

Definición del campo de esfuerzos-deformación y sismotectónica del sistema de fallas Morelia-Acambay, México

Luca Mennella^{1,*}, Víctor Hugo Garduño-Monroy¹, Jorge Luis Giner Robles², Domenico Liotta^{3,4} y Andrea Brogi^{3,4}

¹ Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Francisco J. Mujica 52, 58060, Edif U-4., Morelia, Michoacán, México.

² Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Ciudad Universitaria de Cantoblanco, 28049, Cantoblanco, Madrid, España.

³ Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Universidad de Bari "Aldo Moro", Piazza Umberto I, 70121, Bari, Italia.

⁴ Instituto di Geoscienze e Georisorse - Consiglio Nazionale delle Ricerche (IGG-CNR), Via G. Moruzzi 1, 56124, Pisa, Italia.

* luca.mennella@yahoo.it

RESUMEN

El sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA), situado en la región centro-occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), se desarrolla como una franja transtensiva de ~30 km de ancho, constituido por fallas E-O y ENE-OSO. La sismotectónica del SFMA controla desde el Mioceno medio (7–9 Ma) la evolución de las cuencas lacustres y depresiones alargadas E-O (Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay). Este trabajo estudia el SFMA en su sector centro-occidental enfocándose en la variación espacial del estado de deformación reciente a través del análisis estructural de poblaciones de fallas medidas en el campo y la definición del régimen de esfuerzos regional a partir del análisis de los mecanismos focales de sismos intraplaca someros.

Los datos cinemáticos indican que el SFMA se formó a partir de un régimen de deformación con una dirección NE-SO de máxima compresión horizontal (E_y). Hoy en día las fallas NE-SO están asociadas al sistema transtensivo lateral izquierdo, donde las principales morfoestructuras de fallas E-O son paralelas y tienen movimiento normal-direccional izquierdo, mientras que las fallas normales NE-SO responden a la cinemática con una geometría en *échelon*. La dirección de máxima compresión horizontal (E_y) del SFMA resulta variable pero constantemente en el cuadrante NE-SO, evidenciando una rotación en el sentido horario del campo de esfuerzos que hace que E_y pase de direcciones NNE-SSO en el sector occidental (Pázcuaro-Zacapu-Morelia-Cuitzeo-Acámbaro) hasta direcciones E-O en su sector oriental (Maravatio-Acambay).

La integración de los resultados muestra que las trayectorias del campo de deformación reciente y las trayectorias del campo de esfuerzos actual son claramente paralelas, indicando que el régimen neotectónico del Plioceno se ha mantenido constante durante el Cuaternario hasta el presente. Algunas fallas del SFMA son actualmente activas y han sido epicentro de sismos históricos (1858, 1912, 1979 y 2007). Esta definición del campo de deformación y esfuerzos se convierte en una información de primer orden para estudios futuros de paleosismología y el análisis del peligro sísmico. Esta visión espacial permite considerar la orientación de las fallas con respecto a las trayectorias del campo de esfuerzos como uno de los criterios para que dichas fallas se deban

considerar o no potencialmente activas. La propuesta más pausable para explicar la deformación transtensiva en el sector central de la FVTM es el modelo de la convergencia oblicua de las placas y la partición del ángulo de subducción de la parte norte de la Trinchera Mesoamericana.

Palabras clave: sistema de fallas Morelia-Acambay; México; sismos; modelo de deslizamiento; campo de deformación y esfuerzos.

ABSTRACT

The Morelia-Acambay Fault System (MAFS) is located in the central-western part of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). The MAFS is a 30 km wide-transtensional shear zone made up of E-W and ENE-WSW oriented faults. Since middle Miocene (7–9 Ma), the seismotectonics of this fault system has controlled the evolution of E-W tectonic depressions (Zacapu, Cuitzeo, Morelia, and Acambay), and the lacustrine environments. This paper describes the spatial variation of the state of recent deformation through the structural analysis of fault populations measured in the field and the definition of the regional stress regime from the analysis of the focal mechanisms of shallow intraplate earthquakes.

Kinematic data indicate that the MAFS formed under a maximum NE-SW oriented horizontal compression (E_y). Today, the NE-SW faults act as left-lateral oblique slip faults, the main W-E faults as left lateral normal faults; and the NE-SW faults are displayed in an *échelon* setting. A variation in the direction of E_y is deduced from our data: E_y in fact remains NE-SW oriented in the north-western part of the MAFS, whereas it rotates toward the NNE-SSW and E-W directions in the western (Pázcuaro-Zacapu-Morelia-Cuitzeo-Acámbaro) and eastern (Maravatio-Acambay) MAFS sectors, respectively.

Data integration indicates that the main stress axes trajectories remained constant since the Pliocene. Some of the faults of MAFS are presently active, as demonstrated by the distribution of historical epicenters (1858, 1912, 1979 and 2007). These results are of primary relevance for future seismic risk studies in the region.

The most reasonable explanation to account for the transtensional regime occurring in the central part of the TMVB is the oblique convergence

between the lithospheric plates and, in particular, the partition of the subduction angle in the northern part of the Mesoamerican subduction zone.

Key words: Morelia-Acambay geological fault; Mexico; earthquakes; slip model; strain and stress field.

INTRODUCCIÓN

La separación entre la placa continental norteamericana y las placas oceánicas Rivera y Cocos coincide con una trinchera oceánica que se extiende a lo largo de toda la costa del pacífico, desde la boca del Golfo de California hasta el extremo sur de México. La convergencia de las placas provoca la subducción de las placas oceánicas por debajo del continente (Figura 1) (Singh y Pardo, 1993). La relación entre los sistemas de fallas regionales, el vulcanismo y las cuencas lacustres en la región central poniente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) depende directamente del régimen neotectónico. De hecho, se considera la FVTM como el resultado de uno de los sistemas geológicos más complejos, en donde el régimen tectónico convergente y el arco magmático han evolucionado de forma bastante heterogénea, mostrando transformaciones notables en su posición, geometría y composición (Pardo y Suárez, 1995; Ferrari y Rosas-Elguera., 2000).

La extraordinaria diversidad magmática de la FVTM (Pasquarè et al., 1991; Gómez-Tuena et al., 2005), y su posición con respecto a la trinchera de subducción, dependen por una parte de la interacción entre la placa norteamericana y las dos placas oceánicas independientes (Rivera y Cocos), y por otra parte de los parámetros geométricos,

geofísicos y composicionales que se modifican constantemente a lo largo de la trinchera (Figura 1) (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016).

En el sector central de la FVTM, y en particular en Michoacán y Guanajuato, se desarrolló uno de los campos volcánicos monogenéticos más espectaculares del mundo durante los últimos 3 Ma, con alineamientos importantes de conos NE-SO, N-O y NNO-SSE (Hasenakay Carmichael, 1985; Pasquarè et al., 1991; Guilbaud et al., 2012; Siebe et al., 2014; Pola et al., 2015; Osorio-Ocampo et al., 2018; Ramírez-Uribe et al., 2019; Macías and Arce, 2019).

A pesar de que el extenso vulcanismo de este campo volcánico recubre las posibles evidencias de un fallamiento anterior al Plioceno, existen fallas normales de dirección ONO-ESE y ENE-OSO, afectando a rocas del Plioceno (extremos occidental y oriental del campo volcánico). Así mismo, un análisis estadístico de la orientación de los centros de emisión magmática muestra que la mayor parte de los alineamientos de conos monogenéticos tienen una orientación ONO-ESE y E-O, paralela a estos sistemas de fallas (Cano-Cruz and Carrasco-Núñez, 2008; Mazzarini et al., 2010; Cebriá et al., 2011; Le Corvec et al., 2013; Mahgoub et al., 2017; Reyes-Guzmán et al., 2018; Gómez-Vasconcelos et al., 2020; Olvera-García et al., 2020).

Aunado al vulcanismo, en la porción centro-occidental de la FVTM se han desarrollado una serie de cuencas lacustres alargadas en dirección Este-Oeste que están controladas por un régimen neotectónico transtensivo y claramente definido por los grandes sistemas de fallas recientes y activas que, junto con el vulcanismo, determinan la morfología de la región (Suter, 2001; Garduño-Monroy et al., 2009; Gómez-Vasconcelos et al., 2021). El área de estudio pertenece al sector central de la FVTM, caracterizado por una serie de depresiones alargadas E-O

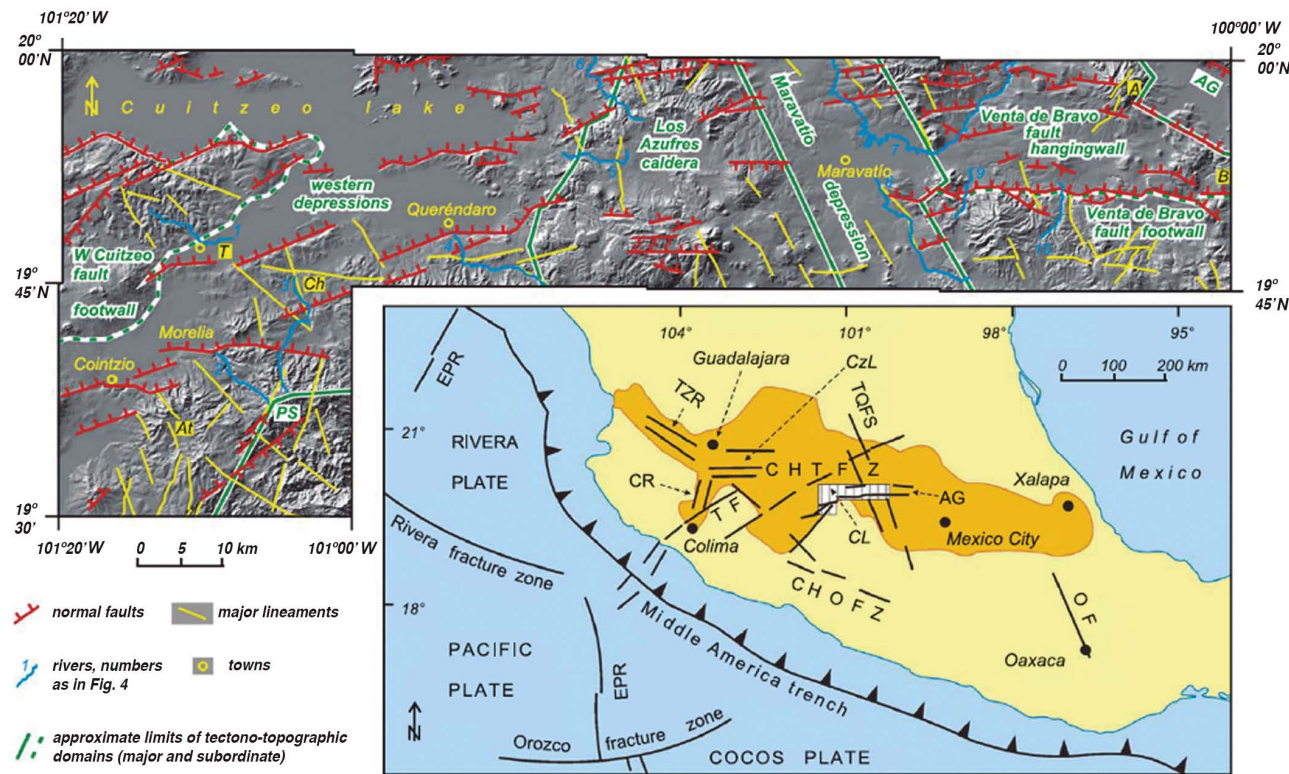


Figura 1. Localización y contexto geodinámico del sistema de fallas de Morelia-Acambay e imagen en relieve del modelo digital del terreno (resolución 50 m). En verde están las denominaciones de los dominios morfo-tectónicos. PS=Puerto La Sosa, At=Atécuaro, T=Tarímbaro, Ch=Charo, A=Vulcano de Altamirano, AG=Graben de Acambay, B=Bosheda. El área en amarillo obscuro marca la FVTM. CzL=Lago de Chapala, CL=Lago de Cuitzeo. Los sistemas de fallas principales son: TZR=Rift de Tepic-Zacoalco rift, CR=Rift de Colima, TF=Falla Tamazula, CHTFZ=zona de falla de Chapala-Tula, AG=Graben de Acambay, TQFS=Sistema de falla de Taxco-Querétaro, CHOFZ=Zona de falla Chapala-Oaxaca, OF=Falla Oaxaca, EPR=Dorsal del Pacífico Este. Modificado de Pasquarè et al. (1991); Suter et al. (1995a y 1995b); Aguirre-Díaz et al. (1997); Szyrkuruk et al. (2004).

limitadas por sistemas de fallas con clara componente extensiva. Un ejemplo claro lo constituyen las depresiones que controlan el paisaje como son los grabenes de Cuitzeo y Acambay (Figura 1). Este fallamiento morfoestructural regional forma el sistema Chapala-Tula y Morelia-Acambay (Pasquarè *et al.*, 1991; Suter *et al.*, 1992; Suter *et al.*, 1995a y 1995b; Johnson, 1986; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Gómez-Vasconcelos *et al.* 2020, 2021).

Con base en los datos sísmicos, el sector central de la FVTM responde a una zona transtensiva lateral izquierda (Ego y Ansan, 2002; Suter, 2001), confirmado por las medidas paleomagnéticas realizadas a diferentes escalas a lo largo de las fallas E-O de la porción central y oriental de la FVTM (Urrutia-Fucugauchi, 1986).

El SFMA y su actividad reciente

El Sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) consiste en una serie de fallas normales de dirección E-O a NE-SO que afectan a la parte central de la FVTM. Se trata de una franja de ~30 km de ancho responsable de las depresiones tectónicas de Zacapu, Cuitzeo y Acambay (Suter, 2001; Israde-Alcántara *et al.*, 2010a y 2010b). Las fallas E-O de este sistema actuaron a partir del Mioceno medio-tardío (7–9 Ma), mientras que las fallas NNO-SSE del Oligoceno y Mioceno temprano se han reactivado sucesivamente, desplazando y controlando a las depresiones lacustres E-O (Garduño-Monroy *et al.*, 2001, 2009; Mendoza-Ponce *et al.*, 2018). En algunos estudios (Suter *et al.*, 1995b) el análisis cinemático indica que algunas fallas empezaron su actividad posiblemente en el Plioceno temprano con movimientos laterales izquierdos a transtensivos, para luego volverse progresivamente más extensionales.

Hasta la fecha sólo algunas fallas han sido reconocidas como activas durante el Cuaternario tardío, y sólo algunas han sido asociadas a eventos sísmicos históricos (Dobson y Mahood, 1985; Sánchez-Garcilazo, 2000; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Singh *et al.*, 1996; Suter *et al.* 1992, Suter, 2001). Sin embargo, en este sector se han presentado varios sismos ligados a rupturas superficiales que se asocian a la tectónica transtensional de la FVTM (Ego y Ansan, 2002; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010), sobre todo como producto de la actividad del sistema de fallas Morelia-Acambay. Algunas de las fallas que atraviesan la parte central de México afectan unidades rocosas con edades fechadas menores a 750 ka (Suter, 2001; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021). Los trabajos de paleosismología realizados en el área de Acambay, Los Azufres, Morelia y Pátzcuaro (Langridge *et al.*, 2000; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020; Soria-Caballero *et al.*, 2021), detectan eventos sísmicos estimados en cinco grados de magnitud y registrados en las secuencias lacustres de las zonas (estructuras de licuefacción o de avalanchas). En la Ciudad de Morelia, en el segmento denominado falla de Morelia (anteriormente conocida como “La Paloma”), se observa un evento sísmico que desplazó a un paleosuelo con cerámica del periodo Clásico (Istrade-Alcántara *et al.*, 2010a y 2010b; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Suter, 2016). Por otro lado, en las secuencias lacustres del Pleistoceno-Holoceno de la región de Acambay se observa una gran discordancia angular entre dos secuencias lacustres, la inferior con grandes pliegues y corrimientos de dirección NO-SE. Esta deformación compresiva fue observada en las regiones de Ixtlahuaca, Maravatío y Cuitzeo (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010; Israde-Alcántara *et al.*, 2010a y 2010b). En la zona del campo geotérmico Los Azufres, las unidades volcánicas más jóvenes (fechadas en 0.15 Ma) están afectadas por un sistema de fallas normales E-O (Arce *et al.*, 2012).

Los desplazamientos de fallas en el área de estudio fueron estimados a partir de evidencias de paleosismos y de análisis morfológicos de escarpes de fallas (Szyrkuruket *et al.*, 2004), mientras que la morfología fue analizada por Gómez-Vasconcelos *et al.* (2021). El resultado de la recopilación de datos sismotectónicos permite estimar el máximo

evento sísmico esperado para esta área, dando un valor de magnitud de $M=7.1$ y con un periodo de retorno entre 60 y 100 mil años (falla de Tarímbaro-Álvaro Obregón). El intervalo mínimo de recurrencia es de 4.5–8 mil años para sismos de magnitud entre 5.8–6.5, para la falla Central Morelia (Peredo *et al.* 2021). La falla de Charo presenta el mismo máximo potencial de magnitud esperada de $M=7.1$, pero con una recurrencia mucho más corta, entre los 6.7 y los 10 mil años (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010). Todos estos segmentos se encuentran cercanos a la ciudad de Morelia, lo que implica la necesidad de llevar a cabo estudios específicos de peligrosidad y riesgo sísmico.

Los sismos más recientes generados en diferentes segmentos de la falla Morelia-Acambay han sido los de 1912 y 1979. El sismo de Acambay de 1912 fue un sismo de magnitud $M_s=6.9$ (Urbina y Camacho 1913), que a través de análisis paleosismológicos se ha estimado de magnitud entre 6.8 y 7 (Langridge *et al.*, 2000) y que generó grandes daños en el centro de México. Posteriormente el sismo de Maravatío, Michoacán, en 1979 causó daños importantes en la ciudad; el sismo tuvo una profundidad de 8.2 km y una M_b de 5.3 (Astiz, 1986). Los sismos históricos también presentan evidencias en las fallas E-O del campo geotérmico de Los Azufres. En la región de Pátzcuaro, las estructuras E-O de SFMA también se asocian a sismos fuertes ocurridos durante épocas prehistóricas e históricas. Por ejemplo, la secuencia lacustre de Jarácuaro, en el sector meridional del lago Pátzcuaro ha registrado por lo menos tres sismos importantes (Periodo Post-Clásico, 1845 y 1858) (Garduño *et al.*, 2009). El sismo de 1858 (magnitud estimada de ~7.3) provocó un tsunami de 2 m de altura descrito en los archivos históricos (Langridge *et al.*, 2000). Un sismo similar en la actualidad devastaría esta zona del estado de Michoacán, la cual está ocupada por poblaciones de alta densidad. De hecho, el 17 de octubre de 2007, ocurrieron tres sismos en la ciudad de Morelia que fueron ligados a la falla normal derecha de la Central o de la falla normal izquierda de la falla Morelia. Este hecho corroboraba la sismicidad potencial de las fallas E-O y NE-SO de la FVTM (Garduño-Monroy *et al.*, 2001, 2009).

En época prehistórica la zona de Pátzcuaro estuvo también sujeta a diferentes eventos sísmicos. Uno de ellos ($M=7.3$) ocurrió durante el Pleistoceno y produjo el colapso del sector norte del volcán El Estribo provocando una avalancha de escombros (Pola *et al.*, 2014; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Gómez-Castillo *et al.*, 2020). La tectónica del área y los sismos asociados modelaron el paisaje, levantando las secuencias lacustres durante el Cuaternario. Estos eventos han quedado registrados en la sedimentación del lago (Istrade-Alcántara *et al.*, 2010a y 2010b; Garduño-Monroy *et al.*, 2009) y han generado grandes cambios en su morfología que seguramente alteraron no sólo la evolución del lago, sino también condicionaron los asentamientos humanos históricos de la región. Otros eventos sísmicos importantes fueron los de 1911 ($M=7.9$) y de 1985 ($M=8.1$) con periodos de recurrencia de 74 años (Singh *et al.*, 1981). Sin embargo, los datos de macrosismicidad existentes son limitados y es difícil establecer un periodo de recurrencia confiable para estos eventos.

En investigaciones recientes se han realizado modelos 3D a partir de más de 1300 mecanismos focales de $M \geq 5.5$ de la Fosa Mesoamericana en el área de México (Giner-Robles *et al.*, 2021). Los resultados de este estudio muestran una zonación influenciada por el ángulo de subducción y el aumento del ángulo de convergencia hacia el SE, en relación con el acoplamiento mecánico de subducción. Esto se refleja en la aparición de menos sismos inversos en la convergencia de la Placa de Rivera con la Placa de Norteamérica, en comparación a la Placa de Cocos con la Placa norteamericana. La geometría 3D propuesta corrobora la distribución espacial de grandes sismos, el ángulo de subducción, la presencia de corrientes mantélicas a 100 km de profundidad y la presencia de sismos en fallamiento normal (Giner-Robles *et al.*, 2021).

METODOLOGIA Y APORTACIONES

A pesar de su actividad tectónica reciente y sísmica actual, varios aspectos del SFMA permanecen desconocidos hasta la fecha. Entre ellos figuran su formación, su cinemática, su actividad, así como su interacción con las estructuras tectónicas preexistentes y su patrón de desarrollo en el tiempo y el espacio. En este trabajo se busca aclarar algunos de los aspectos mencionados, integrando la aplicación de los modelos cinemáticos de fallas medidos en campo con la configuración tectónica regional a partir de datos tectónicos y geomorfológicos. En particular se discuten algunas de las características más importantes del sector centro occidental de la FVTM haciendo énfasis en las siguientes cuestiones: ¿cuáles son los sistemas de falla que han operado desde el Plioceno y cuáles siguen activos?, ¿cuáles son las fases de deformación claramente distinguibles y bajo qué régimen de esfuerzo han actuado y actúan en el presente?, ¿cuál es la distribución espacial de las trayectorias del campo de esfuerzo y deformación en esta área?, ¿cuáles son las orientaciones de fallas favorables al campo de esfuerzo y, por ende, potencialmente activas?

Para poder contestar a estas preguntas se enfocó el estudio hacia dos objetivos principales:

- 1) Realizar un análisis geológico-estructural para identificar el régimen de deformación reciente; este último definido a partir del análisis de poblaciones de fallas.
- 2) Realizar un estudio regional de datos sísmicos para definir el régimen de esfuerzo actual a partir del análisis de los mecanismos focales de sismos.

Para el análisis sísmico consideramos un área más amplia de la zona de análisis de poblaciones de fallas, siempre perteneciente al mismo régimen neotectónico. Tanto el análisis estructural de poblaciones de fallas como el análisis de mecanismos focales de sismos se pueden considerar estudios a escala regional.

Durante el levantamiento geológico-estructural de campo se tomaron unos 1200 datos de planos de fallas repartidos en 66 estaciones estructurales.

Los datos más importantes y útiles para el análisis estructural son los de planos de fallas con estrías. En todos los casos posibles se midieron los ángulos de buzamiento (*dip* o echado o inclinación del plano, según la terminología), sentido de buzamiento (*dip direction* o rumbo del echado), cabeceo (*pitch* o *slip*) y el sentido de movimiento (normal, inverso, derecho, izquierdo) derivado de la interpretación cinemática de los indicadores. La determinación del estado de esfuerzos-deformación se basa en el análisis de indicadores de paleoesfuerzos en deformación frágil. Para eso es importante establecer la edad de los materiales en los que se realizan las medidas y observaciones, a fin de poder acotar la edad de la deformación y, con ello, establecer el estado de los paleoesfuerzos.

Los métodos utilizados fueron el meso y microestructural, basados en el análisis poblacional de fallas. La metodología es análoga a la utilizada para obtener estados de esfuerzos actuales, con la diferencia de que no se utilizan mecanismos focales de los que se conoce la fecha de registro del sismo, sino diagramas de diedros rectos y de dirección de máximo acortamiento horizontal (E_y), derivados del análisis de las poblaciones de fallas de las que hay que determinar correctamente los períodos de actuación. Recordamos que el valor de dirección de E_y indica el máximo acortamiento horizontal y siendo este valor calculado con el modelo de deslizamiento es estrictamente un valor de deformación que coincide con la de máxima compresión horizontal. Los resultados que proporcionan estos análisis son coherentes con los obtenidos mediante otros métodos (por ejemplo, el método de inversión de esfuerzo), y tienen la ventaja de que son aplicables a deformaciones con un rango temporal muy amplio. También permiten estudiar el carácter de reactivación o neoformación

de una población de fallas bajo un tensor de esfuerzos determinado.

El análisis de las poblaciones de fallas se realizó mediante el modelo de deslizamiento y el método de diedros rectos. El modelo de deslizamiento (Reches, 1983) intenta explicar el hecho de que, en condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto naturales como experimentales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación (ei). Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb, e incluye como un caso particular (deformación plana, $e_2=0$) el conocido modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo monoclinica. El empleo del modelo de deslizamiento se debe a su utilidad para separar grupos de datos que se acomodan a una misma dirección de acortamiento o extensión horizontal, y a que permite asignar sentidos de movimiento teóricos a las fallas a las que no se les ha podido asignar en el campo. Estas dos acciones resultan muy útiles para el procesamiento de los datos. Durante la aplicación del modelo de deslizamiento se ha comprobado el cumplimiento de las premisas necesarias por parte de los datos de campo, además de los posibles errores angulares en la toma de estos datos con un rango máximo de $\pm 5^\circ$. En el caso de existir un desajuste generalizado de los datos, se ha comprobado la presencia de deformaciones posteriores, retrodeformando la posible estructura previa a su posición original. Además del análisis numérico, se ha realizado una serie de representaciones gráficas con los resultados obtenidos del mismo, que incluyen los diagramas de rosas de dirección E_y de máxima compresión horizontal y factor de forma K' .

Por otro lado, el método de diedros rectos (Angelier y Melcher, 1977) se aplica tanto a el conjunto total de datos de cada estación, como a las subpoblaciones divididas con el modelo de deslizamiento. Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría. De este modo se obtuvieron soluciones gráficas que han permitido comprobar la presencia de más de un estado de esfuerzo/deformación en cada estación.

El último método de análisis es el de los mecanismos focales de sismos y la determinación del plano de falla a partir de la resolución de datos de primer impulso (*strike*, *dip* y *slip*) (Angelier *et al.*, 1982; Gephart y Forsyth, 1984); Harmsen y Rogers, 1986; Michael, 1984; De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1991).

Una vez que se calculan las direcciones de esfuerzos-deformación puntuales a partir del análisis de mecanismos y población de fallas, se comparan los resultados obtenidos. De los datos puntuales (irregularmente distribuidos) se pasó a la representación espacial, bidimensional-continua mediante el cálculo de las trayectorias de esfuerzos-deformación, usando el programa de cálculo Cratos 1.1 en su aplicación FEX (aplica el modelo de deslizamiento de Recher para definir el valor de E_y de cada falla y de cada estación). A partir de los valores puntuales georeferenciados se genera el mapa de trayectorias que representa el campo de deformación de la fase considerada.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Hemos sintetizado los resultados del estudio estructural de las estaciones de campo en la Tabla S1 del suplemento electrónico. Las estaciones de la zona sur y oriente de la ciudad de Morelia se presentan en las Figuras 2 y 3, cerca del escarpe de la falla Morelia con un salto morfológico de más de 200 m. En las tres estaciones estructurales (estaciones 2Fray-Juan, 1FiltrosCa y Filtros2) se tomaron datos sobre los

planos de falla con estrías que desplazaron las lavas “Mil Cumbres” de composición andesita-basáltica (21.5 Ma, Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015), sobrepuesta por la secuencia de flujos piroclásticos de la caldera de Atécuaro del Mioceno (Ignimbrita o Cantera de Morelia) que tiene una edad de 16.8 Ma (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015). En la estación 2Fray-Juan se encuentra un plano de falla que buza hacia al norte con una inclinación variable de 70–85° y una dirección ENE-OSO. Las estrías indican que la falla es de tipo normal dando una dirección N68° del valor promedio de E_y de máximo acortamiento horizontal. Todos los diagramas de análisis para esta estación describen una falla ENE-OSO normal con una dirección de compresión N68° y una dirección de extensión NNO-SSE (Tabla S1, Figuras 2 y 3).

En el caso de la estación 2Fray_Juan donde las fallas son normales, la dirección de E_y tiene la misma dirección del σ_2 (eje principal horizontal mayor), siendo el σ_1 vertical y el σ_3 horizontal de extensión y ortogonal al valor de E_y . En el caso de las estaciones 1FiltrosCa y Filtros2, caracterizadas por fallas direccionales puras, la dirección de E_y coincide con la de σ_1 , siendo éste el eje mayor horizontal (con eje σ_2 vertical y σ_3 horizontal ortogonal a E_y).

En el Cerro Punhuato, al este de Morelia, se levantaron cuatro estaciones (Tabla S1, Figura 2). Se trata de un complejo volcánico andesítico de 16.3 Ma (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015) con numerosos planos de fallas tanto direccionales como normales. Las estaciones 15CentCult y 16Instituto están caracterizadas por fallas normales NE-SO que dan

una dirección de E_y NE-SO (N52–59°), es decir una extensión NO-SE, mientras que las estaciones 14Cinepoli y 17Tres Marías tienen fallas direccionales NE-SO y normales NNE-SSO dando una dirección de E_y N27–32° (NNE-SSO).

En la estación denominada 4GaSalaman, al norte de Morelia en la salida a Salamanca (Tabla S1, Figura 4), hay paredes de ignimbrita y lavas pertenecientes a la secuencia de Cuitzeo (18 Ma, Avellán *et al.*, 2020). Aquí hay dos sistemas evidentes de planos de fallas subverticales. Al primer sistema pertenece un plano con direcciones NNO-SSE y con estrías subverticales poco evidentes (planos antiguos). Las fallas están cortadas por un segundo sistema de fallas, con direcciones ENE-OSO y NE-SO, y muestra estrías subhorizontales (fallas direccionales puras) con indicadores cinemáticos que identifican un movimiento izquierdo. Entre los dos sistemas de fallas hay una zona de apertura de falla.

El más antiguo es un sistema de fallas normales que indican un azimut de N154° de dirección de E_y , siendo el segundo un sistema de fallas con movimiento de tipo lateral puro y con una dirección de máxima compresión horizontal E_y de N53° (Tabla S1, Figura 4, estación 4GaSalamanca). Esta relación temporal entre los dos sistemas de planos de fallas es muy importante porque permite establecer una cronología de fases de deformación. Otras estaciones de esta zona son las de 8Arenero, 5SalErande, 6ElColegio y 7PeñaPanal (Tabla S1, Figura 4).

En estas estaciones, las fallas normales han basculado los horizontes de 5–10° hacia el sur. En este caso, la relación entre las fallas normales

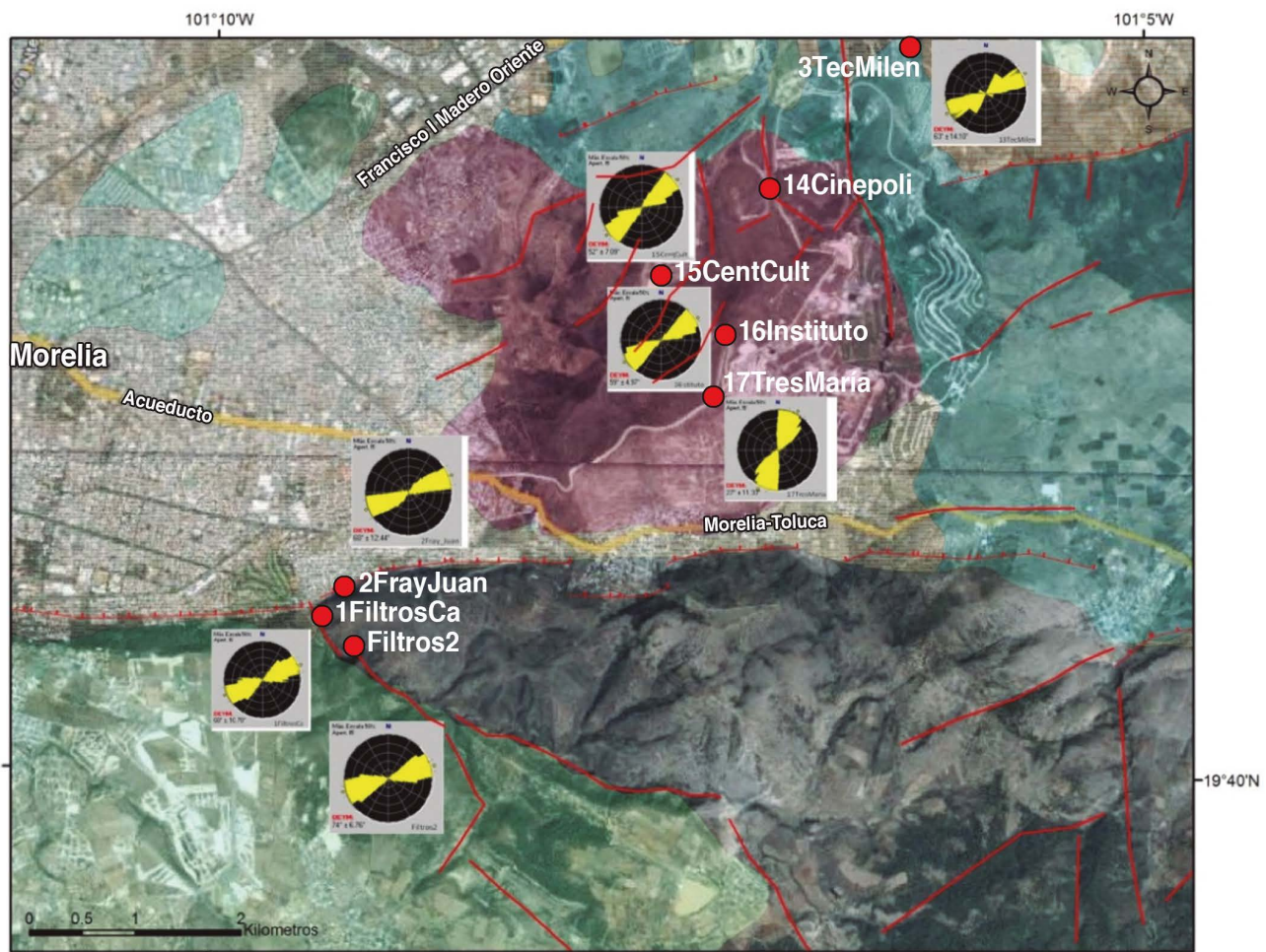


Figura 2. Estaciones estructurales de Los Filtros-Cerro Punhuato. Los gráficos circulares representan los valores de la dirección de máximo acortamiento horizontal E_y (ver Tabla S1). Las líneas rojas representan los lineamientos principales de fallas.

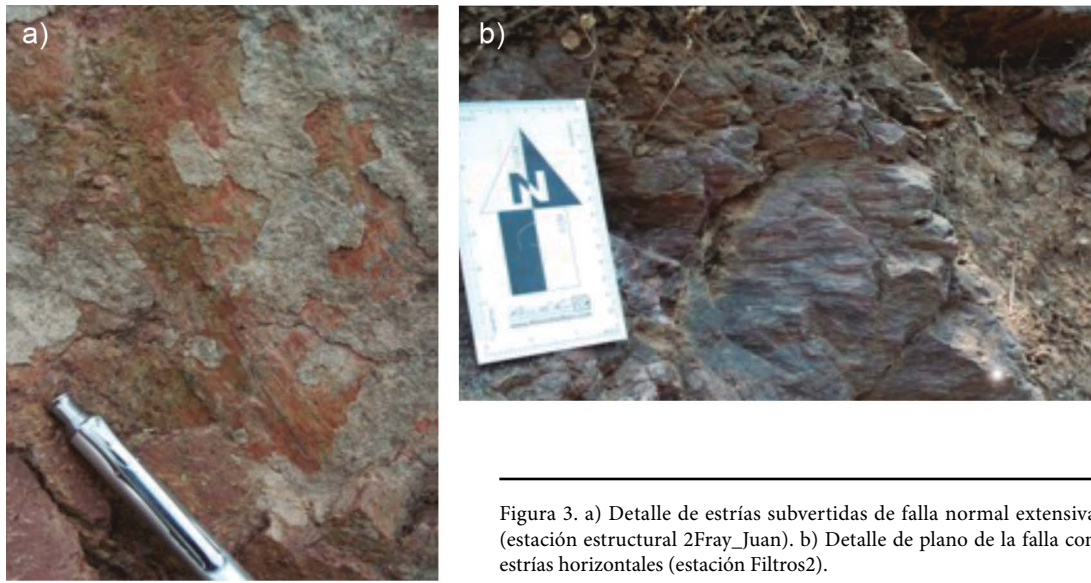


Figura 3. a) Detalle de estrias subvertidas de falla normal extensiva (estación estructural 2Fray_Juan). b) Detalle de plano de la falla con estrias horizontales (estación Filtros2).

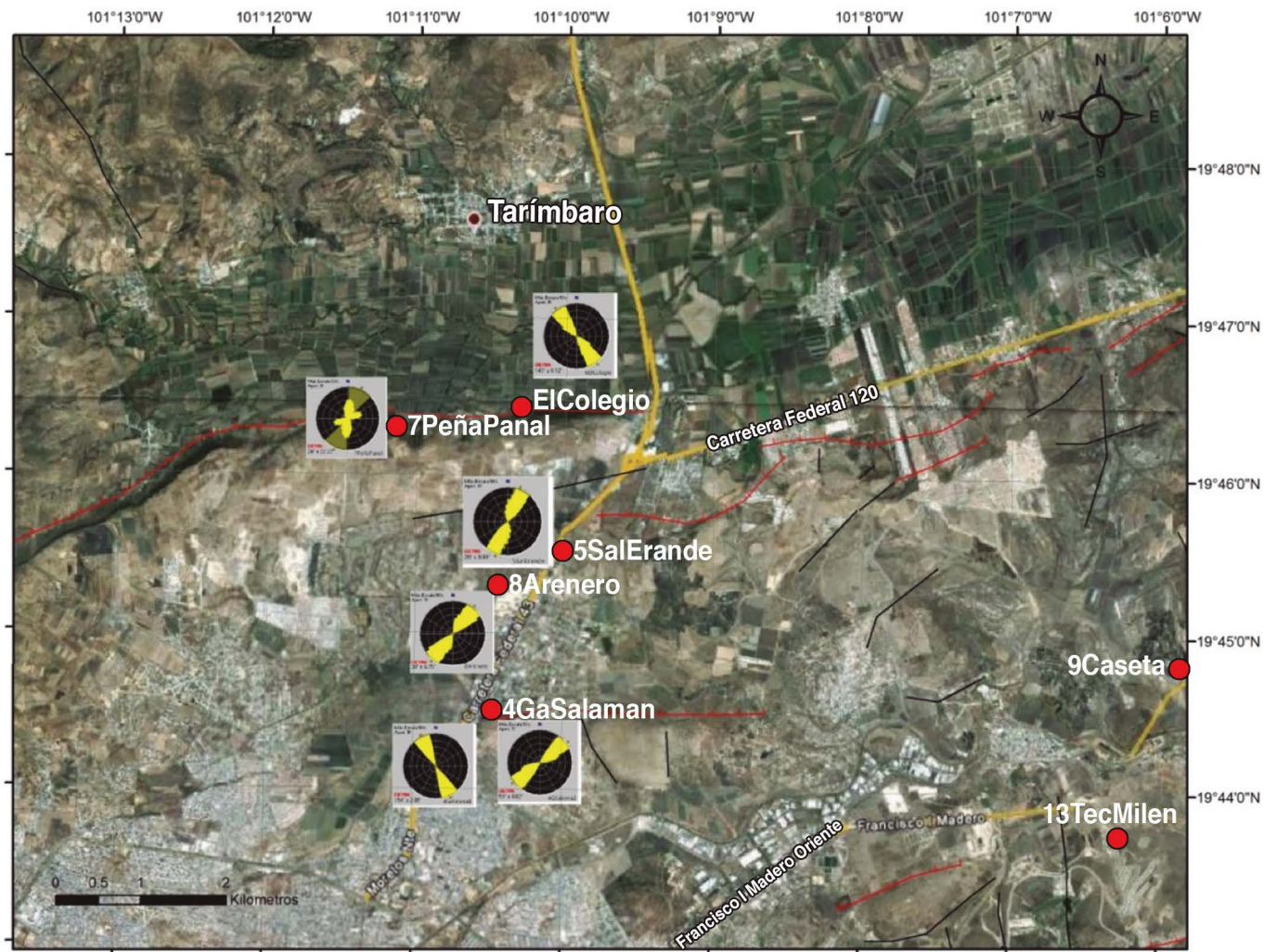


Figura 4. Estaciones estructurales de la zona Morelia-Tarímbaro. Los gráficos circulares representan los valores de la dirección de máximo acortamiento horizontal E_1 (ver Tabla S1). Las líneas rojas representan los lineamientos principales de fallas.

y direccionales puras resulta temporalmente invertida, afectando igualmente horizontes piroclásticos del Mioceno (misma unidad de la estación 21Copandar, unos 2 km hacia el poniente). Las fallas NNE-SSO normales están menos inclinadas y basculan los horizontes 10–15° hacia el sur, mientras que los planos de desgarre resultan completamente verticales, es decir, no han sufrido basculamiento; por lo tanto, son posteriores a las fallas normales (Figura 5).

En la zona de Charo-Indaparapeo-Aeropuerto de Morelia afloran sedimentos lacustres del Plioceno perteneciente al proto-lago de Cuitzeo (Figura 6). Estos sedimentos intercalados con depósitos piroclásticos evidencian en varios sitios desplazamientos normales y de desgarre con direcciones de planos muy variados. La estación 11AeroTunel presenta grandes planos normales y normal-direccionales, orientados NNO-SSE (Figura 7). Las fallas desplazan horizontes lacustres formando horst y grabenes a la escala del afloramiento. La dirección E_y de máximo acortamiento coincide con la dirección de las fallas NNO-SSE. En la zona de Zinapécuaro y del campo geotérmico de Los Azufres (Figura 6) se encontraron planos de falla característicos de deformación reciente afectando unidades del Pleistoceno. La estación 24Yerbabuena (carretera de Zinapécuaro a Los Azufres) corta unos domos dacíticos y flujos piroclásticos del Pleistoceno tardío (menos de 28 ka, C. El Mozo, Arce *et al.*, 2012). En este sitio se encuentran unos planos de falla con orientación ESE-ONO y estrías con ángulos de 65–70°. Estas fallas son de tipo normal-direccional izquierdo que dan una dirección N104° de máximo acortamiento horizontal (E_y). Se trata de una deformación trassensiva ESE-ONO con componente izquierda y extensión NNO-SSE.

En las estaciones 55 y 56 de Los Azufres (Figura 8) la orientación de E_y es E-O y se manifiesta con planos de falla normal pura E-O que afectan domos riolíticos de 0.76 y 0.93 Ma. Además, encontramos combinaciones de fallas E-O normales y direcciones de planos NE-SO normal-direccionales y direccionales puras, afectando lavas andesíticas y piroclastos de 0.93 Ma (56Azufres).

En otras estaciones de esta zona se encontraron planos con direcciones variables, siempre desplazando los depósitos lacustres miocénicos y siempre con una dirección principal de E_y NNO-SSE (9Caseta,

10AutopAr y 25CharoInd). Sin embargo, todas estas estaciones están caracterizadas por tener fallas con direcciones diferentes que podemos dividir en dos grupos: NNO-SSE (normales y normal-direccionales) y ESE-ONO a E-O (normal-direccionales y direccionales). Esta última tendencia da una dirección de E_y casi ortogonal a la anterior, es decir una dirección E-O de máximo acortamiento. Desde el punto de vista cinemático, los dos sistemas no son compatibles, más bien pertenecen a dos fases deformativas separadas, siendo la más antigua (Mioceno temprano) la de compresión NNO-SSE y la más reciente (Mioceno medio-tardío al presente) es la E-O con base en relaciones cronológicas de otras estaciones, por ejemplo, 11AeroTunel y 4GasSalaman (Figura 7).

En el costado sur de la autopista Morelia-México, cerca del entronque con la autopista Morelia-Aeropuerto, se encuentra un cono de escoria denominado La Mina. En esta estación (23LaMina), el cráter volcánico resulta desplazado por una falla normal (Figura 9). La importancia de esta estación está en el hecho que los planos de falla aquí encontrados cortan tanto el cono miocénico como también los depósitos piroclásticos holocénicos. Por lo tanto, se trata de fallas activas recientes. El segundo aspecto es que hay dos direcciones de fallas normal-direccionales. El sistema principal está definido por fallas E-O y ESE-ONO normales y normal-direccionales, mientras que hay otros planos con direcciones NNE-SSO normales o normal-direccionales. La relación temporal entre las dos familias de fallas indica que el sistema E-O es posterior, cortando el anterior (NNE-SSO). Se trata de dos sistemas de fallas cinemáticamente separados con direcciones diferentes de máximo acortamiento horizontal (E_y). El sistema de fallas más antiguo, probablemente miocénico, tiene direcciones de compresión NNE-SSO mientras que el sucesivo (holoceno) es E-O.

Sin embargo, ambas direcciones afectan también depósitos recientes y, por lo tanto, se consideran variaciones temporales de una deformación perteneciente a la misma fase compresiva NE-SO. De hecho, el valor de dirección de E_y es N64° y concuerda con el promedio de las estaciones con fallas que desplazan unidades Pliocenas-Cuaternarias en toda el área de estudio. Esto significa que el sistema de fallas miocénico viene reactivado durante el régimen neotectónico compatible con la deformación más reciente.



Figura 5. Análisis de datos de la estación 31Copandar. a) Horizontes piroclásticos fallados y basculados (dirección E-O). b) Planos de desgarre reactivados como normales (stereograma) y c) dirección NNE-SSO de máxima compresión horizontal (E_y) compatible para ambos sistemas.

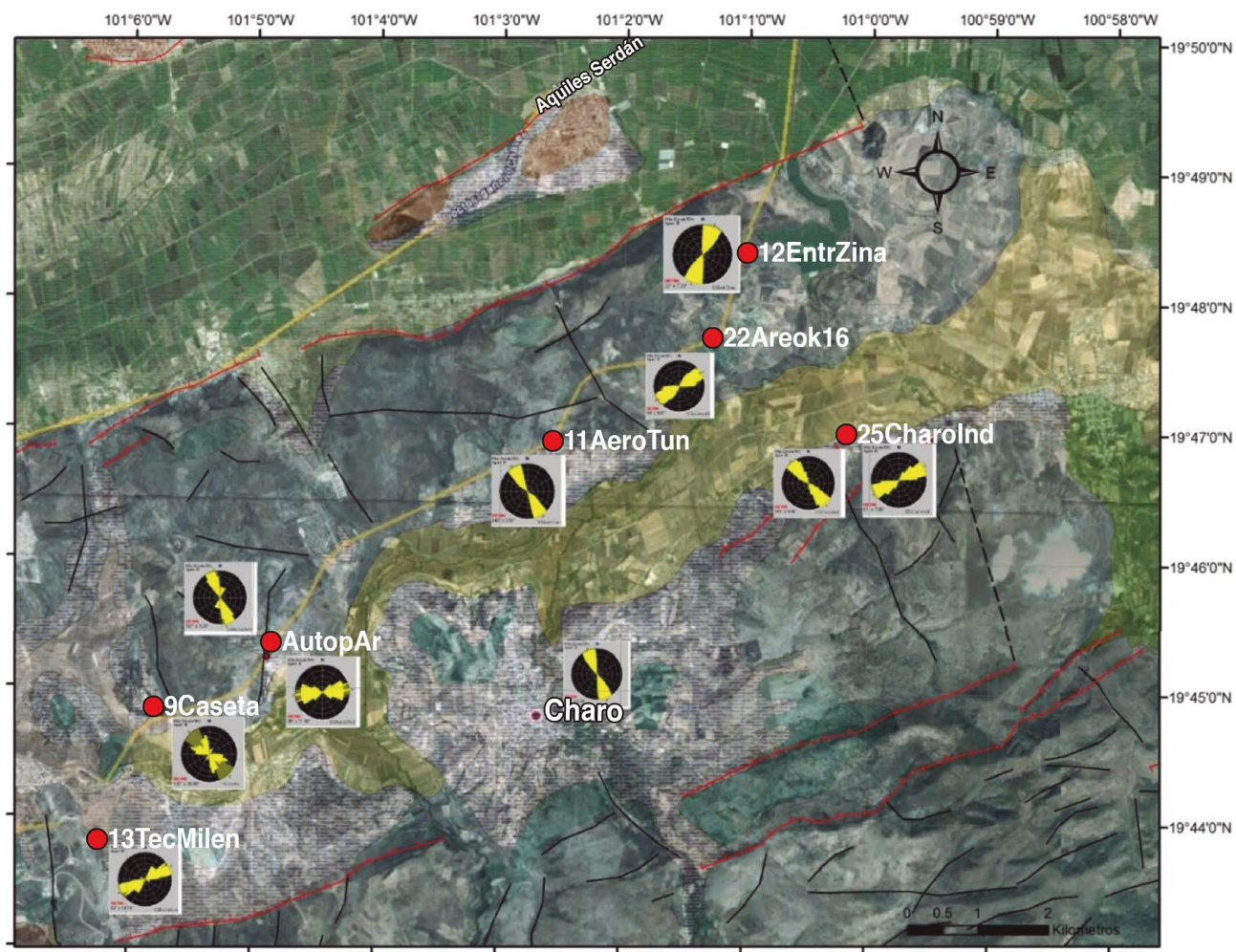


Figura 6. Mapa de ubicación de las estaciones de la zona Charo-Indaparapeo (ver Tabla S1). Las líneas rojas representan los lineamientos principales de fallas.

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

Análisis de la sismicidad instrumental regional

Para la definición del actual régimen de esfuerzos operante en este sector central de la FVTM, nos enfocamos en el estudio de los sismos intraplaca superficiales de ruptura cosísmica de falla. Se analizaron los datos disponibles en el Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) de Harvard (<http://www.globalcmt.org/>), los datos proporcionados por el Servicio Sismológico Nacional Mexicano (SSN), los archivos del Instituto de Geofísica de la UNAM, así como la base de datos del U.S. Geological Survey (USGS). Los sismos registrados en el área comprenden desde el año 1973 al año 2020 (el catálogo del SSN no incluye años anteriores a 1997).

Los sismos se caracterizan por presentar magnitudes bajas (M_w entre 3 y 6) y tasas de recurrencias de 4500 a 100000 años por segmento de falla (datos recopilados para el área de estudio). La mayor parte de los registros se refieren a sismos superficiales de baja magnitud y en algunos casos están incompletos los datos de la llegada del primer impulso de onda sísmica (dirección, buzamiento y cabeceo). Las bases de datos mencionadas sirvieron para un primer análisis de distribución y caracterización de la actividad sísmica de la zona. Del mapa de los sismos registrados podemos apreciar la distribución de los epicentros, su rango de magnitud y su profundidad (Figura 10).

Para tener una visión integral de la problemática sísmica en México se recalcaron los mecanismos focales de la base de datos y se procesaron los datos sísmicos con el programa Cratos para determinar la dirección E_y de máxima compresión horizontal o la de máxima extensión, según el caso, para cada mecanismo focal. Sucesivamente, se calcularon las trayectorias de máxima compresión (líneas rojas) y extensión (líneas azules), ambas horizontales y que representan el campo de esfuerzos actual (Figura 11).

La distribución de las líneas del campo es coherente con una tectónica de subducción. La línea punteada verde separa la franja donde las trayectorias de máxima compresión (rojas) tienen direcciones NE-SO y las de extensión casi ortogonales NO-SE. Al contrario, en la franja intraplaca (al noroeste de la línea punteada verde) se intercambian las direcciones principales del campo de esfuerzos horizontales. En esta zona, las líneas NE SO son las de extensión (azules). Cabe mencionar que en la zona central de México las líneas del campo de esfuerzos cambian a direcciones N-S para las trayectorias de extensión y E-O para las trayectorias de compresión.

El cambio del régimen de esfuerzos se da en el sector de la FVTM (línea verde discontinua de la Figura 11), indicando que el cinturón volcánico está asociado a una tectónica más compleja de la relacionada a la dinámica simple de zona de subducción. Esto se ve reflejado, en parte, en el área de estudio (recuadro interno de Figura 11) que corresponde al sector central de la FVTM.

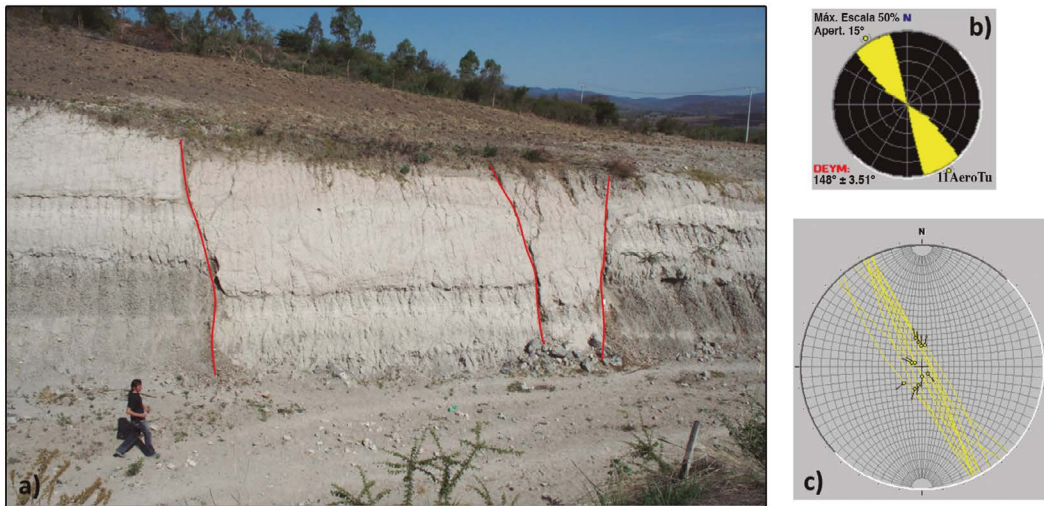


Figura 7. Estación 11AeroTunel. a) Fallas normales; b) Diagrama E_y; c) Estereogramas. Fotografía tomada hacia el oeste.

Durante el último siglo, muchos de los sismos intraplaca, que ocurrieron en la parte central de la FVTM a lo largo de las fallas E-O, han tenido magnitudes de $4.1 < m_b < 6.9$. Los datos utilizados para el análisis de mecanismo focal se obtuvieron a partir de publicaciones (Ego y Ansan, 2002; Singh y Pardo; 1993; Astiz-Delgado, 1980), así como de instituciones (UNAM y CENAPRED, en 1995), y comunica-

ciones personales (Garduño-Monroy y Andreani). Todos son sismos someros (epicentros entre 2 y 18 km) con magnitudes moderadas (entre 2 y 5.3) y se pueden diferenciar con respecto a su origen y significado estructural y tectónico.

En el mapa de la Figura 11 se ubicaron mecanismos focales y las soluciones de los planos de fallas correspondientes (marcados en línea

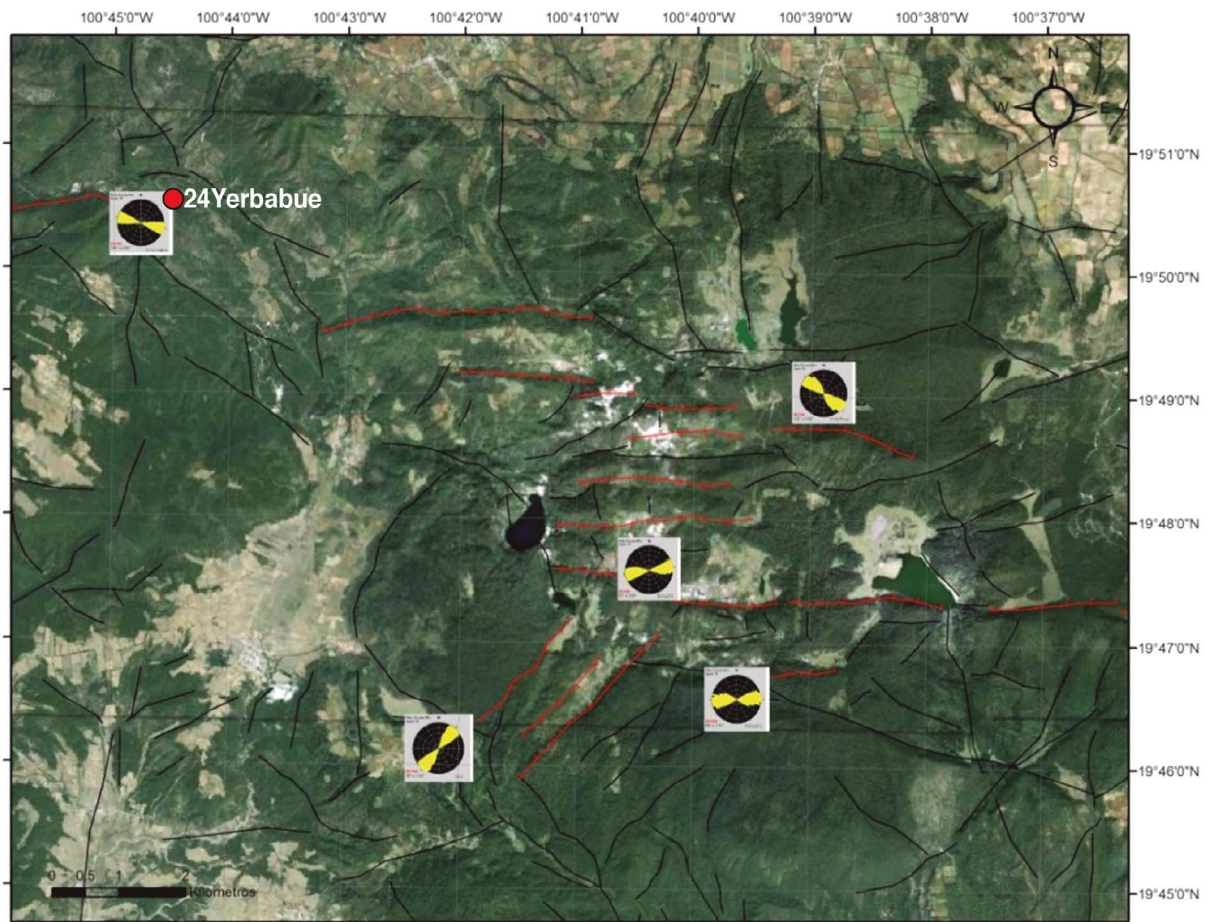


Figura 8. Mapa de ubicación de las estaciones de la zona Zinapécuaro-Los Azufres (ver Tabla S1). Las líneas rojas representan los lineamientos principales de fallas.

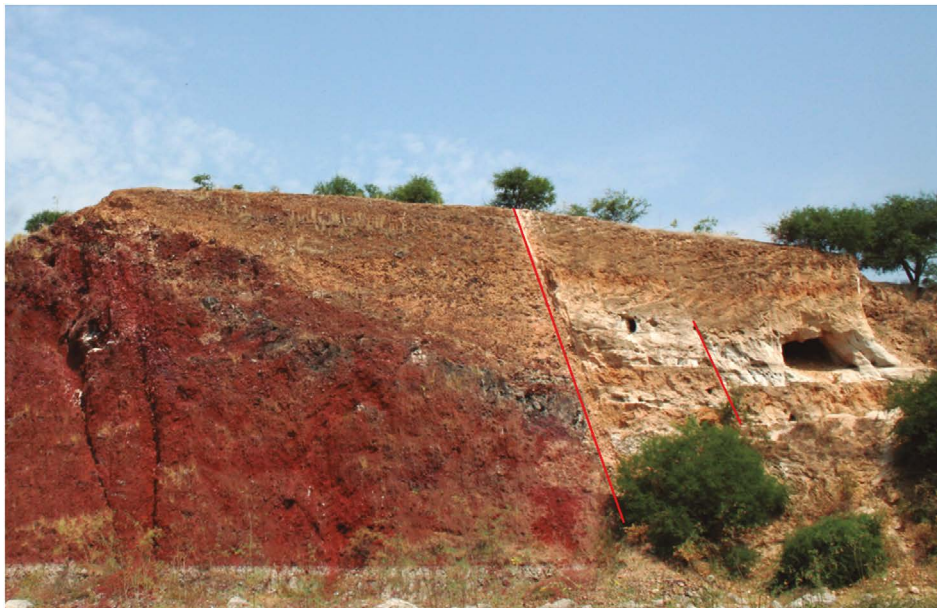


Figura 9. Falla normal desplazando dos metros de depósitos piroclásticos (23LaMina). Vista hacia el Oeste.

sólida). Para cada mecanismo focal corresponde un valor y dirección de máxima compresión horizontal (E_y) derivado del plano de falla.

Los sismos asociados al SFMA (en negro) son aquellos que muestran una tracción horizontal que va de N-S a NNO-SSE y una compresión horizontal E_y de $N61^\circ$ a $N105^\circ$ (Figura 11), cuya solución de mecanismo focal se asocia a fallas sísmicas orientadas E-O de tipo dirección-normal con componente lateral izquierda. Se incluye también el evento cosísmico registrado en la falla de Laguna Larga en el campo geotérmico de Los Azufres, considerado como resultado de un sismo histórico que desplazó horizontes de suelo reciente (Figura 12).

DISCUSIÓN

Fases de deformación y trayectorias del campo de deformación

La primera observación que se puede hacer es que las estaciones con una dirección de E_y en el rango $N133^\circ$ – $N164^\circ$ son escasas y afectan generalmente a rocas más antiguas del Plioceno tardío: prácticamente no hay estaciones con orientaciones de compresión de E_y en el cuadrante NO-SE que afecten a unidades cuaternarias. Por lo tanto, esta deformación frágil es la más antigua presente en el área de análisis estructural y se ha denominado Fase 1. Se trata de una fase de deformación frágil anterior al Pleistoceno cuya máxima actividad se manifiesta durante

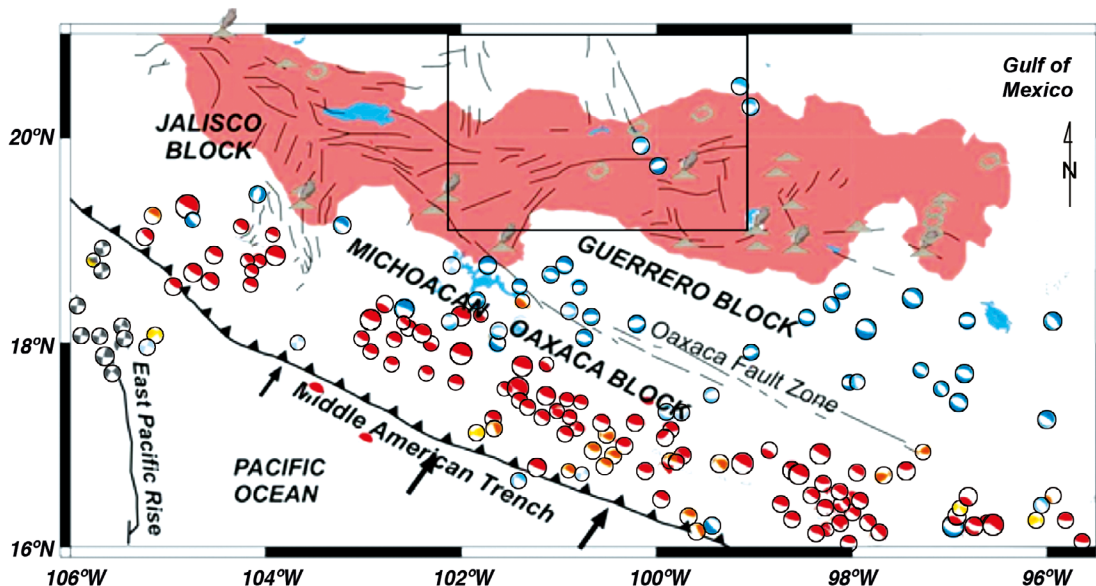


Figura 10. Mecanismos focales (círculos de color) de los principales sismos de subducción e intraplaca. Los círculos de color rojo, naranja y amarillo indican mecanismos inversos, inverso-direccional y direccional-inverso; los azules del obscuro al claro indican mecanismos normales, normal-direccional y direccional-normal; los de color gris son de desgarre puro. El recuadro menor indica el área de estudio sísmico. La zona rosa es la FVTM y las líneas son los lineamientos estructurales más relevantes.

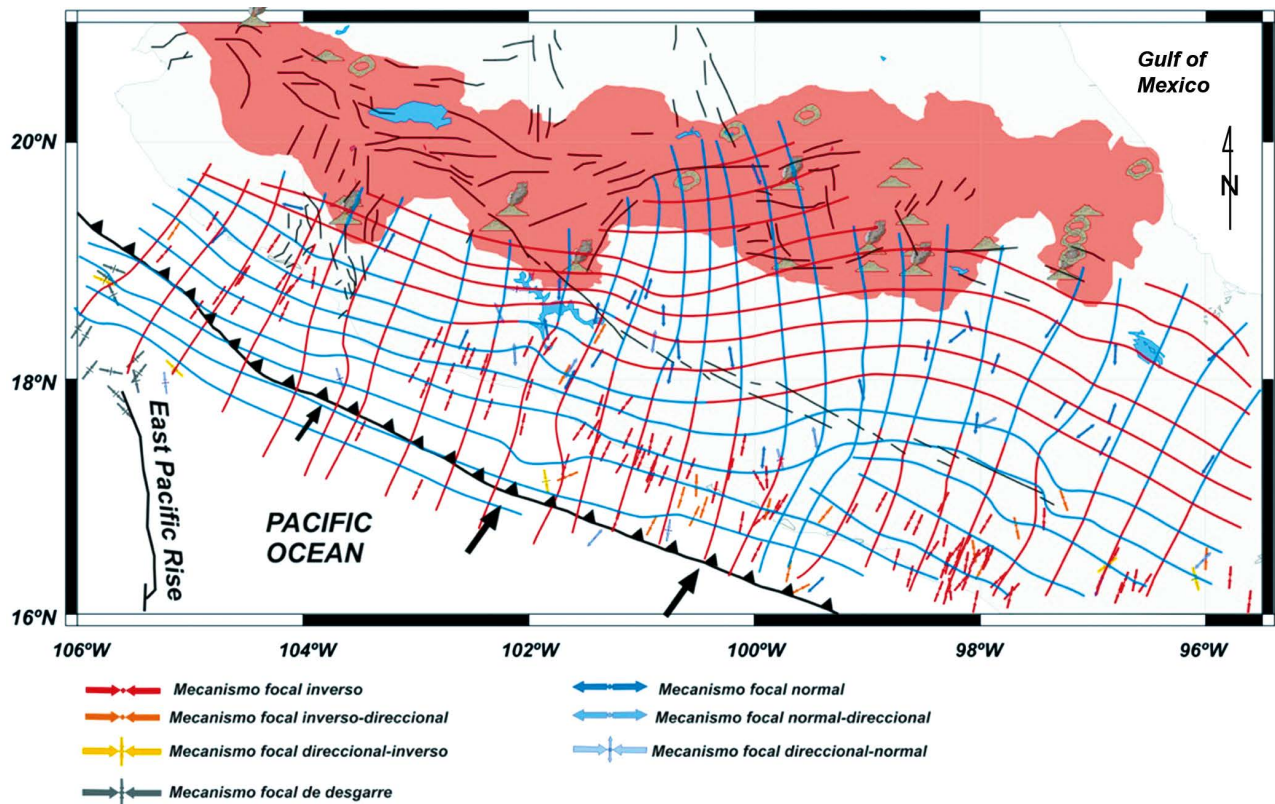


Figura 11. Mapa del campo de esfuerzos horizontales máximos regional. Las líneas rojas son de compresión y las azules de extensión, mientras que las líneas negras representan los principales lineamientos de fallas. Se puede notar la separación entre la franja donde las trayectorias de máxima compresión (rojas) tienen direcciones NE-SO y las de extensión (azules) casi ortogonales NO-SE.

el Mioceno tardío. Se trata de una fase caracterizada prevalentemente por fallas NNO-SSE (a veces NO-SE) normales (secundariamente normal-direccionales), con planos inclinados 60–70° hacia el NE y SO, formando sistemas de horsts y grabens alargados NNO-SSE.

En cambio, direcciones de acortamiento horizontal E_y en el cuadrante NE-SO, opuesto al anterior, se encuentran en fallas que afectan a todas las unidades (Tabla S1). Esto no implica necesariamente que esta fase de deformación haya sido activa desde el Mioceno. Seguramente se trata de una fase reciente que desplaza unidades Plio-Cuaternarias, denominadas por eso Fase 2, que desplaza todas las unidades presentes en la zona de estudio.

Si la hipótesis es correcta, se deben encontrar pruebas de su veracidad en las relaciones directas temporales entre las dos fases de deformación en algunos de los sitios de levantamiento de datos estructurales. Este es el caso de la estación 4GaSalaman (Figura 4), en donde un primer sistema de planos de fallas normales NNO-SSE está cortado por un segundo sistema de planos, con direcciones ENE-OSO y NE-SO, de fallas direccionales izquierdas. En este caso, los planos NNO-SSE son anteriores a las fallas ESE-ONO/ENE-OSO. En las demás estaciones en donde se encontraron las dos direcciones de fases de deformación, la relación temporal ha sido inequívoca o simplemente no se pudo determinar, pero nunca contraria.

La Fase 2 afecta unidades del Plioceno temprano (unos 4 Ma aproximadamente) y continua durante el Cuaternario hasta el presente. Este sistema afecta gran parte de las unidades presentes en el área de estudio, a veces reactivando, desplazando o superponiéndose (según el caso) al sistema antiguo de Fase 1, como queda manifiesto en las unidades anteriores al Plioceno que han sufrido ambas fases de deformación.

En estas unidades se levantaron 31 estaciones estructurales, tres

de las cuales manifiestan dos sistemas de movimiento. De las restantes estaciones, 16 mostraron sistemas de fallas E-O/ENE-OSO y NE-SO, normales y secundariamente normal-direccionales, y siete estaciones con sistemas de fallas NE-SO y E-O normales-direccionales o mixtas (normales y de desgarre cinemáticamente compatibles), y sólo siete estaciones con direcciones de planos que varían desde NNO-SSE hasta E-O de fallas direccionales puras o direccionales-normales.

Si ahora consideramos las 36 estaciones en unidades oligomiocénicas, encontramos que en siete estaciones se distinguen ambos sistemas de fallas, mientras que en otras seis se encontraron solamente rasgos del sistema NNO-SSE de Fase 1. Por lo tanto, en muchos casos, las fallas del sistema reciente no son neoformadas, son reactivaciones de planos más antiguos quedando influenciadas cinemáticamente por rasgos estructurales del sistema NNO-SSE que puede ocasionar desviaciones locales de la dirección E_y de máximo acortamiento horizontal. El análisis de patrones de los sistemas de fallas pertenecientes a la fase deformativa reciente (Fase 2) muestra que en 20 estaciones las fallas son NNE-SSO a E-O de tipo direccional y sólo en ocho estaciones prevalecen fallas NE-SO y ENE-OSO con componente normal.

Como hemos visto, la dirección de E_y resulta variable de estación a estación desde NNE-SSO hasta ESE-ONO (N20°–N104°), por lo tanto, el cuadrante NE-SO se debe de considerar como el de compresión para este régimen de esfuerzo Plio-Cuaternario.

La variación en el espacio de la dirección de máximo acortamiento se puede analizar reconstruyendo el mapa espacial bidimensional de las trayectorias horizontales de deformación a partir de los valores azimutales de E_y calculados para cada estación estructural. Habiendo separado dos fases de deformación, reconstruimos el mapa de trayectorias para cada fase separadamente.

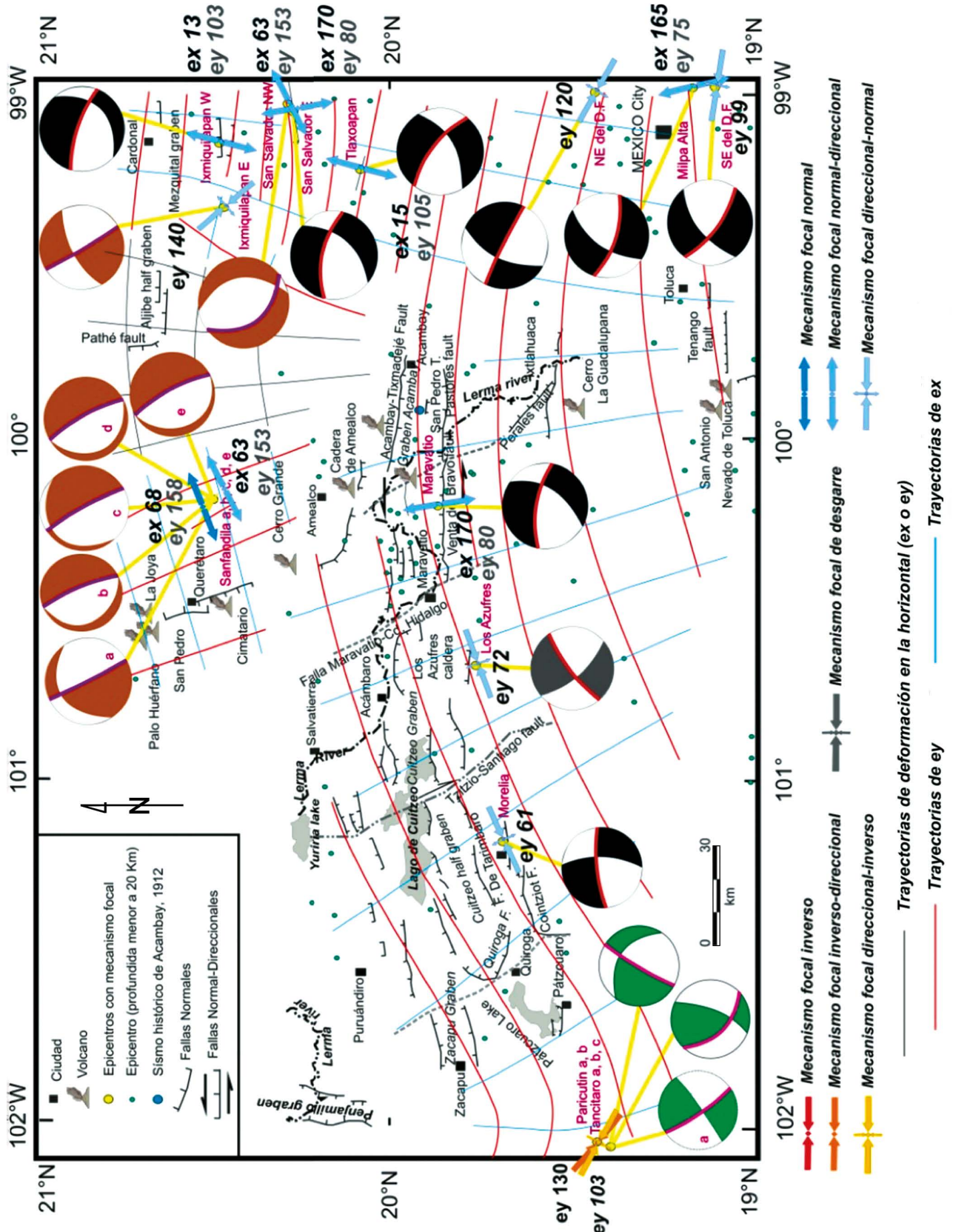


Figura 12. Mapa de solución de mecanismos focales de los principales sismos y trayectorias de deformación del campo de esfuerzo. Los mecanismos con cuadrantes de extensión de color negro pertenecen al SFMA (incluyendo el evento de Los Azufres, en gris); los mecanismos en color marrón son los asociados al sistema de fallas NNO-SSE; los de color verde son de origen tectónico-magmático. La citografía de color sólido en los estereogramas de los mecanismos focales representa la solución de la falla asociada a cada sismo analizado.

Analizamos la deformación más antigua de la Fase 1, y proyectamos en un mapa los valores angulares de máxima compresión (E_y) pertenecientes a este régimen de deformación para cada estación. La Fase 1 reactiva y desplaza lineamientos más antiguos, y resulta ser la que tiene menos evidencias y datos debido a dos razones: primero por tener sobrepuesta la deformación neotectónica plio-cuaternaria y segundo porque gran parte del área de estudio está cubierta por unidades más jóvenes (vulcanismo plio-cuaternario del campo Michoacán-Guanajuato, sector central de la FVTM). El resultado se puede apreciar en el mapa de trayectorias de Fase 1 (Figura 13) donde se puede observar cómo las direcciones NNO-SSE de máximo acortamiento son bastante constantes siendo que la concentración de los datos se ubica entre el límite sur del lago de Cuitzeo, Morelia y el norte de la morfoestructura de Tzitzio. De hecho, este antiguo pliegue-falla (Paleoceno-Oligoceno) tiene una dirección igualmente NNO-SSE, siendo un rasgo tectónico que quedó sepultado por el vulcanismo miocénico de la Sierra de Mil Cumbres y los productos plio-cuaternarios de la FVTM. Es evidente cómo las trayectorias de compresión son compatibles con la orientación de la estructura del pliegue-falla de Tzitzio y su prolongación hasta el Valle de Santiago (Lago de Yuriria) y también con otros lineamientos estructurales de orientación similar, como el sistema Maravatío-Cuicatlan de Hidalgo y el sistema que corta el graben de Zacápu hasta Cointzio (Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

Las trayectorias de deformación de Fase 1 en toda el área son coherentes con el régimen de esfuerzo compresivo NO-SE/NNO-SSE (Figura 13). A pesar de que esta orientación es paralela a la tectónica miocénica denominada *Basin and Range* en su límite sur de México, parece ser que esta Fase 1 es la reactivación de las estructuras del Plioceno temprano, aunque su límite temporal superior llega hasta el Pleistoceno ya que se encontraron planos de fallas pertenecientes a este sistema desplazando productos volcánicos piroclásticos con esta edad.

Para el mapa de trayectorias de deformación de neoestructuras

recientes (Fase 2), los datos puntuales son mucho más abundantes y variables en cuanto a orientación. Por lo tanto, las líneas del campo resultan más curvilíneas y desviadas por efectos locales (Figura 14).

Como se puede notar, la dirección general de E_y es NE-SO y la de extensión NO-SE, sin embargo, en la zona cercana al lineamiento estructural NNO-SSE, denominado Tzitzio-Valle de Santiago, las curvas presentan una inflexión y las líneas azules de máximo acortamiento horizontal se desvían hacia el norte con una tendencia a ponerse paralelas al rasgo estructural de Tzitzio (Figura 14).

El cambio en la orientación de E_y se puede interpretar como un fenómeno de desviación en proximidad de una discontinuidad que en este caso es la presencia de la antigua megaestructura de Tzitzio-Valle de Santiago. Esta discontinuidad funciona como zona de debilidad o franja de menor rigidez con respecto a las unidades aledañas y, por esto, en proximidad de la estructura la dirección de E_y tiende a ponerse paralela mientras que la dirección de extensión se desvía hacia la perpendicular.

Análisis actual de mecanismos focales y trayectorias del campo de esfuerzos

Si por un lado el SFMA es sísmicamente activo, también resultan reactivadas algunas fallas NNO-SSE pertenecientes al sistema *Basin and Range* (Cuencas y Sierras). La secuencia de pequeños sismos de Sanfandila del 1998, con epicentro al sureste de la ciudad de Querétaro en el límite norte de la FVTM, muestra un resultado de mecanismos focales con una orientación de extensión E-O derivados de fallas del sistema TSMFZ. Los eventos ocurridos al sur de esta región muestran rasgos pertenecientes a la tectónica ligada al SFMA con una dirección de extensión N-S. Por lo tanto, los sismos de Sanfandila marcan, en la zona de Querétaro, el límite entre los dos sistemas tectónicos del SFMA y del *Basin and Range*. La solución de fallas para estos sismos es de tipo normal a normal direccional con rumbos NNO-SSE alineados al sistema *Basin and Range*. Otros sismos que pertenecen a este régimen

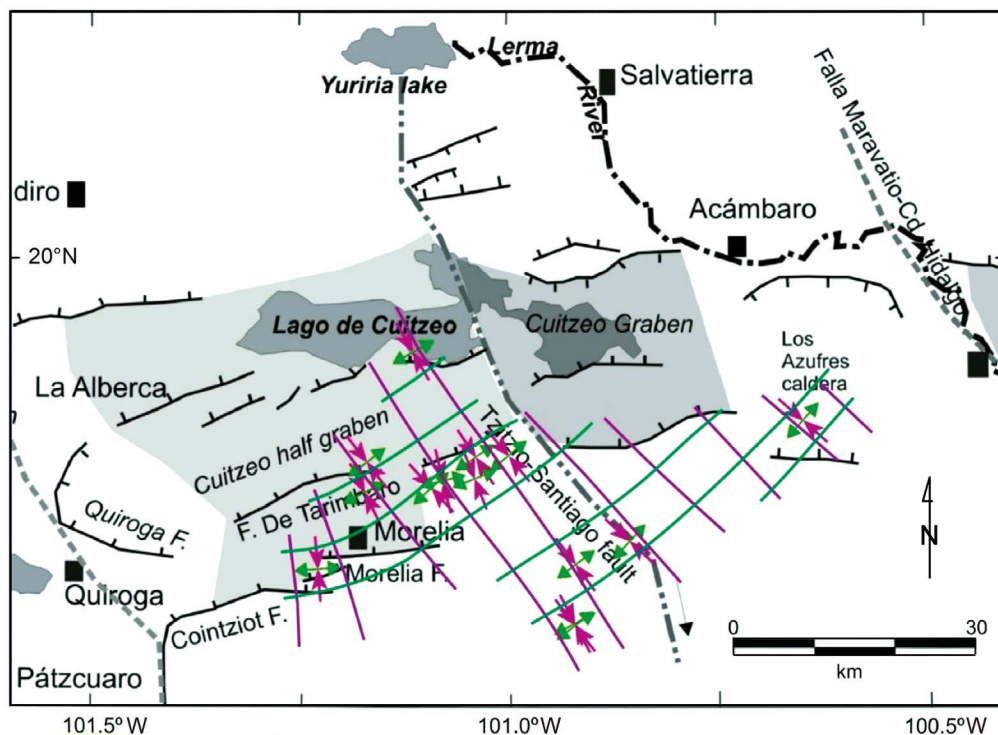


Figura 13. Mapa esquemático regional de las principales estructuras y su relación con las trayectorias de máxima compresión (rosa) y extensión (verde) horizontales, para el régimen de deformación de Fase 1.

de esfuerzos son los denominados Ixmiquilapan-Este de 1976 y el sismo ocurrido al NO de San Salvador en 2003. En ambos casos los sismos están asociados con un fallamiento NE-SO, pero de tipo direccional izquierdo en el primer caso, mientras el segundo es de tipo normal. El análisis de los valores de los planos de fallas asociados a este régimen muestra unas direcciones de máxima compresión horizontal, con E_y N151°.

Las trayectorias del campo actual de esfuerzos horizontales se trazaron a partir los valores del plano de falla cosísmica (*strike, dip y slip*) resultante de los mecanismos focales y del sucesivo cálculo de la dirección azimutal de E_y y E_x (Figura 12).

En el área centro occidental del corredor Pátzcuaro-Zacapu-Morelia-lago de Cuitzeo-Acámbaro-Los Azufres, las trayectorias de compresión E_y (en rojo, Figura 12) tienen orientaciones NE-SO uniformes, mientras las trayectorias de extensión E_x (en azul) son ortogonales, es decir NO-SE aproximadamente. Al este de Maravatio las trayectorias hacen una rotación en el sentido horario de casi 45°, las direcciones de E_y llegan a ser E-O en la zona de graben de Acambay ESE-ONO en la zona oriental. Por ende, las direcciones de máxima extensión horizontal aparecen entre N-S y NNE-SSO. Esta tendencia concuerda, en general, con las trayectorias de paleo esfuerzos plio-cuaternarios resultado del estudio estructural de población de fallas (Figura 14).

En la zona noreste, hacia Querétaro-Ixmiquilapan, las trayectorias mantienen la tendencia, pero con una permutación secundaria de los ejes de esfuerzo, es decir, que la dirección de E_y y E_x se intercambia. Esta permutación de los esfuerzos horizontales responde al estado de esfuerzo de la zona resultado de los sismos de Sanfandila (Querétaro), Ixmiquilapan-Este y San Salvador. La tectónica ligada a estos eventos sísmicos responde al sistema de fallas del *Basin and Range*, caracterizada por fallas NO-SE y NNO-SSE de tipo normal a normal direccional (régimen extensivo ENE-OSO). Es evidente que este régimen de esfuerzo sigue activo en la zona límite entre la tectónica propia del

SFMA. Considerando esta zona como activa para los dos sistemas de esfuerzos, hemos dejado una zona de trayectorias en color gris (Figura 14) que indica precisamente que las direcciones de máxima compresión y extensión horizontales son N-S y E-O (o viceversa) con la posibilidad de activación en un sentido u otro.

Comparación de los análisis de las trayectorias del campo de esfuerzos

Si analizamos conjuntamente en un mapa la distribución de las macroestructuras y las trayectorias del campo de deformación, podemos interpretar la dinámica de los sistemas de fallas presentes en la zona de estudio y su posible cinemática de movimiento (Figura 14). En particular, las fallas potencialmente activas son todas aquellas que tienen orientaciones favorables con respecto a las direcciones de las líneas de compresión y de extensión horizontales del campo de deformación. Además de su potencial de reactivación, se puede predecir cuál puede ser su dirección y sentido de desplazamiento. Por ejemplo, donde la dirección de E_y es NE-SO resulta que los escarpes de falla orientados NE-SO son potencialmente activos y su movimiento continuará dándose con desplazamientos de tipo normal extensivo, formando escalones en el terreno y creando hundimientos de bloques. Estos tramos de fallas corresponden a estructuras con una geometría tipo *en échelon* donde la componente lateral izquierda es paralela a la dirección E-O. Las fallas con esta dirección también son activas y tendrán componente normal direccional izquierda o lateral pura.

En este contexto de compresión horizontal NE-SO y extensión horizontal NO-SE, pueden estar presentes rasgos estructurales antiguos como los planos de fallas normales NNO-SSE. En este caso, los lineamientos N-S hasta NNO-SSE se reactivan como fallas direccionales o normal-direccionales (con componente derecha si su buzamiento es hacia el ESE).

La mayor estructura que responde a esta cinemática es el lineamiento NNO-SSE regional de Tzizio-Valle de Santiago. En la zona al

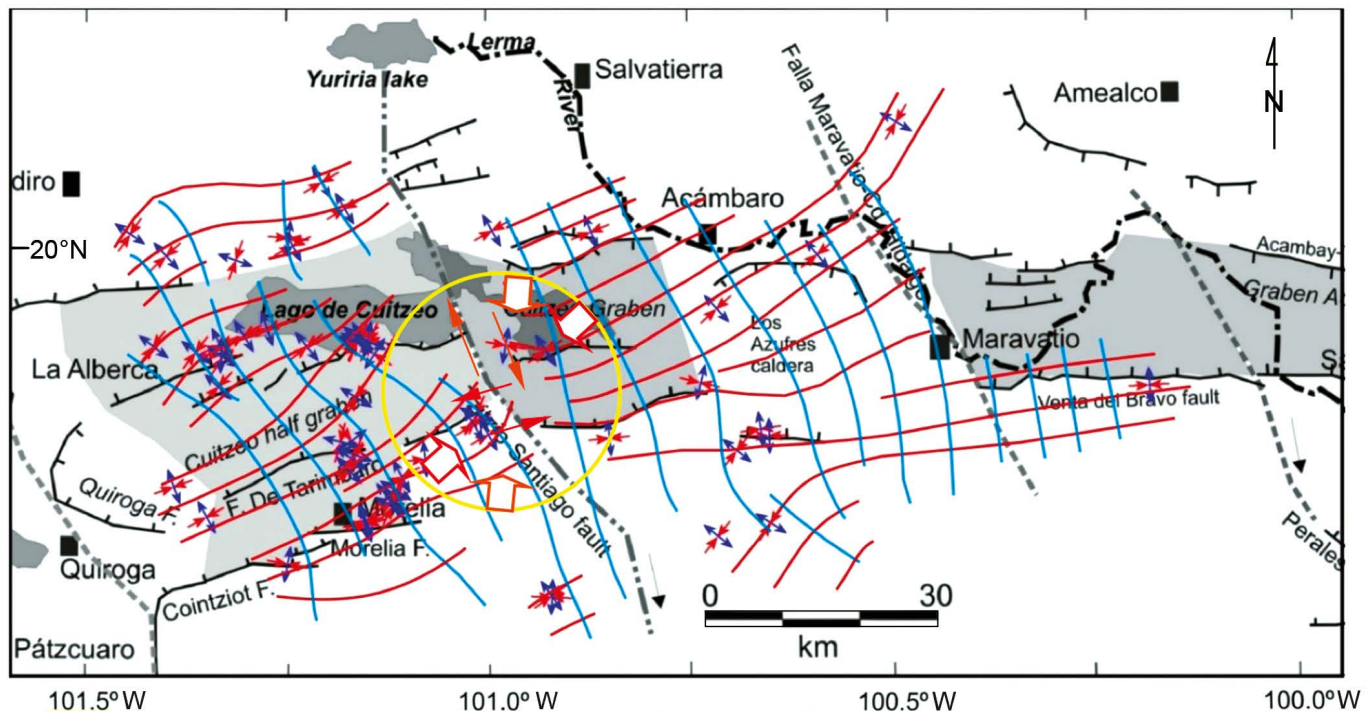


Figura 14. Mapa esquemático regional de las principales estructuras y su relación con las trayectorias de máxima compresión (rojo) y extensión (azul) horizontales, para el régimen de deformación plio-cuaternario (Fase 2). El círculo amarillo indica la zona de desvío de las trayectorias del campo de deformación por interferencia con la antigua megaestructura de Tzizio-Valle de Santiago.

sur del Lago de Cuitzeo entre la zona del Aeropuerto de Morelia, Álvaro Obregón e Indaparapeo, esta estructura se ha movido como una gran falla direccional derecha desplazando los escarpes de fallas normales y las depresiones alargadas E-O. A su vez, el lineamiento NNO-SSE resulta afectado en algunos sectores por las fallas E-O con una componente de movimiento lateral izquierdo respondiendo a la cinemática y a la geometría de deformación (Figura 14, círculo amarillo).

La cinemática del fallamiento indica cómo los rasgos NNO-SSE influyen generando una componente lateral derecha (Figura 14, flechas naranjas), mientras los lineamientos ENE-OSO y E-O funcionan como fallas normales direccionales izquierdas (Figura 14, flechas rojas). Por su parte las fallas NE-SO tenderán a ser normales formando en conjunto una estructura transtensiva en *échelon* (zona de círculo amarillo). Esta acción simultánea de los sistemas de falla no es anómala ya que hemos visto que la dirección de *Ey* resulta variable de NNE-SSO hasta E-O dependiendo de la zona, pero también ha estado cambiante durante el Cuaternario.

Los sistemas de fallas observados en la región central de la FVTM, orientados ENE-OSO y E-O, tienen orientación diferente a los sistemas de fallas normales, orientados NNO-SSE; se deben a esfuerzos de flexión inducidos por gravedad en la parte topográficamente alta del arco y son generados por la interacción de placa en la Fosa Mesoamericana (Dewey y Suárez, 1991). Estos sistemas son considerados producto de regímenes de esfuerzos que controlan áreas diferentes (Suter, 2001). Sin embargo, de nuestro estudio estructural de campo parece evidente que a pesar de que las estructuras NNO-SSE son lineamientos posiblemente originados y asociados a un régimen de esfuerzo más antiguo, son reactivados y coexistentes con la actividad de las fallas ENE-OSO. Esto de acuerdo con un mecanismo interpretado como sistema de fallas normales ENE-OSO de reciente formación y de fallas de transferencia NNO-SSE (Olvera-García et al., 2020).

Independientemente de su origen, los mecanismos focales analizados en la región de la FVTM confirman la presencia de un régimen de transtensión lateral izquierda con dirección de extensión orientada de NNO-SSE a N-S, es decir, contraria y perpendicular a la del sistema de falla NNO-SSE que indica una extensión ENE-OSO (Figura 15). En otros casos, los mecanismos focales muestran cómo en zonas limítrofes del SFMA se pueden dar sismos en planos de falla NNO-SSE reactivados (sistema *Basin and Range*), como es el caso de los sismos de Sanfandila, San Salvador NO (Figura 15). Prueba reciente de esta actividad la encontramos en las crisis sísmicas del Tancitaro (1997) y Parícutin (2003), cuyos mecanismos focales de origen magmático revelan fracturas tipo *cracks*, orientadas NO-SE ($Ey=130^\circ$), alineadas a la estructura de San Juanico-Buenavista.

Si comparamos las trayectorias del campo de deformación reciente (deformación Plio-Cuaternaria calculada a partir del análisis estructural de poblaciones de fallas, Figura 14) con las trayectorias del campo de esfuerzo actual (derivado del análisis de mecanismos focales), su uniformidad de tendencia y compatibilidad resulta evidente (Figura 12). Esto a pesar de que las líneas del campo de deformación (líneas delgadas) son más detalladas porque derivan de un mayor número de datos puntuales, es decir, pueden reflejar ciertas desviaciones locales a una escala menor.

Con respecto a las direcciones generales de *Ey* y *Ex*, los dos campos son claramente paralelos, infiriendo que el régimen tectónico instaurado a partir del Mioceno medio se ha mantenido constante durante el Cuaternario hasta nuestros días. Otra observación importante es que las trayectorias cambian levemente de rumbo pasando desde el O hacia el E del área de estudio, es decir, que hay una rotación de las líneas en sentido horario que hace que la dirección de máxima compresión (*Ey*) pase de direcciones NE-SO en el sector Pázcuar-Zacapu-Morelia-Cuitzeo-Acámbaro hasta valores más E-O a partir

del sector Maravatio-Acambay. Lo que concuerda con las direcciones de las morfoestructuras a escala regional (Figura 15).

CONCLUSIONES

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en su sector central, se ha emplazado sobre una estructura constituida por bloques morfotectónicos hundidos y levantados, limitados por fallas normales NNO-SSE y NO-SE, transversales al SFMA. Estos rasgos estructurales son la herencia de la tectónica oligo-miocena conocida como *Basin and Range* y han sido posteriormente reactivados con el campo tectónico actual. En el límite sur del área de estudio, el rasgo NNO-SSE más importante es el lineamiento de Tzizio-Valle de Santiago, una antigua estructura de pliegue-falla sepultada que ahora responde al régimen de esfuerzo actual como falla regional direccional derecha. En otros límites de la FVTM (Querétaro, Taxco-San Miguel de Allende), las estructuras del sistema NNO-SSE resultan sísmicamente activas bajo el régimen de deformación de horsts y grabens alargados NO-SE (sismos de Sanfandila, San Salvador NO e Ixmiquilapan-Este). Este sistema *Basin and Range* es opuesto y coexistente con la deformación del SFMA. Otra manifestación importante de la influencia de las estructuras NO-SE son los alineamientos volcánicos con estos rumbos presentes en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

Los datos cinemáticos indican que el SFMA inicialmente se formó como régimen de máxima compresión horizontal orientado NNE-SSO, principalmente con fallas laterales izquierdas con algunas fallas inversas asociadas, ambas con un desplazamiento incipiente, pero constante a lo largo de la FVTM. Actualmente, el sistema se desarrolla en extensión NNO-SSE y es ligeramente oblicuo al rumbo del SFMA. Sin embargo, dado que las fallas laterales e inversas cortan también (aunque en menor número) rocas del Pleistoceno medio-tardío y Holoceno, la contracción sigue influyendo en el desarrollo del SFMA.

La dirección de máxima compresión horizontal (*Ey*) del SFMA resulta variable pero limitada al cuadrante NE-SO (*Ey* de $N20^\circ$ a $N104^\circ$). Además, la dirección de *Ey* cambia constantemente de rumbo pasando de un sector a otro del SFMA. Se puede notar que hay una rotación en el sentido horario que hace que *Ey* pase de direcciones NE-SO en el sector occidental (Pázcuar-Zacapu-Morelia-Cuitzeo-Acámbaro), hasta valores E-O en el sector oriental (Maravatio-Acambay), coherentemente con las direcciones de las morfoestructuras a escala regional. En consecuencia, la máxima extensión horizontal NO-SE con componente izquierda modela el paisaje formando cuencas alargadas y limitadas por estructuras de grabenes y semigrabens orientados E-O, resultados de fallas sísmicas normales-direccionales, así como semigrabens NE-SO que obedecen a cinemáticas de fallas en apertura y geometría en *échelon*, como resultado de un sistema de fallas normal y de transferencia respectivamente.

Las trayectorias del campo de deformación reciente (deformación plio-Cuaternaria) y las trayectorias del campo de esfuerzo actual resultan claramente paralelas, indicando que el régimen tectónico instaurado a partir del Mioceno medio se ha mantenido constante durante el Cuaternario.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue dirigido por Víctor Hugo Garduño-Monroy quien dio sus conocimientos a la comunidad geológica de México y de distintos países con gran entusiasmo. Su escuela estará vigente por muchos años a través de sus colegas y alumnos.

Agradecemos a Isabel Israde-Alcántara por las discusiones de las sucesiones lacustres y por la revisión y sugerencias a este manuscrito.

SUPLEMENTO ELECTRÓNICO

La Tabla S1 se puede descargar en <www.rmccg.unam.mx>, desde la página de vista previa/resumen de este artículo.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G. J., Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), 1997, Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico - A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, 1-39.
- Anderson, E.M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain, 2da. ed.: Edimburgo, Oliver & Boyd, 206 pp.
- Angelier, J., A., Tarantola, A., Valette, B., Manoussis, S., 1982, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress— I. Single phase fault populations: A new method of computing the stress tensor: Geophysical Journal International, 69, 607-621, doi:10.1111/j.1365-246X.1982.tb02766.x
- Angelier, J., Mechler, P., 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en sismologie: le méthode des dièdres droits: Bulletin de la Société Géologique de France, S7-XIX (6), 1309-1318.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V.H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., Pérez-Esquivias, H., 2012, Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico, *en* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza R.S. (eds.), The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide 25, 45-82, <https://doi.org/10.1130/9780813700250>
- Astiz, L., 1986, The 1912 Acambay, Mexico (Ms=7.0) earthquake: a re-examination: GEOS Boletín, Unión Geofísica Mexicana, Época II, 17.
- Astiz-Delgado, L. M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis doctoral, 130 pp.
- Avellán, D.R., Cisneros-Máximo, G., Macías, J.L., Gómez-Vasconcelos, M.G., Layer, P.W., Sosa-Ceballos, G., Robles-Camacho, J., 2020, Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia - Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México: Journal of South American Earth Sciences 100, 1-23
- Cano-Cruz, M., Carrasco-Núñez, G., 2008, Evolution of a rhyolitic explosion crater (maar): Hoya de Estrada, Valle de Santiago volcanic field Guanajuato, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(3), 549-564.
- Capote, R., De Vicente, G., González-Casado, J.M., 1991, An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations: Tectonophysics 191, 339-409.
- Cebriá, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D., Martiny, B.M., 2011, Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: examples from the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201, 73-82, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.07.01
- De Vicente, G., 1988, Análisis poblacional de Fallas. El sector Sistema de enlace Central Español-Cordillera Ibérica: Madrid, España, Universidad Complutense de Madrid, tesis doctoral, 317 pp.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Giner, J., 1992, El uso del método de los diedros rectos. Implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis de poblacional de fallas: Revista de la sociedad Geológica de España, 5(3-4), 7-19.
- Dewey J.W., Suarez, G., 1991, Seismotectonics of Middle America *en* Slemons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D., (eds.), Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map, 1, 309-321.
- Dobson, P.F., Mahood, G.A., 1985, Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, 237-287, [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90017-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90017-4)
- Ego, F., Ansan, V., 2002, Why is the central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?: Tectonophysics, 359, 189-208.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, *en* Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 42-64.
- Garduño-Monroy, V.H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G., 2001, Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18, 37-54.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madruga, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., Lopez-Granados, E., Mora Chaparro, J.C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico: Geofísica Internacional, 48(3), 319-335.
- Gephart, J.W., Forsyth, D.W., 1984, An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence. Journal of Geophysical Research, 89(B11), 9305-9320. doi:10.1029/JB089iB11p09305
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Elez, J., Silva, P., Roquero, E., Ramos, A., Canora, C., Rodríguez-Escudero, E., Rodríguez-Pascua, M. A., 2021, Análisis 3D de la deformación y cinemática de la Fosa Mesoamericana en la confluencia entre las placas de Rivera y Cocos con las placas Caribe y Norteamericana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 73(2), A150121, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a150121>
- Gómez-Castillo G., Mendoza, M.E., Macías, J.L., Vargas-Ramírez, N., 2020, Detailed geomorphology of debris avalanches of El Estribo volcanic complex (Central Mexico): Journal of Maps, 16(2), 552-564.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 42(3), 227-283.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2015, The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 301, 128-147, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.005>
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P.W., Benowitz, J., López-Loera, H., Mendiola López, M., Perton, M., 2020, The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Geological Society of America Bulletin, 132(11-12). <https://doi.org/10.1130/B35397.1>
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Avellán, D.R., Soria-Caballero, D., Macías, J.L., Velázquez-Bucio, M.M., Jiménez-Haro, A., Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ávila-Olivera, J.A., Figueroa-Soto, G.A., Cisneros-Máximo, G., Cardona-Melchor, S., 2021, Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, central México: Journal of South American Earth Sciences, 109, 103196.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012, Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions: Bulletin of Volcanology, 74, 1187-1211, DOI 10.1007/s00445-012-0594-0.
- Guzmán-Speziale, M., Zúñiga, R., 2016, Differences and similarities in the Cocos-North America and Cocos-Caribbean convergence, as revealed by seismic moment tensors: Journal of South American Earth Sciences, 71, 296-308.
- Harmsen, S.C., Rogers, A.M., 1986, Earthquake location data for the southern great basin of Nevada and California: 1984 through 1986: U.S. Dept. of the Interior Geological Survey, Open-File Report 87-596, 92 pp, <https://doi.org/10.2172/60411>
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central, Mexico—their age, volume and distribution, and magma discharge rate: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, (1-2), 105-124.
- Israde-Alcántara, I., Miller, W.E., Garduño-Monroy, V.H., Barron, J., Rodríguez-Pascua, M.A., 2010a, Palaeoenvironmental significance of Diatom and Vertebrate fossils from Late Cenozoic Tectonic Basins in west-central México: A review: Quaternary International, 219(1-2), 79-94 <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.01.012>.

- Israde-Alcántara, I., Bischoff, J.L., Domínguez-Vázquez, G., Li, H.C., De Carli, P.S., Bunch, T.E., Wittke, J.H., Weaver, J.C., Firestone, R.B., West, A., Kennett, J.P., Mercer, C., Xie, S., Richman, E.K., Kinzie, C.R., Wolbach, W.S., 2010b, Evidence from central Mexico supporting the Younger Dryas extraterrestrial impact hypothesis, *en* Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS), <https://doi.org/10.1073/pnas.1110614109>
- Johnson, C.A., 1986, A study of neotectonics in central Mexico from a LANDSAT Thematic Mapper imagery: Coral Gables, Florida, University of Miami, Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science, tesis de maestría, 112 pp.
- Langridge, R., Weldon, R., Moya, J., Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, *Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research*, 105, 3019-3037.
- Le Corvec, N., Bernhard Spörl, K., Rowland, J., Lindsay, J., 2013, Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields: *Earth Science Reviews*, 124, 96-114.
- Macías, J., Arce, J., 2019, Volcanic Activity in Mexico During the Holocene, *en* Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., Roy, P.D. (eds.), *The Holocene and Anthropocene environmental history of Mexico*: Berlin, Springer, 129-170.
- Mahgoub, A.N., Reyes-Guzmán, N., Böhenl, H., Siebe, C., Pereira, G., Dorison, A., 2017, Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpás de Zacapulavo flow eruptions, Michoacán (México): implications for Archeology and volcanic Hazards: *The Holocene*, 28, 229-245.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 9(1), 33-50.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I., 2010, Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic field, *Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics*, 486, 55-64.
- Mendoza-Ponce A., Figueroa-Soto, A., Soria-Caballero, D., Garduño-Monroy, V.H., 2018, Active faults sources for the Pátzcuaro-Acambay fault system (Mexico): fractal analysis of slip rates and magnitudes Mw estimated from fault length: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18, 3121-3135.
- Michael, A.J., 1984, Determination of stress from slip data: faults and folds: *Journal of Geophysical Research* 89, 11517-11526.
- Olvera-García, E., Garduño-Monroy, V.H., Liotta, D., Brogi, A., Bermejo-Santoyo, G., Guevara-Alday, J.A., 2020, Neogene-Quaternary normal and transfer fault controlling deep-seated geothermal systems: The case of San Agustín del Maíz (Central Trans-Mexican Volcanic Belt, México: *Geothermics*, 86, 101791, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101791>
- Osorio-Ocampo S., José Luis Macías, Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Perton, M., Benowitz, J., 2018, The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, (1), 307-328.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research* 10, 12357-12374.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán: Boulder CO, EE.UU., Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 mapa con texto, 22 pp.
- Peredo, C.R., Yutsis, V., Martin, A.J., Aranda-Gómez, J.J., 2021, Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data: *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103565.
- Pola, A., Macías, J.L., Osorio-Ocampo, S., Garduño-Monroy, V.H., Melchor, C.S., Martínez-Martínez, J., 2014, Geological Setting, Volcanic Stratigraphy, and Flank Failure of the El Estribo Volcano, Pátzcuaro (Michoacán, Mexico), *en* Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J.C., Finney, S. (eds.), STRATI 2013, First international congress on stratigraphy: Berlin, Springer, 1251-1256.
- Pola A., Macías, J.L., Osorio-Ocampo, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Martínez-Martínez, J., 2015, El Estribo Volcanic Complex: Evolution from a shield volcano to a cinder cone, Pátzcuaro Lake, Michoacán, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 303, 130-145.
- Ramírez-Uribe, I., Siebe C., Salinas S., Guilbaud M.-N., Layer, P., Benowitz, J., 2019, ¹⁴C and ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of the Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 388(15), 106674.
- Reches, Z., 1983, Fouling of rocks in tree-dimensional strain fields II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95, 133-156.
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Oryaëlle Chevrel, M., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., Layer, P., 2018, Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations: *Bulletin of Volcanology*, 80 (18), <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1193-5>
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduno-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Pérez-López, R., 2010, Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico): *Quaternary International*, 219, 66-78.
- Sánchez-Garcilazo, V., 2000, Estudio de la Macrosismicidad del Estado de Michoacán: Morelia, Michoacán, México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Facultad de Ingeniería Civil, tesis de licenciatura, 133 pp.
- Singh, S.K., Pardo, M., 1993, Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 1483-1486.
- Singh, S.K., Astiz, L., Havskov, J., 1981, Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 713, 827-843.
- Singh, S.K., Ordaz, M., Pérez-Rocha L.E., 1996, The great Mexican earthquake of 19 June 1858: expected ground motions and damage in Mexico City from a similar future event: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1655-1666.
- Siebe C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., de la Fuente, J.R., Hernández Jiménez, A., Godínez, L., 2014, Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Paricutin region): Pre-meeting field guide for the 5th International Maar Conference, Querétaro, Mexico, November 17-22, 2014, 37 pp.
- Soria-Caballero, D.C., Gómez-Calderón, D.A., Garduño-Monroy, V.H., 2021, Paleoseismological analysis of El Malpaso - El Salto fault, north Michoacán, Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 73(2), A181220, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a181220>
- Suter, M., 2016, Structure and Holocene rupture of the Morelia fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, and their significance for seismic hazard assessment: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5), 2376-2388, <https://doi.org/10.1785/0120160092>
- Suter, M., 2001, The historical seismicity of Northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28-32° N, 106-111° W): *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 521-532.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995a, The Acambay graben; active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Tectonics*, 14(5), 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995b, The Aljibes half-graben - Active extension at the boundary between the Trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 627-641.
- Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V.H., Bocco, G., 2004, Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geomorphology*, 61(1-2), 111-126.
- Urbina, F., Camacho, H., 1913, La zona megasísmica de Acambay- Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912: *Boletín del Instituto Geológico de México*, 32, 125.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1986, Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-Preliminary report: *Geofísica Internacional*, 25(4), 559-573.

Manuscrito recibido: marzo 6, 2021

Manuscrito corregido recibido: octubre 20, 2021

Manuscrito aceptado: octubre 27, 2021