

ESTRATIGRAFÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE LA REGIÓN ENTRE SIERRA DE GAMÓN Y LAGUNA DE SANTIAGUILLO, ESTADO DE DURANGO

Diego A. Córdoba*

RESUMEN

La secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental tiene un espesor de más de 1,800 m entre la Sierra de Gamón y la Laguna de Santiaguillo; descansa discordantemente sobre sedimentos del Cretácico Superior y/o *molasse* del Terciario inferior. La porción basal está formada por derrames andesíticos de edad eocénica tardía-oligocénica temprana, cubiertos discordantemente por ignimbritas y tobas emplazadas durante eventos explosivos sucesivos de las calderas de Chupaderos y Río Chico. La sección se dividió en seis unidades litoestratigráficas, que tienen edades radiométricas (K-Ar) entre 31.8 y 28.6 Ma, a las que suprayacen las riolitas de la Sierra de Gamón.

Asociados al fallamiento de cuencas y sierras (12 Ma) se emplazaron diques alimentadores de la Formación Metates, de composición basáltico-alcalina, cuyos derrames cubren la secuencia riolítica. La reactivación del fallamiento fue acompañada por extrusión de basaltos cuaternarios que están interestratificados o cubiertos por depósitos de talud y lacustres y aluvión del Reciente.

Palabras clave: estratigrafía, rocas volcánicas, Sierra de Gamón, Laguna de Santiaguillo, Durango, México

ABSTRACT

A sequence of volcanic rocks over 1,800 m thick, unconformably lies over Upper Cretaceous sediments or lower Tertiary *molasse*, between Sierra de Gamón and Laguna de Santiaguillo.

The basal portion of the sequence consists of andesitic flows of late Eocene-early Oligocene age, unconformably covered by ignimbrites and tuffs, erupted during successive explosive events of the Chupaderos and Río Chico calderas. The section was divided into six lithostratigraphic units that range in age (K-Ar) from 31.8 to 28.6 Ma and is covered in turn by the Sierra de Gamón rhyolites.

Associated to the basin-and-range faulting (12 Ma), alkaline basaltic dikes fed the Metates Formation that covered the stratigraphic section. Reactivation of faulting was accompanied by the extrusion of Quaternary basalts. These rocks are interfingering or covered by talus, lake deposits or Recent alluvium.

Key words: stratigraphy, volcanic rocks, Sierra de Gamón, Laguna de Santiaguillo, Durango, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Antecedentes

La Sierra Madre Occidental es una planicie elevada, de orientación NNW, formada por rocas volcánicas terciarias. La sierra constituye el borde occidental del Altiplano Mexicano y está limitada al sur por el Eje Volcánico Transmexicano. Hacia el norte, esta provincia fisiográfica cambia gradualmente a la Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin-and-Range Province*) del norte de Sonora, Nuevo México y Arizona. Las rocas de la Sierra Madre están truncadas por el fallamiento de cuencas y sierras o se adelgazan hacia el oriente. El paquete ígneo de la sierra está constituido por dos grandes secuencias estratigráficas. La inferior comprende derrames de lava, ignimbrita y grandes batolitos que varían en edad desde el Cretácico Tardío hasta el Terciario temprano. McDowell y Keizer (1977) denominaron informalmente a este conjunto "complejo volcánico inferior". Descansando discordantemente sobre el complejo mencionado, existe una sección de gran espesor, constituida por ignimbrita, derrames riolíticos, toba y algunos derrames de basalto, a la que los autores mencionados llamaron informalmen-

te "supergrupo volcánico superior".

En los últimos años, se ha reconocido la presencia de calderas en el supergrupo volcánico superior, las cuales produjeron extensos flujos ignimbríticos de gran espesor; las estructuras están cubiertas y oscurecidas, parcialmente, por flujos posteriores o por depósitos aluviales. El conocimiento y la localización de estas grandes calderas es de importancia fundamental para comprender la evolución de la Sierra Madre.

Objetivo

El estudio geológico de la Sierra Madre Occidental, llevado a cabo en la porción comprendida entre la Sierra de Gamón y la Laguna de Santiaguillo (Figura 1), amplía la información estratigráfica existente sobre las rocas volcánicas de este importante sistema orogénico.

Área de estudio

El área estudiada tiene una superficie de 5,666 km² y se encuentra localizada en la porción central del Estado de Durango, entre los 24°15' y 25°00' N y los 104°20' y los 105°00' W; incluye las Hojas Guatimapé (G-13-D-51), San Juan del Río (G-13-D-52), Canatlán (G-13-D-61), Donato Guerra (G-13-D-62), Guadalupe Aguilera (G-13-D-71) y Carlos Real (G-13-D-72). La localización geográfica del área está señalada en la Figura 1.

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

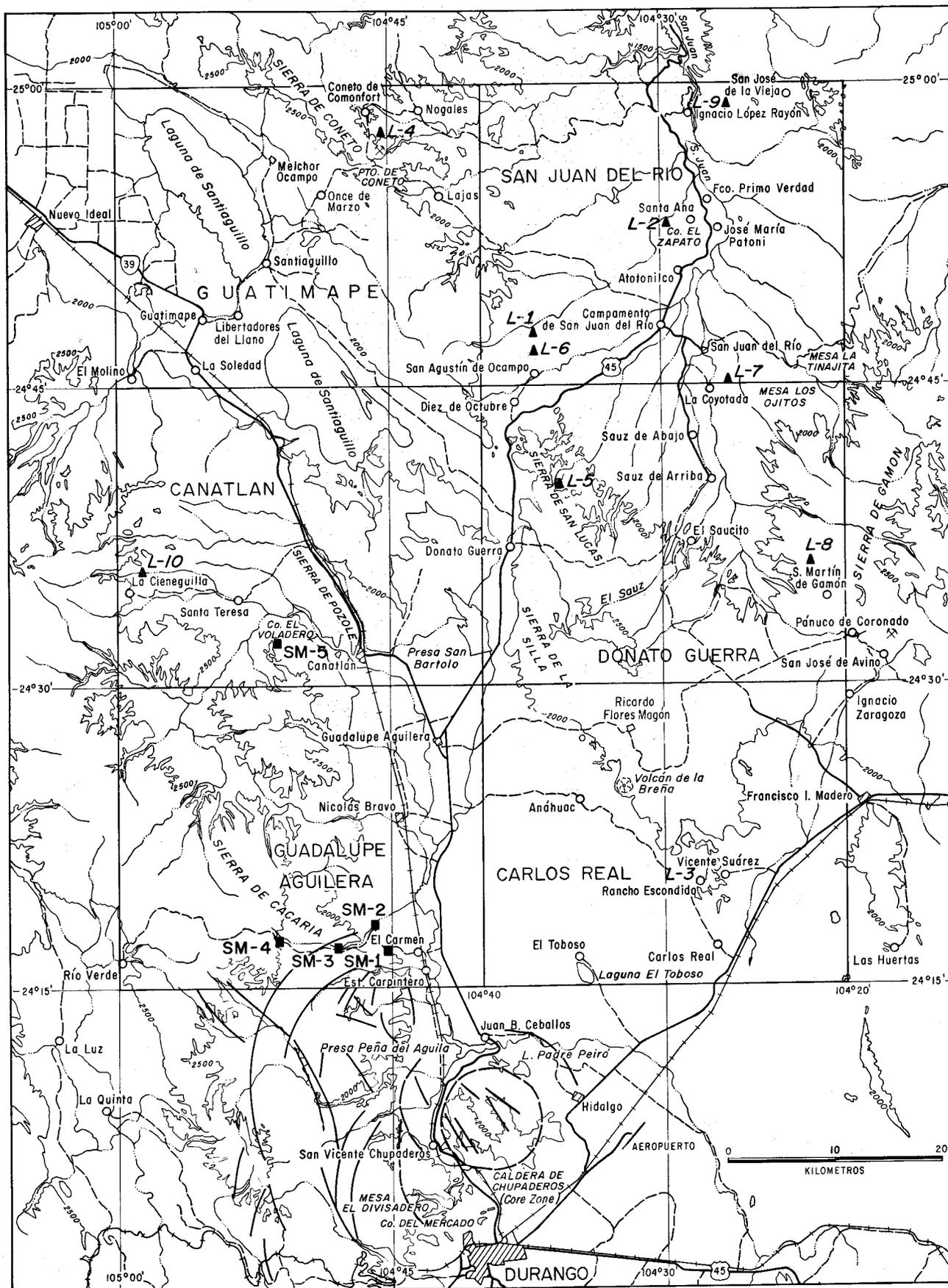


Figura 1.- Mapa de localización del área estudiada, de las secciones medidas (SM-1) y de algunas localidades mencionadas en el texto (L-1).

Trabajos previos

La geología regional de la porción meridional del Estado de Durango aún es poco conocida. Uno de los primeros trabajos de la región es el de Santillán (1929), quien describió una serie de riolitas localizada entre las ciudades de Durango, Dgo., y Mazatlán, Sin.

Smith y colaboradores (1950) resumieron las posibilidades económicas de los depósitos de estaño del Estado de Durango y describieron algunos de ellos en detalle. Concluyeron que los depósitos consisten en vetas de casiterita, en rocas volcánicas riolíticas y mencionaron varios yacimientos cercanos a la ciudad de Canatlán y al sureste de Río Verde.

Albritton (1958) describió la estratigrafía cuaternaria del Valle del Guadiana.

Córdoba (1963) sentó las bases para el conocimiento de la estratigrafía volcánica de la región comprendida entre Río Chico y Llano Grande, Municipio de Durango, a cuyas rocas asignó una edad miocénica. Además, describió por primera vez las ignimbritas de la región.

Enciso de la Vega (1968) definió las unidades volcánicas pertenecientes a las Formaciones Vizcarra y La Zorra, de edad oligocénico-miocénica, del área cercana a Cuencamé, Dgo., y también la Formación Los Llanos, de edad pliocénico-pleistocénica.

Roldán-Quintana (1970) propuso las Formaciones Gamón y San Pablo y las correlacionó con las Formaciones Vizcarra y La Zorra establecidas por Enciso de la Vega (*op. cit.*).

Waite (1970) describió la estratigrafía de la franja Durango-Mazatlán y destacó la abundancia del fallamiento normal de orientación NW.

Keizer (1973) subdividió en nueve miembros la Formación Río Chico, establecida por Córdoba (*op. cit.*). Obtuvo edades (K-Ar) de la secuencia volcánica que le permitieron identificar tres eventos eruptivos diferentes y llegar a las siguientes conclusiones: (1) La edad de la andesita basal es 46.4 Ma, (2) 19 edades, obtenidas de muestras de la Formación Río Chico, indican que el volcanismo riolítico estuvo activo entre 29 y 31 Ma y (3) tres edades del basalto de la Formación Metates (Córdoba, *op. cit.*) indican que el volcanismo basáltico y el fallamiento en bloques se produjeron hace 12 Ma.

Wahl (1973) consignó edades (K-Ar) que varían entre 28.4 y 33.4 Ma, para las rocas riolíticas de la región de El Salto. Destacó que hacia el occidente, las rocas están más soldadas que aquellas que se encuentran al oriente, por lo que probablemente sean de origen distinto.

Swanson (1974) notó que la erupción de los Miembros Aguila, Santuario y Santa María de la Formación Río Chico causó el colapso de la Caldera de Chupaderos. Además, estableció la secuencia de eventos volcánicos.

Lyons (1975) relacionó la Caldera de Chupaderos con los depósitos de hierro del Cerro del Mercado. Sugirió que la mineralización está asociada a los pórfidos y relacionada íntimamente con el fracturamiento anular e interpretó al mineral masivo como un flujo de lava, compuesto de óxido de hierro, y al polvo de magnetita como depositado por una fumarola, por lo que asignó un origen volcanogénico al yacimiento.

Félix-Sicairos (1978) modificó la nomenclatura estratigráfica al precisar el grupo Carpintero, considerando de interés económico las zonas donde afloran pórfidos láttico-traquíticos, en los que el fracturamiento es evidente. Con base en la presencia de *stockworks* y diques que observó encima y abajo de los cuerpos tabulares de mineral, opinó que el depósito de hierro del Cerro del Mercado pudiera catalogarse como de inyección de líquidos residuales producidos por segregación magmática.

McDowell y Clabaugh (1979) compararon la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental entre Durango, Dgo., y Mazatlán, Sin., con otra que yace al oeste y norte de la ciudad de Chihuahua, ya que ambas secuencias son calcialcalinas e incluyen ignimbritas. Las rocas más antiguas que fecharon varían en edad desde 45 hasta 100 Ma y son de composición intermedia. La secuencia más joven tiene ignimbritas en abundancia, de composición riolítica o riolítica; en ella, las rocas de composición intermedia son escasas y las edades varían desde 34 hasta 27 Ma. Estos autores opinaron que la cronología concuerda con algunos modelos conocidos de desplazamiento del fondo oceánico y que las dos secuencias fueron emplazadas durante períodos de convergencia. El volcanismo declinó hace 27 Ma, coincidiendo con una época de reorientación de un centro de dispersión del Pacífico oriental y con la interacción entre cresta y trinchera.

ESTRATIGRAFÍA

Generalidades

Establecer adecuadamente la sucesión estratigráfica de las rocas volcánicas del área es un problema complejo, debido a que algunas unidades son de poca extensión y varían en su distribución y espesor. A esto se suma que algunas de las unidades se depositaron sobre una superficie topográfica irregular, debida a la erosión y/o fallamiento ocurrido entre los eventos volcánicos.

El método utilizado en este estudio fue el de comparación de las unidades litoestratigráficas del área con otras establecidas previamente en regiones circunvecinas. Habiendo tomado en cuenta la litología de las unidades (ignimbrita, toba de caída libre y toba híbrida), sus espesores, los rasgos tectónicos de posibles calderas interpretadas a partir de imágenes de satélite y el contenido de fragmentos líticos y de fenocristales, fue posible inferir las distintas fuentes de origen. En este artículo se utilizan los nombres de unidades que ya habían sido definidas formalmente; cuando esto no fue posible, se establecieron unidades informales (por ejemplo: equivalente toba Registro, Figura 2).

Las rocas más antiguas que afloran en el área corresponden a sedimentos de edad cretácica tardía y muestran estructuras de tipo laramídico; fueron tratadas informalmente como sedimentos del Cretácico Superior (Figura 2). Sobre estas rocas se depositaron, discordantemente, sedimentos continentales de tipo *molas-se*, correspondientes a la Formación Ahuichila, del Terciario inferior.

Las rocas volcánicas más antiguas del área pertenecen al complejo volcánico inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977). Consisten en derrames de composición andesítica agrupados bajo el nombre de andesita basal (Eoceno tardío-Oligoceno temprano).

La siguiente unidad descansa discordantemente sobre la andesita basal y le fue asignada una edad oligocénica temprana. Consiste en tobas de composición andesítica que se denominó "equivalente toba Registro".

Sobreyaciendo en forma discordante a la unidad anterior, se presenta un conjunto de rocas, formadas durante eventos explosivos sucesivos de la Caldera de Chupaderos, llamado grupo Carpintero, que comprende las ignimbritas, tobas de caída libre y derrames de lava riolíticas de las formaciones Águila, Cacaría y Santuario.

Derivado de una gran caldera situada al occidente, fuera de los límites del área, se depositó el Grupo Río Chico Superior, que comprende rocas de composición riolítica, cuya edad es del Oligoceno tardío (Swanson *et al.*, 1978). En la parte oriental del área, se acumularon piroclastos depositados en una cuenca cerrada, que constituyen la Formación San Pablo. Sobre esta unidad, se depositaron las ignimbritas de composición riolítica alcalina de la Formación Gamón (Roldán-Quintana, 1970).

Asociados al fallamiento de cuencas y sierras (12.2 Ma), se emplazaron los diques alimentadores de la Formación Metates, de composición basáltica alcalina. La reactivación de este fallamiento produjo basaltos cuaternarios; interstratificados con éstos o sobreyaciéndolos, están los depósitos clásticos de la Formación Guadiana y los depósitos de talud, lacustres y aluviales del Reciente.

Sedimentos del Cretácico Superior

Se denominó "sedimentos del Cretácico Superior" a una secuencia de más de 100 m de espesor que contiene, en la base, caliza espática ferruginosa, con intercalaciones de lutita y limolita calcárea. La parte superior de la unidad es de arenisca de color gris olivo. Su expresión fisiográfica es de colinas bajas y onduladas, cubiertas por suelo laterítico de color rojo oscuro.

Las rocas sedimentarias del Cretácico Superior afloran en dos localidades de la Hoja San Juan del Río. El primer afloramiento yace 1.5 km al norte de San Agustín de Ocampo (Figura 1, L-1), en los cortes de los arroyos Cerro Blanco y San Lucas. El segundo está ubicado 2 km al WSW de la Ranchería Santa Ana (Figura 1, L-2), en el corte del arroyo del mismo nombre, en la porción central de la hoja mencionada.

La secuencia consiste en caliza limonítica, de color gris rojizo que varía por intemperismo a rojo oscuro, en capas medianas, con algunos estratos delgados de limolita y arenisca rosada a gris olivo en la cima.

La caliza limonítica es un agregado fino de cristales de calcita (espatita), con hematita y limonita abundantes diseminadas en forma de grumos anhedrales. En algunos lugares existen diseminaciones de siderita.

No fue posible medir el espesor completo de la unidad, ya que la base no está expuesta y sus afloramientos

son discontinuos; aflora en pequeñas ventanas descubiertas por la erosión y el fallamiento. El espesor mínimo estimado es de 100 m, puesto que la secuencia está plegada y fallada. Roldán-Quintana (1970) midió 700 m de una secuencia similar, hacia el oriente, en el área de Peñón Blanco, cuyo contacto con las rocas suprayacentes, Formaciones San Pablo y Gamón, es discordante.

Se encontró algunos fragmentos de conchas y de otro tipo de fauna mal conservada, que no fueron identificados; no se encontró microfauna. La semejanza litológica de la secuencia con las Formaciones Indidura y Caracol, aflorantes en Peñón Blanco (Roldán-Quintana, *op. cit.*) y Cuencamé (Enciso de la Vega, 1968), así como el tipo de plegamiento, permiten opinar que podrían ser rocas pertenecientes al Cenomaniano superior-Campaniano.

Se cree que estas unidades fueron depositadas en un ambiente nerítico en subsidencia, con aportación abundante de terrígenos, representando una facies de *preflysch*.

Formación Ahuichila

El nombre de esta unidad fue propuesto por Rogers y colaboradores (1961) para denominar a un conglomerado formado por fragmentos de caliza, lutita y arenisca, con intercalaciones de toba, el cual se encuentra expuesto cerca de Ahuichila, Zac., a unos 20 km al sureste de Viesca, Coah.

El único afloramiento observado en el área de estudio está en la Hoja Carlos Real (Figura 1, L-3), al occidente del poblado Vicente Suárez, sobre el camino que une a éste con Rancho Escondido. La unidad consiste en 200 m de conglomerado rojizo, con fragmentos subredondeados que varían, en tamaño, desde arena hasta canto. Los clastos son principalmente de caliza, caliza con pedernal, arenisca y lutita. La matriz es arcilloso-calcárea bien consolidada y de color rojizo.

En el área no aflora la base de la Formación Ahuichila. El conglomerado está cubierto discordantemente por rocas volcánicas pertenecientes al Grupo Río Chico Superior. En otras localidades, al oriente, la Formación Ahuichila descansa sobre rocas del Cretácico no diferenciado (Roldán-Quintana, *op. cit.*)

La edad de la Formación Ahuichila va del Paleoceno al Eoceno temprano, ya que contiene fragmentos de rocas de la secuencia sedimentaria cretácica, pero no incluye clastos de la andesita basal (51.6 Ma). La Formación Ahuichila es correlacionable con el Conglomerado Rojo, de Guanajuato y Zacatecas (Edwards, 1955) y representa un depósito continental de tipo *molasse* originado después del período de plegamiento fuerte de la Sierra Madre Oriental y depositado en grandes fosas tectónicas, formadas durante la tafrogenia postlaramfídica.

Rocas volcánicas del Sistema Terciario

Andesita basal

Swanson (1974) definió informalmente como "andesita antigua", a los flujos de lava y tobas de composición andesítica que afloran en las cercanías de la ciudad de Durango, Dgo., en la Sierra Puerto de Arena y en la base de la Sierra del Registro.

En el área estudiada, se denominó informalmente "andesita basal" a todos los afloramientos de rocas de esta composición que subyacen al supergrupo volcánico superior.

Esta unidad se encuentra en el área de Coneto de Comonfort (Figura 1, L-4) y en la base de la Sierra de San Lucas (Figura 1, L-5; Hoja Donato Guerra). También aflora fuera del área, en Pánuco de Coronado y San José de Avino. En las localidades mencionadas, esta formación aloja cuerpos importantes con mineralización de sulfuros y óxidos metálicos (Au, Ag, Pb, Zn y Cu), por lo que se considera como una guía estratigráfica para la prospección de yacimientos minerales.

En el reconocimiento y muestreo de la unidad, se encontró variaciones frecuentes en la textura, mineralogía y coloración. En Coneto de Comonfort, es de color gris claro con tinte verdoso, textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Su clasificación petrográfica es de traquiandesita hipocristalina. En otra localidad cercana, es de color pardo oscuro, con textura afanítica a simple vista pero holocristalina porfídica con mosaicos de plagioclasa con augita como mineral accesorio vista en el microscopio; su clasificación corresponde a una microdiorita. El afloramiento localizado inmediatamente al suroeste de San Agustín de Ocampo (Figura 1, L-6) consiste en 80 m de roca gris azulado, con fenocristales de plagioclasa hasta de 0.5 cm, propilitizada en parte; su clasificación petrográfica es de pórfido riocácitico o cuarzoláltico.

En Coneto de Comonfort no aflora la base. Al norte de San Lucas de Ocampo, sobreyace a caliza y lutita del Cretácico Superior. Casi todos sus afloramientos están cubiertos por ignimbrita riolítica. Se le estimó un espesor de 80 m.

Keizer (1973) y Carrasco-Centeno (1980) le determinaron edades radiométricas (K-Ar). El intervalo de tiempo resultante varía desde 38.7 ± 0.8 Ma hasta 51.6 ± 1.3 Ma; esta última fecha fue obtenida por McDowell y Keizer (1977) en la Sierra del Registro. Las edades obtenidas caen dentro del lapso de intrusión del Batolito Sinaloa, localizado al oeste (Swanson *et al.*, 1978), lo cual permite incluir a esta unidad en el complejo volcánico inferior de la Sierra Madre Occidental, aunque su posición estratigráfica dentro de dicho complejo no se pueda precisar.

Supergrupo volcánico superior

EQUIVALENTE TOBA REGISTRO

El nombre informal "toba Registro" fue utilizado por primera vez por Swanson y colaboradores (1978), en la Sierra del Registro, para designar la Unidad J, de Keizer (1973, *in* Swanson, 1974). La unidad comprende ignimbritas vítreas, vítreocristalinas y vítrealíticas, que yacen entre el complejo volcánico inferior y el grupo Carpintero.

Por su posición estratigráfica se denomina, en el presente artículo, "equivalente toba Registro" a las rocas de color morado o rojo que suprayacen a la andesita basal en la Sierra de San Lucas.

La porción inferior está formada por una toba afa-

nítica de color morado con tintes grises y de composición andesítica. A esta toba sobreyace una brecha constituida por fragmentos angulares derivados de la misma toba, en una matriz arenosa. El espesor medido de la toba es de 80 m y el de la brecha que la sobreyace es de 50 m (Figura 3). La presencia de esta brecha, tal vez, podría significar un largo período de erosión, anterior al depósito de las rocas sobreyacentes, correspondientes al Grupo Río Chico Superior.

Se le ha asignado una edad tentativa oligocénica temprana (la toba Registro, de la sierra del mismo nombre, dio una edad radiométrica, K-Ar, de 31.8 Ma).

GRUPO CARPINTERO

Lyons (1975) denominó informalmente "grupo Carpintero" a las rocas volcánicas que suprayacen a la toba Registro y que están relacionadas genéticamente con la Caldera de Chupaderos, localizada en las inmediaciones del poblado del mismo nombre (Figura 1). El grupo Carpintero, según Lyons (*op. cit.*), está constituido por las formaciones Águila, Cacaria y Santuario, en orden ascendente estratigráficamente.

Formación Águila. En el área de estudio, la formación Águila se encuentra restringida a la porción centro-meridional de la Hoja Guadalupe Aguilera. En otras localidades, debe encontrarse sepultada por las rocas volcánicas que la sobreyacen.

La roca es una ignimbrita soldada, con textura eutáxica, con 50% de fenocristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo y piroxeno. En la toba se observa fragmentos escasos de pómez y líticos abundantes de andesita de hasta 3 cm de diámetro.

El espesor que fue medido (Figura 1, SM-1) de esta formación, tres kilómetros al poniente del poblado de El Carmen, al norte de la Presa Peña del Águila (Hoja Guadalupe Aguilera), es de 140 m, aunque no se observó la base de la unidad. Lyons (*op. cit.*) sugirió que en las cercanías podría alcanzar hasta 250 m de espesor. Como la base no fue observada, suponemos que descansa discordantemente sobre la toba Registro, ya que ésta tiene un origen diferente; en el área, subyace concordantemente a la formación Cacaria.

Al sur del área estudiada, en las inmediaciones del poblado de San Vicente Chupaderos, McDowell y Keizer (1977) reportaron en esta formación una edad radiométrica de 30.8 Ma, que la ubica en el Oligoceno. Según Lyons (*op. cit.*), y Swanson y colaboradores (1978), la formación Águila se formó durante la primera erupción de la Caldera de Chupaderos y fue depositada en una gran depresión circular de 40 a 50 km de diámetro (Figura 1).

Formación Cacaria. Este nombre fue propuesto informalmente por Lyons (*op. cit.*) para designar una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas depositada dentro de la Caldera de Chupaderos y que sobreyace a la formación Águila. La localidad-tipo está en la Sierra de Cacaria, al noroeste de la ciudad de Durango.

Lyons (*op. cit.*) dividió la formación Cacaria en los miembros Leona, Mercado y Tinaja. El miembro Leona

incluye ignimbritas soldadas, otras poco consolidadas, tobas de caída libre depositadas en agua, rocas volcánicas retrabajadas y algunos derrames riolíticos. El miembro Mercado incluye al mineral del yacimiento del Cerro del Mercado. El miembro Tinaja está constituido por riolitas, diques y tobas que sobreyacen al miembro Mercado. En este estudio, no hemos dividido a la formación Cacaria en los tres miembros de Lyons (*op. cit.*), sino que se cartografió como una sola unidad.

En el área estudiada, los afloramientos de la formación Cacaria están restringidos a la porción centro-meridional de la Hoja Guadalupe Aguilera; es posible que esta formación se encuentre en el subsuelo un poco más al norte y al occidente.

En el área de estudio, la formación Cacaria está constituida principalmente por derrames y domos de composición riolítica, tobas cristalinas soldadas pobremente y pseudoestratificadas. La cima tiene una brecha con fragmentos angulares de riolita y pómez de hasta 40 cm de diámetro y matriz tobácea, compacta, de color rojizo (Figura 3).

En la localidad situada 6 km al noroeste del poblado El Carmen (Figura 1, SM-2), sobre el camino El Carmen-Río Verde, se encuentra, de la base a la cima:

35 m de ignimbritas bien soldadas y riolitas fluidales, color rosa pálido, en capas delgadas.

70 m de alternancia de tobas cristalinas, soldadas pobremente, pseudoestratificadas, de color rosado, gris y blanco, que se alteran a rojo oscuro, y riolitas fluidales de color rojizo.

30 m de riolitas bandeadas y domos de la misma composición, con una brecha volcánica en la parte superior.

10 m de brecha riolítica, con fragmentos angulares de riolita fluidal y pómez, en matriz tobácea a arenosa, bien cementada, de color rojizo.

El contacto inferior de la formación Cacaria con la formación Águila es concordante. El contacto con la formación Santuario, que la suprayace, es discordante debido a la erosión o no depósito de los miembros Leona y Mercado. La formación tiene una edad radiométrica de 30.7 Ma (McDowell y Keizer, 1977), por lo que pertenece al Oligoceno.

La unidad está estrechamente ligada al proceso evolutivo de la Caldera de Chupaderos, la cual al término del depósito de la formación Águila empezó a fracturarse con un sistema de fallas concéntricas y radiales, por las que hubo emisiones de material piroclástico y emplazamiento de domos riolíticos.

Formación Santuario. Keizer (1973) describió informalmente 50 m de esta unidad en el Cerrito del Santuario, al norte de la ciudad de Durango. En esta localidad, consiste en una ignimbrita gris, cristalovítrea, con 50% de cristales de 3 mm de longitud de los cuales 20% son de sanidino, 15% de plagioclasa, 10% de cuarzo y 5% de hornblenda.

En el área de estudio, la unidad aflora únicamente al poniente del poblado El Carmen, sobre el camino El Carmen-Río Verde (Hoja Guadalupe Aguilera). Está constituida por ignimbritas vesiculares, con grandes litofisas y pómez aplastado, y tobas líticas, de caída libre

y cristalovítreas soldadas pobremente (Figura 3).

Una sección columnar, medida 7 km al poniente del poblado de El Carmen (Figura 1, SM-3), contiene de la base a la cima:

1.5 m de un vitrófido basal de textura eutaxítica, de color pardo, con alteración superficial rojiza.

18.5 m de dos ignimbritas vesiculares, con cavidades litofisales grandes y fragmentos de pómez.

8 m de tobas cristalinas, poco soldadas, con fenocristales de cuarzo, feldespatos y minerales ferromagnesianos oxidados. Se altera superficialmente a pardo rojizo.

14 m de ignimbrita soldada pobremente, con fragmentos de vidrio y rocas; fenocristales grandes y fragmentos de cuarzo, pómez y feldespatos. En la base de esta ignimbrita se observa un vitrófido de 1.5 m de espesor, de textura eutaxítica.

El espesor de la formación Santuario es variable debido a que fue depositada sobre una topografía muy irregular. En algunos lugares, se cree que no alcanzó a cubrir las partes elevadas.

El contacto inferior con la formación Cacaria es discordante y el contacto superior en ningún sitio se observó. Keizer (*op. cit.*) reportó una edad de 29.3 Ma y McDowell y Keizer (1977) reportaron otra de 30.3 Ma para esta unidad, lo que la sitúa dentro del Oligoceno superior. La formación Santuario es similar litológica y químicamente a la formación Águila y ésta es la base en que se apoya la hipótesis de Swanson y colaboradores (1978) de que ambas unidades provienen de "una misma fuente de origen como resultado de una segunda gran explosión de la Caldera de Chupaderos".

GRUPO RÍO CHICO SUPERIOR

El nombre de Formación Río Chico fue propuesto por Córdoba (1963), quien situó la localidad-tipo en el Cañón de Río Chico en el Km 994 de la carretera Durango-Mazatlán. Córdoba (*op. cit.*) incluyó dentro de esta unidad a las tobas de caída libre y riolitas expuestas en el Cañón de Río Chico, así como a las ignimbritas que yacen al oeste del mismo.

Keizer (1973) consideró como Formación Río Chico a toda la secuencia volcánica que se encuentra comprendida entre la andesita basal y la Formación Metates y la dividió en 19 miembros. Swanson y colaboradores (1978) definieron como Grupo Río Chico Inferior al conjunto que constituye las formaciones Tunal, Santa María y Garavito. En el Grupo Río Chico Superior incluyó a las formaciones Tapias, Saltito, Mimbres y Soldado.

En el área no se encontró afloramientos de rocas pertenecientes al Grupo Río Chico Inferior; únicamente fue identificado el Grupo Río Chico Superior, el cual aflora ampliamente en toda la región y constituye la parte más elevada de las sierras.

El Grupo Río Chico Superior tiene una litología variada que contiene, de la base a la cima, vitrófidos, tobas brechoides, tobas de caída libre, tobas retrabajadas (bien estratificadas) con algunas ignimbritas intercaladas, y una secuencia de tobas líticas y cristalinas con algunos vitrófidos intercalados. El grupo está coronado

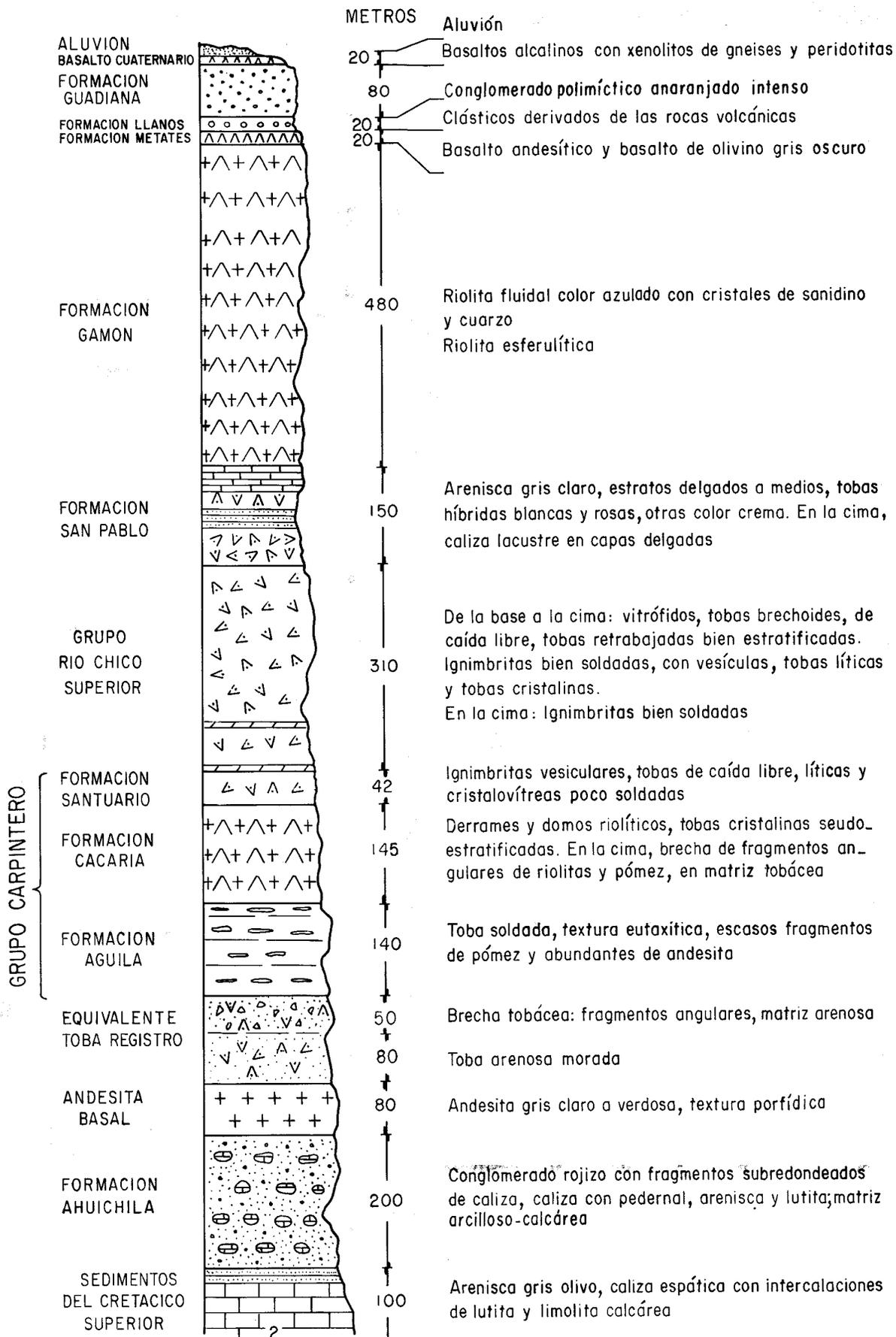


Figura 3.- Columna estratigráfica generalizada del área de las Sierras de Cacaria, San Lucas, La Silla y Gamón.

por una serie de ignimbritas bien soldadas (Figura 3).

En la localidad situada 15 km al poniente del poblado El Carmen, sobre el camino El Carmen-Río Verde, se midió una parte de la columna del Grupo Río Chico Superior (Figura 1, SM-4). Sobre las riolitas y domos riolíticos de la formación Cacaria observamos, de la base a la cima:

10 m de perlita riolítica fluidal y esferulítica, de color verdoso.

40 m de tobas brechoides poco soldadas, con pseudoestratificación gradual, tobas de caída libre, tobas depositadas en agua, tobas retrabajadas y vitrófidis en varios niveles.

10 m de ignimbrita lítica, de textura eutaxítica, de color pardo.

30 m de tobas líticas y tobas de caída libre intercaladas con una ignimbrita lítica de textura eutaxítica.

En el Cerro El Voladero, situado 15 km al oeste de la ciudad de Canatlán, sobre el camino que une al poblado de Santa Teresa con el rancho Agua Puerca, se midió la columna estratigráfica del Grupo Río Chico Superior (Figura 1, SM-5). Sobre las tobas líticas y de caída libre se encontró:

100 m de ignimbritas líticas e ignimbritas cristalinas, de textura eutaxítica, vesiculares, con fragmentos grandes de pómez y litofisas.

80 m de tobas líticas de colores que varían desde pardo y verde pistache hasta blanco, con intemperismo pardo amarillento; intercalados en niveles diferentes, algunos vitrófidis de color pardo y textura eutaxítica leve.

40 m de ignimbritas cristalinas, de color pardo rojizo a blanco, que intemperizan a pardo amarillento.

El espesor total que se midió del Grupo Río Chico Superior es de 310 m aproximadamente, siendo variable, ya que en algunos lugares puede alcanzar un máximo de 800 m.

En ningún lugar se pudo observar las relaciones del Grupo Río Chico Superior con la formación Santuario; consideramos que se trata de una discordancia, debido a la erosión o no depósito del Grupo Río Chico Inferior.

En la porción centromeridional del área, donde aflora el grupo Carpintero, el Grupo Río Chico Superior descansa discordantemente sobre la formación Cacaria, ya que ahí no se depositó la formación Santuario.

El Grupo Río Chico Superior, más al sur, fuera del área, como lo definieron Swanson y colaboradores (1978), comprende las formaciones Tapias, Saltito, Mimbres y Soldado, a las cuales Keizer (1973) y McDowell y Keizer (1977) fecharon en 31.2, 29, 28.9 y 28.8 Ma, respectivamente (Figura 2).

FORMACIÓN SAN PABLO

El nombre de Formación San Pablo fue propuesto formalmente por Roldán-Quintana (1970), para designar a una secuencia de arenisca de grano fino y arcilla con intercalaciones de toba híbrida, que aflora en las inmediaciones del pequeño poblado de San Pablo donde está la localidad-tipo.

Se puede observar excelentes afloramientos de esta unidad en la Hoja San Juan del Río y en el Cerro El Zapato, al oeste de José María Patoni. Forma lomas sua-

ves, excepto donde está cubierta por la Formación Los Llanos, que la preserva de la erosión y permite la formación de rasgos topográficos característicos que semejan castillos (Cerro Castillo Blanco, Cerro El Castillo, Cerro Colorado).

La parte nororiental del área está cubierta por la Formación Gamón. Debido al fallamiento intenso, aflora en el profundo Cañón de Ignacio López Rayón y en los bloques del bajo de fallas lístricas en el área de San José de la Vieja.

La base está constituida por una alternancia de arenisca gris claro, de grano fino, de estratos delgados a medios y capas delgadas de toba híbrida blanca y rosa, bien estratificada. La parte media está formada por estratos gruesos de toba híbrida, color crema, con fragmentos subredondeados de roca volcánica. La cima tiene capas delgadas de caliza lacustre, color blanco, con fósiles no identificados y perforaciones de raíces o gusanos, rellenas de calcita. En el Cañón de Ignacio López Rayón, se pudo observar capas ignimbriticas, claras, de composición félsica, en las que es notable la abundancia de calcedonia.

Debido a que la unidad se encuentra rellenando una topografía irregular, sobreyace a diversas unidades litológicas. El espesor estimado es de 150 a 200 m, aproximadamente. En áreas más al oriente, sobreyace a calizas cretácicas, a la Formación Ahuichila o a la parte superior del Grupo Río Chico, sobre el que se acuña. La edad, inferida por posición estratigráfica, es cuando menos posterior al Grupo Río Chico Superior.

FORMACIÓN GAMÓN

El nombre de Formación Gamón fue propuesto por Roldán-Quintana (1970) para designar a una secuencia de rocas volcánicas de composición riolítica que consiste en derrames cineríticos, tobas piroconsolidadas y domos de lava que constituyen la Sierra de Gamón, en la parte oriental del área. La localidad-tipo está situada en la ranchería La Concha, 8 km al surponiente de Peñón Blanco; allí afloran riolitas de dos tipos: una de color azulado, con estructura fluidal y fenocristales de sanidino y cuarzo; sus minerales secundarios son hematita y limonita; el mineral accesorio es magnetita. La otra riolita se caracteriza por ser esferulítica y es de mineralogía igual a la anterior.

La Formación Gamón aflora en la Hoja San Juan del Río, donde se encuentra distribuida ampliamente. Afuera del área existen afloramientos excelentes en los cortes de la Carretera Federal 45, en el tramo comprendido desde la ranchería San José del Rincón hasta cerca de la ciudad de Rodeo, Dgo. Conforman las sierras basculadas hacia el nororiental del área de Atotonilco y San Juan del Río (Hoja San Juan del Río). Aflora también en la Hoja Donato Guerra, al oriente de La Coyotada (Figura 1, L-7), donde los afloramientos son cortados por varios arroyos que bajan de la Sierra de Gamón (La Vineta, El Huido, El Chupadero y La Palma); en el área de San Martín de Gamón (Figura 1, L-8), forma el Cerro La Joya Chica; además, aflora en las cercanías del poblado de Pánuco de Coronado, cerca del límite oriental del área. En la parte oriental (Hoja Donato Guerra),

constituye las ignimbritas del área de San José de Avino.

En las sierras basculadas cortadas por la Carretera Federal 45, la Formación Gamón consiste en una ignimbrita cristalina de textura eutaxítica y con fenocristales de cuarzo y sanidino, fragmentos de pómez que semejan amígdalas, calcedonia y fragmentos líticos angulares escasos.

En las partes altas de la Sierra de Gamón existen derrames de riolita rojiza, de estructura dómica, intercalados con ignimbritas con vesículas alargadas, donde es notable la presencia de ópalo y vetillas de magnetita y casiterita. En los arroyos que cortan a estas rocas se ha encontrado yacimientos de estaño, los cuales fueron aprovechados por los habitantes del Rancho Las Minillas.

En las áreas de Pánuco de Coronado y San José de Avino, las ignimbritas de la Formación Gamón incluyen vitrófidos en la base. Tomando en cuenta las características mineralógicas y los resultados de los análisis químicos obtenidos por el método Rittman (Roldán-Quintana, 1970), se considera que las rocas de la Formación Gamón sean riolitas alcalinas.

Los afloramientos de esta formación corresponden a bloques fallados, por lo cual el espesor total no está presente en su totalidad. No obstante, aquí se reporta el espesor total medido por Roldán-Quintana (*op. cit.*), que es de 500 m, aproximadamente (Figura 3).

Al oriente de la Sierra de Gamón, esta unidad cubre discordantemente a unidades más antiguas, ya sean las calizas del Cretácico o a la Formación Ahuichila. En los alrededores de San José de la Vieja e Ignacio López Rayón (Figura 1, L-9) es posible observar que sobreyace a la Formación San Pablo. La Formación Gamón está cubierta discordantemente por la Formación Los Llanos en las mesetas altas y en la Meseta Los Ojitos. También la cubren gravas derivadas de su erosión en las partes bajas y zonas de pie de monte (Formación Guadiana, Figura 2).

La posición estratigráfica de esta unidad permite suponer que su edad corresponda al Oligoceno tardío. De acuerdo con la variación de la composición de las rocas volcánicas de la faja orogénica de la Sierra Madre Occidental, que aumenta de alcalinidad hacia el oriente (Cameron *et al.*, 1980), esta unidad litoestratigráfica es correlacionable con las últimas rocas volcánicas del complejo volcánico superior, de la Sierra Madre Occidental.

FORMACIÓN METATES

La Formación Metates fue propuesta formalmente por Córdoba (1963) para referirse a una unidad constituida por derrames de basalto de olivino, que sobreyace discordantemente a la Formación Río Chico. La localidad-tipo se situó en el Km 990 de la carretera Durango-Mazatlán, en los alrededores del poblado de Metates.

Se encuentra distribuida en un área comprendida en las Hojas Guatimapé, San Juan del Río, Canatlán, Donato Guerra y Guadalupe Aguilera. Está constituida por derrames de basalto andesítico y basalto de olivino. La roca fresca tiene color gris oscuro e intemperiza a pardo rojizo. Los basaltos y basaltos andesíticos contie-

nen vesículas rellenas de zeolitas y se caracterizan por tener concentraciones de cristales y xenolitos de rocas peridotíticas, gneises y otras rocas metamórficas.

El espesor máximo observado en el área es de 20 m. Se encuentra depositada principalmente sobre el Grupo Río Chico Superior, aunque puede descansar sobre rocas más antiguas (Figura 3).

Keizer (1973) y McDowell y Keizer (1977) reportaron edades radiométricas de 12.3 y 12.2 Ma para esta unidad, por lo que pertenece al Mioceno superior. El material que constituye la Formación Metates fue inyectado a través de fallas asociadas al evento tectónico que formó la Provincia de Cuencas y Sierras.

Sistema Cuaternario

Formación Los Llanos

Este nombre fue usado formalmente en la Hoja Cuencamé (Enciso de la Vega, 1968) para designar depósitos clásticos continentales, probablemente de edad pliocénica o pleistocénica, que cubren aproximadamente la cuarta parte de esa área. En las Hojas San Juan del Río y Donato Guerra, se encuentra en las Mesetas Los Ojitos y Castillo Colorado y en las Mesas de Los Picachos, de La Coyotada y de Las Tinajitas. Consta principalmente de grava, arena, arcilla y limo. Los clastos gruesos están generalmente sin consolidar y los finos lo están débilmente. La mayor parte de los componentes se derivó de rocas volcánicas preexistentes, de composición principalmente félsica. En toda el área, el conjunto clástico presenta un color café rojizo característico.

El espesor de la Formación Los Llanos varía desde 5 hasta 150 m y suprayace discordantemente a rocas mesozoicas marinas o a rocas terciarias continentales (Figura 3). La cima está impregnada de caliche y presenta una superficie denudada cubierta localmente por suelo y vegetación baja.

La Formación Los Llanos posiblemente sea de edad pliocénica o pleistocénica. Con base en su posición estratigráfica, es correlacionable con la Formación Santa Inés (Enciso de la Vega, 1963), que aflora al occidente de la Hoja Nazas. Las fuentes que originaron los clásticos volcánicos de la Formación Los Llanos fueron las sierras de la región.

Formación Guadiana

Es el nombre formal dado por Albritton (1958) a los depósitos pleistocénicos de aluvión del Valle del Guadiana y a las tierras bajas intermontanas vecinas. La localidad-tipo está en una reentrante occidental del Valle del Río Guadiana, en el poblado de Cárdenas, 8 km al oeste de la ciudad de Durango, Dgo. Allí, la unidad forma una terraza de 5 m sobre la llanura de inundación y de 10 m sobre el cauce del arroyo que drena la reentrante mencionada; consiste casi completamente de grava gruesa de cantos rodados y guijas de lava y toba, derivadas de las sierras circundantes.

Esta unidad está distribuida ampliamente en el Valle del Río Guadiana; en el área estudiada se encuentra en las partes bajas de las sierras y forma el relleno de las

fosas tectónicas de la Laguna de Santiaguillo y del Río San Juan.

La Formación Guadiana puede distinguirse fácilmente de los depósitos aluviales más jóvenes, por su textura gruesa (grava-arena), por su coloración café clara y por el hecho de que comúnmente contiene depósitos de carbonato secundario en forma de caliche. En los afloramientos cortados por el Río San Juan (Hoja Donato Guerra), consiste en un conglomerado, con fragmentos subredondeados, que van desde guijarros hasta cantos rodados, derivados de tobas soldadas y lavas riolíticas, en matriz arenosa de coloración anaranjada intensa.

Su espesor varía desde unos cuantos centímetros hasta decenas de metros. Al pie de las sierras, sobreyace a las rocas volcánicas de las que se deriva, y en los valles se encuentra entre dos derrames de composición basáltica, a los que Albritton (*op. cit.*) denominó basalto joven y basalto antiguo, respectivamente.

Aunque los fósiles en la Formación Guadiana no son comunes, se ha encontrado huesos y dientes de vertebrados (Albritton, *op. cit.*) como en el caso del equino *Asinus hydruntinus* y de la tortuga terrestre *Testudo* sp.; este último sugiere una edad más antigua que el Estadío Interglacial Sangamon, del Pleistoceno. El mismo género se ha encontrado en el miembro inferior de la Formación Becerra, cerca de Tequixquiac (Albritton, *op. cit.*), en la vecindad de la Ciudad de México; lo cual permite fechar a la porción inferior de la Formación Becerra como prewisconsiniana.

La Formación Guadiana está constituida por depósitos continentales derivados de la erosión de las sierras volcánicas del área.

Basalto cuaternario

Albritton (*op. cit.*) mencionó, en su descripción de la estratigrafía cuaternaria del Valle del Guadiana, un campo de lava con varios derrames individuales, a los que denominó "lava basáltica antigua" y "lava basáltica joven"; hizo esta distinción debido a que la Formación Guadiana está entre ambos basaltos. La fisiografía en los basaltos más antiguos es de malpaís y en los más jóvenes es de breña.

Los afloramientos del área están distribuidos principalmente en la Hoja Carlos Real, donde existen 74 pequeños volcanes monogenéticos, de los cuales el más interesante es el Volcán de la Breña, cuya erupción fue de tipo freatomagmático (Sánchez-Rubio, 1978) y que constituye una estructura de tipo *maar* con un diámetro de 1.5 km. En la Hoja Donato Guerra hay 17 pequeños volcanes que rellenan los antiguos valles. Debido a su fluidez, el basalto avanzó decenas de kilómetros hasta los alrededores de San Juan del Río. Posteriormente, los valles fueron reexcavados hasta llegar cerca de su nivel original.

La petrografía hecha indicó que los basaltos son alcalinos y su composición varía de hawaíta a traquiandesita; algunos contienen xenolitos de gneis y lherzolita de espinela, lo que hace suponer un origen muy profundo. Se cree que fueron originados por reactivaciones holocénicas del fallamiento de cuencas y sierras.

Sedimentos lacustres, de talud y aluvión

Albritton (*op. cit.*) denominó Formación Pueblito a los depósitos lacustres y aluviales que en algunos lugares descansan discordantemente sobre las rocas volcánicas terciarias, pero que sobreyacen comúnmente a la Formación Guadiana. La localidad-tipo la señala en el corte del Río El Tunal, cercano a la Ranchería El Pueblito, al SW de la ciudad de Durango, Dgo.

En contraste con la Formación Guadiana, la Formación Pueblito tiene textura fina y contiene más arena, limo y arcilla que grava. Se encuentra distribuida en toda el área.

Los depósitos lacustres están siendo depositados en la actualidad en la Laguna de Santiaguillo, Presa San Bartolo, Laguna El Toboso, Laguna Seca, Laguna La Sinforosa, Laguna Pachona y Laguna El Ajolote. Albritton (*op. cit.*) reportó en estas capas fósiles de los gasterópodos *Heliosoma trivolvis*, *Succinea grosvernieri* y *Lymnaea palustris*.

En el Valle del Guadiana, Albritton (*op. cit.*) reportó más de 2 m de limo arcilloso húmico, que carece de las acumulaciones secundarias conspicuas de caliche, tan características de la Formación Guadiana. Esta zona húmica es la parte superior de la Formación Pueblito y de ella se ha reportado cerámica de la cultura Chalchihuites, desarrollada entre los años 1,350 y 500 A. C. (Albritton, *op. cit.*). En algunos miembros inferiores de estos depósitos, se encontró algunas falanges de bisonte; cerca de la Laguna de Santiaguillo se ha recolectado dientes y fragmentos postcraneales de *Equus caballus laurentius* y del zorrillo moteado *Spilogla glucasana* (Albritton, *op. cit.*).

Los depósitos de talud corresponden a gravas, mal clasificadas y sin consolidar, formadas por fragmentos líticos angulosos que varían en promedio desde 1 hasta 20 cm de diámetro. Estos depósitos están localizados al pie de las sierras.

Los sedimentos aluviales están constituidos por grava, arena, limo y arcilla mal clasificados; el origen de estos materiales son las rocas ígneas descritas con anterioridad y que rellenan los valles intermontanos y las partes topográficamente bajas.

La abundancia de material húmico en el aluvión permite argumentar que se depositó durante un período de clima húmedo y frío.

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

En el área estudiada, se localizó varios afloramientos de rocas intrusivas.

En los alrededores del poblado de La Cieneguilla (Figura 1, L-10) en la Hoja Canatlán, encontramos tres afloramientos de un pórfido monzonítico con fenocristales de feldespatos y ferromagnesianos alterados, muy compacto, de color gris amarillento que intemperiza a gris rojizo.

Henry (1975), en su estudio de las rocas intrusivas del occidente de México, afirmó que existió magmatismo intrusivo continuo desde 102 hasta 45 Ma; también encontró, cerca de Tayoltita, Dgo., intrusivos de 65 Ma. Clark (1976) fechó en Choix, Sin., intrusivos de 60 Ma.

El Grupo Río Chico Superior se depositó sobre una paleotopografía labrada en unidades anteriores al depósito de la toba Registro (31.8 Ma), pero posteriores a la andesita basal (51.6 Ma) y a las rocas intrusivas aflorantes en las inmediaciones del poblado de La Cieneguilla.

En las áreas de San Juan del Río, Donato Guerra y Carlos Real, afloran diques y mantos de composición que varía desde andesítica hasta riolítica y que cortan o están emplazados en el Grupo Río Chico Superior.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su reconocimiento al Dr. José Jorge Aranda-Gómez y al M. en C. Horacio Ferriz, quienes revisaron críticamente el manuscrito. Asimismo, agradece al personal del Instituto de Geología, señores Esteban Monroy-Soto y Luis Burgos-Peraita, su colaboración en la elaboración de las ilustraciones y a la señora Aurora Manzanares su dedicación en la transcripción del texto.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albritton, C. C., 1958, Quaternary stratigraphy of the Guadiana Valley, Durango, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 69, p. 1197-1216.
- Cameron, K. L., Cameron, Maryellen, Bagly, W. C., y Moll, E. J., 1980, Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico: *Geology*, v. 8, p. 87-91.
- Carrasco-Centeno, M. L., 1980, Carta y provincias metalogenéticas del Estado de Durango: México, D. F., Cons. Recursos Minerales, Publ. 22-E, 63 p.
- Clark, K. F., 1976, Geologic section across Sierra Madre Occidental, Chihuahua to Topolobampo, Mexico: *New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ.* 6, p. 26-38.
- Córdoba, D. A., 1963, Geología de la región entre Río Chico y Llano Grande, Municipio de Durango, Estado de Durango: *in* Cserna, Zoltan de, ed., *Estudios geológicos en los Estados de Durango y San Luis Potosí*. Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología*, Bol. 71, pte. 1, 21 p.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates in central Mexico: *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 264 H, p. 153-185.
- Enciso de la Vega, Salvador, 1963, Hoja Nazas 13R-k(6), con Resumen de la geología de la Hoja Nazas, Estado de Durango: Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología*, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, mapa y texto en el dorso.
- 1968, Hoja Cuencamé 13R-l(7), con Resumen de la geología de la Hoja Cuencamé, Estado de Durango: Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología*, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, mapa y texto en el dorso.
- Félix-Sicairo, J. M., 1978, Estudio geológico económico de los depósitos ferríferos aledaños a la Ciudad de Durango: México, D. F., *Inst. Politéc. Nal., Escuela Sup. Ing. Arquitectura*, tesis profesional, 132 p. (inédita).
- Henry, C. D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico: Univ. Texas en Austin, disertación doctoral, 158 p. (inédita).
- Keizer, R. P., 1973, Volcanic stratigraphy, structural geology, and K-Ar geochronology of the Durango area, Mexico: Univ. Texas en Austin, tesis de maestría, 91 p. (inédita).
- Lyons, J. I., 1975, Volcanogenic iron-ore of Cerro de Mercado and its setting within the Chupaderos Caldera, Durango, Mexico: Austin, Univ. Texas en Austin, tesis de maestría, 119 p. (inédita).
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, 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: *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 180, p. 113-124.
- Rogers, C. L., Cserna, Zoltan de, van Vloten, Rogelio, Tavera-Amezcuca, Eugenio, y Ojeda-Rivera, Jesús, 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfato del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: México, D. F., *Cons. Rec. Nat. No Renovables*, Bol. 56, 332 p.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1970, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, Estado de Durango: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 31, p. 79-105.
- Sánchez-Rubio, Gerardo, 1978, El Volcán La Breña, Estado de Durango: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 2, p. 75-79.
- Santillán, Manuel, 1929, Geología minera de la región comprendida entre Durango, Dgo., y Mazatlán, Sin., a uno y otro lado de la carretera en proyecto entre esas ciudades: *Inst. Geol. México*, Bol. 48, 46 p.
- Smith, W. C., Segerstrom, Kenneth, y Guiza, Reinaldo, Jr., 1950, Tin deposits of Durango, Mexico: *U. S. Geol. Survey, Bull.* 962-D, p. 155-204.
- Swanson, E. R., 1974, Petrology and volcanic stratigraphy of the Durango area, Durango, Mexico: Univ. Texas en Austin, tesis de maestría, 141 p. (inédita).
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons, J. I., y Clabaugh, S. E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development in the Durango city area, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 89, p. 1000-1012.
- Wahl, D. E., 1973, Geology of the El Salto strip, Durango, Mexico: Univ. Texas en Austin, tesis de maestría, 112 p. (inédita).
- Watt, R. B., Jr., 1970, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, between Durango and Mazatlán, Mexico: Univ. Texas en Austin, tesis de maestría, 112 p. (inédita).

Manuscrito presentado: 8 de noviembre de 1985.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 3 de julio de 1986.

Manuscrito aceptado: 6 de julio de 1986.