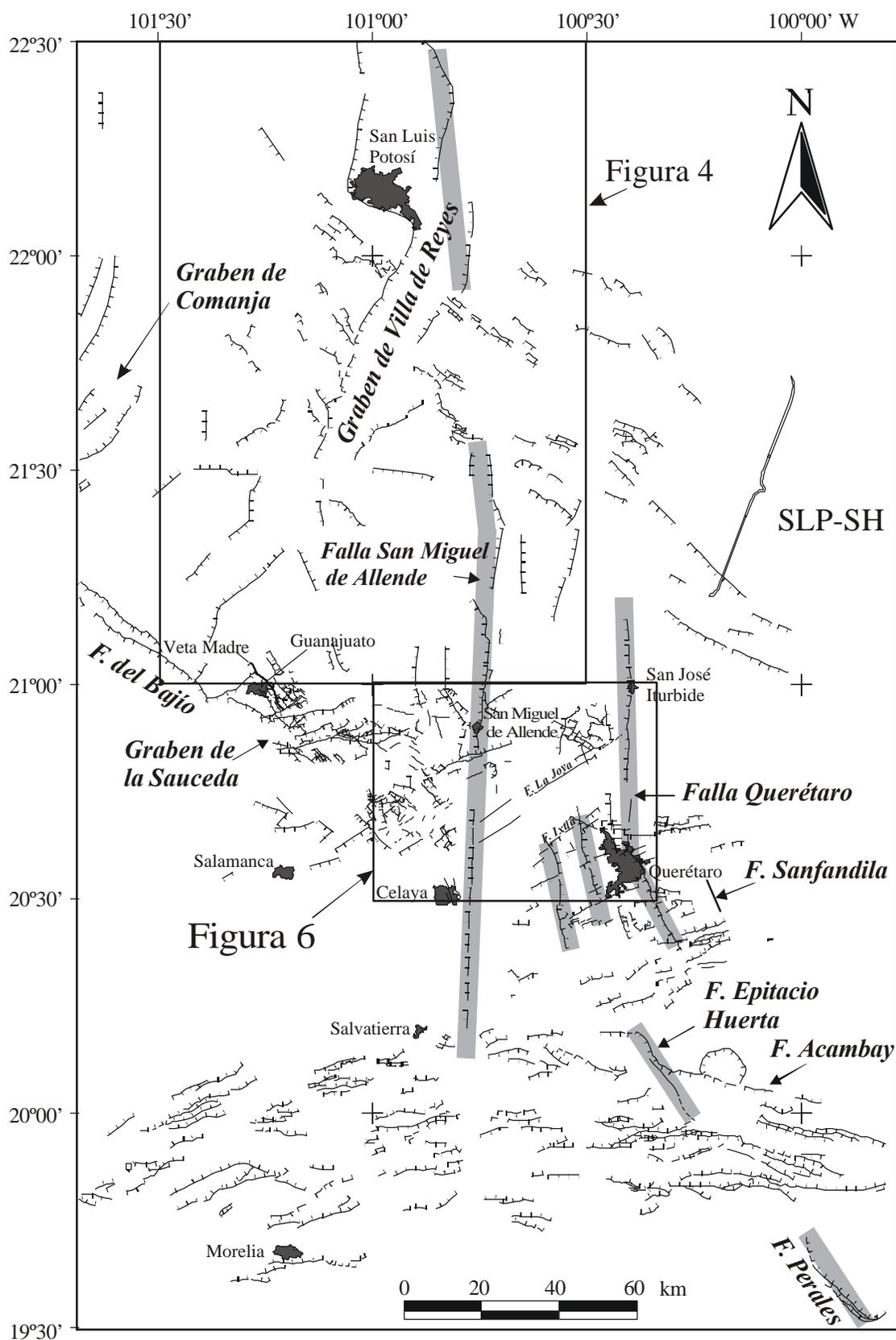


Figura 3. Sistemas de fallas en el centro de México. SLP-SH: sistema San Luis de La Paz-Salinas Hidalgo. Las fallas fueron obtenidas de los trabajos cartográficos publicados por el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982 y Tristán-González, 1986 entre otros), Nieto-Samaniego *et al.* (1999b-1999c), Suter *et al.* (2001) y compilados en Alaniz-Álvarez *et al.* (2001). En líneas gruesas grises se marcan las fallas que pertenecen al SFTSMA.

magmas calcalcalinos. Por otro lado, la Secuencia Volcánica Superior se emplazó principalmente al poniente del GVR cerca de los 30 Ma; esta secuencia se encuentra ampliamente distribuida en toda la Mesa Central formando un campo de domos de "Riolitas topacíferas". Orozco-Esquivel *et al.* (2002) propusieron que la secuencia superior se originó por un proceso de fusión parcial de la corteza, y que solamente una tasa de extensión muy alta permitiría la generación y la salida de los grandes volúmenes de riolitas sin solidificarse dentro de la corteza.

Yaciendo discordantemente sobre la secuencia superior aflora una serie de rocas basálticas y andesíticas. Esta unidad está constituida principalmente por derrames fisurales. Su edad, del Mioceno, fue establecida por su posición estratigráfica y por el fechamiento del Basalto del Cubilete (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997).

Sedimentos continentales compuestos de areniscas y conglomerados rellenan cuencas de depósito limitadas por fallas. Las edades de las ignimbritas y fósiles de vertebrados intercalados con los sedimentos indican que estas cuencas se desarrollaron desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b).

3.2. Eventos de deformación

3.2.1. Estructuras regionales

Es posible reconocer tres sistemas de fallas normales en esta área (Figura 4). El sistema San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997) está formado por numerosas fallas tipo dominó con dirección NW-SE; otras estructuras principales paralelas a este sistema son la falla del Bajío y el Graben de Bledos. El sistema de fallas normales NE-SW formó los grabenes de Comanja, La Sauceda y Villa de Reyes. El sistema N-S está compuesto por la falla San Miguel de Allende, el graben de San Luis de la Paz y la parte norte del graben de Villa de Reyes. La falla San Miguel de Allende en su sector norte, tiene también una dirección N-S y forma escarpes poco prominentes. Los hundimientos mínimos se estimaron en 450 m para la falla de San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001); el desplazamiento en el Graben de Villa de Reyes mayor que 500 m (Tristán-González, 1986); y el desplazamiento de la falla del Bajío entre 500 y 1,800 m (Hernández-Laloth, 1991; Quintero-Legorreta, 1992).

3.2.2. Edad y magnitud de la deformación

La deformación de las rocas que afloran en el área de estudio (Figura 4) atestiguan cuatro eventos tectónicos regionales. El primero corresponde a la fase compresiva de la Orogenia Laramide que deformó a las rocas del Cretácico Inferior y produjo la yuxtaposición de las secuencias sedimentarias y volcánosedimentarias. Los datos estructurales sugieren que la dirección de transporte fue hacia el NE. En la Mesa Central, esta fase orogénica ocurrió antes del Eoceno, lo cual se infiere por la presencia de granitos postorogénicos de 55 Ma en la

Sierra de Guanajuato, y posterior al Albiano, dado que ésa es la edad de las rocas mesozoicas plegadas (Quintero-Legorreta, 1992).

El segundo evento fue extensivo y ocurrió en el Eoceno. El estudio de ese evento fue reportado por Aranda y McDowell (1998) en la región de Guanajuato.

El tercer evento fue también extensivo y se registró en las rocas oligocénicas, ya que están fuertemente afectadas por fallas normales de los tres sistemas mencionados (Figura 4). La sincronía entre el volcanismo y el fallamiento en esta zona ha sido documentado a lo largo de las últimas dos décadas (*e.g.*, Tristán-González, 1986; Aguillón-Robles *et al.*; 1994, y Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a). Se reconocen dos fases dentro de este evento extensivo, la más antigua y de mayor magnitud con una edad cercana a 30 Ma se estableció con base en las siguientes observaciones: (1) El alineamiento de domos con dirección NW de las riolitas Chichíndaro y San Miguelito de ~30 Ma (Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c); (2) el desplazamiento de ~500 m de la latita Portezuelo (30.6±1.5 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) aunado con el desplazamiento de sólo decenas de metros de la Riolita Panalillo de ~27 Ma en la fosa del GVR (Tristán-González, 1986); (3) en Guanajuato, la Veta Madre desplazó 1,500 m a domos riolíticos oligocénicos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a), y en ella la mineralización se fechó en 29.2 ± 2 Ma (Gross, 1975). La segunda fase está evidenciada por: (1) Aranda-Gómez *et al.* (2000) encontraron evidencias de que el emplazamiento de la Riolita Panalillo de 27 Ma (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) fue sincrónico con una fase de fallamiento y está cortada por fallas de los sistemas NW y NE (Figuras 3 y 4); (2) Nieto-Samaniego *et al.* (1999a) documentaron que la ignimbrita San Nicolás (*ca.* 24 Ma) se encuentra intercalada con sedimentos que rellenan el Graben de la Sauceda (Figura 3) cuyas fallas desplazan a rocas oligocénicas (30-28 Ma), evidenciando desplazamientos en la fosa ocurridos entre 30 y 24 Ma. El desplazamiento posterior de la Ignimbrita San Nicolás sugiere que la deformación continuó posiblemente hasta fines del Oligoceno. La actividad de fallas normales N-S durante este evento está indicada por el desplazamiento de rocas riolíticas oligocénicas en el extremo norte de la Falla San Miguel de Allende, en San Miguel de Allende y en el horst ubicado al sur de Dolores Hidalgo (Figura 4), las cuales están sepultadas por sedimentos miocénicos.

Un cuarto evento extensivo, de menor magnitud, es sugerido en el sur del área estudiada por las fallas que afectaron a los basaltos del Mioceno (Figuras 4 y 5).

Nieto-Samaniego *et al.* (1999a) documentaron que, en la parte sur de la Mesa Central, la deformación extensiva posteocénica se liberó a lo largo de tres direcciones. La magnitud total de la deformación que calcularon fue de 20% de alargamiento máximo con orientación 259°/12°, 11% de alargamiento intermedio con orientación 213°/69° y -25% acortamiento con orientación

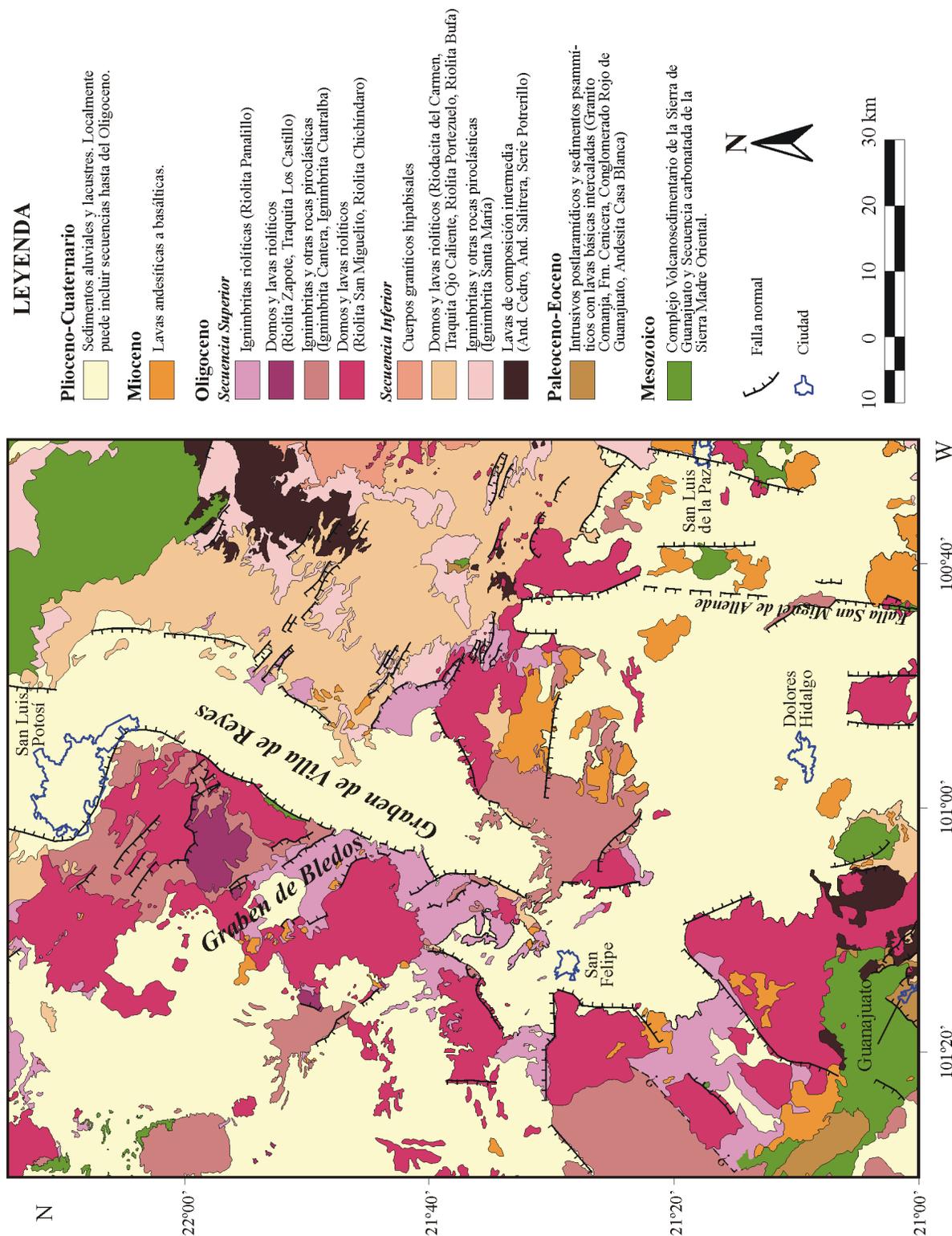


Figura 4. Mapa geológico de la región San Luis Potosí-Guanajuato. Se basa en una compilación hecha por Orozco-Esquivel *et al.* (2002) donde se agruparon a las formaciones descritas formal o informalmente por sus afinidades litológicas, cronológicas o por su continuación lateral. La base cartográfica de este estudio fue elaborada en gran parte por el personal del Instituto de Geología, de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

097°/63°. Esta deformación ocurrió principalmente durante el Oligoceno, alrededor de los 30 Ma.

3.3. Implicaciones de la actividad de la SFTSMA

El SFTMA representa un límite entre litologías y estilos de deformación distintos. En el límite oriental de la Sierra Madre Occidental, el SFTMA marca burdamente el límite entre el Terreno Guerrero y la Sierra Madre Oriental, ya que las rocas cretácicas volcanosedimentarias se ubican al poniente de la SFTMA.

Dentro de la cobertura volcánica, las secuencias superior e inferior oligocénicas, descritas anteriormente, están separadas por el Graben de Villa de Reyes (GVR). No obstante que el GVR no tiene la misma orientación que las fallas de San Miguel de Allende y de Querétaro, su posición geográfica lo ubica dentro de la zona de influencia del SFTSMA. Por otro lado, la deformación extensiva oligocénica de la Sierra Madre Occidental prácticamente está ausente en la Sierra Madre Oriental. Es por esto que Nieto-Samaniego *et al.* (1999a) propusieron que la parte sur de la Mesa Central constituye un bloque

cortical cuyos límites son la falla de Aguascalientes y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende.

4. Caso de estudio 2: Región de San Miguel de Allende-Querétaro

4.1. Marco geológico

La segunda zona de estudio (Figura 6) abarca las ciudades de Querétaro, Celaya y San Miguel de Allende; es de particular interés ya que se ubica en el límite entre las provincias volcánicas Sierra Madre Occidental, la FVTM y la provincia sedimentaria marina Sierra Madre Oriental (Figura 1). En esta área afloran rocas que son distintivas de cada una de las provincias y cuyas edades varían del Cretácico al Pleistoceno.

Las rocas mesozoicas pueden agruparse en los mismos conjuntos litológicos que en la Mesa Central. El conjunto inferior volcanosedimentario marino, se ubica a lo largo de un alto estructural con orientación NE que va desde la Sierra Codornices hasta la Sierra de los Cuarcos. El conjunto superior está constituido por calizas

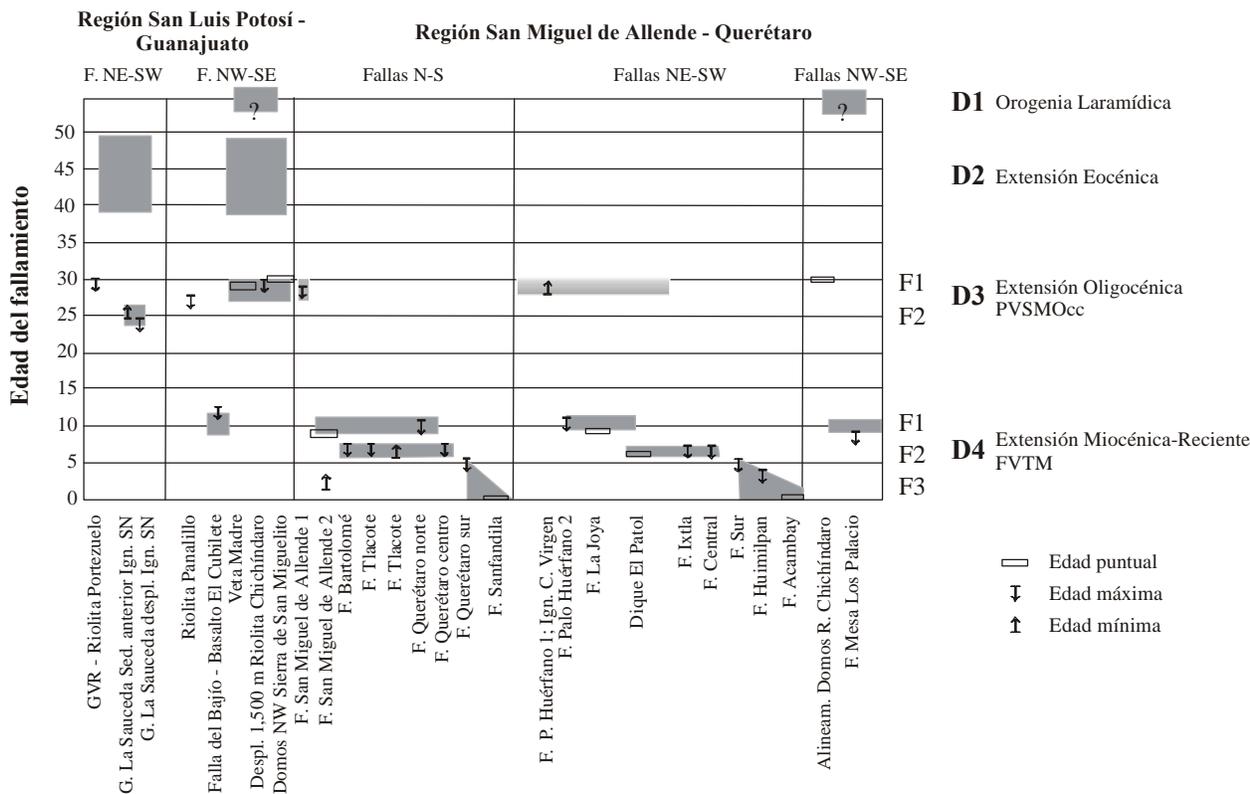


Figura 5. Eventos de deformación extensiva. Se estableció como edad mínima el fechamiento de la roca cortada por la falla; como edad máxima, el fechamiento de la roca cubierta o no cortada por la falla; y como edad puntual a la edad de alguno de los conos cineríticos que esté alineado con al menos otros dos, y a la edad de mineralización de la Veta Madre. La línea gruesa gris resalta un evento o fase de deformación determinado por una edad mínima, máxima y/o puntual. Nótese que en este diagrama se incluye una fase eocénica de la Mesa central que no fue documentada en la región San Miguel de Allende-Querétaro. La letra D indica evento de deformación y la F fase de deformación contenida dentro de un evento. (modificada de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

Tabla 1. Determinación de la edad de la Tonalita Juriquilla

Muestra	Longitud (W)	Latitud (N)	Material fechado	Tipo de roca	$^{40}\text{Ar}^*$ (ppm)	K (% peso)	$^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{Ar total}$	Edad (Ma)
RIO-56	100° 39.66'	20° 42.89'	Plagioclasa	Tonalita	0.000557	0.293	0.0655	32.3 ± 1.6

La determinación se realizó en Geochron Laboratories, Cambridge, Massachusetts, USA. $^{40}\text{Ar}^*$ se refiere al ^{40}Ar radiogénico.

arcillosas, calizas y areniscas de estratos delgados de la Sierra Madre Oriental. Toda la unidad se observa deformada por acortamiento, presentando cabalgaduras y pliegues con vergencia general hacia el NE.

Discordantemente sobre el basamento mesozoico descansan conglomerados y areniscas que generalmente tienen un color rojo. Intercalados con los conglomerados aparecen derrames de basalto y, ocasionalmente, ignimbritas de composición riolítica, así como diques y cuerpos intrusivos andesíticos y riolíticos. Estas rocas son cubiertas, también de manera discordante, por la secuencia volcánica oligocénica. La edad del conglomerado ha sido asignada al Eoceno atendiendo al contenido fósil encontrado en Guanajuato (Edwards 1955) y a un fechamiento isotópico (49.3 ± 1 Ma, K-Ar, roca total; Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

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. 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. La edad que se le asigna a la Andesita El Cedro es Oligoceno medio (30.6 ± 0.4 Ma y 30.7 ± 0.6 Ma; Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Los domos de la Riolita Chichíndaro intrusionan al basamento mesozoico. En algunos lugares se observan derrames de su base intercalados con lavas de la Andesita El Cedro. Su edad cercana a los 30 Ma ha sido obtenida por fechamientos isotópicos (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). Esta unidad incluye a la Riolita Romero, ya que subyace a la Ignimbrita San Nicolás (Ojeda-García *et al.*, 2002) y a la Tonalita Juriquilla que fue fechada en 32.3 ± 1.6 Ma (Tabla 1). Este cuerpo sobreyace al basamento y subyace a derrames basálticos miocénicos.

En la unidad Ignimbrita Oligocénica (Figura 6) se agruparon ignimbritas con un rango de edad amplio: al sur de San José Iturbide se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 29.3 ± 0.3 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), ignimbritas de la Cañada de la Virgen y la Ignimbrita San Nicolás arrojaron edades K-Ar de 28.6 ± 0.7 Ma y 24.8 ± 0.6 Ma respectivamente (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), la ignimbrita de la Mesa San José es de 23.0 ± 0.3 Ma ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$; Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Los afloramientos de esta unidad aparecen en casi toda el área de estudio y se extienden hacia el norte y noroeste ampliamente.

Las rocas volcánicas ácidas miocénicas son la Secuencia Cerro Colorado (16.1 Ma; Pérez-Venzor *et al.*, 1996) y la Dacita Obrajuelo, aunque de esta última se desconoce su edad. Estas unidades representan la actividad volcánica ocurrida durante la transición de la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental y la FVTM.

Como parte de la FVTM se consideran las siguientes unidades: la Andesita y Basalto La Joya, el Volcaniclástico Querétaro, el Basalto Querétaro y la Andesita y Basalto Pliocénico. La primera unidad contiene a los productos volcánicos de composición básica e intermedia que incluye los estratovolcanes San Pedro, Palo Huérfano y la Joya y los derrames y aparatos menores ubicados en la parte sur de la Sierra de Guanajuato. La edad de esta unidad varía de 12 a 9.9 Ma (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001 y referencias en ese trabajo). El Basalto Querétaro comprende las mesetas de basalto y a los volcanes Cimatario y Cerro Grande de Santa Cruz, con edades que varían de 7.5 a 5.6 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Entre la Andesita y Basalto La Joya y el Basalto Querétaro, se encuentran depósitos fluviales, aluviales, lacustres y piroclásticos no consolidados que se agrupan en la unidad Volcaniclásticos Querétaro. La Andesita y Basalto Pliocénico contiene los volcanes más jóvenes del área de estudio e incluye al volcán Jocoque y otros volcanes ubicados en la parte meridional de la falla de San Miguel de Allende.

La unidad Arenisca y Conglomerado Cenozoicos agrupa a los sedimentos aluviales y lacustres depositados sobre el Basalto Querétaro. Se ubica principalmente en las depresiones en toda el área de estudio, aunque también se observan depósitos lacustres sobre el Basalto Querétaro en el bloque levantado. Esta unidad está compuesta en la superficie por aluvión cuaternario.

4.2. Eventos de deformación

4.2.1. Estructuras regionales

Es posible observar tres sistemas de fallas normales en esta zona (Figuras 5 y 6). Un sistema de fallas paralelo al sistema San Luis de La Paz-Salinas Hidalgo (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997) está formado por numerosas fallas con dirección NW-SE; la estructura principal de este sistema es la falla del Bajío cuyo extremo meridional

se encuentra en el área cartografiada. Este sistema se encuentra afectando a las sierras de Codornices y de los Cuarzos. Un segundo sistema de fallas, pero con dirección NE-SW, está compuesto por segmentos de fallas y alineamientos de fuentes de emisión volcánica. Aunque algunas de las fallas no presentan una traza continua, se infiere su importancia por su asociación con el levantamiento del basamento. Pertenecen a este sistema las fallas Palo Huérfano, La Joya, Ixtla, Central y Sur. El tercer sistema, N-S, está compuesto por las fallas San Miguel de Allende, Bartolomé, Tlacote, 5 de Febrero y Querétaro. A nivel regional se puede considerar que éstas forman parte del Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. Entre las fallas estudiadas en esta zona, se considera como estructuras mayores a las fallas San Miguel de Allende, Querétaro y El Bajío, porque tienen una longitud mayor que 50 km (se extienden hacia el norte y/o sur fuera del área de estudio) y su desplazamiento es mayor que 300 m. Aunque de menor tamaño, las fallas Palo Huérfano, La Joya e Ixtla se consideran también estructuras importantes, ya que limitan al basamento.

4.2.2. Edad y magnitud de la deformación

De acuerdo con Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), la deformación de las rocas de esta región atestigua cuatro eventos tectónicos regionales: El primero corresponde a la fase compresiva de la Orogenia Laramide (D1, Figura 5) ocurrida posterior al Albiano y anterior al Eoceno. Los siguientes tres eventos fueron de alargamiento. En la región de estudio, la ausencia de afloramientos de rocas eocénicas no permitió determinar si existió el evento eocénico registrado en la Mesa Central (D2, Figura 5).

El tercer evento D3 (Figura 5), lo suponemos de edad oligocénica con base en las siguientes observaciones: (1) la Ignimbrita Cañada de La Virgen de edad 28.6 Ma, con decenas de metros de espesor en la cañada del mismo nombre, presenta una disminución progresiva hacia el frente del alto del basamento, que se observa alineado a la falla Palo Huérfano; la ausencia de afloramientos de sedimentos eocénicos en esa zona, tanto en la parte hundida como en la levantada del alto estructural, nos sugiere que la cuenca rellena por las ignimbritas se formó en un tiempo cercano a la edad de estas últimas, ya que de ser más antigua esperaríamos la presencia de sedimentos continentales como ocurre en otras localidades cercanas (*e.g.*, Conglomerado de Guanajuato); (2) el desplazamiento de la Ignimbrita Cañada de la Virgen en la falla San Miguel de Allende antes del depósito de los lahares del volcán Palo Huérfano de 12 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b); y (3) el alineamiento NW de los domos de la Riolita Chichíndaro en las sierras de Guanajuato y Codornices donde se observan domos desplazados y fallas sepultadas por las lavas indicando sincronía entre el volcanismo y fallamiento (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c).

Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) documentaron el cuarto evento en la región de Querétaro, ellos concluyeron que

la deformación fue por alargamiento y ha estado activa desde el Mioceno (D4, Figura 5). Se distinguen tres fases dentro de este evento, que por su distribución espacial y temporal se asocian a la FVTM. La edad entre 12 y 9 Ma para la primera fase (F1-D4, Figura 5) se determinó con las siguientes observaciones: Los primeros productos del volcán Palo Huérfano están desplazados por la falla San Miguel de Allende, mientras que ésta está cubierta por los depósitos más recientes. Los volcanes La Joya y San Pedro están fracturados pero no muestran desplazamientos significativos, sin embargo un derrame de 10.6 Ma del volcán La Joya está desplazado. Los productos volcánicos del Mioceno medio desplazados por fallas del sistema NW-SE incluyen los basaltos del Cerro del Cubilete (13.5 Ma; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997), derrames de la Mesa Los Palacio y derrames del volcán Palo Huérfano. Todos ellos se encuentran al poniente de la falla San Miguel de Allende.

La segunda fase (F2-D4 en la Figura 5) fue determinada porque las fallas ubicadas en la hoja Querétaro cortan a las mesetas del Basalto Querétaro fechadas entre 7.5 y 5.6 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Los argumentos para suponer que este evento ocurrió durante el Mioceno tardío son que existe un alineamiento NE de conos cineríticos y fuentes de emisión, uno de ellos fechado en 6.2 Ma por Valdés-Moreno *et al.* (1998) y, por otro lado, las fallas Tlacote y Bartolomé no cortan a estos derrames.

La tercera fase (F3-D4) fue posterior a la formación del Volcán Cimatarío, fechado en 5.6 Ma, y activó la falla Querétaro en su sector sur. Aparentemente este evento extensivo ha continuado hasta el Cuaternario. Se observa que la falla La Cuesta, con orientación E-W es posterior a la falla Querétaro-sur y anterior a la Ignimbrita Huimilpan del Plioceno (Aguirre-Díaz, 1996). También se registró actividad sísmica reciente en un pequeño segmento de la falla Sanfandila, el cual está oculto por la cubierta de aluvión; la orientación de esta falla es N26° W y tuvo desplazamiento normal (Zúñiga *et al.*, en prensa). Se sabe que fallas cuaternarias forman el sistema Chapala-Cuitzeo paralelas al eje de la FVTM y cuyo extremo norte continúa hacia las fallas de esta zona de estudio (Figura 3).

Desde el Mioceno medio hasta el Reciente ha habido deformación extensiva en esta área de estudio; aunque nosotros la separamos en fases discretas, lo más probable es que haya sido una deformación continua que migró hacia el centro de la FVTM.

4.3. Implicaciones de la actividad de la SFTSMA

Se concluye que en el área de San Miguel de Allende-Querétaro se registran los eventos de deformación característicos tanto de la Mesa Central como los de la FVTM (Figura 5). En ambos casos la deformación ha sido sincrónica con el volcanismo. En la FVTM se sabe que la actividad del SFTSMA ha influido en el volcanis-

mo ya que hay doce estratovolcanes emplazados a lo largo de su traza y, a una escala menor, se ha documentado que al occidente del SFTSMA el volcanismo ha sido principalmente monogenético, mientras que al oriente ha sido principalmente poligenético (Ferrari, 2000).

La extensión oligocénica máxima en la parte sur de la Mesa Central fue de ~20% en dirección E-W. Por otro lado, la extensión cuaternaria en el sector central de la FVTM, al poniente del SFTSMA, fue estimada por Suter *et al.* (2001) en 3% con dirección N-NW. La magnitud de la extensión del Mioceno-Plioceno no ha sido determinada.

Si se considera válido que la extensión principal es perpendicular a los arcos volcánicos (Hamilton, 1995), y si la Sierra Madre Occidental y la FVTM corresponden a arcos volcánicos, entonces la deformación extensiva varió de ~E-W a N-S desde el Oligoceno al Cuaternario. Durante los últimos dos eventos, posteriores a los 12 Ma, cuando la dirección de extensión máxima era *ca.* NNE-SSW, las fallas NW no se reactivaron mientras que las pertenecientes al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende sí tuvieron desplazamiento.

Dentro de la FVTM, hay numerosas fallas con orientación N-S o NNW-SSE que se encuentran a lo largo de la traza del SFTSMA. Se han reconocido de norte a sur las fallas Sanfandila, Epitacio Huerta, Perales (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego *et al.*, 1990), y un sistema de horst y grabenes al sur del Nevado de Toluca (García-Palomo *et al.*, 2000). La Figura 3 muestra que el ancho máximo del SFTSMA tiene más de 35 km en la región entre San Miguel de Allende y Querétaro, que la dirección principal de las fallas varía de N-S a NNW-SSE, y que el sistema tiene una dirección general N20°W, observándose que está segmentada.

5. Teoría de la reactivación de fallas

Desde el punto de vista mecánico dos hechos llaman la atención: (1) la reactivación sincrónica de fallas con tres distintas orientaciones y (2) la activación de dos pares de fallas normales ortogonales.

La orientación de una falla puede relacionarse con el estado de esfuerzos que la formó. Con el criterio de Coulomb-Navier y asumiendo que sobre la superficie de la Tierra no puede haber esfuerzo de cizalla, Anderson (1951) propuso que la inclinación de las fallas naturales era indicativa del estado de esfuerzos que las generó. De esta manera las fallas normales se habrían formado con un esfuerzo principal máximo vertical y por lo tanto son de ángulo alto. Por otro lado, se sabe también que, para liberar la deformación, el deslizamiento de un plano preexistente puede sustituir a la generación de una nueva fractura si el esfuerzo necesario para su deslizamiento es menor que el que se requiere para generar una nueva falla. De esta manera, las fallas medidas en el campo pudieron formarse bajo un régimen de esfuerzos y reactivarse bajo un segundo régimen.

Tolson *et al.* (2001) elaboraron, bajo este supuesto, el programa de cómputo *ReActiva*. Este programa sirve para determinar las orientaciones de los planos favorables de reactivarse bajo el régimen de esfuerzos y los parámetros físicos interactivamente modificables por el usuario. *ReActiva* se basa en los criterios de Coulomb-Navier para la ruptura y el deslizamiento, pero en vez de representar la relación entre esfuerzos y orientación de planos en un círculo de Mohr, el programa grafica los polos de los planos en una red equiangular, lo que permite al usuario la interpretación de los datos en un espacio geográfico. Las bases teóricas del programa y los intervalos de los parámetros considerados (profundidad, cohesión, coeficientes de fricción interna y de deslizamiento, presión de fluidos y razón de esfuerzos) fueron explicados en Alaniz-Álvarez *et al.* (1997 y 1998). *ReActiva* está disponible al dominio público en: http://geologia.igeolcu.unam.mx/Tolson/SoftWare/Public_Domain_Software.html.

5.1. Aplicación de los criterios de reactivación a los casos de estudio

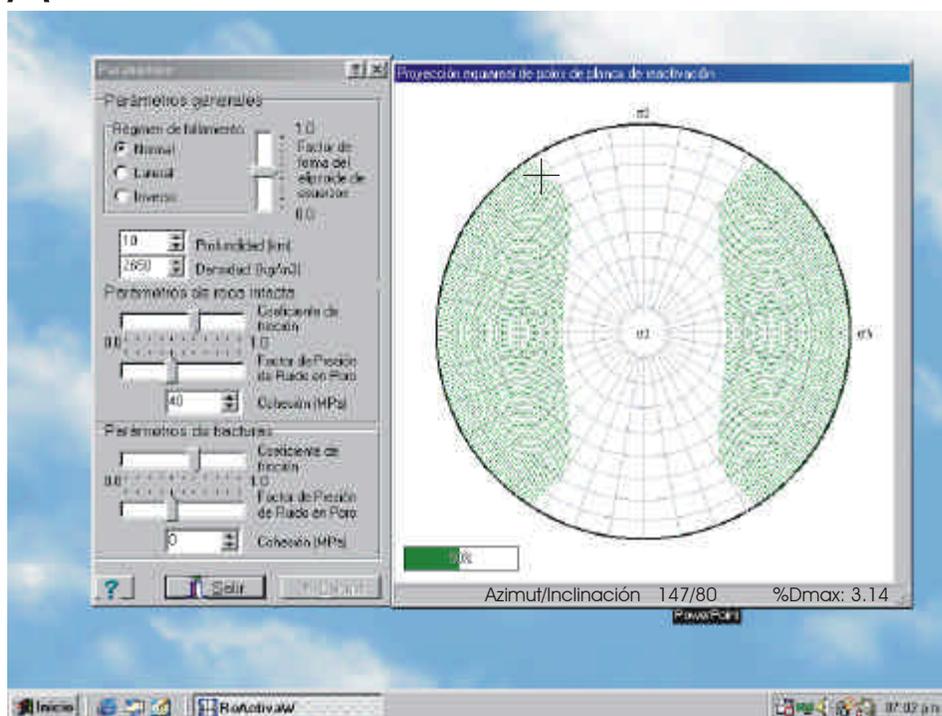
Con este programa es posible apreciar si las fallas medidas en el campo estuvieron orientadas favorablemente para su deslizamiento bajo los eventos extensivos calculados para la Mesa central y para la FVTM.

5.1.1. Caso 1, Región San Luis Potosí-Guanajuato

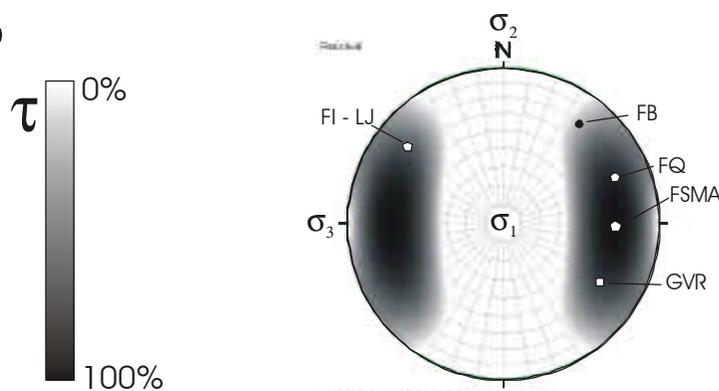
La Figura 7 muestra un diagrama obtenido por *ReActiva* para la deformación oligocénica. Se consideraron las siguientes condiciones: (1) Para representar un régimen de fallamiento normal se utilizó el esfuerzo principal máximo (σ_1) vertical, (2) la dirección de extensión máxima (~E-W) fue paralela al esfuerzo principal mínimo (σ_3), (3) la profundidad de generación del fallamiento fue a 10 km. Para los parámetros físicos de las rocas se utilizaron valores promedio considerados en Alaniz-Álvarez *et al.* (1998). El campo sombreado contiene los polos de los planos susceptibles de ser reactivados bajo las condiciones mostradas. Se observa que las orientaciones de las fallas San Miguel de Allende, Querétaro, Villa de Reyes, Ixtla-La Joya y El Bajío son propicias para su deslizamiento.

Para determinar el potencial relativo de reactivación, el programa *ReActiva* calcula el porcentaje del esfuerzo de cizalla resuelto sobre el plano utilizando como referencia el valor máximo obtenido. De esta manera el 100% se obtiene en los planos orientados más favorablemente. La Figura 7 muestra que la falla de San Miguel de Allende tiene la orientación más favorable para su reactivación, seguida por la falla de Querétaro, las fallas que limitan el GVR, incluyendo las del sistema NE-SW (Graben de Comanja, Graben de la Saucedá y la falla Ixtla-La Joya), y las que necesitan mayor esfuerzo diferencial serán las fallas del sistema San Luis de La Paz-Salinas Hidalgo y la falla del Bajío.

A



B



Coeficiente de fricción (roca intacta): 0.6
 Coeficiente de fricción (planos de anisotropía): 0.6
 Densidad (kg/m^3): 2650.00
 Factor de presión en poros (roca intacta): 0.4
 Factor de presión en poros (planos de anisotropía): 0.4
 Profundidad (m): 10,000
 Cohesión (roca intacta, Mpa): 40
 Cohesión (planos de anisotropía): 0
 Factor de forma de elipsoide: 0.5

Figura 7. A. Se muestra la ventana que se despliega con el programa *ReActiva*. En el lado izquierdo están los parámetros cuyos valores pueden ser modificados por el usuario. En el estereograma se muestra el dominio de fractura en blanco y el de reactivación está sombreado. El programa calcula el porcentaje del esfuerzo de cizalla resuelto sobre el plano (τ) con respecto al valor máximo. El área no sombreada tiene un valor de $\tau=0$. En la línea inferior del estereograma se indica el valor del polo del plano a evaluar, indicado por el cursor (+), y su τ respectivo. B. En un diagrama de *ReActiva* se ubicaron los polos de las fallas de San Miguel de Allende (FSMA), de Querétaro (FQ), la falla oriente del Graben de Villa de Reyes (GVR), la Falla Ixtla-La Joya, y la falla del Bajío (FB), todas se activaron durante el evento oligocénico cuyo esfuerzo principal mínimo fue ca. E-W. Para el cálculo del diagrama reactivación-ruptura, se consideró que los planos de anisotropía tienen cohesión cero, a diferencia de la roca intacta a la que se le asignó 40 MPa. Nótese que las cinco fallas se ubican en el dominio de reactivación, siendo su potencial de reactivación proporcional al esfuerzo de cizalla resuelto sobre el plano (τ).

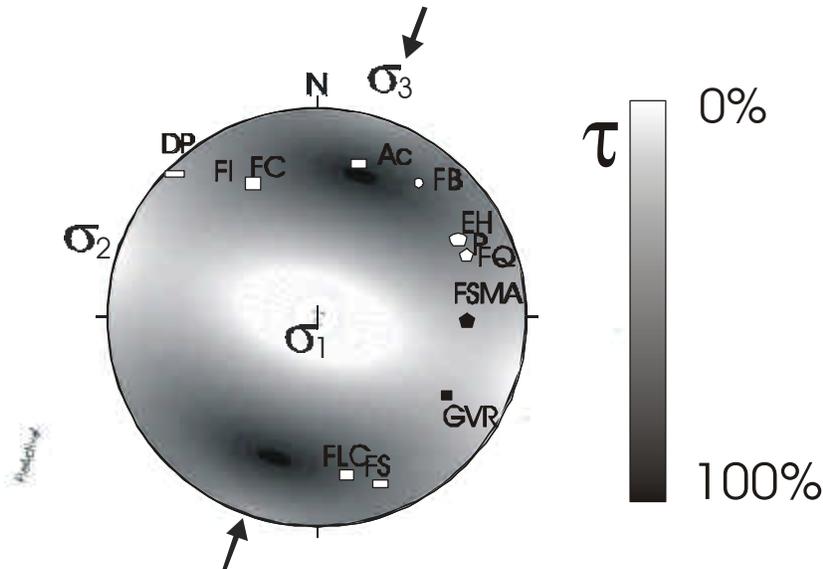


Figura 8. Diagrama de *ReActiva* con los parámetros señalados en la Figura 7A, a excepción del coeficiente de fricción del plano de debilidad que fue 0.3. Se considera que la extensión cuaternaria de la FVTM es perpendicular a la trinchera y paralela a σ_3 . Las fallas con orientación favorable para su deslizamiento son Ixtla (FI), Acambay (Ac), El Bajío (FB), Sur (FS), la falla oriente del Graben Villa de Reyes (GVR) y el Dique El Patol (DP). Según este diagrama, con un coeficiente de fricción de 0.3, las fallas San Miguel Allende (FSMA), Epitacio Huerta (EH), y Perales (P) requieren para deslizarse de un esfuerzo diferencial menor que para generar una nueva fractura

5.1.2. Caso 2, Región San Miguel de Allende-Querétaro

La Figura 8 muestra el diagrama obtenido con *ReActiva* para la fase de deformación extensiva ocurrida en la FVTM en el Cuaternario (D4-F3, Figura 5). Se asumieron las siguientes condiciones: (1) el esfuerzo principal máximo (σ_1) es vertical, (2) la dirección de extensión máxima (N20° E- S20° W) paralela al esfuerzo principal mínimo (σ_3), y (3) la profundidad de generación del fallamiento fue a 10 km. Hay varios parámetros que pueden debilitar una fractura preexistente y por lo tanto permitir que se reactive aunque esté orientada desfavorablemente. Por ejemplo, nosotros lo modelamos asignándole distintos coeficientes de fricción al plano de debilidad; en la Figura 8 se muestra que con valores del coeficiente de fricción de 0.3, es decir simulando que los planos pre-existentes fueron fallas maduras con salbanda rica en arcillas hidratadas, las fallas N-S necesitarán menor esfuerzo diferencial para deslizarse que el requerido para generar nuevas fracturas.

La Figura 8 muestra que las fallas de mejor a peor orientación para reactivarse son las de Acambay, del Bajío, La Cuesta, Sur, Central, Epitacio Huerta, Perales, Querétaro, Ixtlán-La Joya, Sanfandila y del graben de Villa de Reyes. Es notable que las fallas pertenecientes al SFTSMA tienen una orientación muy desfavorable para su reactivación, aunque sabemos que la falla Sanfandila tuvo actividad sísmica reciente (Zúñiga *et al.*, 1998, y en prensa) y algunos rasgos sugieren que la falla Epitacio Huerta está activa (Suter *et al.*, 1995a). Por otro lado, la falla del Bajío con una orientación muy favorable no se activó en esta región durante el evento

ocurrido en el Mioceno-Reciente (D4-F3, Figura 5). Hay que considerar que este programa calcula el esfuerzo necesario para activar una falla independiente y que, en general, los valores del potencial de reactivación no varían mucho si se cambia la dirección del esfuerzo principal mínimo (σ_3) a N-S. La explicación más sencilla de que la falla del Bajío no se reactivó bajo este evento es que ella termina en la falla San Miguel de Allende. Pero, el hecho de que se haya activado la falla Sanfandila con una orientación muy desfavorable implica interacción cinemática o dinámica entre fallas.

5.2. Cinemática de las fallas en la deformación tridimensional

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, la longitud se mantiene constante en la dirección principal intermedia de distorsión. A diferencia de lo anterior, cuando se tiene fallamiento normal en dos o más pares conjugados de fallas se producen extensión perpendicular a cada sistema y acortamiento en la dirección vertical, teniendo así 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 la magnitud de los esfuerzos principales intermedio y mínimo variaban hasta llegar a intercambiarse. 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.

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 la capacidad que tengan las fronteras para permitir la deformación en dos o tres direcciones.

Para los dos casos de estudio presentados, hemos reconocido tres sistemas de fallas normales cuyas direcciones son distintas (NE-SW, N-S, NW-SE) y que se activaron sincrónicamente al menos dos de ellas. Se documentó además que la deformación ha sido controlada fuertemente por las estructuras preexistentes, ya que la deformación en los eventos más jóvenes ocurre sobre las fallas activadas previamente. También se observó que dos de los tres sistemas, la falla del Bajío y el SFTSMA, son paralelos a límites de bloques corticales. Dado que la zona de falla Taxco-San Miguel de Allende tiene más de 35 km de ancho, podemos considerar que al menos una de las fronteras fue adecuada para absorber la deformación y permitir extensión en dos direcciones principales horizontales con acortamiento vertical.

6. Discusión

La activación de dos sistemas de fallas normales, localizadas en la frontera norte de la FVTM y cuya intersección es casi ortogonal, ha sido explicada de dos maneras: 1) por el bajo valor de la razón de esfuerzos

$$R = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$$

y 2) aduciendo que se trata del cruce de dos provincias tectónicas, la provincia de Cuencas y Sierras y la Faja Volcánica Transmexicana.

1) En el primer caso, los valores reportados de la razón R se obtuvieron por inversión de estrías de falla en Aljibes y Acambay (Suter *et al.*, 1995 a y b) y se supone que, dada la condición de R pequeña, perturbaciones menores en el campo de esfuerzos produjeron la permutación entre σ_2 y σ_3 , lo cual activó de manera alternada y como fallas normales a cada uno de los

sistemas ortogonales (Figura 9A).

Consideramos que una razón de esfuerzos cercana a cero difícilmente fue el origen de los dos sistemas de fallas ortogonales por las razones siguientes:

a) Suponiendo un medio isótropo, una razón de esfuerzos muy baja pudiera llegar a explicar la formación de un patrón ortogonal de fallas; es decir, que se generen dos sistemas de fallas nuevas ortogonales con una orientación ideal Coulomb, *i.e.*, $\theta = 45^\circ - \tan^{-1}(\mu/2)$. Sin embargo, para una región fracturada como lo es el centro de México, lo más probable es que se reactiven fallas con orientaciones no ideales. Esto es ilustrado con el diagrama de Mohr y el estereograma generado por el programa *ReActiva* de la Figura 9 (B y C). Obsérvese que los planos con bajo coeficiente de fricción y baja cohesión, ubicados entre las líneas correspondientes a los valores críticos de deslizamiento sobre un plano de debilidad y de ruptura para la roca intacta, se reactivarán con un estado de esfuerzos menor que el necesario para fracturar la roca.

b) Los planos orientados desfavorablemente pueden requerir, bajo ciertas condiciones, menor esfuerzo diferencial para deslizarse que el necesario para formar una falla nueva (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997). La reactivación de un plano preexistente depende de su orientación, cohesión, coeficiente de fricción, presión de fluidos y la profundidad del inicio del desplazamiento. Las fallas que se han activado en varios episodios de deformación se constituyen en fallas maduras, las cuales pueden presentar una alta porosidad permitiendo la concentración de fluidos en su estructura y contienen material de falla con arcillas, cuyos coeficientes de fricción son bajos (Morrow *et al.*, 1992).

c) Es poco probable que una razón de esfuerzos baja se haya presentado en todos los sitios donde se ha reconocido la intersección de dos sistemas de fallas ortogonales. Hemos documentado que éstos se presentan a lo largo de 250 km, desde San Luis Potosí hasta Acambay, y la actividad sincrónica ha ocurrido desde el Oligoceno hasta el Cuaternario. Hasta donde sabemos, el fallamiento sincrónico de dos o más sistemas ha ocurrido durante dos eventos de deformación extensional posteocénica, que juntos suman cinco fases de deformación y casi todas éstas ocurrieron en la región ubicada entre San Miguel de Allende y Huimilpan. Es razonable considerar que en cada lugar y tiempo hubo distintos campos de esfuerzos, y suponer que en todos los casos R fue la adecuada para permitir permutaciones consecutivas resulta más una explicación *ad hoc* que una deducción fundamentada en las observaciones, sobre todo si se considera el punto siguiente.

d) Recientemente, los métodos de inversión de estrías de falla han sido cuestionados en sus fundamentos teóricos y en sus aplicaciones (Pollard *et al.*, 1993; Cashman y Ellis, 1994; Twiss y Unruh, 1998; Nieto-Samaniego 1999). Más aún, difícilmente arrojan resultados fehacientes cuando se aplica a zonas anisótropas o abarcando múltiples fases o eventos de

deformación. Estos métodos están basados en la asunción de que las fallas actúan de manera independiente, es decir, que su movimiento no está restringido por otras fallas. La interacción cinemática fue modelada por Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1997) y se establece cuando el movimiento de una falla depende del movimiento de la otra. Esto ocurrirá cuando el esfuerzo diferencial necesario para deslizar un plano que corta es mayor que el necesario para deslizar el plano cortado, de tal manera que no es posible mover el primero sin mover el segundo (Figura 10). Cuando se alcanza el esfuerzo

necesario para mover el plano cortante, se mueve el bloque limitado por las dos fallas con una dirección paralela a la intersección de los dos planos. Una manera rápida de reconocer si existió interacción cinemática es observar si uno de los juegos de estrías se ubica en la intersección de los dos planos de fallas. En la deformación cuaternaria de la FVTM, el SFTSMA es el que requiere mayor esfuerzo diferencial para activarse y, en algunas zonas, el sistema Chapala-Tula es cortado por este sistema; en esos sitios se presume que debe de haber ocurrido interacción cinemática. En la región estudiada, las

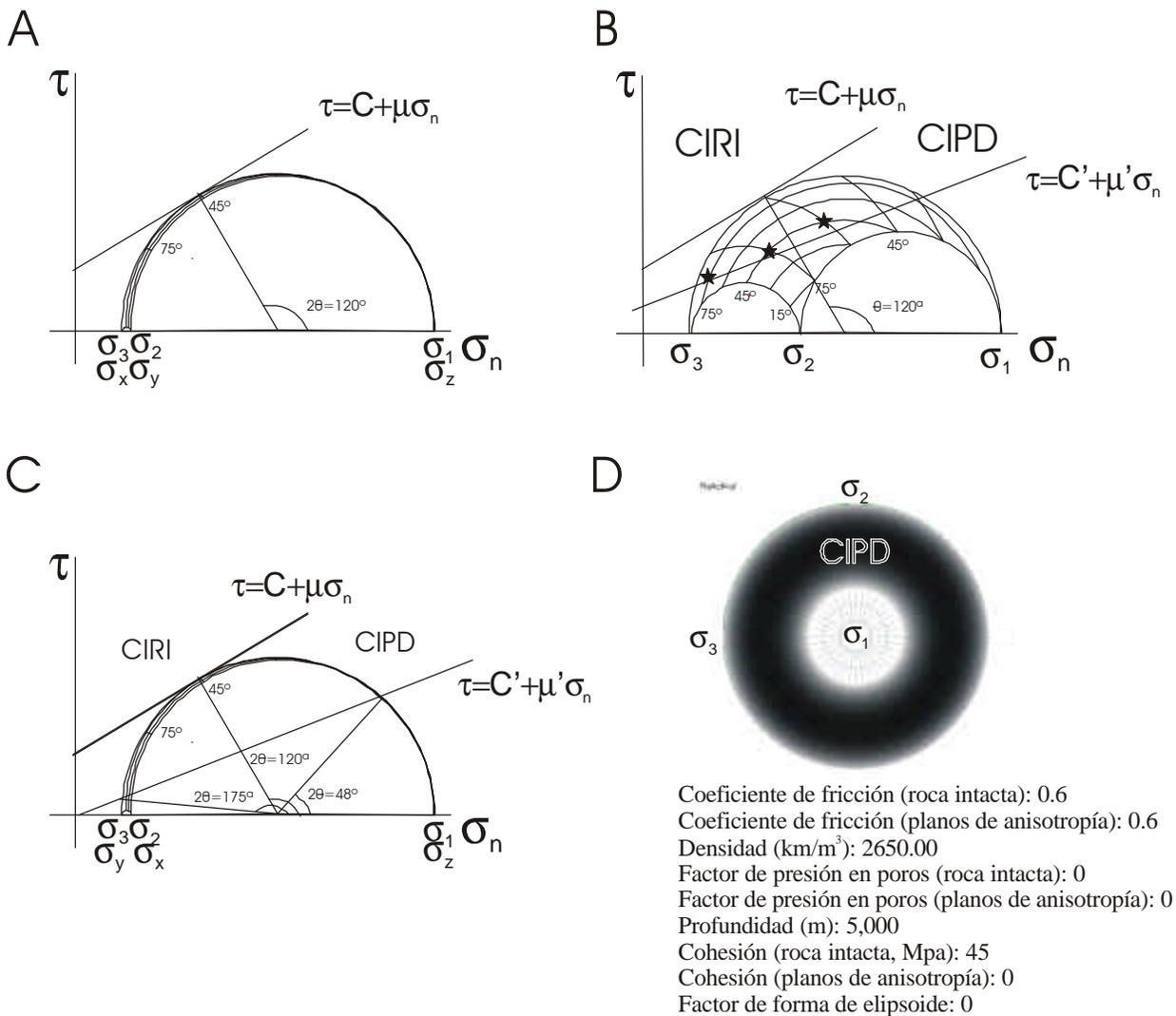


Figura 9. A. Diagrama de Mohr para la representación de un sistema de esfuerzos con una $R=0$. Se presume que al producirse la falla, con una orientación paralela a σ_y , y con una inclinación de 60° , el valor de σ_3 aumentará y por lo tanto la dirección del σ_y pasará a ser el valor mínimo. De esta manera la dirección con el mayor potencial de reactivación será paralela a σ_x . B. Diagrama de Mohr en tres direcciones. El campo de inestabilidad para una roca intacta (CIRI) se producirá cuando el esfuerzo de cizalla sea mayor que el establecido por el criterio Coulomb-Navier. Un cuerpo que contenga planos de fractura, representados en este caso por estrellas, que se encuentren ubicados en el campo de inestabilidad de planos de debilidad (CIPD) por encima de la envolvente tenderán a liberar la deformación aún cuando no se haya alcanzado el estado de esfuerzos que produzca la fractura. C. En este diagrama se muestra el rango de orientaciones en las cuales se requiere menor esfuerzo diferencial para producir deslizamiento que para la generación de una fractura. Para este ejemplo el intervalo varía entre 24° y 87° y como σ_3 es muy parecido a σ_2 no importa el rumbo que tengan. D. El diagrama ruptura-deslizamiento generado por *ReActiva*, para una $R=0.01$, muestra el rango de orientaciones ubicado en el campo de inestabilidad de planos de debilidad (CIPD) el cual es el mismo que el diagrama de Mohr.

observaciones geológicas que hemos realizado y los datos publicados por otros autores no sustentan que las fallas actuaron independientemente. Aunque es difícil reconocer la interacción de fallas principales, ya que están sepultadas, es posible observar el deslizamiento sobre direcciones de intersección en fallas menores que acomodan deformación local (ver por ejemplo Figura 17 de Suter *et al.*, 1995a y Figura 10 de García-Palomo *et al.*, 2000).

2) Con respecto a la segunda explicación sobre el cruce de las provincias Cuencas y Sierras y la Faja Volcánica Transmexicana (Carrillo-Martínez, 1998; Suter *et al.*, 2001; Zúñiga *et al.* en prensa), debe mencionarse que el término de Cuencas y Sierras meridional no se refiere a una provincia fisiográfica sino a una provincia tectónica. Decidimos utilizar el nombre de Cuencas y Sierras meridional ya que este término fue acuñado en México, por analogía con el *Basin and Range* del poniente de los Estados Unidos (Henry y Aranda-Gómez 1992). La morfología debida a esta provincia tectónica abarca una región amplia de México y consiste de cuencas alargadas en dirección ~N-S (Figura 1). El evento tectónico que formó dichas cuencas en el área de estudio tiene una edad del Oligoceno tardío (D3, Figura 5).

Considerando lo anterior, podemos concluir que hay dos provincias tectónicas sobrepuestas en el espacio, pero en el tiempo están separadas: en la provincia Cuencas y Sierras meridional dentro del área de estudio, la deformación ocurrió durante el Oligoceno tardío (30-

24 Ma), mientras que en la FVTM la deformación ocurrió posterior al Mioceno tardío. Esto quiere decir que la zona activa de la FVTM cruza estructuras que estuvieron inactivas por más de 10 Ma. Evidentemente no se trata de la interacción entre dos estados de esfuerzos regionales distintos o de dos provincias tectónicas activas. La actividad simultánea de los dos sistemas de fallas en las zonas de intersección ocurrió al sobreponerse una provincia tectónica activa a estructuras preexistentes inactivas.

Basados en lo expuesto en este estudio, nosotros planteamos la hipótesis siguiente: que el desplazamiento cuasi-simultáneo de sistemas ortogonales u oblicuos de fallas a lo largo del FTSMa, fue producido por la interacción cinemática de sistemas de fallas preexistentes activadas bajo un régimen tectónico.

7. Conclusiones

El estudio de los patrones de fallamiento asociados a las deformaciones extensivas postecénicas en el centro de México nos permitió llegar a las siguientes conclusiones.

Las regiones estudiadas en el centro de México registran estructuras activadas durante cuatro eventos de deformación. El primer evento fue de acortamiento y se relacionó con la Orogenia Larámide. Un segundo evento de deformación extensiva eocénica, reportado en la literatura para el centro de México, pero que no fue

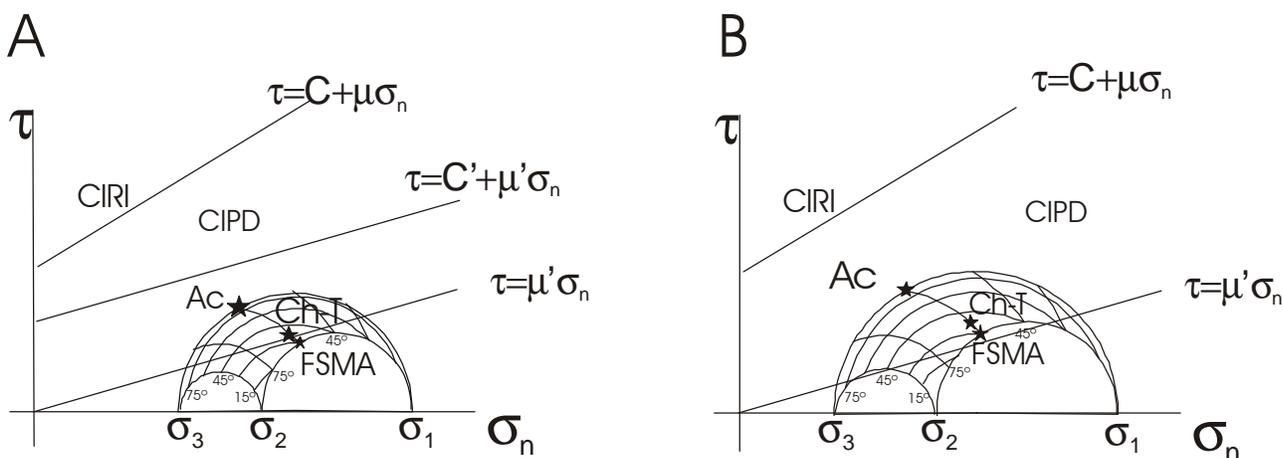


Figura 10. Diagramas de Mohr donde se muestra las relaciones esfuerzo-desplazamiento de la parte central de la FVTM bajo un esquema de la interacción cinemática. Las estrellas se ubicaron de acuerdo con la orientación de las fallas de Acambay (Ac), del sistema Chapala-Tula (Ch-T) y de la falla de San Miguel de Allende con respecto a una dirección N15°E de σ_3 , $\mu=0.6=\tan 30^\circ$, $\mu'=0.3=\tan 16.7^\circ$. En este esquema se muestra que las fallas de la parte central de la FVTM cumplen con las características de interacción cinemática propuesto por Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1997), ya que el sistema que corta (Falla San Miguel de Allende) necesita mayor esfuerzo diferencial para deslizarse que los cortados (Ac y Ch-T). De acuerdo con este esquema no es posible el deslizamiento de Ac y Ch-T ya que antes es necesario que se deslice la FSMA, la cual se encuentra en el campo de estabilidad. El esquema de la interacción cinemática se aplica únicamente para las fallas individuales que se encuentran en la zona de influencia del SFTSMa. B. El deslizamiento ocurrirá cuando el estado de esfuerzos alcance el valor crítico establecido por $\tau = \mu' \sigma_n$ y en ese momento ocurrirá también deslizamiento en los otros planos. El esfuerzo tectónico (*i.e.*, diferencia de esfuerzos) aumenta al disminuir el valor de σ_3 , ya que σ_1 no varía porque representa el valor de la presión ejercida por la columna litostática, al estar en un régimen extensivo. Nótese que en el caso mostrado en la figura no se formará una falla nueva ya que la envolvente para la roca intacta nunca se alcanza.

posible documentarlo en nuestra zona de estudio debido a la falta de afloramientos de roca de esa edad. El tercero fue de alargamiento y se relaciona con la formación de la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental. El cuarto, también de alargamiento, está relacionado con la formación de la Faja Volcánica Transmexicana desde el Mioceno hasta el Reciente. En este trabajo se documentó la actividad de hasta tres sistemas de fallas durante los últimos dos eventos de deformación.

Se calculó el potencial de reactivación de las fallas normales con el programa *ReActiva*. La orientación de los sistemas de fallas Taxco-San Miguel de Allende (norte-sur), San Luis de la Paz-Hidalgo y del Bajío (noroeste-sureste) y el NE-SW fue favorable para su deslizamiento durante el evento oligocénico. Durante la extensión de la FVTM, las fallas del SFTSMA están orientadas desfavorablemente; sin embargo, se calculó que aquellas que tienen bajo coeficiente de fricción se pueden deslizar bajo este régimen.

Se concluye que el SFTSMA es una zona de debilidad cortical cuyas fallas han liberado parte de la extensión posteocénica en el centro de México. La falla Sanfandila, como parte de este sistema, fue susceptible de reactivarse dentro de la FVTM, donde la deformación actualmente está activa.

Agradecimientos

La mayor parte de este trabajo se elaboró para el ingreso a la Academia de Ingeniería de Susana Alaniz. Fue financiado por CONACYT Proyecto 33087-T. Se agradece a Jorge Nieto y a Carmen Schlapfer por sus comentarios y revisión del trabajo como miembros de la Academia de Ingeniería, y a Mariano Cerca y Ramón Zúñiga como árbitros del artículo.

Referencias Bibliográficas

- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J., Solorio-Munguía, J.G., 1994, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11 (1), 29-42.
- Aguirre-Díaz, G., 1996, Volcanic Stratigraphy of the Amealco Caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 10-51.
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001, The Amazcala Caldera, Querétaro, México, geology and geochronology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.
- 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., Magmatism and tectonics of central and northwestern México; a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión, 1, p. 1-39.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1997, Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento; aplicación a la falla de Oaxaca, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 26-37.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Tolson, G., 1998, A graphical technique to predict slip along a preexisting plane of weakness: *Engineering Geology*, 49, 53-60.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Ojeda-García, A.C., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129-148.
- Anderson, E.M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain: Edinburgh, Oliver and Boyd, 2nd edition revised, 206 p.
- 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.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectono-magmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1), 59-71.
- Carrillo-Martínez, M., 1998, Normal faulting in the Pathé geothermal area, central México: *Geofísica Internacional*, 37, 103-112.
- Campos-Enriquez, J.O., Kerdan, T., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E., Alday-Cruz, R., 1994, Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer (resumen): *Geos, Boletín Informativo, Unión Geofísica Mexicana*, 12, 75-76.
- Cashman, P.H., Ellis, M.A., 1994, Fault interaction may generate multiple slip vectors on a single fault surface: *Geology*, 22, 1123-1126.
- 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 Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 2, 172-187.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: U.S. Geological Survey, Professional Paper, 264-H, 183 p.
- 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.
- 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.
- Gross, W.H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, 70, 1175-1189.
- Henry, C.D., and Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico, *Geology*, 20, 701-704.
- Hernández-Laloth, N., 1991, Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero del Valle de León, Guanajuato: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 129 p.
- Hamilton, W.B., 1995, Subduction systems and magmatism, in Smeille

- J.L. (ed.), Volcanism associated with extension at consuming plate margins: London, Geological Society, Special Publication, 81, 3-28.
- 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.
- 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, 33-50.
- Morrow, C., Radney, B., Byerlee, J.D., 1992, Frictional strength and the effective pressure law of montmorillonite and illite clays, en Evans, B., Wong, T. (eds.), Fault mechanics and transport properties of rocks: San Diego, Academic Press, 69-88.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1999, Stress, strain and fault patterns: Journal of Structural Geology, 21, 1065-1070.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1995, Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns: Journal Structural Geology, 17, 1571-1578.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: Tectonophysics, 270, 197-206.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13, 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-Álvarez, 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-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999b, Carta geológica-minera San Miguel de Allende, escala 1:50,000: México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999c, Carta geológica-minera Celaya, escala 1:50,000: México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Ojeda-García, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Gutiérrez-Acuña, G., Mata-González, B., 2002, Cartografía geológica 1:50,000 del límite El Bajío - Mesa Central, porción Salamanca - Irapuato, estado de Guanajuato, México (resumen), en Tercera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de resúmenes: Geos, Unión Geofísica Mexicana, 22 (3), p. 342.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Disequilibrium melting origin of rhyolitic lavas related to crustal extension in the Mesa Central, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 18, 37-56.
- 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.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D., Rubin, A.M., 1993, Stress inversion methods; are they based on faulty assumptions?: Journal Structural Geology, 15, 1045-1054.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 10 (1), 6-25.
- 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.
- 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, 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995b, The Aljibes half-graben-active extension 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.
- Tolson, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, 2001, ReActiva 2.4, a plotting program to calculate the potential of reactivation of preexisting planes of weakness: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Tolson/SoftWare/ReActivaV24Es.exe>.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 107, 91 p.
- Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998, Analysis of fault slip inversions; do they constrain stress or strain rate?: Journal of Geophysical Research, 103, 12,205-12,222.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H., 1996, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central México: International Geology Review, 38, 176-194.
- Valdez-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.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán, M., Aguirre, G.A., 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 Union, 79, 46 suppl.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G.A., Espíndola, V.H., Nava, E., en prensa, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, México: activation of a non-documented fault in the northern edge of central Trans-mexican Volcanic Belt: Tectonophysics.

Manuscrito recibido: Octubre 10, 2002

Manuscrito corregido recibido: Noviembre 28, 2002

Manuscrito aceptado: Diciembre 9, 2002