

MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE REVOLUCIÓN-PUERTA DE CABRERA, ESTADO DE DURANGO

Diego A. Córdoba* y
Luis Silva-Mora*

RESUMEN

En la porción septentrional del Estado de Durango afloran rocas metamórficas de la Formación Gran Tesoro (Paleozoico temprano a medio), en contacto tectónico con una secuencia cíclica detrítica denominada Formación Mezcalera (Neocomiano-Albiano), a la cual sobreyace, o está en contacto de falla con ella, la secuencia volcánica terciaria constituida por las unidades siguientes: "andesita antigua" (50-41 Ma), formación Potrero del Llano (32-29 Ma) y formación Indé (Oligoceno tardío), así como por la secuencia de clásticos continentales de la Formación Santa Inés (29-23 Ma). Afloran, además, algunos cuerpos intrusivos pequeños, principalmente félsicos, de edad oligocénica tardía.

La secuencia metamórfica pelítica, con facies de esquisto verde, tiene una foliación subparalela a la estratificación y está muy deformada y fallada; contiene pliegues en *chevron*, *boudinage*, *augens* y lentes deformados de cuarzo lechoso. Incluye cuerpos intrusivos que representan tres ciclos magmáticos: las rocas correspondientes al más antiguo, de composición basáltico-andesítica, están deformadas de manera similar a las filitas; el segundo, consiste en diques de composición félsica y su alteración corresponde a uno sólo de los rasgos de las filitas; y el tercero, de composición riolítica, está formado por cuerpos que cortan discordantemente a la sección, siendo correlacionable con los eventos magmáticos más jóvenes de la región.

La estructura geológica de la zona consiste en un conjunto de fosas y pilares (*basin-and-range*) burdamente paralelos entre sí y de orientación NNW; las fallas que delimitan estos bloques son continuas a lo largo de decenas, y aun centenas, de km. La estructura del basamento (Formación Gran Tesoro) tiene impresos los rasgos originados por los esfuerzos compresivos de la Orogenia Antleriana, manifestados por plegamiento, fallamiento inverso y, primordialmente, metamorfismo. La estructura de la cobertura (Formación Mezcalera) muestra un intenso plegamiento recostado con vergencia al NE (Orogenia Laramide), así como cabalgaduras menores. La secuencia volcánica terciaria, la cobertura y el basamento, fueron afectados por la distensión postmiocénica regional.

Palabras clave: geología regional, estratigrafía, tectónica, Revolución, Durango, México.

ABSTRACT

The metamorphic Gran Tesoro Formation (lower to middle Paleozoic) crops out in northern Durango in tectonic contact with the cyclic-detrital sequence of the Mezcalera Formation (Neocomian-Albian) which is either covered by, or faulted against, the Tertiary volcanic sequence that includes the "andesita antigua" (50-41 Ma), the Potrero del Llano formation (32-29 Ma) and the Indé formation (late Oligocene). The volcanic rocks are unconformably overlain by the continental sequence named Santa Inés formation (32-29 Ma). A few small, principally felsic, upper Oligocene intrusive dikes also crop out in the southern portion of the area.

The greenschist sequence shows a foliation subparallel to the bedding; chevron folds, boudinage, and augens are present; deformed quartz lenses are common as well as thrust faults. The metamorphic sequence includes intrusive bodies that are interpreted as representing three distinct magmatic cycles. The oldest cycle is manifested by bodies of basaltic-andesitic composition that are deformed similarly to the phyllites. The second cycle is evidenced by deformed felsic dikes with only one of the features observed in the phyllites, and the third includes cross-cutting rhyolitic dikes that can be correlated with younger regional magmatic events.

The geologic structure of the area consists of a roughly parallel, north-northwesterly oriented, assemblage of basin-and-range units. These blocks are limited by normal faults which are continuous over tens to hundreds of kilometers. The basement structure (Gran Tesoro Formation) shows Antlerian Orogeny compressive deformation as demonstrated by folding, thrust faulting and metamorphism. The sedimentary cover (Mezcalera Formation) structure shows intensive northeasterly oriented recumbency and minor thrusting (Laramide Orogeny). The post-Miocene regional distensive episode is registered in the complete exposed section.

Key words: regional geology, stratigraphy, tectonics, Revolución, Durango, Mexico.

INTRODUCCIÓN

LOCALIZACIÓN Y ACCESO

El área estudiada tiene una superficie aproximada de 940 km² y se localiza en la porción septentrional del Estado de

Durango, entre los 26°00' y 26°15'N y 105°00' y 105°20'W (Figura 1). Su situación geográfica corresponde a la Hoja Revolución (G13-A89) del fraccionamiento a la escala de 1:50,000 de las hojas editadas por la Comisión de Estudios del Territorio Nacional (Anónimo, 1976), hoy INEGI. Se estudió también una pequeña área localizada al sur de la esquina suroriental de la Hoja mencionada, donde aflora un tronco intrusivo, localmente llamado "Cerro Blanco". Se hizo, además, el trabajo

* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D. F.

zarras carbonosas en la Sierra del Oro. Posteriormente, Russell (1924) utilizó el nombre de Formación Gran Tesoro para referirse a una secuencia similar a la que aflora en el distrito minero de Indé-Santa María. Main (1955) y Alba-Pascoe (1965) mencionaron afloramientos de pizarras carbonosas y filitas crenuladas en el área de Indé-Cieneguillas.

Los mejores afloramientos de la Formación Gran Tesoro, se localizan al noreste de Santa María del Oro, en los arroyos El Picacho y Pescaditos (Berumen-Esparza y Pavón-Leal, 1983). La litología, de la base a la cima, es la siguiente (Zaldívar-Ruiz y Garduño-M., 1984): La unidad inferior está constituida por esquistos de muscovita muy foliados que megascópicamente, contienen bandas finas de cuarzo, muscovita y biotita, en alineación subparalela; la roca es de colores brillantes, que van de verde oscuro a amarillo verdoso o rojizo. La unidad intermedia consiste en filitas crenuladas, con minerales micáceos, que les confieren un lustre graso y brillante; son de colores gris plomo, violáceo y rojizo; ascendiendo en la sección, disminuye gradualmente la foliación. La unidad superior es de pizarras de color gris claro y gris verdoso, fracturadas y con foliación incipiente, metatobas y metacalizas. La roca de la Formación Gran Tesoro está alterada y plegada; sin embargo, es posible reconocer en ella la estratificación original. Hacia la cima, hay una zona de rocas metavolcánicas, donde Berumen-Esparza y Pavón-Leal (*op. cit.*) encontraron lavas almohadilladas (*pillow lavas*), de composición basáltico-andesítica, con vetillas de epidota y bloques de caliza fosilífera. En el área de Indé-Santa María, no está expuesta la primera unidad (esquistos de muscovita).

La unidad estratigráfica que sobreyace a la Formación Gran Tesoro descansa, en discordancia angular, sobre ésta; está formada por una secuencia de conglomerado con clastos de rocas volcánicas y metamórficas y capas delgadas de arenisca, limolita y lutita nodular, de color rojizo o verdoso, e intercalaciones de derrames de lava andesítica y tobas vítreas de composición de intermedia a básica. A esta secuencia, Alba-Pascoe (1965) la denominó formación Tres Varones; por su parte, Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) la llamaron Formación Nazas por correlación con la secuencia descrita por Pantoja-Alor (1963) en el Levantamiento de Villa Juárez, localizado al sur de Torreón, en el Estado de Coahuila. Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986) obtuvieron una edad aparente K-Ar de 118 ± 9 Ma (Cretácico Temprano) en una andesita de la porción media de la sección que aflora a 2 km al norte de Santa María del Oro. A esta edad la consideraron como mínima por la alteración que presenta la secuencia, e infirieron un magmatismo más antiguo, considerando los 325 m de la sección estratigráfica que estudiaron, de una edad que pudiera fluctuar entre el Triásico y el Jurásico Medio.

La formación Tres Varones, o Formación Nazas, no aflora en el área investigada, por lo que no se hizo el estudio de la misma; sólo se menciona por su importancia como marcador estratigráfico.

En la esquina suroccidental del área de estudio, la Formación Gran Tesoro aflora en el camino que pasa por el poblado de La Pastoría y se dirige hacia Santa María del Oro. En esa localidad, la formación consiste en filitas de color grisáceo constituidas por un agregado de bandas de sericita, unas muy delgadas y otras muy finas, y limolita, así como en filitas finas de color morado y textura esquistosa, con muscovita y cuarzo. Las muestras analizadas (9, 10, 11, 105 A, 708 A y B; Figura

2) corresponden a una roca de color gris verdoso, que intemperiza a pardo amarillento o rojizo; ésta tiene una foliación subparalela a la estratificación y una ligera satinación, perceptible al tacto; su textura es de grano fino (aspecto de una lutita, o bien, de una arenisca fina); se observa múltiples vetillas rellenas de óxidos de hierro o de cuarzo que, en la mayoría de los casos, son paralelas a la foliación y, en otros, son transversales.

Al microscopio, se observa una textura lepidoblástica o granoblástica, formada por una asociación mineralógica que consiste en muscovita-clorita-cuarzo, o bien, cuarzo-muscovita-clorita, variaciones que dependen de la composición predominante, lutita o arenisca, del protolito. En general, las micas proporcionan un aspecto foliado y, en ocasiones, deformado, que corresponde a lo que se define como alineamiento preferencial, el cual, eventualmente, es cortado por un crucero posterior de deslizamiento, debido a que la deformación produjo un microplegamiento visible en la mayoría de las láminas analizadas. Por otra parte, en las muestras más arcillosas (11, 708 A y B), están presentes pequeños cuerpos lenticulares, formados por un mosaico de cuarzo, con extinción ondulante, que corresponde a segregaciones del protolito durante el proceso de metamorfismo que lo afectó.

Es digno de mención el hecho de que en el área de Santa María del Oro, la parte inferior de la secuencia metamórfica está cortada por un cuerpo granítico (198 ± 7 Ma; Damon *et al.*, 1981) que causó metasomatismo (muestra recolectada por el Ing. Odranoel Quintero-Legorreta, del Instituto de Geología, UNAM), por lo que la asociación mineralógica antes señalada, cambia a cuarzo-turmalina-muscovita-clorita, originando una textura porfidoblástica, por la abundancia de cristoblastos de turmalina. Así, las rocas que afloran en la región cartografiada, corresponden a la porción inferior de la Formación Gran Tesoro, que no fue afectada por el intrusivo granítico de 198 ± 7 Ma descrito por Damon y colaboradores (1981), al que puede atribuirse la formación del depósito mineral que actualmente se explota en Santa María del Oro, así como el diferente grado de metamorfismo en las rocas del área.

La secuencia está muy deformada y cortada por fallas. En varios lugares se observa pliegues muy cerrados, de tipo *chevron*, existiendo, además, *boudinage*, *augens* y lentes deformados de cuarzo lechoso; contiene numerosos cuerpos intrusivos que se considera manifiesten tres ciclos magmáticos diferentes. El más antiguo está representado por cuerpos basáltico-andesíticos intercalados en la secuencia, cuya deformación y metamorfismo son similares a los de las filitas. El segundo, incluye diques con espesores de 1-10 m, de composición félsica, cuya alteración y foliación corresponden a uno de los rasgos observados en las filitas. El tercer ciclo está representado por diques de composición riolítica, los cuales han sufrido una caolinización extrema en su matriz, cortan a la sección y se relacionan con los eventos magmáticos más jóvenes de la región.

La edad de la Formación Gran Tesoro no se conoce con precisión. Ha sido considerada como ordovícica (Russell, 1924), paleozoica tardía (Main, 1955) y pérmico-triásica (Alba-Pascoe, 1965). Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) recolectaron en los bloques de caliza fosilífera de la unidad superior, numerosas colonias de briozoarios-fenestélidos, así como equinodermos y crinoideos, de los cuales mencionaron a

Baryschyranosus Moore y Jeffords, del Pensilvánico medio. Zaldívar-Ruiz y Garduño-M. (1984), encontraron al norte de Santa María del Oro una cubierta sedimentaria delgada, del Carbonífero, la cual se encuentra, en discordancia paralela, sobre un paquete de lavas almohadilladas, de composición andesítica, asociadas con tobos y rocas clásticas oscuras. La edad de esas capas, se basa en la presencia de *Linoproductus* aff. *L. prattenianus*, *Rugosochonetes* sp. cf., *Kitakamithyris* sp. cf., *Alispirifer* sp. y *Fenestella* aff. *F. modesta*.

Por otro lado, Aranda y colaboradores (1988) recolectaron, de las pizarras negras del arroyo de Pescaditos, palinomorfos de *Classopollis* sp., el cual tiene un alcance desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. Los ejemplares recolectados de *Classopollis* presentan características morfológicas que los relacionan con la especie *Classopollis classoides* Pflug (1953) y *C. kieseri* Reyre (1970) por lo que consideran que esa sección corresponda al Jurásico Inferior.

En el arroyo de Las Cuevas, 2 km al noreste de Santa María del Oro, los bloques de caliza fosilífera descritos por Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) posiblemente representen un contacto tectónico dentro de la Formación Gran Tesoro, la cual, a su vez, es la roca encajonante del batolito de Parral [198 ± 7 Ma (Damon *et al.*, 1981)], aspecto que conduce a suponer que, durante el Paleozoico, la región de Parral-Santa María del Oro haya pertenecido al borde continental de América del Norte en aguas periarrecifales someras que habrían favorecido la presencia de briozoarios, equinodermos y corales.

Tomando en cuenta que la secuencia está formada por sedimentos y rocas volcánicas depositadas en un ambiente marino, y que fue acrecionada al continente de América del Norte durante la orogenia antleriana (Miller y Harwood, 1989) proceso que fue acompañado por metamorfismo regional, se asigna a la Formación Gran Tesoro una edad ubicada dentro del intervalo de tiempo del Paleozoico temprano al medio.

Formación Mezcalera

En un informe geológico elaborado para Petróleos Mexicanos (FYPSA, 1979) sobre un área localizada a unos 50 km de Parral, Estado de Chihuahua, se utilizó por primera vez el nombre informal de "grupo Mezcalera" para referirse a una secuencia estratigráfica de 1,680 m de espesor, correspondiente a un depósito de ambiente pelágico con hundimientos cíclicos, contemporáneos a la aportación de sedimentos, cuyo principal afloramiento está en el arroyo Mezcalera, en el valle de Zaragoza, Estado de Chihuahua; originalmente, la secuencia fue dividida en 15 unidades litológicas. Posteriormente, las unidades del grupo fueron reducidas a nueve, formadas por una alternancia de calizas, margas y areniscas (FYPSA, 1980). En otro informe para Petróleos Mexicanos (Servicios Geológicos, S.A., 1982), se redujo a siete las unidades del grupo, y, por último, Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986) establecieron formalmente el nombre de Formación Mezcalera, conservando la localidad tipo y la descripción litológica original.

La Formación Mezcalera aflora ampliamente en el área del Bolsón de Mapimí, desde la sierra de Mapimí, al noroeste de Torreón, Estado de Coahuila, hasta las cercanías de Naica, Estado de Chihuahua. En una franja de unos 80 a 100 km de longitud, que incluye el área del presente estudio.

En el área estudiada (Figura 1), la Formación Mezcalera se encuentra en una franja de orientación al norponiente, localizada en la porción central, en la esquina nororiental y en el límite oriental. Los mejores afloramientos pueden ser observados en el camino que parte casi inmediatamente al norte de La Resolana y va hacia el poblado de Indé, Estado de Durango, así como al oriente de Potrero del Llano (Figura 2). La litología predominante consiste en caliza con estratos de 10 a 15 cm de espesor, interestratos de arenisca en capas medias, así como lutita laminar en paquetes de hasta 2 m de espesor. Las calizas son *mudstone* y *wackestone*, principalmente, y los estratos más gruesos presentan estratificación gradual del tipo de las turbiditas. En la porción superior, alternan calizas arcillosas, lutitas y areniscas (grauvacas) definiendo una secuencia cíclica.

En el camino a Indé, afloran, estimativamente, unos 40 m de espesor de la Formación Mezcalera, deformada, con pliegues muy cerrados del tipo *chevron* y con fallamiento inverso, por lo cual no fue medido su espesor real. En el área no aflora la base y el contacto con la unidad suprayacente es discordante; está cubierta por la secuencia volcánica terciaria.

La roca de las muestras recolectadas (2A, 2B, 103A, Figura 2) es de color gris oscuro o gris claro, tiene aspecto arenoso y petrográficamente consiste en lodo calcáreo de color pardo, en ocasiones recristalizado a calcita y con abundantes fragmentos de cristales de cuarzo autógeno y feldespatos. Su contenido de fauna sólo se logró identificar en las muestras 24, 25 y 26 (Figura 2).

Tomando en cuenta las descripciones litológicas hechas por Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986), la sección estratigráfica de la Formación Mezcalera que aflora en el área de estudio, pudiera corresponder a la parte superior de la unidad.

La edad de la Formación Mezcalera ha sido documentada ampliamente por Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (1986), tomando como base su contenido de amonites y microfósiles (calciesferúlidos, radiolarios y otros), que corresponden al Neocomiano-Albiano para la franja occidental del Mar Mexicano y Aptiano-Turoniano para la oriental. Conviene señalar que el área del estudio presente está ubicada en la parte occidental del Mar Mexicano. Durante este estudio, no fue posible localizar macrofósiles, pero sí globigerínidos, que fueron identificados por la Dra. A. L. Carreño, del Instituto de Geología de la UNAM, como formas de edad albiana. Por otro lado, Araujo-Mendieta y Arenas-Partida (*op. cit.*) señalaron la existencia de actividad volcánica contemporánea al depósito de la Formación Mezcalera, relacionada con un arco volcánico al que denominaron "arco volcánico Tarahumara"; en la sección, recolectaron rocas ígneas de composición intermedia, de las que obtuvieron edades geocronométricas que varían del Cretácico Temprano al Tardío.

"Andesita antigua"

En el área de Revolución-Puerta de Cabrera, los suscritos asignaron informalmente el nombre de "andesita antigua", a un conjunto de cuerpos pequeños, de esa composición, que afloran en dicha área. Estas rocas fueron encontradas sobreyaciendo, discordantemente, a la Formación Mezcalera, o en contacto tectónico con ella, y subyaciendo, también en discordancia, a la formación Indé. Los mejores afloramientos están

en la porción suroriental del mapa geológico, en la Loma Alta de la Pedrera y en el cerro Mariana, así como al norte del arroyo Agua Puerca, donde el afloramiento de mayor espesor es de aproximadamente 50 m. En una localidad cercana a la esquina suroccidental del área, se encontró un afloramiento pequeño (no cartografiable a la escala del mapa), en el que fueron observadas las andesitas antiguas en contacto de falla normal con la Formación Gran Tesoro. Los espesores expuestos llegan a medir hasta 10 m, siendo posible que la parte superior de la unidad esté erosionada.

En general, las andesitas que forman los derrames más antiguos, son de color gris claro a gris verdoso que intemperiza a color pardo, verdoso o rojizo. Megascópicamente, presentan una textura que puede ser afanítica, microlítica o porfídica. Los minerales que se aprecia regularmente son: plagioclasa y, ocasionalmente, olivino o algún piroxeno. Desde el punto de vista petrográfico son muy similares, con una textura porfídica y una paragénesis representativa, que consiste en plagioclasa (labradorita o andesina) + piroxenos (hiperstena, augita) + restos de un ferromagnesiano [anfíbol (?)] reemplazado por un mosaico de gránulos de minerales opacos [magnetita (?)] (Muestras 5 y 21; Figura 2).

La matriz de estas rocas está formada, generalmente, por abundantes microlitos de plagioclasa (andesina), gránulos de augita y magnetita, cementados por un vidrio de color claro, parcialmente recristalizado, pues es posible identificar el cuarzo en algunos intersticios, y pequeños cristales de apatita (Muestras 20, 701A y 801B; Figura 2).

Las andesitas son semejantes a las descritas por Clark y colaboradores (1980), de las cercanías de Guanaceví, Estado de Durango, que tienen una edad radiométrica de 38.7 ± 0.8 Ma (Eoceno tardío); cerca de la ciudad de Durango, McDowell y Keizer (1977) obtuvieron, en cuerpos similares, edades K-Ar de 51.6 Ma, mientras que en el área de Nazas, Estado de Durango, Aguirre-Díaz (1988) situó a la secuencia andesítica entre 41 y 50 Ma antes del presente.

Formación Potrero del Llano

Como parte de la secuencia volcánica superior, fue cartografiada una unidad de tobas híbridas que, por sus características litológicas, fue posible separar de los cuerpos ignimbríticos de la formación Indé que le sobreyace. Se utilizó, informalmente, el nombre de formación Potrero del Llano, ya que en esa localidad (Figuras 1 y 2) fueron encontrados los mejores afloramientos.

La unidad está formada por una secuencia de tobas re-trabajadas, depositadas en un ambiente lacustre; éstas son de color verde claro, de textura arenosa con interestratos de arenisca volcánicla, con cuarzo en cristales subangulares y abundantes cristales angulares de sanidino, parcialmente alterados a minerales arcillosos. Contiene, además, algunos estratos limolíticos de color verde parduzco, con concreciones hasta de 10 cm de diámetro. Sobreyace discordantemente a rocas de la Formación Mezcalera y subyace, a su vez, a la formación Indé.

Petrográficamente, las fracciones netamente piroclásticas de estas rocas se caracterizan por tener una mineralogía de plagioclasas (andesina u oligoclasa) + feldespatos (Na-K) (sanidino) + algunos cristales de hornblenda o biotita + magnetita, cementados por un vidrio de color pardo o transparente,

donde son comunes las recristalizaciones cuarzofeldespáticas. Es frecuente encontrar gránulos de magnetita, tridimita y fragmentos de roca. Volumétricamente, el vidrio constituye el 88%, en promedio, de la roca (Muestras 6 y 7, Figura 2) y los fragmentos de cristales constituyen el resto, consistiendo del 2 al 5% de plagioclasa, 8% de sanidino, 0.5% de hornblenda y hasta un 2% de biotita. Los minerales opacos en general representan menos del 0.5%. Rara vez se observa foliación eutaáxica o piroconsolidación de las astillas de vidrio que forman estas rocas las cuales, frecuentemente, han dado origen a tobas con diferente grado de compactación. Sólo una muestra (105, Figura 2) es una arenisca y está formada por fragmentos angulares, o subangulares, de cuarzo, plagioclasa y sanidino, cementados por un lodo calcáreo de color pardo. Aparentemente, en este caso el vidrio, derivado del material volcánico removido, fue reemplazado por calcita.

La distribución de la formación Potrero del Llano, está restringida a la parte central del área cartografiada, lo que indica que al principio de la actividad explosiva de la secuencia volcánica superior, existían, en esa zona, cuencas lacustres, donde se depositó.

En el área del cerro San Javier, fue medido un espesor de 75 m de esta unidad. Su posición estratigráfica permite asignarle una posible edad oligocénica; por su litología, puede correlacionarse con la Formación San Pablo y el Grupo Rio Chico Superior del área de Durango-Canatlán (Swanson *et al*, 1978; Córdoba, 1988), así como con la secuencia ignimbrítica de Nazas, Estado de Durango, descrita por Aguirre-Díaz (1988), quien asignó a este episodio volcánico una edad de entre 32 y 29 Ma.

Formación Indé

El nombre informal de formación Indé fue utilizado por primera vez en 1965 por Alba-Pascoe, en el área de Indé, Estado de Durango, para referirse a todo un conjunto de conglomerados, tobas, brechas volcánicas y "corrientes riolíticas".

En el área estudiada, la formación Indé está ampliamente distribuida. Su espesor, medido en cuatro localidades, es mayor que 35 m, observándose que disminuye hacia el oriente. La parte inferior está formada predominantemente por tobas de caída libre (*ash fall*), otras líticas, algunas cristalinas y brechas riolíticas. En la parte superior abundan las ignimbritas de piroconsolidación leve a intermedia (*welded tuffs*) con litofisis rellenas de cuarzo, con espesor hasta de 40 m, presentando un fracturamiento columnar típico. La unidad incluye algunas tobas y derrames de lava andesíticos, observados inmediatamente al sur del área y en la zona de Indé-Cieneguillas, así como domos riolíticos y brechas derivadas, intercaladas en la secuencia.

En general, las rocas riolíticas y riocácicas se caracterizan por una paragénesis de plagioclasas (andesina y oligoclasa) + feldespatos (Na-K, sanidino) + algunos cristales de cuarzo, hornblenda y biotita, así como de magnetita. Tienen una matriz vítrea de color pardo, o bien, incolora y transparente, donde es común encontrar recristalizaciones cuarzofeldespáticas amorfas, en las que se puede indentificar la presencia de tridimita, fragmentos de roca pómez escasa y gránulos de magnetita; dicha matriz forma del 60 al 98% de la roca (Muestras 14 y 16, Figura 2). Los fenocristales antes mencionados constituyen los porcentajes promedio siguientes: 4% de pla-

gioclasa, 4% de sanidino, 2.5% de hornblenda, hasta un 2% de biotita y 0.6% de minerales opacos. Al analizar las láminas delgadas de estas rocas, pocas veces se advierte la foliación eutaixítica, la deformación o la piroconsolidación de las astillas de vidrio que las forman y que, regularmente, originan rocas con diverso grado de compactación, sin llegar a la piroconsolidación típica que caracteriza a las ignimbritas.

La formación Indé posiblemente esté asociada a la intrusión de los pórfidos riolíticos, tonalíticos y monzoníticos de la región, debido a que la secuencia se depositó sobre una topografía irregular. Sobreyace a diversas unidades: Formación Gran Tesoro, intrusivos jurásicos, Formación Mezcalera, Conglomerado Guanaceví y "andesita antigua".

Por su posición estratigráfica, pudiera correlacionarse con la Formación Gamón (Roldán-Quintana, 1969) y con otras secuencias del "supergrupo volcánico superior", que afloran en el área de Durango, factor que permitiría asignarle una edad del Oligoceno tardío (McDowell y Keizer, 1977).

Formación Santa Inés

En el área de San Pedro del Gallo, Estado de Durango, Pantoja-Alor (1963) utilizó el nombre de Formación Santa Inés, para definir una secuencia de sedimentos clásticos continentales, que varía de gravas poco consolidadas a conglomerados cementados por arcilla, limo y caliche, a la cual asignó una edad del Pleistoceno temprano al tardío.

La Formación Santa Inés aflora profusamente en el área y puede ser dividida en tres miembros: El inferior, cuya base no aflora, está constituido por conglomerados y areniscas de color casi blanco; tiene clastos de tamaño que varía entre 1 y 10 cm, de subangulares a subredondeados, principalmente de rocas ígneas; los interestratos de arenisca son de grano grueso y gradúan a conglomerado; el espesor de este miembro es de 50 m y aumenta hacia el sur y suroeste de la región. El miembro medio, es de arenisca de grano fino a medio, de color amarillento a verdoso claro y contiene interestratos de conglomerado de rocas volcánicas, con diámetros de entre 10 y 30 cm, en una matriz arenosa violácea; posiblemente sean depósitos de aguas poco profundas, de planicies de inundación o de una antigua cuenca, situada, probablemente, en donde se encuentra hoy la presa El Palmito, al sur del área estudiada; sus espesores son mayores que 200 m. El miembro superior es un conglomerado de fragmentos de rocas volcánicas y cuarzo, incluidos en una matriz rojiza; contiene algunas areniscas muy compactas de color café claro, capas conspicuas de caliche de más de 1 m de espesor y se estima que este miembro tenga un espesor de 50 m.

La Formación Santa Inés rellena las fosas tectónicas del sistema de cuencas y sierras, por lo que se cree descansa sobre la formación Indé y sobre las demás unidades ya mencionadas. Le sobreyacen suelos residuales (regolitas) y depósitos aluviales del Cuaternario. La edad del Pleistoceno tardío a temprano, sugerida por Pantoja-Alor (1963) para la Formación Santa Inés, ha sido modificada recientemente por Aguirre-Díaz (1988), quien en el área de Nazas, Estado de Durango, al sur del área de estudio, obtuvo edades K-Ar de los flujos sub- y sobreyacentes, respectivamente, que la sitúan entre 29 y 23 Ma antes del presente. Se le encuentra disectada por los arroyos que fluyen al noreste, lo que indica que dicha formación fue afectada por eventos neotectónicos.

Aluvión y suelo residual

Los depósitos cuaternarios del área cartografiada, consisten en materiales aluviales formados por arena, limo y arcilla que, en algunos casos, están consolidados, o bien, completamente disgregados; son de colores amarillentos con tonos claros. En la parte suroccidental del área de estudio, sobre la Formación Santa Inés, existen grandes superficies cubiertas por aluvión y suelos residuales de color rojizo; además, hay suelos calichosos que pueden ser observados sobre la Formación Mezcalera.

Rocas intrusivas

En el norte del Estado de Durango (Figura 1) existen cuerpos intrusivos de edades muy diversas, algunos son jurásicos, otros laramídicos y otros terciarios. En la región del distrito minero El Cuarenta y al sur de La Cabeza del Oso (Figura 1), aflora un cuerpo batolítico de naturaleza química calcialcalina, con fenocristales de ortoclasa, cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, estando estos dos últimos minerales como accesorios. Aparentemente, dicho cuerpo posee una zonación petrográfica, ya que cambia a granodiorita, luego a cuarzdiorita y, finalmente, mediante segregación magmática, a una diorita de hornblenda. Damon y colaboradores (1981) obtuvieron edades radiométricas K-Ar de 154.3 ± 3.2 Ma en la porción granítica y 148.9 ± 3.3 Ma en la diorítica, valores que sitúan al cuerpo en el Jurásico Superior.

Este cuerpo se emplazó en la Formación Gran Tesoro antes del depósito de la Formación Nazas, sobreyacente, ya que ésta contiene fragmentos angulosos del plutón, relaciones que son similares a las observadas en el área de Magistral, al norte de Santa María del Oro. La diorita de Santa María del Oro, probablemente represente el borde del plutón, ya que este cuerpo fue fracturado por tectonismo, produciendo los conductos por los que ascendieron diques de diabasa. Al sureste de El Cuarenta (Figura 1), el cuerpo presenta una textura parcialmente gnéisica, que refleja dinamometamorfismo. De acuerdo con Damon y colaboradores (1981), este cuerpo podría estar relacionado con el arco magmático que postulan estos autores para el Jurásico.

Al sur de la esquina suroriental del área cartografiada, aflora un tronco intrusivo conocido como Cerro Blanco, que está emplazado en la secuencia pelítico-calcárea de la Formación Mezcalera. Dicho tronco tiene un afloramiento casi circular, con un diámetro aproximado de 4 km y está formado por una granodiorita de biotita y hornblenda. La roca muestra una exfoliación muy característica que, cuando aquélla se disgrega, produce bloques esferoidales de gran tamaño.

El análisis del cuerpo pone en evidencia una zonación petrográfica desde granito a granodiorita y diorita. Sus contactos contienen un gran número de diques aplíticos y pegmatíticos emplazados en la Formación Mezcalera. Además de los numerosos apófisis, generalmente con una orientación N40°E, algunos de los cuales afloran en la parte suroriental del área cartografiada, estas rocas dieron origen a los cerros Las Perlititas y Agujas Grandes. En lámina delgada, las muestras obtenidas del cuerpo (Au-1, -2, -3, -4; fuera del área del estudio, en sus inmediaciones al sur), tienen una textura secuencial equigranular que varía a porfídica, comúnmente xenomórfica, formada por fenocristales de plagioclasa (andesina y oligocla-

sa), feldespato Na-K (ortoclasa), algunos cristales de cuarzo y otros pequeños de hornblenda y biotita, así como de magnetita.

Es necesario mencionar que en casi todas las muestras estudiadas los feldespatos presentan diferentes grados de sericitización, que es más acentuada en las muestras Au-1 y -2, en tanto que es más evidente la reabsorción magmática en los minerales ferromagnesianos de las muestras Au-3 y -4, que fueron transformados en un mosaico de gránulos de minerales opacos (magnetita), o bien, han sido cloritizados ligeramente. Otro aspecto que debe ser señalado, es la existencia de un mosaico de cristales de menor tamaño, originados por la reacción, o bien, el intercrecimiento simultáneo entre el cuarzo, la oligoclasa y la albita, que produjeron mirmequitas (muestra Au 3).

En la región, existe otro tipo de cuerpos intrusivos de composición diversa. Algunos tienen una textura porfídica y composición andesítica, mientras que otros son pórfidos cuarzolálticos, riódacíticos y monzoníticos. La Bufa de Indé (Figura 1) es un pórfido riolítico asociado a numerosos diques aplíticos que ponen en evidencia las relaciones entre el magmatismo intrusivo y el extrusivo; estos diques se emplazaron en la secuencia volcánica del Terciario medio, pues en algunos casos la cortan, factor que permite suponer la relación estrecha entre éstos y que su emplazamiento haya ocurrido, probablemente, durante el Oligoceno tardío.

En otras zonas adyacentes al área de estudio, además de las ya mencionadas, está el tronco de Peras, en la sierra de La Zarca, de una edad K-Ar de 47.2 ± 1.1 Ma; el de Mapimí, de 36.1 ± 0.9 Ma; el granito de Dinamita, de 30.4 ± 0.7 Ma (Clark *et al.*, 1980); y, un poco más al sur, el de San Pedro del Gallo, de 40 ± 10 Ma, y el de Pichaguillas, de 70 ± 10 Ma, ambas edades obtenidas por el método Pb-alfa (Pantoja-Alor *et al.*, 1967).

TECTÓNICA

La estructura geológica de la región se caracteriza por consistir en un conjunto de altos y bajos estructurales, burdamente paralelos entre sí y de orientación NNW. Las fallas normales que limitan estas estructuras son continuas a lo largo de decenas, y aun centenas, de kilómetros. Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) mencionaron la ocurrencia de tres altos y dos bajos estructurales, que yacen en las cercanías de Santa María del Oro, los cuales, de oriente a occidente, son: el alto de la sierra de Guajolotes, el bajo del río Tizonazo, el alto de Santa María, el bajo del río Sextín y, por último, el alto de San Juan de las Minas. Las estructuras mencionadas son pilares y fosas tectónicas; tres de ellas cruzan diagonalmente el área de estudio, siendo las siguientes:

El alto de Santa María, cuyo límite oriental lo constituye la Falla Tizonazo, de orientación $N40^{\circ}W$, se ubica entre la zona de La Pastoría y Puerta de Cabrera, pasando por las cercanías de Encino de la Paz. La falla mencionada, de unos 60 km de longitud, se extiende hacia el sureste, hasta la presa El Palmito y conforma los valles de los ríos Tizonazo y El Encino. La segunda estructura es el bajo del río Tizonazo, al oriente de la estructura anterior; se sitúa entre la falla Tizonazo y el sistema de fallas que pasa por Puerta de Cabrera hacia el noroeste, limitando la porción occidental de la sierra Guajolotes. Por último, el alto más oriental es el de la sierra mencionada. Hacia el oriente se ubica la región de Revolución y el Bolsón de Mapimí (Figura 2).

Estas estructuras de pilares y fosas tectónicas son comunes en el norte de México; se extienden desde los Estados Unidos de América (en Texas, Arizona y Nuevo México) y conforman la Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range province*), cuyo arreglo tectónico regional es el resultado de la deformación distensiva que comenzó a fines del Mioceno y que todavía pudiera estar activa, como se infiere de la presencia de estructuras volcánicas recientes emplazadas en la prolongación de las fallas maestras (San Juan del Río, Durango) y de las evidencias de fallamiento y reactivación en depósitos más jóvenes.

ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO

La unidad litoestratigráfica más antigua del Estado de Durango es la Formación Gran Tesoro, que aquí es considerada como el basamento y que está formada por rocas metamórficas pertenecientes a la facies de esquisto verde. Esta unidad, además de estar afectada por la deformación distensiva que siguió al Mioceno, tiene impresos los rasgos originados por esfuerzos compresivos más antiguos (orogénia antleriana; Miller y Harwood, 1989) manifestados por plegamiento, fallamiento inverso, cabalgadura y, primordialmente, metamorfismo.

En el área cartografiada, esta unidad sólo aflora en su esquina suroccidental, mientras que al suroeste y oeste, fuera del mapa geológico, existen extensos afloramientos ubicados en los alrededores de Santa María del Oro. El rasgo estructural más evidente en la Formación Gran Tesoro es su foliación, con un rumbo general $N 50^{\circ}W$ y una inclinación que varía de 50° a $70^{\circ}SW$.

Los pliegues observados en la secuencia metamórfica presentan dos direcciones principales. La primera unidad se caracteriza por pliegues cerrados y en *chevron*, cuyos planos axiales regularmente tienen un rumbo de $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ y una inclinación de $15^{\circ}SE$, aunque algunos son subhorizontales. La segunda unidad originó pliegues más amplios que los anteriores; éstos se manifiestan por pequeños anticlinales y sinclinales de formas cilíndricas, cuyos planos axiales tienen un rumbo de $N65-75^{\circ}W$ y una inclinación de unos $70^{\circ}SW$.

La foliación de la primera unidad, de naturaleza compresiva, tiene un rumbo de $N85^{\circ}E$ y la segunda unidad, de $N40-50^{\circ}W$; sin embargo, los datos aquí mencionados no son representativos regionalmente debido a la pequeña superficie que estas rocas ocupan en el área estudiada y al reducido número de datos recolectados. Por otra parte, el contacto de la Formación Gran Tesoro con otras unidades litoestratigráficas es tectónico y bien pudiera haber habido rotación en los bloques que constituyen el basamento. La foliación tiene un rumbo predominante, obtenido del análisis de la proyección estereográfica, de $N54^{\circ}W$ con una inclinación de $65^{\circ}SE$ (Figura 3).

Los datos estructurales de la región al norte de Santa María del Oro, reportados por Zaldívar-Ruiz y Garduño-M. (1984), muestran orientaciones de $N20-30^{\circ}W$ y de $S55^{\circ}-62^{\circ}E$, respectivamente, para los micaesquistos, las cuales corresponden: la primera, a la dirección de los planos axiales de los pliegues atribuidos a la primera deformación compresiva que afectó a estas rocas; y la segunda, a la dirección de la foliación originada durante la segunda época de deformación; estas direcciones son similares a las observadas en el área cartografiada. Además, debe señalarse que en la secuencia metamorfozada, existen fallas de desplazamiento lateral y cabalgaduras, que permiten considerar a la Formación Gran Tesoro, como una secuencia de posible naturaleza alóctona.

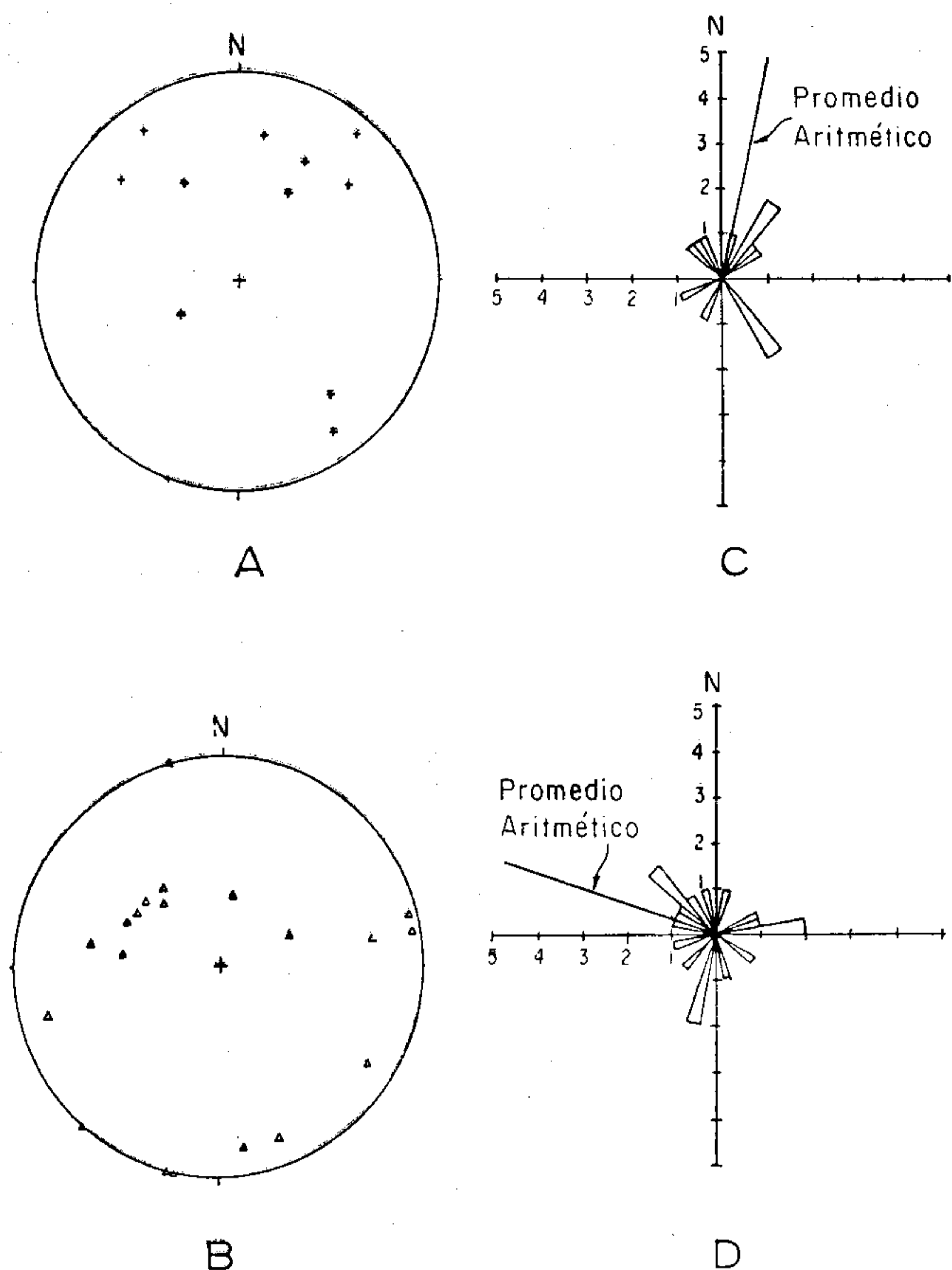


Figura 3.-Proyecciones estereográficas de áreas iguales. Polos de plano de falla en: (A) Formación Gran Tesoro, (B) secuencia volcánica terciaria. Rosetas de fallas en: (C) Formación Gran Tesoro, (D) secuencia volcánica terciaria.

Los datos estructurales medidos en los planos de falla del área de estudio, muestran en proyección estereográfica dos grupos de polos (Figura 3) que definen planos de falla, cuya orientación e inclinación promedio es N35°E con 60°SE, o bien, N35°W con 73°SW. Estas direcciones corresponden: la primera, al fallamiento compresivo; y la segunda, al fallamiento que favoreció el emplazamiento de los cuerpos intrusivos que se correlacionan con eventos volcánicos terciarios.

En la sección de estratigrafía del artículo presente, se mencionó que Zaldívar-Ruiz y Garduño-M. (1984) establecieron tres unidades estratigráficas en la Formación Gran Tesoro: la inferior, formada por micaesquistos; la segunda, por rocas metavolcánicas andesíticas; y la tercera, por metasedimentos. De acuerdo con sus descripciones y con la petrografía efectuada por los suscritos, el afloramiento ubicado en el área de estudio, corresponde a la unidad inferior de micaesquistos; ésta, en el área de estudio, incluye cuerpos basálticos intercalados en la secuencia los cuales son considerados como parte de la sección; están metamorizados, pues contienen impresas, cuando menos, dos deformaciones, además de estar emplazados en fracturas o fallas cuya orientación es de S30°E con 40°SW; tanto las fallas como las fracturas, son parte de la estructura del basamento.

En el área de estudio existe un gran número de fallas que afectan a la Formación Gran Tesoro; aunque la superficie de afloramiento es pequeña, se puede definir el frecuente falla-

miento inverso, con un ángulo bajo ($\pm 15^\circ$), cuyo plano de falla, por lo general, tiene un rumbo de N30-60°E.

En la zona del arroyo de Santa María del Oro, Zaldívar-Ruiz y Garduño-M. (1984), reportaron fallamiento lateral diestro (N70°E con 30°E) que pone en contacto un paquete de micaesquistos y rocas metavolcánicas con una gran zona de brechas, la cual hacia el sureste de dicho arroyo, adquiere un carácter transpresivo, montando ligeramente a las rocas metavolcánicas sobre los micaesquistos; hacia el noreste, no fue posible identificar este tipo de fallamiento, en la pequeña zona donde se observó la Formación Gran Tesoro.

ESTRUCTURAS DE LA COBERTURA

Deformación compresiva de la cobertura

Pliegues y cabalgaduras. En los límites suroccidentales del área cartografiada, la Formación Gran Tesoro está en contacto tectónico, por falla normal, con la Formación Mezcalera, o bien, con otras unidades de la secuencia volcánica del Terciario medio; sin embargo, hacia el occidente, en la región aledaña a Santa María del Oro e Indé, esta formación está cubierta discordantemente por la Formación Nazas, de edad imprecisa, ya que no existen evidencias paleontológicas; no obstante, la edad radiométrica (Eguiluz de Antuñano, 1976) es de 230 ± 20 Ma pudiendo quedar comprendida entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio. La Formación Nazas está cubierta, a su vez, por la secuencia mesozoica, que incluye al Grupo La Casita, del Jurásico Superior (Portlandiano), y a otras unidades litoestratigráficas más jóvenes, entre las que se encuentra la Formación Mezcalera.

La Formación Mezcalera aflora en una franja de unos 10 km de anchura, que cruza en dirección noroccidental la porción central y la esquina nororiental del área estudiada. Existen afloramientos excelentes en los cortes de los caminos, tales como el que se dirige hacia Indé (Figura 1) y el de Santa María del Oro, así como en los arroyos, donde se puede observar aspectos de la deformación, atribuibles a la orogenia Laramide, que actuó del Cretácico Tardío al Eoceno tardío. Durante dicha orogenia, la Formación Mezcalera fue deformada y fallada más intensamente que las otras unidades litoestratigráficas subyacentes, debido a que las rocas que la conforman son más plásticas. Se caracteriza por la abundancia de pliegues muy cerrados, que incluyen formas en *chevron*; el rumbo del plano axial de tales pliegues es de N48-70°W, con inclinaciones generalmente de 40°NE; otros tienen orientaciones de N70°E y una inclinación de 35°SE. La abundancia de anticlinales y sinclinales de vergencia nororiental, sugiere que los esfuerzos compresivos hayan actuado de suroeste a noreste, produciendo el plegamiento y el fallamiento inverso, de orientación general N18-20°W, dentro de la Formación Mezcalera. Las trazas de estas fallas son de poca extensión y no cartografiables a la escala del mapa geológico. El plegamiento y el fallamiento son parecidos a los observados por los autores de este artículo en otras localidades más al oriente (Hoja San Pedro del Gallo) y reportados por Pantoja-Alor (1963) en unidades litoestratigráficas mesozoicas.

Los primeros pulsos de la orogenia Laramide, durante el Albiano-Cenomaniano, ocasionaron el depósito de la Formación Mezcalera, la cual representa sedimentos cíclicos de tipo *flysch*. Después, durante el clímax laramídico, en el Cretácico Tardío-Terciario temprano, ocurrió el intenso plegamiento y el fallamiento inverso con vergencia al noreste.

A escala regional, el plegamiento se desarrolló profusamente durante la orogenia Laramide, de acuerdo con Coney (1976) entre 80 y 40 Ma antes del presente; en cambio, en el suroeste de los Estados Unidos de América, según Keith y Wilt (1986) fue entre 88 y 45 Ma antes del presente. Estos autores señalaron, además, que entre 75 y 65 Ma antes del presente ocurrió el desarrollo de pliegues de orientación principalmente NE-SW, así como fallamiento inverso. Al sur del área estudiada, en la región de Nazas, Estado de Durango, Aguirre-Díaz (1988) determinó una edad de 51 Ma para la Toba Absolo, que no está plegada, la cual sobreyace a rocas sedimentarias cretácicas plegadas; por tanto, el modelo de Keith y Wilt (1986) es más aplicable en esta región del norte de México.

Fallas. Al inicio de este capítulo, se mencionó la existencia de altos y bajos estructurales que cruzan diagonalmente el área de estudio y que están delimitados por fallas continuas y de gran extensión con orientación NW-SE, que prevalecen a lo largo de decenas de kilómetros. Las fallas muestran una geometría típica, similar a las del Sistema de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), es decir, son normales e inclinadas fuertemente, delimitando grandes bloques que pueden, o no, estar inclinados. Los bloques, por lo general, están inclinados hacia el noreste y con el frente del escarpe hacia el occidente.

Las fallas normales más importantes, por su extensión y número, tienen una orientación aproximada de N40°W, aunque existen, además, otras de orientación NE-SW y casi este-oeste que son poco evidentes a la escala del mapa.

El análisis estereográfico de los datos estructurales medidos, definió tres grupos de polos (Figura 3) que representan los planos de falla de la secuencia volcánica del área. Estas fallas tienen una orientación e inclinación promedio de N45°W con 71°SW, N17°E con 42°SE y N84°E con 75°NW. Además, las fracturas que se midieron definen dos grupos principales de polos, los cuales representan los planos de fracturamiento en dichas rocas. Estos tienen una orientación e inclinación preferencial promedio de N66°E, con 78°NW y N76°W con 80°NE.

El número reducido de datos medidos (20 fallas y 11 fracturas), es insuficiente para definir las características cinéticas del fallamiento y del fracturamiento, pero permite esbozar algunas particularidades geométricas de dichas estructuras. Puesto que la mayoría de las fallas son normales, puede interpretarse que el esfuerzo principal (σ_1) que las generó fue vertical, el esfuerzo medio (σ_2) fue horizontal y paralelo a los planos de fallamiento, mientras que el esfuerzo mínimo (σ_3) fue horizontal y perpendicular a los mismos (Davis, 1984). Esto permite justificar la presencia de algunas fallas conjugadas que podrán ser definidas con una mayor cantidad de datos.

La falla La Pastoría pasa por la esquina suroccidental del área; en esta zona, la traza tiene un rumbo N10°W y hacia el noroeste, fuera del área de estudio, se flexiona para realinearse con la dirección general N40°W, a lo largo de, cuando menos, 5 km. Esta falla limita al alto de Santa María (Berumen-Esparza y Pavón-Leal, 1983) y es de gran importancia por su continuidad y desplazamiento vertical.

En el área de estudio, el plano de falla es de ángulo alto (79°NE) y yuxtapone a la Formación Gran Tesoro con la formación Indé. En una localidad ubicada en el extremo occidental de la zona, existe un afloramiento pequeño no cartografiable, en el que se puede observar a la Formación Gran Tesoro

en contacto tectónico con la "andesita antigua", la cual subyace discordantemente a la formación Indé. Hacia el occidente de Los Azules, la Formación Santa Inés está en contacto de falla con la Formación Gran Tesoro; la traza de la falla La Pastoría se evidencia al formar un escarpe pequeño, de no más de 1 m de altura, con algunos relieves, lo que permite suponer una reactivación del fallamiento.

El contacto por falla de las formaciones Gran Tesoro e Indé, tiene una zona cataclástica amplia de unos 10 m de espesor; sobre ésta, las rocas volcánicas están sumamente fracturadas y profundamente alteradas por hidrotermalismo o deuterismo.

En áreas aledañas, la secuencia de rocas mesozoicas que aflora sobre la Formación Gran Tesoro (Formación Nazas, Grupo La Casita, Conglomerado Matracal, Caliza Guadalupe y Formación Mezcalera) tiene un espesor mínimo de 1,000 m. Ésta, a su vez, subyace a la secuencia volcánica del Terciario medio; podemos suponer que en la zona de Revolución, bajo la cubierta volcánica, se encuentre la secuencia mesozoica mencionada. Al estar la Formación Gran Tesoro en contacto tectónico con la formación Indé o con la "andesita antigua", puede inferirse un desplazamiento vertical aparente de suma importancia, tal vez de varias centenas de metros (mínimo de 500 m).

La falla Tizonazo está ubicada en la porción occidental del área a la que disecta diagonalmente al pasar por Puerta de Cabrera y por Encino de la Paz. La traza de esta falla de inclinación fuerte (subvertical), tiene una orientación promedio de N35°W y el bajo de la misma es el bloque oriental. Su longitud es de aproximadamente 50 km, de los cuales 20 están dentro del área, cinco hacia el noroeste y el resto hacia el sureste.

La expresión fisiográfica de la falla Tizonazo en el área de Puerta de Cabrera, es apenas la de un pequeño escarpe discontinuo, el cual se puede observar en las fotografías aéreas a la escala 1: 50,000. La falla corta la Formación Santa Inés, en la que, ocasionalmente, se puede observar desplazamiento en los horizontes de grava, a uno y otro lado de la misma, sin que se pueda estimar la magnitud del desplazamiento. Más al sureste del área, la falla yuxtapone a la secuencia mesozoica sedimentaria con la volcánica terciaria y forma escarpes y cañones profundos alineados; es posible que exista un desplazamiento importante entre ambas secuencias.

La falla Potrero del Llano, burdamente paralela a la falla Tizonazo, también pasa diagonalmente en el área, a lo largo de 30 km, y continúa hacia el sureste, cuando menos otros 25 km, hasta las inmediaciones de la presa El Palmito. Eguiluz de Antuñano (1989, fig. 1, p. 29) considera que esta falla normal se extiende todavía más hacia el sureste, hasta pasar por el flanco occidental de la sierra de Atotonilco. En la parte central del área, la falla yuxtapone a la secuencia cretácica sedimentaria de la Formación Mezcalera con la volcánica terciaria, representada por la formación Indé y la Toba Potrero del Llano; es una falla normal de ángulo alto (80°) en la que el bloque hundido es el occidental, lo que conforma el extremo oriental del bajo del río Tizonazo.

Hacia el oeste de la falla Potrero del Llano, existe un conjunto de fallas paralelas a ella, las que desplazan a diversos bloques de la formación Indé, en los que normalmente la parte hundida es la occidental; en tanto, el bloque del alto, inclinado al noreste, muestra escarpes que varían entre 15 y 75 m de altura. Este conjunto de fallas normales, al oriente de Encino

de la Paz, conforman la sierra de Guajolotes así como los cordones Escamilla y "de en medio". En las cercanías del poblado Potrero del Llano, yuxtapone, además, a la formación Indé con la unidad que la subyace y con la Formación Santa Inés; por otro lado, esta última presenta desplazamiento a uno y otro lado de la traza.

Tomando en cuenta los espesores de las formaciones Potrero del Llano, Indé y Santa Inés, así como la yuxtaposición de éstas con la Formación Mezcalera, se puede estimar un desplazamiento mínimo de 150 m, aunque pudiera ser mayor. De la formación Indé se desconoce cuántos metros de espesor han sido erosionados y se ignora qué parte de la sección de la Formación Mezcalera es la que está en contacto con ella.

Por las lomas Las Angelitas pasa otra falla normal, de rumbo promedio N35°W, subvertical, cuyo bloque hundido es también el occidental. Esta estructura yuxtapone diversas unidades de la formación Indé, desplazándolas unos cuantos metros; algunos relieves pueden ser observados. Un poco más al sur, en la Loma Alta de La Pedrera, la falla ocasiona el contacto tectónico entre las formaciones Mezcalera e Indé; tiene poca longitud, 600 m, comparada con las anteriores.

En el área cartografiada es frecuente encontrar fallas de orientación nororiental, las cuales son de poca longitud y escaso desplazamiento. La dimensión de estas fallas normales no permite su representación a la escala de publicación del mapa geológico (Figura 2), excepto las que están en la parte occidental, en la Loma Alta de la Pradera y en el cerro Mariana. En la Loma Alta de la Pradera, la falla es de orientación N35°E y de inclinación subvertical y yuxtapone a diversos horizontes de la formación Indé, siendo el desplazamiento de unos cuantos metros. En el cerro Mariana, otra falla de orientación N70°E, también subvertical, pone en contacto a la "andesita antigua" con la formación Indé.

Es posible que el juego de fallas de orientación promedio N17°E, sean fallas conjugadas con el juego noroccidental, o bien, pudiera corresponder a una reactivación de un sistema más antiguo (N35°E), pues su orientación coincide con la de las fallas que afectan a la Formación Gran Tesoro, mencionadas con anterioridad; además, no se encontró lugar alguno donde estas fallas cortaran al sistema noroccidental.

El fallamiento normal de orientación E-W, es poco frecuente en el área y está representado por algunas fallas de longitud menor y con desplazamiento muy pequeño; la orientación promedio de las pocas observadas es de N85°E, con una inclinación de 75°NW; esta dirección está ausente en las rocas de la Formación Gran Tesoro, pero sí se observa en las demás formaciones.

En la esquina suroriental del área de estudio, existe un lineamiento de dirección N55°E de gran longitud, el cual, hacia el sur, cambia de dirección, la que llega a ser casi este-oeste, pasando por el poblado de Román Arreola y un poco al norte de los cerros Agujas Grandes y Las Perlitas. Estos dos cerros están constituidos por rocas intrusivas que, tal vez, representen apófisis del intrusivo de Cerro Blanco, localizado un poco más al suroeste. Llama la atención el hecho de que tengan cierto paralelismo con la orientación del lineamiento, lo que sugiere que éste pudiera ser la reactivación de un fracturamiento profundo, tal vez cortical, que habría permitido el emplazamiento de cuerpos intrusivos o extrusivos hoy erosionados. En este mismo lineamiento se encuentra el intrusivo de Cerro Blanco y La Bufa de Indé, de áreas cercanas, así como algunos cuerpos intrusivos pequeños.

Edad del fallamiento. La edad del fallamiento normal en la región de estudio es difícil de precisar, ya que el Sistema de Cuencas y Sierras, de orientación noroccidental, afecta a todas las unidades que afloran, incluyendo a la Formación Santa Inés. Esta formación representa un fanglomerado continental, que contiene fragmentos de todas las unidades del área y que, en general, se depositó a lo largo de los grandes bloques fallados e inclinados, en particular de la secuencia volcánica terciaria. Si, por correlación con la región de Nazas, se asume que la edad de la Formación Santa Inés es de entre 23 y 29 Ma (Aguirre-Díaz, 1988), entonces la edad del fallamiento sería aproximadamente la misma, es decir, un poco anterior para ocasionar el depósito, o bien, posterior, ya que en varias localidades es posible aseverar que esta unidad también fue fallada durante el mismo evento de Cuencas y Sierras.

Por otro lado, para el área de Nazas, Estado de Durango, Aguirre-Díaz (1988) presentó dos alternativas para la edad del fallamiento normal:

1 - Que el fallamiento haya ocurrido como un único evento hace 29 Ma.

2 - Que el fallamiento haya ocurrido en dos etapas: la primera, hace 29 Ma, y la segunda, relacionada con la erupción de derrames de lava máficos, hace 23 Ma.

En el área de estudio, la segunda posibilidad queda descartada, ya que no existen los derrames máficos mencionados. Por lo anteriormente citado, se concuerda en que la edad del inicio del fallamiento es de, aproximadamente, 29-32 Ma.

El Sistema de Cuencas y Sierras afectó una amplia porción del noroeste del país y es evidente en los Estados de Sonora, Sinaloa, Chihuahua y Durango, principalmente. Poco se conoce respecto a la edad de este sistema; al occidente de la ciudad de Durango (McDowell y Keiser, 1977; Swanson *et al.*, 1978), estuvo activo hace 12 Ma, lo que se deduce de la presencia de basaltos alcalinos de esa edad y del hecho de que estén relacionados con el fallamiento normal subvertical; por otro lado, Henry y Price (1986) fecharon diques y derrames basálticos en Trans-Pecos, Texas, asociados al fallamiento normal noroccidental, señalando que el evento de Cuencas y Sierras comenzó hace 24-23 Ma; estudiaron, además, diques y vetas, cuya orientación sugiere que, para el norte de México y Texas, el régimen tensional se haya establecido hace 32 Ma, lo que coincide con la colisión de la Placa de América del Norte con la Cordillera del Pacífico Oriental. Así pues, es muy posible que el régimen tensional continúe activo en el presente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración de la Dra. Ana Luisa Carreño, del Instituto de Geología de la UNAM, quien estudió el contenido micropaleontológico de algunas muestras de la Formación Mezcalera e hizo atinadas correcciones al texto.

El Dr. Zoltan de Cserna, del mismo instituto, revisó minuciosamente el manuscrito; sus sugerencias permitieron mejorar la calidad del mismo.

Asimismo, las opiniones, vertidas en la revisión crítica, del Dr. José Jorge Aranda, de la Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, UNAM, y del Dr. Fred W. Mc Dowell, de la University of Texas at Austin, ambas de gran valor, fueron tomadas en cuenta.

El Sr. Luis Burgos Peraita, del mismo instituto, elaboró las ilustraciones del presente artículo.

Se agradece al Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez, Director del Instituto de Geología, su apoyo y continuo interés durante la realización de este estudio, así como también a todos aquéllos que colaboraron con los suscritos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G. J., 1988, Eocene and younger volcanism on the eastern flank of the Sierra Madre Occidental, Nazas, Durango, Mexico: Austin, University of Texas, tesis de maestría, 179 p. (inédita).
- Alba-Pascoe, J. A., 1965, Estudio geológico preliminar del distrito minero de Indé, Estado de Durango: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 72 p. (inédita).
- Anónimo, 1976, Revolución G13-A89, Durango: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica 1:50,000.
- Aranda, Mario, Quintero, Odranoel, y Martínez-Hernández, Enrique, 1988, Palinomorfos del Jurásico Temprano de la Formación Gran Tesoro, Santa María del Oro, Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 112-115.
- Araujo-Mendieta, Juan, y Arenas-Partida, Rodolfo, 1986, Estudio tectónico sedimentario en el Mar Mexicano, Estados de Chihuahua y Durango: Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, p. 43-71.
- Berumen-Esparza, Rafael, y Pavón-Leal, Rubén, 1983, Estudio geológico-minero del área de Santa María del Oro, Durango: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 122 p. (inédita).
- Clark, K. F., Damon, P. F., Schutter, S. R., y Shafiqullah, Muhammad, 1980, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos meta-líferos: Geomimet, núm. 106, p. 51-71.
- Coney, P. J., 1976, Plate tectonics and the Laramide Orogeny: New Mexico Geological Society, Special Publication 6, p. 5-10.
- Córdoba, D. A., 1965, Hoja Apizolaya 13R-1(9), con Resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, Estados de Zacatecas y Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, núm. 4, mapa con texto explicativo en el reverso.
- 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, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 136-147.
- Damon, P. E., Shafiqullah, Muhammad, y Clark, K. F., 1981, Age trends of igneous activity on relation to metallogenesis in Southern Cordillera, in Dickinson, W. R., y Payne, W. D., eds., Relations to ore deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 137-154.
- Davis, H. G., 1984, Structural geology of rocks and regions, John Wiley, 492 p.
- Eguiluz de Antuñano, Samuel, 1976, Estudio geológico del prospecto Buen Día, Estados de Chihuahua y Durango: México, D. F., Petróleos Mexicanos, Informe NE.M1470 (inédito).
- 1989, La cabalgadura de San Felipe, en el límite de los Estados de Durango y Chihuahua: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D. F., Simposio sobre Geología Regional de México, 3, Memoria, p. 28-33.
- Fredrikson, Goran, 1974, Geology of the Mazatlan area, Sinaloa, western Mexico: Austin, University of Texas, disertación doctoral, 209 p. (inédita).
- FYPSA, 1979, Estudio geológico del prospecto Lago Toronco, Estado de Chihuahua: México, D. F.; Petróleos Mexicanos, informe confidencial (inédito).
- 1980, Estudio geológico del Prospecto Allende, Estado de Chihuahua: México, D. F., Petróleos Mexicanos, informe confidencial (inédito).
- Henry, C. D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico: Austin, University of Texas, disertación doctoral, 158 p. (inédito).
- Henry, C. D., y Price, J. G., 1986, Early Basin and Range development in Trans-Pecos and adjacent Chihuahua—Magmatism and orientation, timing and style of extension: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 6213-6224.
- Keith, S. B., y Wilt, J. C., 1986, Laramide orogeny in Arizona and adjacent regions—A stratotectonic synthesis, in Beatty, B., y Wilkinson, P. A. K., eds., Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the southwest: Arizona Geological Society Digest, v. 16, p. 502-554.
- Lemish, John, 1955, The geology of the Topia mining district, Topia, Durango: Ann. Arbor, University of Michigan, disertación doctoral, 200 p. (inédita).
- Main, F. H., 1955, Structure and stratigraphy of the Indé-Cieneguillas district, Durango, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 61, p. 1483.
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479-1487.
- McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America, Special Paper 180, p. 113-124.
- Miller, M. M. y Harwood, D. S., 1989, Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations between the Klamath Mountains, Northern Sierra Nevada and Western North America: Geology, v. 17, p. 369-372.
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1963, Hoja San Pedro del Gallo 13R-k (3), con Resumen de la geología de la Hoja San Pedro del Gallo, Estado de Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, núm. 2, mapa con texto explicativo en el reverso.
- Pantoja-Alor, Jerjes, Rincón-Orta, César, Solorio, J. G., y Fries, Carl, Jr., 1967, Edad de tres rocas intrusivas de la parte centro-septentrional de México: Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Bol. 82, p. 7-23.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1969, Geología del área de Peñón Blanco, Estado de Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 31, p. 79-105.
- Russell, R. W., 1924, Preliminary report on the Inde Mining District: Revista Industrial, v. 1, núm. 1.
- Servicios Geológicos, S. A., 1982, Estudio geológico del prospecto Valle de Zaragoza, Estado de Chihuahua: México, D. F., Petróleos Mexicanos, informe confidencial (inédito).
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons, J. I., y Clabaugh, S. E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1000-1012.
- Villar-Roldán, L., 1910, Estudio geológico y minero de la Sierra del Oro, Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 7, p. 125-135.
- Zaldívar-Ruiz, Jorge, y Garduño-M., V. H., 1984, Estudio estratigráfico y estructural de las rocas del Paleozoico superior de Santa María del Oro, Durango, y sus implicaciones tectónicas: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 7, Memoria, p. 28-39.

Manuscrito presentado: 6 de noviembre de 1990.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 5 de octubre de 1990.

Manuscrito aceptado: 18 de octubre de 1990.