

Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México

Effect of cooling fractures in the formation of normal faults: The example of Santa María del Río, San Luis Potosí, Mexico

Paola A. Botero-Santa¹, Shunshan Xu^{2*}, Ángel F. Nieto-Samaniego², Susana A. Alaniz-Álvarez²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001. 76230, Querétaro, México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001. 76230, Querétaro, México.

* Autor para correspondencia: (S. Xu)
sxu@geociencias.unam.mx

Cómo citar este artículo:

Botero-Santa, P.A., Xu, S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2020, Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 72 (1), A011019. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2020v72n1a011019>

Manuscrito recibido: Enero 30, 2018
Manuscrito corregido: Agosto 2, 2018
Manuscrito aceptado: Octubre 12, 2018

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

La reactivación de fallas/fracturas preexistentes es un tema importante para estudiar nucleación, unión, crecimiento y evolución de sistemas de fallas durante una fase de actividad tectónica. Tanto las zonas de debilidad preexistentes, como las fracturas de enfriamiento, pueden condicionar en superficie la configuración de importantes sistemas de fallas. En especial, es importante el estudio del papel de las fracturas de enfriamiento en la reactivación de fallas por tres razones: 1. Son muy numerosas en las rocas volcánicas; 2. Las fracturas verticales, como las generadas por enfriamiento, tienen muy baja tendencia al deslizamiento, y 3. A menudo se les encuentra con rumbos y estrías en varias direcciones que en conjunto son difíciles de interpretar en términos de la mecánica de su formación. Este trabajo presenta un ejemplo de un sistema de falla que se activó sobre un campo volcánico en Santa María, San Luis Potosí, México. Estudiamos la edad, geometría, actividad y cinemática de las fallas normales del SFSLT (Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes) en Santa María del Río, San Luis Potosí, en el centro de México, así como los mecanismos del fallamiento y su interacción con estructuras preexistentes, como son las fracturas de enfriamiento de geometría ortogonal y poligonal. Se eligieron tres sitios para la medición de datos estructurales. Los resultados demuestran que las fallas mayores se orientan en dirección NW-SE preferencialmente y las fallas menores muestran rumbos en todas las direcciones (0° a 360°). El fallamiento produjo el basculamiento de los estratos, en el que las unidades más antiguas tienen echados más altos (20° a 25°) que las unidades más jóvenes (~15°). La presencia de estrías curvadas, líneas de deslizamiento superpuestas y estrías paralelas a la intersección entre dos planos, posiblemente fueron causadas por la interacción entre las fracturas preexistentes al momento de la reactivación. Con todo lo anterior y la ayuda de la visualización de datos con el software ReActiva 2.4 (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2000; Tolson *et al.*, 2001), proponemos que el fallamiento inició a profundidad y cuando avanzó hacia la superficie se enlazó con las fracturas de enfriamiento, dando lugar a la configuración actual del SFSLT.

Palabras clave: Fractura de enfriamiento, fallamiento, falla normal, interacción entre fracturas, San Luis Potosí.

ABSTRACT

The reactivation of pre-existing fractures is an important issue in the study of nucleation, union, growth, and evolution of fault systems. Pre-existing zones of weakness, such as cooling fractures, can determine the configuration of important fault systems. In particular, it is important to study the role of cooling fractures in the reactivation of faults for three reasons: first, there are many cooling fractures in volcanic rocks; second, the vertical fractures have a low tendency to slip; and third, there are many strikes and striae in several directions, making it difficult to interpret their mechanical origin. This paper presents an example of a fault system that overprinted on a volcanic field in Santa María del Río, San Luis Potosí, Mexico. We studied the age, geometry, activity, and kinematics of the SLTFS (San Luis-Tepehuanes Fault System) located in Santa María del Río, in central Mexico, as well as the fault mechanisms and interaction with pre-existing structures, like orthogonal and polygonal cooling joints. Three sites were chosen for the measurement of structural data. The results indicate that the major faults have a NW-SE preferential trend and the minor faults show strikes in all azimuths. This faulting caused the tilt of strata. The older units have higher dips (20° to 25°) than the younger ones (~15°). Curved, superimposed slickenlines and striae parallel to the intersection of two fault planes are probably the result of the interaction with pre-existing fractures during reactivation. Based on these results as well as calculations using the ReActiva 2.4 software (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2000; Tolson *et al.*, 2001), we propose that faulting began at depth, and propagated through the cooling joints while advancing to the surface in the current SLTFS configuration.

Keywords: Cooling joint, faulting, normal fault, fracture interaction, San Luis Potosí.

1. Introducción

El entendimiento de cómo evolucionan las zonas de falla a partir de la nucleación, unión, crecimiento y evolución de fallas y fracturas a diferentes escalas, son temas medulares en los estudios de análisis tectónicos. Muchas fallas en la corteza superior inician a partir de las zonas de debilidad (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997), fracturas preexistentes y/o precursoras (de formación temprana) (Healy *et al.*, 2006) y típicamente crecen por la interacción mecánica y la unión entre estas. En rocas cristalinas, tales como granitoides, rocas volcánicas y rocas metamórficas foliadas, la arquitectura de la roca, su composición, el enfriamiento y la exhumación influyen en el enlace de dichas estructuras para la iniciación de las fallas (Žák *et al.*, 2006; Crider, 2015). La reactivación de las debilidades o estructuras precursoras es común a diversas escalas y por lo general requiere mucha menos energía que la generación de nuevas estructuras (Flodin y Aydin, 2004; Mazzoli *et al.*, 2009). La ruptura de la roca y la reactivación de fallas preexistentes obedecen a múltiples parámetros como las orientaciones (rumbo e inclinación) de estructuras previas, la razón de esfuerzos y un régimen tectónico favorable, así como la profundidad, la cohesión, el coeficiente de fricción y la presión de poros (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998).

Las heterogeneidades mecánicas (planos de debilidad preexistentes) tienen una fuerte influencia sobre la nucleación y la propagación de fallas, tal y como se ha documentado en estudios experimentales, así como, de campo (Martel, 1990; Peacock y Sanderson, 1992; Gross *et al.*, 1997; Kattenhorn *et al.*, 2000; Wilkins *et al.*, 2001; Wilkins y Gross, 2002; Flodin y Aydin, 2004; Soliva y Benedicto, 2004; Mazzoli *et al.*, 2009). Por ejemplo, se ha demostrado que tales heterogeneidades pueden evolucionar a fallas mayores, generando rampas de relevo y superficies de fallas corrugadas (Gupta y Scholz, 2000; Kattenhorn y Pollard, 2001; Mansfield y Cartwright, 2001; Marchal *et al.*, 2003).

La reactivación de fracturas de enfriamiento ha motivado diferentes investigaciones enfocadas a entender qué papel juegan durante la nucleación de fallas en rupturas sísmicas, la propagación y el enlace de fracturas hidráulicas en la producción de hidrocarburos, la dirección del transporte de fluidos para yacimientos minerales, y la distribución de la temperatura en fluidos dentro de la corteza superior (Rutqvist *et al.*, 2013; Taleghani *et al.*, 2014, Álvarez del Castillo, 2017). Hasta ahora, los trabajos sobre reactivación de las fracturas de enfriamiento en rocas volcánicas que influyan en la evolución de sistemas de fallas son pocos (Segall y Pollard, 1983; Pennacchioni *et al.*, 2006) y, menos aún, aquellos que contribuyan a entender qué papel juegan dentro de la configuración de importantes sistemas de fallas normales en México. En este trabajo documentamos cómo la evolución y crecimiento de fallas frágiles normales en rocas volcánicas pueden estar influenciados por la reactivación de algunas fracturas de enfriamiento. En el centro de México, cerca del límite entre las provincias fisiográficas Sierra Madre Oriental (SMO) y la Mesa Central (MC), en el campo volcánico San Luis Potosí (CVSP) y específicamente en el Complejo Volcánico Santa María (CVSM) (SGM, 2004) (Figura 1) se tiene el caso ideal. En esta región, la cubierta volcánica cenozoica está compuesta básicamente por ignimbrita y riolita y está afectada por tres sistemas de fallas bien definidos. El primer sistema es el Taxco-San Miguel Allende (SFTSMA) de rumbo general N-S. El segundo, el más notable en el área de estudio y en el que hemos enfocado nuestra investigación, es el (SFSLT), un grupo de fallas normales con orientación N20°-50°W (Figura 1). Y por último están las fallas de rumbo NE-SW que incluyen al Graben Villa de Reyes (GVR).

El análisis de la geología, las fracturas de enfriamiento o diaclasas y de las fallas normales dentro del CVSM, su relación con los lineamientos regionales, el alineamiento de domos riolíticos emplazados a lo largo de fallas, el basculamiento en las unidades litológicas, y el papel que juega

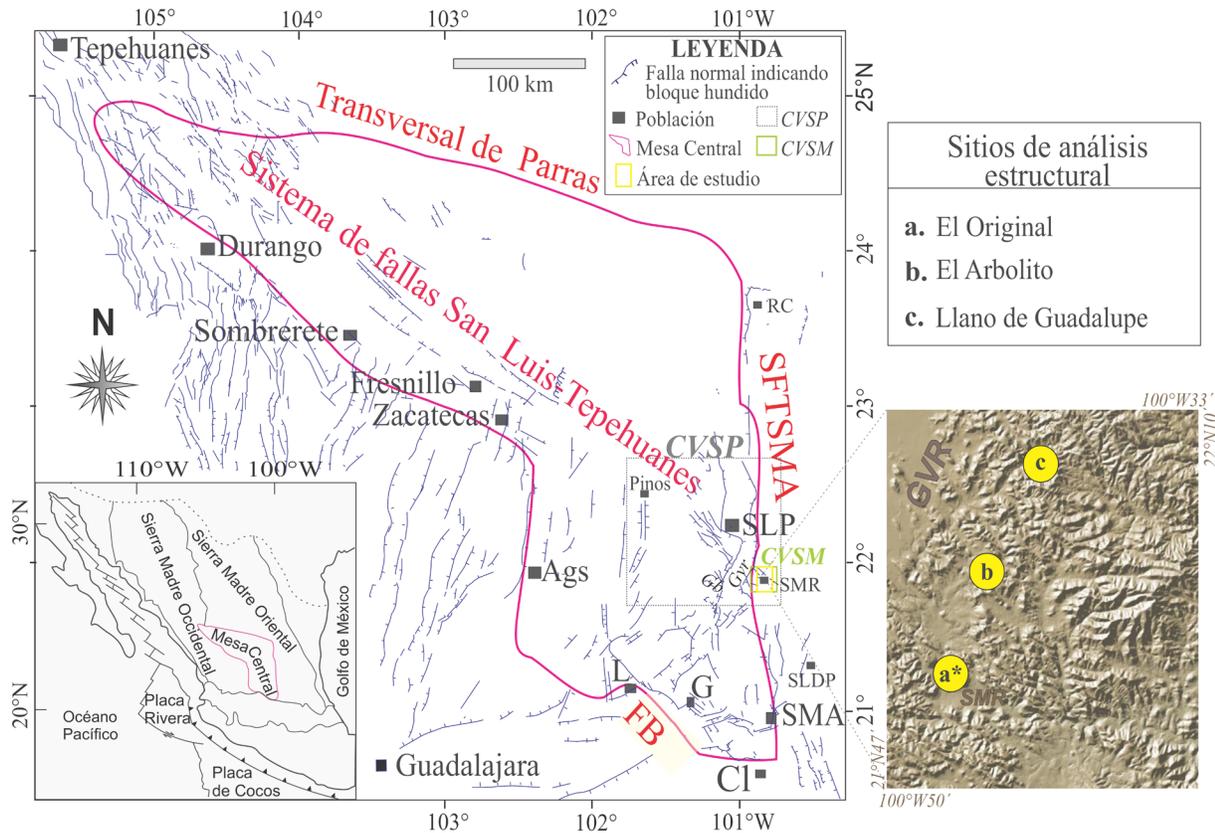


Figura 1 Fallas geológicas mayores sobre la provincia fisiográfica de la Mesa Central y alrededores. Las letras negras representan algunas localidades. RC: Real de Catorce, Ags: Aguascalientes, CI: Celaya, G: Guanajuato, L: León, SLP: San Luis Potosí, SLDP: San Luis de la Paz, SMR: Santa María del Río y SMA: San Miguel Allende. Las letras cursivas y recuadros en colores gris y verde representan el Campo Volcánico San Luis Potosí (CVSP) y el Complejo Volcánico Santa María (CVSM), respectivamente. Las estructuras tectónicas más importantes: Sistema de fallas San Luis Tepehuanes, FB: Falla del Bajío, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco San Miguel Allende, Gvr: Graben Villa de Reyes, Gb: Graben de Bledos. Los bloques hundidos de las fallas están representados por las pequeñas líneas perpendiculares a los trazos de las fallas. El rectángulo verde indica la zona de estudio. El * muestra la localización de los fechamientos U/Pb de este trabajo. Los círculos amarillos marcan los sitios de análisis estructural: a. El Original, b. El Arbolito y c. Llano de Guadalupe. En amarillo se muestra la zona de trabajo. Modificado desde Nieto-Samaniego *et al.* (2007).

la profundidad en la reactivación, nos permiten proponer un modelo de evolución del sistema de fallas normales presentes en la región de estudio.

2. Geología del área de estudio

La Mesa Central (MC) es una provincia fisiográfica localizada en la parte central de México (Figura 1). Geológicamente, es parte de la Sierra Madre Occidental (SMO) y de la provincia de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2007; Best

et al., 2013) y ha estado sometida a diversas fases de extensión desde el Eoceno tardío (Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007), siendo la más notoria la ocurrida entre los 30 Ma y 27 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). En el área de estudio, afloran una serie de fallas complejas con rumbo NW, NE (parcialmente NNE) y N-S (Figuras 1 y 2), cuya distribución está controlada básicamente por dos sistemas de fallas principales: el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes de rumbo NW (SFSLT) y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende de rumbo ~ NS (SFTSMA) (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

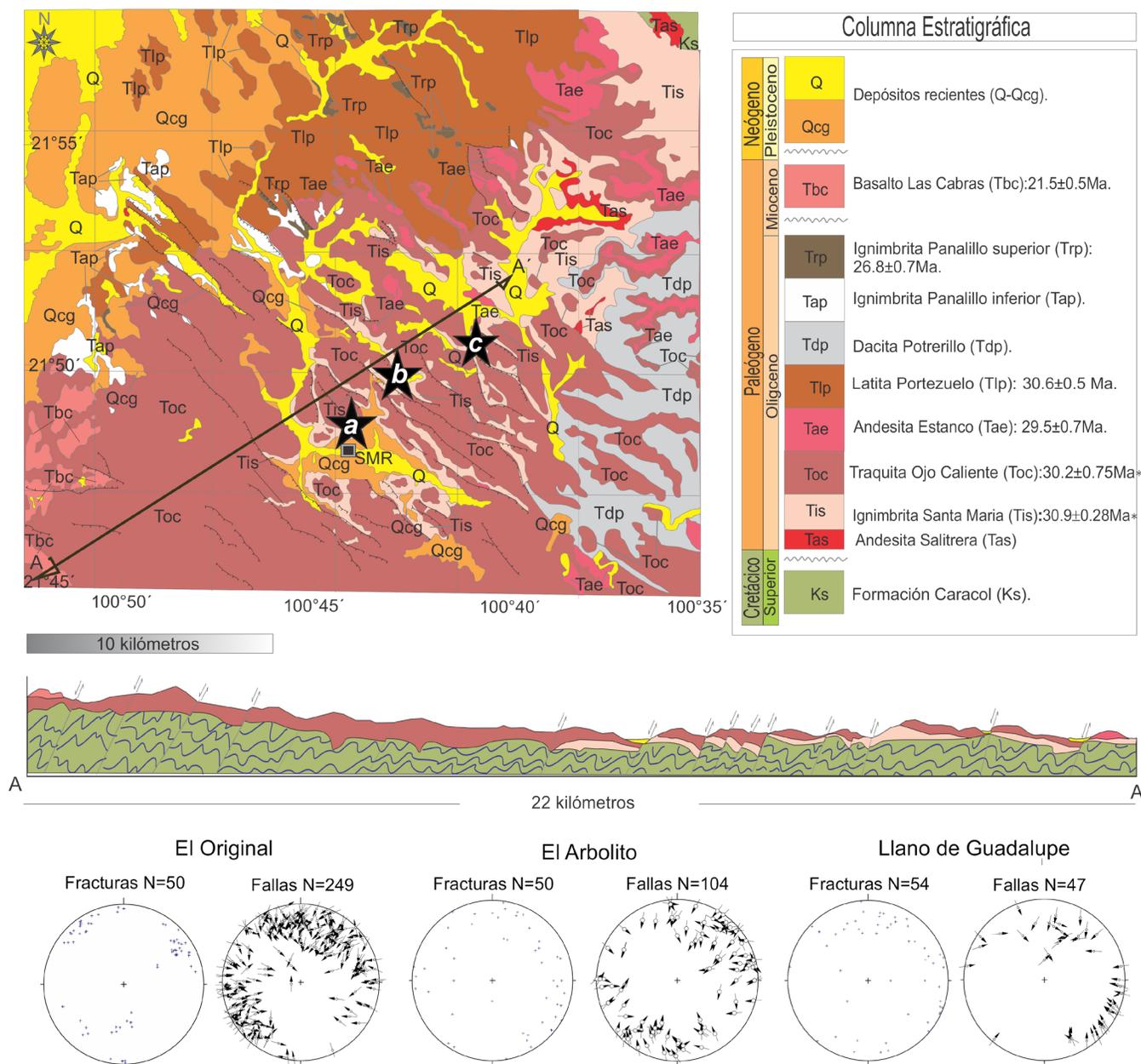


Figura 2 Mapa geológico-estructural de la región de Santa María del Río (SMR) modificado de Tristán-González *et al.* (2009). Las líneas negras largas son las trazas de fallas geológicas que afectan la región, en ellas se indica con líneas cortas el bloque de techo. Las líneas grises onduladas en la columna estratigráfica indican discordancias regionales. * Fechamientos U/Pb de este trabajo, y las edades restantes fueron tomadas de Tristán-González *et al.* (2009). Las estrellas marcan los sitios de análisis estructural: a. El Original, b. El Arbolito y c. Llano de Guadalupe. La proyección estereográfica con pequeñas cruces azules representa los polos de planos de fractura medidos en las áreas a, b y c, mientras que los gráficos con círculos cruzados por una flecha muestran polos de planos de falla (círculo) y la dirección y sentido de movimiento del bloque de techo (flecha), usando el hemisferio inferior de una proyección estereográfica.

2.1. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

El área de estudio se ubica en el Complejo Volcánico Santa María (CVSM) (Figura 2), descrito por Tristán-González *et al.* (2009) y localizado en inmediaciones del municipio de Santa María del Río, S.L.P., en la porción sureste de la Mesa Central. La litología característica en el área estudiada son rocas volcánicas félsicas cenozoicas. La unidad estratigráfica más antigua corresponde a rocas marinas cretácicas, donde destaca la Formación Caracol (Ks), una alternancia rítmica de arenisca y lutita carbonatada de la Sierra Madre Oriental (SMO), que fue plegada durante la Orogenia Laramide (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Labarthe-Hernández *et al.*, 1983). Sobre estas rocas carbonatadas descansan discordantemente las rocas volcánicas de edad, en su mayoría, Oligoceno. Este material ascendió como respuesta a la tectónica extensional cenozoica que afectó la porción occidental de la Mesa Central (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; 1987; Tristán-González *et al.*, 2009).

Las unidades cenozoicas que afloran en la zona de estudio han sido descritas detalladamente por Labarthe-Hernández *et al.* (1984) y Aguillón-Robles *et al.* (2004), cartografiadas a detalle y fechadas por el método K-Ar, roca entera, por Tristán-González *et al.* (2009), básicamente son: Andesita Salitrera (Tas, 31.9 ± 0.7 Ma), Ignimbrita Santa María (Tis, 32.5 ± 0.8 y 31.3 ± 0.7 Ma), Traquita Ojo Caliente (Toc, 31.8 ± 0.7 Ma y 31.6 ± 0.7 Ma), Andesita El Estanco (Tae, 29.5 ± 0.7 Ma), Latita Portezuelo (Tlp, 30.6 ± 1.5 Ma, 31.0 ± 0.7 Ma), Dacita Potrerillo (Tdp), Ignimbrita Panalillo (dos miembros Tap y Trp, 28.9 ± 0.5 Ma y 25.4 ± 0.6 Ma), que ocasionalmente están separados por coladas del Basalto La Placa (Tbp 26.9 ± 0.4 Ma) y Basalto Las Cabras (Tbc, 21.5 ± 0.3 Ma). Todas estas fechas fueron obtenidas mediante el método K-Ar por Tristán-González *et al.* (2009).

En este estudio nos centramos en la Ignimbrita Santa María (Tis) y la Traquita Ojo Caliente (Toc), la primera es una roca de color gris-rosáceo, de

textura porfirítica-eutaxítica, con fenocristales de cuarzo y sanidino, y estructuras tipo *fiammes*. Su base está marcada por la presencia de vitrófidos negros lenticulares. La segunda corresponde a una roca leucocrática, holocristalina, con presencia de sanidino, plagioclasa y esporádicos cristales de piroxeno. Estas dos unidades presentan la superposición de estrías de falla generadas por tectonismo, sobre las estructuras lineales de las fracturas de enfriamiento. Las edades que obtuvimos para estas unidades, usando el método U-Pb en zircón (LA-ICPMS, media ponderada), son 30.9 ± 0.28 Ma para la Ignimbrita Santa María y 30.20 ± 0.75 Ma para la Traquita Ojo Caliente (Figura 3). Las fechas que reportamos en este trabajo son un poco más jóvenes que las edades K-Ar reportadas en trabajos anteriores.

2.2. ESTRUCTURAS REGIONALES

El área de estudio se encuentra sobre el Sistema de fallas San Luis-Tepehuans (SFSLT), y se identifica por una serie de lineamientos regionales de dirección NW-SE que se extienden desde San Luis de la Paz (SLDP), Gto., hasta Tepehuans, Dgo. (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) y en el que claramente se pueden distinguir dos segmentos (Figura 1).

El primero, o segmento oriental, se extiende de San Luis de la Paz (SLDP), Gto., hasta Salinas de Hidalgo (S.L.P.) y constituye el límite de las regiones meridional y septentrional de la Mesa Central. El segundo, o segmento noroccidental, se localiza entre la Sierra de Salinas (S.L.P.) y Tepehuans (Dgo.) y exhibe al menos tres fases de deformación, la primera entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano, donde se forman las fallas de rumbo NW y NNW, la segunda en el Mioceno temprano a Mioceno medio en la que se reactivan las fallas de la fase anterior y la última fase entre el Plioceno y el Cuaternario, donde se formaron fallas menores de rumbo NE (Loza-Aguirre *et al.*, 2012).

La zona de estudio se localiza en el segmento oriental de SFSLT, donde las ignimbritas de edad Oligoceno han sido afectadas por numerosas fallas normales con echados al SW entre San Luis de la Paz (Gto.) y Santa María del Río (SLP) y por

pequeñas fallas normales con echados al SW y arreglos tipo dominó en la Sierra de San Miguelito (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997, 2007; Xu *et al.*, 2004, 2005). Las fallas de Santa María del Río y la sierra de San Miguelito están separadas por el Graben Villa de Reyes (GVR). La actividad de las fallas de este segmento se presume pre-Oligoceno al Mioceno, involucrando al menos

tres fases de reactivación, siendo la de mayor magnitud la ocurrida durante el Oligoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

Las fallas normales NW-SE pertenecientes al SFSLT forman un arreglo en fosas y pilares tectónicos estrechos que afectan a la secuencia volcánica de CVSM, estas fallas han sido claramente reconocidas en los afloramientos evaluados en esta investigación. Algunas de estas

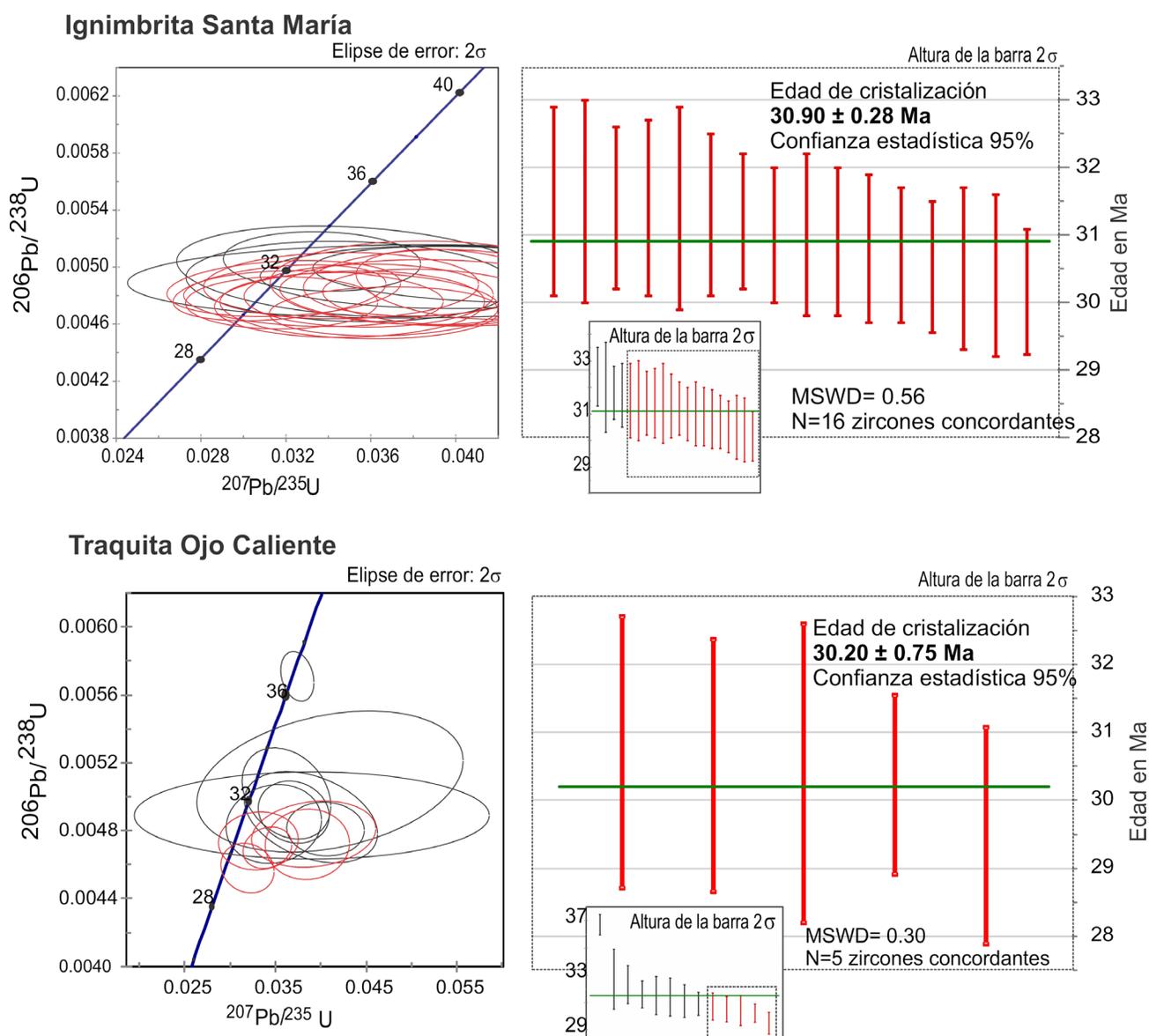


Figura 3 Edades de cristalización para la Ignimbrita Santa María y la Traquita Ojo Caliente, 30.90 ± 0.28 Ma y 30.20 ± 0.75 Ma, respectivamente. Los diagramas de la izquierda muestran las elipses de error de los zircones analizados. Las elipses y barras rojas representan los zircones que se tomaron en cuenta para el cálculo de las edades de cristalización. En los recuadros más pequeños se observa la distribución de edades de todos los zircones analizados.

estructuras sirvieron como conducto para la salida de productos piroclásticos de la Riolita Panalillo inferior (Torres-Hernández *et al.*, 2006, 2014; Xu *et al.*, 2013a). Un último evento efusivo permitió el emplazamiento de las coladas de lava del Basalto Cabras, las cuales se inyectaron puntualmente a lo largo de las fallas normales, sobre todo en la zona de fallas marginales del hombro SE del Graben de Villa de Reyes.

2.3. CARACTERÍSTICA DE LAS FALLAS ESTUDIADAS

Para estudiar las características geométricas de las fracturas y las fallas normales se midieron el rumbo e inclinación de las fracturas de enfriamiento y de los planos de falla estriados. Las mediciones se realizaron en tres sitios: El Original, El Arbolito y Llano de Guadalupe (Figura 1). Los resultados de las mediciones (Figuras 2 y 4) nos permiten resumir las siguientes generalidades:

- En El Original, los rumbos preferenciales para las fracturas son NW (330°–340°) y NE (40°–50°) con inclinaciones entre 70° y 90°; mientras que las fallas exhiben un rumbo similar, entre los 320° y 340° con inclinaciones mayores que 45°. Prácticamente no hay fracturas con rumbo similar a las fallas ~NS.
- En El Arbolito el rumbo preferente de las fracturas es N–S con inclinaciones entre 70° y 80°; mientras que las fallas tienen un rumbo preferente NW–SE con inclinaciones de 45°–50° y 80°–90°.
- En Llano de Guadalupe, el rumbo preferencial de las fracturas es WNW–ESE con inclinaciones entre 70° y 80°, mientras que las fallas tienen un rumbo preferencial NE–SW con inclinaciones de alto ángulo.

Los rumbos preferentes observados en las fallas muestran su paralelismo con los dos sistemas de falla regionales: el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanaes (NW–SE) y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel Allende (~N–S). Una de las formas de clasificar la cinemática de las fallas es en función del *pitch* de las estrías sobre los planos de falla (Figura 5). En la zona de estudio se tienen fallas de 3 tipos: con *pitch* menores que 30°

asociados con fallas laterales, las menos abundantes en el área de estudio (Figura 5a), con *pitch* entre 31° y 70° propios de fallas oblicuas normales y con *pitch* mayor que 70° que consideramos propias de fallas normales y que son las más abundantes en este estudio (Figura 5a).

3. Fracturas de enfriamiento en las rocas volcánicas cenozoicas

En general, las fracturas de enfriamiento son fracturas de tensión (modo 1) y se forman perpendiculares al esfuerzo principal compresivo mínimo (p. ej. Pollard y Aydin, 1988). En las rocas ígneas es común que las fracturas de enfriamiento desarrollen estructuras columnares poligonales sobre los flujos de lava basáltica (DeGraff y Aydin, 1987), y también en rocas piroclásticas soldadas (Fritz y Stillman, 1996; Michol *et al.*, 2008). En el CVSR, las fracturas de enfriamiento se generaron en las rocas volcánicas (ignimbrita y traquita), en familias de fracturas rectas a curvoplanares, típicamente perpendiculares a los límites de la capa de las ignimbritas (Figuras 6a y 6c).

En las superficies horizontales se observan dos tipos de fracturas: ortogonales con intervalos de espaciamiento que varían desde 0.4 m a 1.5 m, y poligonales con secciones transversales de 5 lados (Figuras 6d). Dos sets de fracturas verticales y un set subhorizontal definen los bloques en forma de cuboides (Figura 6c). Las fracturas ortogonales generalmente se orientan entre N30°–50°W y N30°–50°E (líneas rojas y azules respectivamente en la Figura 6c), ambas con echados verticales. Los echados de las fracturas cuasihorizontales varían desde 0° a 35°.

Para este trabajo medimos en imágenes aéreas los lineamientos de más de 300 m de longitud, obteniendo dos rumbos preferentes: NW y NE (Figura 7a), que son similares a los rumbos de las fracturas medidas en campo (Figura 4) y al rumbo de los domos riolíticos emplazados durante el Oligoceno tardío (ver figuras 2, 3, 6 y 7 en Tristán-González *et al.*, 2009).

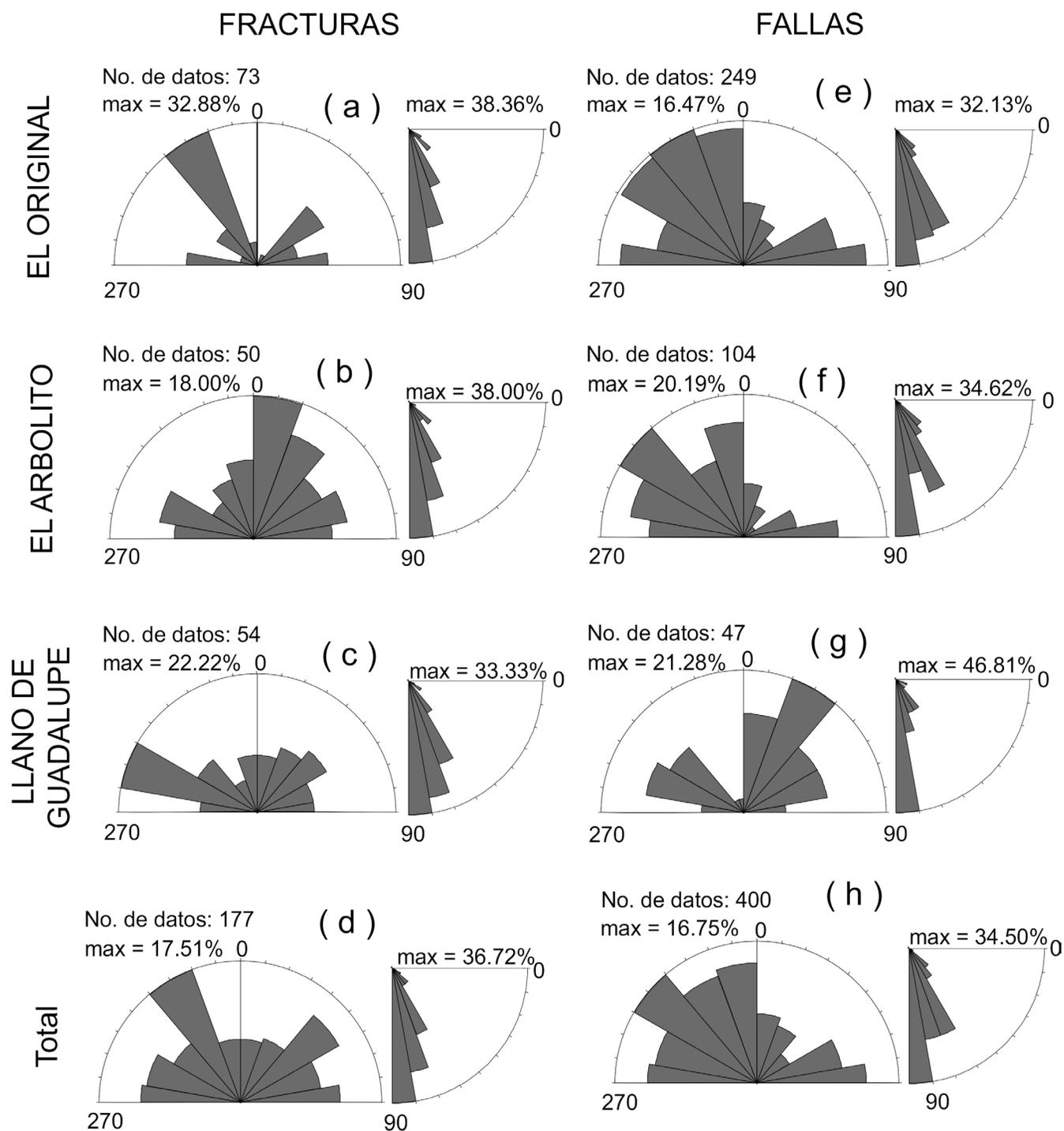


Figura 4 Diagramas de roseta que muestran la dirección de las fracturas de enfriamiento y las fallas. Para cada subfigura, la izquierda indica distribución de los rumbos de las estructuras y la derecha indica distribución de echados de las estructuras. Aunque hay fallas y fracturas en todas direcciones, hay una concentración de las fracturas entre los 320° y 340° y para las fallas entre los 300° y 330°. Obsérvese que el echado de las fallas es predominantemente vertical.

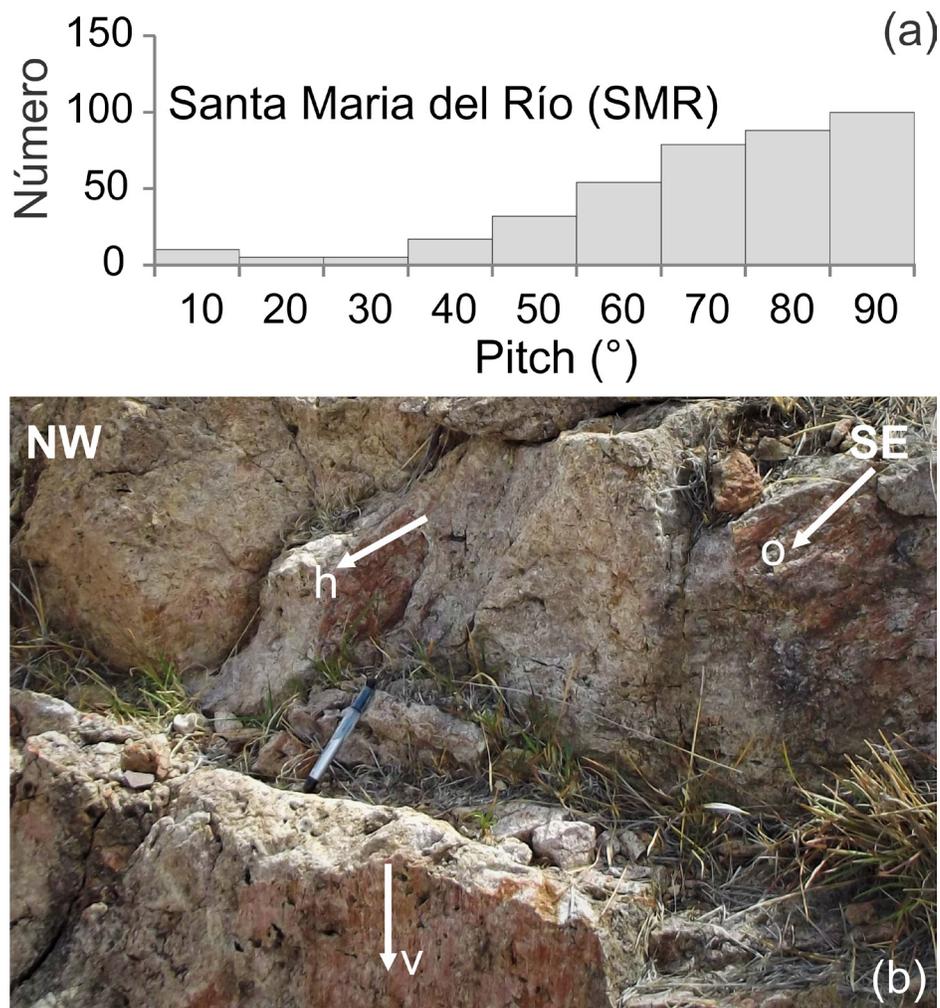


Figura 5 a. Histograma con valores de *pitch* de las fallas identificadas en el área de estudio, donde se observa la mayor concentración entre los 70° y 90°, propios de fallas normales y la mínima concentración para los valores de 10° a 30° que representan la presencia de fallas laterales en la zona. b. Ejemplo de 3 tipos de estrías que definen la cinemática de los planos de falla observados en el sitio de El Original. Las estrías de falla marcadas en la figura con flechas blancas corresponden a *pitch* casi horizontal (h), vertical (v) y oblicuo (o).

4. Reactivación de las fracturas de enfriamiento

El origen de muchas fallas mayores frágiles está influenciado por zonas de debilidad preexistentes (Bott, 1959; McKenzie, 1969; Dixon *et al.*, 1987), generando patrones de falla con geometría variada y compleja, que presentan variaciones del rumbo y del echado de uno o varios planos de falla, geometrías en zigzag e intersecciones de planos. Segall y Pollard (1983) reportan fallas que nuclean a partir de las fracturas de enfriamiento previas en el Mouth Abbot, en la Sierra Nevada central,

California; Martel (1990) documenta enlaces de este tipo de fracturas por movimiento a través de pequeños *splays* y Evans *et al.* (2000) explican los deslizamientos sobre fracturas abiertas (como lo son las de enfriamiento) y fallas menores, que se unen para formar fallas más extensas. Así la geometría de fracturas preexistentes puede tener influencia en la evolución de las fallas geológicas. Por ejemplo, el espesor de una zona de falla puede estar controlado por la amplitud de las fracturas abiertas preexistentes, que cuando se enlazan pueden generar zonas de cataclisis cada vez mayores, creando una zona de falla amplia (Shipton *et al.*, 2006).

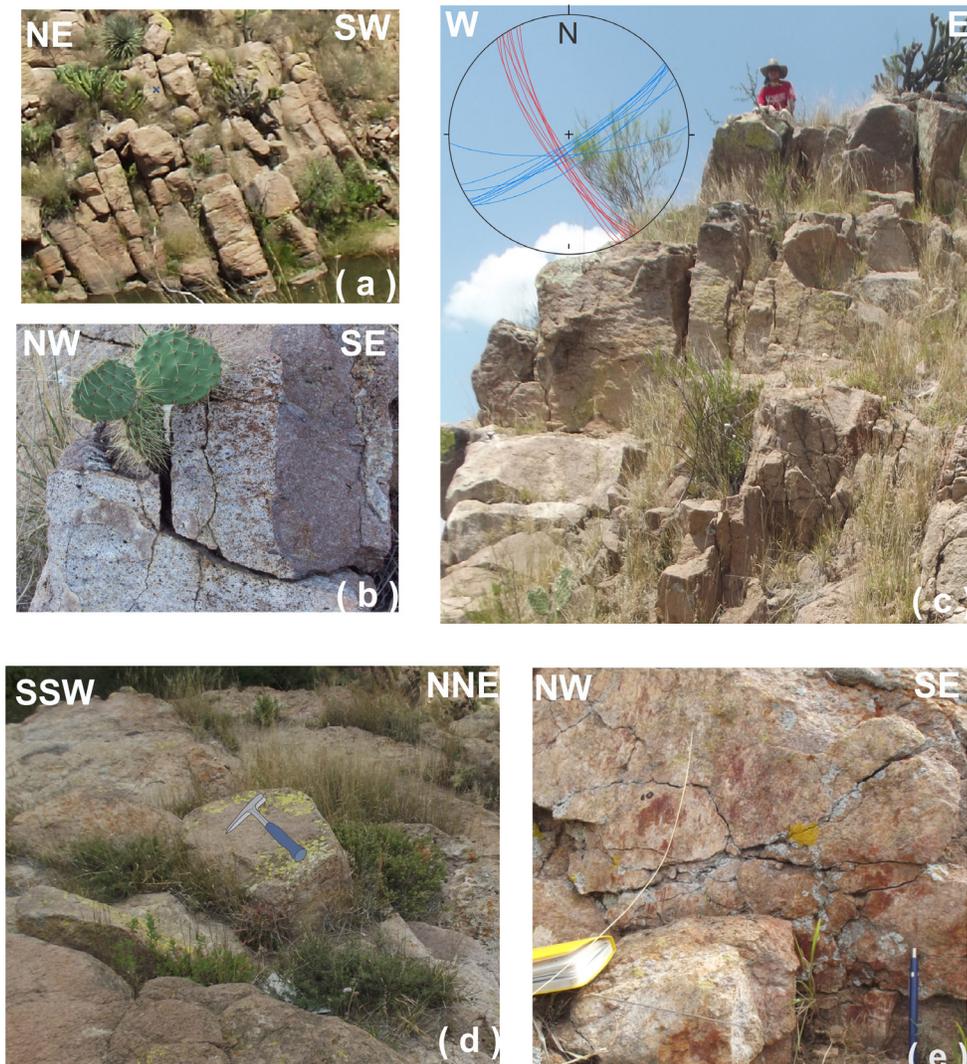


Figura 6 Fracturas de enfriamiento. a. Morfología general observada en la localidad de llano de Guadalupe. b. Morfología en forma de cubo para el sitio de El Arbolito. c. Fracturas ortogonal con rumbos NW y NE en el sitio de El Arbolito. d. Fracturas poligonales que forman polígonos de 5 lados y superficies convexas hacia arriba en El Original. No se observan anillos dentro de los polígonos. e. Plano de falla el sitio de El Original.

Para efectos de este trabajo se considera que las ignimbritas soldadas son más densas que los depósitos no soldados, tienen menos porosidad y permiten que se generen zonas con un intenso fracturamiento por enfriamiento, mientras que en ignimbritas poco soldadas se forman bandas de deformación (Shipton *et al.*, 2006).

Un ejemplo de que los planos de enfriamiento actuaron como fracturas preexistentes de fallamiento en el sector de Santa María del Río se muestra en la Figura 8a, donde se observa estrías

de falla sobrepuestas a marcadores (o estrías) de enfriamiento, comúnmente plumosos, o de costilla como el que se esquematiza en la Figura 8b. En las estructuras plumosas, una vez que se activa una terminación de grieta (desde algún punto o vértice débil), el frente de la grieta avanza rápidamente generando dichas estructuras. Sin embargo, pueden detener su propagación debido a que llegan a zonas más plásticas o de mayor temperatura (Ryan y Sammis, 1978). Cada marca delgada en el lado de una columna o fractura de enfriamiento registra

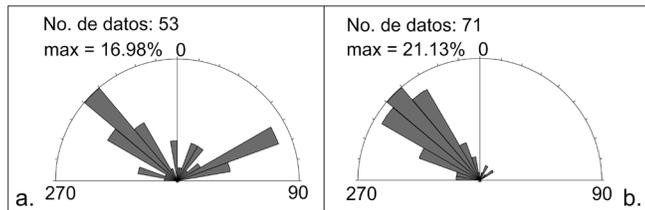


Figura 7 Diagramas de roseta que muestran la dirección de los lineamientos y fallas mayores en el área de Santa María del Río medidos sobre imágenes de satélite. a. lineamientos; dos concentraciones de rumbo, NW y NE. b. Fallas mayores: muestran una concentración de rumbos entre 300° y 330°. Los rumbos NW (~320°) están presentes tanto para los lineamientos como en las fallas mayores.

una dirección de propagación, que a su vez puede variar longitudinalmente y pueden diferir de las estrías previas (DeGraff y Aydin, 1987; Goehring, 2013).

Para que una fractura se active como falla es necesario que la diferencia de esfuerzos necesaria para deslizarla sea menor que la necesaria para generar una falla nueva (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998). Las orientaciones más favorables para la reactivación son aquellas de rumbos perpendiculares a la dirección de extensión máxima (o del esfuerzo principal mínimo) y una inclinación entre 50° y 75° y las menos favorables son los planos paralelos al esfuerzo principal mínimo (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998; Álvarez del Castillo *et al.*, 2017).

5. Basculamiento de las rocas volcánicas por fallamiento cenozoico

Para las fallas normales, el modelo de la rotación de bloque rígido ha sido ampliamente aceptado, aunque también han sido propuestos modelos de cizalla vertical e inclinada que implican una deformación interna de los bloques de falla (White *et al.*, 1986; Westaway y Kuszniir, 1993). El modelo de la cizalla vertical y el de la rotación del bloque rígido implican diferentes relaciones entre el basculamiento de las fallas y el de los estratos. La rotación de los estratos es siempre mayor que la rotación de las fallas en el modelo de la cizalla vertical, pero en

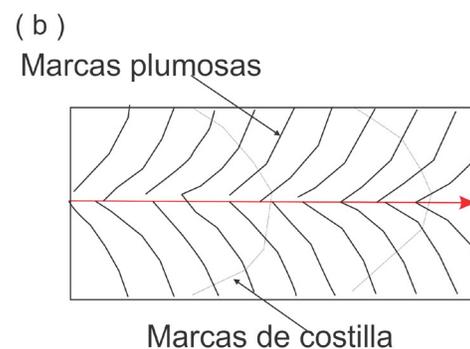
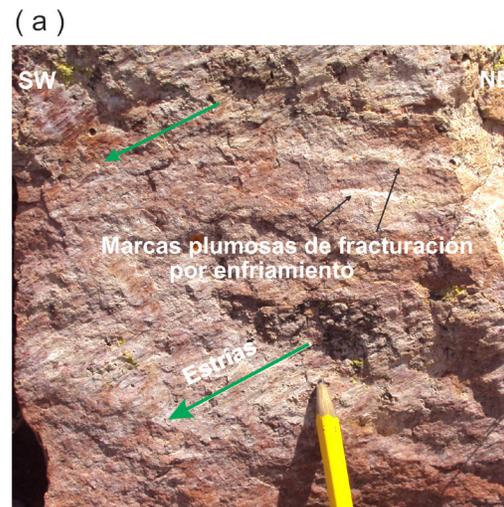


Figura 8 (a) Un plano típico de una fractura de enfriamiento en Santa María del Río, con las flechas negras se resaltan las marcas plumosas de enfriamiento horizontales observadas sobre el plano. Dicho plano se reactivó por un esfuerzo tectónico. Las estrías causadas por movimiento entre dos bloques, marcadas por las flechas de color verde, son oblicuas a las marcas plumosas de enfriamiento. (b) Marcas plumosas típicas de fracturas de enfriamiento, la flecha indica la dirección de propagación.

el modelo de rotación de bloque rígido, las rotaciones experimentadas por los estratos y por las fallas son iguales. Para el modelo de la rotación de bloque rígido, la inclinación de los estratos a través de un bloque es uniforme, mientras que en otros modelos de cizalla vertical/inclinada, la rotación de los estratos disminuye gradualmente hasta cero al alejarse de la falla. La cizalla vertical produce más extensión que la rotación del bloque rígido (Westaway y Kuszniir, 1993; Xu *et al.*, 2004).

La cima de las ignimbritas y de los depósitos de flujos piroclásticos tiene echados originales muy cercanos a la horizontal. En el caso de los sitios de

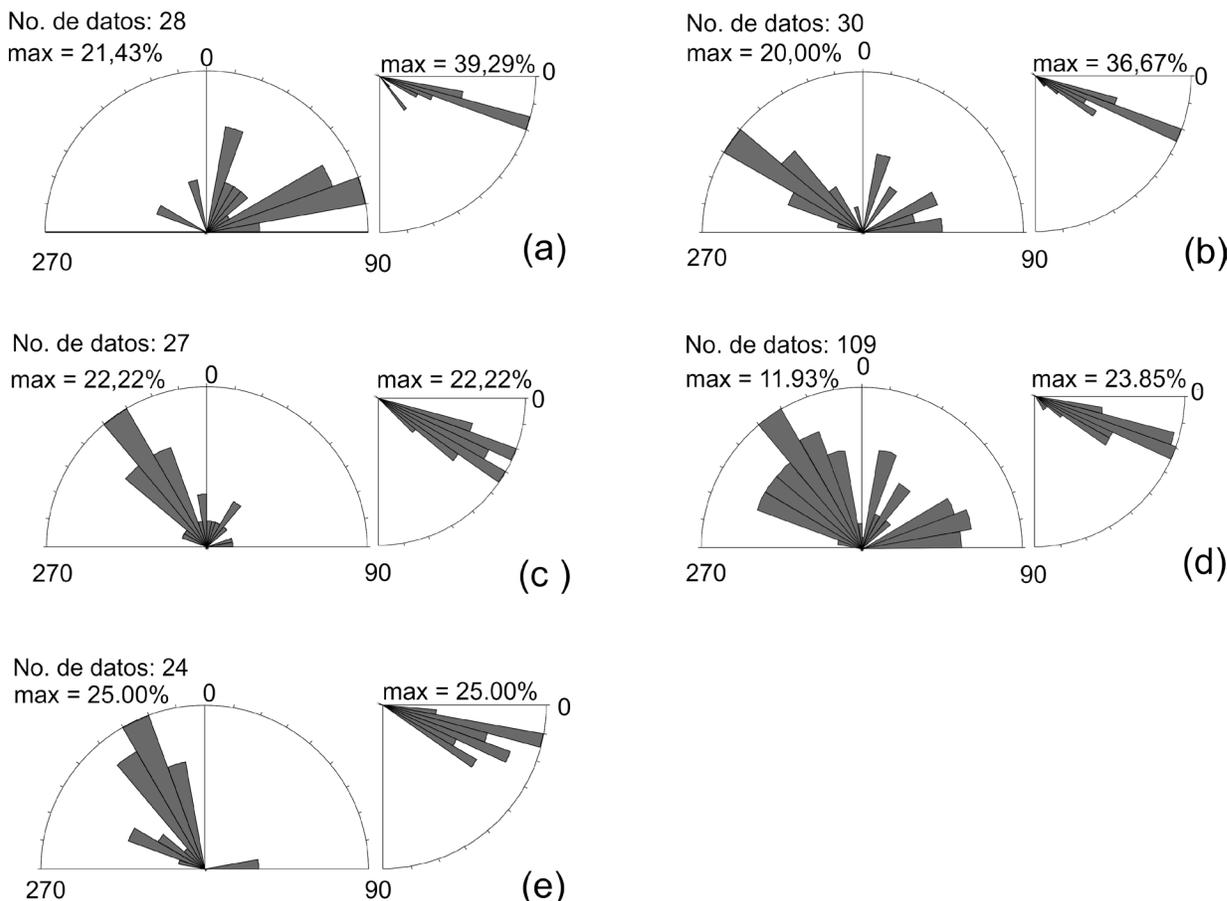


Figura 9 Actitud de la pseudoestratificación de las ignimbritas de la zona de estudio. Para cada subfigura, la izquierda indica distribución de los rumbos de las capas y la derecha indica distribución de echados de las capas. (a) El original, (b) El Arbolito, (c) Llano de Guadalupe y (d) todos los datos de pseudoestratificación, incluidos los que se encuentran en la carta geológica 1:50000 de Santa María del Río, SLP (SGM, 2004). No hay un rumbo predominante. Sin embargo, es clara la concentración de los datos de echados entre los 20° y 35° para la Ignimbrita Santa María. (e) Representa las pseudoestratificaciones para la Ignimbrita Panalillo en la zona de estudio. Obsérvese que los echados están concentrados entre los 10° y 20° y son menores a los observados sobre la Ignimbrita Santa María.

estudio, los echados de las pseudoestratificaciones en los depósitos piroclásticos se concentran entre los 15° y 35° de inclinación (Figuras 9a, 9b y 9c), lo cual se ha interpretado como resultado de rotación por la actividad de las fallas cenozoicas de la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; Xu *et al.*, 2004, 2005) y al alejarse del Graben Villa de Reyes los echados de la pseudoestratificación se hacen mayores, siendo muy notoria la presencia de dos concentraciones en Llano de Guadalupe, donde los echados dominantes son 20°–25° y 30°–35° (Figura 9c).

Otro de los puntos importantes a tener en cuenta acerca del basculamiento de las rocas volcánicas es que la unidad más antigua, en este caso la Ignimbrita Santa María, exhibe echados con

concentraciones preferenciales entre los 20° y 25° (Figura 9d), mientras que, en unidades más jóvenes como la Ignimbrita Panalillo, los echados se concentran principalmente en los 15° (Figura 9e), las rocas más antiguas tienen echados mayores debido a que acumulan subsecuentes fases de fallamiento.

6. Efecto de la interacción entre las fracturas existentes en la reactivación

La interacción de fallas normales es uno de los rasgos más característicos de las zonas en extensión de la corteza terrestre. La interacción cinemática

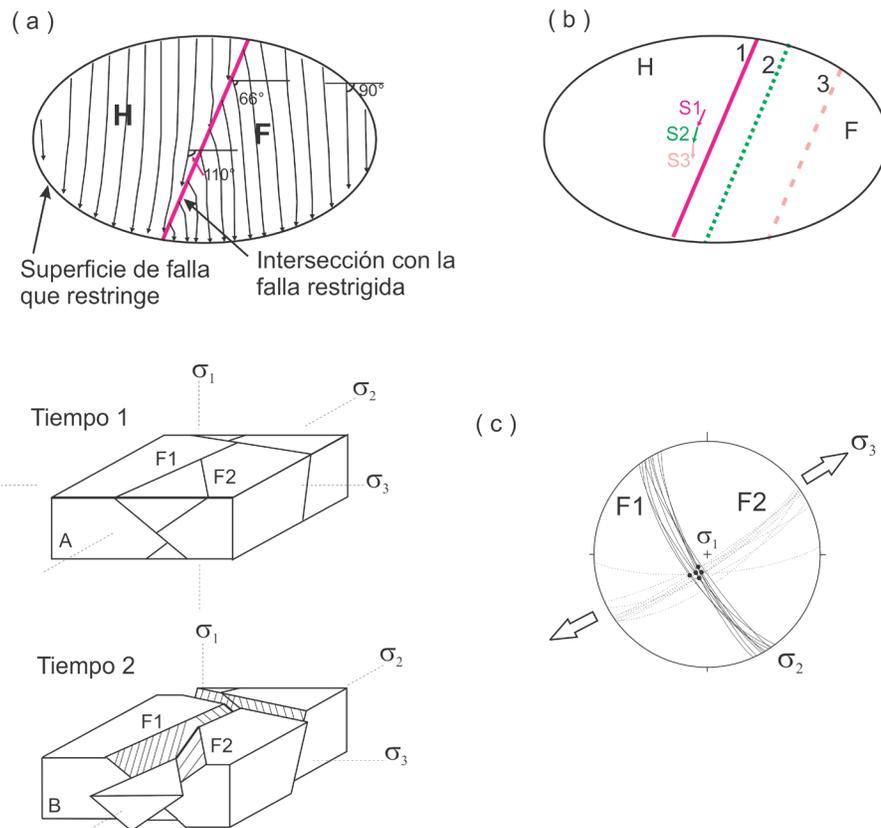


Figura 10 Efecto de interacción entre las fracturas intersectadas. (a) Cambio sistemático en el *pitch* de las líneas de deslizamiento dependiendo de la distancia a la línea de intersección. F- bloque de piso; H-bloque de techo. (b) El *pitch* de las líneas de desplazamiento cambia con el movimiento de la línea de intersección sobre la falla. La línea de intersección se mueve desde 1 a 3. (Modificado desde Xu *et al.*, 2013b). (c) Modelo de Interacción cinemática de fallas propuesto por Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1997). El bloque contiene dos grupos de fallas como muestra el estereograma, aunque la falla F1 tiene una orientación favorable para deslizarse con una dirección de extensión hacia el NE, no lo podrá hacer hasta que el esfuerzo tectónico permita que se deslice también la F2, al deslizarse el bloque completo una de las estrías será paralela a la línea de intersección entre dos fallas.

entre dos planos de falla puede producir perturbaciones del campo de esfuerzo en la vecindad de sus intersecciones, desviándose de la dirección en la que las cizallas máximas del tensor de esfuerzo remoto se resuelven sobre ellas. Este efecto ha sido documentado por datos de trabajo de campo (Mouslopoulou *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2013a) y por algunos modelos numéricos basados en la teoría de elasticidad lineal (Pollard *et al.*, 1993; Maerten, 2000). La interacción entre fallas tiene tres efectos. El primero es que las orientaciones de desplazamiento cambian dependiendo de la distancia a la línea de intersección (Figura 10a). En el segundo efecto, el ángulo de *pitch* de las estrías en la misma ubicación cambiará con el tiempo,

debido a los cambios de posición de la línea de intersección entre los dos planos (Figura 10b). El movimiento de la ubicación de la intersección es causado por la traslación o rotación de los bloques durante el fallamiento (Xu *et al.*, 2013b). El tercer efecto se debe a la interacción cinemática de dos fallas (Figura 10c). Si dos fallas se intersectan el movimiento de una falla puede estar condicionada por la otra, de tal manera que una de las fallas no se podrá mover hasta que se alcance la diferencia de esfuerzos necesaria para mover la otra falla (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997). El movimiento resultante que se da será el del bloque contenido entre las dos fracturas dando como resultado tres direcciones de estrías, una de ellas

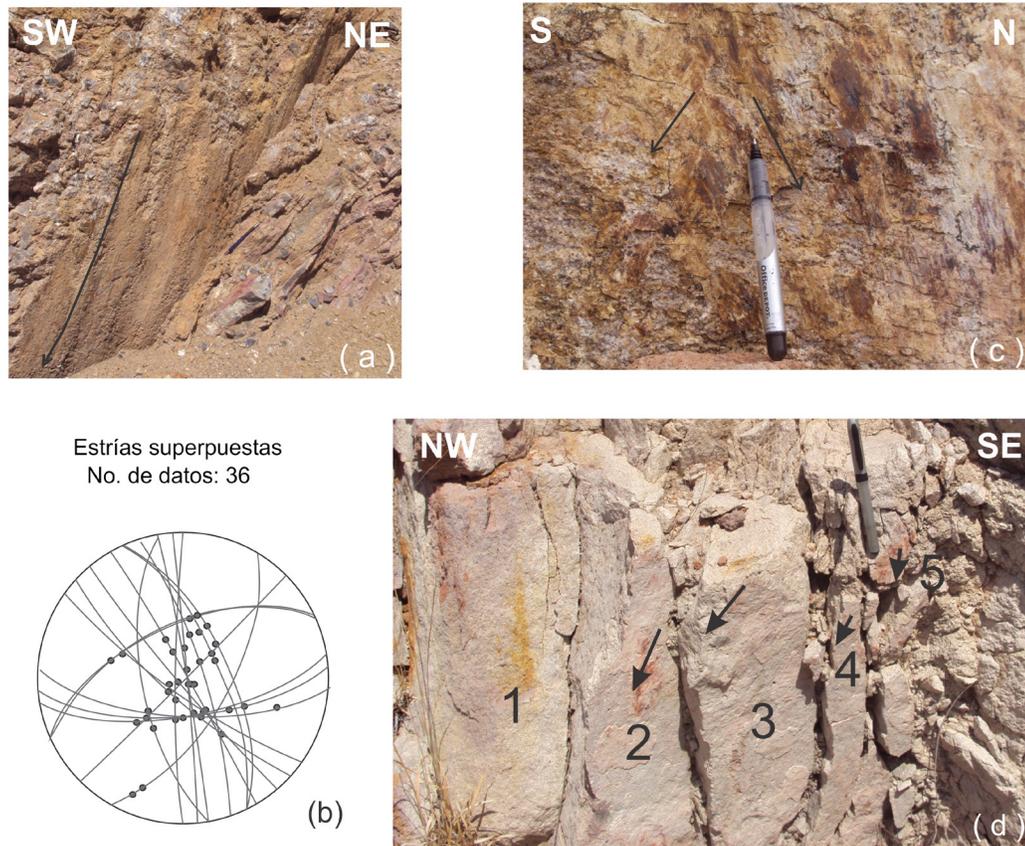


Figura 11 Conjuntos de estrías verticales sobre plano de falla. (a) Estrías curvadas. (b) Estrías en la intersección de dos planos para 18 fallas; (c) Dos estrías superpuestas con las direcciones de desplazamiento contrarias. (d) Un plano de falla principal conformado por 5 segmentos de falla que interactúan entre sí y están dispuestos de forma escalonada. Tal interacción genera variaciones en el ángulo de *pitch* de las estrías.

paralela a la intersección de las dos fallas.

En la zona de estudio, observamos los efectos de la interacción de fallas en el desarrollo de estrías. El efecto común es que las líneas superpuestas, las de forma de arco y aquellas en zigzag se pueden formar debido a la interacción entre las fallas que se cruzan (Figura 11d). Para las líneas curvas (Figura 11a), los cambios en los ángulos de inclinación son comúnmente menores a 30° (Xu *et al.*, 2013b). En el caso de la Figura 11b, las fracturas NW–SE no podrán tener deslizamiento (aunque tengan orientación favorable con extensión máxima al NE–SW), si son cortadas por las fracturas verticales (con orientación no favorable N–S y NE–SW), el deslizamiento en los planos se dará hasta que el esfuerzo diferencial alcance el valor para mover las fallas verticales. En la

mayoría de los casos, las estrías superpuestas en las fallas del área estudiada tienen una diferencia angular mayor que 40° . Por ejemplo, en la Figura 11c, la diferencia en los ángulos de *pitch* entre los dos sets de líneas de deslizamiento es 43° , en el estereograma de la Figura 11b se observan las estrías ubicadas en la intersección de dos fallas.

7. Fallamiento en diferentes profundidades

Usamos el programa ReActiva 2.4 (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2000; Tolson *et al.*, 2001) para estudiar el efecto de la profundidad en la reactivación de fallas. Los parámetros considerados del programa son profundidad, cohesión, coeficientes de fricción

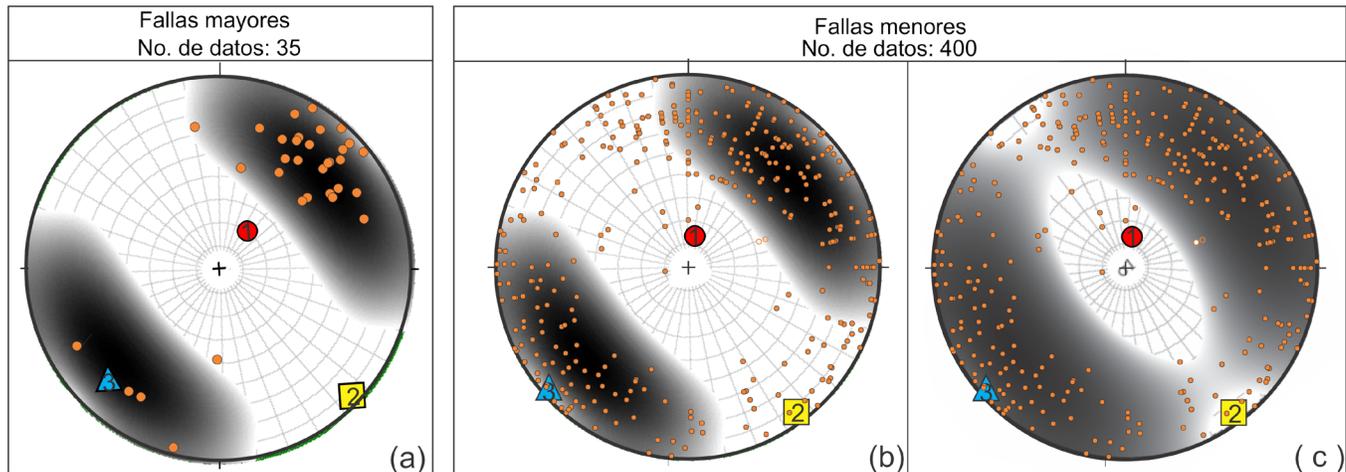


Figura 12 Polos de planos de falla del área de estudio, 1, 2 y 3 corresponden a los ejes de esfuerzos principales compresivos máximo, intermedio y mínimo, calculados con las fallas del área de estudio mediante el método de los diedros rectos, empleando el software TectonicsFP®. El área en tono gris a negro representa el dominio de reactivación calculado con el software ReActiva 2.4, este programa considera regímenes tipo Andersonianos, con un esfuerzo principal vertical. El gráfico fue elaborado para el eje de máximo acortamiento vertical y luego se rotó para hacer coincidir los ejes de máximo alargamiento de ReActiva y el calculado. Entre más oscuras son las áreas, mayor es el potencial para el deslizamiento. (a). Fallas principales del área de Santa María del Río, obsérvese la concentración de estrías de falla con cinemática normal asociadas a planos de falla con rumbo NW. Datos considerados: Roca intacta: Coeficiente de fricción: 0.6, Factor de presión de poros: 0.4, cohesión: 15 MPa. Roca con anisotropía: Coeficiente de fricción: 0.6, Factor de presión de poros: 0.6, cohesión: 0 MPa. Generalidades: Densidad de rocas: 2650 (kg/m³), Profundidad: 5 km, factor de forma de elipsoide: 0.5. Estos dos gráficos se hicieron utilizando el software ReActiva (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998). (b). Fallas pequeñas cartografiadas en el sector, donde se observa que las fallas N-S y E-W no tienen gran posibilidad de reactivación bajo este régimen de deformación. Los datos empleados son iguales que en 12 (a). (c) Datos empleados son iguales que en 12 (b), pero la profundidad del fallamiento es 1 km.

interna y de deslizamiento, razón de esfuerzos y presión de fluidos tanto en el plano de fractura como en la roca intacta. La base teórica de ReActiva son los criterios de Coulomb-Navier para la ruptura y el deslizamiento, pero en lugar 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 estereográfica polar, lo que permite al usuario la interpretación de los datos en un espacio geográfico. Según Alaniz-Álvarez *et al.* (1998) en función de la profundidad, las fallas con más probabilidad de reactivarse son aquellas que se encuentran bajo un régimen normal y cercanas a la superficie. Bajo condiciones favorables, las fallas con echados mayores a los 25° son las que tienen mayor potencial de deslizamiento.

Un grupo de 35 planos de falla fueron caracterizados como los planos de falla principales, en función de su longitud (mayor que 1 km) y la claridad de sus indicadores cinemáticos. A partir de estos datos hemos calculado por el método de

Diedros Rectos los ejes de paleoesfuerzos principales para este grupo de fallas, obteniendo un σ_1 subvertical y un σ_3 cercano a la horizontal, propio para un régimen de fallamiento normal.

El programa ReActiva calcula el diferencial de esfuerzos necesario para reactivar una fractura y la compara con el necesario para generar una falla nueva a partir de un campo de esfuerzos andersoniano (Anderson, 1951). Proyectamos las fallas como polos en un diagrama de Reactiva generado con los siguientes parámetros: coeficiente de fricción de 0.6 de acuerdo con la Ley de Byerlee, se consideró que las fallas iniciaron a profundidades menores que 5 km, ya que la cubierta cenozoica en conjunto, que es la zona de interés para este estudio, tiene espesores cercanos a los 2 km (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007); el factor de presión de poro utilizado fue de 0.4, considerando que desde el nivel freático hasta donde inicia el fallamiento está saturado de agua, una densidad de 2650 kg/m³ que es un promedio de rocas volcánicas ácidas

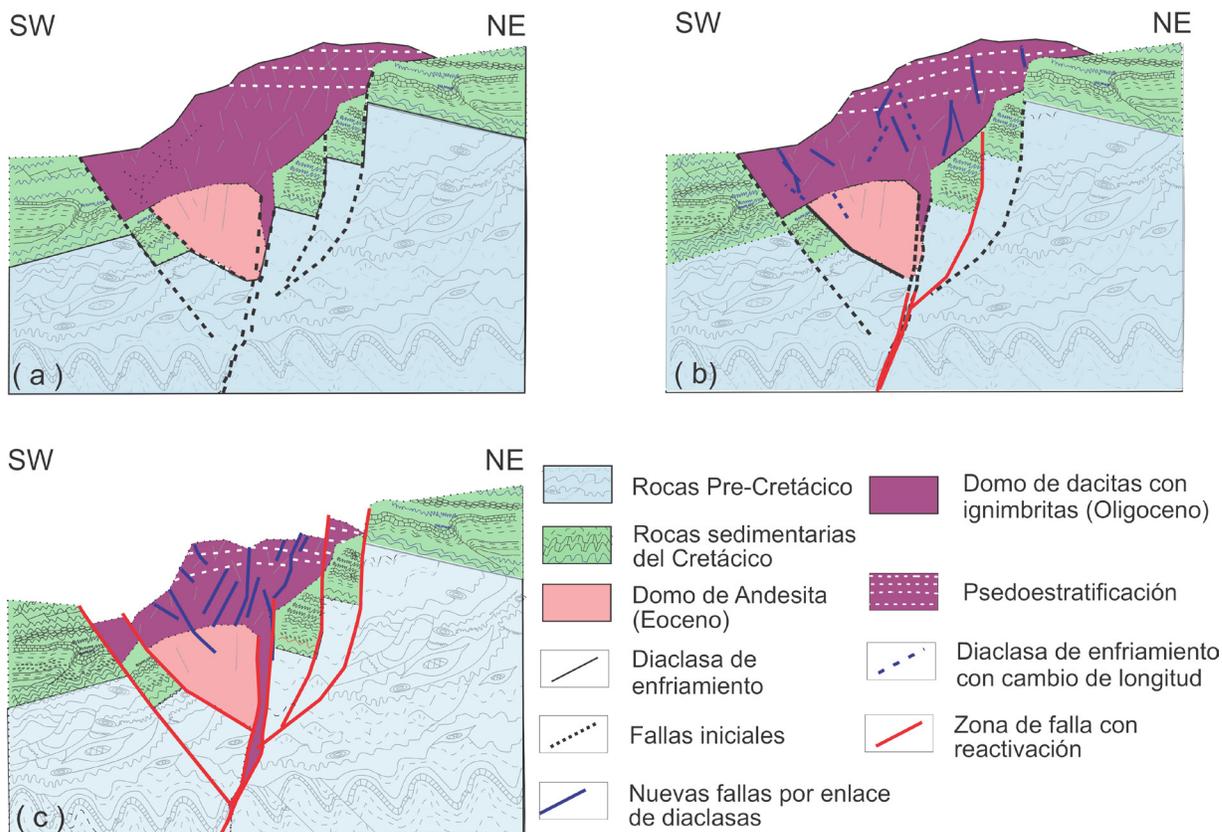


Figura 13 Modelo de evolución de fallas a partir de diaclasas de enfriamiento. a. Emplazamiento de las rocas volcánicas a través de fallas y formación de las diaclasas de enfriamiento. b. Algunas de las diaclasas se convierten en fallas y las fallas regionales se alargan. c. Las fallas nuevas se enlazan con las fallas regionales, ampliando y alargando la zona de falla, dejando como remanentes numerosas fallas menores (diaclasas estriadas) con diversas direcciones.

como las presentes en la cubierta cenozoica y una cohesión entre 15 MPa y 0 MPa que son valores típicos reportados para rocas extrusivas (Afrouz, 1992; Ahres, 1995). Usando estos valores y las direcciones de los esfuerzos principales obtenidos por el método de Diedros Rectos, se puede visualizar por medio del software ReActiva, que las fallas mayores con rumbo \sim NW (Figura 12a) caen directamente en el campo de reactivación, mientras que de las fallas menores (diaclasas con estriás) con rumbo \sim NE ($N = 400$ planos), no son proclives de reactivarse bajo estos parámetros (Figura 12b). Por otro lado, cerca de la superficie (< 1 km), las fallas pequeñas, menores o fracturas de enfriamiento con orientación NE-SW caen en el campo de reactivación (Figura 12c).

Estos resultados nos permiten inferir que las fallas de rumbo \sim NW podrían haberse generado a

partir del movimiento de fallas previas en profundidad, mientras que muchas fallas \sim NE podrían deberse a la activación de fracturas de enfriamiento o de fallas menores preexistentes cerca de la superficie (profundidad menor que 1000 m).

8. Discusión: Modelo de evolución de fallas normales

El SFSLT es una zona de falla que limita dos dominios corticales, lo que podría conocerse como una falla de basamento (Lowey, 2000), y que posiblemente afectó las secuencias volcánicas marinas asociadas a las rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental, con múltiples episodios de reactivación en el sentido que la define Holdsworth *et al.* (1997). Sin embargo, nuestro trabajo se centra

en la evaluación de las reactivaciones de fallas durante el Cenozoico, en un régimen claramente extensional con deformación frágil en pequeñas fallas normales de alto ángulo.

Partimos de que las fallas mayores son profundas, y que las fracturas de enfriamiento están muy cerca de la superficie. Tomamos como caso de estudio las rocas volcánicas del Cenozoico para describir la evolución de las fallas a partir de las fracturas de enfriamiento. Resumimos que el fallamiento sucedió al menos en 3 etapas después del emplazamiento de las rocas volcánicas (Figura 13). En la etapa inicial (Figura 13a), las rocas volcánicas de edad Oligoceno se emplazaron a través de una falla de orden mayor que sirvió como el conducto del magma y se depositaron de forma discordante sobre las rocas más antiguas. Estas rocas nuevas tienen diaclasas de enfriamiento (Figura 13a). En la segunda etapa (Figura 13b), algunas de las fallas o fracturas preexistentes fueron activadas bajo un esfuerzo tectónico extensional, incrementando tanto su longitud como su desplazamiento. En la etapa 3 (Figura 13c), las fallas que se originaron a partir de las fracturas de enfriamiento preexistentes se enlazaron con las fallas mayores y la extensión se liberó en las fallas más grandes, generando basculamientos en las rocas volcánicas y dejando abandonadas fallas menores (fracturas con estrías) de diversas orientaciones. Posterior a ello, ocurre una nueva extensión, generando depósitos de rocas más jóvenes y pueden repetirse las etapas mencionadas. Es importante aclarar que, aunque se tengan fallas en todas direcciones y con ángulos de *pitch* entre 0° y 90° (Figura 5a), no todos los planos de fracturas preexistentes se reactivaron o todas las fallas mayores provienen de la unión y evolución de estas estructuras. Esto puede deberse a que la reactivación de las fracturas no solo depende de las orientaciones de las mismas, también depende de otros factores. Con un σ_1 vertical, y un σ_3 horizontal orientado ~NE-SW, las fallas que tienen potencial de ser reactivadas son justamente las que pertenecen al SFSLT (Figura 12a). Las diaclasas de enfriamiento se pueden enlazar fácilmente a las más cercanas no obstante que tengan una

orientación no favorable, incluyendo las fracturas verticales, siempre y cuando se encuentren cerca de la superficie (Figura 12c y 13c).

En afloramientos de ignimbritas es común no tener una falla claramente definida, de hecho, se pueden tener muchos segmentos de falla, fallas pequeñas y de dirección aleatoria, lo que es aún más común si la zona analizada corresponde a la zona de *tip* o terminación- de una zona de falla (Choi *et al.*, 2016). Resumimos que la activación de fracturas de enfriamiento en el Complejo Volcánico Santa María fue favorecida por fallamiento cerca de la superficie, y por la rotación de bloques individuales. Por otro lado, la reactivación de fallas orientadas favorablemente pudo, en algunos pocos casos, inhibirse por la interacción con fracturas desfavorablemente orientadas.

9. Conclusiones

El estudio de los patrones de fallamiento asociados a las deformaciones extensionales post-eocénicas en Santa María del Río, en el centro de México, nos permitió llegar a las siguientes conclusiones. La presencia de fallas con diversos rumbos e inclinaciones en el Complejo Volcánico Santa María, pueden ser atribuidas a varias causas, una de ellas, a que están en la terminación de una zona de falla mayor. Otra causa es la reactivación de discontinuidades o defectos preexistentes tales como las juntas o diaclasas de enfriamiento, en especial aquellas con rumbos entre los 320° y 340°, tal y como lo evidencian la correlación estructural y el análisis de tendencia al deslizamiento en función de la profundidad realizado con ayuda del software ReActiva 2.4.

Las fracturas de enfriamiento, de geometría planar y curvilinear, con rumbo NW fueron planos propensos a reactivación en el Paleógeno, permitiendo la evolución de las fallas regionales asociadas al SFSLT. Para los sitios de estudio seleccionados, hemos reconocido tres sistemas de fallas normales cuyas direcciones son NE-SW, N-S, NW-SE, y que, según los cálculos de los paleoesfuerzos

principales y las estrías paralelas a la intersección de dos planos, 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 formando un mismo plano de falla con estrías con múltiples direcciones.

Las fallas pequeñas muestran rumbos en todas las direcciones (0° a 360°), mientras que las fallas mayores se orientan hacia en dirección NW preferencialmente. La visualización de estos datos con ayuda de ReActiva muestra que todas las fallas medidas son susceptibles de reactivarse con ciertos parámetros. En profundidades entre 5 y 1 km, se pueden reactivar los planos NW, asociados a las fallas mayores, en esas profundidades las fallas menores con dirección NE asociadas a diaclasas de enfriamiento no son susceptibles de reactivarse. En cambio, a profundidades menores que 1 km las fallas pequeñas de dirección NE asociadas a diaclasas de enfriamiento y formadas muy cerca de la superficie también se pueden activar, lo cual explica por qué en el campo se observan estrías de deslizamiento en planos de todas direcciones.

Se propone un modelo de evolución de fallas normales en el área de estudio, donde el fallamiento inició a profundidad y permitió el ascenso del magma que dio origen al depósito discordante de las rocas volcánicas de edad Oligoceno. Posteriormente, algunas de las fracturas de enfriamiento, en especial las de rumbo NW-SE y E-W, desarrolladas por contracción al momento del enfriamiento de las ignimbritas formaron las fallas mayores que venían actuando desde zonas más profundas de la corteza, con un comportamiento frágil. Estas fallas al propagarse hacia la superficie activaron las fracturas de enfriamiento permitiendo la configuración actual de las fallas en el SFSLT y dejando como remanentes numerosas fracturas con estrías, que tienen direcciones muy variadas.

Agradecimientos

Agradecemos al Posgrado en Ciencias de la Tierra (UNAM) por su apoyo logístico y económico, al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación (PAPIIT-UNAM IN105417 e IN104014); a Carlos Ortega-Obregón y Luigi Solari por el apoyo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM; a Berlaïne Ortega, María Isabel Sierra, Francisco Jesús Ruíz y Rodrigo León por su apoyo en las jornadas de campo y las provechosas discusiones geológicas. Un especial agradecimiento a Elisa Fitz, Margarito Tristán y Antonio Pola, por sus valiosos comentarios, que mejoraron sustancialmente este trabajo.

Referencias

- Afrouz, A.A., 1992, Practical handbook of mass classification systems and modes of ground failure: Boca Raton, Florida, CRC Press, 195 p.
- Anderson, E.M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain: Edinburgo, Üliver & Boyd Ed. Reprinted of the revised second edition (1963), 206 p.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Bustos-Gutiérrez, L.A., Carrizales-Aguilar, A., 2004, Carta Geológico-Minera Santa María del Río F14-C14, San Luis Potosí y Guanajuato, escala 1:50000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Ahres, T.J., 1995, Rock Physics & Phase Relations a handbook of physical constants: Washington, American Geophysical Union, 190-191.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Tolson, G., Nieto-Samaniego, Á.F., 1998, A graphical technique to predict slip along a preexisting plane of weakness: Engineering Geology, 49(1), 53-60. [https://doi.org/10.1016/s0013-7952\(97\)00071-9](https://doi.org/10.1016/s0013-7952(97)00071-9)

- Alaniz-Álvarez, S.A., Tolson, G., Nieto-Samaniego, Á.F., 2000, Assessing fault reactivation with the ReActiva Program: *Journal of Geoscience Education*, 48(5), 651–657. <https://doi.org/10.5408/1089-9995-48.5.651>
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vassallo-Morales, L.F., Xu, S.-S., 2002, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12–29. <https://doi.org/10.18268/bsgm2002v55n1a2>
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, Volumen conmemorativo del centenario: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65–82. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>
- Álvarez del Castillo, A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego Á.F., Xu, S.-S., Ochoa-González, G.H., Velasquillo, L., 2017, Software for determining the direction of movement, shear and normal stresses of a fault under a determined stress: *Computers and Geosciences*, 104, 84–92. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.03.006>
- 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 Geological Review*, 40(2), 116–134. <https://doi.org/10.1080/00206819809465201>
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagnética 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. <https://doi.org/10.18268/bsgm2000v53n1a3>
- Best, M.G., Christiansen, E.H., Gromme, S., 2013, Introduction: The 36–18 Ma southern Great Basin, USA, ignimbrite province and flareup: Swarms of subduction-related supervolcanoes: *Geosphere*, 9(2), 260–274. <https://doi.org/10.1130/ges00870.1>
- Bott, M.H.P., 1959, The mechanics of oblique slip faulting: *Geology Magazine*, 96(2), 109–117. <https://doi.org/10.1017/s0016756800059987>
- Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.S., 2016, Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach: *Earth-Science Reviews*, 152, 70–87.
- Crider, J.G., 2015, The initiation of brittle faults in crystalline rock: *Journal of Structural Geology*, 77, 159–174. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.001>
- DeGraff, J.M., Aydin, A., 1987, Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth: *Geological Society of America Bulletin*, 99(5), 605–617. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<605:smocja>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<605:smocja>2.0.co;2)
- Dixon, T.H., Stern, R.J., Hussein, E., 1987, Controls of Red Sea rift geometry by Precambrian structures: *Tectonics*, 6(5), 551–571. <https://doi.org/10.1029/tc006i005p00551>
- Evans, J.P., Shipton, Z.K., Pachell, M.A., Lim, S.J., Robeson, K., 2000, The structure and composition of exhumed faults, and their implications for seismic processes: *Proceedings of the 3rd Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*, Stanford University, 67–81.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America, in Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the centenary of the geological society of México: Geological Society of America Special Papers*, 422, 1–39.

- Fritz, W.J., Stillman, C.J., 1996, A subaqueous welded tuff from the Ordovician of County Waterford, Ireland: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(1-2), 91–106. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00044-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00044-5)
- Flodin, E.A., Aydin, A., 2004, Evolution of a strike-slip fault network, Valley of Fire, southern Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, 116(1–2), 42–59. <https://doi.org/10.1130/b25282.1>
- Goehring, L., 2013, Evolving fracture patterns: columnar joints, mud cracks and polygonal terrain: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371(2004), 20120353. <https://doi.org/10.1098/rsta.2012.0353>
- Gross, M.R., Becker, A., Gutierrez-Alonso, G., 1997, Transfer of displacement from multiple slip zones to a major detachment in an extensional regime example from the Dead Sea Rift, Israel: *Geological Society of America Bulletin*, 109(8), 1021–1035. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<1021:to dfms>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<1021:to dfms>2.3.co;2)
- Gupta, A., Scholz, C.H., 2000, A model of normal fault interaction based on observations and theory: *Journal of Structural Geology*, 22(7), 865–879. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(00\)00011-0](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(00)00011-0)
- Healy, D., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., 2006, Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction: *Nature* 439, 64–67. <https://doi.org/10.1038/nature04346>
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: mid to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, 20 (8), 701–704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:tr bar>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:tr bar>2.3.co;2)
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A., Roberts, A.M., 1997, The recognition of reactivation during continental deformation: *Londres, Journal of the Geological Society*, 154 (1), 73–78. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0073>
- Kattenhorn, S.A., Pollard, D.D., 2001, Integrating 3-D seismic data, field analogs, and mechanical models in the analysis of segmented normal faults in the Wytch Farm oil field, southern England, United Kingdom: *AAPG Bulletin*, 85(7), 1183–1210. <https://doi.org/10.1306/8626ca91-173b-11d7-8645000102c1865d>
- Kattenhorn, S.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 2000, Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields: *Journal of Structural Geology*, 22(1), 1–23. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(99\)00130-3](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(99)00130-3)
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbrita riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114, 31 p.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1993, Geología del Domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 117, 22 p.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1994, Geología de la porción sureste de la sierra de San Miguelito, S.L.P.: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 120, 34 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán, G.M., Martínez, R.V.J., 1983, Estudio Geohidrológico de la Hoja Melchor, San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto técnico 92, 1–130.

- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1984, Cartografía geológica 1:50000, Hoja Salitrera, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 94.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1987, Cartografía geológica 1:50000 Hoja Salitrera, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 94, 1-85.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Obregón, C., 2012, Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 243–263. <https://doi.org/10.18268/bsgm2012v64n2a9>
- Lowey, G.W., 2000, The Tatshenshini shear zone (new) in southwestern Yukon, Canada: Comparison with the Coast shear zone in British Columbia and southeastern Alaska and implications regarding the Shakhwak suture: *Tectonics*, 19(3), 512–528. <https://doi.org/10.1029/1999tc001119>
- Maerten, L., 2000, Variations in slip on intersecting normal faults: implications for paleostress inversion: *Journal of Geophysical Research*, 105(B11) 270, 553–566. <https://doi.org/10.1029/2000jb900264>
- Mansfield, C., Cartwright, J., 2001, Fault growth by linkage; observations and implications from analogue models: *Journal of Structural Geology*, 23(5), 745–763. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(00\)00134-6](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(00)00134-6)
- Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T., 2003, Geometric and morphologic evolution of normal planes and traces from 2D to 4D data: *Journal of Structural Geology* 25 (1), 135–158. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(02\)00011-1](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(02)00011-1)
- Martel, S.J., 1990, Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot Quadrangle, California: *Journal of Structural Geology*, 12(7), 869–882. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90060-c](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90060-c)
- Mazzoli, S., Vitale, S., Delmonaco, G., Guerriero, V., Margottini, C., Spizzichino, D., 2009, Diffuse faulting in the Machu Picchu granitoid pluton, Eastern Cordillera, Peru: *Journal of Structural Geology*, 31(11), 1395–1408. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.010>
- McKenzie, D.P., 1969, The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 591–601.
- Michol, K.A., Russell, J.K., Andrews, G.D.M., 2008, Welded block and ash flow deposits from Mount Meager, British Columbia, Canada: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169 (3-4), 121–144. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.010>
- Mouslopoulou, V., Nicol, A., Walsh, J.J., Beetham, D., Stagpoole, V., 2008, Quaternary temporal stability of a regional strike slip and rift fault intersection: *Journal of Structural Geology*, 30 (4), 451–463. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.12.005>
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics*, 270(3/4), 197–206. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00216-8](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00216-8)
- Nieto-Samaniego, Á.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(1), 13–25.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J.G., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111(3), 347–363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0347:voceav>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0347:voceav>2.3.co;2)

- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, en Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422 p.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1), 37–56. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(02\)00249-4](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(02)00249-4)
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1992, Effects of layering and anisotropy on fault geometry: *Journal of the Geological Society of London*, 149 (5), 793–802. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.5.0793>
- Pennacchioni, G., Di Toro, G. Brack, P., Menegon, L., Villa, I.M., 2006, Brittle–ductile–brittle deformation during cooling of tonalite (Adamello, Southern Italian Alps): *Tectonophysics*, 427 (1-4), 171–197. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.019>
- Pollard, D.D., Aydin, A., 1988, Progress in understanding jointing over the past century: *Geological Society of America Bulletin*, 100(8), 1181–1204. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1181:piujot>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1181:piujot>2.3.co;2)
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D., Rubin, A.M., 1993, Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions?: *Journal of Structural Geology*, 15(8), 1045–1054. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90176-b](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90176-b)
- Ryan, M.P., Sammis, C.G., 1978, Cyclic fracture mechanisms in cooling basalt: *Geological Society of America Bulletin*, 89(9), 1295–1308. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<1295:cfmicb>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<1295:cfmicb>2.0.co;2)
- Rutqvist J., Rinaldi, A.P., Cappa, F., Moridis, G.J., 2013, Modeling of fault reactivation and induced seismicity during hydraulic fracturing of shale-gas reservoirs: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 107, 31–44. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.04.023>
- Segall, P., Pollard, D.D., 1983, Nucleation and growth of strike-slip faults in granite: *Journal of Geophysical Research*, 88(B1), 555–568. <https://doi.org/10.1029/jb088ib01p00555>
- Shipton, Z.K., Soden, A.M., Kirkpatrick, J.D., Bright, A.M., Lunn, R.J., 2006, How Thick is a Fault? Fault Displacement-Thickness Scaling Revisited: *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting Geophysical Monograph Series*, 170, 193–198. <https://doi.org/10.1029/170gm19>
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2004, Carta geológico minera Santa Maria del Río F-14-C14 San Luis Potosí y Guanajuato, escala: 1:50000: Pachuca, Hidalgo, México, Secretaria de Economía, 1 mapa.
- Soliva, R., Benedicto, A., 2004, A linkage criterion for segmented normal faults: *Journal of Structural Geology*, 26(12), 2251–2267. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.06.008>
- Taleghani, A.D., Ahmadi, M., Wang, W., Olson, J.E., 2014, Thermal reactivation of microfractures and its potential impact on hydraulic-fracture efficiency: *Society of Petroleum Engineers Journal in: SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference*, 4-6 February, The Woodlands, Texas, USA, 2013. <https://doi.org/10.2118/163872-pa>
- Tolson, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2001, ReActiva 2.4, A Plotting Program to Calculate the Potential of Reactivation of Preexisting Planes of Weakness: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., Mata-Segura, J.L., 2006, The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite: *Geofísica Internacional*, 45, 243–253.

- Torres-Hernández, J.R., Siebe-Grabach, C., Aguillón-Robles, A., Rodríguez-Ríos, R., 2014, Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(1), 183–197. <https://doi.org/10.18268/bsgm2014v66n1a13>
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R.A., Rodríguez-Ríos, Labarthe-Hernández, G., 2009, Geocronología y distribución espacial del Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287–303. <https://doi.org/10.18268/bsgm2009v61n3a1>
- Westaway, R., Kuszniir, N., 1993, Fault and bed “rotation” during continental extension: block rotation or vertical shear?: *Journal of Structural Geology*, 15(6), 753–770. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90060-n](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90060-n)
- White, N.J., Jackson, J.A., Mckenzie, D.P., 1986, The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls: *Journal of Structural Geology*, 8(8), 879–909. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90035-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90035-0)
- Wilkins, S.J., Gross, M.R., 2002, Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling: *Journal of Structural Geology*, 24(9), 1413–1429. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(02\)00069-x](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(02)00069-x)
- Wilkins, S.J., Gross, M.R., Wacker, M., Eyal, Y., Engelder, T., 2001, Faulted joints: kinematics, displacement–length scaling relations and criteria for their identification: *Journal of Structural Geology*, 23(2/3), 315–327. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(00\)00098-5](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(00)00098-5)
- Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004, Tilting mechanism in domino faults of the Sierra de San Miguelito, Central Mexico: *Geológica Acta*, 2(3), 189–201. <https://doi.org/10.1344/105.000001426>
- Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2005, Power-law distribution of normal fault displacement and length and estimation of extensional strain due to normal faults: a case study of the Sierra de San Miguelito, Mexico: *Acta Geologica Sinica (English edition)*, 79(1), 36–42. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2005.tb00865.x>
- Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2013a, Emplacement of pyroclastic dykes in Riedel shear fractures: An example from the Sierra de San Miguelito, central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 250, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.010>
- Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2013b, Origin of superimposed and curved slickenlines in San Miguelito range, Central Mexico: *Geológica Acta*, 10(4), 1–10. <https://doi.org/10.1344/105.000001760>
- Žák, J., Vyhnálek, B., Kabele, P., 2006, Is there a relationship between magmatic fabrics and brittle fractures in plutons?: A view based on structural analysis, anisotropy of magnetic susceptibility and thermo-mechanical modelling of the Tanvald pluton (Bohemian Massif): *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157(3/4), 286–310. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.05.001>