

# La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México

Iván Sunye-Puchol<sup>1</sup>, Pierre Lacan<sup>1\*</sup>, María Ortuño<sup>2</sup>, Pilar Villamor<sup>3</sup>, Laurence Audin<sup>4</sup>, Francisco Ramón Zúñiga<sup>1</sup>, Robert Max Langridge<sup>3</sup>, Gerardo de Jesús Aguirre-Díaz<sup>1</sup> y Timothy F. Lawton<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla 3001, Querétaro, México.

<sup>2</sup> Grup RISKMAT, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona, España.

<sup>3</sup> GNS Science, PO Box 30-368, Lower Hutt 5010, Nueva Zelanda.

<sup>4</sup> Institut des Sciences de la Terre, ISTerre, IRD, Université Joseph Fourier, Grenoble I, INSU, OSUG, Francia.

\* [placan@geociencias.unam.mx](mailto:placan@geociencias.unam.mx)

## RESUMEN

Este artículo se centra en la identificación y la caracterización paleosísmica de la falla San Mateo, una estructura que se describe por primera vez en este trabajo. Esta falla forma parte del sistema de fallas central del graben de Acambay, en el centro de México. Es una falla normal de más de 13 km de largo, con rumbo E-O y buzamiento hacia el sur. Dos trincheras paleosísmicas fueron excavadas en la localidad de La Lechuguilla para determinar la cronología reciente de paleoterremotos asociados a la falla y caracterizar sus parámetros sísmicos. En una de estas trincheras se han reconocido al menos tres paleo-rupturas que ocurrieron entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno, según las fechas de radiocarbono obtenidas. El evento más antiguo (Evento 1) se encuentra en el intervalo de 31.0-29.3 cal. ka AP. El Evento 2 se encuentra en el intervalo de 19.1-6.5 cal. ka AP y el fallamiento más joven (Evento 3) en el intervalo de 6.0 a 4.2 cal. ka AP. Estos resultados arrojan un intervalo de recurrencia de ruptura superficial preliminar de aproximadamente  $11.57 \pm 5.32$  ka. Se estima una tasa de deslizamiento vertical de  $0.085 \pm 0.025$  mm/año y una magnitud máxima ( $M_w$ ) entre 6.43 y 6.76 a partir del desplazamiento cosísmico promedio de  $0.85 \pm 0.16$  m y una longitud de ruptura de falla de 13 km. En el caso de que la falla tuviera una longitud de ruptura de 25 km, considerando su posible continuación bajo los sedimentos actuales del graben, se podría generar un sismo de magnitud máxima,  $M_w$ , de  $6.7 \pm 0.3$ . Los resultados de este estudio paleosísmico sugieren que la falla San Mateo representa, junto con otras fallas activas del graben de Acambay, un riesgo sísmico significativo para la población. Finalmente, el presente estudio destaca el carácter reciente de la actividad volcánica en el graben de Acambay.

Palabras clave: Cinturón Volcánico Transmexicano, sismicidad, neotectónica, fallas activas.

## ABSTRACT

*This study focuses on the identification and seismic characterization of the San Mateo fault, herein described for the first time. This fault is*

*located in the central part of the Acambay graben, central Mexico. It is a 13 km long active normal fault with E-W direction and dip to the south. Two trenches were excavated in the locality of La Lechuguilla to determine the recent chronology of paleoearthquakes along this fault and to estimate its seismic parameters. At least three paleo-breaks have been found in one of these trenches and new radiocarbon ages indicate that they occurred from Late Pleistocene to the Holocene times. The oldest event (Event 1) occurred in 31.0-29.3 ky cal BP. Event 2 occurred in 19.1-6.5 ky cal BP and the younger faulting (Event 3) in 6.0 to 4.2 cal ky BP. These results suggest a recurrence interval of surface ruptures of about  $11.57 \pm 5.32$  ky. A slip rate of  $0.085 \pm 0.025$  mm / year and a magnitude ( $M_w$ ) of 6.43 to 6.76 is estimated from the maximum coseismic displacement of  $0.85 \pm 0.163$  m and a rupture length of 13 km. If we consider a maximum rupture length of 25 km, including the possible continuity of the fault under the present day sediments filling the graben, a  $M_w$  magnitude of  $6.7 \pm 0.3$  could be expected. The paleoseismic data and fault scaling relationships suggest that the San Mateo fault is a significant seismic source in terms of hazard. This study also highlights the recency of the volcanic activity in the Acambay graben.*

*Key words: Trans-Mexican Volcanic Belt, seismicity, neotectonics, active faulting.*

## INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los terremotos destructivos se generan en los límites de placas tectónicas (e.g. Berryman *et al.*, 2012). Debido a la corta recurrencia de terremotos en estas zonas (decenas a cientos de años), existe una conciencia social e institucional del riesgo sísmico que se traduce en códigos sismo-resistentes y protocolos de emergencia efectivos. En algunas zonas intraplaca se producen terremotos corticales someros que ocasionalmente pueden alcanzar magnitudes ( $M_w$ ) de 6 y 7 y, por lo tanto, representan un riesgo significativo. El periodo de recurrencia de terremotos grandes en estas zonas es, en la mayoría de los casos, de miles a decenas de miles de años y excede el registro de sismicidad histórica. Como consecuencia, existe una falta de preparación de la sociedad en relación a estos terremotos. Estas zonas

intraplaca pueden ser altamente vulnerables por la alta densidad de población, la baja calidad de las construcciones y la falta de protocolos de emergencia sísmica (e.g. Paton, 2003).

La zona central de México es un ejemplo de esta situación con tasas de deformación cortical moderadas y, por tanto, fallas activas lentas. Los periodos de recurrencia de los terremotos mayores sobrepasan el rango temporal de los catálogos de sismicidad histórica e instrumental. Por esta razón, en el centro de México, la actividad sísmica de la mayor parte de las fallas es desconocida. Lamentablemente, los terremotos intraplaca ocurridos en México causaron en el pasado la pérdida de muchas vidas humanas y daños materiales significativos. Prueba de esto es el terremoto de Acambay de 1912 ( $M_w = 6.9$ ), generado por la falla Acambay-Tixmadejé (Ej.: Suter et al., 1996; Langridge et al., 2000), situada en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Este terremoto provocó la muerte de 161 personas y la destrucción parcial de los pueblos de Acambay, Tixmadejé y Temascalcingo, entre muchos otros (Urbina y Camacho, 1913; Suter et al., 1996; Langridge et al., 2000). También causó daños en la Ciudad de México (Singh et al., 1984; Suter, 2014), situada a ~ 80 km del epicentro. Históricamente se han registrado otros sismos destructivos generados por las fallas del CVTM, tales como el terremoto de Chapala de 1568 ( $M_w \sim 7$ ; Suárez et al., 1994), el de Jalisco de 1875 ( $M_w \sim 7.1$ ; García-Acosta and Suárez, 1996) y el de Jalapa de 1920 (Magnitud de ondas de cuerpo:  $mb = 6.4$ ; Suárez, 1992). Algunos de estos terremotos ocurrieron en épocas en las que la población humana en México era una décima parte de la actual. Por ejemplo, en 1912 había aproximadamente 15 millones de habitantes, mientras que ahora hay 120 millones. Si el mismo evento ocurriera ahora, las consecuencias humanas y económicas serían aún más catastróficas para esa región.

Las pérdidas humanas y los daños materiales ocasionados por estos terremotos muestran la importancia que tiene realizar estudios de amenaza sísmica en esta región, la más poblada del país con megaciudades como México, Guadalajara, Morelia, Querétaro y Toluca. El estudio sistemático de las fallas potencialmente activas se justifica aún más si consideramos la alta tasa de crecimiento de la población de esta región, así como el desarrollo de infraestructuras críticas cada vez más importantes y potencialmente peligrosas (represas, vías de transporte, plantas químicas, etc.; Bilham, 2013). Para ampliar el catálogo de sismicidad histórico e instrumental de esta región, insuficiente para caracterizar la amenaza sísmica, hemos desarrollado estudios de neotectónica y en particular de paleosismología en las fallas de la zona (Langridge et al., 2000; 2013; Ortuño et al., 2015). Estos estudios permiten reconocer y caracterizar las deformaciones producidas durante los terremotos prehistóricos suficientemente fuertes para generar rupturas superficiales y estimar el momento en que ocurrieron (McCalpin, 2009, cap. 9).

Esta contribución está enfocada en el estudio de la falla San Mateo (FSM), una de las fallas del sistema central del graben de Acambay que no ha sido descrita anteriormente en la literatura. Se presenta aquí una descripción geomorfo-estructural de la falla y de las evidencias de su actividad reciente que resultan del análisis paleosísmico. Se propone una reconstrucción de la sismicidad prehistórica de la falla durante los últimos 31 ka y una estimación de su potencial sismogénico. Finalmente, se integran los resultados de este estudio junto con los datos paleosísmicos obtenidos en investigaciones anteriores, en otras fallas del graben de Acambay, para que sirva de base para la evaluación de la amenaza a la que está expuesta la población de la zona.

## MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO

El graben de Acambay se localiza en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), un arco volcánico continental activo de

composición mayoritariamente calco-alcalina que atraviesa México de Este a Oeste desde el Golfo de México hasta el Pacífico (Figura 1; Pasquaré et al., 1988; Wallace and Charnichael, 1989; Allan et al., 1991; Aguirre-Díaz et al. 1998; Ferrari et al., 1999; 2012). El CVTM está asociado a la subducción de las placas de Cocos y Riviera bajo la placa Norteamericana (Mooser, 1972; Álvarez, 1975; Urrutia-Fucugauchi y Pal, 1977; Pal y Urrutia-Fucugauchi, 1977; Hanus y Vanek, 1977-1978; Nixon, 1982; Suárez y Singh, 1986; Verma, 1996; Ferrari et al., 1999). Dicha subducción, oblicua a la trinchera mesoamericana, se inició en el Mioceno temprano-medio y ha ido migrando hacia el sur hasta la actualidad (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Delgado-Granados et al., 1995; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). El CVTM es el mayor arco volcánico neógeno de América del Norte, con 1000 km de longitud, 20 a 200 km de anchura y unos 160.000 km<sup>2</sup> de superficie (De la Fuente y Verma, 1993).

En la parte central del CVTM, una serie de depresiones tectónicas limitadas por fallas normales de dirección E-O se extienden por más de 450 km y definen la zona de fractura Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990). Dentro de esta zona se encuentra el sistema de fallas Patzcuaro-Morelia-Acambay (Garduño-Monroy et al., 2009), en cuyo extremo oriental se encuentra el graben de Acambay.

Otros sistemas de fallas normales se observan en el sector central del CVTM, como el sistema de Taxco-San Miguel de Allende. Este sistema, de orientación NNO-SSE, interseca localmente las fallas E-O del graben de Acambay (Figura 1b). La actividad cuaternaria de este segundo sistema de fallas oblicuas al graben no ha sido demostrada todavía. Sin embargo, de acuerdo con observaciones geomorfológicas (Ferrari et al., 1994; Aguirre-Díaz et al., 2005; Garduño-Monroy et al., 2009) y sísmicas (Zúñiga et al., 2003), no se puede descartar su actividad reciente.

El graben de Acambay está delimitado por cuatro fallas normales mayores de orientación E-O: las fallas Acambay-Tixmadejé y Epitacio-Huerta por el norte, y las fallas Venta de Bravo y Pastores por el sur. En el centro del graben, el sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro, atraviesa toda la cuenca de Este a Oeste (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Figura 1).

Con unas dimensiones de ~ 80 km de longitud por 15 – 38 km de anchura y con escarpes que superan los 400 m en la falla Acambay-Tixmadejé, la extensión de la corteza que dio lugar a esta cuenca tectónica activa es menor al 4% (Suter et al., 1995). Las fallas de este graben han generado el único sismo histórico que presenta rupturas superficiales en la zona central de México, el terremoto de Acambay de 1912 (Suter et al., 1991). En el graben de Acambay se originó un segundo terremoto con efectos en la superficie pero sin ruptura superficial en 1979, el sismo de Maravatío, con una magnitud  $M_w = 5.3$  (Astíz-Delgado, 1980; Figura 1).

La zona del graben de Acambay está principalmente formada por rocas volcánicas miocenas a cuaternarias sobre un basamento plutónico y metamórfico (Sánchez-Rubio, 1984; Aguirre-Díaz, 1993; 1995; 1996). Los materiales más jóvenes corresponden a una sedimentación fluvio-lacustre que rellenó pequeñas cuencas formadas por relieves volcánicos y barreras tectónicas a lo largo del río Lerma. Una de estas cuencas tectónicas, el valle de Acambay, es conocido como el valle de los espejos debido a que estuvo probablemente ocupado por un gran lago en tiempos prehispánicos.

El presente estudio se centra en la zona oriental del graben, afectada por tres sistemas de fallas E-O (Figura 1): (1) la falla Acambay-Tixmadejé, que limita la cuenca por el norte, (2) el sistema de fallas intra-graben de Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990) y (3) la falla Pastores, que limita el graben por el sur (Suter et al., 1991; 2001; Lacan et al., 2013a y 2013b; Langridge et al., 2013; Ortuño et al., 2015). El terremoto de 1912

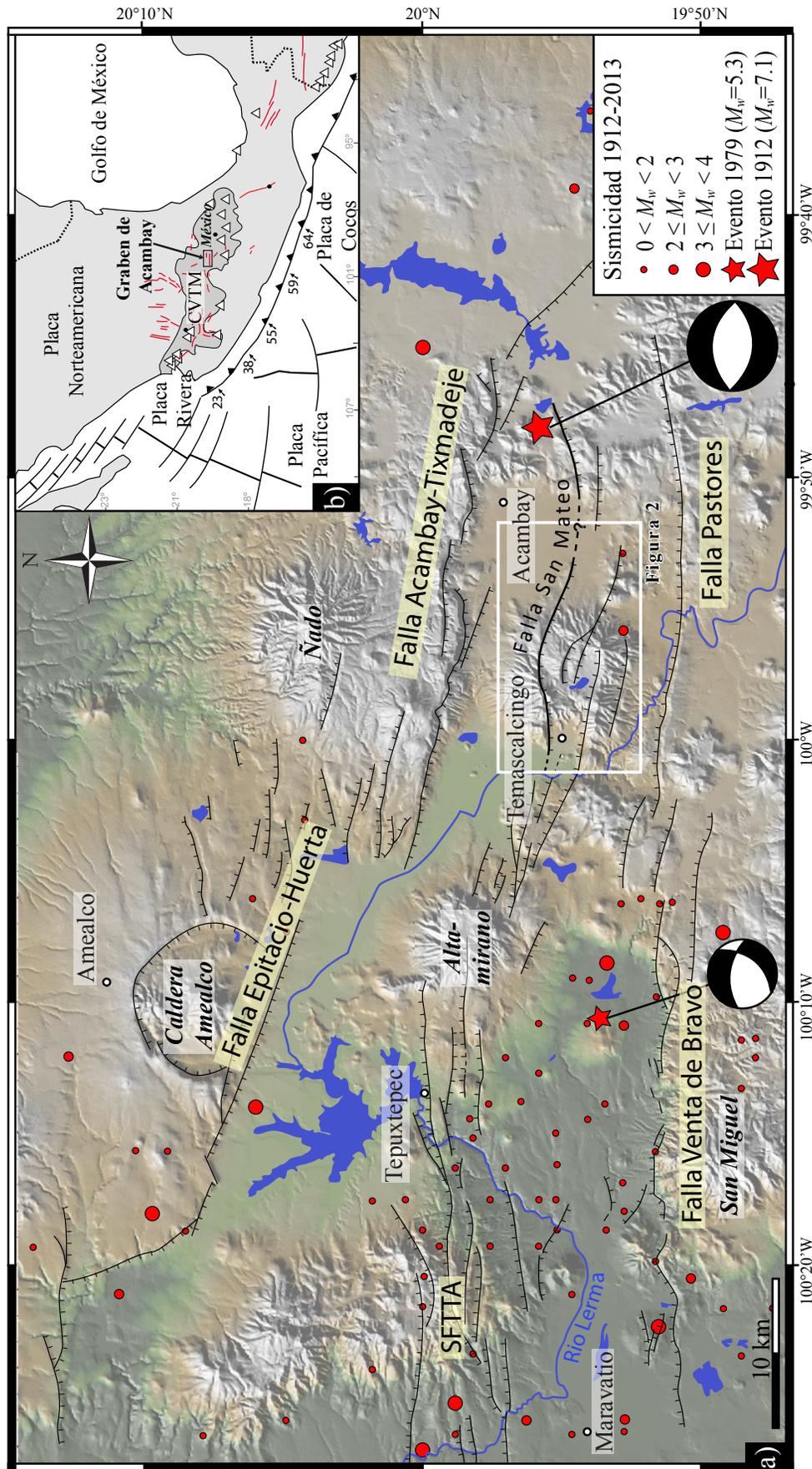


Figura 1. a) Mapa sismotectónico del graben de Acambay (modificado de Lacan *et al.*, 2013a). b) Localización del graben de Acambay en el contexto geodinámico del contacto de placas en México. SFTTA: Sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro.

fue generado en la falla Acambay-Tixmadejé pero produjo fracturas superficiales en los tres sistemas de fallas (Urbina y Camacho, 1913; Langridge *et al.*, 2000; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

La falla Acambay-Tixmadejé, con una longitud de 42 km y un buzamiento hacia el sur, llega a formar escarpes de hasta 500 m en rocas volcánicas Neógenas (Figura 1; Sánchez-Rubio, 1984; Suter *et al.*, 1992; 1995; Aguirre-Díaz 1993; 1995). Esta falla normal fue la principal fuente sísmogénica del terremoto de Acambay en 1912 (Langridge *et al.*, 2000). Justo después del evento, Urbina y Camacho (1913) midieron desplazamientos verticales superficiales mayores a 0.50 m. A lo largo de esta falla, los estudios paleosísmicos realizados por Langridge *et al.* (2000), permitieron estimar una tasa de deslizamiento de 0.17 mm/año, un desplazamiento vertical medio por evento de 0.60 m, así como un periodo de recurrencia de 3600 años para terremotos de magnitud superior a 6.

La falla Pastores, con una longitud de 32 km y un buzamiento hacia el norte, constituye el límite sur del graben y se caracteriza por una traza morfológica muy rectilínea (Figura 1). En su extremo occidental, en la zona de transferencia con la falla Venta de Bravo, la falla tiene una terminación con morfología de cola de caballo (Ortuño *et al.* 2015). En esta falla el sismo de 1912 provocó “dislocaciones del terreno” de hasta 0.50 m de ancho a lo largo de un tramo de falla de 20 km de longitud (Urbina y Camacho, 1913). Se trata de una falla principalmente normal con una componente lateral izquierda inferior a 10% (Suter *et al.*, 2001). Estudios paleosismológicos realizados por Langridge *et al.* (2013) muestran evidencias de, al menos, tres paleoeventos pleistocenos y holocenos que provocaron rupturas superficiales, con desplazamientos verticales medios de 0.30 m, una tasa de deslizamiento de 0.03 mm/año y una magnitud máxima estimada de  $M_w = 6.8$ . Otros estudios

realizados en la zona de transición entre la falla Pastores y la de Venta de Bravo, permitieron reconocer cuatro paleoeventos sísmicos holocenos y sugieren la actividad de la falla Pastores durante el terremoto de 1912 (Ortuño *et al.*, 2015).

El presente trabajo estudia el sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro, en la zona central del graben de Acambay, un área ocupada por el volcán Temascalcingo (VT). El VT es un estratovolcán plio-cuaternario de composición félsica emplazado en la zona hundida del graben. La morfología cónica inicial del volcán ha sido fuertemente modificada por la actividad de las fallas intra-graben, la formación de la caldera somital de San Pedro el Alto y la avalancha de escombros de Temascalcingo (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Roldán-Quintana y Aguirre-Díaz, 2006; Roldan-Quintana *et al.*, 2011; Figura 2).

## ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO-ESTRUCTURAL

Mediante la cartografía geomorfológica-estructural de la parte oriental del sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro se reconocieron tres estructuras principales con posible actividad cuaternaria (Figura 2). Por un lado, la falla de Temascalcingo, que buza hacia el norte y corta el flanco sur del VT. Parte de esta falla podría haber sido reactivada durante el sismo de 1912 (Urbina y Camacho, 1913). Por otro lado, las fallas de San Pedro y de San Mateo (FSM) buzaban hacia el sur cortando el flanco norte del volcán (Figura 2). Debido a su longitud y a la buena preservación de su escarpe en la morfología, se seleccionó la FSM para realizar este estudio.

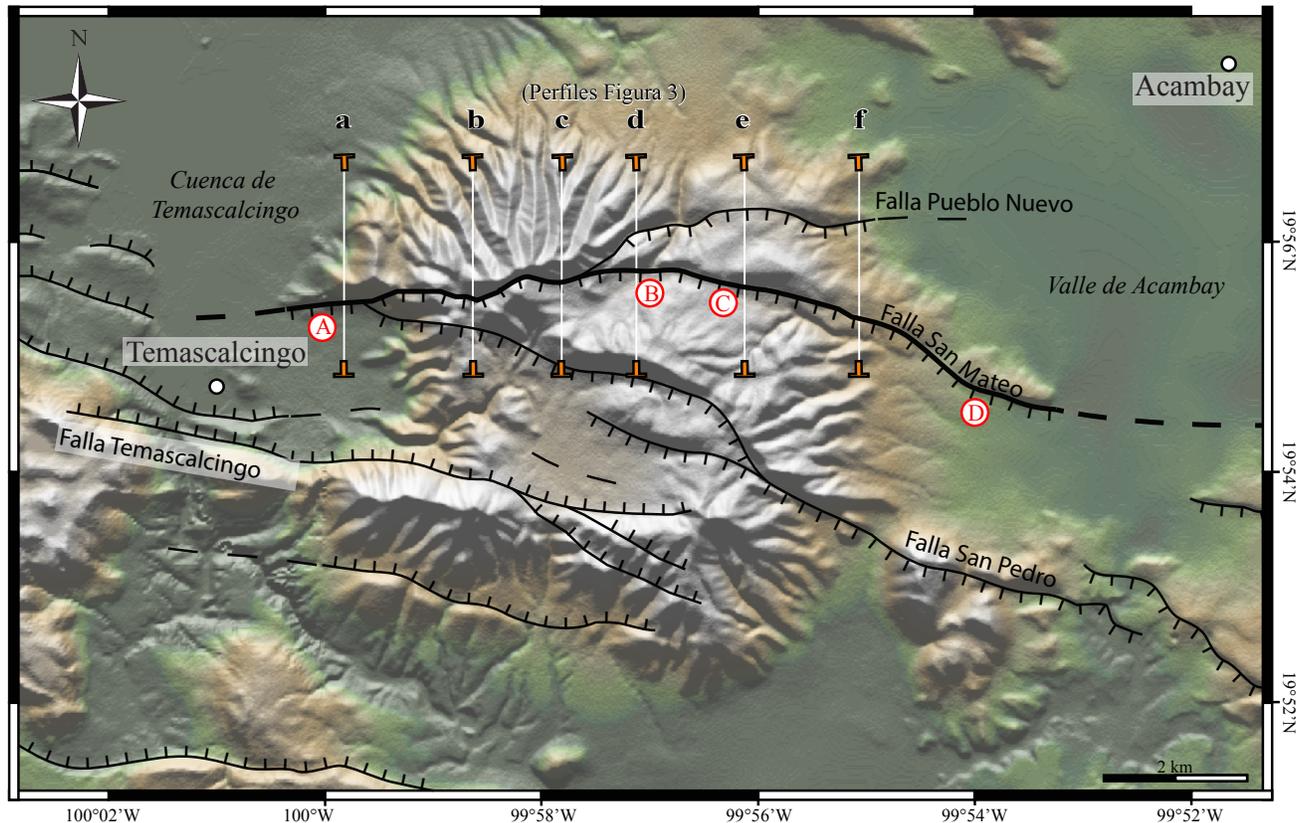


Figura 2. Mapa morfoestructural del volcán Temascalcingo. Las letras a-f minúsculas representan la localización de los perfiles topográficos que se detallan en la Figura 3. Las letras A-D en rojo representan a los sitios que se detallan en la Figura 4.

**La falla San Mateo (FSM)**

Con una longitud de más de 13 km y un índice de sinuosidad,  $S=1.15$  (Bull y McFadden, 1977), la FSM es una de las estructuras más largas, continuas y rectilíneas del sistema central de Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro (Figura 2).

No se conocen evidencias de reactivación de esta estructura durante el terremoto de 1912 y tampoco se ha documentado sismicidad instrumental o histórica a lo largo de esta falla. Sin embargo, la FSM presenta un escarpe geomorfológico muy marcado en el paisaje que presenta facetas triangulares con pendientes mayores a 25° (Figuras 2, 3, 4 y 5). La traza de la falla tiene una dirección general E-O, ligeramente arqueada y atraviesa todo el volcán Temascalcingo de modo que limita por el norte la cuenca cuaternaria de Temascalcingo. En el flanco oeste del volcán la traza de la falla coincide con la cicatriz de la avalancha de escombros de Temascalcingo. En esta zona, el escarpe acumulado de la falla y de la avalancha sobrepasa los 200 m de desnivel (perfil a de la Figura 3 y Figura 4A). En la zona central del volcán el escarpe de falla sigue siendo muy visible y mide hasta 120 m (perfiles b, c, d y e de la Figura 3). En este segmento, la falla limita por el norte el campo de La Lechuguilla y su actividad cortó la red de drenaje, provocando el abandono de un valle (valle abandonado de las Figuras 4B y 5). En su tramo oriental, la señal geomorfológica de la FSM no es tan clara debido al proceso de erosión-sedimentación que sufre el piedemonte del VT. En esta zona, el escarpe de falla no es tan continuo y los desniveles entre bloques son de pocos metros (perfil f de la Figura 3). El

plano de falla aflora en diferentes sitios (Figura 4C y 4D) e indica un buzamiento de ~70° hacia el sur, coherente con un buzamiento de una falla normal. En la parte oriental la traza de la FSM se puede reconocer en el área de los sedimentos pleistocenos, pero deja de tener una expresión geomorfológica en los sedimentos actuales del valle de Acambay.

En los 13 km de longitud de traza que desplaza el volcán Temascalcingo, la expresión morfológica de la FSM es continua y bien marcada en el paisaje (Figura 2). Sin embargo, no se han podido medir estrías en los diferentes afloramientos de la falla. No obstante, los indicadores geomorfológicos no sugieren un desplazamiento lateral destacable, que sea consistente con los resultados obtenidos en las otras fallas del graben (Suter *et al.*, 1995; Langridge *et al.*, 2000 y 2013; Ortuño *et al.*, 2015). Por esas razones, se asume un desplazamiento principalmente normal a lo largo de esta falla.

*Ubicación de la trinchera paleosismológica*

El lugar elegido para realizar las excavaciones paleosismológicas se denomina campo de La Lechuguilla. Este campo está formado por sedimentos fluvio-lacustres holocenos, que se acumularon durante la colmatación de una antigua cuenca endorreica originada por la actividad de la FSM (Figura 5). Actualmente, la cuenca está abierta debido a que la erosión regresiva destruyó la barrera tectónica formada por el bloque levantado de la falla. Los depósitos recientes, acumulados en el campo de La Lechuguilla, se encuentran sellando la traza de la falla (Figura 5). Dado que no se observó intervención antrópica importante en la zona y que se espera encontrar abundante material orgánico apto para fechar, el campo de La Lechuguilla se eligió como un sitio óptimo para estudiar la evolución tectónica de la FSM.

**ANÁLISIS PALEOSÍSMICO DE LA FALLA SAN MATEO (FSM)**

El objetivo final de este análisis es estimar el potencial sísmogénico de la falla. El tamaño y la distribución de las deformaciones tectónicas registradas en las formaciones sedimentarias y volcánicas recientes permiten conocer el número mínimo de paleosismos, sus magnitudes, las tasas de deslizamiento de la falla y los intervalos de recurrencia de sismos moderados a grandes ( $M_w > 5$ ; McCalpin, 2009). Con ese propósito, se excavaron dos trincheras paleosismológicas en la parte central de la FSM.

Considerando la componente esencialmente normal de la FSM, las trincheras fueron excavadas transversalmente a la falla en el campo de La Lechuguilla (Figuras 4b y 5). La trinchera La Lechuguilla I (19°55'47.72"N; 99°56'56.25"O), de 15 m de longitud y 3 m de profundidad, fue excavada en coluviones del escarpe de falla. Los coluviones presentaron un espesor mayor a 3 m que no permitió identificar la falla ni los eventos paleosísmicos ya que los materiales eran demasiado recientes. Esta trinchera se usó principalmente para comprobar la continuidad de las unidades estratigráficas en el campo de La Lechuguilla.

La trinchera La Lechuguilla II (19°55'47.78"N; 99°56'56.82"O), de 24 m de longitud y de 2 a 4 m de profundidad, se realizó en el fondo del valle junto al arroyo que drena el campo de La Lechuguilla (Figuras 4 y 5). En esta zona, el espesor de los coluviones es menor y se pudieron explorar materiales más antiguos afectados por la deformación en la falla. Esta segunda trinchera constituye el objeto principal de este estudio.

**Unidades estratigráficas y deformaciones tectónicas en la trinchera "La Lechuguilla II"**

En la trinchera de La Lechuguilla II se observaron varias unidades estratigráficas de origen volcánico y sedimentario intercaladas con paleosuelos. La mayor parte de estas unidades presentan geometrías tabulares y prácticamente horizontales estando las más antiguas

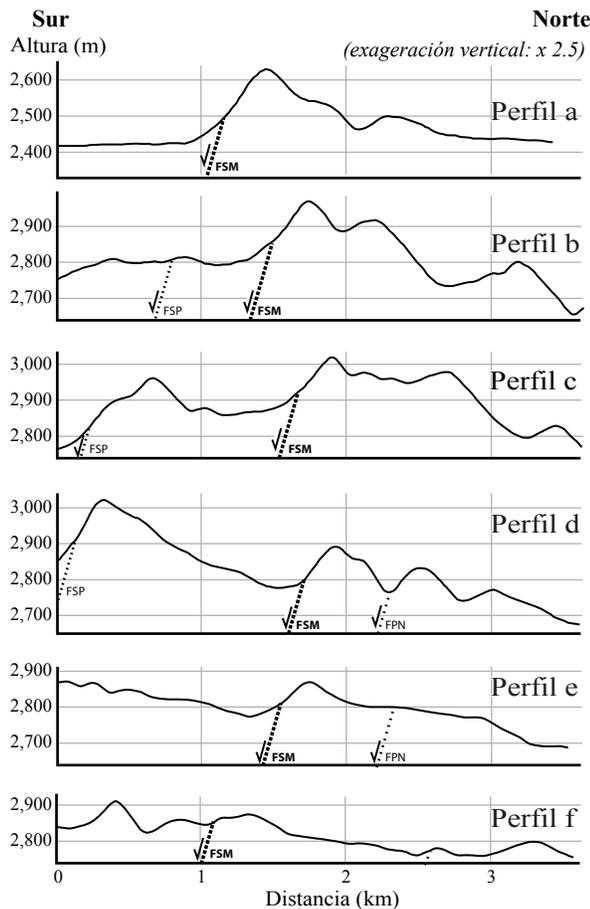


Figura 3. Perfiles topográficos perpendiculares al escarpe de la falla San Mateo (extraídos de DEM SRTM, localización en la Figura 2). FSM: falla San Mateo, FSP: falla San Pedro, FPN: falla Pueblo Nuevo.

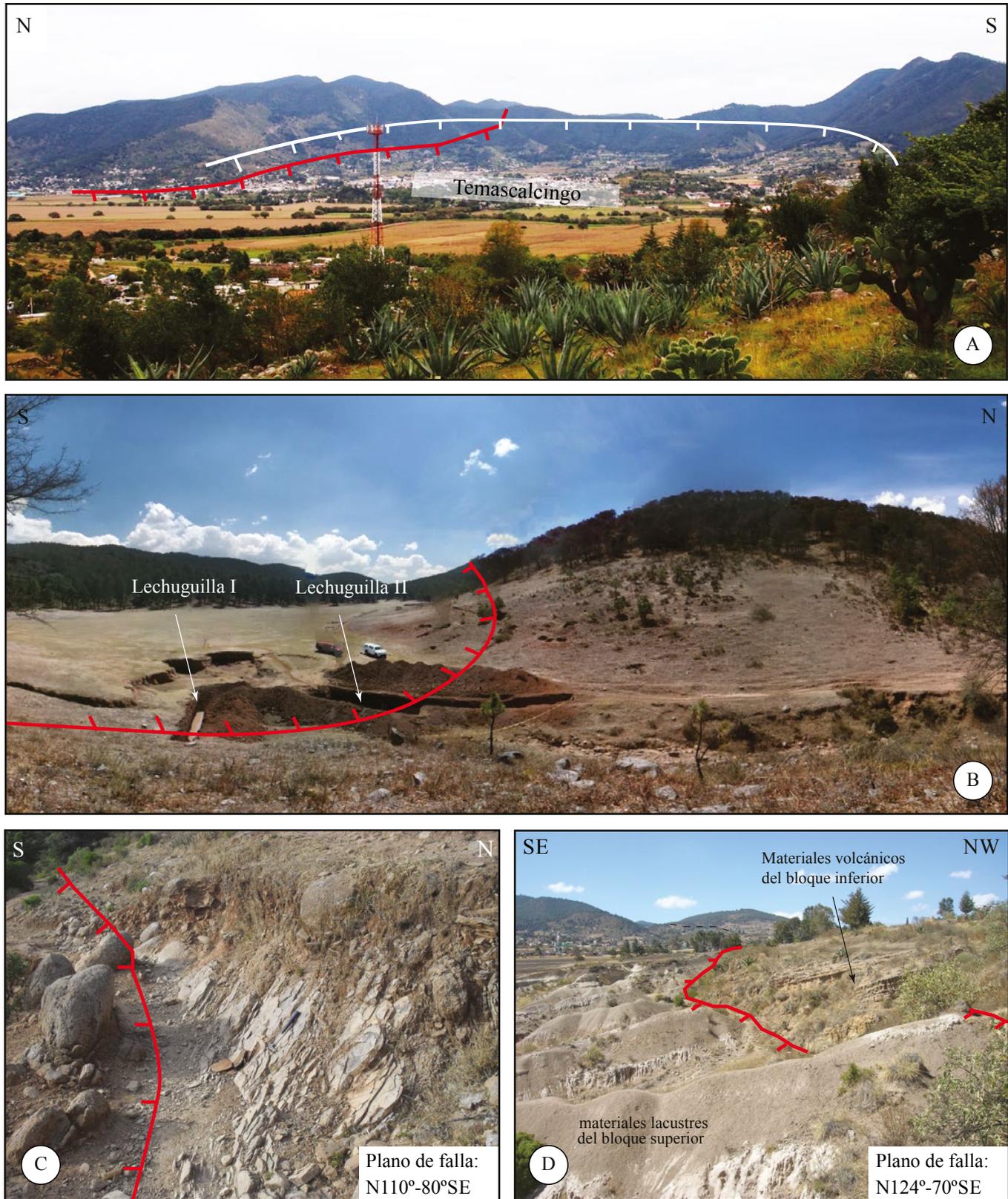


Figura 4. Fotografías de la falla San Mateo a) Vista hacia el este de la superposición de la falla San Mateo (línea de color rojo con trazas cortas indicando el lado hundido de la falla) con la cicatriz de avalancha de Temascalcingo (línea de trazo blanco), b) Vista hacia el oeste del campo de La Lechuguilla (la falla, línea roja, aparece curvada por la distorsión de la fotografía panorámica), c) y d) Traza litológica y tectónica de la falla San Mateo (línea roja) en el flanco este del volcán Temascalcingo (Localización en la Figura 2). La traza de la falla, representada por la línea roja, separa materiales volcánicos de lacustres.

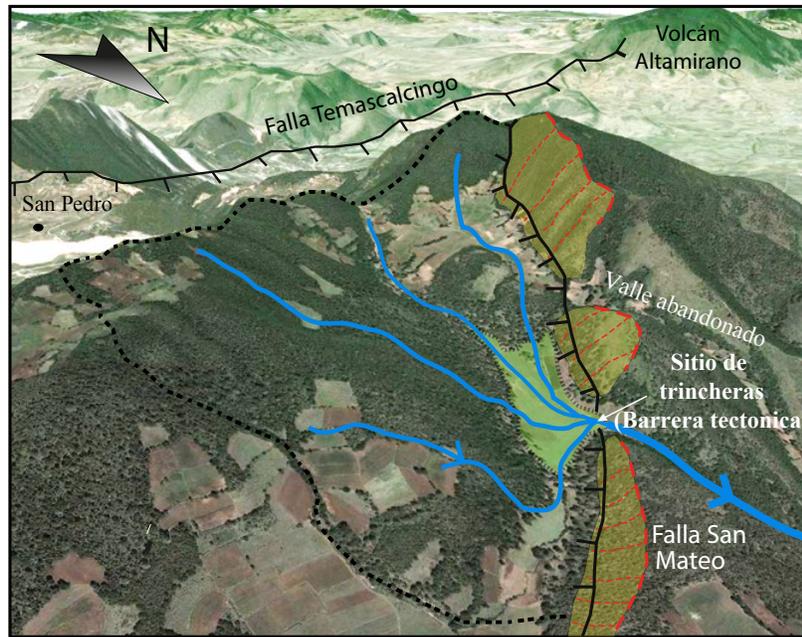


Figura 5. Visualización aérea de la falla San Mateo y del campo de La Lechuguilla (tomada de Google Earth®). La falla San Mateo está representada con una línea negra, las facetas triangulares en rojo y la red de drenaje en azul.

afectadas y desplazadas por la FSM (U3-U10 en las Figuras 6, 7 y 8). Las muestras de carbono extraídas en las diferentes unidades fueron fechadas mediante el método del  $^{14}\text{C}$  en dos laboratorios diferentes para contrastar los resultados. Se enviaron muestras al Radiocarbon laboratory, Department of Geosciences de la University of Arizona, Tucson, USA y al Laboratoire de Mesure du Carbone 14, UMS 2572, Gif sur Yvette, France. Los resultados de los fechamientos fueron calibrados a partir de la interface OxCal 4.2 de Ramsey (1995), University of Oxford (tabla de la Figura 7).

De la base hasta el tope de la trinchera, el origen y las características de estas unidades se pueden describir como sigue:

La unidad U10 es una roca volcánica masiva, de color rosado y muy fracturada. Esta unidad, de composición dacítica, constituye el basamento rocoso de la trinchera. La U10 sólo es visible en el bloque de piso.

La unidad U9 es un depósito de flujo piroclástico alterado, rico en líticos oxidados, y con matriz de ceniza. Esta unidad, que se encuentra en el bloque de techo, está afectada por la FSM y por otras dos fallas

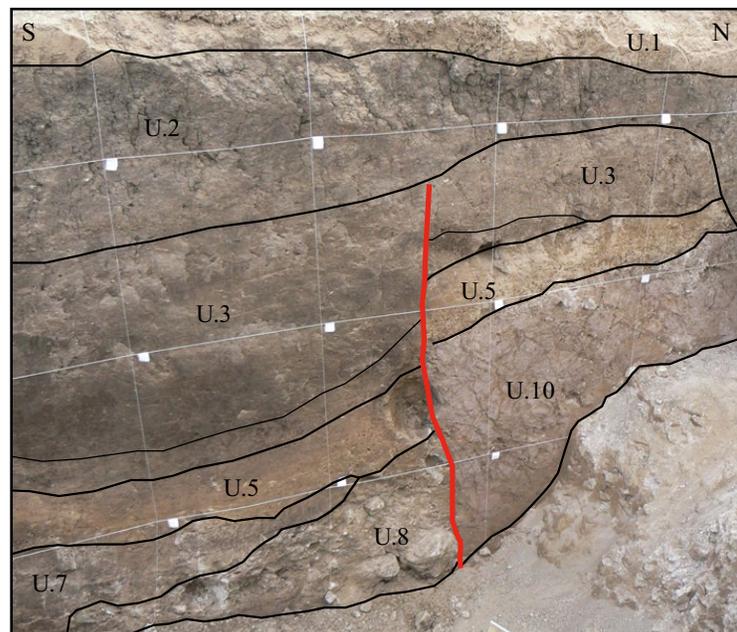


Figura 6. Fotografía de la traza de la falla San Mateo en la trinchera Lechuguilla II (Pared oeste).

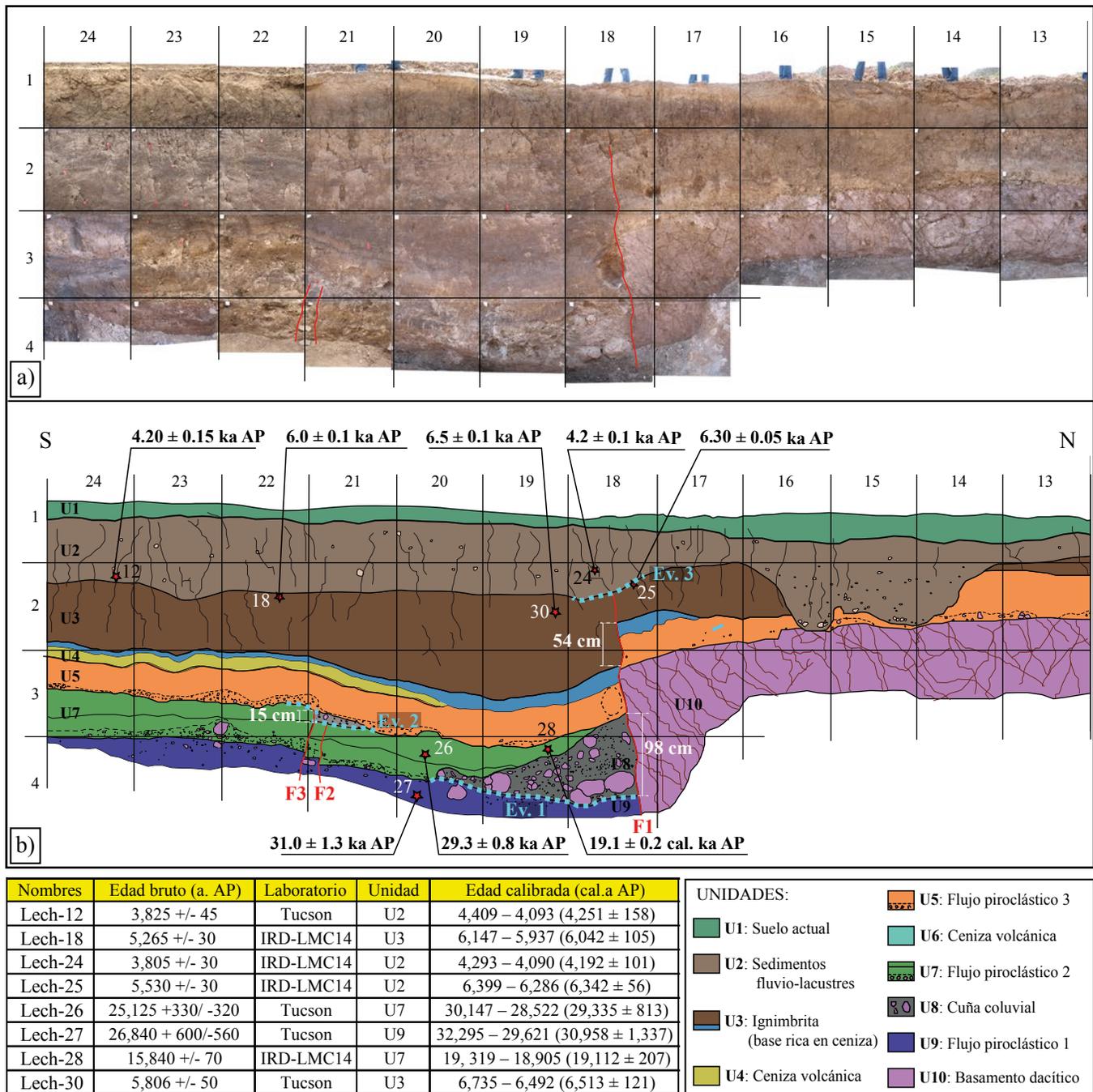


Figura 7. a) Fotomosaico de la pared oeste de la trinchera de La Lechuguilla II; b) Log interpretado de la misma pared; c) tabla de edades de radiocarbono de las muestras. F1, F2 y F3 corresponden a las diferentes fallas descritas en el texto y Ev.1 Ev.2 y Ev.3 a los diferentes eventos paleosísmicos.

antitéticas a la falla principal. Según la edad de los restos de carbón contenidos en ella, la U9 tiene  $31.0 \pm 1.3$  cal. ka AP (muestra 27, Figura 7).

La unidad U8 es un depósito muy mal seleccionado con forma de cuña, contiene bloques de hasta 50 cm y una matriz formada por arena, limo y arcilla, rica en líticos oxidados. Hemos interpretado esta unidad, depositada junto al plano de falla, como una cuña coluvial cosísmica formada por el colapso del escarpe de la FSM. No se encontraron restos de carbono fechable en esta unidad.

La unidad U7 es otro depósito de un flujo piroclástico alterado, con la base de rezago rica en líticos y con un paleosuelo desarrollado en el

techo, lo cual indica un hiato en el tiempo posterior a la erupción que ocasionó este depósito. Esta unidad no se depositó o fue erosionada en el bloque de muro y sólo se encuentra en el bloque de techo, por encima de la U9 y la U8. Su ausencia en el bloque de muro no permite apreciar su deformación por la FSM pero está claramente afectada por las fallas antitéticas 2 y 3. Esta unidad, que se fechó a partir del contenido en carbono promedio (*bulk*) del paleosuelo, rico en materia orgánica, tiene una edad de entre 29.3 - 19.1 cal. ka AP (muestras 26 y 28, Figura 7).

La unidad U6 es visible únicamente en el bloque de techo de la pared este de la trinchera (Figura 8) y consiste en un depósito de arena

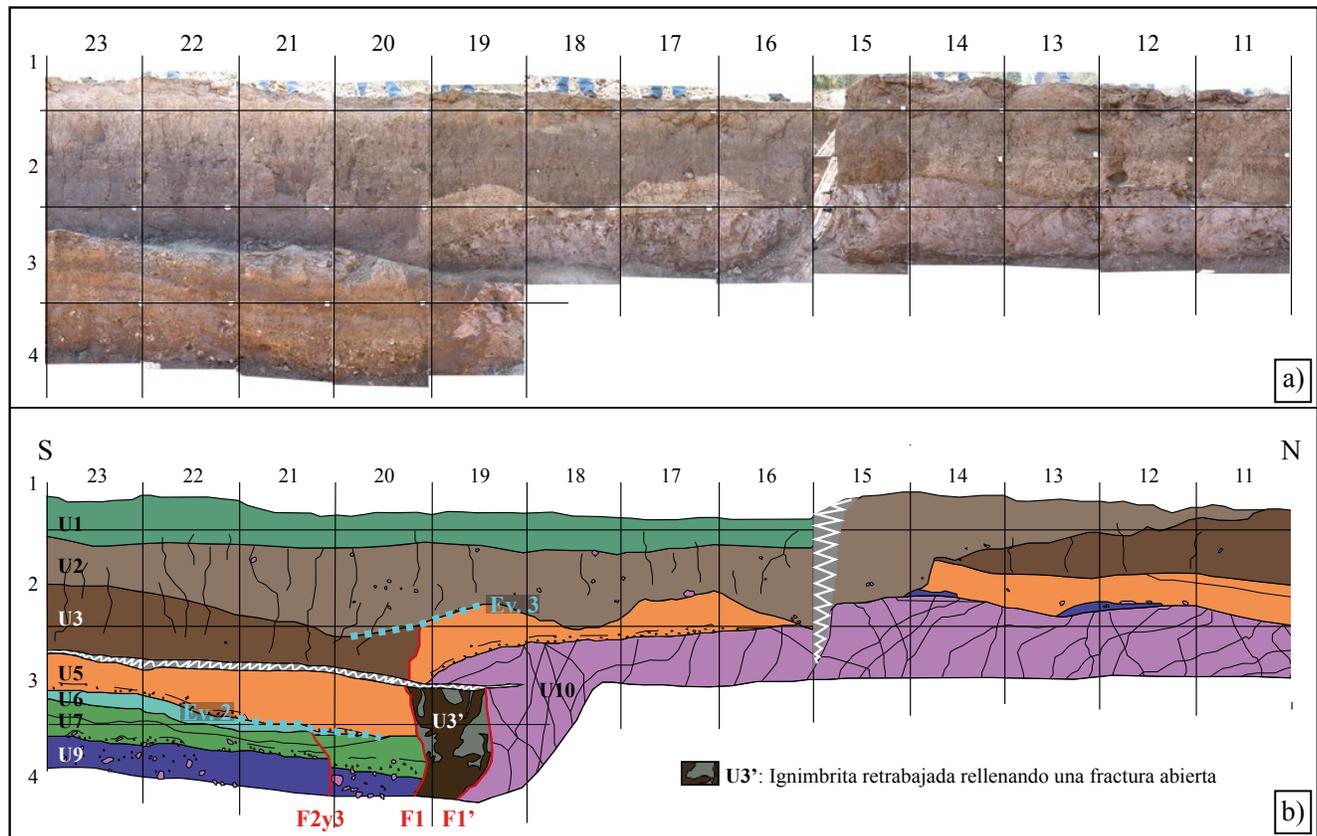


Figura 8. a) Fotomosaico de la pared este de la trinchera de La Lechuguilla II; b) Log interpretado de la misma pared. Debido a su altura, esta pared de la trinchera es escalonada y los límites entre los diferentes planos de observación yuxtapuestos son representados por el plumado blanco.

amarilla, bien seleccionada, interpretada como un depósito de ceniza de caída. Esta unidad está por encima de la U7 y se ve afectada por las fallas antitéticas 2 y 3.

La unidad U5 es un depósito de flujo piroclástico alterado con base de rezagó rica en líticos y con poca pómez. Esta unidad de potencia uniforme y bien preservada a lo largo de toda la extensión de la trinchera, está afectada por la FSM con un desplazamiento vertical de 0.52 m. La deformación creada por las fallas antitéticas identificadas en el bloque hundido no afecta a esta unidad. No se encontraron restos de carbono fechable en la U5 (Figuras 7 y 8).

La unidad U4 es un depósito masivo compuesto por arena fina-media de color amarillo, que aparece preservado solamente en el bloque de techo, acunándose hacia el norte hasta desaparecer antes de llegar a la FSM. Esta unidad es un depósito de ceniza volcánica con un paleosuelo desarrollado en el techo, lo que indica un hiato de tiempo que lo separa del depósito de la U3. La geometría de esta unidad sugiere una erosión o un retrabajo aluvial posterior a su emplazamiento.

La unidad U3 es un depósito masivo compuesto por una ignimbrita totalmente pedogenizada por el agua y transformada a suelo, lo que indica otro hiato de tiempo entre este depósito y el de la U2. Esta unidad 3 tiene una base rica en ceniza fina-media que podría corresponder al depósito de una oleada de base que acompaña la ignimbrita. La unidad U3 es muy rica en carbón y tiene marcas de raíces, se distribuye por toda la extensión de la trinchera sobre U4 y U5 y está afectada por la FSM. La edad de U3 es de  $6.0 \pm 0.8$  cal. ka AP (muestras 18, 30, 25 de la Figura 7).

La unidad U2 es un depósito sedimentario fluvio-lacustre, rico en arena y limos, con clastos redondeados de dacita de color marrón,

que indican un medio oxidante. Esta unidad es rica en carbón y tiene varias marcas de raíces. En el bloque de muro esta unidad rellena un paleocanal que presenta laminación cruzada y una base rica en bloques. La edad de la U2, basada en la edad de radiocarbono, es de  $4.2 \pm 0.2$  cal. ka AP (muestras 12 y 24, Figura 7).

La unidad U1 corresponde al suelo actual que cubre el campo de La Lechuguilla, compuesto por una matriz de limos sin consolidar (90%), de color café y con algunos clastos de dacita (<5 cm). Tiene una estratificación horizontal fina incipiente.

#### Interpretación de eventos paleosísmicos: número de eventos y datación

En esta sección se presenta la interpretación del número de rupturas de falla y el tiempo en el que ocurrieron, basándonos en criterios de deformación progresiva, presencia de cuñas coluviales y terminación de fallas. En su parte visible en la trinchera, la FSM parece invertida, es decir, que buza hacia el norte contrastando con el buzamiento general de la FSM hacia el sur. Este fenómeno es común cuando las fallas normales de alto buzamiento llegan a la superficie (Masana *et al.*, 2001). Además de la falla principal se identificaron dos fallas secundarias, antitéticas a la FSM, que afectan algunos depósitos del bloque hundido y forman, junto con la FSM, un graben a escala de la trinchera. A lo largo de estas estructuras se identificaron tres eventos paleosísmicos (Ev. 1, 2 y 3) registrados bajo la forma de desplazamiento de las unidades de la trinchera de La Lechuguilla (Figuras 6, 7, 8 y Tabla 1).

La U1 y la U2 son las únicas unidades que no han sido deformadas por ningún evento paleosísmico (Tabla 1). Las U3, U4 y U5 presentan la misma deformación, de aproximadamente 56 cm a lo

Tabla 1. Tabla que recopila el desplazamiento total por la falla principal para las distintas unidades litológicas.

Unidad	Pared E	Pared W	Valor preferida
U1, U2	0	0	0
U3-U5	56 cm	52 cm (erosión)	56 cm
U6, U7	> 108 cm	? (erosión)	> 108 cm
U8	? (no aparece)	> 108 cm	> 108 cm
U9, U10	> 178 cm	> 206 cm	> 192 cm

largo de la falla principal. Las U6 y U7, presentan un desplazamiento acumulado superior a 108 cm, lo que indica un evento paleosísmico anterior, el Ev.2 que provocó un desplazamiento vertical de 52 cm. El desplazamiento generado durante el Ev.2 es visible solamente en la pared este de la trinchera, ya que en la otra se erosionó. La U8, presente solamente en la pared oeste, también ha sido afectada por los dos últimos eventos, por lo que acumula una deformación total de 108 cm como mínimo. La U8 es una cuña coluvial cosísmica de 98 cm de espesor generada por el Ev.3, otro evento paleosísmico previo. Este evento más antiguo (Ev.1), afectó a las U9 y U10, la cuales fueron deformadas también posteriormente por los eventos Ev.2 y Ev.3, con lo que acumulan un desplazamiento vertical total superior a 192 cm. El primer evento paleosísmico registrado, y el más antiguo (Ev.1), fue deducido a partir de la cuña coluvial depositada sobre el plano de falla de la FSM (U8 en la Figura 7). Este evento ocurrió después del depósito de la unidad U9 y antes del depósito de la unidad U7. Como no se pudo fechar la edad absoluta de la cuña coluvial (U8) por falta de materia orgánica en el depósito, se consideraron las edades de las unidades directamente inferior y superior (U9 y U7). Los resultados del análisis de las muestras 26, 27 y 28 (Figura 7), indican que el Ev.1 ocurrió hace  $30.15 \pm 0.85$  cal. ka AP.

El segundo evento paleosísmico (Ev.2) fue identificado tanto a partir del desplazamiento de las unidades U8-U6 a lo largo de la falla principal 1 (en la pared este de la trinchera) como a partir de las fallas antitéticas 2 y 3. Estas últimas fallas deforman los materiales del bloque hundido y afectan a todas las unidades hasta la base de la U5 sin deformarla (Figura 7 y 8). Es decir, este evento ocurrió después del depósito de la unidad U7 y antes de la unidad U5. El desplazamiento vertical de la U8 es superior a 0.52 m a lo largo de la falla 1 y de 0.15 m para las U7 y U9 en las fallas 2 y 3. Finalmente, como los análisis de las muestras recogidas en la U5 no fueron satisfactorios, la edad del Ev.2 sólo se pudo constreñir entre las unidades U7 y U3. La edad estimada para este segundo evento es de  $12.8 \pm 6.3$  cal. ka AP (muestras 28 y 30).

El último y más reciente evento paleosísmico (Ev.3) identificado en la trinchera de La Lechuguilla está representado por el desplazamiento en la base de la unidad U5 y la U3 (Figuras 7 y 8). El plegamiento de las unidades U9-U3 es consecuencia de este evento sísmico. La unidad 2 no está afectada por este desplazamiento, es decir, el evento se produjo después del depósito de la unidad U3 y antes de la unidad U2. Para acotar temporalmente este último paleoevento se utilizaron las edades de U2 y U3. Los resultados del análisis de las muestras 12, 18, 30, 24 y 25 (Figura 7) permitieron fechar el Ev.3 en  $5.1 \pm 0.9$  cal. ka AP.

Los resultados obtenidos en la trinchera de La Lechuguilla II parecen confirmar que la FSM no tuvo rupturas durante el sismo de 1912.

#### Análisis por retrodeformación: salto cosísmico e historia tectono-sedimentaria

Mediante el análisis de retrodeformación de los eventos paleosísmicos, se interpretó una probable evolución tectono-sedimentaria que explicaría la distribución actual de las unidades en

la trinchera de La Lechuguilla. Esta restauración también ayudó a acotar valores de salto cosísmico para cada evento. En la Figura 9 se muestra el análisis por retrodeformación de forma esquemática, considerando las fases más relevantes de la secuencia evolutiva estratigráfica y tectónica, desde la formación de las unidades más antiguas hasta la actualidad. Las nueve fases que se reconocen son las siguientes:

(1) Estratigrafía del campo de La Lechuguilla hace aproximadamente 31 cal. ka AP. Un flujo piroclástico (U9) se depositó sobre una roca dacítica (U10) proveniente del volcán Temascalcingo. La forma exacta del contacto entre estas unidades es desconocida pues, en la trinchera, no se ha expuesto la unidad 10 en el techo de la falla.

(2) Entre 31.0 y 29.3 cal. ka AP se produjo el primer sismo con ruptura superficial registrado en los depósitos de La Lechuguilla (Ev.1). Este sismo produjo un escarpe cosísmico de más de un metro (véase fase siguiente para la justificación del salto), cortando el basamento de dacita (U10) y el flujo piroclástico subyacente (U9). Esta ruptura produjo una ligera depresión al pie del escarpe (muestras 26 y 27, Figura 7).

(3) En los años que siguen al sismo, el colapso del escarpe de falla produjo la cuña coluvial U8, de 0.98 m de espesor, que se depositó adyacente a la falla. El desplazamiento vertical cosísmico asociado con el Ev.1 debió formar un escarpe mayor a 1 m de acuerdo con los modelos de McCalpin (2009) que se basan en el espesor de la cuña. En esta restauración hemos asumido un desplazamiento de 150 cm basándonos en la restauración del Ev.2 (véase descripción más adelante).

(4) Un flujo piroclástico (U7) relleno la depresión tectónica y la erosión acabó de aplanar la topografía.

(5) El segundo evento registrado (Ev.2) ocurrió entre los 19.1 y los 6.5 cal. ka AP (muestras 18, 25, 28 y 30, Figura 7), deformando claramente los depósitos del bloque de techo a través de dos nuevas fallas antitéticas (fallas 2 y 3) y fallando la cuña coluvial U8 a lo largo de la falla principal 1 con un desplazamiento vertical de 52 cm. La mala preservación de las unidades no permitió cuantificar con exactitud el desplazamiento a lo largo de la falla principal en la pared oeste de la trinchera (Figura 7), pero el desplazamiento mínimo en la falla principal se puede obtener por sustracción de la deformación progresiva de la U6 y La U7 en la pared este (Figura 8 y Tabla 1).

(6) Pequeñas cuñas coluviales se depositaron al pie de los escarpes asociados a las fallas antitéticas.

(7) Posteriormente, y cubriendo todas las unidades anteriores, se depositaron un flujo piroclástico (U5), cenizas de caída (U4) y una ignimbrita (U3). La sedimentación de estas unidades enterró el escarpe y aplanó la topografía.

(8) El tercer y último evento registrado en el campo de La Lechuguilla (Ev.3) se produjo entre los 6.0 y 4.2 cal. ka AP, creando un escarpe cosísmico de 0.56 m de alto (muestras 12, 18, 24, 25 y 30, Figura 7).

(9) La erosión y la posterior depositación de materiales fluvio-lacustres más recientes (U2 y U1) dan el aspecto actual de relieve muy plano de cuenca colmatada al campo de La Lechuguilla.

## DISCUSIÓN

### Estimación del potencial sísmogenético de la falla San Mateo

El análisis paleosismológico realizado en el campo de La Lechuguilla permitió identificar la actividad tectónica de la FSM y reconocer, como mínimo, tres paleoeventos sísmicos mayores con ruptura superficial en los últimos 31 ka.

Los datos adquiridos con el estudio geomorfológico y paleosísmico de la FSM, como son la longitud geomorfológica de la FSM, el número y edad de los paleoeventos sísmicos y el desplazamiento vertical asociado, son utilizados para caracterizar el potencial sísmogenético de esta falla.

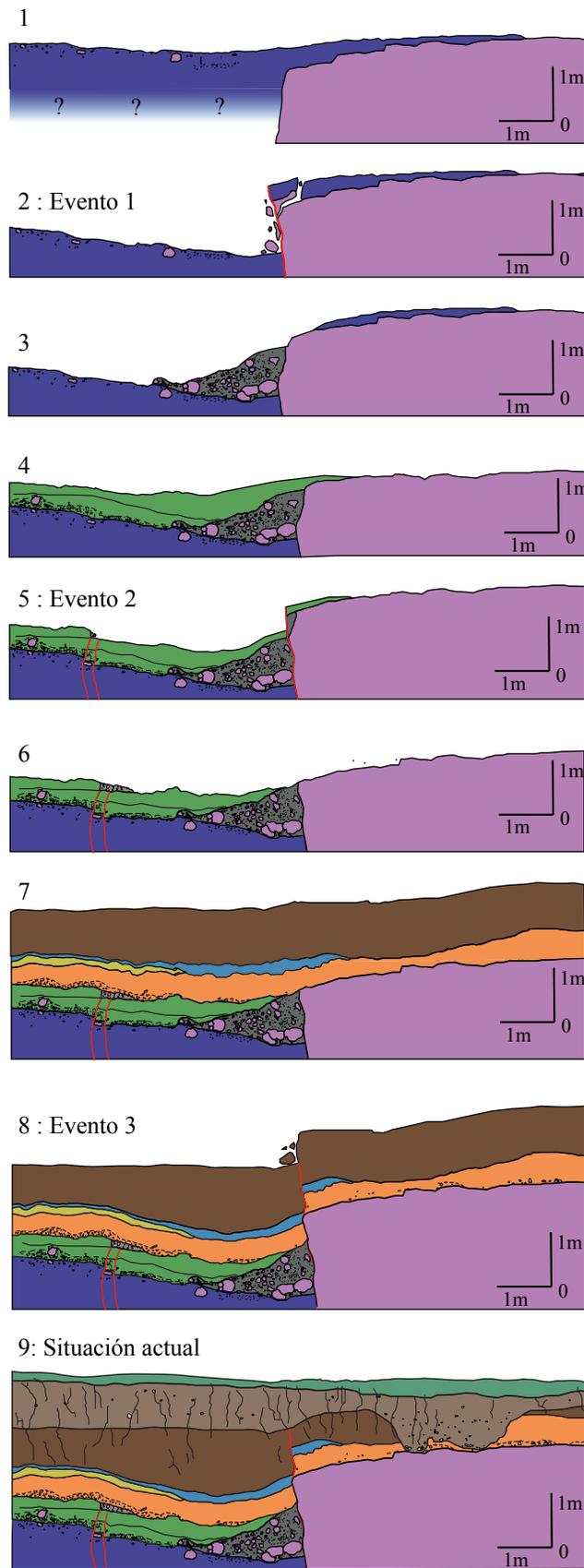


Figura 9. Análisis por retrodeformación de la pared oeste de la trinchera de La Lechuguilla.

Para tal caracterización, se considerará una longitud de ruptura de la falla de 13 km (traza cartografiada) para el cálculo de la magnitud de los sismos. Sin embargo, observando los rasgos geomorfológicos, existe la posibilidad de que la FSM continúe hacia el oeste y el este bajo los sedimentos de las cuencas holocénicas de Temascalcingo y Acambay (Figura 1a). Por esa razón se ha calculado también la magnitud del terremoto máximo creíble (MCE), considerando que la ruptura llegara a extenderse hacia ambos lados, incluyendo la posible continuación de la falla oculta bajo los sedimentos, se estima una longitud máxima de 25 km.

#### Tasa de deslizamiento y periodo de recurrencia de terremotos en la FSM

La estimación de la tasa de deslizamiento se realizó considerando los desplazamientos verticales acumulados en el plano de falla correspondientes a los últimos tres eventos identificados en la trinchera de La Lechuguilla ( $2.55 \pm 0.49$  m). Para obtener una primera aproximación de la tasa de deslizamiento de la FSM, se usaron los valores promedio:

$$SR = \text{Desplazamiento total (mm)} / \text{tiempo transcurrido (años)} \\ (2,550 \pm 490) / (30,408 \pm 1,886) = 0.085 \pm 0.025 \text{ mm/a}$$

El intervalo de recurrencia de sismos mayores (*i.e.*, con ruptura superficial) y su incertidumbre se estimaron aplicando la relación de McCalpin (2009):

$$RI = \text{Desplazamiento vertical promedio (} dv_{prom} \text{) (mm)} / SR \text{ (mm/a)} \\ - \text{Creep (} C=0 \text{)} \\ (850 \pm 163) / (0.085 \pm 0.025) = 11.57 \pm 5.32 \text{ ka}$$

Este resultado indica que el ciclo sísmico de la FSM es mayor que el que se obtuvo en la falla Acambay-Tixmadejé (~3.6 ka, Langridge *et al.*, 2000) y mayor o comparable a la que se obtuvo en la falla Pastores (10 – 15 ka, Langridge *et al.*, 2013; 1.1 – 2.6 ka, Ortuño *et al.*, 2015). Este resultado podría reflejar, lógicamente, un desplazamiento menor de las fallas intragaben comparado con las fallas que limitan el graben.

#### Estimación de las paleomagnitudes

La determinación de las magnitudes de los paleoeventos sísmicos generados por una falla es crucial para determinar el potencial sísmogénico de la misma (Reiter, 1988). La paleomagnitud máxima asignable a la FSM se puede estimar utilizando el desplazamiento vertical identificado en las trincheras (*dv*), así como la longitud de ruptura superficial de la FSM (*SRL*; Figuras 1 y 2).

Se calculó la magnitud de los paleoeventos aplicando las fórmulas empíricas de Wells y Coppersmith (1994) y las de Wesnousky (2008). También se calcularon mediante las fórmulas teóricas de Hanks y Kanamori (1979) para comparar y corroborar los resultados (Tabla 2).

Los valores obtenidos mediante las diferentes fórmulas resultaron muy similares con una magnitud,  $M_w$ , comprendida entre  $6.49 \pm 0.2$  y  $6.76 \pm 0.25$  para el Ev.1 y de  $M_w = 6.43 \pm 0.07$  para los eventos 2 y 3 (Tabla 2).

Utilizando la longitud de ruptura superficial de la traza cartografiada (*SRL* = 13 km), la magnitud que puede generar la FSM, sin contar las desviaciones estándares, estaría entre  $6.43 < M_w < 6.76$ .

#### Estimación del terremoto máximo

El terremoto máximo creíble se define como el terremoto mayor que podría generar una falla en un determinado intervalo de tiempo (De Polo y Slemmons, 1990). Este parámetro se estimó utilizando una longitud de ruptura superficial inferida, donde se considera una hipotética continuación de la traza de la FSM por debajo de los sedimentos del valle de Acambay por el oeste, y por debajo de los sedimentos del valle de Temascalcingo al este, llegando a medir 25 km de longitud (*SRL* inferida, Figuras 1 y 2).

Para su cálculo se han utilizado las relaciones propuestas por: Wells y Coppersmith (1994):  $M_w = 5.08 + 1.16 \times \log(SRL) = 6.7 \pm 0.1$ ; Wesnousky (2008):  $M_w = 6.12 + 0.47 \times \log(SRL) = 6.77 \pm 0.27$ ; Hanks y Kanamori (1979):  $M_w = \log(\mu (4/3 SRL) WD_{prom}) - 16.05 / 1.5 = 6.65 \pm 0.07$ , donde  $\mu$  es la rigidez de la corteza,  $W$  corresponde a la anchura del plano de falla y  $D_{prom}$  al desplazamiento vertical promedio. Considerando una longitud de ruptura hipotética de 25 km la FSM podría llegar a provocar terremotos de  $M_w \sim 6.7 \pm 0.3$  (Tabla 2). Aunque posible, la continuidad de la traza de la falla bajo los sedimentos del valle de Acambay no fue demostrada y tendrá que ser investigada en futuros trabajos.

Este resultado indica que el terremoto mayor que podría generar la FSM es menor o comparable a los calculados y/o registrados en las fallas Acambay-Tixmadejé ( $M_w \sim 7$ , Langridge *et al.*, 2000) y Pastores ( $M_w = 6.6-6.8$ , Langridge *et al.*, 2013).

#### Cronología de paleoeventos sísmicos y actividad simultánea de diferentes fallas del graben

Según Urbina y Camacho (1913), la crisis sísmica de 1912 provocó desplazamientos y agrietamientos en los tres sistemas de fallas del graben de Acambay con rupturas superficiales principales en el límite norte del graben, pero también en su límite sur y en la zona central del graben. En el reporte post-sísmico realizado por estos autores, se describen y se cuantifican la geometría de las rupturas generadas a lo largo de las fallas Acambay-Tixmadejé, Pastores y Temascalcingo. Urbina y Camacho (1913) no precisan si todas las fracturas fueron generadas durante el terremoto de Acambay de  $M_w = 6.9$ , o si se formaron a consecuencia de las múltiples y fuertes réplicas ocurridas posteriormente (Urbina y Camacho, 1913). Del mismo modo, con las descripciones realizadas por Urbina y Camacho (1913), las deformaciones observadas podrían tanto tener un origen sísmico, asociado a terremotos pequeños, como

Tabla 2. Tabla de magnitudes estimadas a partir de las fórmulas propuestas por <sup>(1)</sup>Wells y Coppersmith (1994), por <sup>(2)</sup>Wesnousky (2008) y por <sup>(3)</sup>Hanks y Kanamori (1979).

	Edad (ka)	Dv (m)	<sup>(1)</sup> $M_w$	<sup>(2)</sup> $M_w$	<sup>(3)</sup> $M_w$
Evento 3	4.2 – 2.1	0.56	6.51 ± 0.1	∅	6.4
Evento 2	17.4 – 4.5	0.52	6.48 ± 0.1	∅	6.37
Evento 1	30.3 – 26.6	0.98 - 1.96	6.59 – 7.01	∅	6.39 – 6.53
Longitud falla San Mateo (SRL=13 km)	∅	∅	6.4 ± 0.1	6.67 ± 0.27	6.39 – 6.53
Terremoto Máximo (SRL=25km)	∅	?	6.7 ± 0.1	6.77 ± 0.27	6.58 – 6.71

relacionados a fenómenos no cosísmicos (compactación, asentamiento diferencial a ambos lados de la falla, etc.). En ambos casos se puede hablar de una concatenación de rupturas superficiales provocadas contemporáneamente durante la crisis sísmica de 1912. Con fines de averiguar la repetición de este tipo de escenario en el sector oriental del graben de Acambay, presentamos a continuación una recopilación de los estudios paleosismológicos realizados en esta zona del graben.

En el diagrama temporal de la Figura 10, se integran los datos obtenidos en las trincheras realizadas en los tres sistemas de fallas del graben. Este diagrama muestra la situación de: (1) los cinco eventos sísmicos pleisto-holocénicos identificados por Langridge *et al.* (2000) en la falla Acambay-Tixmadejé; (2) los tres eventos pleistocenos de la falla Pastores identificados por Langridge *et al.* (2013), los cinco eventos holocénicos identificados por Ortuño *et al.* (2015) en la misma falla; y (3) los tres eventos pleisto-holocénicos identificados en el sistema central en el presente estudio. Se observa una posible superposición temporal entre muchos de los eventos paleosísmicos registrados en las diferentes fallas del graben. El mejor y más preciso ejemplo es el solapamiento entre el último paleoevento registrado en la FSM (Lech. 3, presente estudio), que ocurrió hace  $5.1 \pm 0.9$  ka, con el penúltimo evento registrado en la falla Acambay-Tixmadejé (Ac.1, ocurrido hace 3.5 - 5.5 ka, Langridge *et al.*, 2000) y también con los últimos paleoeventos registrados en la falla Pastores (Pa. 2, 3 o 4, ocurridos hace 3.4 - 4.0 ka, Ortuño *et al.*, 2015). Esta superposición, y teniendo en cuenta las limitaciones cronológicas, podría indicar que estas deformaciones superficiales, registradas en los tres sistemas de fallas del graben (norte, sur y centro), fueron producidas simultáneamente durante un mismo evento sísmico, tal y como ocurrió en el terremoto de Acambay de 1912. Aunque esta simultaneidad es posible, la mala resolución temporal de

los paleo-eventos no permite asegurar el comportamiento simultáneo de las fallas de forma inequívoca.

Después de comparar la historia paleosísmica conocida de las diferentes fallas estudiadas del graben de Acambay, la FSM parece tener una actividad principalmente primaria, independiente de las otras fallas del graben. Sin embargo, algunas rupturas superficiales identificadas en la FSM podrían estar relacionadas con eventos sísmicos que también afectaron otras fallas del graben. En este caso, podría ser que la FSM fuera una fuente sísmica esporádicamente subordinada a las fallas principales y limítrofes del graben. Esta cuestión es difícil de comprobar con los resultados actuales, debido a los errores inherentes a las edades determinadas por radiocarbono. La interdependencia de las fallas durante las crisis sísmicas tiene altas consecuencias sobre el cálculo del tiempo de recurrencia de los terremotos mayores y, por lo tanto, sobre el cálculo de la amenaza sísmica de la zona.

### Amenaza sísmica

Los resultados obtenidos en este estudio permiten identificar la FSM como una estructura sismogénica, capaz de generar terremotos destructivos. Esta estructura tuvo actividad tectónica pleistocena y holocena con eventos sísmicos de magnitud  $6.43 < M_w < 6.76$  y con un intervalo de recurrencia aproximado de  $11.57 \pm 5.32$  ka, por lo que debe ser considerada a la hora de estimar la amenaza sísmica de la zona del graben de Acambay. El potencial sismogénico de la FSM representa una amenaza sísmica no solamente para las ~100,000 personas que habitan en el graben de Acambay, sino también para las ciudades con mayor densidad de población como Querétaro o Ciudad de México que se encuentran a 80 y 90 km de esta falla. De hecho, la destrucción que se produjo en 1912 en la ciudad de México así como la reciente

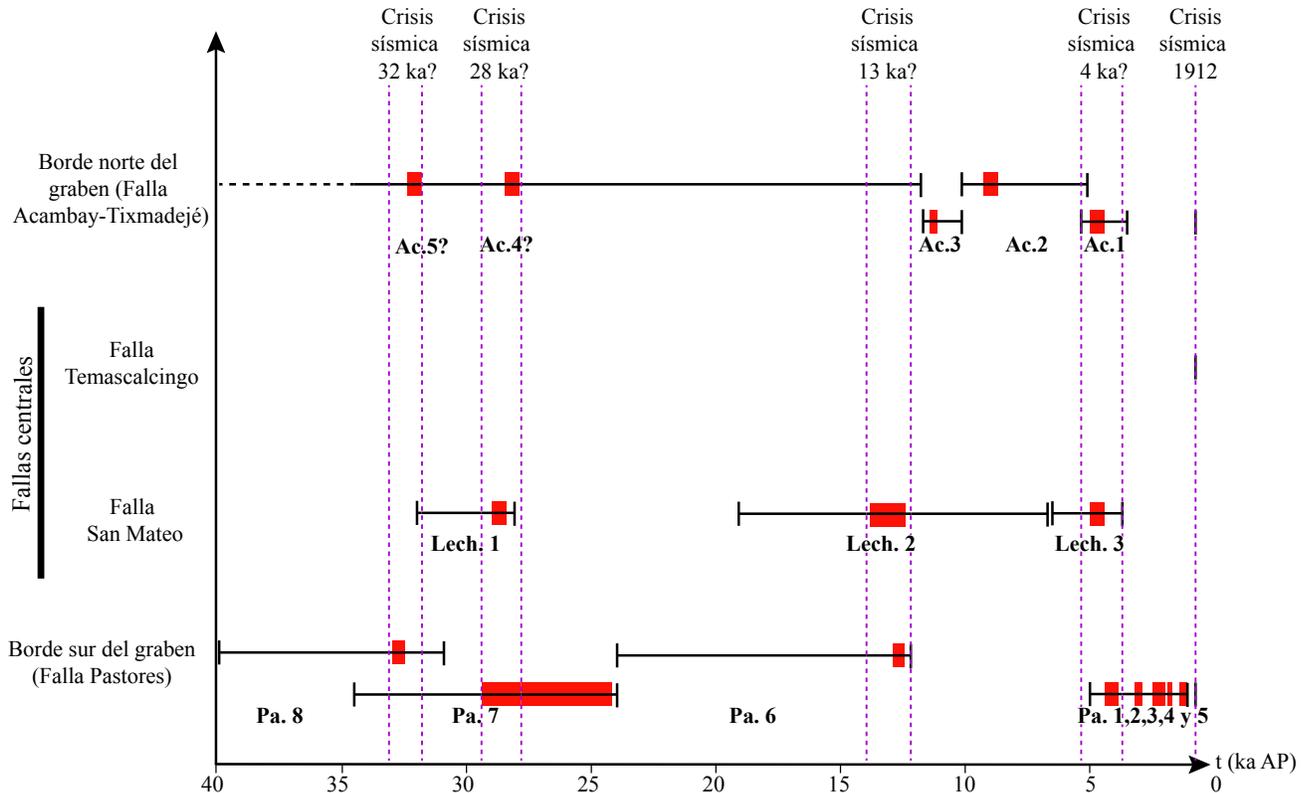


Figura 10. Diagrama de distribución espacio-temporal de los paleoeventos sísmicos identificados en las fallas de la zona oriental del graben de Acambay. El rango de edad preferencial de los eventos sísmicos ocurridos en las fallas Pastores (Pa), San Mateo (Lech) y Acambay (Ac) está representado en rojo. El rango de edad máxima de los eventos está representado por la barra negra (Langridge *et al.*, 2000; 2013; Ortuño *et al.* 2015).

estimación de la aceleración del suelo para la misma ciudad confirman la amenaza que representan las fallas del graben de Acambay para la capital mexicana (Singh *et al.*, 2011; Suter, 2014; Singh *et al.*, 2014).

Por otra parte, los fechamientos de las unidades volcánicas encontradas en las trincheras paleosismológicas indican edades inferiores a los 17,000 años para las últimas erupciones del volcán Temascalcingo. Estos resultados corroboran el carácter reciente de la actividad volcánica en el graben, evidenciada previamente por Ortuño *et al.* (2015). En este contexto, una posible relación entre los eventos sísmicos y las erupciones volcánicas no puede ser descartada.

## CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en el presente estudio y su discusión permiten remarcar las siguientes conclusiones:

El análisis geomorfológico y estructural realizado en la zona centro-oriental del graben de Acambay permitió identificar la FSM como una estructura tectónica activa de al menos 13 km de longitud, con un escarpe morfológico que presenta facetas triangulares con pendientes mayores a 25° y con indicadores morfológicos que sugieren una componente principalmente normal.

La trinchera de La Lechuguilla II ha expuesto varias unidades volcánico-sedimentarias afectadas por deformaciones tectónicas en la FSM. El análisis de la historia tectono-sedimentaria de esta trinchera reveló que la FSM experimentó al menos tres eventos paleosísmicos en los últimos 31 ka con magnitudes de  $6.43 < M_w < 6.76$ . Se estimó un intervalo de recurrencia de sismos mayor a  $11.57 \pm 5.32$  ka, con una tasa de deslizamiento de  $0.085 \pm 0.025$  mm/año y con un desplazamiento vertical promedio por evento de  $0.85 \pm 0.163$  m.

La integración de todos los datos recogidos en los trabajos paleosísmicos realizados en el graben de Acambay hasta la fecha, sugiere que las rupturas superficiales creadas simultáneamente a lo largo de los tres sistemas de fallas del graben durante el sismo de 1912, podrían haberse repetido históricamente, siendo ese el escenario normal en el graben en cuanto a la deformación co-sísmica del terreno. Además, la comparación de estos datos no esclarece si la FSM es una fuente sísmica primaria, o si solamente se activa como un efecto de la concatenación con otras fallas principales del graben (Acambay-Tixmadejé y Pastores).

La FSM presenta un potencial sismogénico que se tendría que tomar en cuenta en la estimación de la amenaza sísmica de la zona y la planificación y desarrollo de las actividades urbanísticas. Finalmente, las edades obtenidas en este estudio muestran el carácter joven de las últimas erupciones de volcán Temascalcingo y una relación entre los eventos sísmicos y las erupciones volcánicas no puede ser descartada. En este caso, parte de la actividad de las fallas se podría relacionar a reajustes verticales asociados a una actividad volcánica significativa.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios y revisiones realizadas por el Dr. Franck Audemard, el Dr. Antonio Pedrera y un revisor anónimo, los cuales mejoraron de manera significativa la versión preliminar del manuscrito. El presente trabajo se realizó con el apoyo del proyecto No. 129010 (CONACYT) otorgado a Ramón Zúñiga e IA101615 (UNAM), otorgado a Pierre Lacan, y de las becas de posdoctorado (UNAM) otorgada a Pierre Lacan y de Maestría (CONACYT) otorgada a Iván Sunye-Puchol para el periodo 2012-2013. Se agradece al IRD (Institut de Recherche pour le Développement) por el apoyo en los fechamientos de radiocarbono y la participación de Laurence Audin (ISTerre) y del laboratorio radiocarbon UMS 2572 LMC14 (CEA-CNRS-IRD-IRSN-

MCC), Saclay (France). La participación de Pilar Villamor y Robert Langridge fue subvencionada por GNS Science Core Funds. Parte de este estudio se realizó en asociación con el Seminario de fallas Activas de América Central organizado por el proyecto internacional Global Earthquake Model-Faulted Earth.

## REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1993, The Amealco caldera, Queretaro, Mexico; Geology, geochronology, geochemistry, and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt: Austin, University of Texas at Austin, Ph.D. thesis, 401 p.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1995, La toba Amealco y su correlación con la Formación Las Américas a través del graben de Acambay, Estados de México, Michoacán y Querétaro, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 12(1), 17-21.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13(1), 10-51.
- Aguirre-Díaz, G.J., Ferrari, L., Nelson, S.A., Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., 131-138.
- Aguirre-Díaz, G.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalce, M.S., McDowell, F.W., 2000, Stratigraphy, K-Ar ages, and magnetostratigraphy of the Acambay graben, central Mexican Volcanic Belt, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J., (eds.), Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico, Geological Society of America Special Paper, 334, 167-178.
- Aguirre-Díaz, G.J., Nieto-Obregón, J., Zúñiga, F.R., 2005, Seismogenic Basin and Range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México: Geological Journal, 40, 215-243.
- Allan, J.F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Charnicek, I.S.E., Wopmat, M., Wallace, P.J., 1991, Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest México. In the Gulf and Peninsular provinces of the California: American Association of Petroleum Geologists Memories, 47, 425-445.
- Álvarez, R., 1975, Transcontinental faulting-evidence for superimposed subduction in Mexico: Transactions of American Geophysical Union, 56, 63-94.
- Astíz-Delgado, L. M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis doctoral, 130 p.
- Berryman K.R., Cochran U.A., Clark K.J., Biasi G.P., Langridge R.M., Villamor P., 2012, Major Earthquakes Occur Regularly on an Isolated Plate Boundary Fault: Science, 1690-1693.
- Bilham, R., 2013, Societal and observational problems in earthquake risk assessments and their delivery to those most at risk. Tectonophysics, 584, 166-173.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977, 'Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California', *in* Doehring, D.O. (ed.), Geomorphology in Arid Regions, Proceedings of Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton, 115-138.
- De la Fuente G.J., Verma S.P., 1993, Catálogo de aparatos volcánicos de la parte centro-occidental del Cinturón Volcánico Mexicano: Geofísica Internacional, 32, 351-386.
- De Polo, C.M., Slemmons, D.B., 1990, Estimation of earthquake size for seismic hazards: Geological Society of America, Reviews in Engineering geology, 8, 1-28.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., Ban, M., 1995, Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: Geofísica Internacional, 34, 341-352.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present: Geofísica Internacional, 33, 91-105
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico—from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: Geology, 27, 303-307.
- Ferrari L., Rosas-Elguera J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico—the Tropic-

- Zacoalco rift revised: Geological Society America Special Paper #334, Chapter 03, 41-63.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics* 522-523, 122-149.
- García-Acosta, V., Suárez, G., 1996, Los sismos en la historia de México, Tomo I: Universidad Nacional Autónoma de México/Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social/Fondo de Cultura Económica, 719 p.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-Lopez R., Israde-Alcantara I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernandez-Madriral, V.M., Garcia-Zepeda M.L., Corona-Chavez P., Ostroumov, M., Medina-Veja V.H., Garcia-Estrada G., Carranza O., Lopez-Granados, E., Mora-Chaparros J.C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México: *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-335.
- Hanks, T., Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- Hanus, V., Vanek, J., 1977-1978, Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico: *Geofísica Internacional*, 1, 14-53.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210.
- Lacan, P., Ortuño, M., Perea, H., Baize, S., Audin, L., Aguirre, G., Zúñiga, F.R., 2013a, Upper Pleistocene to Holocene earthquakes recorded at the western termination of the Venta de Bravo fault system, Acambay graben (central Mexico), *en* Grützner, C., Rudersdorf, A., Pérez-López, R., Reicherter, K. (eds.), *Seismic Hazard, Critical Facilities and Slow Active Faults: Aachen, Germany, Proceedings of the 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, 133-136.
- Lacan, P., Zúñiga, F.R., Ortuño, M., Persaud, M., Aguirre-Díaz, G.J., Langridge, R.M., Villamor, P., Perea, H., Štěpánčíková, P., Carreón, D., Cerca, M., Suñe Puchol, I., Corominas, O., Audin, L., Baize, S., Lawton, T.F., Rendón A., 2013b, Paleoseismological history of the Acambay graben (central Mexico): *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 94, T23C-2591.
- Langridge R.M., Weldon R.I., Moya J.C., Suárez G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé Fault. *Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research*, 105 (B2), 3019-3037.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz G.J., Villamor, P., Lacan, P., 2013, Preliminary paleoseismic results from the Pastores Fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, *Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(3), 463-481.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: *Instituto de Geología, Revista*, 9, 33-50.
- Masana, E., Villamarín, J.A., Santanach, P., 2001, Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: El Camp fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula): *Acta Geologica Hispanica*, 36 (3-4), 329-354.
- McCalpin, J.P. (ed.), 2009, *Paleoseismology (second edition)*: Amsterdam, Academic Press-Elsevier, 848 p.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt-Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.
- Norini, G., Capra, L., Borselli, L., Zúñiga, R., Sarocchi, D., 2010, Large scale landslides triggered by Quaternary tectonics in the Acambay graben, Mexico: *Earth Surface processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp.1987
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M., 2015, Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: the Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt): *Geosphere*, 11 (1), 160-184.
- Pal, S., Urrutia-Fucugauchi, J., 1977, Paleomagnetism, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from Mexico and their tectonic implications: *Calcuta, India, International Gondwana Symposium*, 4 (8), 814-831.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 2391- 2394.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146 (1), 353-364.
- Paton, D. 2003, Disaster preparedness: a social-cognitive perspective: *Disaster Prevention and Management*, 12(3), 210- 216.
- Ramsey, C.B., 1995, Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: the OxCal Program, *en* Cook, G.T., Harkness D. D., Miller B.F., Scott, E.M., *Proceedings of the 15th International <sup>14</sup>C Conference: RADIOCARBON*, 37 (2), 425-430.
- Reiter, L., 1988, *Earthquake hazard analysis*: New York, Columbia University Press, 241 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Perucha-Atienza, M.A., Israde-Alcántara, I. 2012, The Acambay earthquake of 1912, revisited 100 years after, *en* Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Suarez, G., Reicherter, K. (eds.) *Paleoseismology and archaeoseismology meeting*, Morelia, Mexico, 3<sup>rd</sup> INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, *Proceedings*, 157-160.
- Roldán-Quintana, J., Aguirre-Díaz, G.J., 2006, La caldera de San Pedro El Alto, Temascalcingo, Edo. de México. Un nuevo reporte de un volcán-caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano, *en* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: *Geos*, 26, 161.
- Roldan-Quintana, J., Aguirre-Díaz, G., Rodríguez-Castañeda J.L., 2011, Depósito de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en el graben de Acambay, Estado de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 118-131.
- Sánchez-Rubio, G., 1984, *Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco region, central Mexico: Imperial College of Science and Technology, University of London*, Ph.D. thesis, 275 p.
- Singh, S.K., Rodríguez, M., Espindola, J.M., 1984, A catalog of shallow earthquake of Mexico from 1900 to 1981: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 267-279.
- Singh, S.K., Iglesias, A., Ordaz, M., Pérez-Campos, X., Quintanar, L., 2011, Estimation of ground motion in México City from a repeat of the M~7.0 Acambay Earthquake of 1912: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 2015-2028.
- Singh, S.K., Iglesias, A., Ordaz, M., Pérez-Campos, X., Quintanar, L., 2014, Reply to "Comment on 'Estimation of Ground Motion in Mexico City from a Repeat of the M ~ 7:0 Acambay Earthquake of 1912' by S. K. Singh, A. Iglesias, M. Ordaz, X. Pérez-Campos, and L. Quintanar" by M. Suter *Bulletin of the Seismological Society of America* 104 (5), 2565-2566.
- Suárez, G., 1992, El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920: *Revista Mexicana de Ingeniería Sísmica*, 42, 3-15.
- Suárez, G., Singh, S.K., 1986, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt – Discussion: *Tectonophysics*, 127, 155-160.
- Suárez, G., García-Acosta, B., Gaulon, R., 1994, Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*, 234, 117-127.
- Suter, M., 2014, Comment on "Estimation of ground motion in Mexico City from a repeat of the M ~ 7:0 Acambay earthquake of 1912" by Shri Krishna Singh, Arturo Iglesias, Mario Ordaz, Xyoli Pérez-Campos, and Luis Quintanar, *Bulletin of the Geological Society of America*, 104 (5), 2562-2564.
- Suter, M., Aguirre-Díaz, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowsky, J.C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Field Trip Guide: Geological Society of America*, 224-243.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Mexican volcanic Belt, the Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97 (11), 983-994.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: Active intra arc extension in the trans-Mexican volcanic belt, *Mexico: Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Quintero Legorreta, O., 1996, Macroscopic study of earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Seismological Society of America Bulletin*, 86, 1952-1963.
- 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(6), 693-703.
- Urbina, F., Camacho H., 1913, Zona Megaseismica Acambay-Tixmadeje, Estado de México: Instituto Geológico de México, Secretaria de Fomento, 230pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1977, Un modelo del Eje Mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Pal, S., 1977, Paleomagnetic data from Tertiary igneous rocks. Northeast Jalisco, Mexico: Earth and Planetary Science Letters, 36, 202-206.
- Verma, S.P., 1996, Mexican Volcanic belt: Present state of knowledge and unsolved problems: Geofísica Internacional, special volume on Mexican Volcanic Belt, 1987 26(3B), 309-340.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E., 1989, Minette lavas and associated leucites from the western front of Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry an origin: Contribution Mineral Petrology, 103, 470-492.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture area and surface displacement: Bulletin Seismological Society of America, 84, 974-1002.
- Wesnousky, S.G., 2008, Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic hazard analysis and the process of earthquake rupture: Bulletin Seismological Society of America 98 (4), 1609-1632.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G.J., Espíndola, V.H., Nava, E., 2003, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, México: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics 361, 229-238.

Manuscrito recibido: Marzo 24, 2015

Manuscrito corregido recibido: Julio 17, 2015

Manuscrito aceptado: Julio 21, 2015