

Las fases de deformación cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro, y su relación con la sismicidad local

Oscar Gabriel Dávalos-Álvarez^{1,*}, Ángel Francisco Nieto-Samaniego²,
Susana A. Alaniz-Álvarez² y Juan Martín Gómez-González²

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado postal 1-742, 76000 Querétaro, Qro., México.

²Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado postal 1-742, 76000 Querétaro, Qro., México.

* odavalos@geociencias.unam.mx

RESUMEN

La región de Huimilpan se ubica al sur del Estado de Querétaro en la porción centro-septentrional de la Faja Volcánica Transmexicana. La estratigrafía y las fallas documentadas en el área de estudio permiten proponer cuatro fases de deformación extensional para el Cenozoico, las cuales se desarrollaron principalmente durante el Neógeno. La primera ocurrió entre el Oligoceno y el Mioceno medio y corresponde a actividad del sistema de fallas Chapala-Tula. La segunda fase estuvo activa en el Mioceno tardío (Tortoniano) y corresponde a actividad del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. La tercera fase ocurrió en el Plioceno temprano, como resultado de la reactivación del sistema Chapala-Tula. La cuarta fase de deformación, con actividad entre el Plioceno tardío y el Reciente, se asocia al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. Monitoreos sísmicos recientes en la región de Huimilpan indican la existencia de un nivel de microsismicidad arriba del promedio regional. La microsismicidad que se ha registrado, los escasos sismos históricos y las fallas más jóvenes cartografiadas en el área de estudio indican que la zona es tectónicamente activa. La cuarta fase de deformación documentada está estrechamente ligada con la microsismicidad. La actividad de las fallas asociadas al sistema Taxco-San Miguel de Allende muestra una migración hacia el sur-sureste, la cual es evidente dentro del área de estudio a lo largo de la falla Lagunillas-Huimilpan (fases 2 y 4). En el segmento sur de la falla Lagunillas-Huimilpan se documenta la actividad más joven en la región, lo cual junto con algunos datos sísmicos de esa zona, hacen considerar que este segmento de falla es probablemente el que genera la sismicidad local.

Palabras clave: estratigrafía, fallamiento, fallas activas, sismicidad, Cenozoico, Neógeno, Huimilpan, Querétaro, México.

ABSTRACT

The region of Huimilpan is located in the north-central boundary of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Based on the stratigraphy and the documented faults in the study area, four Cenozoic extensional deformation phases are proposed, which mainly occurred during the Neogene. The first deformation phase took place between the Oligocene and the middle Miocene; in this period the Chapala-Tula fault system was active. The second phase is of late Miocene age (Tortonian), corresponding with the Taxco-San Miguel de Allende fault system activity. The third phase occurred in the early Pliocene, with the reactivation of the Chapala-Tula fault system. The fourth phase of deformation, with activity between the late Pliocene and Quaternary, is associated with the Taxco-San Miguel de Allende fault system. Recent seismic record in the region of Huimilpan indicates a microseismicity greater than the average

regional level. The documented microseismicity, the scarce historical seismic events and the youngest faults mapped in the study area indicate that it is an active tectonic zone. The fourth deformation phase documented in the study area is closely related with the microseismicity. The activity of the Taxco–San Miguel de Allende fault system shows a migration towards the south-southeast, which in the study area is evident throughout the Lagunillas–Huimilpan fault (second and fourth phases). The youngest activity in the region is documented in the southern segment of the Lagunillas–Huimilpan fault; its age and the seismic data permit to consider this segment as the probable source of the local seismicity.

Key words: stratigraphy, faulting, active faulting, seismicity, Cenozoic, Neogene, Huimilpan, Querétaro, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La región de Huimilpan se localiza en la porción centro-este de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), hacia el borde septentrional, cerca del límite con el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (SMOr; Figura 1a), en la parte meridional del Estado de Querétaro (Hoja F14C76, La Estancia, INEGI, 2001; Figura 1b). Fisiográficamente está ubicada justo al sur de la Mesa Central (MC; Figura 1a). La escasa ocurrencia de temblores y la falta de registros de eventos sísmicos han propiciado que esta zona del país haya sido considerada asísmica. Sin embargo, en 1998 un sismo afectó el poblado de Sanfandila, Querétaro, ubicado 15 km hacia el NE de Huimilpan (Figura 2). Este fenómeno despertó el interés geológico y geofísico por estudiar el área. Zúñiga *et al.* (2003), documentaron “la secuencia sísmica de Sanfandila”, reportando que la sismicidad se asocia a una falla normal, la cual está sepultada y tiene una dirección azimutal de 334°. Por otro lado, Gómez-González *et al.* (2001) realizaron monitoreos sísmicos en la región de Huimilpan para ubicar la microsismicidad ocurrida durante los años 2000 y 2001. Los monitoreos sísmicos han continuado ya que, dada la variabilidad espacial de la sismicidad, hasta el momento no se han podido identificar plenamente las fallas o los segmentos sismogénicos (*e.g.*, Gómez-González *et al.*, 2002, 2003).

En la región de Huimilpan y zonas aledañas se encuentran estructuras pertenecientes a tres sistemas de fallas regionales: el sistema Taxco–San Miguel de Allende (TSMA, orientación NNW), el sistema Chapala–Tula (Ch–T, orientación ENE) y el sistema de Fallas y Fosas Tectónicas NW (FFTNW) (Figura 1c). Las estructuras son fallas con movimiento normal, algunas de las cuales muestran escarpes con una morfología media a joven. El estado de erosión y la presencia de rocas volcánicas cenozoicas afectadas por esas estructuras, sugieren que en la zona de Huimilpan existe una estructura activa o potencialmente activa, la cual sería la fuente de una parte importante de la sismicidad (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2003a).

Varios autores (Zúñiga *et al.*, 1998, 2003; Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Gómez-González *et al.*, 2001, 2002) documentan actividad tectónica reciente para esta área. No obstante, no se tiene una cartografía geológico-estructural que permita identificar las fallas activas o

potencialmente activas, tampoco se conocen las estructuras o segmentos sismogénicos de la zona.

El presente trabajo tiene como objetivos revisar la estratigrafía de la zona de Huimilpan, documentar las fallas existentes y determinar las fases de actividad del fallamiento. Mediante el estudio de las relaciones de corte, tanto entre las estructuras y la secuencia estratigráfica, como entre fallas, se determinó la edad de los desplazamientos ocurridos en las fallas y se identificaron los segmentos de las estructuras mayores que tuvieron actividad en distintos tiempos. Uno de los objetivos específicos de este trabajo es identificar la presencia de la estructura o del segmento de falla responsable de la sismicidad local registrada en el área.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio está ubicada dentro de la FVTM (Figura 1a), que es una provincia cenozoica de origen volcánico formada en un ambiente tectónico de arco continental (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). De acuerdo con varios autores como Mooser (1972), Demant (1978), Nixon (1982) y Ferrari (2000), entre otros, este arco volcánico se origina por la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la Placa Pacífico. Pardo y Suárez (1995) proponen que la disposición oblicua de este arco con respecto a la trinchera se debe a la geometría que tiene la zona de Benioff por debajo de la placa de Norteamérica en México, ya que las placas Rivera y Cocos subducen con ángulos diferentes en la Trinchera de Acapulco, la primera con un ángulo de aproximadamente 45° y la segunda se hunde con dos ángulos diferentes, en el sector occidental de aproximadamente 30° y hacia la porción oriental su inclinación varía hasta 20°. Dada la orientación que guarda esta provincia respecto a la zona de subducción, y sus características internas, tales como la gran diversidad de estructuras volcánicas, la composición química de las rocas, tanto alcalinas como calcálicas, la coexistencia en espacio y tiempo de volcanismo alcalino de tipo intraplaca, la variabilidad en el ancho del arco y la fase tectónica extensional intra-arco contemporánea al volcanismo, la convierten en uno de los rasgos más representativos de la geología de México (Demant, 1978). La geología de la FVTM está representada por secuencias de rocas volcánicas

producto de coladas de lava, conos cineríticos, domos de lava, maares, volcanes escudo, volcanes compuestos y calderas, que se emplazaron entre el Mioceno y el Cuaternario (Aguirre-Díaz *et al.*, 1998; Ferrari, 2000).

A lo largo de la FVTM se han documentado numerosos arreglos lineales de estructuras que forman sistemas de fracturas y fallas que cortan rocas de edad Plioceno–Cuaternario (*e.g.*, Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). Sobre la traza de estas fallas se emplazan complejos volcánicos, estratovolcanes activos y fuentes hidrotermales. Además de este mosaico estructural, en algunos puntos del arco volcánico se ha documentado actividad sísmica (*e.g.*, Suter *et al.*, 1996), por lo que se considera una zona tectónicamente activa (Suter *et al.*, 1992, 1995b; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998, 2001; García-Palomo *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Gómez-González *et al.*, 2001; Zúñiga *et al.*, 2003).

ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio afloran rocas volcánicas de edad cenozoica con composiciones intermedias a félsicas. La columna estratigráfica está constituida por seis unidades, emplazadas principalmente en el Mioceno–Plioceno. Estas

rocas están cubiertas por depósitos clásticos continentales del Cuaternario. En este trabajo se estableció la secuencia estratigráfica con base en fechas reportadas en la literatura y un fechamiento nuevo, así como por las relaciones estratigráficas establecidas durante el trabajo de campo. Se documentaron dos unidades nuevas, y se reubicó la posición estratigráfica para algunas unidades, lo cual se describe en las siguientes líneas. Para la clasificación de las rocas se empleó el diagrama de Streckeisen (1979) (Apéndice A).

Latita La Cuesta

Dávalos-Álvarez y Nieto-Samaniego (2002) reconocen una roca de composición intermedia, porfídica, color rosa claro, con fenocristales de sanidino, plagioclasa y pocos máficos a la que nombran informalmente como dacita La Cuesta. Con base en un análisis petrográfico, Dávalos-Álvarez (2003) la clasificó como una latita, cuyo contenido mineral consiste de cantidades casi iguales de sanidino y plagioclasa (labradorita y andesina), pocos cristales de hornblenda y escaso cuarzo. Ambos trabajos refieren a esta unidad en los cortes de la carretera estatal Corregidora–Huimilpan, en el poblado de La Cuesta, Querétaro (Figura

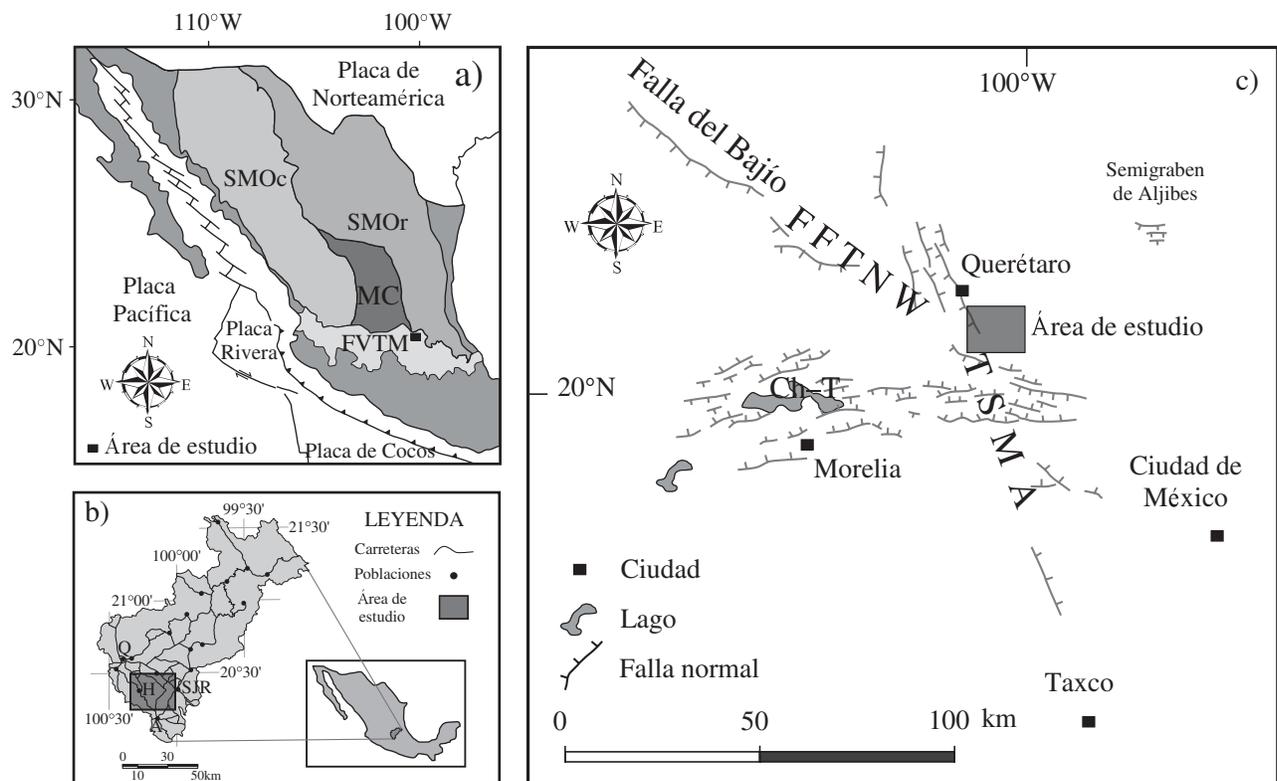


Figura 1. a) Provincias geológicas del centro-norte de México. SMOc: Sierra Madre Occidental; SMOr: Sierra Madre Oriental; MC: Mesa Central; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana (Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). b) Mapa de ubicación del área de estudio (Modificado de CRM, 1992). El área de estudio corresponde con la Hoja La Estancia (F14C76), escala 1:50000 (INEGI, 2001). A: Amealco, H: Huimilpan, Q: Querétaro, SJR: San Juan del Río. c) Sistemas de fallas regionales. FFTNW: Fallas y Fosas Tectónicas NW; TSMA: Taxco San Miguel de Allende; Ch-T: Chapala Tula (Modificado de Ferrari, 2000).

2), del cual deriva su nombre. Dentro del área de estudio aflora en la parte centro-occidental de la Hoja La Estancia, donde se puede apreciar principalmente en dos complejos dómicos, uno al centro de la hoja, el cual forma la Sierra de Vaquerías, y otro que aflora en el extremo más occidental del área, entre los poblados de El Granjeno, La Cuesta y Piedra Lisa. También se pueden observar pequeños afloramientos al SW, en la porción septentrional de la Sierra El Rincón, entre los poblados de Pío Doce, La Beata y La Joya (Figura 2). Esta unidad está constituida por una roca ígnea extrusiva de composición intermedia-félsica, leucocrática, color rosa a crema o gris violáceo, mesocristalina. Contiene fenocristales de sanidino, labradorita, escaso cuarzo y pocos máficos (hornblenda), emplazados en una matriz mesocristalina. La mayoría de los fenocristales son subhedrales, presentándose algunos euhedrales. Preferentemente tienen tamaño entre 1 y 5 mm, aunque también se pueden ver cristales mayores a 5 mm. La roca presenta textura porfirítica, perlítica y amigdaloides (cuarzo secundario rellenando vesículas).

Las rocas de la latita La Cuesta se observan muy fracturadas, siendo cubiertas e intrusionadas a manera de diques por rocas de la andesita Vaquerías. La posición estratigráfica que guarda esta roca es subyaciendo a la andesita Vaquerías; en el área de estudio no se observó la base de esta unidad. Por las cotas de sus afloramientos es posible estimar un espesor mínimo de 150 a 200 m. Alaniz-Álvarez et al. (2001) documentaron una unidad que denominaron Dacita Obrajuelo, que aflora fuera del área de estudio en la Hoja Querétaro (F14C65; INEGI, 2000), como a 40 km al norte de Huimilpan. Basándose en su posición estratigráfica ubicaron su edad entre el Oligoceno y el Mioceno medio, ya que es cubierta por derrames del Basalto Querétaro de 6.2 ± 0.6 Ma (Valdéz-Moreno et al., 1998) y, al igual que en la latita La Cuesta, no aflora su base. Debido a las semejanzas en cuanto a posición estratigráfica y composición, se considera posible una correlación entre ambas unidades y que la edad de la latita La Cuesta se ubique entre el Oligoceno y el Mioceno medio.

Andesita Vaquerías

En la parte oriental de la región de Huimilpan, Nelson y Sánchez-Rubio (1986) describieron la presencia de rocas basálticas, color gris, afíricas, que subyacen a una secuencia de ignimbritas. Esta unidad fue nombrada andesita Vaquerías por Aguirre-Díaz (1996), tomando su nombre del poblado Vaquerías ubicado hacia la porción central de la Hoja La Estancia (Figura 2); dicho autor la describió como una roca intermedia a máfica, con coloración que varía de gris a gris azulado o gris oscuro. Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en la parte septentrional de la hoja, extendiéndose fuera de ella en la zona norponiente. Al NNW de la Sierra de Vaquerías (complejo dómico ubicado al centro de la hoja), rocas de esta unidad forman una serie de mesetas, en las cuales se puede apreciar lineamientos de

fuentes eruptivas en dirección ENE (Figura 2).

La andesita Vaquerías consiste de rocas ígneas extrusivas intermedias a máficas, melanocráticas, color gris oscuro a negro, mesocristalinas; contiene fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico (<1 mm a 5 mm) y se aprecian microcristales máficos. Los cristales varían de subhedrales a anhedrales, y escasos euhedrales. Típicamente las rocas de esta unidad se presentan como coladas lávicas y también se llegan a ver derrames del tipo *pahoehoe*; en ocasiones los derrames presentan estructuras columnares y texturas tanto afaníticas como seriadas y porfiríticas, y se llega a presentar escoriácea; las vesículas varían de 1 a 5 mm alcanzando hasta 1 cm. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo a la latita La Cuesta y descansa sobre ella la andesita Guadalupe, aunque se le puede ver comúnmente cubierta por la toba Amealco. En la región de Huimilpan se había reportado la existencia de volcanismo cuaternario (Cerro Gordo; Figura 2; Aguirre-Díaz, 1996), pero en el trabajo de campo realizado se pudo documentar que el cuerpo volcánico asociado a vulcanismo reciente corresponde a las rocas de la andesita Vaquerías. Al sur del Cerro Gordo se encontraron afloramientos en los que se observa a la roca andesítica cubierta por rocas piroclásticas de la toba Amealco descrita más adelante (Figura 3, sección C-C'); adicionalmente, se observaron fragmentos de rocas basálticas dentro de la secuencia piroclástica. Esta relación descarta una edad cuaternaria para ese vulcanismo. Los espesores que presenta esta unidad son muy variables, considerando las curvas topográficas en los afloramientos mayores, se le estima entre 200 y 250 m. Por su posición estratigráfica se estima una edad del Mioceno medio a tardío. Aguirre-Díaz (1996) realizó un fechamiento K-Ar en roca total para una muestra recolectada en el poblado de Vaquerías, obteniendo 5.69 ± 0.35 Ma. Esta edad no es acorde con la posición estratigráfica observada en el presente trabajo para dicha unidad, ya que la edad obtenida para la andesita Guadalupe (descrita más adelante) restringe a la andesita Vaquerías a un periodo anterior a los 8.81 ± 0.13 Ma (Figura 2; Apéndice B).

Andesita Guadalupe

Dávalos-Álvarez y Nieto-Samaniego (2002) reconocieron esta unidad como una roca intermedia a máfica, con fenocristales de hornblenda y la denominaron informalmente andesita Santa Isabel. Posteriormente Dávalos-Álvarez (2003) denominó informalmente esta unidad como andesita Guadalupe basándose en que el afloramiento cercano a esa localidad es el más representativo de su litología, ya que en esa parte se puede ver la roca más fresca. Aflora principalmente en el lado oeste de la Hoja La Estancia, formando tres pequeños cuerpos volcánicos emplazados a lo largo de la traza de una falla orientada al NNW (Figura 3, sección A-A' y B-B'); falla Lagunillas-Huimilpan, descrita más adelante), y hay un cuarto cuerpo de dimensiones mayores ubicado hacia la porción central de la hoja, en las cercanías

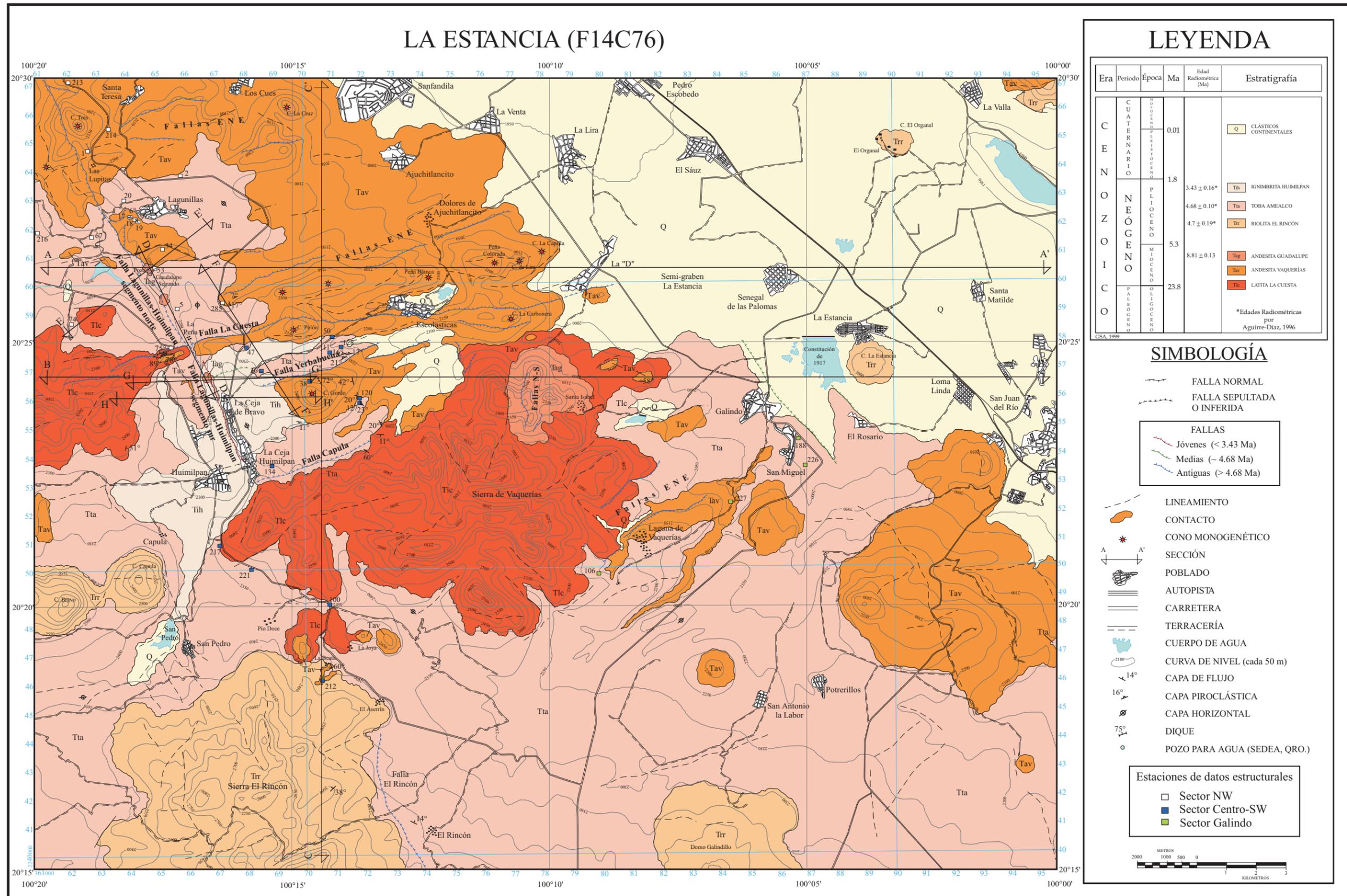


Figura 2. Mapa Geológico del área de estudio. Base topográfica INEGI (2001).

del poblado de Santa Isabel (Figura 2). Se trata de rocas con composición variable de intermedia a máfica, mesocráticas y mesocrystalinas. La roca distintiva de esta unidad es de color pardo rojizo, contiene abundantes fenocristales de hornblenda y plagioclasa, algunos de feldespato potásico y escasos de cuarzo, en una matriz vítrea.

La andesita Guadalupe suprayace a la andesita Vaquerías y subyace a la toba Amealco de 4.68 ± 0.10 Ma (K-Ar, en vidrio y en sanidino, Aguirre-Díaz, 1996). A esta unidad se le estima un espesor mínimo de 50 m en su afloramiento principal, evidenciado por la relación de corte de un pozo para agua (perforado por la Secretaría de Desarrollo Agropecuario, SEDEA, Querétaro, comunicación personal; Figura 2). De esta unidad se realizó un fechamiento isotópico ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda (Apéndice B). La edad obtenida para la andesita Guadalupe es de 8.81 ± 0.13 Ma.

Riolita El Rincón

Nelson y Sánchez-Rubio (1986) documentaron informalmente la riolita Lagunas de Servín y la riolita Galindillo, describiéndolas como rocas con fenocristales de feldespato, bandeadas y perlíticas, emplazadas en forma de dos domos localizados a ~12 km al norte de la Caldera de Amealco (Sierra El Rincón y Domo Galindillo; Figura 2); denominan a estas rocas como “unidad pre-ignimbrita”, refiriéndola respecto a la toba Amealco (Aguirre-Díaz, 1993). Por su parte Verma *et al.* (1991) describieron un domo de composición riolítica (Sierra El Rincón; Figura 2), fuertemente erosionado y con estructura fluidal, que contiene fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz vítrea desvitrificada; consideran a este domo como parte de lo que identificaron como “unidad E”, que son rocas pre-toba Amealco. Aguirre-Díaz (1996), utilizó el nombre de “riolitas pliocénicas” para describir una secuencia de rocas piroclásticas y domos félsicos que correlaciona con las rocas del Domo Galindillo; además documentó otra unidad de rocas riolíticas que forman un complejo dómico de lavas afiricas y perlitizadas (Sierra El Rincón) para las cuales propone el nombre de riolita El Rincón, mencionando que cubren a las rocas de la toba Amealco; esta relación estratigráfica es discutida más adelante.

Los autores arriba mencionados se refieren en sus descripciones a los mismos complejos dómicos. Las rocas riolita Lagunas de Servín, riolita Galindillo, riolitas pliocénicas, riolita El Rincón y el domo riolítico de la “unidad E”, pertenecen a la misma unidad volcánica y corresponden a un mismo periodo de emplazamiento, el cual es anterior a la toba Amealco (Dávalos-Álvarez, 2003). En este trabajo mantenemos el nombre de riolita El Rincón propuesto informalmente por Aguirre-Díaz (1996) para designar a esta unidad. Para la posición estratigráfica de estas rocas conservamos el punto de vista tanto de Nelson y Sánchez-Rubio (1986) como de Verma *et al.* (1991), acorde con las observaciones de campo realizadas durante el actual

trabajo.

Los domos riolíticos afloran principalmente hacia la parte meridional de la Hoja La Estancia. Son seis domos con dimensiones que varían de uno a nueve kilómetros en su diámetro mayor. En el sector SW del área de estudio (Figura 2) se localiza la Sierra El Rincón, al norte de la cual se emplazan las estructuras volcánicas Cerro Bravo y Cerro Capula; hacia la esquina SE de la hoja, en las cercanías del poblado de San Antonio La Labor, se puede ver otro cuerpo volcánico que se denomina Domo Galindillo. Aflorando hacia la porción oriental del área de estudio, junto a la presa Constitución de 1917, se sitúa el domo Cerro La Estancia y 7 km al norte de este cuerpo hay otro domo más pequeño, sobre el que se asienta el poblado El Organal (Figura 2).

Las rocas que constituyen la riolita El Rincón son félsicas, leucocráticas, color blanco a rosa e intemperizan a café-amarillo. En diferentes afloramientos se pueden ver de mesocrystalinas a holohialinas. Son rocas que varían de porfiríticas, granulares, con cristales de tamaño medio a fino (de 1 a 5 mm y <1 mm), a rocas afaníticas. Contienen fenocristales de cuarzo y sanidino en una matriz vítrea, los cristales varían de subhedrales a anhedrales y hay escasos euhedrales. Es frecuente que se presente con cristales oxidados. Es común ver rocas con estructura perlítica, aunque también se presentan estructuras vitrofidicas y amigdaloides.

Estratigráficamente su límite superior está determinado por el contacto con la toba Amealco, la cual se puede apreciar cubriendo a los domos riolíticos del área. Aguirre-Díaz (1996) afirmó que el emplazamiento del domo Sierra el Rincón es posterior a la toba Amealco, argumentando que en los flancos SE y N del domo se aprecia el depósito piroclástico subyaciendo a la riolita. En el flanco N se observa a la riolita brechada cubriendo una secuencia piroclástica mal soldada, rica en pómez de color blanco y con escasa pómez negra, que contiene líticos de andesita y de riolita fluidal; a su vez, se presenta una ignimbrita semejante a la descrita cubriendo a las rocas de la riolita El Rincón. En ese lugar, las relaciones de contacto no son muy claras y no es posible discernir si la ignimbrita que yace bajo la riolita corresponde a la toba Amealco. Sin embargo, en el flanco oriente del complejo volcánico, 1 km al sur del poblado El Aserrín, se encontró a la ignimbrita con pómez y vidrio no colapsado, que típicamente corresponde a la toba Amealco, cubriendo a la riolita El Rincón (Figura 3; Sección C-C'). La relación se puede apreciar tanto en los bordes del domo como en el fondo del Arroyo El Agua Fría. Adicionalmente a estas observaciones, en el poblado de La Beata se puede ver claramente como las lavas riolíticas se encuentran depositadas sobre la andesita Vaquerías y, aunque la toba Amealco tiene espesores de hasta 30 m y aflora a ambos lados de la Sierra El Rincón, no hay evidencias de que ésta haya existido entre la riolita y la andesita. De esta manera, se ubica a esta roca estratigráficamente descansando sobre la andesita Vaquerías y siendo cubierta por las ignimbritas de la toba Amealco. Los espesores para esta unidad son muy

variables, con base en las dimensiones de sus diferentes afloramientos estos pueden variar entre 50 y 300 m, según el tamaño del domo. Aguirre-Díaz (1996) fechó una roca riolítica emplazada en la Sierra Los Agustinos, al poniente de la región de Huimilpan (Lat N 20°10'11" y Long W 100°27'54"), la cual corresponde a la riolita El Rincón, y obtuvo una edad de 4.7 ± 0.19 Ma (K-Ar en sanidido).

Toba Amealco

Sánchez-Rubio (1984) y Nelson y Sánchez-Rubio (1986) reportaron una serie de depósitos piroclásticos en la localidad de Arroyo Hondo (17 km al norte de la Caldera de Amealco y 6 km al sur del poblado de Galindo; Figura 2). Verma *et al.* (1991) describieron informalmente estos depósitos como una secuencia piroclástica compuesta de flujos de ceniza y que presenta juntas columnares, la cual identificaron como ignimbrita Amealco. Por su parte, Aguirre-Díaz (1993) usó el nombre de toba Amealco para describir esta secuencia piroclástica originada por la Caldera de Amealco y la documentó como una secuencia compuesta de tres ignimbritas principales, intercaladas con ignimbritas secundarias no soldadas, pómez de caída, depósitos tipo *surge* y flujos de lodo. Identificó a las ignimbritas principales como Amealco I, Amealco II y Amealco III, las cuales describe como rocas de color gris a gris oscuro, soldadas y que forman juntas columnares, contienen abundante pómez negra y comúnmente presentan *fiammes*. En la ignimbrita I y III, se presentan abundantes líticos de composición traquiandesítica.

La toba Amealco ocupa aproximadamente el 30% del área de la Hoja La Estancia, aflora con mayor extensión en la porción meridional, y forma amplias planicies con alturas de 2,000 a 2,500 msnm. En el extremo NW del área de estudio se extiende rellenando una paleotopografía formada por cañones producto de erosión regresiva y por fosas tectónicas de diversas extensiones (Figura 2). En la región de Huimilpan, la roca de esta unidad que típicamente se aprecia es una ignimbrita color gris a gris oscuro, consolidada, pobremente soldada y ligera. Contiene abundante pómez negra y poca pómez blanca, las pómez varían de angulosas a subredondeadas, son de tamaño de grano medio a muy grueso y con pocos finos, generalmente se ve sin colapsar, aunque también presenta algunas *fiammes*. Además, exhibe líticos angulosos de andesita basáltica y algunos de latita y/o riolita, que son de tamaño grueso a medio; la matriz está compuesta por ceniza. También es común encontrarla como una roca de color café rojizo, muy dura, soldada y densa, que contiene abundante vidrio y presenta textura eutaxítica. Estas rocas intemperizan en tonos rojizos y forman juntas columnares. Hacia la porción basal se puede ver un depósito de *surge* gris a gris oscuro, compuesto por granos del tamaño de arena y depósitos de *lapilli* de caída, constituidos por pómez fina a gruesa (varía desde 2 mm hasta 20 mm) de color amarillo pálido a crema, con soporte

clástico, se presentan mal gradados o con gradación inversa y pueden aparecer tanto soldados como sin soldar. Capas que corresponden a la toba Amealco están en contacto con rocas de diversas unidades; en el área de estudio estos flujos piroclásticos están cubriendo a la latita La Cuesta, andesita Vaquerías, andesita Guadalupe y riolita El Rincón, y son cubiertos por la ignimbrita Huimilpan y los depósitos clásticos continentales.

El espesor de la toba Amealco se asigna con base en las relaciones del contacto entre la andesita Vaquerías y la toba Amealco, típicamente se observan espesores entre 15 y 30 m, aunque llegan a alcanzar los 70 m. Aguirre-Díaz (1996) realizó el fechamiento radiométrico de cuatro muestras (Am-1, Am-12, Am-22, Am-208), tres de ellas pertenecientes al primer flujo, al que identificó como Amealco I. El material que analizó en las muestras Am-22 y Am-208 fue vidrio, en la Am-12 fue feldespató y en la Am-1 utilizó tanto vidrio como feldespató. La edad que asignó a esta unidad es de 4.68 ± 0.10 Ma.

Ignimbrita Huimilpan

Aguirre-Díaz (1996) cartografió esta unidad dándole el nombre de ignimbrita Huimilpan; no la describe formalmente, y sólo menciona que es una roca piroclástica, color rosa, soldada, de composición félsica, y pobre en cristales de cuarzo y feldespató.

La ignimbrita Huimilpan aflora en la parte poniente de la Hoja La Estancia, principalmente en la porción central alrededor del poblado de Huimilpan. Hacia la esquina NW de la hoja, esta unidad sólo se encontró al norte de la Falla La Cuesta en afloramientos de muy poca extensión y escaso espesor, al parecer los desniveles topográficos formados tanto en la latita La Cuesta como en la andesita Vaquerías, impidieron su paso hacia la porción septentrional de esta zona. Es una roca félsica, leucocrática, color gris claro que varía a tonos amarillos y café claro, es mesocrystalina, dura y densa. Contiene fenocristales de sanidino y plagioclasa (oligoclasa-andesina), los cristales son del tamaño de grano fino, presenta textura porfídica y se llega a apreciar perlítica; contiene pocos líticos, hay fragmentos de pómez gris y pómez gris colapsada (*fiammes*). Los cristales muestran cierta orientación, varios se presentan oxidados y en algunos afloramientos la roca muestra huecos de minerales alterados.

La ignimbrita Huimilpan es la roca volcánica más joven que aflora en la zona, cubre a las unidades toba Amealco, andesita Guadalupe, andesita Vaquerías y latita La Cuesta. Dada su posición estratigráfica se le asigna una edad pliocénica. El espesor de esta unidad varía de 5 a 10 m.

Aguirre-Díaz (1996) correlacionó a la ignimbrita Huimilpan con la ignimbrita Huichapan, que es una roca piroclástica asociada a la caldera pliocénica del mismo nombre (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001); esta roca aflora fuera del área de estudio a aproximadamente 20 km

al oriente de la Caldera de Amealco. Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) obtuvieron para la ignimbrita Huichapan una edad de 3.43 ± 0.16 Ma, estudiaron dos muestras, en una analizaron vidrio y en la otra sanidino, ambas por el método de K-Ar. En el presente trabajo se adopta la edad de 3.43 ± 0.16 Ma para la ignimbrita Huimilpan.

Clásticos continentales

Hacia el extremo NE de la hoja hay una extensa zona cubierta por aluvión donde abundan sedimentos arcillosos y depósitos epiclásticos. Estos depósitos ocupan un extenso valle que se desarrolla dentro de una cuenca de relleno aluvial que hemos interpretado como una semifosa tectónica. También existe coluvión, principalmente en los bordes de los escarpes de las fallas y como depósitos de pie de monte, está compuesto de bloques de andesita, latita e ignimbrita, contenidos en una matriz de arena fina. A lo largo del área, en pequeños afloramientos, se puede apreciar un conglomerado polimíctico con espesores de 1 a 3 m, formado por fragmentos redondeados con diámetros que varían de unos cuantos milímetros a 5–10 cm, llegando algunos clastos a medir hasta 40 cm, compuesto por líticos de andesita y por rocas de composición félsica–intermedia alterados (al parecer riolita y/o latita); los clastos están mal clasificados, pobremente consolidados y contenidos en una matriz arcillosa.

ESTRUCTURAS

El área de estudio se encuentra afectada por los sistemas de fallas regionales Taxco–San Miguel de Allende (TSMA, orientación preferente NNW), Chapala–Tula (Ch–T, orientación preferente ENE) y un tercer sistema orientado preferentemente al NW, que denominaremos Fallas y Fosas Tectónicas NW (FFTNW) (Figura 1c). El TSMA fue reconocido por Demant (1978) y el sistema Ch–T fue documentado por Johnson y Harrison (1990). Varios autores han estudiado porciones de estos sistemas atribuyéndoles segmentos activos o potencialmente activos (*e.g.*, Pasquaré *et al.*, 1987; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Suter *et al.*, 1992, 1996; Norato-Cortéz, 1998; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ojeda-García *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Reyes-Zaragoza, 2001; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002; entre otros). En un contexto regional, por las edades documentadas en la literatura para estos tres grupos de fallas o para fallas asociadas, se reconoce que tuvieron actividad durante el Cenozoico. En el sistema FFTNW, las edades documentadas van desde el Oligoceno tardío al Mioceno (Falla del Bajío, Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Fallas del Distrito Minero de Guanajuato, Nieto-Samaniego, 1990; Semigraben de Bledos, Labarthe-Hernández y Huerta-Cobos, 1998; Sistema San Luis de la Paz–Salinas de Hidalgo, Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). El sistema TSMA

tiene actividad reportada en su porción centro y norte del Mioceno medio hasta el Reciente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Finalmente, el sistema Ch–T es considerado comúnmente posterior al TSMA, y la sismicidad histórica ocurrida en diversas fallas ENE denotan una actividad para este sistema que va desde el Mioceno–Plioceno al Reciente (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Suter *et al.*, 1992, 1995b; Norato-Cortéz, 1998).

Fallas asociadas al sistema Chapala–Tula en la región de Huimilpan

Falla La Cuesta

Esta falla está ubicada en la esquina noroeste de la Hoja La Estancia, aproximadamente a cinco km al norte de Huimilpan y cuatro km al sur de Lagunillas, la traza pasa por el poblado La Cuesta (Figura 2). En esta zona, la roca expuesta está fuertemente fracturada y se pudieron obtener datos de planos de falla con indicadores cinemáticos (ver Apéndice C). Se trata de una falla normal con una ligera componente izquierda, orientada $N75^\circ E$ y buzante al NNW. Su traza se puede seguir por 18 km y hacia la esquina NE de la hoja ésta se pierde bajo depósitos clásticos continentales. Afecta a la latita La Cuesta, unidad en la que se observa un intenso fracturamiento y se pudieron medir algunos planos de falla que muestran estrías y otros indicadores cinemáticos como escalones y huellas de deslizamiento (*e.g.*, Tolson, 1996; Doblas, 1998); de estas estructuras se deduce el movimiento normal con una componente izquierda. En la andesita Vaquerías, cerca del poblado de Escolásticas, se aprecia el alineamiento de fuentes eruptivas paralelo a la traza de la falla La Cuesta (Figura 2). Esta evidencia nos hace pensar que hubo una primera fase de actividad de la falla previa al emplazamiento de la andesita Vaquerías. Sobre las mesetas andesíticas de la andesita Vaquerías se observan varios escarpes con morfología joven que alcanzan desniveles de 50 a 80 m. Estos escarpes son paralelos y uno de ellos coincide con la traza de la falla, lo que indica una segunda fase de actividad de esta estructura. Considerando el desnivel de los afloramientos al alto y bajo de la falla se le puede suponer un rechazo vertical mínimo de 100 m. La falla La Cuesta corta a la falla Lagunillas–Huimilpan y la divide en dos segmentos con actividad en diferentes tiempos, lo cual será abordado más adelante. La última deformación en la falla La Cuesta ocurrió aproximadamente en el Mioceno tardío, previo al depósito de la toba Amealco y posterior al emplazamiento de la andesita Vaquerías.

Falla Yerbabuena

Esta falla se localiza en la parte centro-oriental de la Hoja La Estancia. Es una estructura con orientación $N77^\circ E$, ubicada en el flanco norte del Cerro Gordo, cinco km al NE de Huimilpan (Figura 2), su traza se prolonga por 6 km, corta a las andesitas basálticas producto del volcán Cerro Gordo (andesita Vaquerías) y está cubierta por la toba

Amealco. Con base en el desnivel topográfico que produjo, se le estima un rechazo vertical aproximado de 70m. La actividad principal de la falla Yerbabuena afectó a las lavas de la andesita Vaquerías y es anterior a los depósitos de la toba Amealco.

Falla Capula

En el flanco septentrional del domo Sierra de Vaquerías, se observa un desnivel topográfico que forma un rasgo morfológico lineal muy marcado, a lo largo del cual se observa el truncamiento de las unidades latita La Cuesta y toba Amealco, así como centros eruptivos alineados (domos Cerro Capula y Cerro Bravo). El lineamiento tiene una orientación general N70°E, y se infiere que la morfología es producto de una falla normal buzante al NW. Se ubica a 1 km al oriente de Huimilpan, su traza pasa por el poblado de Capula y se puede seguir por aproximadamente 16 km (Figura 2). Afecta a la latita La Cuesta y se encuentra cubierta por las unidades andesita Vaquerías y toba Amealco. Los elementos morfológicos observados y la disposición de las unidades estratigráficas nos permite interpretar que se trata de una falla sepultada. La reconstrucción de los eventos asociados con la actividad de esta falla se puede establecer de la siguiente forma: Durante la actividad de la falla ésta afectó al domo de latita Sierra Vaquerías, cortando los lóbulos del flanco septentrional y hundiendo el bloque NW; la erosión e intemperismo actuaron sobre el escarpe original de la falla, lo que provocó el corrimiento del escarpe de la estructura, manteniendo una morfología recta sobre el flanco del domo; finalmente, se emplazaron los diferentes flujos piroclásticos de la toba Amealco sepultando el flanco norte del domo y dejando como evidencia de la deformación sólo la marcada topografía lineal sobre las latitas (Figura 2). Esta falla es anterior al emplazamiento de la toba Amealco, por lo cual es más antigua que 4.68 ± 0.10 Ma (Aguirre-Díaz, 1996), y afecta a la latita La Cuesta, a la que se le asignó una edad tentativa entre el Oligoceno y el Mioceno medio. Su relación con la andesita Vaquerías no se pudo determinar.

Fallas ENE

Son una serie de fallas subparalelas con movimiento de tipo normal, forman escarpes con desniveles de decenas de metros que muestran un grado de erosión medio a joven; su presencia se infiere por la marcada morfología lineal con orientación ENE que se aprecia en las mesetas andesíticas. Su expresión topográfica es clara y para algunas trazas sí se pudieron medir planos de fallas menores asociados a las estructuras principales. Su mayor ocurrencia se observa hacia la porción NW de la hoja, en zonas aledañas al poblado de Guadalupe Primero, donde se midieron varios planos de falla con indicadores cinemáticos que muestran un movimiento normal (ver Apéndice C). También fue posible localizar algunos planos en las cercanías de los poblados de Escolásticas, Dolores de Ajuchitlancito, La Ceja de Bravo y Laguna de Vaquerías (Figura 2). La edad de estas fallas es probablemente del Mioceno tardío, ya que afectan a la

andesita Vaquerías, pero no se encontró relación de las fallas con rocas más jóvenes.

Fallas asociadas al sistema Taxco–San Miguel de Allende en la región de Huimilpan

Falla Lagunillas–Huimilpan

Es una falla normal con una orientación general NNW. En la Hoja La Estancia se extiende aproximadamente por 16 km, desde el límite septentrional de la hoja (esquina NW), 5 km al norte de Lagunillas, hasta el poblado de Huimilpan (Figura 2). La falla Lagunillas–Huimilpan constituye la porción meridional del sistema de fallas Querétaro descrito por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001).

La falla Lagunillas–Huimilpan presenta diferencias en su morfología a lo largo de su traza y se han documentado en ella varias etapas de actividad. La variación se aprecia entre los dos segmentos mayores que la constituyen, los cuales están limitados por la falla La Cuesta. A continuación se especifican las características de cada segmento:

Segmento norte. De norte a sur, esta falla pasa por los poblados de Las Lupitas, Lagunillas, Guadalupe Segundo y La Peña, hasta limitar con la falla La Cuesta (Figura 2). Su orientación promedio es N35°W con buzamiento al SW; es una falla de tipo normal y su traza tiene aproximadamente 7 km de longitud, afecta a la latita La Cuesta y a la andesita Vaquerías. La relación de campo testifica que tuvo un periodo de actividad anterior a la andesita Guadalupe (8.81 ± 0.13 Ma, Apéndice B), ya que cuerpos volcánicos correspondientes a esta unidad están emplazados sobre la traza del escarpe (Figura 4). La relación de la falla con la toba Amealco se puede definir por los espesores que presenta esta unidad; en el alto se estima un espesor de 70 m aproximadamente y en el bajo un máximo de 30 m, la información fue obtenida del corte litológico de un pozo perforado por la SEDEA, Querétaro (comunicación personal; Figura 2). Se deduce que la toba Amealco se emplazó después de una primera fase de actividad de la falla, rellenando la fosa formada durante dicha fase. El desplazamiento aproximado para esta falla se estima entre 200 a 250 m. Esta deformación se infiere también por el desnivel del escarpe, que es de aproximadamente 100 m, y por las discontinuidades y el truncamiento de las unidades de roca. Además, en el bloque del bajo podemos apreciar abundantes derrames de la andesita Vaquerías, al contrario del bloque del alto, donde la andesita aparece más aislada en afloramientos muy pequeños.

Segmento sur. Se extiende de sur a norte, desde La Ceja de Huimilpan pasando por La Ceja de Bravo, hasta limitar con la falla La Cuesta (Figura 2). Se orienta N25°W y buza al SW, su traza tiene una longitud de 4 km y forma la terminación de la falla. En esta parte se observa una segunda falla más reciente, paralela al primer escarpe, que se interpreta como formada en una etapa de reactivación de la falla Lagunillas–Huimilpan. Hacia la terminación de la falla ambos escarpes se unen formando una sola traza. En

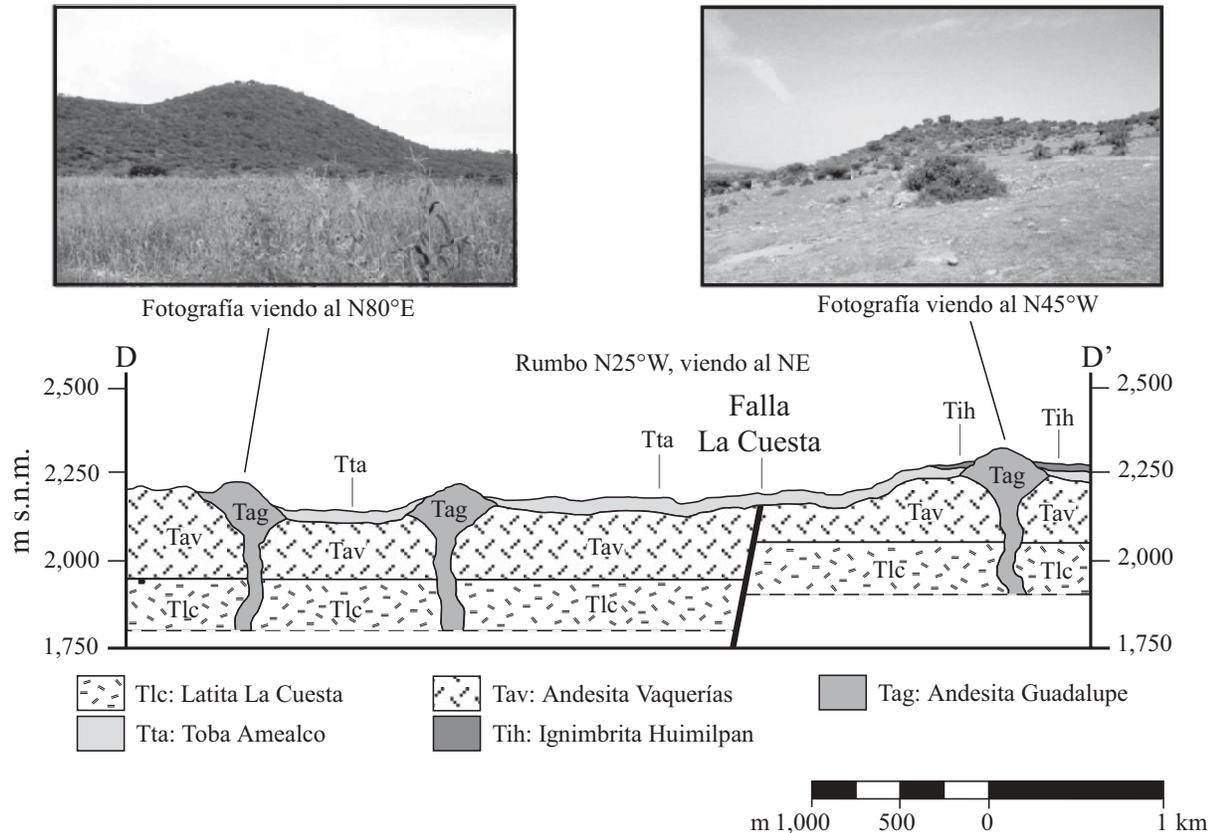


Figura 4. Sección esquemática que muestra la relación del volcanismo con las fallas; se muestran fotografías de los domos emplazados sobre la traza de la falla Lagunillas-Huimilpan. Su ubicación se indica en el mapa geológico de la Figura 2.

las fotografías aéreas (INEGI, SINFA 1:75,000) se observa claramente cómo la traza de la falla más joven se desarrolló por medio de enlaces de segmentos de falla (e.g., Crider, 2001; Figura 5a). En esta zona se pudo documentar sobre el escarpe más joven que la actividad del fallamiento afectó hasta la ignimbrita Huimilpan (3.43 ± 0.16 Ma, Aguirre-Díaz, 1996), ya que esta estructura corta a las ignimbritas, exponiendo a lo largo de su escarpe a la toba Amealco, quedando afloramientos de la ignimbrita Huimilpan tanto en el bloque del alto como en el bajo, lo que provoca la repetición de la secuencia estratigráfica (Figura 5b). A la actividad de esta falla se le asigna una edad posterior a la Ignimbrita Huimilpan sin que exista alguna unidad que defina su edad mínima. Basándose en los desniveles topográficos observados a lo largo del escarpe, se le estima un desplazamiento muy pequeño de entre 15 y 20 m.

Falla El Rincón

La estructura se ubica en la parte meridional del área de estudio, en las cercanías del poblado El Rincón, en el sector oriental de la sierra con el mismo nombre (Figura 2). Sobre ese flanco de la sierra, se aprecia una morfología lineal muy marcada, que corresponde con el truncamiento de la riolita El Rincón. Este rasgo tiene orientación N10°W

y longitud de 5 km. Se infiere que la estructura tiene un desplazamiento de tipo normal y el bloque hundido hacia el NE. Cerca del escarpe se pudieron medir algunos planos de falla sobre rocas piroclásticas asociadas a la toba Amealco (ver apéndice C), donde se observa desplazamiento de capas del orden de centímetros. Estos planos menores se interpretan como rupturas secundarias ligadas a la falla El Rincón. En la riolita El Rincón no se encontraron planos de falla debido a que esas rocas están muy alteradas (caolinizadas) en la zona donde se infiere la traza de la falla y, sobre todo, están cubiertas por vegetación densa; la inferencia de la falla está más bien dada por la fuerte topografía lineal y el truncamiento de la unidad riolita El Rincón observado en el flanco oriental de la sierra. La actividad principal de esta falla correspondería a un evento desarrollado en el Plioceno, anterior al emplazamiento de la toba Amealco que cubre la traza original de la estructura, y posterior a las lavas de la riolita El Rincón que son afectadas por la falla.

Falla Sanfandila

Esta estructura, ubicada al poniente del poblado de Sanfandila, fue reportada como una falla ciega (no tiene expresión superficial) por Zúñiga et al. (2003). Estos autores, basados en el monitoreo sísmico del segmento

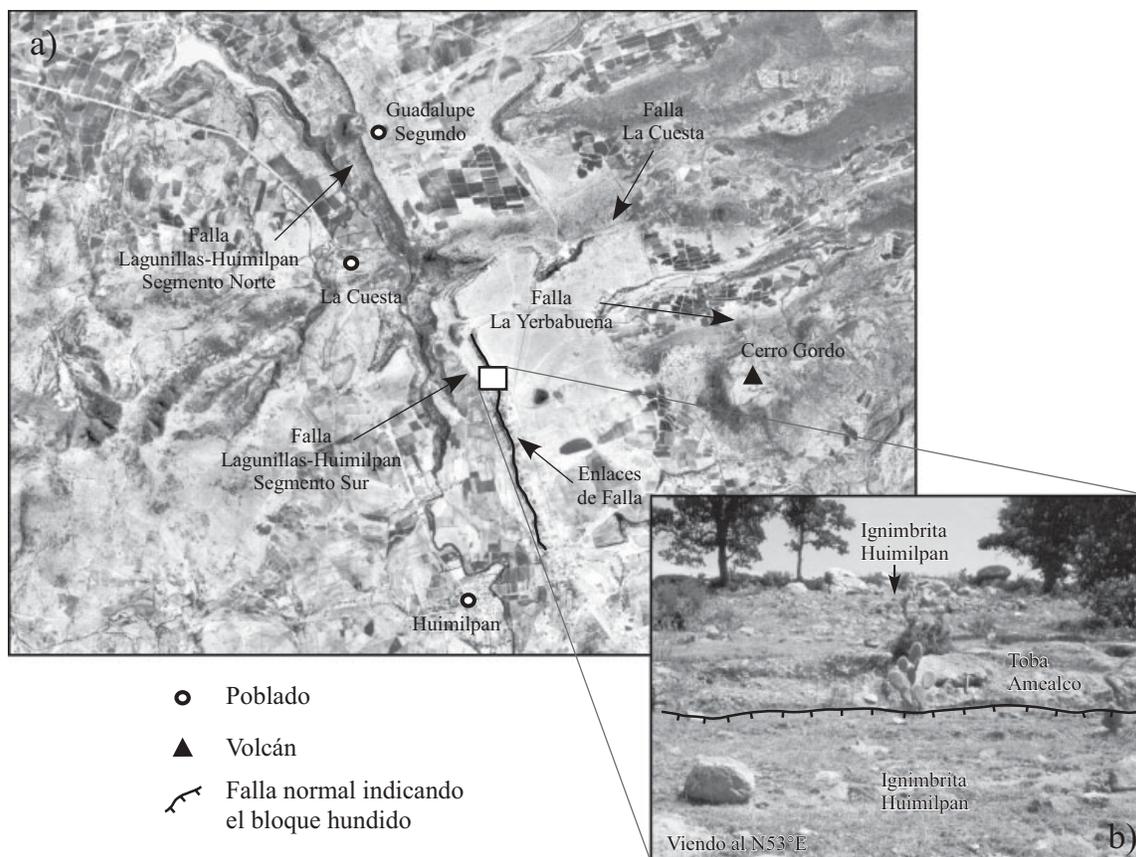


Figura 5. a) Fotografía aérea que muestra la zona donde se documentó el fallamiento más reciente, se indican enlaces de falla (*e.g.*, Crider, 2001) en la traza de la estructura Lagunillas–Huimilpan segmento sur; b) fotografía del escarpe Lagunillas–Huimilpan segmento sur, que muestra la relación del fallamiento y las unidades litoestratigráficas, se puede observar la repetición de unidades.

que generó el terremoto de Sanfandila reportado en el año de 1998, determinan que tiene un azimut de 334° . En las cercanías de Sanfandila se midieron algunos planos de falla con desplazamientos menores en rocas correspondientes a la toba Amealco. Aunque por la orientación de estas estructuras menores se asocian más bien al sistema FFTNW, quizá también tengan correspondencia con la actividad de la falla Sanfandila.

Fallas N–S

Son una serie de fallas menores de tipo normal que tienen orientación preferente N–S y se localizan en el centro de la hoja y hacia la esquina NW. Estas fallas se interpretan principalmente por la expresión topográfica de sus escarpes, aunque para algunas estructuras sí se pudieron medir planos menores de fallas (ver Apéndice C). Se asume que algunos de estos planos menores están asociadas a estructuras mayores, como las ubicadas en las inmediaciones del poblado de Lagunillas que corresponden a la falla Lagunillas–Huimilpan. La edad de estas fallas es probablemente del Mioceno tardío, ya que afectan a la andesita Vaquerías y no se encontró relación de las fallas con rocas más jóvenes.

Fallas asociadas al sistema Fallas y Fosas Tectónicas NW en la región de Huimilpan

Semigraben La Estancia

En la porción NE del área de estudio hay un rasgo morfológico lineal muy marcado que tiene una orientación $N40-50^\circ W$ y que se observa como una depresión topográfica alargada (Figura 2). Este rasgo se prolonga a nivel regional por varios kilómetros hacia el NW, y se puede seguir desde San Juan del Río hasta el oriente de la ciudad de Querétaro, donde el lineamiento es cubierto por mesetas de derrames de lava de composición máfica. Su expresión morfológica, el truncamiento de las unidades volcánicas y la presencia de relleno de sedimentos continentales que se encuentran a lo largo del frente orográfico, indican que se trata del borde de una fosa tectónica. En una imagen regional (*e.g.*, modelos de elevación digital), se puede distinguir esta extensa planicie que forma un valle de aproximadamente 50 km de longitud y 18 km de ancho (Figura 6), cuyo límite SW es un rasgo lineal bien definido mientras que el límite NE es mucho más indefinido, a este rasgo lo identificamos como valle de San Juan del Río. Dentro del área de estudio sólo se distingue el borde poniente de este rasgo, y el poblado de La Estancia

es la localidad más importante asentada en las cercanías de él. Por lo anterior, en el presente trabajo nos referiremos a esta estructura como semigraben La Estancia.

El límite SW del semigraben La Estancia es una falla normal de alto ángulo, tiene aproximadamente 25 km de longitud y buza al NE. A lo largo de su traza se truncan las unidades andesita Vaquería y toba Amealco, y son puestas en contacto con los depósitos cuaternarios, pero no fue posible determinar con precisión el desplazamiento ni la edad de esta falla. En la Hoja La Estancia, la falla se encuentra cubierta por los depósitos clásticos continentales, afecta a rocas del Mioceno medio-tardío y Plioceno temprano localizadas en el bloque del bajo (andesita Vaquerías y toba Amealco), y en el bloque del alto aparecen los clásticos continentales. Esto es sólo un indicio débil de la edad de esta falla, porque en la parte norte del lineamiento se observa que está cubierto por los Basaltos Querétaro de 6.2 ± 0.6 Ma (Valdéz-Moreno *et al.*, 1998).

Dos fallas normales se asocian al semigraben La Estancia, ambas estructuras se ubican en las inmediaciones del poblado de Galindo, en la parte centro-oriental de la hoja, 10 km al oeste de San Juan del Río y al sur de la presa Constitución de 1917. Cortan a la toba Amealco y están

sepultadas por los clásticos continentales, su orientación promedio es $N40^\circ W$, ambas buzan al NE y se extienden posiblemente de 2 a 2.5 y hasta 5 km. En un afloramiento de la toba Amealco, 2.5 km al SE de Galindo, se pudieron medir varios planos menores de falla (ver Apéndice C) que por lo general tienen desplazamientos de 5 a 80 cm, el mayor medido fue de 1.5 m. En estos afloramientos se obtuvieron los datos más evidentes de sus desplazamientos y más homogéneos en cuanto a orientaciones de las fallas (Figura 7d), pero en esos lugares la roca expuesta es sólo la toba Amealco, no existe otra roca más reciente que pudiera ayudar a determinar la edad mínima de la actividad de las fallas. La deformación que experimentan estas estructuras tiene una edad al menos de 4.68 ± 0.10 Ma (edad de la toba Amealco), aunque no se pueden descartar movimientos más jóvenes.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La deformación en la región de Huimilpan es claramente controlada por los sistemas de fallas regionales Ch-T, TSMA y FFTNW. La expresión morfológica y la cartografía geológico-estructural realizada en el área, muestran que la deformación durante el Neógeno es dominada por estructuras asociadas a los sistemas Ch-T y TSMA, y que el sistema FFTNW sólo se refleja en la porción centro NE de la hoja, en un semigraben con una morfología relativamente más vieja que la de los otros dos sistemas. Aunque los datos de fallas menores levantados en campo documentan una fuerte influencia del sistema FFTNW en la región de Huimilpan, haciendo aparecer a este sistema como dominante en las redes estereográficas (Figura 7), la relación de la estratigrafía con las fallas asociadas a este sistema no revela que haya tenido una actividad importante. Esto indica que los datos están sobrerrepresentados. Por lo tanto, los eventos principales de deformación durante el Neógeno fueron controlados por los sistemas Ch-T y TSMA, mientras que el sistema FFTNW tuvo actividad, en un grado mucho menor, simultánea a estos dos sistemas.

Según Mosher y Helper (1998) una “fase de deformación” es un intervalo de tiempo en el cual se produce una sola generación de fallas. Atendiendo a esta definición, en la región de Huimilpan se pudieron documentar cuatro fases de deformación, las cuales tuvieron desarrollo durante el Cenozoico, principalmente en el Neógeno. Estas fases se asocian a actividad alternada de los sistemas de fallas TSMA y Ch-T.

La primera fase de deformación en la región de Huimilpan, que se documenta por las fallas La Cuesta y Capula, solamente afectó a la latita La Cuesta y provocó una zona de debilidad en la cual se emplazaron las lavas andesíticas que afloran en la parte septentrional de la hoja, formando una serie de mesetas. En esa zona se puede ver la alineación de ocho conos volcánicos monogenéticos, con el rasgo más claro dado por los conos Peña Blanca,

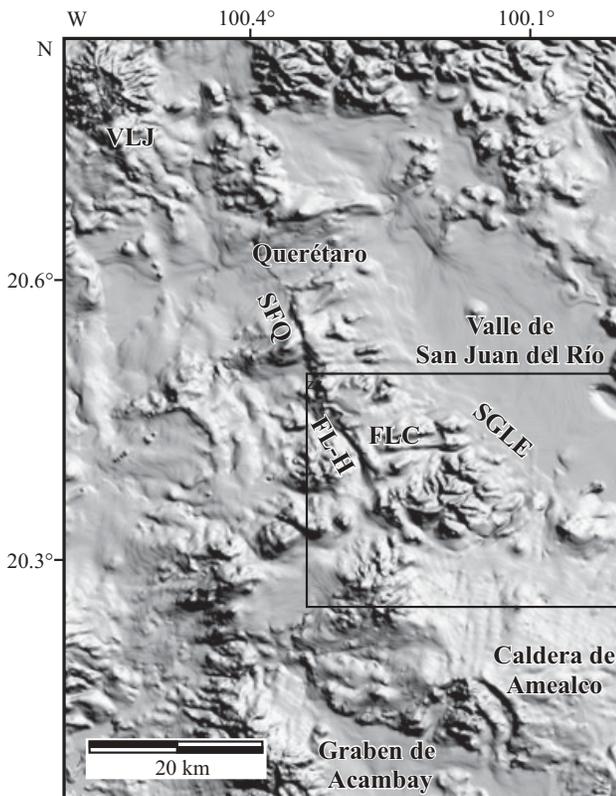


Figura 6. Modelo de elevación digital. En esta figura se pueden observar rasgos estructurales regionales que tienen influencia en la región de Huimilpan. El recuadro negro señala el área de estudio. FLC: Falla La Cuesta, FL-H: Falla Lagunillas-Huimilpan, SFQ: Sistema de Fallas Querétaro, SGLE: Semigraben La Estancia, VLJ: Volcán La Joya.

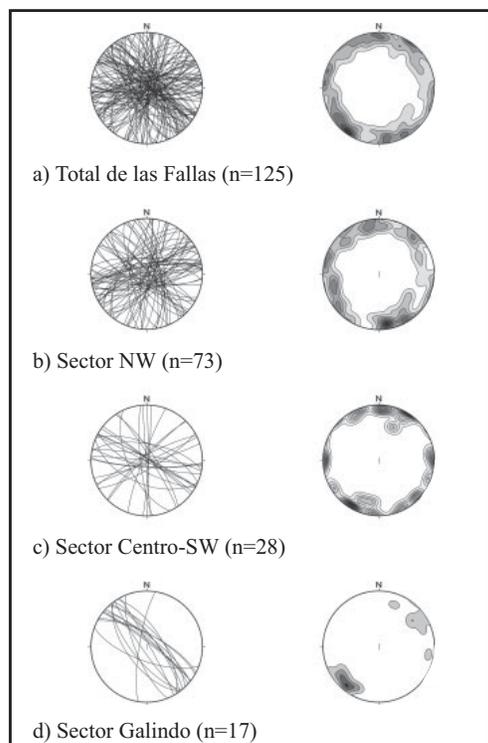


Figura 7. Estereogramas, corresponden a proyecciones de Schmidt hemisferio inferior, la agrupación de los puntos de medición de datos estructurales se muestran en la Figura 2. Los puntos 69, 84, 85, 146 y 239, que corresponden al sector NW, no se muestran en el mapa porque su ubicación es ligeramente fuera de los límites del área de estudio. El punto 95 (7 datos asociados a la falla el Rincón; Lat N 20°15'54", Long W 100°12'37") no se considera para los sectores estructurales mostrados dada su lejanía.

Peña Colorada, Cerro de La Lira, Cerro de La Capilla y dos conos más ubicados hacia el poniente donde guardan el mismo patrón de orientación (Figura 2). Inmediatamente al sur de Escolásticas existe otro tren volcánico en el cual se pueden identificar dos volcanes, el Cerro Pelón y el Cerro La Carbonera; aunque hay otros cerros que podrían ser centros eruptivos, pero el grado de erosión dificulta su identificación. Esta primera fase de deformación generó fallas que tienen la misma orientación que el sistema de fallas Ch–T; por la relación que guarda con las rocas afectadas tuvo actividad posterior al emplazamiento de la latita La Cuesta (Oligoceno–Mioceno medio) y anterior a la formación de los conos monogenéticos correspondientes a la andesita Vaquerías.

La segunda fase de fallamiento está definida por actividad de estructuras relacionadas con el sistema TSMA, la cual ocurrió durante el Mioceno tardío (Tortoniano). En esta fase se formó la falla Lagunillas–Huimilpan como la estructura más representativa (sección esquemática E–E'; Figura 8); sobre su escarpe se emplazaron domos pertenecientes a la andesita Guadalupe (8.81 ± 0.13 Ma; Apéndice B), marcando la edad mínima de la segunda fase de actividad (Figura 4).

La tercera fase de deformación corresponde un periodo de reactivación del sistema Ch–T, provocando deformación en la falla La Cuesta. Esta fase está evidenciada por la relación entre las fallas La Cuesta y Lagunillas–Huimilpan, la primera falla corta a la segunda, afectando a la latita La Cuesta y a la andesita Vaquerías. La relación de la falla con la estratigrafía limita esta estructura a un periodo activo anterior a los 4.68 ± 0.10 Ma. En este periodo también se formó la falla Yerbabuena (sección esquemática F–F'; Figura 8).

La última fase de fallamiento se caracteriza por el desarrollo del segmento sur de la falla Lagunillas–Huimilpan, donde se documentó una etapa de reactivación del sistema TSMA (secciones esquemáticas G–G' y H–H'; Figura 8). A esta estructura se le asigna actividad durante el Plioceno, atendiendo a que afecta a las rocas de la ignimbrita Huimilpan (Figura 5b). Por otro lado, el sismo ocurrido en el poblado de Sanfandila en 1998, que se asocia a una falla sepultada localizada cerca de dicho poblado (Zúñiga *et al.*, 2003) y la microsismicidad monitoreada en la región de Huimilpan (Gómez-González *et al.*, 2001, 2002, 2003) son elementos a favor de la hipótesis de que la última fase de fallamiento se extiende hasta el Reciente. Considerando la existencia de esta última fase de actividad y que la falla Lagunillas–Huimilpan tuvo en su terminación meridional una fase tardía, se puede señalar esa zona como un segmento potencialmente activo.

RELACIÓN DE LAS FALLAS CON LA SISMICIDAD

La parte centro-norte de la República Mexicana ha experimentado deformación cenozoica bajo un régimen tectónico extensional, lo cual se observa en la Mesa Central a lo largo del TSMA (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002, Dávalos-Álvarez *et al.*, 2003b) y en la FVTM con el sistema Ch–T (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Suter *et al.*, 1992, 1995a, 1995b). En el sistema TSMA se puede documentar la migración de un campo de deformación que se hace más joven del NNW a SSE, donde la deformación en su sector septentrional es más antigua y de mayor intensidad (Dávalos-Álvarez *et al.* 2003b). En la región entre San Miguel de Allende y Querétaro, Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) documentaron cuatro fases de deformación extensional que se desarrollaron desde el Oligoceno al Plioceno–Reciente, basados en el estudio de la estratigrafía y su relación con el fallamiento. La primera fase la describieron como deformación sincrónica a la extensión de la Mesa Central, las dos fases siguientes fueron consideradas como etapas de transición que se desarrollan en el Mioceno medio y el tardío. Por último, la fase final la asociaron con la tectónica extensiva, aproximadamente N–S, que experimenta la FVTM. Además estos autores, relacionan el volcanismo con la deformación extensiva en la región de San Miguel de Allende–Querétaro,

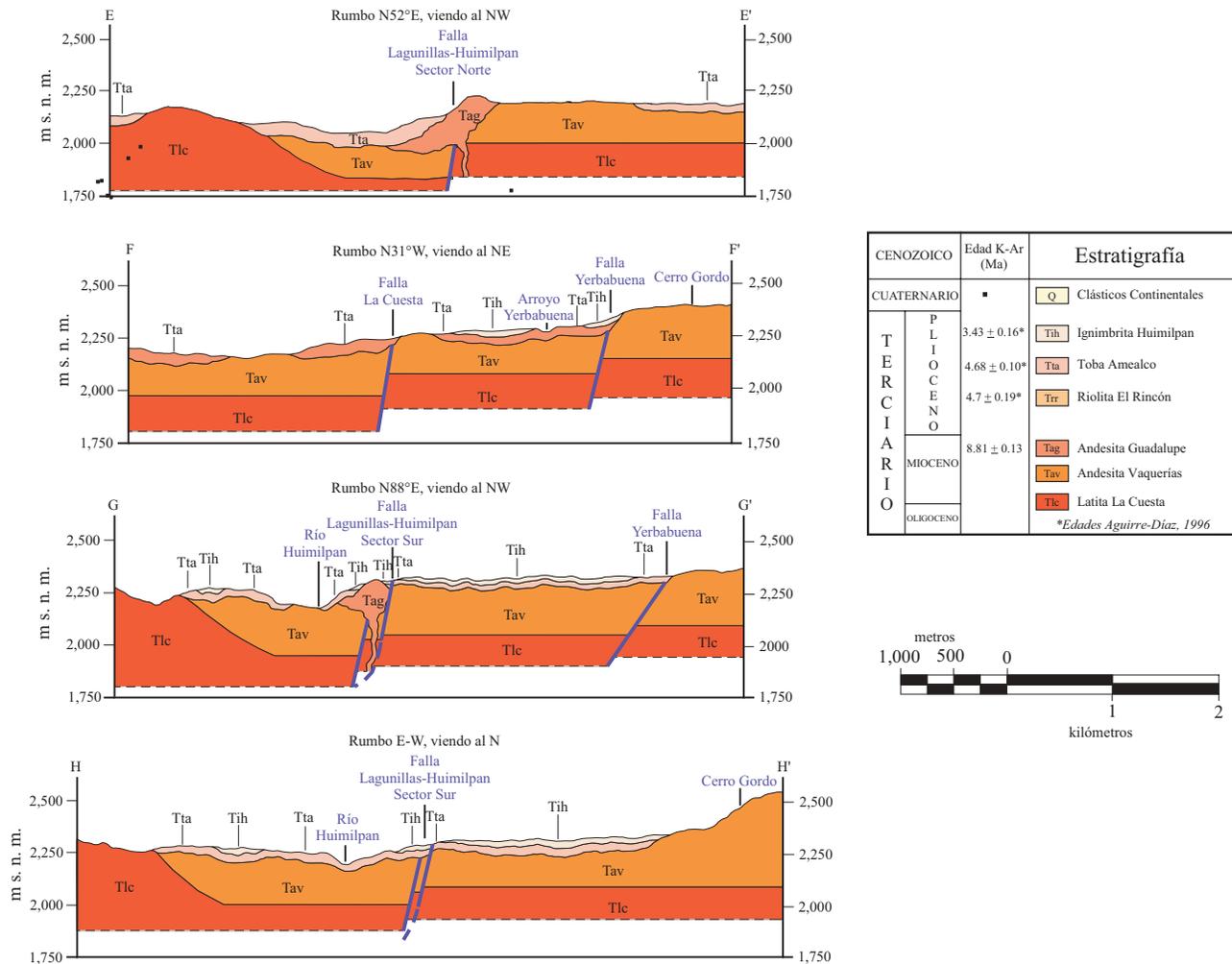


Figura 8. Secciones esquemáticas que muestran las cuatro fases de deformación deducidas para las fallas La Cuesta y Lagunillas–Huimilpan en la región de Huimilpan, Querétaro. Su ubicación se muestra en el mapa geológico de la Figura 2. E–E': Segunda fase de deformación, F–F': Tercera fase de deformación, G–G' y H–H': Cuarta fase de deformación.

distinguiendo la migración de ambos fenómenos geológicos hacia el sur-sureste.

Para la falla San Miguel de Allende se estiman dos periodos activos (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), uno durante el Oligoceno y otro durante el Mioceno, el primero tuvo lugar en la parte septentrional de la falla y el segundo hacia la porción meridional. La deformación miocénica se puede seguir hacia el centro del Estado de Querétaro, denotándose en las fallas 5 de febrero, Tlacote, San Bartolomé y el sistema de fallas Querétaro (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). En la región de Huimilpan encontramos la continuación de esta deformación que se evidencia por la falla Lagunillas–Huimilpan; la deformación documentada en el segmento norte corresponde a una edad Mioceno tardío (Tortoniano) y la del segmento sur al Plioceno tardío. La sismicidad histórica y la registrada recientemente en la zona (Gómez-González *et al.*, 2001, 2002; Zúñiga *et al.* 2003), nos conduce a considerar que la región es tectónicamente activa. Sin embargo, la

fase de deformación más joven documentada en el área de la Hoja La Estancia, sólo refleja su actividad en el Reciente por la microsismicidad documentada en los últimos 5 años (Zúñiga *et al.*, 1998, 2003; Gómez-González *et al.*, 2001, 2002, 2003; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2003a). Esta sismicidad parece ser continua y de magnitudes pequeñas a intermedias. La escasez de registros sísmicos ha impedido localizar en la región de Huimilpan un segmento sismogénico con precisión. La cartografía realizada y la localización de eventos sísmicos registrados durante monitoreos realizados en el 2001 (Gómez-González *et al.*, 2001), denota una zona de influencia sísmica concordante con las fallas más jóvenes y potencialmente activas del área (Gómez-González *et al.*, 2002; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2003a). Los datos obtenidos hasta el momento permiten suponer que la sismicidad registrada en la región de Huimilpan es de tipo muy local.

La Figura 9a muestra la distribución de las estaciones utilizadas durante el monitoreo realizado entre junio

y agosto del 2001 (Gómez-González *et al.*, 2001, 2003). Dicho monitoreo se llevó a cabo con tres estaciones sísmicas EPA, IME, AJU y DAC, la estación DAC corresponde espacialmente a la estación AJU, la diferencia es el periodo de registro. Los datos de dicha campaña son imprecisos por lo difuso de la sismicidad, lo cual impide identificar plenamente estructuras sismogénicas, en gran medida debido a las pocas estaciones utilizadas. La Figura 9b muestra los eventos registrados en la campaña de monitoreo, de los cuales sólo seis fueron localizados con precisión aceptable. En la Figura 9a, el área de intersección de los tres círculos incluye dos de las fallas mayores que dominan la morfología del área, abarcando el cruce de las fallas La Cuesta y Lagunillas–Huimilpan. Esta zona comprende a la estructura en la que se documentó la deformación más joven en el área de estudio (falla Lagunillas–Huimilpan, segmento sur), aunque por el momento la calidad de los datos sísmicos existentes y la nula evidencia en campo de rupturas resultantes de fallamiento activo, no permiten argumentar de manera sólida que dicha estructura tenga movimiento reciente y sea el segmento sismogénico responsable de la sismicidad local.

CONCLUSIONES

En el área de estudio, el desarrollo del volcanismo se dio durante el Terciario y tiene una estrecha relación con la evolución tectónica. La morfología de la zona de Huimilpan es controlada principalmente por el fallamiento cenozoico, ya sea que las estructuras afecten a los cuerpos volcánicos, permitan el emplazamiento de magmas a lo largo de ellas, o que fosas generadas por su actividad sean rellenadas por depósitos piroclásticos.

Basados en la cartografía geológica y la documentación de las relaciones de corte entre las fallas y la estratigrafía, se puede concluir lo siguiente:

1) La latita La Cuesta es la roca más antigua en la región de Huimilpan, y marca la edad máxima de la primera fase de deformación en la zona. La andesita Guadalupe determina la edad mínima de la falla Lagunillas–Huimilpan, por estar emplazada sobre la traza de la estructura. Las rocas más recientes del área corresponden a la ignimbrita Huimilpan, la cual indica la edad máxima del fallamiento más joven en la región.

2) La evolución tectónica del Cenozoico en el área de

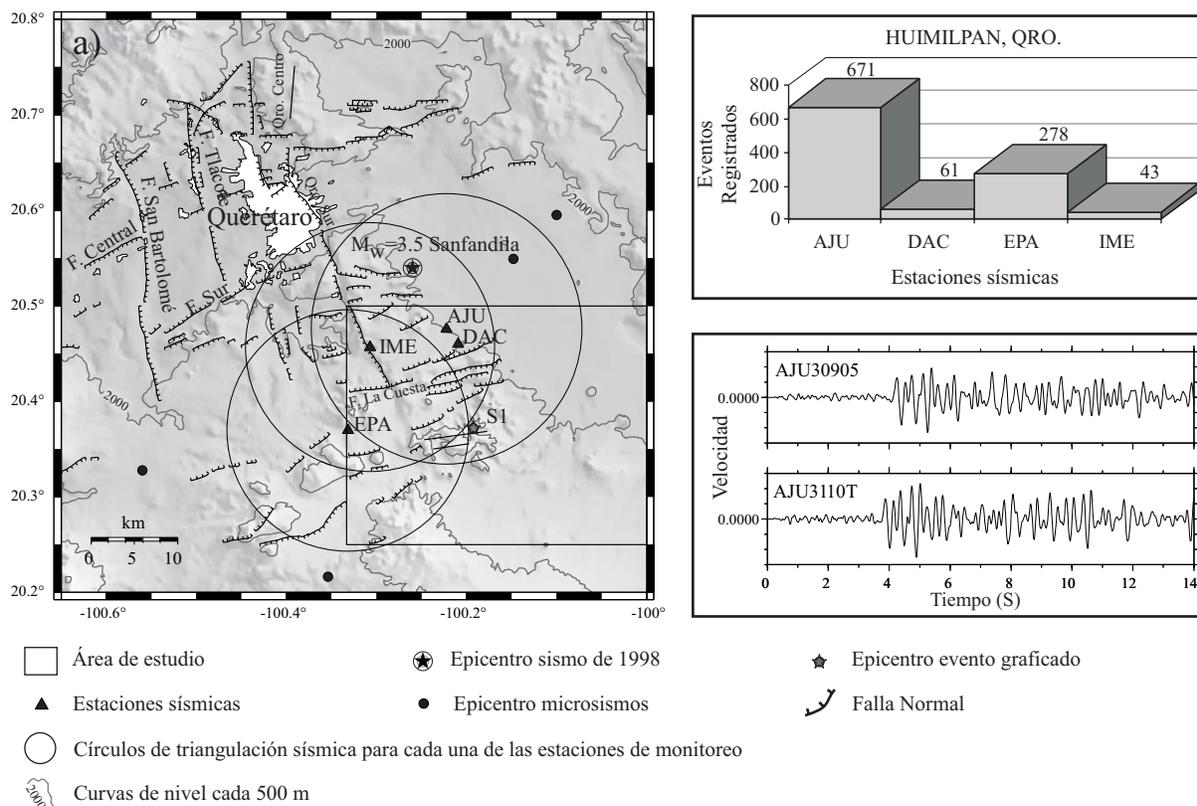


Figura 9. a) Esquema de la sismicidad detectada en la región de Huimilpan. AJU, DAC, EPA e IME se refieren a las estaciones de monitoreo sísmico. Las circunferencias se construyeron a partir de los radios asociados a los tiempos de arribo de las ondas S y P, que fueron utilizados para determinar el epicentro del sismo señalado como S1. b) Histograma de los eventos ocurridos en la campaña de monitoreo del 2001 (Gómez-González *et al.*, 2001). c) Componente vertical de dos sismogramas registrados para diferentes eventos en la estación AJU; la semejanza en ambas gráficas sugiere una posible fuente sísmica común para los dos eventos, dado que las condiciones del medio y de la estación no cambiaron. Datos estructurales tomados de Alaniz-Álvarez *et al.* (2001).

estudio está representada por cuatro fases de deformación extensional. La deformación es producto de la actividad mayor que ocurrió de manera alternada entre los sistemas de fallas TSMA y Ch-T. Un tercer sistema en el área (sistema FFTNW) tuvo actividad importante más antigua, y sólo se refleja en el Neógeno con fallas menores que seguramente actuaron conjuntamente con los otros dos sistemas de fallas regionales. La primera fase, que corresponde a actividad del sistema Ch-T, ocurrió entre el Oligoceno y el Mioceno medio; la segunda fase, activa dentro del Mioceno tardío (Tortoniano), es asociada al TSMA; la tercera fase es una reactivación del Ch-T, con actividad hacia el Plioceno temprano; la cuarta fase, que se desarrolló en el Plioceno tardío y con actividad en el Reciente, se asocia a una reactivación del TSMA.

3) La región de Huimilpan es evidentemente una zona tectónicamente activa; en esta área se documentó la migración al SSE del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. La migración de la deformación se refleja en los dos segmentos de la falla Lagunillas-Huimilpan. El segmento norte tuvo actividad durante el Mioceno tardío al Plioceno temprano y el segmento sur tuvo una reactivación que deformó rocas pliocénicas, y en este segmento se identificó la estructura más joven. Además, se tienen algunos datos sísmicos locales que refuerzan la posibilidad de una zona activa cercana a esta estructura, por lo que la falla Lagunillas-Huimilpan adquiere un carácter de potencialmente activa en su segmento sur. Se considera que la edad y migración del fallamiento, la microsismicidad que experimenta la zona de Huimilpan y los eventos sísmicos de magnitudes “mayores” documentados hacia el sur, son un indicio de que el campo de deformación activo continúa su migración al sur, hacia el Estado de México, donde la sismicidad es más constante y de mayor magnitud.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, proyectos CONACYT 33087-T y CONACYT 41044-F. Se agradece el apoyo para el monitoreo sísmico al CONACYT a través del proyecto J322466-T y a los proyectos IN116399 y IN102102 de DGAPA. Un especial agradecimiento al Ing. Félix Segura de la SEDEA, Querétaro, por la información facilitada; al Ing. Margarito Tristán González por su apoyo en el trabajo de campo y comentarios, y al Dr. Rafael Barboza Gudiño por sus comentarios, ambos del Instituto de Geología de la UASLP. De igual manera se agradece al Dr. Mariano Cerca, Instituto de Geología, UNAM, por sus comentarios. El Dr. Alexander Iriondo realizó los análisis isotópicos para obtener la edad de la andesita Guadalupe y nos auxilió en la interpretación de los resultados. Agradecemos a Juan Tomás Vázquez y Crescencio Garduño, técnicos del Centro de Geociencias, UNAM, por su apoyo en la preparación de las láminas delgadas de roca.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1993, The Amealco caldera, Querétaro, Mexico; Geology, Geochronology, Geochemistry, and Comparison with other Silicic Centers of the Mexican Volcanic Belt: Austin, University of Texas at Austin, tesis doctoral, 401 p.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 10-51.
- Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2001, Evolución geológica de la caldera de Huichapan, Hidalgo, en base a nuevas edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: *GEOS*, 21, 320-321.
- Aguirre-Díaz, G.J., Ferrari L., Nelson, S.A., Carrasco-Nuñez, G., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario: *GEOS*, 18, 131-138.
- Aguirre-Díaz, G.J., Zúñiga-Dávila Madrid, F.R., Pacheco-Alvarado F.J., Guzmán-Speziale M., Nieto-Obregón, J., 2000, El Graben de Querétaro, México; observaciones de fallamiento activo: *GEOS*, 20, 2-7.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt: *Geology*, 26, 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vassallo, 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., Orozco-Esquivel, M.T., Vassallo, L.F., Shunshan, X., 2002, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; implicaciones en la Deformación post-eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, 12-29.
- Consejo de Recursos Minerales (CRM), 1992, Monografía Geológico-Minera del Estado de Querétaro: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería, Publicación m-4e, 108 p.
- Crider, J.G., 2001, Oblique slip and the geometry of normal-fault linkage; mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon: *Journal of Structural Geology*, 23, 1997-2009.
- Dávalos-Álvarez, O.G., 2003, Evolución de las Fallas Mayores del Neógeno-Cuaternario, en la Región de Huimilpan, Querétaro: México, San Luis Potosí, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Área Ciencias de la Tierra, tesis de licenciatura, 93 p.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., 2002, Evolución de las fallas mayores en la Hoja La Estancia (F14C76, INEGI) escala 1:50 000, Estado de Querétaro, México (resumen), en III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: *GEOS*, 22, 151.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Gómez-González, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2003a, Estratigrafía, evolución tectónica y sismicidad de la zona de Huimilpan, Querétaro (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: *GEOS*, 23, 124.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2003b, Migración de la deformación extensional en la frontera Mesa Central-Faja Volcánica Transmexicana a lo largo del sistema Taxco San Miguel de Allende (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: *GEOS*, 23, 119.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 2, 172-187.
- Doblas, M., 1998, Slickenside kinematic indicators: *Tectonophysics*, 295, 187-197.
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIII, 84-92.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca region, central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281-302.

- Gómez-González, J.M., Aguirre-Díaz, G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Guzmán-Speziale, M., Zúñiga-Dávila, F.R., Nava-Alatorre, E., 2001, Reporte de las actividades de monitoreo sísmico en el Estado de Querétaro; periodo 2000-2001: Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra, Reporte para el Gobierno del Estado de Querétaro, 15 p.
- Gómez-González, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Análisis sismotectónico en Huimilpan, Querétaro (resumen), *en* III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: GEOS, 22, 370.
- Gómez-González, J.M., Barboza-Gudiño, R., Zúñiga Dávila-Madrid, R., Guzmán-Speziale, M., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2003, Avances sobre el monitoreo sísmico en el centro de México y el Altiplano Central (resumen), *en* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: GEOS: 23, 194.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2000, Carta topográfica Querétaro, F14C65, escala 1:50,000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001, Carta topográfica La Estancia, F14-C76, escala 1:50 000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210.
- Labarthe-Hernández, G., Huerta-Cobos, L., 1998, Geología del semigraben de Bledos, San Luis Potosí, México (escala 1:20,000): San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 124.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista*, 9, 35-50.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Mosher, S., Helper, M., 1988, Interpretation of poly-deformed terranes, *en* Marshak, S., Mitra, G. (eds.), *Basic Methods of Structural Geology*, Part I, Elementary techniques: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 361-384.
- Nelson, S.A., Sánchez-Rubio, G., 1986, Trans-Mexican Volcanic Belt Field Guide: Geological Association of Canada, Volcanology Division, y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 108 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoica en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 9, 146-155.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica postlaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of American Bulletin*, 111, 347-363.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of American Bulletin*, 93, 514-523.
- Norato-Cortéz, T.A., 1998, Estudio Estratigráfico-Volcanológico-Estructural de los Volcanes San Pedro y Altamirano (Estados de México y Michoacán) y su Relación con la Evolución Tectónica del Sector Central del Cinturón Volcánico Mexicano: México, Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis de licenciatura, 73 p.
- Ojeda-García, A.C., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2000, Estudio estructural del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, en la región de Querétaro: México, Hermosillo, Son., Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Colección Científica, 1, 25-38.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, 5a edición, escala 1:2 000 000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa con texto explicativo, 74 p.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos Plates in southern Mexico; seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12,357-12,373.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 26, 159-176.
- Reyes-Zaragoza, M.A., 2001, Estudio Geológico-Estructural de los Sistemas de Fallas de Querétaro, Qro.: México, Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis de licenciatura, 89 p.
- Sánchez-Rubio, G., 1984, Cenozoic Volcanism of the Toluca-Amealco Region, central Mexico: London, University of London, Imperial College of Science and Technology, tesis de maestría, 275 p.
- Streckeisen A.L., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks; recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, 7, 331-335.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico; 1. The Venta de Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11,983-11,993.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995a, The Aljibes half-graben active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, 107, 627-641.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz G.J., Farrar, E., 1995b, The Acambay graben; Active intraarc extension in the Transmexican Volcanic Belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., 1996, Macro-seismic Study of shallow earthquakes in central and eastern parts of the Transmexican Volcanic Belt, Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1952-1963.
- Tolson, G., 1996, Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas: *GEOS*, 16, 9-14.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 1998, El Volcán La Joya, Estados de Querétaro y Guanajuato; un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 181-197.
- Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., Milán, M., 1991, Geology and geochemistry of Amealco caldera, Querétaro, México, *in* Verma, S.P. (ed.), *Calderas -Genesis, Structure and Unrest: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 105-127.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán, M., Aguirre, G.J., Espíndola, V.H., Nava, E., Shapiro, N., 1998, An earthquake sequence in the Sierra Los Cues region; activation of a non-documented fault in the north-central Mexican Volcanic Belt: *EOS Transactions*, 79, 243.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G.J., Espíndola, V.H., Nava, E., 2003, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, Mexico; activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 361, 229-238.

Manuscrito recibido: Agosto 5, 2004

Manuscrito corregido recibido: Diciembre 28, 2004

Manuscrito aceptado: Enero 11, 2005

APENDICE

A. Petrografía de las muestras colectadas en el área de estudio.

Muestra	Coordenadas UTM		Componentes Principales							Textura	Clasificación	Unidad
	Latitud	Longitud	Sa	Plg	Q	Hb	Ol	Matriz	Comentarios			
ES-02-J	2257801	365535	xx	xx	x	x		xxx	Accesorios x (Ag)	Seriada, glomeroporfídica	Latita	Latita La Cuesta
ES-02-23	2261936	363190	xx	xx	x	xx		xxxx		Seriada, glomeroporfídica	Latita	Latita La Cuesta
ES-02-62	2257245	364143	xx	xx	x	x		xxx		Seriada, fluidal a afieltrada	Latita	Latita La Cuesta
ES-02-260	2254060	372083	xx	xx	x	x		xxxx		Porfírica, fluidal a afieltrada	Latita	Latita La Cuesta
ES-02-262	2255221	372812	xx	xx	x	x		xxxx		Eutaxítica	Latita	Latita La Cuesta
ES-02-9	2257031	370797	xx	xxx	x	x	xx	xxx	Accesorios x (Ad)	Afieltrada, seriada, intersertal	Basalto	Andesita Vaquerías
ES-02-107	2249599	378700	xx	xxx		xx		xx		Afieltrada, intersertal	Andesita	Andesita Vaquerías
ES-02-109	2258293	370219	xx	xxx		x	xx	xxx	Accesorios x (Bi)	Afieltrada, seriada, intersertal	Andesita	Andesita Vaquerías
ES-02-122	2256721	375928	xx	xxx		xx		xxx		Porfírica, glomeroporfídica	Andesita	Andesita Vaquerías
ES-02-175	2246471	383745	xx	xx		xx		xxxxx		Fluidal, hialopilitica	Andesita	Andesita Vaquerías
ES-02-184	2242715	394747	xx	xxx		xx	x	xxx	Accesorios x (Bi), x (Ad)	Hipidiomorfa granular, afieltrada	Andesita	Andesita Vaquerías
ES-02-28	2260657	364830	xx	xxx	x	xx		xxx	Rica en Hb	Fluidal a afieltrada, traquítica	Andesita	Andesita Guadalupe
ES-02-103	2255874	378888	xx	xx	xx	x		xxx	Rica en Hb	Seriada, fluidal a afieltrada	Andesita	Andesita Guadalupe
ES-02-80	2248760	364314	xx		xx	x		xxxx		Porfírica, glomeroporfídica	Riolita alcalina	Riolita El Rincón
ES-02-205	2264744	390238	xx		xx			xxxx	xx (E-SiO ₂)	Porfírita, esferolítica	Riolita alcalina	Riolita El Rincón
ES-02-207	2246600	370836	xx					xxxx	xx (E-SiO ₂)	Fluidal, esferolítica	Traquita	Riolita El Rincón
ES-02-245	2243322	371040	xx		xx			xxxx		Esferulítica	Riolita alcalina	Riolita El Rincón
ES-02-32	2258495	265450	xx	x	x	x		xxxx		Seriada, alotriomorfa granular	Traquita	Ignimbrita Huimilpan
ES-02-37	2256844	368566	xx			x		xxxxx		Vitrofídica, hialopilitica	Traquita	Ignimbrita Huimilpan
ES-02-41	2258750	365215	xx	xx		x		xxxx		Seriada, alotriomorfa granular	Traquita	Ignimbrita Huimilpan
ES-02-58A	2251440	366847	xx	xx		x		xxxx		Seriada, alotriomorfa granular	Traquita	Ignimbrita Huimilpan
ES-02-58B	2251440	366847	xx	xx		xx		xxxx		Seriada, alotriomorfa granular	Traquita	Ignimbrita Huimilpan
ES-02-60	2255669	366218	xx	x	x	x		xxxxx		Seriada, alotriomorfa granular	Traquita	Ignimbrita Huimilpan
ES-03-238	2257363	368701	xx	xx		x		xxxx		Seriada, alotriomorfa granular	Latita	Ignimbrita Huimilpan
ES-02-240	2256500	365298	xx	xx		x		xxxxx		Seriada, alotriomorfa granular	Traquita	Ignimbrita Huimilpan

Sa: Sanidino; Plg: Plagioclasa; Q: Cuarzo; Hb: Hornblenda; Ol: Olivino; Ag: Augita; Ad: Adularia; Bi: Biotita; E-SiO₂: Esferulitas de sílice. x: < 5%; xx 6–25%; xxx: 26–50%; xxxx: 51–75%; xxxxx: > 76%. Clasificación de acuerdo a Streckeisen (1979).

