

Una revisión de la geología y evolución tectónica cenozoicas de la Mesa Central de México

Angel Francisco Nieto-Samaniego^{1,*}, Alexis Del Pilar-Martínez^{1,2}, Ana Milena Suárez-Arias³, Edgar Angeles-Moreno⁴, Susana Alicia Alaniz-Álvarez¹, Gilles Levresse¹, Shunshan Xu¹, María de Jesús Paulina Olmos-Moya^{1,5} y Javier Antonio Báez-López⁶

¹ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla 3001, Campus UNAM Juriquilla, Querétaro, México, C.P. 76230.

² Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora, México, C.P. 83250.

³ Universidad de Santander (UNDES), Campus Bucaramanga, Calle 70, no. 55-210, Bucaramanga, Colombia, C.P. 680003.

⁴ Departamento de Ingeniería de Minas, Metalurgia y Geología, Guanajuato, Guanajuato, Universidad de Guanajuato, Ex Hacienda de San Matías S/N, Guanajuato, Gto., México, C.P. 36020.

⁵ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, México, C.P. 76230.

⁶ Geólogo independiente, México.

* afns@geociencias.unam.mx

RESUMEN

La Mesa Central (MC) de México es una provincia fisiográfica que consiste en una región elevada, con cotas promedio ~2000 m s.n.m. Dentro de ella se distinguen dos zonas con morfología distinta, la parte norte con grandes planicies y cerros bastante erosionados y la sur, de morfología más abrupta formada por serranías limitadas por valles con relleno fluvio-lacustre. En este trabajo presentamos una puesta al día de la información estratigráfica, estructural y tectónica del Cenozoico de la MC. En los últimos tres lustros se ha generado una gran cantidad de fechamientos isotópicos, cartografía geológica y descripción de fallas; con esta información se tiene un avance sustancial en el conocimiento de la evolución tectónica de esta región de México. La estratigrafía del Cenozoico la hemos organizado en seis unidades cronoestratigráficas, siendo todas continentales y la mayoría de rocas volcánicas. Hay dos de ellas constituidas de sedimentos clásticos que rellenan fosas tectónicas, la más antigua es de edad Paleógeno y tiene intercaladas rocas volcánicas. La segunda tiene un alcance estratigráfico que abarca el Chattiano y todo el Neógeno, representando la sedimentación ocurrida durante una larga fase tectónica extensional. De especial importancia es la presencia de una discordancia entre el Rupeliano y el Chattiano, la cual representa un cambio en la composición del magmatismo y en el estilo de la deformación.

La MC ha experimentado al menos tres fases de exhumación, la primera al término de la construcción del Orógeno Mexicano (Cretácico Tardío-Paleoceno), la segunda en el Eoceno, al iniciarse la fase extensional de la MC y la tercera en el Oligoceno, registrada en la discordancia Rupeliano-Chattiano que está presente en toda la parte sur de la MC. Dicha discordancia separa capas con estilos estructurales distintos, bajo ella las rocas fueron deformadas por extensión con fallamiento rotacional bidimensional de “tipo dominó”, mientras que encima de la discordancia la deformación es tridimensional

irrotacional, con el desarrollo de un sistema de fallas polimodal. La deformación bidimensional tuvo una dirección de alargamiento horizontal máximo NE, paralelo al vector de convergencia de las placas en el Pacífico mexicano para ese tiempo; por otra parte, en la deformación 3D el alargamiento horizontal máximo estuvo orientado entre E y SE. El cambio en la dirección de alargamiento y en el estilo del fallamiento sugieren que la deformación de la MC dejó de estar dominada por la dinámica de las placas en la costa pacífica y fue influenciada principalmente por la llegada debajo la MC, alrededor de los 30 Ma, de un *slab window* propuesto por Ferrari *et al.* (2018, *Earth Sci. Rev.*, 183, 115-152). Interpretamos que dicho *slab window* permitió el ascenso de material astenosférico produciendo elevación de las isotermas en forma dómica. Como consecuencia, la deformación extensional pasó a ser en tres dimensiones y fue acomodada por el patrón polimodal de fallas que se observa en la parte sur de la MC. Sin embargo, es necesario mencionar que no hay evidencias geoquímicas de rocas adakíticas, basaltos enriquecidos en Nb, basaltos tholeiíticos o andesitas con alto contenido de magnesio en las rocas volcánicas del Oligoceno. Hay indicios de que el espesor de la corteza de la MC varía entre las zonas de grandes fallas y los bloques que separan, los espesores reportados varían entre 30 y 40 km. La historia geológica cenozoica de la MC indica que ha sido sometida a extensión por *ca.* 48 Myr. Durante ese lapso han ocurrido eventos de granulitización (metamorfismo UHT) y fusión parcial en la parte baja de la corteza. Los datos provenientes de xenolitos corticales de edad miocénica (protolito sedimentario) indican temperaturas entre 872 °C y 969 °C y las profundidades calculadas para la zona baja de la corteza en la parte oriente de la MC son de entre 25 y 33 km.

El estado de erosión en la mayor parte de la MC indica que la actividad tectónica y magmática es muy poca o nula. Sin embargo, hay zonas activas con magmatismo Plioceno-Cuaternario en Durango y San Luis Potosí, mismos lugares donde se ha documentado sismicidad

activa. Redes sísmicas locales instaladas temporalmente en esos lugares muestran una coincidencia espacial entre las fallas mayores documentadas en la cartografía geológica y los epicentros registrados en las campañas sísmicas.

Palabras clave: Mesa Central; estratigrafía; tectónica; sistema polimodal de fallas; fallamiento; Cenozoico; centro de México.

ABSTRACT

The Mesa Central (MC) of México is a physiographic province that consists of an elevated region with an average elevation of ~2000 m a.s.l. It has two zones with different morphology: the northern part, with extensive plains and quite eroded hills, and the southern part, with a more abrupt morphology formed by mountain ranges limited by fluvial-lacustrine valleys. This paper presents an update of the stratigraphic, structural, and tectonic information of the Cenozoic of the MC. In the last fifteen years, a large number of isotopic ages, geological cartography, and fault descriptions have been generated, which contributed to a substantial advancement in the knowledge of the tectonic evolution of this region of Mexico. We have organized the Cenozoic stratigraphy into six chronostratigraphic units, all of which are continental and most of which are volcanic. Two units are made up of clastic sediments that fill grabens. The oldest is of Paleogene age and contains volcanic rocks. The second represents the sedimentation coeval with a long extensional tectonic phase of Chattian-Neogene age. An unconformity between the Rupelian and the Chattian coincides with a change in the composition of magmatic rocks and the deformation style.

The MC has undergone at least three phases of exhumation: (1) at the end of the construction of the Mexican Orogen (Late Cretaceous-Paleocene); (2) during the Eocene, at the beginning of the extensional phase of the MC; and (3) during the Oligocene, recorded in the Rupelian-Chattian unconformity that is observed throughout the southern part of the MC. This unconformity separates layers with different structural styles; below it, the rocks were deformed by extension with 2D-rotational "domino-like" faulting; above the unconformity, the deformation is 3D-irrotational, with the development of a polymodal fault system. The 2D deformation had a NE direction of maximum horizontal elongation, parallel to the convergence vector of the plates in the Mexican Pacific for that time. On the other hand, in the 3D deformation, the maximum horizontal elongation was oriented between E and SE. The elongation direction and the faulting style changes suggest that plate dynamics on the Pacific coast no longer dominated the deformation of the MC and were mainly influenced by the arrival of a slab window under the MC at ca. 30 Ma, as proposed by Ferrari et al. (2018, Earth Sci. Rev., 183, 115-152). We interpret that the slab window allowed the rise of asthenospheric material, producing a dome-shaped elevation of the isotherms. Consequently, the extensional deformation became three-dimensional and was accommodated by the polymodal fault pattern observed in the southern part of the MC. Noteworthy, among the Oligocene volcanic rocks there is no geochemical evidence of adakitic rocks, Nb-enriched basalts, tholeiitic basalts or magnesium-rich andesites. There are clues that the crustal thickness of the MC varies between the major fault zones and the blocks they separate. The reported thicknesses are between 30 km and 40 km. The Cenozoic geological history of the MC indicates that extension in this region has been under way for ca. 48 Myr. During this lapse, granulitization events (UHT metamorphism) and partial melting have occurred in the lower part of the crust. Data from Miocene-aged crustal xenoliths (sedimentary protolith) indicate temperatures between 872 °C and 969 °C, and calculated depths for the lower crustal zone in the eastern part of the MC are between 25 km and 33 km.

The state of erosion in most of the MC indicates little or no recent tectonic and magmatic activity. However, active zones with Pliocene-Quaternary magmatism exist in Durango and San Luis Potosí, where active seismicity has been documented. A spatial coincidence exists between the major faults documented in the geological cartography and the epicenters recorded in local seismic campaigns.

Key words: Mesa Central; stratigraphy; tectonics; polymodal fault system; faulting; Cenozoic; central Mexico.

INTRODUCCIÓN

Ubicación de la Mesa Central, definición y provincias geológicas vecinas

En el centro de México se ubica la provincia conocida como Mesa Central (MC). Este término ha sido usado para referirse a regiones distintas según las características fisiográficas, topográficas, hidrológicas, geológicas o biogeográficas usadas en su definición (para un análisis amplio véase Domínguez-Domínguez y Pérez-Ponce de León, 2009). En la presente contribución nos referiremos a la Mesa Central en el sentido de Nieto-Samaniego *et al.* (2005), quienes definieron esa región de México con criterios geomorfológicos, geológicos y estructurales. Dichos autores reconocieron dos partes, la norte y la sur, separadas por un gran sistema de fallas denominado sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT). La expresión orográfica de las partes norte y sur de la MC es distinta, siendo la norte más erosionada con una topografía suave, mientras que la sur presenta serranías aisladas separadas por cuencas rellenas de sedimentos continentales fluviales y lacustres (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) (Figura 1).

Las provincias geológicas que rodean a la MC se muestran en la Figura 1 y son:

- Al oriente y norte el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) (*sensu* Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), que fisiográficamente es conocido como Sierra Madre Oriental (SMOr). Dicho cinturón está constituido por rocas sedimentarias marinas de edad mesozoica, que fueron plegadas y cabalgadas durante la formación del Orogénico Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Rodeando a la MC, el CPCM tiene pliegues con rumbo N-NNW y vergencia hacia el E en la parte oriental; en la parte norte los pliegues tienen dirección casi E-W y vergencia al norte (zona conocida como Sector Transversal de Parras) (Figura 1) y en la parte más septentrional los pliegues tienen una dirección NW con vergencia al NE. Dentro de la Mesa Central, las rocas sedimentarias cretácicas tienen dos vergencias, hacia el W-SW en la parte oriental y hacia el NE en la parte más interna de la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Cid-Villegas *et al.*, 2022).

- Al sur de la MC se ubica la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual es un arco volcánico de edad Mioceno-Pleistoceno, asociado a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012). En la frontera entre ambas provincias geológicas se traslapan las rocas volcánicas más antiguas de la FVTM (Ferrari *et al.*, 2000) con las rocas paleogénicas de la MC. En dicha frontera también se ubican las sierras de Guanajuato y Codornices cuyo frente es un semigraben que tiene por falla principal al sistema de fallas del Bajío (Botero-Santa *et al.*, 2015; Del Río-Varela *et al.*, 2020). Dicho sistema de fallas forma el límite tectónico entre la MC y la FVTM (Figura 1).

- Hacia el poniente de la MC se ubica un cinturón volcánico de composición ácida de edad oligocénica, compuesto de rocas piroclásticas, lavas y domos de composición riolítica, que se extiende en el occidente de México y es conocido como Sierra Madre Occidental

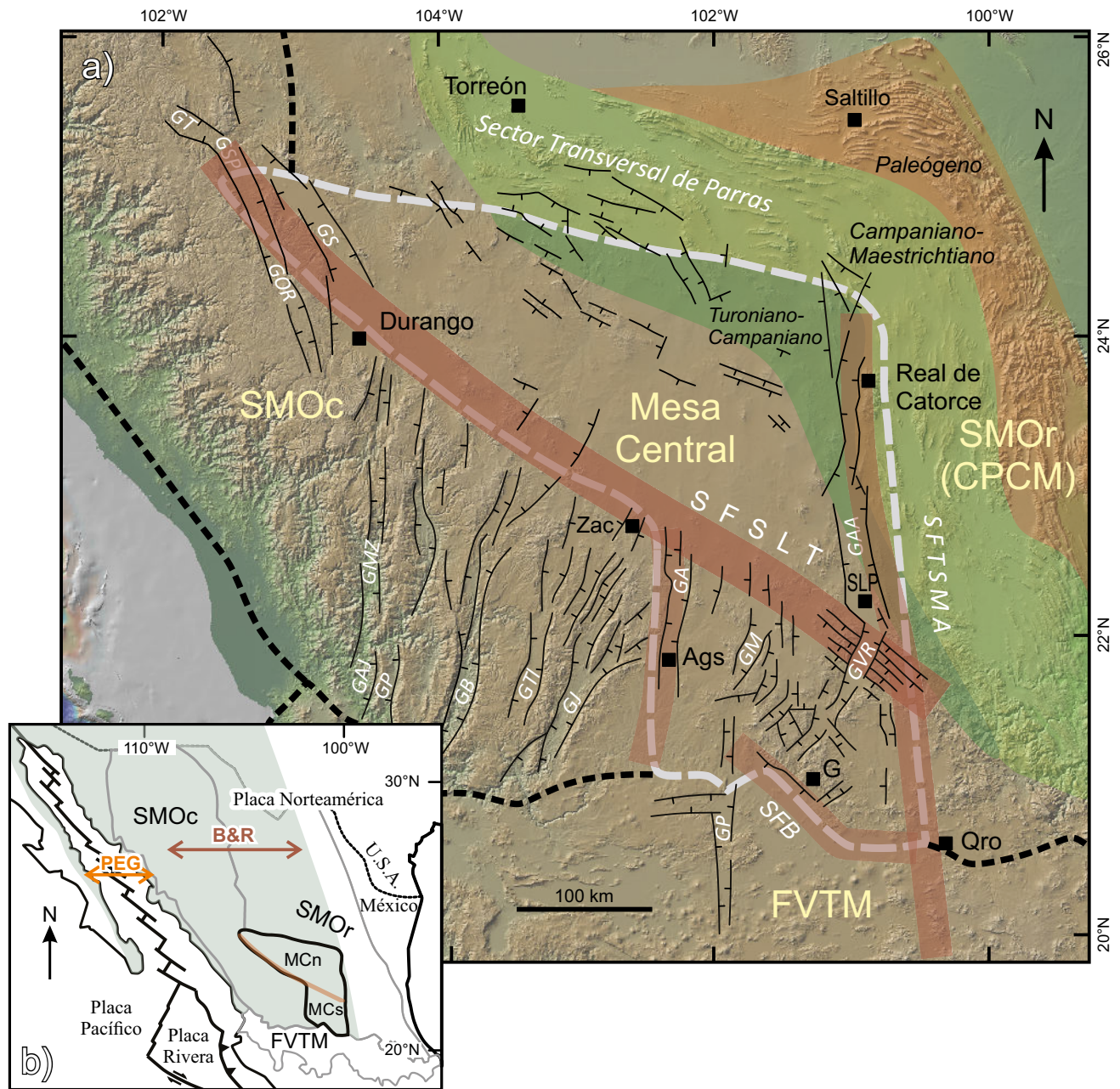


Figura 1. Escenario tectónico y fisiografía de la región central y norte de México. En el modelo digital de elevación (obtenido de GeoMapApp - <http://www.geomapp.org/>) se muestra la localización de las estructuras mayores de la Mesa Central y las zonas aledañas. El sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) divide a la MC en dos partes, norte y sur. Las franjas coloreadas de la parte superior derecha indican la temporalidad de las estructuras de acortamiento del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano de acuerdo con Fitz-Díaz *et al.* (2018). GA: Graben de Aguascalientes; GAA: Graben Arista-Ahualulco; GAJ: Graben Álica-Jesús María; GB: Graben Bolaños; GJ: Graben de Juchipila; GM: Semigraben de Matancillas; GMZ: Graben Mezquital; GOR: Graben Otinapa-Río Chico; GP: Graben Pajaritos; GPP: Graben Penjamillo-Pinos; GS: Graben de Santiaguillo; GSP: Semigraben de Santiago Papasquiario; GT: Graben de Tepehuanes; GTL: Graben de Tlaltenango; GVR: Graben de Villa de Reyes; SFB: Sistema de Fallas del Bajío; SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. B&R: Provincia Basin and Range meridional; CPCM: Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; MC: Mesa Central; MCn Mesa Central parte norte; MCs: Mesa Central parte sur; PEG: Provincia Extensional del Golfo; SMOc: Sierra Madre Occidental; SMOr: Sierra Madre Oriental. Ags: Aguascalientes; G: Guanajuato; Qro: Querétaro; SLP: San Luis Potosí; Zac: Zacatecas

(SMOc). El límite entre la SMOc y la MC es distinto en las partes sur y norte. En la mitad sur de la MC dicho límite es el graben de Aguascalientes de rumbo N-S (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Loza-Aguirre *et al.* 2008), mientras que en la mitad norte de la MC lo es el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes de rumbo NW-SE (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) (Figura 1).

Principales avances en la cartografía, estratigrafía y tectónica de los últimos quince años

En los últimos tres lustros se han logrado avances muy importantes en el conocimiento geológico de la MC. La información con que se cuenta es muy abundante y abarca tanto a las rocas mesozoicas como cenozoicas, siendo mucho más amplio el estudio del Cenozoico.

En la parte NW y W de la MC (estados de Durango, Zacatecas y Aguascalientes), se cuenta con trabajos de cartografía geológica que organizan los conjuntos volcánicos y sedimentarios cenozoicos, reportando fechamientos isotópicos, descripciones de la geometría y cinemática de las estructuras, o abordando la petrogénesis de las rocas ígneas y el ambiente tectónico (Loza-Aguirre et al., 2008; McDowell y McIntosh 2012; Nieto-Samaniego et al., 2012a; Tristán-González et al., 2012; Loza-Aguirre et al., 2012; Tristán-González et al. 2015; González-Cervantes et al., 2019; García et al., 2021; Torres-Sánchez et al., 2020; Castillo-Reynoso et al., 2022). En la parte norte, centro y oriente de la MC se tiene también un gran número de trabajos de cartografía geológica, estratigrafía, fechamientos isotópicos e interpretación petrogenética (Orozco-Esquivel et al., 2002; Torres-Hernández, et al., 2006; Aguillón-Robles et al., 2009, 2012, 2014; Rodríguez-Ríos y Torres-Aguilera, 2009; Tristán-González et al., 2009a, 2009b; González-Naranjo et al., 2012; Nieto-Samaniego et al., 2012b; Botero-Santa et al., 2015; Nieto-Samaniego et al., 2016; Angeles-Moreno et al., 2017; Fitz-Díaz et al., 2018; Del Río-Varela et al., 2020; Torres-Sánchez et al., 2019; Sieck et al., 2019; Botero-Santa et al., 2020; Del Pilar-Martínez et al. 2020a, 2020b; Del Pilar-Martínez, 2021; Del Pilar Martínez et al., 2021; Díaz-Bravo et al., 2021; Gutiérrez-Navarro et al., 2021; Sieck et al., 2021a; Williams et al., 2020; Xu et al., 2021; Cid-Villegas et al., 2022; Solari et al., 2022). Hay también trabajos que estudian la estructura cortical usando métodos potenciales, entre ellos Pérez-Aguirre et al. (2021) modelan el límite entre el Sector Transversal de Parras y la MC, mientras que Peredo et al. (2021) modelan el espesor cortical de la MC y Sierra Madre Oriental en una región cercana a San Luis Potosí.

Objetivo y alcances de esta contribución: el Cenozoico

Esta revisión de la geología de la Mesa Central es presentada en el marco de los 20 años de existencia del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México. Esta contribución es una puesta al día del conocimiento geológico sobre la Mesa Central que fue publicado por Nieto-Samaniego et al. (2005). Se analiza la información generada en los últimos quince años, presentando una síntesis de la estratigrafía y las estructuras cenozoicas de la MC. Uno de los principales avances ha sido la publicación de edades isotópicas de las rocas cenozoicas y los estudios estructurales sobre los sistemas de fallas más prominentes. En este trabajo se describen los sistemas mayores de fallas y las edades de sus distintas fases de actividad cenozoica. Se presenta también una síntesis de la edad y magnitud de la exhumación de algunos plutones del Cretácico Tardío y Cenozoico que afloran en la MC y se discute su relación con los sistemas de fallas. Por último, se presenta una síntesis de la evolución tectónica, poniendo énfasis en el desarrollo de los estilos estructurales extensionales de la parte sur de la MC, y comparándola con la parte sur de la Sierra Madre Occidental (SMOc).

ESTRATIGRAFÍA

Paleozoico y Mesozoico (Msm)

Dentro de la MC, de las rocas de posible edad paleozoica (Psmet), únicamente están reportadas edades isotópicas para la localidad de San Lucas de Ocampo, Dgo. (Figura 2). Se trata de rocas metamórficas ricas en muscovita (gneis y esquisto), de las cuales Iriondo et al. (2003) reportaron edades de metamorfismo en esquistos de ~252 Ma (Ar-Ar en muscovita). Este dato ubica esa fase metamórfica en el límite Pérmico-Triásico, indicando una edad previa para el protolito. Las rocas de edad Triásico Tardío (TR) y Jurásico (J) afloran en Zacatecas y San Luis Potosí, los demás afloramientos de rocas con esa edad rodean a la MC formado parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano

(Nieto-Samaniego et al., 2005; Barboza-Gudiño et al., 2010; Fitz-Díaz et al., 2018) (Figura 2).

El Triásico Superior (TR) aflora en Zacatecas; son sedimentos clásticos de origen marino deformados por acortamiento y con grados bajos de metamorfismo (esquisto y filita con intercalaciones de arenisca y conglomerado) (Ortega-Flores et al., 2016). También hay afloramientos en el estado de San Luis Potosí (sierra de Catorce, Charcas y sierra de Salinas) donde son rocas marinas clásticas (turbiditas), deformadas por acortamiento, pero con escaso o ausente metamorfismo, denominadas como “Abanico Potosino” (Barboza-Gudiño et al., 2010). Yaciendo discordantemente sobre el Triásico, está el Jurásico Inferior y Medio que aflora en el estado de San Luis Potosí, representado por rocas clásticas continentales (conglomerado, arenisca) con algunas rocas volcánicas intercaladas. El Jurásico Superior, en contraste, consiste en rocas calcáreas (caliza, caliza dolomítica, limolita calcárea con estratos de pedernal). Todo el Jurásico aparece como J en la Figura 2.

La mayor parte de las rocas mesozoicas que afloran dentro de la MC son de edad cretácica, se trata de rocas marinas que se agrupan en dos conjuntos (*sensu* Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018): 1) el sistema mesozoico del Atlántico mexicano (K, Ks), asociado principalmente a la apertura del océano Atlántico, está formado de sedimentos clásticos y algunas calizas que afloran hacia la parte centro y norte de la MC. Esas rocas muestran deformación por acortamiento, pero con mínimo o ausente desarrollo de facies metamórficas. 2) El sistema mesozoico del Pacífico mexicano, aflora en la parte sur y centro de la MC (Kivsm) y su origen está asociado a la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana, en el margen pacífico de México. Este sistema está formado por rocas marinas, volcánicas y sedimentarias clásticas, con muy escasas calizas. Presentan deformación por acortamiento y con frecuencia desarrollo de foliaciones y facies metamórficas de bajo grado (esquistos verdes).

Es importante mencionar la presencia de rocas sedimentarias cretácicas continentales en la parte NW de la MC, en las cercanías de Santiago Papasquiaro, Dgo. (Figura 2). Dichas rocas son conocidas informalmente como Grupo Garame y consisten en depósitos aluviales, fluviales y lacustres. Hacia la base predominan conglomerado y arenisca, hacia la parte media arenisca y limolita, y hacia la parte alta arenisca, lutita, caliza y limolita (Eguiluz de Antuñano y Hernández-Ocaña, 2020). Su edad se ubica entre 87 y 84 Ma (U-Pb en zircón), obtenida de zircones detríticos y de una capa piroclástica intercalada (Castillo-Reynoso et al., 2022).

Cenozoico

Paleógeno sedimentario continental (Pcg)

Hay rocas sedimentarias continentales que cubren discordantemente a las rocas marinas mesozoicas. Dichos sedimentos continentales son de edad Paleógeno y contienen intercalaciones de rocas volcánicas. Se han reportado en la sierra de Guanajuato (Miranda-Avilés et al., 2016), en el estado de Zacatecas (Zacatecas, Sombrerete y Pinos) (Albinson, 1988, Escalona-Alcázar et al., 2016; Aranda-Gómez et al., 2007), en varias localidades en el estado de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández et al., 1982) y en el estado de Durango (Durango, Rodeo y Peñón Blanco) (Córdoba-Méndez, 1988; Aguirre Díaz y McDowell, 1991; Roldán-Quintana, 1968). Los afloramientos mejor estudiados se ubican en la sierra de Guanajuato y en Zacatecas, Zac. (Figura 2). En la sierra de Guanajuato hay dos afloramientos principales, uno es el Conglomerado Guanajuato ubicado en la ciudad homónima y el segundo el Conglomerado Duarte, ubicado entre las ciudades de Silao y León. En ambos casos se trata de depósitos de conglomerado y arenisca, de ambientes fluviales y abanicos aluviales, con espesores muy variables que alcanzan los 2000 m (Miranda-

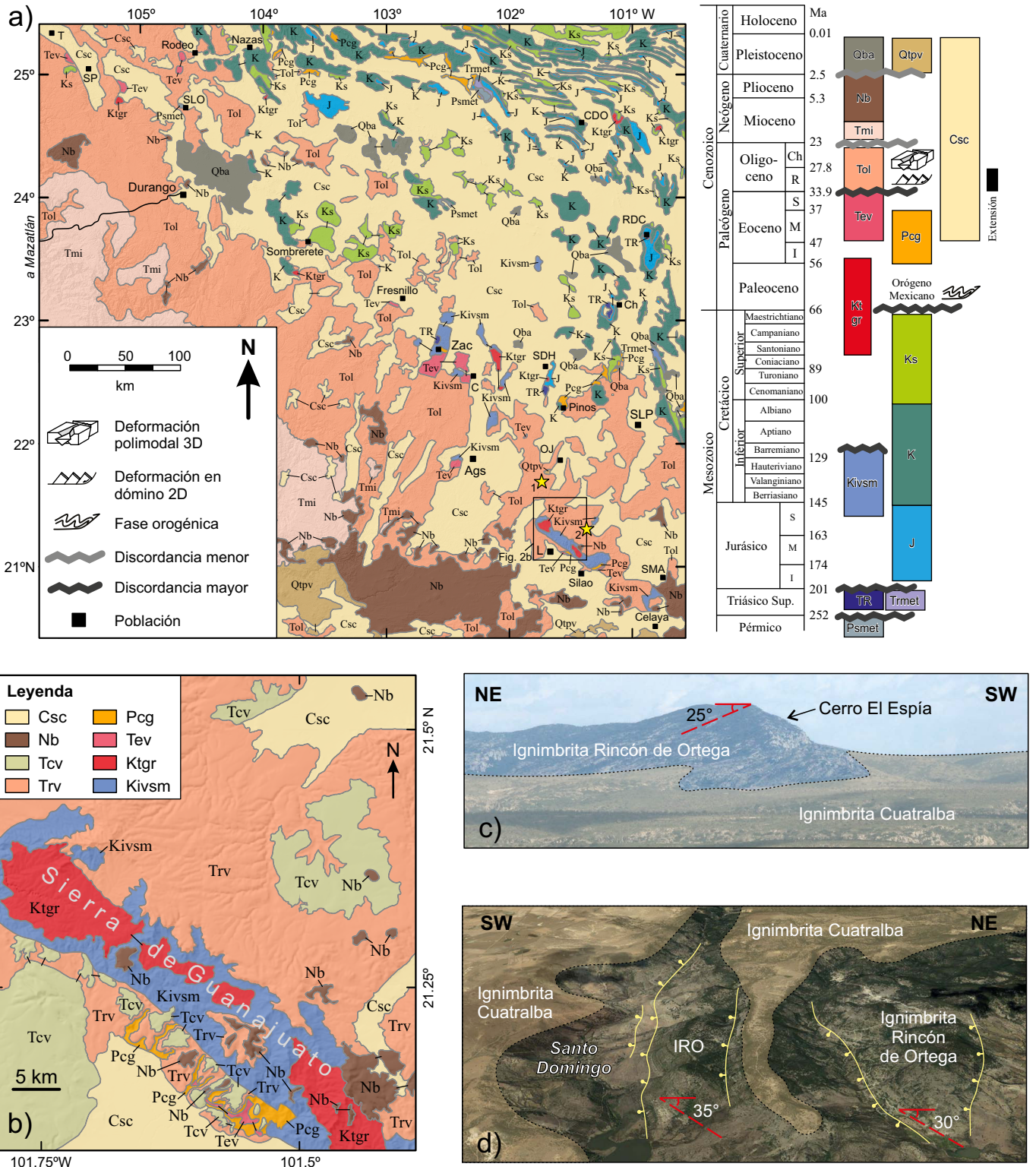


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. El cuadro corresponde al mapa ampliado en (b) en donde se aprecian afloramientos de las rocas del Rupeliano (Trv) y del Chattiano (Tcv) que no están separadas en (a); nótese que rocas chattianas sepultan un segmento de una falla del sistema de fallas del Bajío, evidenciando varias fases de actividad. La estrella 1 corresponde a la ubicación de la fotografía (c) donde se muestra una localidad donde aflora la discordancia de final del Rupeliano. La estrella 2 muestra la ubicación de (d), donde se muestra otra localidad de la discordancia de finales del Rupeliano. En ambos casos nótese la horizontalidad de la Ignimbrita Cuatralba de ~28 Ma y los echados de la Ignimbrita Rincón de Ortega (IRO) de edad 31.12 ± 0.16 Ma (Del Pilar Martínez *et al.* (2020b)). Ags: Aguascalientes, C: Cosío, CDO: Concepción del Oro, Ch: Charcas, L: León, OJ: Ojuelos, RDC: Real de Catorce, SDH: Salinas de Hidalgo, SLO: San Lucas de Ocampo, SLP: San Luis Potosí, SMA: San Miguel de Allende, SP: Santiago Papasquiaro, T: Tepehuanes, Zac: Zacatecas. Se indica la carretera Durango-Mazatlán. Modificado del Mapa Geológico de México (Ferrari-Pedraglio *et al.*, 2007).

Avilés et al., 2016). Tanto en el Conglomerado Guanajuato como en el Conglomerado Duarte se distinguen dos miembros. El miembro inferior del Conglomerado Guanajuato fue fechado por Aranda-Gómez y McDowell (1998) obteniendo una edad de 49.3 ± 1 Ma (K-Ar en plagioclasa) para un derrame de andesita. Por su parte, el miembro inferior del Conglomerado Duarte contiene intercaladas en su parte baja, lavas y brechas riolíticas de 51.86 ± 0.46 Ma (U-Pb en zircón, Angeles-Moreno, 2018). Ambos conglomerados, Guanajuato y Duarte, están cubiertos por rocas volcánicas de edad Rupeliano temprano (Nieto-Samaniego et al., 2016; Angeles-Moreno, 2018), lo que indica que el depósito de los conglomerados paleogénicos en la sierra de Guanajuato abarcó el Eoceno casi en su totalidad.

En la ciudad de Zacatecas, Escalona-Alcázar et al. (2016) reconocieron cinco miembros en el Conglomerado Zacatecas. Al miembro más antiguo lo denominaron “conglomerado masivo y arenisca”, dichos autores indicaron que se depositó en un ambiente fluvial o de abanicos aluviales, y le determinaron una edad máxima de depósito de ~ 73 Ma en la parte baja y de ~ 63 Ma en la parte alta (U-Pb en zircones detríticos), asignándole una edad paleocénica como edad más probable de depósito. El miembro más joven, al que denominaron “miembro rico en arena”, tiene una edad máxima de depósito de 31.5 Ma (U-Pb en zircones detríticos). Lo anterior indica que el depósito del Conglomerado Zacatecas abarcó desde la base del Paleoceno hasta el Oligoceno temprano (Rupeliano). Los mismos autores reconocieron una discordancia ubicada encima del miembro “conglomerado masivo y arenisca”, que representa un hiato cuyos límites no están bien definidos, pero que se ubica entre el Paleoceno tardío y el Eoceno medio.

Eoceno volcánico (Tev)

Las rocas volcánicas de edad eocénica afloran en la parte oeste y sur de la MC. Se observan en afloramientos aislados por estar cubiertos por rocas más jóvenes. Consisten en lavas y productos piroclásticos cuyas composiciones varían desde andesítica hasta riolítica. Se pueden distinguir dos conjuntos en las rocas volcánicas que conforman esta unidad cronoestratigráfica. Dichos conjuntos están separados por una discordancia, aunque no en todos los casos es clara su presencia debido a lo limitado de los afloramientos y la naturaleza discontinua de los cuerpos de roca (Figura 2).

Parte oeste de la MC. Entre Santiago Papasquiari y Durango, las rocas volcánicas más antiguas pertenecientes al Eoceno (Figura 2) consisten en: Ignimbrita Antigua de composición riolítica de $51.75^{+0.35}_{-0.45}$ Ma (U/Pb en zircón) (Loza-Aguirre et al., 2012) y riolitas de 51.76 ± 0.49 (U/Pb en zircón) (Castillo-Reynoso et al., 2022) que afloran en los alrededores de Santiago Papasquiari, Dgo. Lavas riolíticas en la mina La Preciosa (~ 25 km al NE de Durango), las cuales yacen sobre conglomerados y tienen edades de ~ 52 Ma (García et al., 2021). Andesitas en la sierra del Registro (ubicada ~ 20 km al este de Durango, Dgo.) que fueron datadas en 51.6 ± 1.3 Ma (McDowell y Keizer, 1977, K-Ar). Encima de esas rocas yacen discordantemente el resto de las rocas ypresianas conformando una pila volcánica de rocas mayormente piroclásticas; sus edades abarcan desde ~ 40 Ma hasta ~ 37 Ma (Loza-Aguirre et al., 2012; Nieto-Samaniego et al., 2012b; García et al., 2021).

Región Zacatecas-Guanajuato. En la región Zacatecas-Guanajuato (Figura 2) las rocas volcánicas ypresianas se pueden encontrar intercaladas o yaciendo sobre los conglomerados del Paleógeno (Albinson, 1988; Nieto-Samaniego et al., 2005), lo que evidencia que sedimentación y volcanismo fueron coetáneos.

En Zacatecas las rocas más antiguas tienen composiciones que van de andesita a riolita, con edades K-Ar de 53.6 Ma (Albinson, 1988) y $49\text{--}47$ Ma en Zacatecas (Loza-Aguirre et al., 2008), y 60.4 ± 0.3 Ma en

Loreto, Zac. (Sieck et al., 2021a). Sobre ellas yacen discordantemente rocas piroclásticas y derrames de lava de composición principalmente riolítica con edades de 42 Ma a 37 Ma (Lang et al., 1988; Loza-Aguirre et al., 2008; Escalona-Alcázar et al., 2016).

En la sierra de Guanajuato, las rocas más antiguas pertenecientes al Eoceno volcánico son derrames de riolita, brechas riolíticas e ignimbritas soldadas, que tienen edades U-Pb en zircón de ~ 52 Ma a 49 Ma. Esas rocas están intercaladas en la parte baja del Conglomerado Duarte (Ruiz-González, 2015; Olmos-Moya, 2016; Angeles-Moreno et al., 2017). En la parte baja del Conglomerado Guanajuato hay intercalados derrames de andesita de ~ 49 Ma (K-Ar) (Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

En numerosas localidades hay discordancias entre las rocas del Eoceno y del Oligoceno temprano (Rupeliano). Dichas discordancias casi siempre son de tipo angular y se han reportado en Guanajuato (Angeles-Moreno, 2018), en Fresnillo, Zac. (Lang et al., 1988) y en varias localidades de San Luis Potosí (Nieto-Samaniego et al., 2005; Del Pilar-Martínez et al., 2020a).

Oligoceno (Tol)

Oligoceno volcánico del Rupeliano. Las rocas volcánicas de edad rupeliana forman la extensa cubierta volcánica que abarca el oeste, centro y sur de la MC (Figura 2). Esas rocas consisten predominantemente en derrames y domos riolíticos, así como rocas piroclásticas de composición riolítica. En cantidades subordinadas hay cuerpos de roca de composición dacítica, latítica o andesítica, que consisten principalmente en derrames de lava.

Parte oeste de la MC. Entre Santiago Papasquiari y Durango, el Rupeliano volcánico consiste, en su parte baja, de rocas piroclásticas de composición riolítica, derrames y domos riolíticos, y una cubierta piroclástica de ignimbritas y depósitos de caída. Ese conjunto de rocas ha sido fechado por los métodos U-Pb (en zircón), Ar-Ar y K-Ar (separados de feldespato), reportándose edades que van de ~ 34 Ma a ~ 30 Ma (Loza-Aguirre et al., 2012; McDowell y McIntosh, 2012; Nieto-Samaniego et al., 2012a; García et al., 2021).

Región Zacatecas-Guanajuato-San Luis Potosí. Entre Durango y Zacatecas las rocas rupelianas son escasas, consisten en ignimbritas y domos riolíticos o traquíticos que descansan discordantemente sobre las rocas ypresianas. En Sombrerete, Zac., Huspeni et al. (1984) reportaron riolitas con edades K-Ar de ~ 30 Ma.

En Aguascalientes, Guanajuato y San Luis Potosí, la parte baja y media de las rocas volcánicas rupelianas son lavas andesíticas, ignimbritas riolíticas y otras rocas piroclásticas ácidas. La característica más particular de esas rocas es que presentan basculamientos moderados a fuertes hacia el NE ($25^{\circ}\text{--}40^{\circ}$). La inclinación regional hacia el NE está documentada en toda la parte sur de la MC, particularmente en la Formación Calderones en Guanajuato, Gto. (Nieto-Samaniego et al., 2016) y en la Ignimbrita Rincón de Ortega, que aflora entre Ojuelos y Villa de Reyes (Del Pilar-Martínez et al., 2020b). También hay una gran cantidad de domos y derrames riolíticos de edad rupeliana que cubren grandes extensiones en los estados de Guanajuato y San Luis Potosí. Las edades de todo ese conjunto de rocas abarcan de ~ 34 Ma a ~ 29 Ma.

Es importante mencionar que en el límite superior del Rupeliano se ubica una discordancia angular regional. En ausencia de rocas de la cima del Rupeliano, la discordancia se forma con las rocas del Chattiano descritas más adelante. En Fresnillo y Zacatecas hay riolitas, traquitas e ignimbritas de ~ 28 Ma que descansan discordantemente sobre rocas rupelianas (Lang et al., 1988; Loza-Aguirre et al., 2008); en la región entre Guanajuato y San Luis Potosí hay una extensa cubierta de rocas piroclásticas de composición riolítica con edades entre 28 Ma y 27 Ma (Torres-Sánchez et al., 2019; Del Pilar-Martínez et al., 2021), que

presentan poco o nulo basculamiento y descansan discordantemente sobre rocas rupelianas.

Oligoceno volcánico del Chattiano. En la mayor parte del sur de la Mesa Central se ha reconocido un hiato volcánico entre los 27 Ma y 23 Ma, formando, en muchas localidades, una discordancia angular con rocas rupelianas, ya que las rocas del Chattiano aparecen horizontales, casi sin excepción (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a).

Las rocas volcánicas de edad chattiana consisten en ignimbritas delgadas de composición riolítica, con distintos grados de soldamiento, así como derrames de basalto que están en afloramientos aislados y que se identifican por tener sus capas horizontales o con echados muy pequeños ($< 8^\circ$). El Chattiano volcánico ha sido reportado en las partes centro y sur de la MC (Tristán-González *et al.*, 2009a; Botero-Santa *et al.*, 2015; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2021), mientras que está prácticamente ausente en las partes oeste y norte de la MC, entre Santiago Papasquiari y Zacatecas (Figura 2).

Dentro de la Mesa Central, hay reportadas edades chattianas en ignimbritas localizadas cerca de Sombrerete, Zac. (24.60 ± 0.29 Ma y 25.60 ± 0.29 Ma, K-Ar en feldespato, Huspeni *et al.*, 1984). En Guanajuato y San Luis Potosí las edades K-Ar, Ar-Ar y U-Pb van de los 25 Ma a los 22 Ma (Tristán-González *et al.* 2009a; Torres-Sánchez *et al.*, 2019; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2021).

Mioceno volcánico (Nb)

Las rocas volcánicas del Mioceno son fundamentalmente lavas básicas (andesita, basalto), muchas de ellas se encuentran intercaladas en sedimentos aluviales y lacustres que rellenan fosas tectónicas continentales. En las partes elevadas, fuera de las fosas tectónicas, se pueden observar claramente los afloramientos de lavas básicas descansando discordantemente sobre las rocas volcánicas oligocénicas (Figura 2).

En la parte oeste de la MC, entre Santiago Papasquiari y Durango, el Mioceno volcánico está representado por el Basalto Metates (McDowell y Keizer, 1977), cuyos afloramientos son numerosos y aislados, distribuidos al oeste y norte de la ciudad de Durango. Hay solo una edad isotópica reportada al este de Santiago Papasquiari de 10.95 ± 0.02 Ma (Ar-Ar en plagioclasa, edad de meseta; Iriondo *et al.*, 2004), mientras que al oeste de ciudad de Durango las edades reportadas son de rocas muestreadas sobre la carretera antigua Durango-Mazatlán teniendo 11.7 ± 0.3 Ma, 12.7 ± 1.3 Ma y 12.4 ± 0.4 Ma (K-Ar en hornblenda) (McDowell y Keizer, 1977) y en el graben Otinapa-Río Chico (Figura 1) de 11.60 ± 0.07 Ma (Ar-Ar en plagioclasa, edad de meseta), 11.9 ± 0.5 Ma (Ar-Ar en hornblenda, edad de meseta) y 11.59 ± 0.05 Ma (Ar-Ar en hornblenda, edad de meseta) (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

En San Luis Potosí, el Mioceno volcánico está representado principalmente por el campo volcánico Los Encinos, ubicado a ~60 km de San Luis Potosí, que consiste en afloramientos de basalto (hawaiitas) distribuidos desde los alrededores de sierra de Catorce, hasta el límite con el estado de Zacatecas. Las edades miocénicas dentro de ese campo volcánico son 10.59 ± 0.23 Ma, 11.35 ± 0.21 Ma, 11.27 ± 0.22 Ma, 13.61 ± 0.38 Ma (K-Ar en matriz, Luhr *et al.*, 1995).

En Guanajuato los afloramientos de andesitas y basaltos de edad miocénica se localizan en una amplia zona, desde San Miguel de Allende, Gto., hasta Ojuelos, Jal. (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2021). Al este de León, Gto., hay andesitas miocénicas que forman mesetas cubriendo al Granito Comanja, o sobre rocas volcánicas del Oligoceno; sus edades que van de 7.6 ± 0.3 Ma a 9.6 ± 0.3 Ma (K-Ar en matriz) (Angeles-Moreno, 2018). En San Miguel de Allende y al norte y noroeste de Celaya se presentan como grandes aparatos volcánicos, mientras que en el resto del área referida son derrames de lava sin que se aprecien aparatos volcánicos, por lo que se asume que principalmente

es volcanismo asociado a fisuras. Las edades reportadas en San Miguel de Allende son de 11.1 ± 0.4 Ma (K-Ar, roca entera), 12.1 ± 0.6 Ma (K-Ar, plagioclasa), 16.1 ± 1.7 Ma (K-Ar, plagioclasa) (Pérez-Venzor *et al.*, 1996), y al noroeste de Celaya de ~12–14 Ma (K-Ar, Ramos-Salinas y Flores-Castro, 1992; Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Mioceno-Cuaternario sedimentario (Csc)

En toda la MC hay cuencas continentales con rellenos aluviales y lacustres (Figura 2). El alcance estratigráfico de dichos rellenos sedimentarios no se conoce con precisión y seguramente varía en las distintas cuencas. En el NW de la MC, en la región de Santiago Papasquiari, no se cuenta con edades de rocas volcánicas intercaladas en los rellenos sedimentarios, pero la edad del desarrollo de las cuencas ha sido ubicada en el Oligoceno tardío (Loza-Aguirre *et al.*, 2012; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012a). En la parte este y centro de la MC se tienen indicios claros de que la sedimentación estaba activa en el Oligoceno temprano: en el graben de Aguascalientes González-Cervantes *et al.* (2019) reportaron una edad de 28.6 ± 0.52 Ma (U-Pb en zircón) para “una ceniza blanca fina con cuarzo y feldespatos, colectada a corta distancia al norte de la ciudad de Aguascalientes, en el poblado de Jesús María, en una secuencia de sedimentos de origen fluvial”. En San Luis Potosí, la Ignimbrita Panalillo, cuya edad promedio es cercana a los 27 Ma, ha sido reportada relleno el graben de Villa de Reyes (una compilación de edades y discusión sobre la edad de la Ignimbrita Panalillo puede consultarse en González-Naranjo *et al.*, 2012 y en Del Pilar-Martínez *et al.*, 2021). En el graben de La Saucedá, ubicado al oeste de San Miguel de Allende, Gto., Nieto-Samaniego *et al.* (1996) reportaron la ignimbrita San Nicolás de 24.8 ± 0.6 Ma (K-Ar en sanidino) intercalada con los sedimentos fluviales que rellenan ese graben. En San Miguel de Allende, Gto., hay contenido fósil que indica sedimentación activa hasta el límite Mioceno-Plioceno (cima del Hemphilliano) (Carranza-Castañeda y Walton, 1992) y en Aguascalientes hasta el Pleistoceno (Montellano-Ballesteros, 1990). Labarthe-Hernández *et al.* (1982), Suárez-Arias (2019) y Del Pilar-Martínez *et al.* (2021) documentaron un depósito volcánico de caída de edad cuaternaria denominado “pumicita El Desierto” (ver más adelante), el cual aflora en la región de Guanajuato y San Luis Potosí. Dicho depósito se encuentra intercalado en la parte superior de los sedimentos del “Mioceno-Cuaternario sedimentario”.

Mucha de la sedimentación en las cuencas continentales de la MC ha tenido un carácter endorreico y se mantuvo activa hasta el Pleistoceno. Una discusión amplia sobre este tema es presentada por Aranda-Gómez *et al.* (2018).

Plioceno-Cuaternario volcánico (Qba)

Las rocas volcánicas del Plioceno y Cuaternario son de composición basáltica alcalina, consisten en derrames de lava, aparatos volcánicos y productos piroclásticos asociados (Figura 2). Comúnmente esas rocas contienen xenolitos de peridotita que provienen del manto superior, conjuntos de megacristales, o bien, granulitas feldespáticas que provienen de partes profundas de la corteza. Las dos zonas principales de afloramiento son el Campo Volcánico de Durango ubicado en la parte NW de la MC, 30 km al NE de Durango, y los campos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo que se extienden al norte y este de San Luis Potosí, y Santo Domingo, localizado a ~100 km al NNE de San Luis Potosí (Aranda-Gómez *et al.*, 2005b).

Hay un depósito piroclástico silíceo de caída, de color blanco, que aflora en la parte sur de la MC (Qtpv en la Figura 2). Fue denominado “pumicita El Desierto” por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) quien le asignó una edad cuaternaria atendiendo a su posición estratigráfica. Angeles-Moreno (2018) la denominó “piroclástico Las Pilas” datándola en el afloramiento de la sierra de Guanajuato en 1.16 ± 0.15 Ma (K-Ar

en vidrio volcánico). Esta unidad aparece en afloramientos aislados en San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y Guanajuato, Jalisco y Zacatecas (Suárez-Arias, 2019; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2021).

INTRUSIVOS EN LA MESA CENTRAL

En las márgenes y dentro de la MC hay cuerpos intrusivos emplazados en las rocas mesozoicas, cuyas edades varían del Cretácico Tardío al Oligoceno (Figura 3). La exhumación de estos intrusivos tuvo lugar tanto al final del acortamiento como durante la subsecuente fase extensional. Los datos publicados con que se cuenta hasta la fecha son principalmente edades isotópicas (Tabla 1) y composiciones modales. Son pocos los casos en los que se tiene información geotermométrica y geobarométrica.

A lo largo del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) hay una serie de cuerpos intrusivos cuyas edades van del Cretácico Tardío al Eoceno: Granodiorita Tesorera (73.0 ± 2.9 Ma), Cerro San Pedro, S. L. P. (~59–60 Ma), Peñón Blanco, S. L. P. (~51 Ma), Chepinque, Zac. (~73–81 Ma), Chalchihuites, Zac. (~63 Ma), La Parrilla, Dgo., (~85–87 Ma). En el límite norte de la MC hay otro conjunto de intrusivos alineados con el Sector Transversal de Parras, cuyas edades van del Cretácico Tardío al Oligoceno: Concepción del Oro, Zac. (~48–78 Ma), Velardeña, Dgo. (~33 Ma), Nazas, Dgo. (87.5 ± 1.8 Ma, 50.0 ± 0.3 Ma), Alamillo, Dgo. (49.1 ± 0.3 Ma), Piedra Blanca, Dgo. (43.7 ± 0.4 Ma).

Dentro de la MC son escasos los intrusivos, conociéndose las edades de dos de ellos: La Cocinera S. L. P. (46.9 ± 0.13 Ma) y Mezquitillo, Zac. (~24–27 Ma) (Tabla 1). Enseguida presentamos descripciones más detalladas de los intrusivos para los que hay más información.

Granodiorita Tesorera

La Granodiorita Tesorera se localiza aproximadamente a 40 km al este de la ciudad de Zacatecas, sobre la traza del sistema de fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT) (Figura 3). Es un cuerpo plutónico de forma elíptica con su eje mayor de ~12 km y menor de ~9 km. Intrusiona a rocas sedimentarias mesozoicas deformadas por acortamiento, que consisten en caliza y lutita, así como rocas volcanosedimentarias de pedernal, radiolarita y lava basáltica. La textura de la Granodiorita Tesorera es holocristalina de grano fino a medio, su composición promedio es granodiorítica con minerales principales plagioclasa>cuarzo>K-feldespato y accesorios biotita+hornblenda. La microclina y plagioclasa con textura antiperitítica son comunes. Los afloramientos de este cuerpo intrusivo fueron estudiados por Tristán-González *et al.* (2015) y su edad fue obtenida por Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) asignándole 73.3 ± 0.3 Ma (U-Pb en zircón, LA-ICPMS, edad promedio). Nieto-Samaniego *et al.* (2020) reportaron una edad de cristalización de 72.8 ± 3.1 Ma (U-Pb en apatito, LA-ICPMS edad de intercepción) y una edad de exhumación de 66.0 ± 3.1 Ma (trazas de fisión en apatito). Estos últimos autores realizaron también análisis en hornblenda reportando

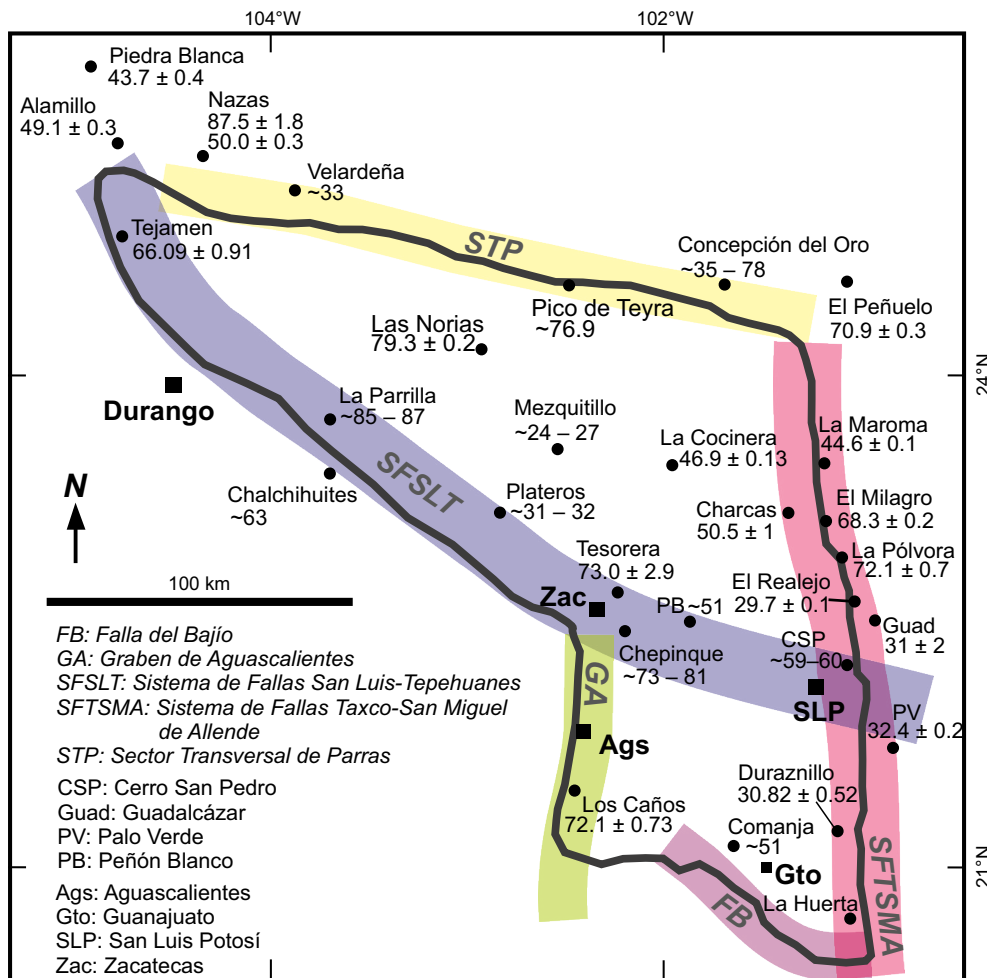


Figura 3. Esquema de la Mesa Central mostrando la localización de intrusivos y sus edades. Los números son las edades (Ma) con su respectivo error (±2σ). Los trabajos de donde se obtuvieron las edades y otra información complementaria son presentados en la Tabla 1.

Tabla 1. Edades isotópicas de los intrusivos de la Mesa Central.

Intrusivo	Coordenadas UTM	Edad (Ma)	Método	Material	Referencia
Mezquitillo	13Q 755189E, 2613624N	~24 – 27	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2022).
El Realejo	14Q 355442E, 2509260N	29.7 ± 0.1	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2021).
Duraznillo	14Q 266196E, 2347583N	30.82 ± 0.52	U/Pb	Zircón	Del Pilar Martínez (2020b).
Guadalcazar	14Q 354362E, 2502859N	31 ± 2	K/Ar	Hornblenda	Mújica y Albarran (1983).
Palo Verde	14Q 341535E, 2414282N	32.4 ± 0.2	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2021).
Plateros	13Q 725197E, 2574836N	32.9 ± 0.7	K/Ar	Feldespatos	Lang <i>et al.</i> (1988).
Velardeña	13R 627587E, 2771491N	33.1 ± 1.4	K/Ar	Felder	Felder (1979).
C. del Oro	14R 251370E, 2725735N	42.6 ± 0.1	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2022).
Piedra Blanca	13R 489305E, 2869167N	43.7 ± 0.4	U/Pb	Zircón	Olmos-Moya (2022), comunicación personal
La Maroma	14Q 311772E, 2601965N	44.6 ± 0.1	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2021)
La Cocinera	14Q 216066E, 2595368N	46.9 ± 0.13	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2022)
Alamillo	13R 543240E, 2806544N	49.1 ± 0.3	U/Pb	Zircón	Olmos-Moya (2022), comunicación personal
Peñón Blanco	14Q 225408E, 2493245N	49.5 ± 8.2	U/Pb	Zircón	Olmos-Moya (2019), comunicación personal
Nazas (La Cruz)	13R 590414E, 2788884N	50 ± 0.3	U/Pb	Zircón	Cuellar-Cárdenas <i>et al.</i> (2012).
Charcas	14Q 276838E, 2558903N	50.5 ± 1	U/Pb	Zircón	Levresse <i>et al.</i> (2015)
Peñón Blanco	- no reportada -	50.94 ± 0.47	Ar-Ar	Muscovita	Aranda-Gómez <i>et al.</i> (2007).
Comanja	14Q 243957E, 2339242N	51 ± 0.3	U/Pb	Zircón	Angeles-Moreno <i>et al.</i> (2017).
C. San Pedro	14Q 314545E, 2457734N	59.8 ± 0.3	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2021).
Chalchihuites	13Q 615759E, 2598308N	62.9 ± 0.4	U/Pb	Zircón	Alvarez-Cardona (2020), comunicación personal
Tejamen	13R 484227E, 2742639N	66.09 ± 0.91	U/Pb	Zircón	Castillo-Reynoso <i>et al.</i> (2022).
El Milagro	14Q 355128E, 2563180N	68.3 ± 0.2	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2021).
El Peñuelo	14R 320347E, 2718392N	70.9 ± 0.3	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2022).
La Pólvera	14Q 361765E, 2535482N	72.1 ± 0.7	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2021).
Los Caños	13Q 759015E, 2412933N	72.1 ± 0.7	U/Pb	Zircón	Olmos-Moya (2022), comunicación personal
Tesorera	13Q 794590E, 2514326N	73.3 ± 0.3	U/Pb	Zircón	Cuellar-Cárdenas <i>et al.</i> (2012).
Chepinque	14Q 799676E, 2485333N	73.6 ± 0.2	U/Pb	Zircón	Alvarez-Cardona (2020), comunicación personal
Pico de Teyra	13R 786364E, 2718539N	76.9 ^{+0.7} / _{-1.1}	U/Pb	Zircón	Ramírez-Peña <i>et al.</i> (2017).
Las Norias	13R 737707E, 2682704N	79.3 ± 0.2	U/Pb	Zircón	Díaz-Bravo <i>et al.</i> (2022).
La Parrilla	13Q 590583E, 2625647N	85.1 ± 0.3	U/Pb	Zircón	Alvarez-Cardona (2020), comunicación personal
Nazas (Centinela)	13R 587745E, 2793180N	87.5 ± 1.8	K/Ar	Hornblenda	Aguirre-Díaz y McDowell (1991).

temperaturas de cristalización de 689 °C y una presión promedio de cristalización de 1.53 ± 0.2 kbar (geobarómetro de Al total en hornblenda, Mutch *et al.*, 2016). Considerando una densidad promedio de roca de 2.7 g/cm³, interpretaron que dicha presión corresponde a una profundidad de 5.7 ± 0.7 km. Con esos datos propusieron que la Granodiorita Tesorera se emplazó a los ~73 Ma a una profundidad de ~5.7 km y se exhumó alcanzando la superficie a los ~63 Ma a una tasa de ~0.528 kilómetros/millón de años (km/Myr), lo que sugiere que el mecanismo dominante de exhumación fue la erosión.

Granito Comanja

El Granito Comanja aflora en el núcleo de la sierra de Guanajuato, en el límite sur de la MC, ubicándose alejado a la traza del sistema de fallas del Bajío (Figura 3). Se trata de un cuerpo granítico (cuarzo + ortoclasa (con texturas perfiticas) + oligoclasa > biotita) con numerosos diques asociados. Tiene aproximadamente 42 km de largo y 2 km de ancho (promedio). Está emplazado en rocas marinas de edad Cretácico Temprano. De acuerdo con Angeles-Moreno *et al.* (2017) el granito se emplazó entre 51.0 ± 0.3 Ma y 49.5 ± 0.8 Ma. Contiene gran cantidad de

vetas de turmalina, muchas de ellas emplazadas en fallas que muestran tanto deformación cataclástica como frágil-dúctil. Los mismos autores identificaron tres tipos de turmalinas que se depositaron consecutivamente alrededor de los 51 Ma. Las turmalinas más antiguas muestran deformación frágil-dúctil, apreciándose sobreimpresa una deformación cataclástica. Los dos tipos de turmalina más jóvenes aparecen sin deformación. A escala macroscópica se documentaron estrías que indican movimiento lateral con una pequeña componente inversa, sobre las cuales están impresas estrías que indican desplazamiento normal. Angeles-Moreno *et al.* (2017) interpretaron que las relaciones descritas indican el paso de deformación frágil-dúctil ocurrida a profundidad, a una deformación frágil más somera.

Nieto-Samaniego *et al.* (2020) realizaron estudios geobarométricos y fechamientos por trazas de fisión en diques del Granito Comanja. Esos autores realizaron análisis en hornblenda y reportaron temperaturas de cristalización de 678 °C y una presión promedio de cristalización de 1.9 ± 0.3 kbar (geobarómetro de Al total en hornblenda, Mutch *et al.*, 2016). Considerando una densidad de la roca promedio de 2.7 g/cm³ le asignaron una profundidad de emplazamiento de 7.0 ± 1.1 km.

Esos mismos autores obtuvieron edades de exhumación por trazas de fisión en apatitos de 51.2 ± 2.4 Ma y edades de cristalización de 52.6 ± 0.5 Ma (U-Pb, LA-ICPMS en zircón, edad promedio). Proponen que el Granito Comanja se emplazó a los 52 Ma, a una profundidad mínima de ~ 7 km y que se exhumó alcanzando la superficie a los ~ 48 Ma, con una tasa de exhumación de ~ 2.5 km/Myr, lo que sugiere que actuaron conjuntamente mecanismos de erosión y colapso tectónico.

Intrusivo Duraznillo

El intrusivo El Duraznillo aflora en el hombro oriente del graben de Villa de Reyes; fue descrito por Del Pilar-Martínez (2021), quien realizó fechamientos isotópicos y análisis geobarométricos (Figura 3). Ese autor lo describe como cuarzomonzodiorita, con textura holocristalina, fanerítica, subofítica e intergranular, de composición mineralógica plagioclasa >> ortoclasa >> hornblenda > cuarzo > biotita, y zircón como mineral accesorio. Las edades obtenidas para el intrusivo fueron 30.82 ± 0.52 Ma (U-Pb, LA-ICPMS en zircón, edad promedio), 31.21 ± 0.01 Ma (Ar-Ar en feldespatos potásicos, edad de meseta) y 31.20 ± 0.03 Ma (Ar-Ar en hornblenda, edad de meseta) (Del Pilar-Martínez, 2020a). Sobre el intrusivo descansa en discordancia erosional un derrame de riolita que fue fechado en 30.13 ± 0.08 Ma (Ar-Ar en sanidino, edad de meseta). Adicionalmente, ese mismo autor obtuvo, para la hornblenda del intrusivo, una temperatura promedio de cristalización de 670 °C, una presión promedio de cristalización de 2.3 kbar (geobarómetro de contenido total de Al en hornblenda, Mutch et al., 2016) y calculó una profundidad de emplazamiento de entre 7.2 y 9.8 km. Con esos datos el autor estimó que la exhumación duró ~ 1.1 Myr, a una tasa de ~ 7.7 km/Myr. El autor comenta que la profundidad calculada parece ser muy grande y que no hay rocas con metamorfismo o deformación frágil-dúctil ni depósitos conglomeráticos que se puedan asociar a un proceso de exhumación de tal magnitud.

Granitoides del este de la Mesa Central

En el borde exterior oriental de la Mesa Central hay un grupo de cuerpos intrusivos que afloran alineados con dirección N-S, paralelos al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) (Figura 3). Los intrusivos están emplazados en rocas sedimentarias mesozoicas plegadas, cuyas edades abarcan desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. Ese conjunto de intrusivos fue fechado por Mascuñano et al. (2013), Siesgesmund et al. (2018) y Díaz-Bravo et al. (2021) usando distintos métodos, U-Pb en zircón, U-Pb en apatito y K-Ar. Las edades se distribuyen desde el Campaniano hasta el Rupeliano, con picos de frecuencia en el Campaniano-Selandiano y en el Lutetiano y el Rupeliano (Tabla 1, Figura 3). No se cuenta con información geobarométrica ni con edades de exhumación, por lo que las magnitudes y edades de la exhumación que los trajo a superficie son desconocidas. Sin embargo, basándose en las texturas porfídicas y en la cercanía de las edades U-Pb en zircón y en apatito del grupo más joven de intrusivos, Díaz-Bravo et al. (2021) consideraron que el emplazamiento fue somero y las velocidades de exhumación altas, alrededor de 2 km/Myr.

ESTRUCTURAS MAYORES

Las estructuras principales de la MC son grábenes, semigrábenes y sistemas de fallas regionales que tuvieron actividad cenozoica. Las estructuras son numerosas y presentan rumbos NW-SE, NE-SW, N-S y E-W, formando un patrón complejo. Se describen aquí las estructuras de mayor magnitud sobre las que se tiene información, estas son: sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende que limita al este la MC, sistema de fallas del Bajío que la limita al sur, el graben de

Aguascalientes que la limita al oeste y el Sistema Transversal de Parras que la limita al norte. Dividiendo a la MC en sus porciones norte y sur está el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y en el interior de la porción sur de la MC están el graben de Villa de Reyes, el semigraben de Matancillas, el graben El Cuarenta y el graben de Ibarra (Figura 4).

Sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende

El sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA) es la única estructura con continuidad documentada al norte y al sur de la FVTM, desde Real de Catorce, S. L. P., en el norte, hasta Taxco, Gro., en el sur. Este sistema tiene ~ 600 km de longitud y su ancho llega a alcanzar 30 km. La cinemática y edad de actividad del SFTSMA varían en sus distintas zonas: en la MC y en la FVTM está constituido por fallas normales cenozoicas de rumbos N-S, NNW-SSE y NNE-SSW y al sur de la FVTM se manifiesta como un sistema de fallas cenozoicas laterales (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Describiremos aquí la parte norte de esta gran estructura, donde forma el límite entre la MC y la SMOr (Figura 5).

En la parte norte del SFTSMA, la sierra de Catorce es el núcleo de un anticlinal en rocas del Triásico-Cretácico, polideformadas, que fueron exhumadas hace ~ 50 Ma, de acuerdo con el fechamiento de U-Th-He en zircones detríticos (Gutiérrez-Navarro et al., 2021). Los planos axiales y rumbos de capa en las estructuras mesozoicas tienen un rumbo predominante N-S, indicando vergencia hacia el oriente (Mascuñano et al., 2013; Tristán-González et al., 2009a). Durante el Cenozoico la sierra de Catorce constituye el bloque levantado de un semigraben, cuya falla principal tiene rumbo general N-S y buzamiento al poniente, siendo paralela a las estructuras mesozoicas, lo que sugiere que el grano estructural mesozoico fue heredado durante la deformación extensional cenozoica.

Más al sur, entre la sierra de Catorce y la ciudad de San Luis Potosí, la traza del SFTSMA se ubica sobre el talud occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, el cual estuvo activo entre el Aptiano y el Maestrichtiano (Rodríguez-Hernández et al., 2009) (Figura 5). Xu et al. (2021) documentaron, para esa misma zona, la reactivación de estructuras mesozoicas durante la extensión cenozoica. Ellos muestran que el graben (denominado en esta área graben de Arista-Ahualulco) reactivó estructuras de acortamiento mesozoico de orientaciones NW-SE y NNW-SSE y proponen que la estructura N-S del SFTSMA fue segmentada con sentido lateral izquierdo a través del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT), descrito más adelante.

En Querétaro, el SFTSMA comprende una zona de fallas de más de 35 km de ancho. Allí, las fallas tienen rumbos N-S y NNW-SSE. La falla con mayor desplazamiento es la falla San Miguel de Allende con desplazamientos de ~ 450 m, las otras tres fallas tienen entre ~ 80 m y ~ 100 m de desplazamiento y constituyen el graben de Querétaro (Alaniz-Álvarez et al., 2001). En la ciudad de Querétaro la traza cambia de N-S a NW-SE dando lugar a la falla Querétaro Sur, y se continúa hacia el sur.

A manera de síntesis podemos decir que el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental coincide con un grupo de fallas normales de rumbos NNW-SSE y N-S que se conoce como sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). Las fallas a lo largo de este sistema tienen un rumbo preferente paralelo a las estructuras mesozoicas y la traza general del sistema sigue el talud cretácico entre la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la plataforma Valles-San Luis Potosí (Figura 5).

Sistema de fallas del Bajío

Al sur de la MC se localiza la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual es un arco volcánico desarrollado durante el Neógeno que atraviesa la República Mexicana con dirección E-W (e.g., Ferrari

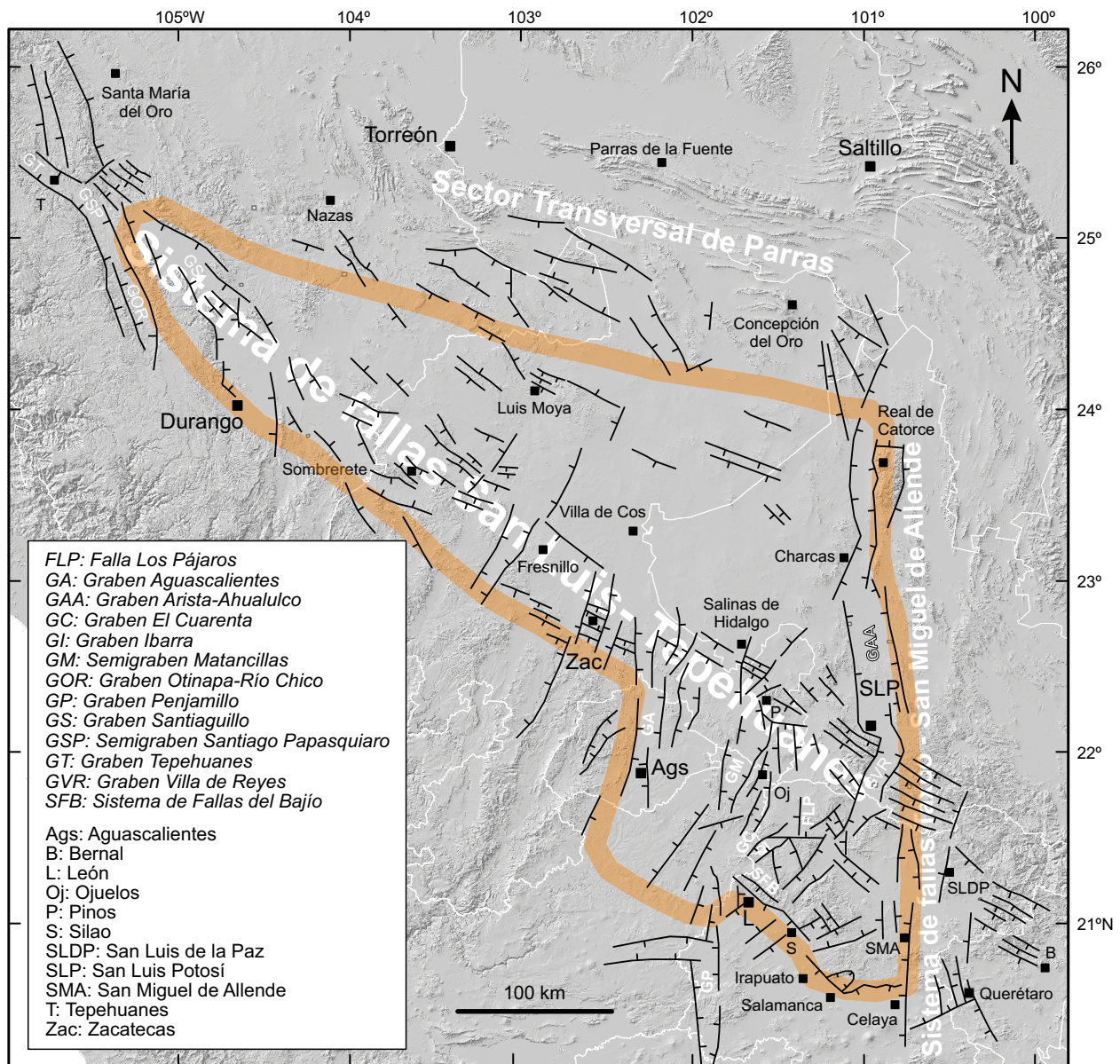


Figura 4. Modelo de elevación digital donde se muestra el contorno de la Mesa Central y las estructuras cenozoicas principales que afloran en su interior y alrededores.

et al., 2012). El límite entre la MC y la FVTM es un sistema de fallas normales conocido como sistema de fallas del Bajío (SFB), dicho sistema forma un semigraben cuyo bloque levantado son las sierras de Guanajuato y Codornices, y el bloque hundido es la cuenca continental conocida como El Bajío (Botero-Santa *et al.*, 2015; Del Río-Varela *et al.*, 2020) (Figura 6).

El sistema de fallas del Bajío se divide en dos segmentos: el primero tiene ~45 km de longitud extendiéndose desde Celaya, Gto., hasta Salamanca, Gto., con dirección general ~E-W; el segundo segmento se extiende desde Salamanca hasta un poco más al norte de León, Gto., teniendo rumbo NW-SE y ~100 km de longitud (Figura 6). El desplazamiento vertical total post-Oligoceno fue estimado en ~1350 m en las cercanías de León y el desplazamiento vertical post-Mioceno en ~500 m en las cercanías de Silao, Gto. (Del Río-Varela *et al.*, 2020). En el SFB se han registrado tres episodios de actividad (Botero-Santa *et al.*, 2015; Del Río-Varela *et al.*, 2020). El más antiguo, de edad Eoceno, fue inferido por el basculamiento de los sedimentos continentales del

Paleógeno (conglomerados Guanajuato y Duarte) y la exhumación del Granito Comanja ocurrida alrededor de los 50 Ma (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Una segunda fase de actividad tuvo lugar en el Oligoceno, registrada por el basculamiento de las rocas volcánicas de edad rupeliana y su discordancia con las rocas del Chattiano. La tercera fase de actividad está evidenciada por el desplazamiento de las rocas volcánicas del Mioceno Medio. El SFB constituye una zona de cizalla mayor polireactivada, con fases de actividad desde el Eoceno hasta el Mioceno Medio-Tardío.

Graben de Aguascalientes

El graben de Aguascalientes es una estructura N-S que constituye el límite poniente de la porción sur de la MC. Se trata de un graben asimétrico con la falla principal ubicada al oeste y el bloque hundido en el este, formando una cuenca continental. Dicha falla se extiende con una longitud de 70 km, desde las inmediaciones de Cosío, Ags., donde se intersecta con el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (descrito más

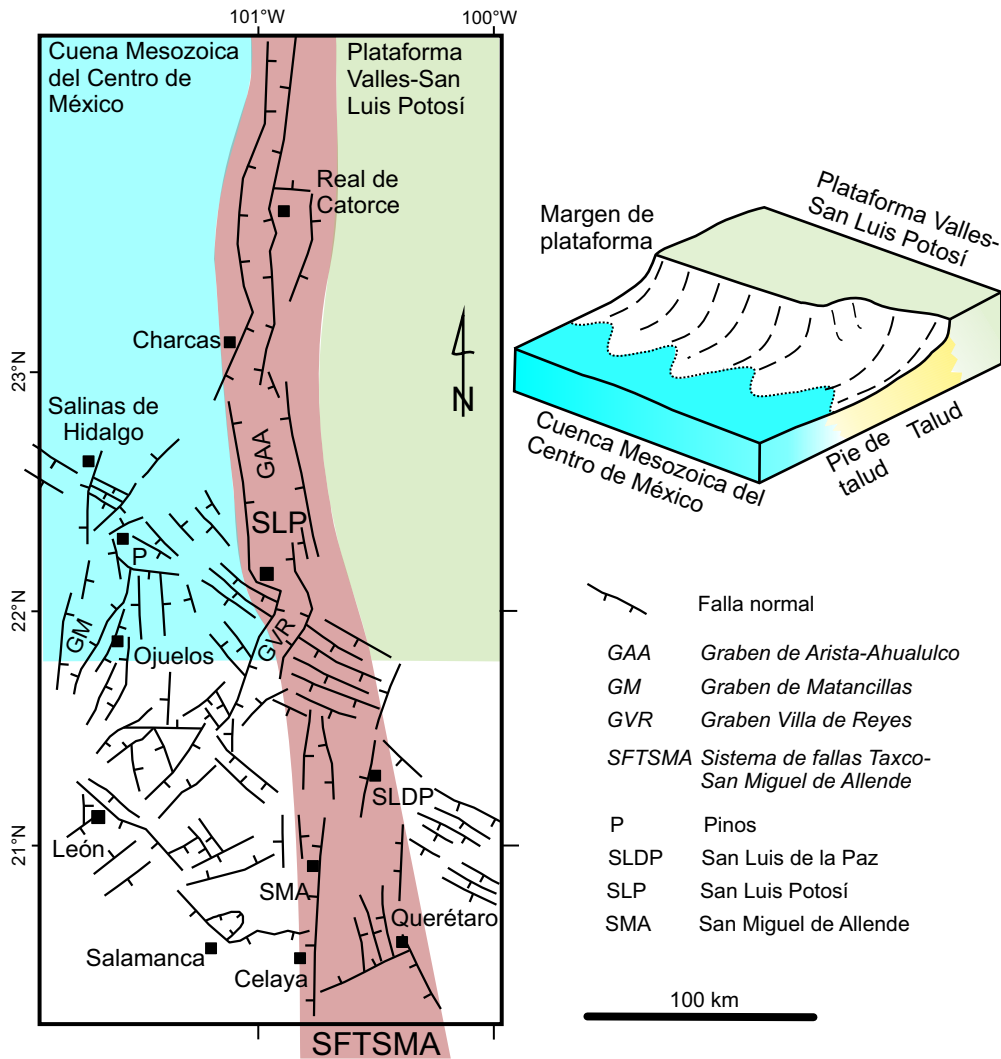


Figura 5. Esquema estructural del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). El bloquediagrama que ilustra cómo el talud entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México coincide con el SFSLT fue tomado y modificado de Rodríguez-Hernández et al. (2009).

abajo), hasta la ciudad de Aguascalientes (Figuras 2 y 7). Hacia el sur se reconoce la “paleocuenca continental de Teocaltiche” (González-Cervantes et al., 2019), que tiene una longitud de ~80 km. Esa cuenca mantiene continuidad con el graben de Aguascalientes, pero las fallas que la limitan están muy poco definidas en su morfología.

Se ha estimado que la falla principal del graben de Aguascalientes tiene un desplazamiento vertical cercano a 900 m en las cercanías de la ciudad de Aguascalientes (Nieto-Samaniego et al., 2005). Por su parte, en la paleocuenca de Teocaltiche el espesor de los sedimentos fue estimado por González-Cervantes et al. (2019) en 160 m y el desnivel topográfico con relación al bloque levantado ubicado al poniente de la cuenca es de ~400 m, por lo que una estimación burda del desplazamiento vertical es de ~550 m.

Tanto en la falla principal del graben de Aguascalientes como la paleocuenca de Teocaltiche tuvieron sus etapas iniciales de actividad en el Oligoceno tardío (Loza-Aguirre et al., 2008; González-Cervantes et al., 2019). Esos autores reconocen la posibilidad de fases previas que no les fue posible documentar. El graben de Aguascalientes se ve truncado por el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, generándose un aparente desplazamiento lateral izquierdo del graben. Sin embargo, Loza-Aguirre et al. (2008) no reconocieron desplazamientos laterales

significativos en la zona de intersección entre esas estructuras regionales.

Sector Transversal de Parras

Al norte de la MC hay un sistema montañoso de dirección ~E-W constituido por pliegues en rocas mesozoicas que forman parte de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Ese sistema es conocido como Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental (Figura 3). Los pliegues tienen dirección ~N70°W, siendo la mayoría de ellos vergentes al NNE, pero los hay con vergencia opuesta (Eguiluz-de Antuñaño et al., 2000). En el interior del Sector Transversal de Parras se han documentado fallas normales más jóvenes que el plegamiento. Dichas fallas son paralelas a la dirección general del plegamiento y tuvieron actividad en el Mioceno Tardío – Plioceno Temprano (Chávez-Cabello et al., 2004; Aranda-Gómez et al., 2005a). También se han reportado estructuras que limitan bloques de basamento; esas estructuras han sido inferidas a partir de datos gravimétricos y magnéticos (Pérez-Aguirre et al., 2021). La presencia de esas estructuras profundas, de fallas inversas y normales documentadas al interior de la SMOr y el contraste morfológico entre el Sector Transversal de Parras y la MC, sugieren la presencia un gran sistema de fallas cenozoicas en el límite norte de la MC. Dicha estruc-

tura podría corresponder a la “zona de falla Torreón-Monterrey”, que es una de varias estructuras mayores inferidas, que cruzan el norte de territorio mexicano (Aranda-Gómez *et al.*, 2005a).

Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes

El sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) fue descrito por Nieto-Samaniego *et al.* (2005). Está documentado desde San Luis de la Paz, Gto., hasta Tepehuanes, Dgo. (Figura 8), aunque en imágenes de satélite se aprecia su posible continuidad más allá de esos límites. Las fases de actividad documentadas van desde el Eoceno hasta el Cuaternario, variando su edad en los distintos segmentos del sistema de fallas. En su porción entre San Luis de la Paz y Salinas de Hidalgo (Figura 8), el SFSLT separa a las partes norte y sur de la Mesa Central, allí se le aprecia un ancho cercano a 30 km y consiste en numerosas fallas normales con rumbo NW-SE.

En San Luis Potosí se distinguen dos tipos de estructuras que corresponden a dos fases distintas de deformación, la más antigua con fallas paralelas rotacionales estilo dominó (véase más adelante

“Sistema rotacional de fallas”) y la segunda con fallas de ángulo alto que generaron poca o nula rotación. En esa misma zona se logró documentar que tuvo actividad del Oligoceno temprano al Mioceno. Más hacia el NW, en la sierra de Salinas, el SFSLT inició su actividad desde el Eoceno medio (Silva-Romo, 1996).

En Zacatecas el SFSLT forma el límite entre la MC y la Sierra Madre Occidental (SMOc), allí Escalona-Alcázar *et al.* (2016) argumentan que el depósito de las facies del Eoceno medio del Conglomerado Zacatecas fue contemporáneo con la actividad de fallas NW-SE ubicadas sobre la traza del SFSLT. Por esa razón se puede considerar que la fase de actividad más antigua en Zacatecas tuvo lugar en el Bartoniano. Las fases más recientes de actividad se extendieron hasta el Oligoceno tardío o Mioceno Temprano (Loza-Aguirre *et al.*, 2008). Más hacia el NW, entre Fresnillo y Sombrerete, las fallas pertenecientes al SFSLT tuvieron igualmente su actividad más antigua en el Eoceno medio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Entre Villa Unión y Canatlán, en el estado de Durango, el SFSLT corta al campo volcánico de Durango de edad Plioceno-Cuaternario (Aranda-Gómez *et al.*, 2003) apreciándose

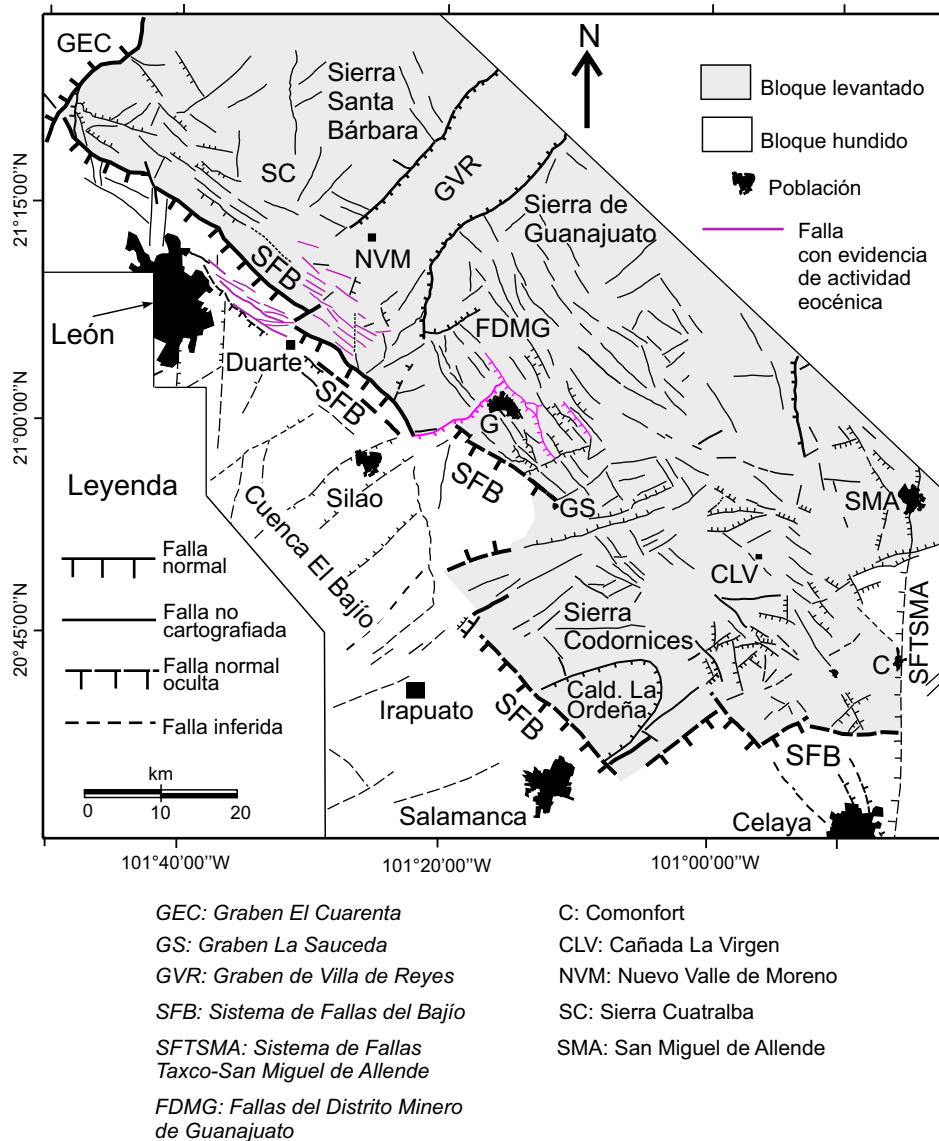


Figura 6. Mapa en donde se muestran las fallas de edad cenozoica de las sierras de Guanajuato y Codornices. Nótese que esas sierras constituyen el bloque levantado del sistema de fallas del Bajío (SFB).

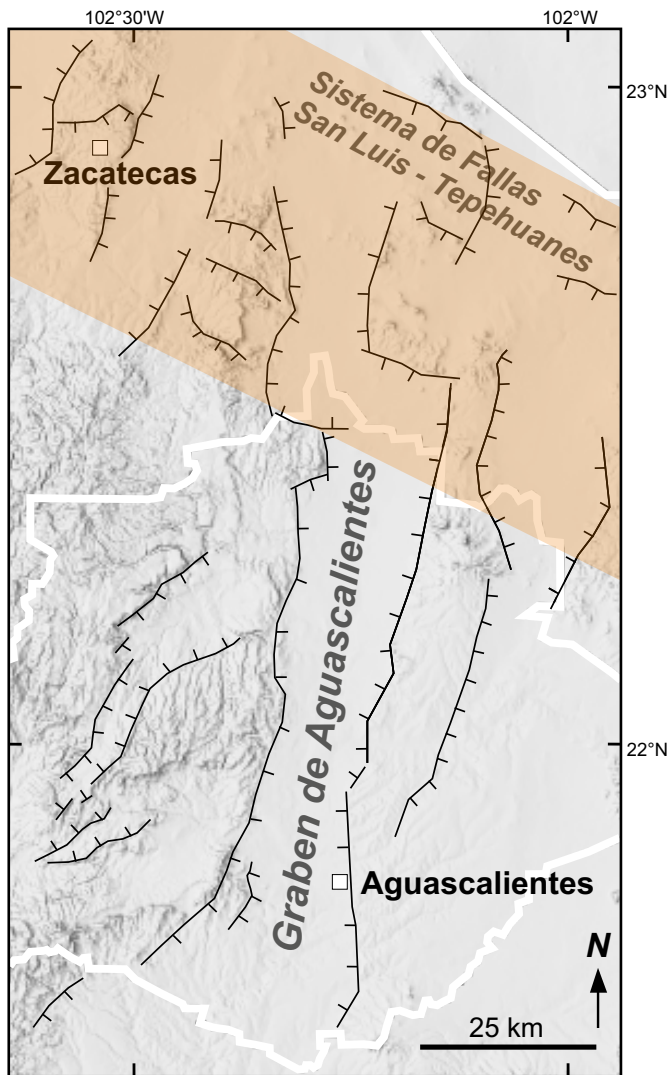


Figura 7. Esquema estructural del graben de Aguascalientes. Nótese su desplazamiento aparente al intersectarse con sistema de fallas San Luis-Tepehuanes.

fallas NW-SE afectando a las lavas basálticas, por lo que en esa zona es posible documentar actividad cuaternaria (Nieto-Samaniego et al., 2005).

El extremo NW del SFSLT está formado por tres estructuras, que de SE a NW son: el graben de Santiaguillo, el semigraben de Santiago Papasquiario y el graben de Tepehuanes. El graben de Santiaguillo fue estudiado por Nieto-Samaniego et al. (2012a), esos autores lo describen constituido por un semigraben en la parte sureste y fallas normales formando un sistema de *horst* y graben en la parte noroeste. El registro estratigráfico muestra que inició su desarrollo en el Eoceno medio y culminó en el Mioceno Temprano. Sin embargo, hay registro de sismicidad histórica e instrumental, teniéndose sismos con magnitud de coda (FMag) entre 0.7 y 4.2, con los epicentros alineados con las fallas mayores del graben de Santiaguillo. También hay epicentros localizados sobre estructuras aledañas a dicho graben (Nieto-Samaniego et al., 2012a).

El semigraben de Santiago Papasquiario, que se ubica entre los grabenes de Santiaguillo, Tepehuanes y Otinapa-Río Chico, fue estudiado por Loza-Aguirre et al. (2012) y Castillo-Reynoso et al. (2022). El semigraben está formado por un sistema de fallas de ~40 km

de largo y ~10 km de ancho, con dirección promedio de las fallas N15°W y echados al NE, que basculan hacia el SW a las rocas del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Los desplazamientos verticales estimados son de ~600 m. La fase de actividad más antigua ocurrió en el Eoceno, una fase subsiguiente en el Mioceno Temprano y hay fallas afectando sedimentos no consolidados cuya edad probable es Plioceno-Cuaternario.

El graben de Tepehuanes es una estructura tipo semigraben ubicado fuera de la MC, siendo la continuación hacia el NW del SFSLT. No se cuenta con información detallada sobre este graben. Se trata de una estructura que se distingue fácilmente desde imágenes de satélite y mapas topográficos. Tiene una longitud de ~40 km y entre 10 km y 15 km de ancho. La falla principal del semigraben está ubicada al SW con echado al NE. El desnivel en el escarpe de la falla principal es de ~500 m en su intersección con el semigraben de Santiago Papasquiario, disminuyendo hasta ~150 m en su extremo NW, en donde termina el relleno sedimentario del semigraben.

Tanto en la parte norte como en la parte sur de la MC hay grabenes con direcciones ~N-S y NE-SW que se intersectan con el SFSLT (Figura 8). Esos grabenes muestran en la topografía un desplazamiento aparente lateral izquierdo en la zona del SFSLT. La actividad lateral en fallas del SFSLT fue documentada en Zacatecas, correspondiendo a una fase previa a la extensión (Tristán-González et al., 2012). Por otra parte, el papel del SFSLT como “falla lindante” (*abutting fault*) durante la deformación del Oligoceno puede ser responsable del desplazamiento aparente de los grabenes ~N-S y NE-SW. Este tipo de relación fue reportado por Suárez-Arias (2019) en Pinos, Zac., donde la falla principal del semigraben de Matancillas (descrito más adelante) forma un sistema tipo *abutting fault* con fallas del SFSLT.

Las características descritas indican que el SFSLT es una estructura mayor, multirreactivada, que actuó como despegue entre las partes norte y sur de la MC.

Grábenes en el interior de la parte sur de la Mesa Central

Graben de Villa de Reyes

Es una fosa tectónica que tiene ~200 km de longitud y 10–20 km de ancho localizada en el límite oriental de la MC (Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego et al., 2005). Se reconocen dos segmentos: el sector norte, también nombrado graben Arista-Ahualulco (e.g., Moreira-Rivera et al., 1998; Xu et al., 2021), tiene rumbo general NNW y su traza, aunque fuertemente erosionada, puede seguirse por ~100 km desde la ciudad de San Luis Potosí hasta Villa de Arista (Figura 9). El sector sur presenta un menor grado de erosión conservando así su expresión morfológica, tiene un rumbo N30°E y ~110 km de longitud, extendiéndose desde San Luis Potosí hasta intersectarse con el sistema de fallas del Bajío, en la sierra de Guanajuato (Figura 9). En los alrededores de Villa de Reyes se han determinado desplazamientos verticales de más de 700 m a partir de los espesores de los rellenos sedimentarios (Ramos-Leal et al., 2007).

Xu et al. (2021) propusieron que el sector norte del graben de Villa de Reyes (GVR) experimentó extensión desde el Eoceno, reactivando estructuras mesozoicas de acortamiento del Orogénico Mexicano. Sin embargo, la principal fase de actividad del GVR ocurrió contemporáneamente con la intensa actividad volcánica del Rupeliano de 33 Ma a 28 Ma. Las nuevas edades isotópicas de ~28 Ma asignadas a la Ignimbrita Panalillo (González-Naranjo et al., 2012; Del Pilar-Martínez et al., 2020b; Torres-Sánchez et al., 2020), la cual es un marcador estratigráfico clave en la determinación de fases de actividad del GVR, permiten definir también una actividad en el Chattiano. La presencia de fallas de rumbo NE que afectan a los rellenos sedimentarios en el sector sur del GVR sugieren una actividad posterior al Mioceno Temprano (Del Pilar-Martínez et al., 2020b).

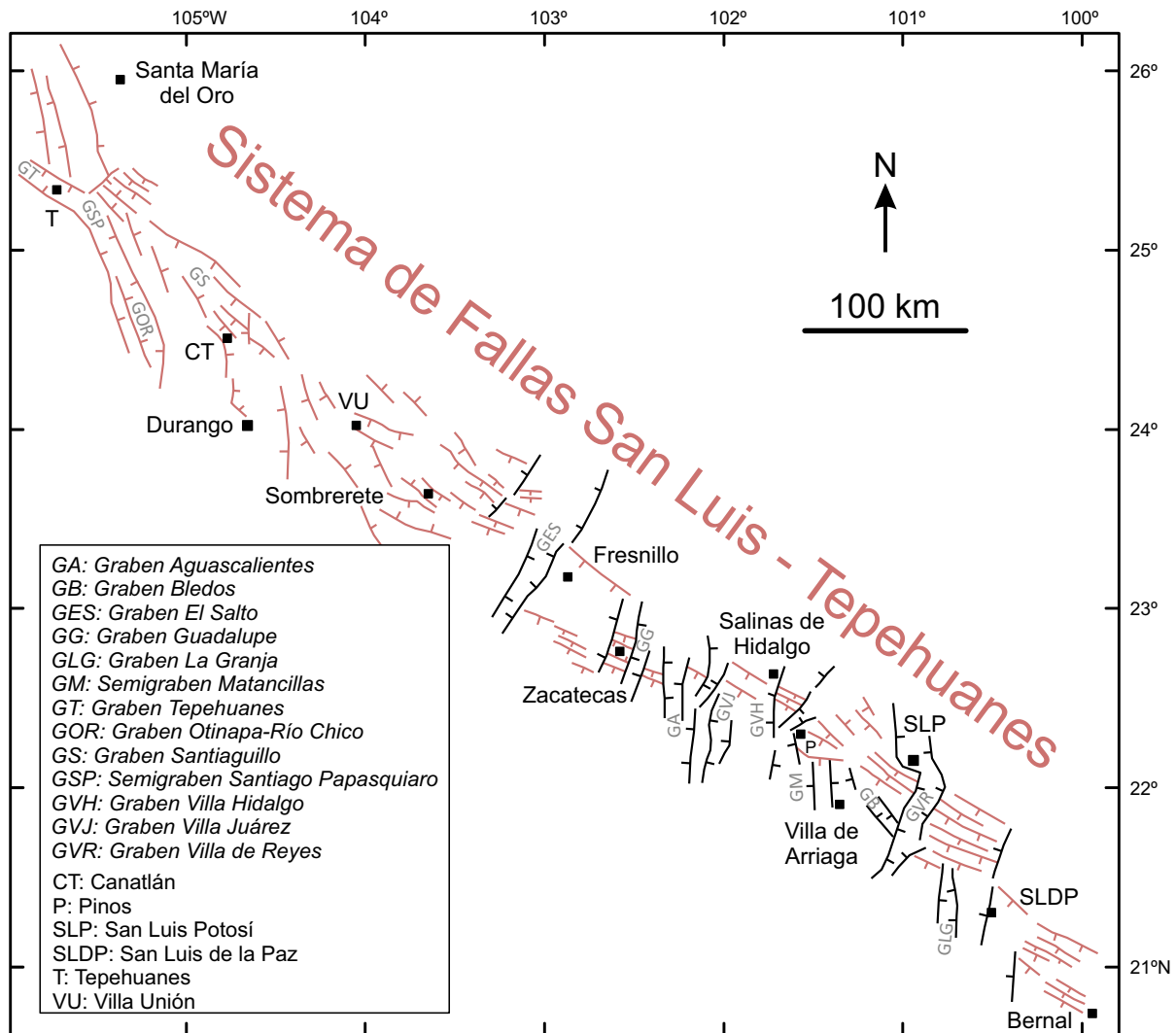


Figura 8. Esquema estructural del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT). Nótese la interrupción o el desplazamiento aparente de algunas estructuras NE-SW al cruzar al SFSLT.

A lo largo de su traza, el GVR está segmentado por grábenes de rumbo NW-SE de menor longitud (grábenes Santo Domingo, La Quemada, Bledos, Enramadas). El registro estratigráfico indica que algunos de estos grábenes se formaron de manera simultánea con el GVR y tuvieron reactivación en el Oligoceno tardío y el Mioceno (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020b).

Semigraben de Matancillas

El semigraben de Matancillas forma la parte septentrional de una estructura mayor que Suárez-Arias (2019) denominó “graben Penjamillo-Pinos”, el cual se extiende por 250 km (Figura 10), desde Pinos, Zac., dentro de la Mesa Central, hasta Penjamillo, Mich., dentro de la Faja Volcánica Trasmexicana (fuera del área de estudio). El semigraben de Matancillas tiene rumbo general NNE con la falla maestra en el hombro oriental, tiene ~95 km de longitud y ~25 km de ancho. Se extiende desde Pinos, Zac., donde se intersecta con el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, hasta Paso de Cuarenta donde es interrumpido al intersectarse con un sistema más joven de fallas en *échelon*, cuyo rumbo es ~E-W. Las fallas del semigraben de Matancillas cortan a ignimbritas riolíticas de ~28 Ma produciendo basculamientos <math><10^\circ</math>. Esas ignimbritas descansan en discordancia

angular sobre otra sucesión de ignimbritas riolíticas muy ricas en fragmentos líticos, de ~31 Ma, que está basculada ~25° al noreste. Esa discordancia es producto de una fase de fallamiento regional previo, que será discutida más adelante. Suárez-Arias (2019) ubica la edad de inicio del semigraben de Matancillas entre 29 Ma y 28 Ma, y le estimó desplazamientos verticales de entre 50 y 300 m. Esa misma autora estableció un modelo de evolución estructural para el semigraben de Matancillas, en el cual la deformación migró de norte a sur, teniendo como límite norte al SFSLT en el que forma un sistema tipo “falla lindante” (*abutting fault*) (Figura 10).

Graben de Ibarra

Es un graben orientado N50°E, tiene ~25 km de longitud y ~8 km de ancho. Su expresión topográfica se atenúa hacia el norte y cambia su orientación a N-S siguiendo la traza de la falla Los Pájaros (Figura 4). Quintero-Legorreta (1992) reportó un desplazamiento vertical de ~200 m para el graben de Ibarra; sin embargo, este podría ser mayor debido a que el desnivel topográfico mayor es de 200 m sin considerar el espesor del relleno de sedimentos del graben. Las fallas afectan a la Ignimbrita Cuatralba de ~28 Ma, lo que permite asignarle una edad del Oligoceno tardío. Una actividad menor durante el Chattiano-Mioceno

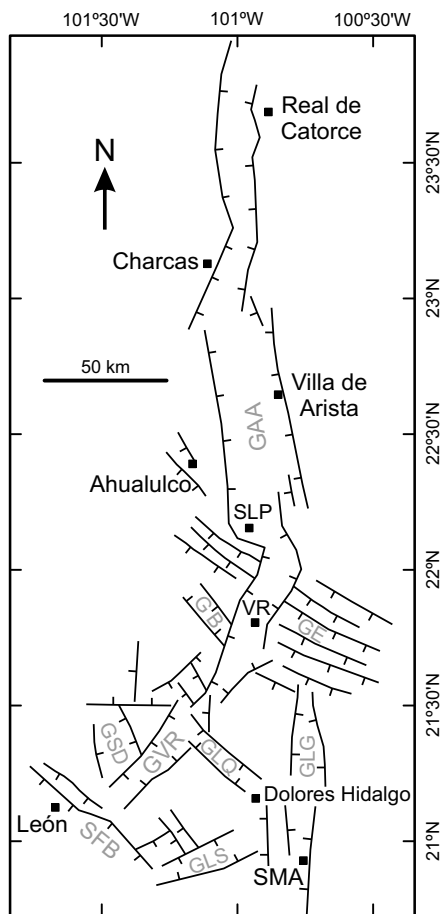


Figura 9. Esquema estructural del graben de Villa de Reyes. GB: Graben de Bledos; GAA: Graben Arista-Ahualulco; GLG: Graben La Granja; GLQ: Graben La Quemada; GLS: Graben de La Saucedá; GSD: Graben Santo Domingo; GVR: Graben de Villa de Reyes; SFB: Sistema de Fallas del Bajío. SLP: San Luis Potosí; SMA: San Miguel de Allende; VR: Villa de Reyes.

Temprano es registrada por el desplazamiento de la Ignimbrita Tres Encinos de ~ 23.5 Ma que aflora en el hombro noroeste del graben (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020b).

Graben El Cuarenta

Es una estructura con rumbo $N25^\circ E$, ~ 40 km de longitud y ~ 10 km de ancho; su traza puede seguirse un poco más al norte de Ojuelos (Figura 4). Las fallas forman un desnivel topográfico de ~ 350 m. Quintero-Legorreta (1992) reportó un desplazamiento vertical de 1000 m en las inmediaciones de Paso de Cuarenta, disminuyendo paulatinamente hacia el norte. A partir de las relaciones de corte, se infiere que la actividad del graben El Cuarenta es posterior a 28 Ma, ya que la Ignimbrita Cuatralba es la unidad más joven que afecta. Su formación fue cuasicontemporánea a la de los grabenes de Ibarra y de Villa de Reyes, y al semigraben de Matancillas.

ESTILOS DE DEFORMACIÓN CENOZOICA EN LA PARTE SUR DE LA MC

La fase más antigua de fallamiento posterior a la deformación por acortamiento que afectó a los sedimentos mesozoicos formó fallas laterales y zonas de acomodo de edad Paleoceno-Eoceno temprano

(Tristán-González *et al.*, 2009b). Esta fase fue documentada con detalle en el Granito Comanja, donde se trata de fallas laterales con una pequeña componente inversa, que tuvieron actividad entre 51.19 ± 0.33 Ma y 49.5 ± 0.8 Ma (Figura 11a). A dichas fallas laterales se sobreponen fallas normales más jóvenes, por lo que fueron interpretadas como la transición del acortamiento al régimen extensional que ha estado presente desde el Eoceno tardío (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). En varias localidades de la MC se ha identificado deformación extensional de edad Eoceno, pero la información sobre sus particularidades es escasa. Su presencia se infirió por los desplazamientos o basculamientos de unidades eocénicas y por los depósitos sedimentarios clásticos continentales que sugieren que se trató de fallas normales (Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Loza-Aguirre *et al.*, 2012; Tristán-González *et al.*, 2012; Botero-Santa *et al.*, 2015; Escalona-Alcázar *et al.*, 2016; Del Río-Varela *et al.*, 2020).

La deformación extensional que ha sido bien documentada inició en el Rupeliano, teniendo su clímax durante el Oligoceno y continuando hasta el Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; 2012). Varios autores han estudiado fallas que tuvieron actividad durante la extensión oligocénica (*e.g.*, Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009b; Loza-Aguirre *et al.*, 2012; Suárez-Arias, 2019), pero es hasta fechas recientes que se documentó la presencia de dos deformaciones oligocénicas superpuestas que tienen estilos estructurales distintos (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a, 2020b).

Deformación 2D con estilo dominó del Rupeliano

En la mayor parte de la MC meridional las rocas del Rupeliano temprano (~ 34 -28 Ma) consistentemente buzanan hacia el NE (Nieto-Samaniego *et al.*, 2016; Del Pilar-Martínez, 2021). El basculamiento está asociado con fallas normales de rumbo NW y echado al SW, que forman arreglos tipo dominó. Ese sistema de fallas produjo un alargamiento horizontal NE (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a), paralelo al vector de convergencia de las placas en el Pacífico mexicano para ese tiempo (Müller *et al.*, 2016; Ferrari *et al.*, 2018). La actividad de esas fallas fue diacrónica, en el límite sur de la MC ocurrió entre 31 Ma y 30 Ma, mientras que, en San Luis Potosí, tuvo lugar entre 30 Ma y 28 Ma (Del Pilar-Martínez, 2021). Al ser las fallas semiparalelas y haber tenido actividad cuasimultánea (Rupeliano temprano), imprimieron un estilo de deformación bidimensional rotacional, generando inclinaciones de las capas entre 25° y 40° al NE, y echados en las fallas de 40° a 70° al SW (Báez-López, 2014; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a). Xu *et al.* (2004) calcularon en la sierra de San Miguelito (San Luis Potosí) una elongación de $\sim 20\%$ en dirección $N55^\circ E$ para este sistema de fallas (Figura 11b). El área en donde se observa este sistema de fallas es muy grande, de aproximadamente $140 \text{ km} \times 150 \text{ km}$, cubriendo casi la totalidad del sur de la MC. Esa distribución tan amplia permite suponer que, durante su actividad, se formaron zonas de acomodo o fallas laterales-oblicuas limitando los dominios estructurales, ya que las fallas de transferencia (izquierdas o derechas) y zonas de acomodo están siempre presentes en los grandes sistemas extensionales (*e.g.*, Faulds y Varga, 1998; Morley *et al.*, 1990; Schlische y Withjack, 2009). Durante la cartografía geológica no se han documentado dichas estructuras, muy probablemente por haber sido enmascaradas por estructuras posteriores, o bien, estar sepultadas por rocas más jóvenes (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a).

Deformación 3D con estilo polimodal del Chattiano-Mioceno

En la parte sur de la MC las rocas del Chattiano-Mioceno (~ 28 -23 Ma) muestran generalmente basculamientos nulos o menores a 10° , con lo cual se documenta una discordancia angular entre el Rupeliano y el Chattiano. El Chattiano y el Mioceno son afectados por numerosos grabenes y semigrabenos formando un patrón polimodal de fallas de

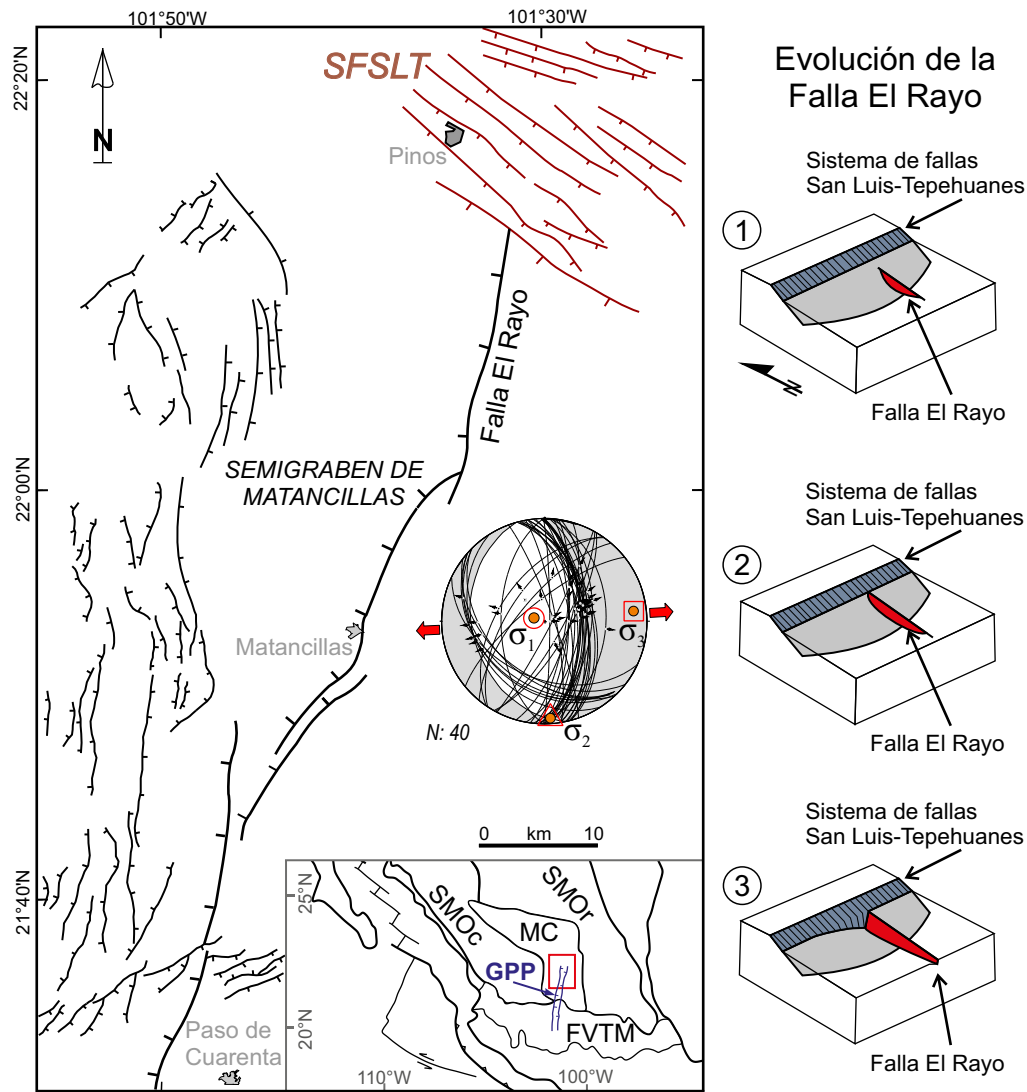


Figura 10. Esquema estructural del semigraben de Matancillas. Nótese que el graben se interrumpe al intersectarse con estructuras pertenecientes al sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT). A la derecha se ilustra la evolución de la falla El Rayo formando un sistema tipo "falla lindante" (*abutting fault*). FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; GPP: Graben Penjamillo-Pinos; MC: Mesa Central; SMOc: Sierra Madre Occidental; SMOr: Sierra Madre Oriental. Tomado de Suárez-Arias (2019).

rumbos N-S, NW-SE, NE-SW y E-W (Figura 11c). Los desplazamientos verticales documentados en los grábenes principales en la parte sur de la MC son de entre 200 y 700 m, pero los desplazamientos no produjeron inclinaciones significativas en los bloques de piso (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a, 2020b), lo que indica que el sistema en su conjunto es casi irrotacional. Las fallas que forman ese patrón polimodal fueron interpretadas como producto de deformación tridimensional (3D) y las elongaciones (de alargamiento) horizontales principales calculadas son ~20% en dirección N78°E y ~11 % en dirección N12°W (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

ESTRUCTURA DE LA CORTEZA DE LA MESA CENTRAL

El estudio de la estructura de la corteza de la MC y particularmente de su espesor ha sido abordado poco. Hay publicados modelos regionales de la corteza y manto superior basados en datos gravimétricos, magnetométricos o sísmicos, en los que se incluye a la MC, pero la resolución no es suficiente para evidenciar el espesor y la estructura de

su corteza, y menos aún los detalles en su interior (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Rivera y Ponce, 1986; Kerdan, 1992; Bartolini y Mickus, 2001; Espíndola *et al.*, 2017). Se cuenta también con un modelo de mayor resolución que cubre la parte oriental de la MC (Peredo *et al.*, 2021).

Nieto-Samaniego *et al.* (2005) señalaron que la parte sur de la MC tiene una elevación promedio mayor que las sierras Madre Occidental (SMOc) y Madre Oriental (SMOr), las cuales están ubicadas al poniente y oriente respectivamente (Figura 1). Esos mismos autores propusieron que la estructura de la corteza en la MC corresponde a un bloque adelgazado, bordeado por los bloques más gruesos de la SMOc y SMOr. Esa idea de una corteza adelgazada y elevada en la MC se basa en el modelo gravimétrico reportado por Kerdan (1992), en la presencia de metamorfismo granulítico (*UHT metamorphism*) en la corteza inferior durante el Oligoceno-Mioceno (Hayob *et al.*, 1989; Solari *et al.*, 2022) y en que se tiene documentada extensión durante todo el Oligoceno y Mioceno, así como magmatismo contemporáneo (Aranda-Gómez *et al.*, 2005b). El magmatismo tuvo su clímax en el Oligoceno y se mantuvo con menor intensidad y disperso hasta el Pleistoceno. Nieto-Samaniego *et al.* (2005) suponen que esos fenómenos produjeron

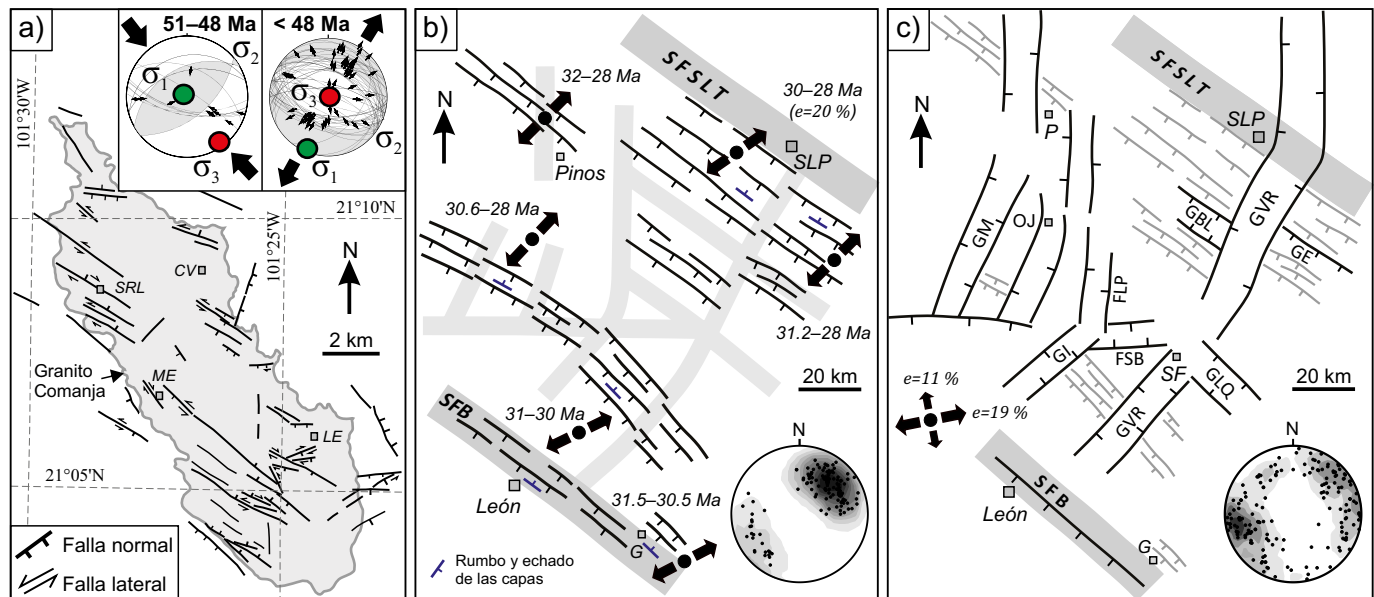


Figura 11. a) Fallas oblicuas con componente inversa en el Granito Comanja interpretadas como el registro de la transición del régimen de acortamiento al régimen extensional entre 51 Ma y 48 Ma (Angeles-Moreno, 2018). En el diagrama superior de la derecha se muestran los ejes principales de deformación; considérese que el alargamiento es positivo. Las flechas negras con la punta hacia el centro del estereograma indican la dirección horizontal de acortamiento y con la punta alejándose del centro del estereograma la dirección horizontal de extensión. LE: La Estancia; ME: Mangas de la Estancia; SRL: Santa Rosa de Lima; CV: Cerro Verde. b-c) Configuración estructural del sur de la Mesa Central durante el Oligoceno (Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a). b) A 31 Ma estuvo activo un sistema de fallas NW en dominio, con límites inferidos de fallas orientados NW, NE, N-S y E-W (líneas en gris claro). Las flechas negras indican una dirección principal de extensión NE-SW. La proyección estereográfica muestra la distribución de los polos de las fallas. (c) Después de 28 Ma el fallamiento polimodal inició activando los límites de dominios de fallas antiguos como grábenos y fallas, y reactivando las fallas de rumbo NW. Las flechas negras indican dos direcciones principales horizontales de extensión. FLP: Falla Los Pájaros; FSB: Falla Santa Bárbara. GBL: Graben de Bledos; GC: Graben El Cuarenta; GE: Graben de Enramadas; GI: Graben Ibarra; GLQ: Graben La Quemada; GM: Semigraben de Matancillas; GVR: Graben de Villa de Reyes. SFB: Sistema de Fallas del Bajío; SFSLT: Sistema de Fallas San Luis-Tepahuanes. G: Guanajuato; OJ: Ojuelos; P: Pinos; SF: San Felipe; SLP: San Luis Potosí.

adelgazamiento por extensión y elevación de las isothermas, permitiendo mantener a la MC con cotas por encima de los bloques más gruesos y menos extendidos, ubicados a los lados. Ellos consideraron un espesor promedio para la MC, como si se tratara de una unidad homogénea.

En contraste, basados en modelado gravimétrico, magnetométrico y de profundidad de la isoterma de Curie, Peredo *et al.* (2021) presentaron un estudio sobre la parte este de la MC. Ellos realizaron un modelado directo 2D a lo largo del trópico de Cáncer para discriminar entre tres modelos propuestos en la literatura: que el espesor de la corteza en la MC sea menor que en la SMOr (Hales *et al.*, 1970; Fix, 1975; Kerdan, 1992; Nieto-Samaniego *et al.* 2005), que sea mayor (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Bartolini y Mickus, 2001), o que sean iguales. Descartaron que el espesor sea el mismo y no les fue posible determinar si el espesor en la MC es mayor o menor que en la SMOr, pues los ajustes logrados en ambos modelos tuvieron rangos de error muy similares. Sin embargo, en el cálculo de espesores corticales que ellos realizaron, concluyen que el espesor de la corteza en la MC es mayor que en la SMOr. En la zona ubicada al norte del sistema de fallas San Luis-Tepahuanes (SFSLT), que corresponde a la parte norte de la MC, calcularon espesores corticales de ~38–42 km, mayores que en la SMOr ubicada al E, donde le asignaron ~35–37 km (fig. 9 de Peredo *et al.*, 2021). Ese contraste de espesores es más grande en la zona ubicada al sur del SFSLT, entre San Luis Potosí y Aguascalientes, zona que corresponde a la parte sur de la MC. Un dato interesante es que Sieck *et al.* (2019) calcularon presiones de cristalización de granate en riolitas que afloran a ca. 90 km al ENE de Zacatecas (en una localidad denominada La Herradura). Ellos estimaron que dichos granates cristalizaron a presiones 7 kbar e interpretaron que esas presiones corresponderían a la parte baja de la corteza, lo que abre la posibilidad

de que la corteza haya tenido un espesor algo menor a 30 km para la parte central de la MC en el Oligoceno.

Adicionalmente, Peredo *et al.* (2021) calcularon la profundidad de la isoterma de Curie y concluyeron que no encuentran evidencias de una “corteza caliente” (*sic*) en la MC, sino más bien bajos gradientes geotérmicos. Una aportación muy importante de ese estudio es que muestra con claridad que el espesor cortical en la MC está lejos de ser homogéneo; su modelo muestra que hay bloques con espesores distintos que están limitados por los sistemas de fallas mayores, al menos en el área que ellos analizaron.

La presencia de abundantes rocas volcánicas derivadas de fusión cortical de edad rupeliana (~30–27 Ma) indican que había temperaturas suficientemente elevadas para fundir la corteza inferior (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Sieck *et al.*, 2019, 2021a). Los datos geobarométricos y geotermométricos de xenolitos de la corteza inferior y del manto indican temperaturas elevadas tanto dentro de la MC (cerro El Toro), como en su borde oriental (Santo Domingo y Ventura) (Figura 12). Hayob *et al.* (1989) reportan temperaturas de 950–1100 °C (temperaturas de exsolución en feldespatos) y presiones de 9–13 kbar para xenolitos de cerro El Toro y Grupo Ventura (Laguna de Los Palau). Para cerro El Toro, Solari *et al.* (2022) reportan circones que tienen edades del Mioceno Tardío (12.9–6.2 Ma) contenidos en xenolitos granulíticos de protolito sedimentario con temperaturas de cristalización de 872–969 °C. Los xenolitos del cerro El Toro representan la corteza baja de la MC, por lo que es más razonable suponer una corteza con altas temperaturas (>850 °C) para esa zona y no más fría como proponen Peredo *et al.* (2021). Resultados semejantes fueron reportados para el borde oriental de la MC donde Schaaf *et al.* (1994) determinaron, en xenolitos granulíticos, temperaturas de equilibrio

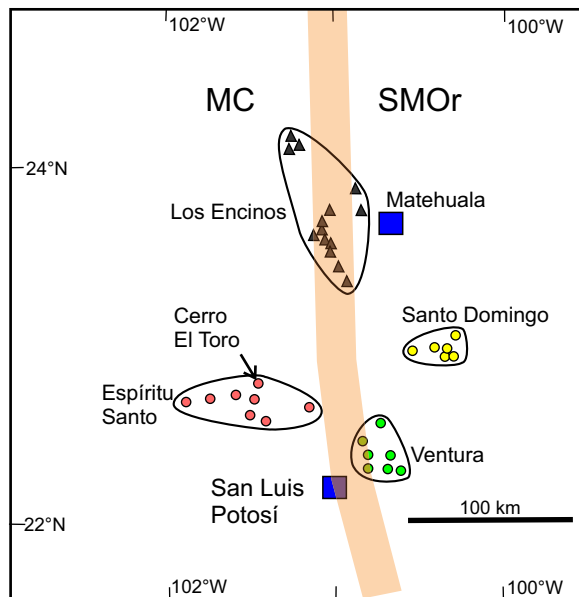


Figura 12. Ubicación de las principales estructuras volcánicas en los campos volcánicos de Los Encinos (triángulos), Santo Domingo (círculos amarillos), Espíritu Santo (círculos rosas) y Ventura (círculos verdes). La línea de color rosa indica la posición aproximada del límite entre la Mesa Central ubicada al oeste y la Sierra Madre Oriental ubicada al este.

de 800–980 °C y presiones entre 7 kbar y 10 kbar (equivalentes a 25–33 km de profundidad considerando densidades promedio de 2.85 g/cm³ y 2.75 g/cm³). Datos consistentes con esas temperaturas fueron obtenidos por Levresse *et al.* (2016) quienes determinaron presiones derivadas de inclusiones de CO₂ en xenolitos ultramáficos (mantélicos); ellos reportan tres grupos de inclusiones: uno con presiones de ca. 8 kbar, otro con presiones entre 5 kbar y 7 kbar, y el tercero <3 kbar. El grupo de más alta presión (~8 kbar) indica ~28 km de profundidad si consideramos una densidad promedio de 2.9 g/cm³. Levresse *et al.* (2016) interpretan dichas presiones de fluidos ubicadas en la zona cercana al Moho.

La evolución geológica con extensión y magmatismo a partir del Oligoceno, las edades miocénicas reportadas para xenolitos del cerro El Toro, las presiones entre 8 y 10 kbar y las temperaturas de 800–1100 °C obtenidas para xenolitos de protolitos sedimentarios e ígneos, sugieren que la corteza en la zona oriente de la MC muy probablemente tiene temperaturas >800 °C en su parte baja y que los espesores pueden estar entre 25 y 33 km. Eso contrasta con la profundidad entre 25 y 30 km de la isoterma de Curie (580 °C) reportada para esa zona por Peredo *et al.* (2021) (véanse las figs. 12 y 13 en el trabajo de Peredo *et al.*, 2021).

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA MESA CENTRAL

El Orógeno Mexicano como antecedente en el desarrollo de la Mesa Central

En el centro de México tuvo lugar la construcción del Orógeno Mexicano, abarcando desde el Cretácico Tardío hasta el Paleógeno (Eoceno) (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). La deformación asociada a ese evento tectónico migró de poniente a oriente, desde la costa pacífica hasta la planicie costera del Golfo de México (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

En el límite norte de la MC (Figura 1a) se han documentado dos fases de acortamiento con estilos estructurales distintos, la más antigua

presenta un estilo de piel delgada y la más joven, un estilo de piel gruesa (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017; Williams *et al.*, 2020). El estilo de piel gruesa muestra una progresión en edad con ~66–53 Ma en la parte sur (región Aramberri, N. L.) a ~49–44 Ma en la parte norte (región Galeana, N. L.) (Williams *et al.*, 2020). Hay afloramientos de rocas del Triásico-Jurásico o de basamento Paleozoico-Precámbrico ubicados dentro de la SMOr que se han asociado a fallas inversas de basamento, indicando una fase con estilo de piel gruesa durante la formación del Orógeno Mexicano (Williams *et al.*, 2020 y referencias en ese trabajo).

Por otra parte, estudios termocronológicos y estructurales realizados en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras al este de la MC, muestran que los sedimentos mesozoicos fueron deformados en tres pulsos de acortamiento, ocurridos a los 85–81.5 Ma, 78–64 Ma y ~43 Ma (Fitz-Díaz *et al.*, 2014). En la sierra de Catorce el pulso más joven produjo la mayor exhumación durante el Eoceno, sin que se hayan logrado documentar fallas inversas de ángulo alto que indiquen una transición de piel delgada a piel gruesa (Gutiérrez-Navarro *et al.*, 2021). La información disponible sugiere que alrededor de la MC, el Orógeno Mexicano muestra en su parte norte una evolución del acortamiento que pasa de un estilo de piel delgada, a uno de piel gruesa, mientras que en algunas zonas de la parte este, aunque se reconocen tres pulsos de deformación contractiva, no se han logrado documentar evidencias sólidas de deformación significativa con estilo de piel gruesa (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

Además de fallas inversas, pliegues y estructuras menores de acortamiento, también se han reportado en las rocas mesozoicas fallas laterales y fallas normales. Las fallas laterales se han asociado a la transición de un régimen de acortamiento a uno de extensión (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.* 2009b). Una vez cesado el acortamiento y la fase transicional con fallamiento lateral, tuvo lugar una larga fase de extensión que está vigente hasta el presente (Tristán-González *et al.* 2009b; Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Esta sucesión de eventos ajusta con la evolución típica de cinturones de pliegues y cabalgaduras según el modelo propuesto por Ferrill *et al.* (2021), quienes proponen cinco estadios en su desarrollo:

(1) Sedimentación y hundimiento en un régimen extensional con fallas normales: correspondería a la etapa de acumulación de la columna sedimentaria del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) y la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

(2) Deformación de acortamiento temprano con fallas laterales: esta etapa no ha sido documentada en la MC.

(3) Fase de acortamiento horizontal (pliegues y cabalgaduras): esta etapa ha sido reconocida en el CPCM como una sucesión de acortamiento con estilo de piel delgada seguida por acortamiento con estilo de piel gruesa en la parte norte del Orógeno Mexicano y con tres fases de deformación de piel delgada en la parte oriental.

(4) Deformación de acortamiento tardío e inicio de relajamiento tectónico con fallas laterales: esta fase correspondería al fallamiento lateral reconocido dentro de la MC.

(5) Fase de extensión horizontal (fallas normales): esta fase correspondería a la extensión que en la MC inicia en el Eoceno y se mantiene activa en algunas zonas.

Exhumación de la corteza superior en la Mesa Central

Se tiene registro de tres fases importantes de exhumación en la parte sur de la MC. La primera fue evidenciada en la Granodiorita Tesorera, cuya exhumación tuvo lugar entre 73 Ma y 62 Ma, con una magnitud de ~5.7 km a una tasa de ~528 m/Myr (Nieto-Samaniego *et al.*, 2020). La Granodiorita Tesorera no muestra evidencias de deformación por acortamiento, por lo que se ha interpretado que su emplazamiento ocurrió durante de la finalización, o bien, inmediatamente

pasada la fase del acortamiento que afectó a la MC (Cuéllar-Cárdenas et al., 2012). La Granodiorita Tesorera se ubica sobre el SFSLT, y no se tiene información de que esta estructura haya actuado como falla inversa de alto ángulo durante la fase de acortamiento. Sin embargo, la magnitud y tasa de exhumación registradas allí son compatibles con levantamiento por acortamiento y posterior exhumación por erosión, similar a lo descrito por Williams et al. (2020) para la parte norte de la SMOr.

La segunda fase de exhumación está registrada en el Granito Comanja y tuvo lugar entre ~52 Ma y ~48 Ma con una magnitud ≥ 6.1 km, a una tasa ≥ 2500 m/Myr (Nieto-Samaniego et al., 2020). El Granito Comanja se ubica sobre el sistema de fallas del Bajío (SFB) y se emplazó finalizado el acortamiento cretácico (Figura 13). Su exhumación ocurrió durante y después de la transición del acortamiento a la deformación extensional cenozoica (Angeles-Moreno et al., 2017; Nieto-Samaniego et al., 2020). La tasa alta de exhumación indica que actuaron conjuntamente erosión subaérea y colapso tectónico (Nieto-Samaniego et al., 2020).

Una tercera fase de exhumación fue documentada en el Intrusivo Duraznillo, el cual se ubica sobre el hombro oriental del graben de Villa de Reyes. La exhumación tuvo lugar entre ~31 Ma y ~30 Ma, indicando que fue contemporánea con el acmé de la extensión oligocénica que afectó a la MC. La magnitud de la exhumación no se tiene documentada de manera confiable, aunque podría llegar a ser >7 km (Del Pilar-Martínez, 2021). Lo que sí es claro, es que la tasa fue elevada, pues la exhumación hasta superficie ocurrió en tan solo ~1 Ma.

Magmatismo y deformación en la Mesa Central

En la MC el magmatismo muestra una disminución hacia finales del Cretácico, extinguiéndose en el Paleoceno (solo se conoce un intrusivo del Paleoceno) y reiniciando a partir del Eoceno temprano (Ypresiano-Lutetiano 56–41.2 Ma) (Díaz-Bravo et al., 2022). Las rocas volcánicas e intrusivas de edad Eoceno temprano se distribuyen casi en la totalidad de la MC, desde Santiago Papasquiaro, Dgo., ubicado al norponiente (Loza-Aguirre et al., 2012; Castillo-Reynoso et al., 2022), hasta la sierra de Guanajuato, ubicada al suroriente (Angeles-Moreno et al., 2017; Del Río-Varela et al., 2020). El magmatismo Cretácico

Tardío-Paleógeno muestra una migración hacia el oriente hasta una distancia de casi 800 km de la paleotrinchera, el acmé se alcanzó en el Oligoceno, y formó una franja de ~700 km de ancho siendo continua con la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2018; Díaz-Bravo et al., 2021, 2022). Esas variaciones en el magmatismo fueron originalmente asociadas a un proceso de avance y posterior retroceso de la placa en subducción (*roll-back*) (Damon et al., 1981), pero las edades y distribución de los intrusivos y rocas volcánicas del Eoceno-Mioceno en la MC indican un fenómeno más complejo, en el cual se pueden diferenciar tres etapas: (1) una migración del arco magmático hacia el interior del continente respondiendo a la migración de la subducción de bajo ángulo hacia el oriente (e.g., Damon et al., 1981; Díaz-Bravo et al., 2021); (2) una etapa de subducción plana durante el Paleoceno que extingue el magmatismo en la MC (Díaz-Bravo et al., 2022); (3) una etapa con ruptura y hundimiento de la placa en subducción que genera una o varias ventanas en la placa subducida (*slab window*). La zona de *slab window* en la placa subducida migró de norte a sur para ubicarse bajo en la MC alrededor de los 30 Ma (Ferrari et al., 2018) (Figura 14). Sin embargo, es importante señalar que en la MC las rocas volcánicas con edades alrededor de los 30 Ma son calcialcalinas y no hay reportes de rocas de esa edad con afinidades adakíticas, basaltos enriquecidos en Nb, basaltos tholeiíticos, o andesitas con alto contenido de magnesio (Aguilón-Robles et al. 2014; Sieck et al. 2021b). Esto no es acorde con la hipótesis de una ventana tectónica bajo la MC a ~30 Ma, por lo que queda abierta una incógnita importante a ese respecto.

La MC comparte con la SMOc y SMOr la deformación tectónica de acortamiento y parte de la extensión. Las primeras fases de la extensión, de edad Eoceno tardío, se conocen poco, pero han sido documentadas en algunas localidades de la MC (Aranda-Gómez et al., 2007; Angeles-Moreno et al., 2017). La extensión del Oligoceno temprano (~30 Ma), registrada en rocas del Rupeliano se puede identificar con claridad en toda la parte centro y sur de la MC, formando un extenso sistema de fallas normales de rumbo ~NW y estilo dominó, que bascularon hacia el NE las capas rupelianas generando una dirección de alargamiento horizontal principal NE-SW (Del Pilar-Martínez et al., 2020a). Esa dirección de alargamiento no es compatible con la extensión E-W que se asocia a los grabenes de la SMOc, ni con la extensión actual NW-SE

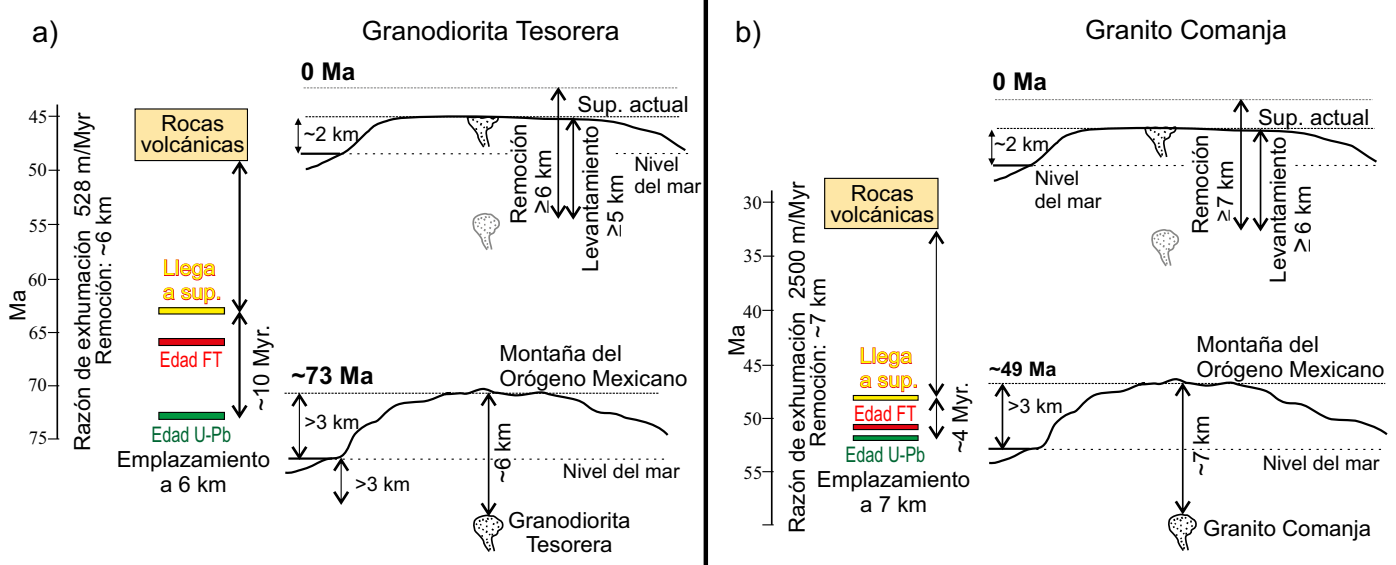


Figura 13. Esquemas que indica edades, magnitudes y velocidades de exhumación de la Granodiorita Tesorera (a) y el Granito Comanja (b). Se asume que en ambos casos los intrusivos se emplazaron bajo una montaña de 3000 m de elevación sobre el nivel del mar, producida por la edificación del Orógeno Mexicano. Los datos se tomaron de Nieto-Samaniego et al. (2020).

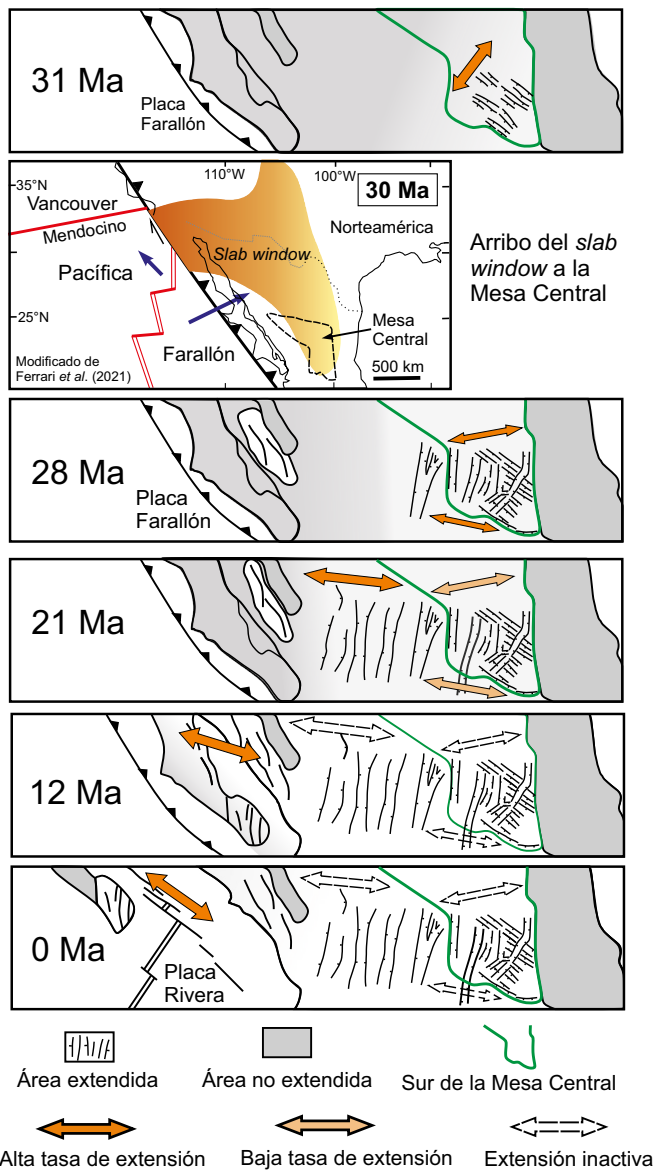


Figura 14. (a) Esquema que muestra la evolución del alargamiento horizontal máximo en la parte sur de la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central entre 31 Ma y 0 Ma. El esquema correspondiente a 30 Ma es modificado de Ferrari *et al.* (2018), allí se muestra el arribo de un *slab window* a la parte sur de la MC, lo que coincide con la discordancia y cambio en el régimen tectónico del Rupeliano.

del Golfo de California, lo que indica que respondía a una tectónica distinta, vigente durante el Eoceno y Rupeliano.

A inicios del Chattiano tuvo lugar un cambio muy importante en el estilo de la deformación, dando paso a la formación de grandes grábenes y fallas normales que produjeron muy poco o nulo basculamiento de las capas (deformación irrotacional). Es notable que los grábenes ~NNE de la Sierra Madre Occidental (grábenes Juchipila, Tlaltenango, Bolaños, Pajaritos, Álica-Jesús María, Mezquital) son semejantes en morfología, longitud y rumbo al graben de Villa de Reyes y semigraben de Matancillas (graben Penjamillo-Pinos) y al graben de Aguascalientes de la MC (Figura 1). Todos esos grábenes tienen longitudes de entre 100 y 200 km y rumbos entre N y NE, formando un sistema extensional cuya dirección general de alargamiento se orienta ~E-SE. La edad de actividad oligocénica en los grábenes está

bien reconocida, apreciándose una progresión que va de los 28–27 Ma en el graben de Villa de Reyes, ubicado en la parte oriente de la MC, a ~25–23 Ma en los grábenes de Tlaltenango y Bolaños, ubicados en la mitad oriente de la SMOc, y ~21 Ma el graben Álica-Jesús María, ubicados en el centro de la SMOc. Del Pilar-Martínez *et al.* (2020a) propusieron que, dentro de la parte sur de la MC, esos grandes grábenes del Chattiano se localizaron sobre zonas de acomodo y fallas de transferencia generadas por la deformación previa del Eoceno y Rupeliano temprano (Figura 11). La diferencia en los echados de las capas del Rupeliano y del Chattiano formó una discordancia angular regional que aparece en casi toda la MC y fuera de ella en gran parte de la SMOc (Figura 2).

El tiempo en que ocurrió el cambio de una extensión con rotación de capas a una irrotacional coincide con el propuesto arribo al centro de México de una zona de *slab window* y ruptura del *slab* que se propagaba de norte a sur propuesto por Ferrari *et al.* (2018, y referencias allí). La extensión del Chattiano tuvo una dirección de alargamiento principal horizontal ~E-SE e inició en el centro del continente, en el límite este de la MC, propagándose hacia el poniente. En la SMOc formó un sistema de grábenes de rumbo NNE, mientras que en la MC evolucionó a partir de ~28 Ma a un sistema polimodal de fallas y fosas tectónicas (Figura 14).

La migración hacia el poniente de la extensión tuvo lugar entre los ~30 y los ~19 Ma y ha sido reconocida por varios autores (e.g., Henry y Aranda-Gómez, 2000; Umhoefer *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2013; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020a). Ferrari *et al.* (2018) proponen que la deformación extensional que culminó con la apertura del Golfo de California pasó, de un rift amplio que inició a ~30 Ma y que abarcaba Baja California y la SMOc, a un rift estrecho que inició a ~19–18 Ma localizado en la zona del actual Golfo de California (Figura 14). Considerando la ubicación, edad y dirección de extensión máxima de los grábenes de la MC, inferimos que la deformación propuesta por Ferrari *et al.* (2018) corresponde a la segunda fase descrita aquí como “Deformación 3D estilo polimodal del Chattiano-Mioceno”. Su inicio se ubica en el límite Rupeliano-Chatiano afectando la parte media del continente, en lo que actualmente es el límite oriental de la MC, lo que fue documentado por Suárez-Arias (2019).

Alrededor de los 12 Ma, la reorganización de placas que se dio posteriormente al término de la subducción de la Placa Farallón dio paso a la fase de “extensión oblicua” del Golfo de California, la cual está vigente hasta la actualidad. Durante la extensión oblicua la dirección de alargamiento horizontal máxima pasó a ser NW-SE en el Golfo de California, mientras que en la MC cesó la deformación extensional. El cese de la extensión a finales del Mioceno sugiere que la MC dejó de ser influida por la dinámica de placas del Golfo de California (Figura 14).

Es importante señalar que la evidencia que se tiene sobre las edades de las fallas en la MC indica que su estructura actual se individualizó de la SMOc a partir del Chattiano, adquiriendo en el Mioceno su morfología particular con grábenes que se entrecruzan.

Sismicidad en la Mesa Central

Dentro de la MC hay dos zonas con actividad sísmica documentada (Figura 15). La zona más activa se localiza en los alrededores del campo volcánico de Durango y se extiende hasta el semigraben de Santiago Papasquiaro (Yamamoto, 1993; García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012a). Las magnitudes calculadas a partir de una red sísmica local que estuvo instalada por un año (abril de 2006 - abril de 2007) fueron de entre 0.7 y 4.2 (magnitud de coda FMag), y las profundidades <2.6 km. Los epicentros se localizaron sobre las trazas de falla de los grábenes de Santiaguillo y Otinapa-Río Chico. La mayor parte de la actividad se concentra en la zona de intersección de esas estructuras, que es la zona que se ha descrito como el semigraben de

Santiago Papasquiario (Nieto-Samaniego et al., 2012a; Castillo Reynoso et al., 2022) (Figura 15).

Otra zona donde se ha reportado sismicidad dentro de la MC es en los alrededores de San Felipe, Gto. Los reportes históricos provienen principalmente de fuentes periodísticas, pero se registró una secuencia sísmica del 4 al 6 de septiembre de 2021. El Servicio Sismológico Nacional reportó magnitudes ($M < 4.5$) con los epicentros ubicados sobre graben de Villa de Reyes. De dicha secuencia sísmica se obtuvo la solución focal de un sismo $M 4.5$, la cual indica una falla de desplazamiento lateral con componente inversa y con un plano paralelo al graben de Villa de Reyes (SSN, 2021). Por otra parte, Gómez-González y Márquez Ramírez (2021) reportaron a partir de la red local del Centro de Geociencias, ubicado en Querétaro, Qro., cuatro eventos con magnitudes entre 4.1 y 4.8 y profundidades de alrededor de 30 km, ubicando sus epicentros aproximadamente a 25 km al NW de San Felipe, Gto., en el pilar tectónico del lado poniente del graben de Villa de Reyes. Localizaron también alrededor de 40 sismos con magnitudes $M < 4.0$ distribuidos más ampliamente en el mismo pilar tectónico (Figura 15b).

CONCLUSIONES

Las rocas cenozoicas de la MC se pueden agrupar en seis unidades cronoestratigráficas. En la base se ubican conglomerados y areniscas continentales de edad Paleoceno-Eoceno que cubren discordantemente a las rocas mesozoicas marinas deformadas por acortamiento; esos conglomerados y areniscas contienen intercalados derrames de riolita y andesita. El Eoceno consiste en rocas volcánicas con composiciones andesítica y riolítica que se presentan en afloramientos pequeños pero distribuidos en casi la totalidad de la MC. Las rocas del Rupeliano son sucesiones piroclásticas que contienen una discordancia regional, en el Rupeliano inferior las capas están basculadas casi sin excepción hacia el NE y son cubiertas por rocas del Rupeliano superior subhorizontales, marcando un cambio importante en la tectónica regional. El Chattiano está formado de secuencias piroclásticas ampliamente distribuidas en la MC, las capas muestran una actitud subhorizontal. Las rocas del Mioceno son, en general, de composición basáltica o andesítica y cubren las partes altas de las sierras, o se encuentran intercaladas con los sedimentos de relleno de las fosas tectónicas de la MC. Esos

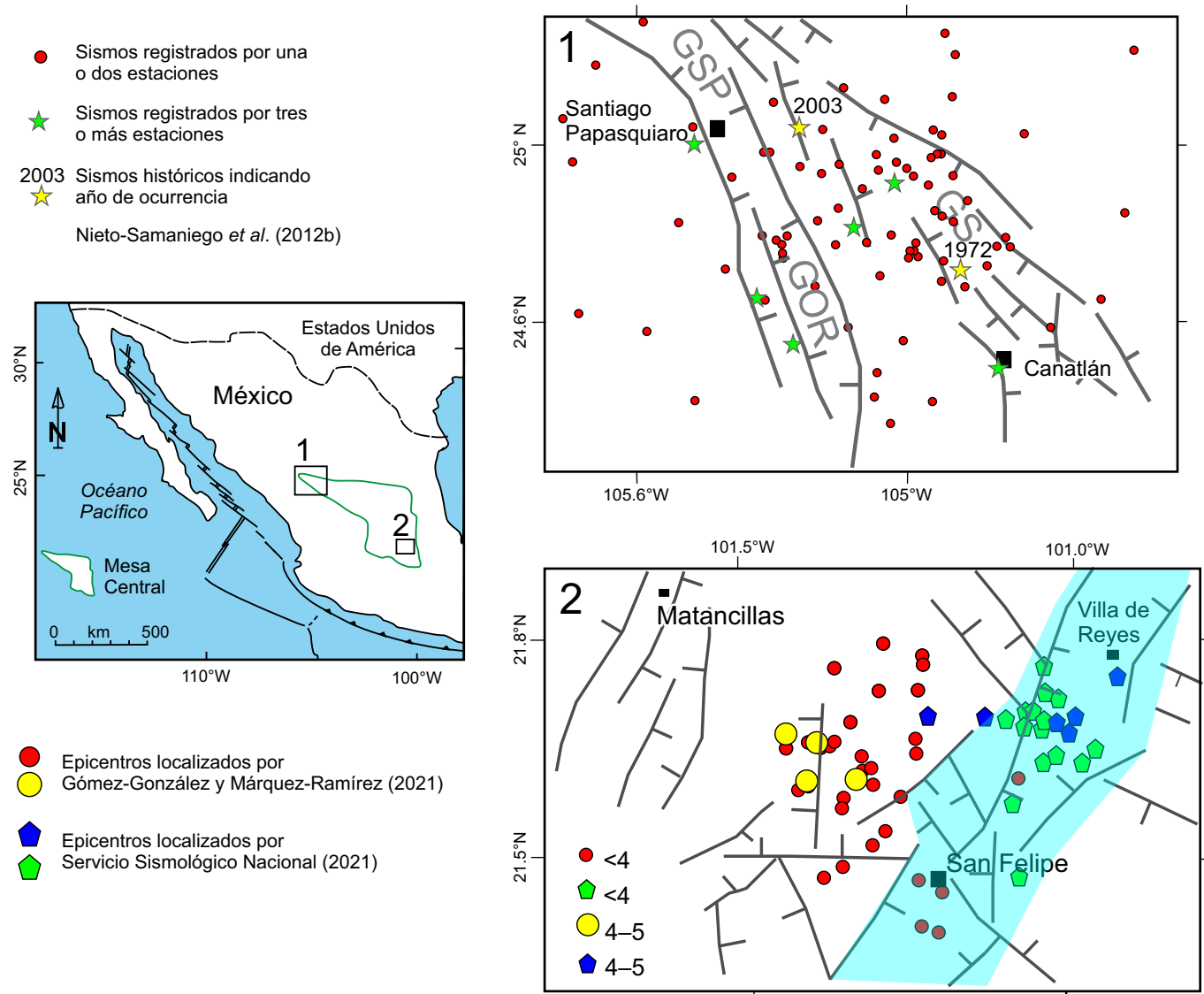


Figura 15. Ubicación y epicentros de las zonas con sismicidad documentada en la MC. Información tomada de SSN (2021) y Gómez-González y Márquez Ramírez (2021). GOR: Graben Otinapa-Río Chico; GS: Graben Santiaguillo; GSP: Semigraben Santiago Papasquiario.

rellenos tienen un alcance estratigráfico del Mioceno al Cuaternario. El Plioceno-Cuaternario son rocas volcánicas cuya composición es mayormente basáltica; sin embargo, hay una roca piroclástica de caída, de composición ácida y edad cuaternaria, en afloramientos aislados dispersos en casi toda la parte sur de la MC.

En la MC hay intrusivos emplazados en las rocas mesozoicas, la mayoría de ellos se ubica sobre sistemas de fallas mayores. A partir de los datos geobarométricos, geocronológicos y termocronológicos de esos cuerpos intrusivos, se pudo documentar que han ocurrido tres fases de exhumación, una entre finales del Cretácico y la parte baja del Paleoceno (Maestrichtiano-Daniano), otra en el Eoceno temprano (Ypresiano) y la más joven ocurrida durante el Oligoceno temprano (Rupeliano). La primera de ellas estuvo asociada a la finalización del acortamiento que formó el Orógeno Mexicano y se caracteriza por ser predominantemente erosiva. La magnitud de la exhumación documentada es de *ca.* 6 km, con tasas cercanas a medio kilómetro por millón de años. La exhumación eocénica tuvo una magnitud cercana a los 6 km y estuvo asociada al inicio de la extensión cenozoica. Además de la erosión, intervinieron fenómenos de colapso gravitacional, lo que hizo que se alcanzaran tasas de exhumación de ~ 2.5 km/Myr. Por último, hay evidencias de un evento más, ocurrido en el Oligoceno, asociado al acmé de la fase extensional cenozoica de la MC, pero persiste incertidumbre sobre las magnitudes y tasas de exhumación.

El sistema de fallas San Luis-Tepihuanaes (SFSLT) de rumbo NW interrumpe la traza de las falla N-S y NE-SW de la MC, produciendo un aparente desplazamiento lateral izquierdo. Sin embargo, los desplazamientos laterales documentados en la MC son de edad Eoceno y la deformación del Oligoceno produjo en su inmensa mayoría fallas normales, evidenciando un régimen preponderantemente extensional. Está documentado que el SFSLT constituye una falla lindante (*abutting fault*) del semigraben de Matancillas, de rumbo N-S, lo que resulta en una explicación sencilla de los desplazamientos aparentes de fallas oligocénicas y da al SFSLT un carácter de zona de debilidad entre los bloques corticales que separa. Este carácter, de estructura cortical mayor débil, es apoyado por las interpretaciones de la parte alta de la corteza presentadas por Ferrari *et al.* (2013) y Loza-Aguirre (2013), quienes la interpretan como límite de dominios estructurales mayores. Otro indicio es la variación del espesor cortical modelado por Peredo *et al.* (2021) en la región de San Luis Potosí, donde la corteza se adelgaza en la zona del SFSLT.

Después del acortamiento responsable de formar el Orógeno Mexicano, hubo una fase de transición con fallamiento lateral, para después dar paso a un régimen extensional. La fase de transición de fallamiento lateral está poco documentada y es escasa la información disponible. La edad seguramente es diacrónica siguiendo el cese de la deformación contractiva, pero en la sierra de Guanajuato ocurrió alrededor de los 50 Ma. Aunque en varias localidades de la MC se han inferido desplazamientos laterales de edad más joven, posiblemente oligocénica, no se ha logrado constreñir su tiempo de ocurrencia.

La MC ha experimentado dos grandes fases de extensión, la primera iniciada en el Eoceno, de geometría tipo dominó, que produjo un alargamiento horizontal NE paralelo al vector de convergencia de las placas en el Pacífico mexicano para ese tiempo. La segunda fase inició en el Oligoceno temprano, alrededor de los 30 Ma, en el límite este de la MC, y tuvo una dirección de alargamiento horizontal máximo \sim E-SE. La deformación se propagó paulatinamente hacia el poniente formando un sistema de grandes grábenes N-S a NNE (SFTSMA, Penjamillo-Pinos, Aguascalientes, Tlaltenango, Juchipila, Bolaños, Pajaritos, Álica-Jesús María, Mezquitla). La migración de la deformación hacia el poniente terminó focalizándose en el Golfo de California. Por su parte, en la MC evolucionó durante el Oligoceno y Mioceno formando un sistema polimodal de fallas que produjo

deformación triaxial (3D). Fue en el Mioceno cuando se forma el patrón complejo de fallas y grábenes con rumbos N-S, E-W, NW-SE y NE-SW que se entrecruzan y que caracterizan la morfología de la parte sur de la MC. El inicio de la extensión oligocénica alrededor de los 30 Ma coincide con el arribo a la MC de la ventana en el *slab* subducido propuesta por Ferrari *et al.* (2018). Ese fenómeno pudo ser capaz de producir magmatismo y extensión, y llevar aparejada la elevación de isotermas con una geometría dómica que resultó adecuada para producir la deformación tridimensional observada en la corteza superior de la MC. Sin embargo, debe considerarse que la química de las rocas volcánicas de esa edad no evidencia la presencia de una ventana tectónica, por lo que queda abierta la incógnita de que si el *slab* subducido está fragmentado ¿por qué no se refleja en la composición de las rocas volcánicas oligocénicas de la MC?

No se ha documentado deformación significativa de edad Plioceno-Pleistoceno en la MC. Sin embargo, el volcanismo Cuaternario y la actividad sísmica a lo largo del SFSLT, así como actividad sísmica en el graben Villa Reyes, dan cuenta de que hay actividad tectónica y magmática focalizada en algunas localidades de la MC.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el proyecto UNAM-PAPIIT IN-102020. Se agradece a dos revisores anónimos cuyas sugerencias ayudaron a mejorar este trabajo.

REFERENCIAS

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009, Synextensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187, 33-52, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.021>
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R.A., García-Arreola, M.E., Almaguer-Rodríguez, J.D.L., Maury, R.C., 2012, Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María volcanic fields, Mexico: the bearing of ICP-QMS data: *Geofísica Internacional*, 51, 293-308.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., López-Doncel, R.A., Bellon, H., Martínez-Esparza, G., 2014, Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, Central Mexico: the transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152-172, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.019>
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, the possibility of widespread Eocene volcanism in the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, 96, 13373-13388.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Ojeda-García, A.C., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65-82, <https://doi.org/10.18268/BSGM2005v57n1a4>
- Albinson, T., 1988, Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombraerete, Colorado, and Fresnillo district, Zacatecas state, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.
- Angeles-Moreno, E., 2018, La evolución tectónica cenozoica de las sierras de Guanajuato y Codornices, México: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 212 pp.
- Angeles-Moreno, E., Nieto-Samaniego, A.F., Ruiz-González, F.J., Levresse, G.,

- Alaniz-Alvarez, S.A., Olmos-Moya, M. de J.P., Xu, S., Miranda-Avilés, R., 2017, The transition between shortening and extensional regimes in central Mexico recorded in the tourmaline veins of the Comanja Granite: *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 65-77.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico: syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, 40, 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Connor, C.B., Becker, T., Henry, C.D., 2003, Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: *Geological Society of America Bulletin*, 115(3), 298-313, doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0298:SPPEAI>2.0.CO;2
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J. F., Henry, C.D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005a, Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late Tertiary extension, Chihuahua, México, *en* Nourse, J.A., Anderson, T.H., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America Special Paper, 393, 509-522.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005b, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57 (3), 187-225, <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a1>
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Mcdowell, F.W. Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Mungia, J.G., Aguillon-Robles, A., 2007, The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 216-233.
- Aranda-Gómez, J.J., Carranza-Castañeda, O., Wang, X., Tseng, J., Pacheco-Castro, A., 2018, Notes on the origin of extensive endorheic regions in central and northern Mexico, and some implications for paleogeography: *Journal of South American Earth Sciences*, 83, 55-67.
- Báez-López, J. A., 2014, *Estratigrafía de la parte sur del Distrito Minero de Guanajuato, México*: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 128 pp., un mapa.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*; 6(5), 621-640, doi: 10.1130/GES00545.1
- Bartolini, C., Mickus, K., 2001, Tectonic blocks, magmatic arcs, and oceanic terranes: A preliminary interpretation based on gravity, outcrop, and subsurface data, northeast-central Mexico, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: AAPG Memoir 75, 29-43.
- Botero-Santa, P.A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., López Martínez, M., Levresse, G., Xu, S.-S., Ortega-Obregón, C., 2015, Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32, 84-98.
- Botero-Santa, P.A., Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2020, Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72 (1), A011019, <http://dx.doi.org/10.18268/>
- Carranza-Castañeda, O., Walton, A.H., 1992, Cricetid rodents from the Rancho El Ocote fauna, Late Hemphillian (Pliocene), state of Guanajuato: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 10(1), 71-93.
- Castillo-Reynoso, J.C., Ferrari, L., Billarent-Cedillo, A., Levresse, G., Inguaggiato, C., 2022, Unraveling the origin of geothermal heat in absence of recent volcanism: The Santiago Papasquiario hydrothermal area, Central-Eastern Sierra Madre Occidental, México: *Geothermics*, 104, 102432, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102432>
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G., López- Martínez, M., 2000, The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 42, 131-151.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G., 2004, La Falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 27-52.
- Cid-Villegas, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Xu, S.-S., Vásquez-Serrano, A., Juárez-Arriaga, E., 2022, Deformación del Cretácico Tardío en el límite de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 74 (2), A230222, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n2a230222>
- Córdoba-Méndez, D.A., 1988, *Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, estado de Durango*: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 7, 136-147.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Alvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 179-203.
- Damon, P.E., Shafiqulla, M., Kenneth F., Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 6, 223-239.
- Del Pilar-Martínez, A., 2021, Evolución del sistema polimodal de fallas normales del sur de la Mesa Central de México: Implicaciones para el desarrollo de áreas afectadas por deformación triaxial frágil: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 178 pp.
- Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2020a, Development of a Brittle Triaxial Deformation Zone in the Upper Crust: The Case of the Southern Mesa Central of Mexico: *Tectonics* 39 (11), e2020TC006166, <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020TC006166>
- Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Angeles-Moreno, E., 2020b, Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the beginning of a polymodal fault system: *Journal of Maps*, 16 (2), 199-211, <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1719911>
- Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A.F., Angeles-Moreno, E., Suárez-Arias, A.M., Olmos-Moya, M.J.P., Alaniz-Álvarez, S.A., Levresse, G., 2021, Digital geological map and geochronological database of the Cenozoic cover of the southern Mesa Central province, Mexico: *Terra Digitalis* 5(2), 1-10, <https://doi.org/10.22201/igg.25940694e.2021.2.89>
- Del Río-Varela, P., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ángeles-Moreno, E., Escalona-Alcázar, F.J., Del Pilar-Martínez, A., 2020, Geología y estructura de las Sierras de Guanajuato y Codornices, Mesa Central, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1), 20 pp., Artículo A071019, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2020v72n1a071019>
- Díaz-Bravo, B.A., Barboza-Gudiño, J.R., Ortega-Obregón, C., Morales-Gámez, M., 2021, Late Cretaceous to Oligocene overlapping plutonic magmatism episodes in the eastern Mesa Central province of Mexico: *International Geology Review*, <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1871866>
- Díaz-Bravo, B.A., Ortega-Obregón, C., Barboza-Gudiño, J.R., 2022, U-Pb geochronology of intrusive rocks of northwestern Mesa Central province and Sector Transversal of Sierra Madre Oriental, Mexico: Time and space distribution of inland Cretaceous-Paleogene magmatism during Mexican orogeny: *Journal of South American Earth Sciences*, 119, 103989, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103989>
- Domínguez-Domínguez, O., Pérez-Ponce de León, G., 2009, ¿La mesa central de México es una provincia biogeográfica? Análisis descriptivo basado en componentes bióticos dulceacuícolas: *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 80, 835-852, <http://dx.doi.org/10.22201/ib.200978706e.2009.003.178>
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Eguiluz y de Antuñano, S., Hernández-Ocaña, M.I., 2020, Icnofósiles en una sucesión fluvio-lacustre en la Sierra Madre Occidental, Durango, México: *Paleontología Mexicana*, 9 (1), 17 - 30.
- Escalona-Alcázar, F.D.J., Solari, L., García y Barragán, J.C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutiérrez, J., García-Sandoval, P., Nieto-Samaniego, A.F., Nuñez-Peña, E.P., 2016, The Palaeocene-early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U-Pb ages, and

- sandstone provenance: *International Geology Review* 58 (7), 826-848, <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1125809>.
- Espíndola, V.H., Quintanar, L., Espíndola, J.M., 2017, Crustal Structure beneath Mexico from Receiver Functions: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5), 2427-2442, doi: 10.1785/0120160152
- Faulds, J.E., Varga, R.J., 1998, The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes, *en* Faulds, J.E., Stewart, J.H. (eds.), *Accommodation zones and transfer zones; the regional segmentation of the Basin and Range Province*: Geological Society of America Special Papers 323, 1-45.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, Ch.M., Manetti, P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari-Pedraglio, L., Morán-Zenteno, D., González-Torres, E., 2007, Actualización del mapa geológico de México, escala 1: 4,000,000. *Nuevo Atlas Nacional de México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 1 mapa.
- 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, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013, Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift: *Geosphere*, 9(5), 1161-1200, doi:10.1130/GES00925.1
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M., Silva-Fragoso, A., 2018, Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift: *Earth-Science Reviews*, 183, 115-152, <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>
- Ferrill, D.A., Smart, K.J., Cawood, A.J., Morris, A.P., 2021, The fold-thrust belt stress+ cycle: Superposition of normal, strike-slip, and thrust faulting deformation regimes: *Journal of Structural Geology*, 148, 104362, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104362>
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P., Tolson, G., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56, 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fix, J.E., 1975, The Crust and Upper Mantle of Central Mexico: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 453-499.
- García, J.A., Mahar, M. A., Goodell, P.C., Molina, C., Ricketts, J.W., 2021, Petrology, geochemistry, stratigraphy, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions of subsurface lithologies in northwestern Mesa Central, Durango, Mexico: Implications for the tectonomagmatic evolution of northwestern Mexico: *Gondwana Research*, 93, 1-25, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.01.005>
- García-Acosta, V., Suárez Reynoso, G., 1996, Los sismos en la historia de México: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 718 pp.
- Gómez-González, J.M., Márquez-Ramírez, V.H., 2021, Sismicidad Guanajuato-San Luis Potosí: Centro de Geociencias, UNAM, Nota informativa, consultada el 26 de septiembre 2022, https://tellus.geociencias.unam.mx/wp-content/uploads/2021/09/nota_sismicidad_GTO2021b.pdf
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.A., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, Núm. 3, 227-283.
- González-Cervantes, N.G., Aranda-Gómez, J.J., Carranza-Castañeda, O.C., Ortega-Obregón, C., 2019, Edad y origen de la paleocuenca continental de Teocaltiche, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 36 (3), 393-410, <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1391>
- González-Naranjo, G.A., Molina-Garza, R.S., Aranda-Gómez, J.J., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Iriondo, A., Bellón, H., 2012, Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 387-409. <https://doi.org/10.18268/BSGM2012v64n3a9>
- Gutiérrez-Navarro, R., Fitz-Díaz, E., Barboza-Gudiño, J.R., Stockli, D.F., 2021, Shortening and exhumation of Sierra de Catorce in northeastern Mexico, in light of ⁴⁰Ar/³⁹Ar illite dating and (U-Th)/He zircon thermochronology: *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103334, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103334>
- Hales, A.L., Helsey, C.E., Naton, J.B., 1970, P travel times for an oceanic path: *Journal of Geophysical Research*, 75(35), 7362-7381, <https://doi.org/10.1029/jb075i035p07362>
- Hayob, J.L., Essene, E.J., Ruiz, J., Ortega-Gutiérrez, F., Aranda-Gómez, J.J., 1989, Young high-temperature granulites from the base of the crust in central Mexico: *Nature*, 342, 265-268.
- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318, 1-26, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00304-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00304-2)
- Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F., Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: *Economic Geology*, 79, 87-105.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Coremi, 2003, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/Coremi scientific collaboration (Part I): United States Geological Survey, Open-File Report 03-020, 79 pp., <http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-020/>
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Coremi, 2004, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/Coremi scientific collaboration (Part II): United States Geological Survey, Open-File Report 04-1444, 46 pp., <https://pubs.usgs.gov/of/2004/1444/>
- Kerdan, T.P., 1992, Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México): Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, tesis de maestría, 347 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico No. 85, 208 pp.
- Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F.J., Simmons, S.F., 1988, K-Ar age studies in the Fresno silver district, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1642-1646.
- Levresse, G., Cervantes-de la Cruz, K.E., Aranda-Gómez, J.J., Dávalos-Elizondo, M.G., Jimenez-Sandoval, S., Rodriguez-Melgarejo, F., Alba-Aldave, L.A., 2016, CO₂ fluid inclusion barometry in mantle xenoliths from central Mexico: A detailed record of magma ascent: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 72-88, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.012>
- Loza-Aguirre, I., 2013, Deformación y volcanismo cenozoicos al noroeste de la Mesa Central, región Tepehuanaes-Canatlán, Durango: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado, 142 pp.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriondo, A., 2008, Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanaes y el graben de Aguascalientes, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (3), 533-548.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Obregón, C., 2012, Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 243-263.
- Luhr, J.F., Pier, J.G., Aranda-Gómez, J.J., Podosek, F., 1995, Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos volcanic field, central Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 321-339.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2018, Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review: *Earth-Sciences Reviews*, 183, 38-55, <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>
- Mascuñano, E., Levresse, G., Cardellach, E., Tritlla, J., Esquivel, R.C., Meyzen, C., 2013, Post-Laramide, Eocene magmatic activity in Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, 299-311.

- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geological Society America Bulletin*, 88, 1479-1486.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., 2012, Timing of intense magmatic episodes in the northern and central Sierra Madre Occidental, western Mexico: *Geosphere*, 8 (6), 1505-1526; doi:10.1130/GES00792.1
- Miranda-Avilés, R., Puy-Alquiza, M.J., Omaña, L., Loza-Aguirre, I., 2016, Los depósitos clásticos pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato: Implicaciones de su composición en la evolución tectonosedimentaria y paleogeográfica: *Estudios Geológicos*, 72(2), e058. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42480.417>
- Montellano-Ballesteros, M., 1990 (1992), Una edad del Irvingtoniano al Rancholabreano para la fauna Cedazo del estado de Aguascalientes: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 9, 195-203.
- Moreira-Rivera, F., Flores-Aguillón, G., Martínez-Rodríguez, L., Palacios-García, R., Chiapa-García, R., Olvera-Campos, A., Pérez-Benavidez, A., González-Monsivais, P., 1998, Carta geológico-minera San Luis Potosí F14-4, escala 1:250 000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L., Munn, S.G., 1990, Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(8), 1234-1253.
- Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J., 2016, Ocean Basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup: *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, 44 (1). <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>. (annurev-earth-060115-012211-32)
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R. A., 2016, An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171:85, doi: 10.1007/s00410-016-1298-9
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Alvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 117-122, <http://rmcg.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/1145>
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica, en Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A. (eds.), *Temas selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(3), 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F., Barajas-Gea, C.I., Gómez-González, J.M.; Rojas, A., Alaniz-Alvarez, S.A., Xu, S.-S., 2012a, Geología, evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del Graben de Santiaguillo, Durango, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), p. 115-130.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ojeda-García, A.C., Alaniz-Álvarez, S.A., Xu, S.-S., 2012b, Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 20(1), 27-40.
- Nieto-Samaniego, A.F., Báez-López J.A., Levresse, G., Alaniz-Alvarez, S.A., Ortega-Obregón, López-Martínez, M., Noguez-Alcántara, B., Solé-Viñas, J., 2016, New stratigraphic, geochronological, and structural data from the southern Guanajuato Mining District, México: implications for the caldera hypothesis: *International Geology Review*, 58(2), 246-262.
- Nieto-Samaniego, A.F., Olmos-Moya, M.J.P., Levresse, G., Alaniz-Alvarez, S.A., Abdullin, F., Del Pilar-Martínez, A., Xu, S., 2020, Thermochronology and exhumation rates of granitic intrusions at Mesa Central, Mexico: *International Geology Review* 62(3), 311-319, <https://doi.org/10.1080/0206814.2019.1602789>.
- Olmos-Moya, M.J.P., 2016, Estratigrafía y estructuras cenozoicas del frente suroeste de la Sierra de Guanajuato: Guanajuato, Gto., México, Universidad de Guanajuato, Departamento de Minas, Metalurgia y Geología, tesis de licenciatura, 113 pp.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1), 37-56, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00249-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00249-4)
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Escalona-Alcázar, F., 2016, The Mesozoic successions of western Sierra de Zacatecas, Central Mexico: provenance and tectonic implications: *Geological Magazine*, 153(4), 696-717, doi:10.1017/S0016756815000977
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Texto explicativo de la Carta Geológica de la República Mexicana, quinta edición, escala 1:2'000,000: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México - Secretaría de Energía Minas e Industria Paraestatal, 74 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, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103565>
- Pérez-Aguirre, X.J., Chávez-Cabello G, Ramírez-Peña, C.F., Méndez-Delgado, S., Romero-de la Cruz, O.M., 2021, Geophysical modeling of the crustal boundary between the Central and Oaxaquia terranes in northern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103288, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103288>
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J.G., 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 174-183.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* 10, 6-25, open Access, [http://satori.geociencias.unam.mx/10-1/\(2\)Quintero.pdf](http://satori.geociencias.unam.mx/10-1/(2)Quintero.pdf).
- Ramos-Leal, J.A., López-Loera, H., Martínez-Ruiz, V.J., Aranda-Gómez, J.J., 2007, Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectrónicos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 31-46.
- Ramos-Salinas, A., Flores-Castro, S., 1992, La caldera excéntrica de La Ordeña, Salamanca, Estado de Guanajuato, en *Convención sobre la evolución geológica de México y Primer Congreso de Mineralogía: Guanajuato, Gto., México, Universidad de Guanajuato - UNAM*, 252-257.
- Ramírez-Peña, C.F., Chávez-Cabello, G., 2017, Age and structural evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas México: evidence of Sevier orogeny in the Mexican Fold Thrust Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 101-114, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.01.007>
- Rivera, J., Ponce L., 1986, Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad del grupo de las ondas Rayleigh: *Geofísica Internacional*, 25, 383-402.
- Rodríguez-Hernández, E., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño, J.F., Cruz-Márquez, J., 2009, Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma-cuenca en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 687-708.
- Rodríguez-Ríos, R., Torres-Aguilera, J.M., 2009, Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 658-673.
- Roldán-Quintana, J., 1968, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, estado de Durango: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 31, 79-105.
- Ruiz-González, F., 2015, Estudio de las vetas de turmalina que registran la historia de exhumación del Granito Comanja, Sierra de Guanajuato, México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 155 pp.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, Central Mexico: Evidence from a Granulite-facies Xenolith Suite: *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Schlische, R.W., Withjack, M.O., 2009, Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth: *Journal of Structural Geology*, 30, 910-925.

- Sieck, P., López-Doncel, R., Dávila-Harris, P., Aguillón-Robles, A., Wemmer, K., Maury, R.C., 2019, Almandine garnet-bearing rhyolites associated to bimodal volcanism in the Mesa Central of Mexico: Geochemical, petrological and geochronological evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 310-328. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.018>
- Sieck, P., Dávila-Harris, P., López-Doncel, R.A., Almaguer, J., Aguillón-Robles, A., Wemmer, K., Guevara, R., 2021a, Voluminous Paleogene volcanism in the southern Mesa Central, Mexico: Unravelling the fissure-fed origin of rhyolitic ignimbrites of the Villa Garcia-Loreto Volcanic Complex: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 415, 107252, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107252>.
- Sieck, P., López-Doncel, R.A., Aguillón-Robles, A., Cruz-Castillo, J.U., Wemmer, K., 2021b, Origin and evolution of the Oligocene rhyolitic magmas in the Mesa Central of Mexico: geochemical, petrological and geochronological evidence from the Guanamé Ignimbrite: *International Journal of Earth Sciences* 110, 2863-2884, <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02088-8>
- Siesgesmund, S., López-Doncel, R., Sieck, P., Wilke, H., Wemmer, K., Frei, D., Oriolo, S., 2018, Geochronological and geochemical constraints on the genesis of Cu-Au skarn deposits of the Santa María de la Paz district (Sierra del Fraile, Mexico): *Ore Geology Reviews*, 94, 310-325, doi:10.1016/j.oregeorev.2018.02.010
- Silva-Romo, G., 1996, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. de S. L. P. y Zac.: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, tesis de Maestría, 139 pp.
- Solari, L.A., Aranda-Gómez, J.J., Moreno-Arredondo, A., Maldonado, R., 2022, U-Pb age of a late Cenozoic ultra-high temperature metamorphic event under Central Mexico, as inferred from granulite xenoliths from Cerro El Toro, Mexico: *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2022.2045640
- SSN (Servicio Sismológico Nacional), 2021, Reporte especial secuencia sísmica del 4 al 6 de septiembre de 2021, Guanajuato-San Luis Potosí (M 4.5): Servicio Sismológico Nacional, UNAM, http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2021/SSNMX_rep_esp_20210906_SecuenciaGuanajuato_M45.pdf
- Suárez-Arias, A.M., 2019, Edad cinemática y fases de actividad del Semigraben de Matancillas, Ojuelos, Jal., México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 110 pp.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Gómez-Anguiano, M., Mata-Segura, J.L., 2006, The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite. *Geofísica Internacional*, 45, 243-253.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S.K., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., Torres-Hernández, J.R., 2019, Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene-Miocene volcanic rocks from the Sierra de San Miguelito complex, Central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102311, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102311>
- Torres-Sánchez, D., Verma, S.K., Barry, T.L., Verma, S. P., Torres-Hernández, J.R., 2020, ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and petrogenesis of the Sierra de San Miguelito Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico: *Lithos*, 370-371 (2020) 105613, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105613>
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 107, 91 pp.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 61(3), 287-303, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2009v61n3a1>
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., 2009b, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics* 471(1), 136-152, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.021>.
- Tristán-González, M., Torres Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Yza-Guzmán, R., 2012, Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México: Control estructural de vetas en el Distrito Minero de Zacatecas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 353-367.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Cruz-Márquez, J., García-Arreola, M.E., Bellon, H., Franzetti, M., Labarthe-Hernández, G., 2015, Características geoquímicas y significado tectónico del complejo de diques y domos félsicos del Paleoceno-Eoceno de La Tesorera, Zacatecas, en la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32 (3), 455-474, <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2015.3.594>
- Umhoefer, P.J., Mayer, L., Dorsey, R.J., 2002, Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 114 (7), p. 849-868, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<0849:EOTMOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<0849:EOTMOT>2.0.CO;2)
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1986, Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-preliminary report: *Geofísica Internacional*, 25(2), 559-573.
- Williams, S.A., Singleton, J.S., Prior, M. G., Mavor, S.P., Cross, G.E., Stockli, D.F., 2020, The early Palaeogene transition from thin-skinned to thick-skinned shortening in the Potosí uplift, Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: *International Geology Review*, 63 (2), 233-263. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1805802>
- Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico: *Geologica Acta*, 2(2), 189-201.
- Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2021, Inherited structures controlling the development of the Arista-Ahualulco graben in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103586, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103586>.
- Yamamoto, J., 1993, Actividad microsísmica en el área de Canatlán, Durango y su relación con la geología regional: *Geofísica Internacional*, 32(3), 501-510.

Manuscrito recibido: diciembre 21, 2022

Manuscrito corregido recibido: abril 13, 2023

Manuscrito aceptado: abril 24, 2023