

ESTRATIGRAFIA DEL PALEOZOICO DE LA SIERRA DEL TULE, NORESTE DE SONORA

Carlos González-León*

RESUMEN

En el área de la Sierra del Tule, localizada 40 km al norte de Cananea, Sonora, aflora una serie de rocas sedimentarias paleozoicas, principalmente carbonatadas, que alcanza un espesor de 1,203 m. Esta secuencia abarca desde el Cámbrico hasta el Pérmico, sin estar representadas las rocas ordovícicas y silúricas. Los 235 m basales de la secuencia corresponden a las rocas del Cámbrico Medio-Superior (Dresbachiano) y descansan discordantemente sobre un granito precámbrico; las rocas cámbricas son litológicamente correlacionables con la Cuarcita Bolsa y la Caliza Abrigo del sureste de Arizona. En discordancia sobre la secuencia cámbrica se presentan areniscas calcáreas, calizas y lodolitas dolomíticas que alcanzan un espesor de 144 m y que son correlacionables con la Caliza Martin del sureste y centro de Arizona; contienen una abundante fauna de estromatopóridos briozoarios, corales y braquiópodos silicificados, que representan una asociación típica del Frasniano (Devónico Superior). Sobre la anterior y en discordancia descansa una secuencia carbonatada de 297 m de espesor que contiene una rica fauna de braquiópodos y corales, cuyas determinaciones indican una edad tournasiana (kinderhookiana-osageana), para esta secuencia, la cual es correlacionable con la Caliza Escabrosa de áreas vecinas. Cubren en discordancia a las rocas misisípicas sedimentos carbonatados que tienen un espesor de 387 m y presentan abundantes niveles con fusulinidos cuyas determinaciones han permitido diferenciar los pisos Atokano, Desmoinesiano, Missouriano y Virgiliano; estos sedimentos son correlacionables con la Formación Horquilla. En contacto de falla con las rocas pensilvánicas se tiene un paquete de sedimentos de 140 m de espesor, formado por sedimentos terrígenos en la base y carbonatados en la cima, que contienen una rica fauna de gasterópodos, braquiópodos y escasos fusulinidos cuyas determinaciones dan una edad wolfcampiana para esta secuencia; este paquete que forma la parte superior de la serie paleozoica es correlacionable con la Formación Earp de áreas vecinas. En este artículo se hace una correlación regional tanto litoestratigráfica como bioestratigráfica, entre las rocas paleozoicas de esta área y las de áreas vecinas del sureste de Arizona, suroeste de Nuevo México y Sonora.

ABSTRACT

A 1,203 m-thick Paleozoic carbonate sedimentary sequence, ranging in age from Cambrian to Permian, crop out at several scattered hills of Sierra del Tule area, about 40 km north of Cananea, in northeastern Sonora. The lower 235 m of this sequence contain rocks ranging from Middle to Upper Cambrian that unconformably overlie granitic Precambrian rocks. The Cambrian sequence is correlated with the Bolsa Quartzite and the Abrigo Limestone of southeastern Arizona. Ordovician and silurian rocks are not represented in the area. Disconformably overlying the Cambrian rocks are 144 m of limy sandstone, limestone and dolomitic mudstone. This sequence contains in its middle and upper parts highly fossiliferous beds with stromatoporids, bryozoans, silicified corals and brachiopods whose association gives a Late Devonian (Frasnian) age. Because of its age, stratigraphic position and lithologic similarities, this unit is correlated with the Martin Limestone of southeastern and central Arizona. Overlying disconformably this last unit, is a 297 m-thick sequence composed of carbonate rocks, which contains a rich fauna of brachiopods and corals indicative of Tournaisian (Kinderhookian-Osagean) age and is correlated with the Escabrosa Limestone from neighbouring areas. The Mississippian section disconformably underlies a 387 m-thick sequence of carbonate rocks containing several fusulinids levels that have been identified and given the limits of the Atokan, Desmoinesian, Missourian and Virgilian Stages. The Morrowan Stage is not represented. This section is correlated with the Horquilla Formation. The Permian section is about 140 m-thick and is in fault contact with the Pennsylvanian section. The Permian rocks are terrigenous sediments at the base and thick carbonate rocks at the top and contain a rich fauna of gastropods, brachiopods and a few fusulinids which have given a Wolfcampian age. The Permian rocks are correlated with the Earp Formation. In this paper, a regional lithostratigraphic and biostratigraphic correlation is proposed between the Paleozoic section in northeastern Sonora and that of neighbouring areas of northeastern Sonora, southeastern Arizona and southwestern New Mexico.

* Oficina Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, 83000 Hermosillo, Sonora.

INTRODUCCION

Las rocas paleozoicas del noreste y en general las de todo el Estado de Sonora, han sido estudiadas sólo en forma general y poco sistemática. En el sector nororiental del Estado existen varios afloramientos aislados de rocas paleozoicas y sólo en algunos de ellos fueron objeto de trabajos de tesis profesional, entre los cuales pueden mencionarse los siguientes: Viveros (1965) del Cerro Cabullona, Gómez-Tagle (1967) de la Sierra Las Mesteñas, y Aponte (1974) de la Sierra Los Ajos y Sierra del Tule. Otros trabajos que se conocen del noreste del Estado son los de Imlay (1939) de la Sierra del Tigre, Mulchay y Velasco (1954) del área de Cananea, y Rangin (1982) que presentó una visión general de la estratigrafía paleozoica de este sector (Figura 1). Un resumen preliminar a este artículo fue presentado por González-León (1982).

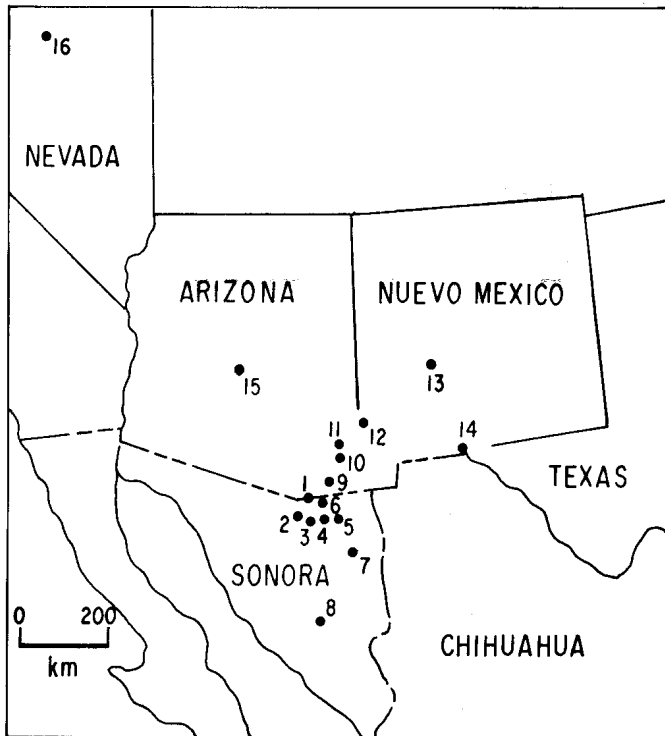


Figura 1.- Localización del área mencionada en el texto: 1. Sierra del Tule; 2. Cananea; 3. Sierra Los Ajos; 4. Sierra Las Mesteñas; 5. Cerro Cabullona; 6. Cerro Morita; 7. Sierra del Tigre; 8. Cobachi; 9. Montañas Mule y Bisbee; 10. Montañas Swisshelm; 11. Montañas Chiricahua; 12. Montañas Peloncillo; 13. Montañas Magdalena; 14. Montañas Franklin; 15. East Verde River y 16. Montañas Roberts.

En el presente artículo se señala que el espesor de las rocas paleozoicas del área aquí considerada pasa de los mil metros, el cual es semejante al del área vecina más cercana, que es el sureste de Arizona, lugar del que, desde hace varias décadas se tienen bien estudiadas las

rocas paleozoicas. Al haber obtenido un buen control estratigráfico y paleontológico de la secuencia expuesta, se hace correlación regional entre las secuencias paleozoicas de la Sierra del Tule y de otros afloramientos de Sonora, del sureste de Arizona y suroeste de Nuevo México.

Debido al fuerte fallamiento normal que afectó a las rocas del área estudiada, la secuencia paleozoica no se presenta continua sino que aflora en bloques aislados (Figura 2). Así, en la parte norte del Cerro Caloso existen dos afloramientos donde puede observarse el contacto discordante entre las areniscas que forman la base de la columna paleozoica y el basamento granítico de edad $1,440 \pm 15$ Ma (Anderson y Silver, 1977); es allí donde afloran los primeros 35 m del intervalo cámbrico.

La secuencia cámbrica y devónica más completa aflora en la ladera nororiental del Cerro El Tejano, la misisípica se encuentra bien expuesta en la ladera oriental del Cerro Caloso, las rocas del Pensilvánico están muy bien expuestas en el Cerro El Tule, mientras que la secuencia pérmica se presenta en la ladera meridional del Cerro Caloso (Figura 2).

Para la descripción petrográfica de las rocas carbonatadas se utilizaron las clasificaciones de Folk (1962) y de Dunham (1962), para las rocas terrígenas la de Folk (1969), y para indicar el espesor de los estratos fue empleada la clasificación de Pettijohn (1957).

La secuencia paleozoica aquí reportada aflora en el área conocida como Sierra del Tule, que se encuentra a 40 km al norte de Cananea, Sonora (Figuras 1 y 2). Esta área es la terminación meridional de las Montañas Huachuca de Arizona y está separada de ellas por la línea que marca los límites entre México y Estados Unidos de América. También está localizada en la hoja topográfica Palomitas, H12B33 de DETENAL, a escala 1: 50,000, entre las coordenadas $110^{\circ}15' - 110^{\circ}25'$ y $31^{\circ}15' - 31^{\circ}19'$ N.

SISTEMA CAMBRICO

Las rocas cámbricas que afloran en el área de la Sierra del Tule (Figura 2) tienen 235 m de espesor y para propósitos descriptivos fueron divididas en cuatro miembros litológicos informales, los cuales se enumeraron de la base a la cima y son los que a continuación se describen.

MIEMBRO 1

Consiste en areniscas que alcanzan un espesor incompleto de 65 m. Debido a la naturaleza discontinua de los afloramientos, solamente pudieron observarse los 35 m basales y los 30 m superiores de este miembro. Las areniscas se presentan en estratos delgados y medianos, y a veces masivos con diastratificación planar (Figura 3A). En muestras macroscópicas se observan grandes

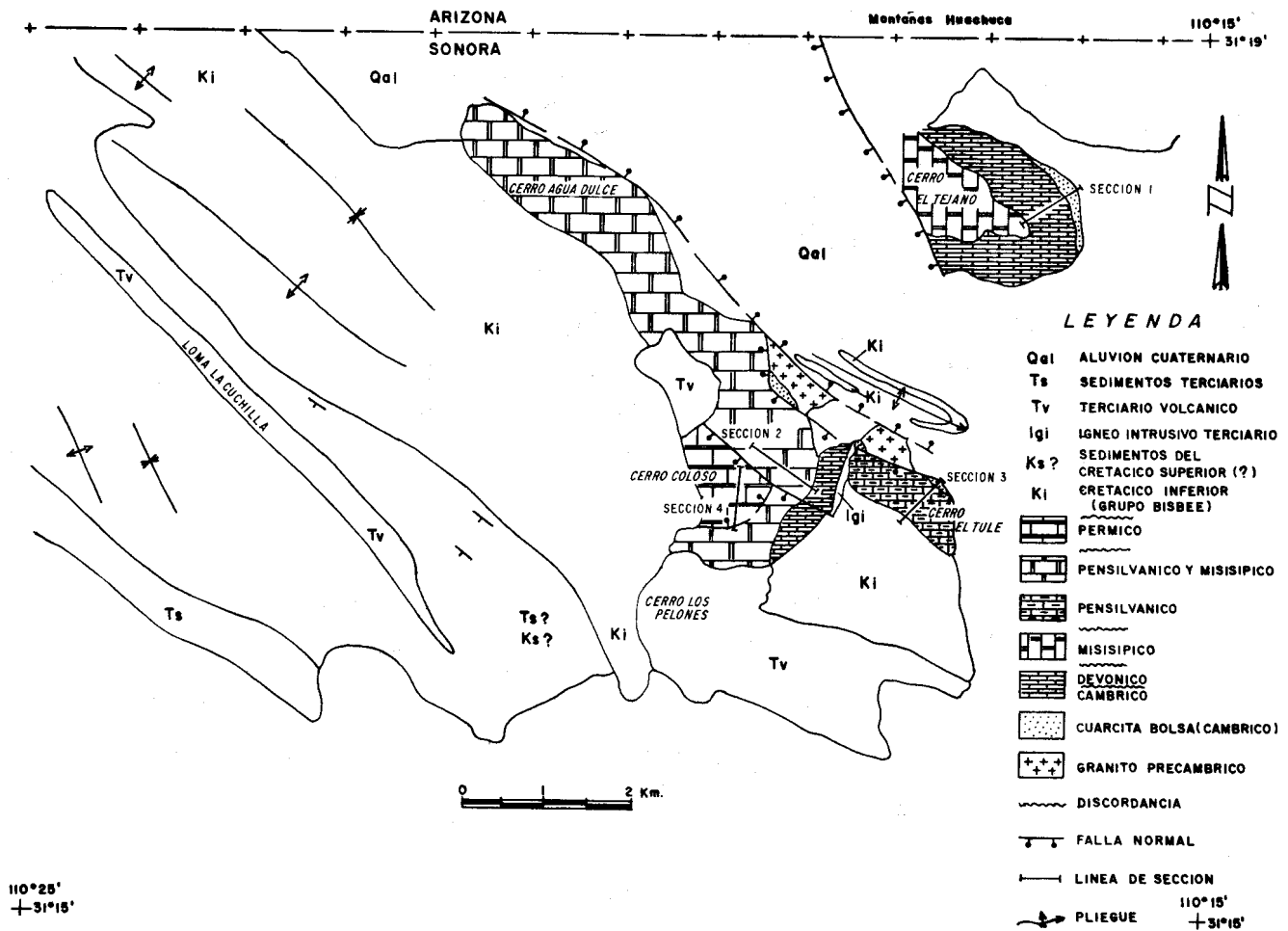


Figura 2.- Mapa geológico del área de la Sierra del Tule, Sonora.

granos de cuarzo cementados por sílice. Los análisis petrográficos de algunas muestras distintivas de este miembro, permiten clasificarlas entre subarcosas y cuarzenitas, porque contienen una proporción de 80-100% de granos de cuarzo y 0-20% de granos de feldespatos potásicos. Los granos varían en tamaño de arena gruesa a fina, se presentan mal clasificados y varían de subredondeados a redondeados.

MIEMBRO 2

Los sedimentos que se presentan en la base de este miembro marcan la transición de una sedimentación netamente terrígena representada por el miembro 1, a sedimentación carbonatada que predomina en éste. Así, los primeros 10 m están constituidos por lodolitas, lodolitas calcáreas y areniscas de grano muy fino.

Los restantes 100 m, que sumados a los anteriores dan un espesor total de 110 m para este miembro, están constituidos por calizas de estratificación delgada a muy delgada. En su parte inferior (los primeros 35 m), son

de color café a gris claro, algunas capas son arenosas y con diastratificación, con niveles donde se presentan estructuras oncooidales que pudieran también ser algas *Girvanella*; en su parte superior las calizas son de color café y azul claro-gris claro, interestratificadas con lentes y capas muy delgadas de lodolitas, limolitas y areniscas de grano muy fino (Figura 3B); algunas capas son intraclásticas (Figura 3C) y bioclásticas con abundantes restos de trilobites de los cuales se identificaron *Arapahoia* sp. que es característica de la Zona de *Cedaria* de la secuencia cámbrica del sureste de Arizona. Un rasgo distintivo y muy importante de este miembro, es que además de su constante estratificación de muy delgada a delgada, presenta estructuras de *birdseye* en algunos niveles, dolomitización, estratificación suavemente ondulante y también se observan, aunque escasamente, grietas de disecación.

MIEMBRO 3

Presenta un espesor de 15 m y es un paquete índice

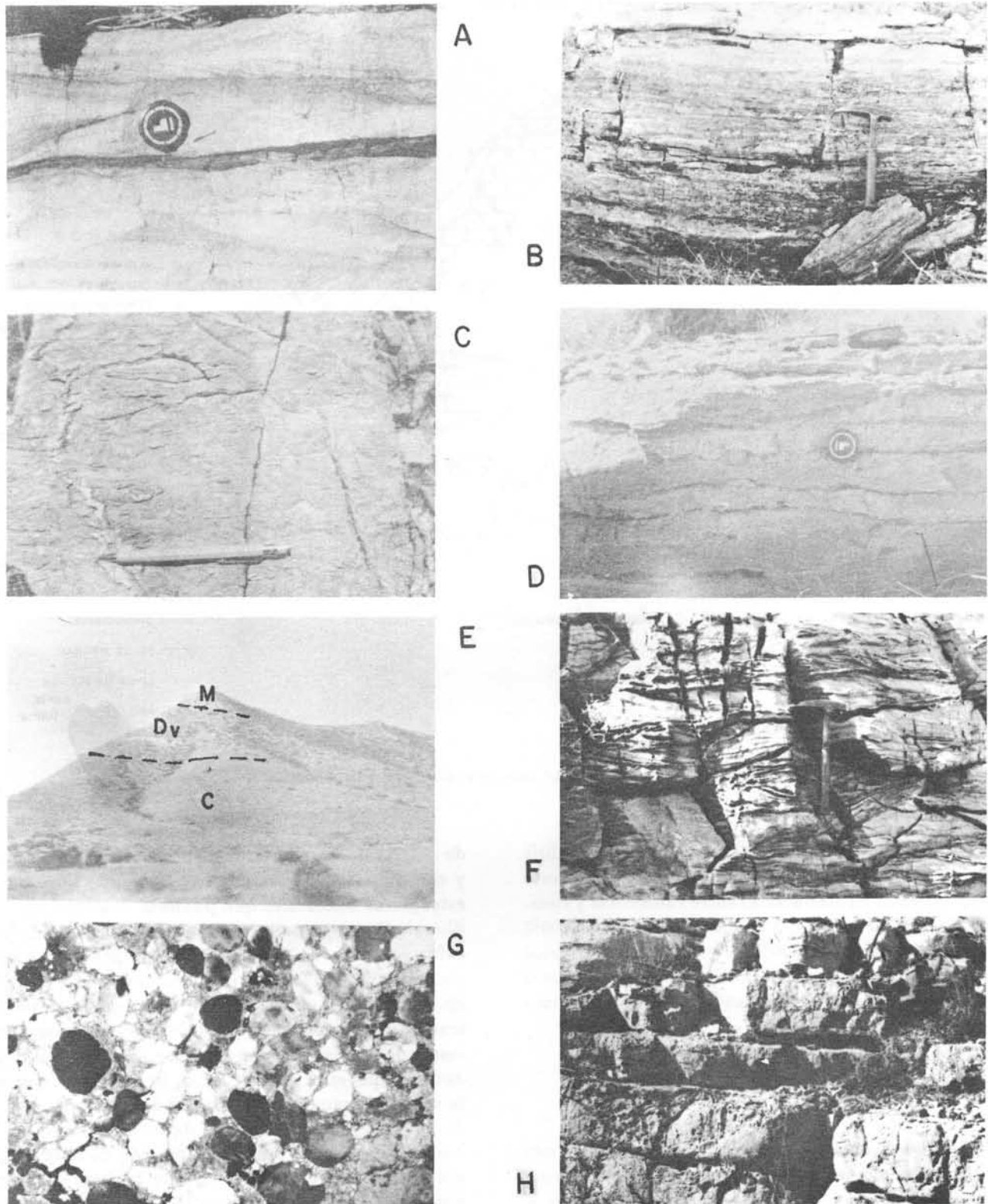


Figura 3.- A) Afloramiento de la Cuarcita Bolsa en el Cerro El Tejano, con diastroficación; B) Caliza con laminaciones de lodolita y areniscas, miembro 2, secuencia cámbrica; C) Caliza intraclástica del miembro 2; D) Caliza con lentes de limolitas, miembro 4, secuencia cámbrica; E) Cerro El Tejano, se indican los límites del Cámbrico y Devónico; F) Areniscas con diastroficación, miembro A, secuencia devónica; G) Microfotografía de sección delgada de las areniscas del miembro A: presenta granos de cuarzo y feldespatos potásicos bien redondeados cementados por calcita (luz natural, x 60) y H) Calizas en estratos delgados con *Amphipora* sp., miembro B, secuencia devónica.

de calizas oolíticas de estratificación media a gruesa y de color gris, que presentan algo de dolomitización en los elementos aloquímicos.

MIEMBRO 4

Lo constituyen 45 m de calizas de color azul claro, en estratos muy delgados, que presentan intercalaciones y lentes de limolita de color rojo (Figura 3D). En su cima las calizas son intraclásticas y contienen abundantes restos de trilobites de los que se identificaron *Tri-crepicephalus* sp., *Llanoaspis* sp., *Coosella* sp., y *Coosia* sp., las que representan una asociación típica de la Zona de *Crepicephalus* de la Caliza Abrigo en el sureste de Arizona.

La edad conocida a partir de las determinaciones de trilobites para los niveles comprendidos entre los miembros 2 y 4 de la secuencia cámbrica es dresbachiana (Palmer, comunicación escrita, 1984).

Las rocas cámbricas descansan discordantemente sobre el basamento granítico precámbrico que aflora en esta área y están cubiertas discordantemente por el miembro A de la secuencia de rocas devónicas.

DISCUSION Y CORRELACION REGIONAL

El afloramiento de rocas paleozoicas mejor estudiado y que se encuentra más cercano al área de la Sierra del Tule, es el de las Montañas Mule de Arizona (Hayes y Landis, 1964), donde las rocas cámbricas fueron correlacionadas con la Cuarcita Bolsa y la Caliza Abrigo (Ransome, 1904) del área de Bisbee, Arizona. En las Montañas Mule la Caliza Abrigo fue dividida en cuatro miembros litológicos, los cuales de la base a la cima son: *Shaly Member Ribbed Limestone Member*, *Sandy Member* y *Cooper Queen Limestone Member* (Figura 4).

La secuencia cámbrica del Cerro El Tejano (Figura 2), puede correlacionarse, por su gran semejanza litológica con la Cuarcita Bolsa y con parte de la Caliza Abrigo de las Montañas Mule. Así, el miembro 1 de la secuencia aquí descrita, corresponde a la Cuarcita Bolsa; los miembros 2, 3 y 4 se correlacionan (sufriendo un cambio litológico lateral menor), con los *Shaly Member* y *Ribbed Limestone Member*. El equivalente litológico de los *Sandy Member* y *Cooper Queen Limestone Member* no está representado en la secuencia cámbrica aquí reportada (Figura 4).

La secuencia cámbrica de la Sierra del Tule, puede correlacionarse litológicamente con otros afloramientos identificados en el sureste de Arizona, en el sur de Nuevo México y en el suroeste de Texas. Algunos autores han intentado correlacionar las rocas cámbricas del noreste de Sonora con las del Cámbrico Inferior-Medio de la región de Caborca.

El hecho de que los sedimentos del Ordovícico y

del Silúrico se conserven debajo de los sedimentos del Devónico Superior en el sureste de Nuevo México y Texas, y que tales sedimentos estén ausentes en el sureste de Arizona y en el área estudiada, hace pensar que la gran superficie de discordancia regional que separa a las rocas del Cámbrico Superior de las del Devónico Superior, se debió principalmente a movimientos epirogénicos lentos que causaron la erosión de las rocas no representadas en el sureste de Arizona y noreste de Sonora.

En la Figura 5 se ha intentado una correlación entre las secuencias estratigráficas del Paleozoico inferior del noreste de Sonora, sureste de Arizona, sur de Nuevo México y suroeste de Texas, con la secuencia cámbrica de Caborca.

CONDICIONES DE DEPOSITO

El patrón paleogeográfico dominante durante el Precámbrico Tardío y el Cámbrico estuvo caracterizado por amplios mares de aguas someras sobre la plataforma continental que se extendían a lo largo del margen occidental del cratón norteamericano (Suczek y Stewart, 1977). Estos mares alcanzaron el norte de Sonora (región de Caborca) durante el Precámbrico Tardío-Cámbrico Temprano; el noreste de Sonora, parte de Arizona y Nuevo México durante el Cámbrico Medio y Tardío y el oeste de Texas durante el Ordovícico Temprano. En su frente transgresivo se depositaron la Cuarcita Bolsa y la Arenisca Bliss.

En el área estudiada el miembro 1, que es correlacionable con la Cuarcita Bolsa del sureste de Arizona, está representado por areniscas con abundante diastratificación. En Arizona y Nuevo México, la Cuarcita Bolsa y la Arenisca Bliss son consideradas como depósitos formados en un mar somero, cercanos a la línea de playa. Los sedimentos de los miembros 2 y 4 se consideran como depósitos formados en un ambiente de intermarea, tomando en cuenta el conjunto de características litológicas y estructuras primarias que presentan (estratificación delgada suavemente ondulante, lentes de terrígenos, lodos calcáreos intraclásticos, dolomitización, etc.) (Heckel, 1972). Por la posición que ocupa entre los sedimentos de intermarea se infiere que, el miembro 3 es producto de un delta de marea (tidal delta).

De esta manera, se puede observar que, la transición desde depósitos de mar muy somero o de playa, representados por el miembro 1, hasta depósitos de intermarea, representados por el miembro 4, indica claramente una transgresión marina, cuyos sedimentos están truncados por la discordancia regional pre-devónica.

SISTEMA DEVONICO

La secuencia devónica completa aflora en la ladera

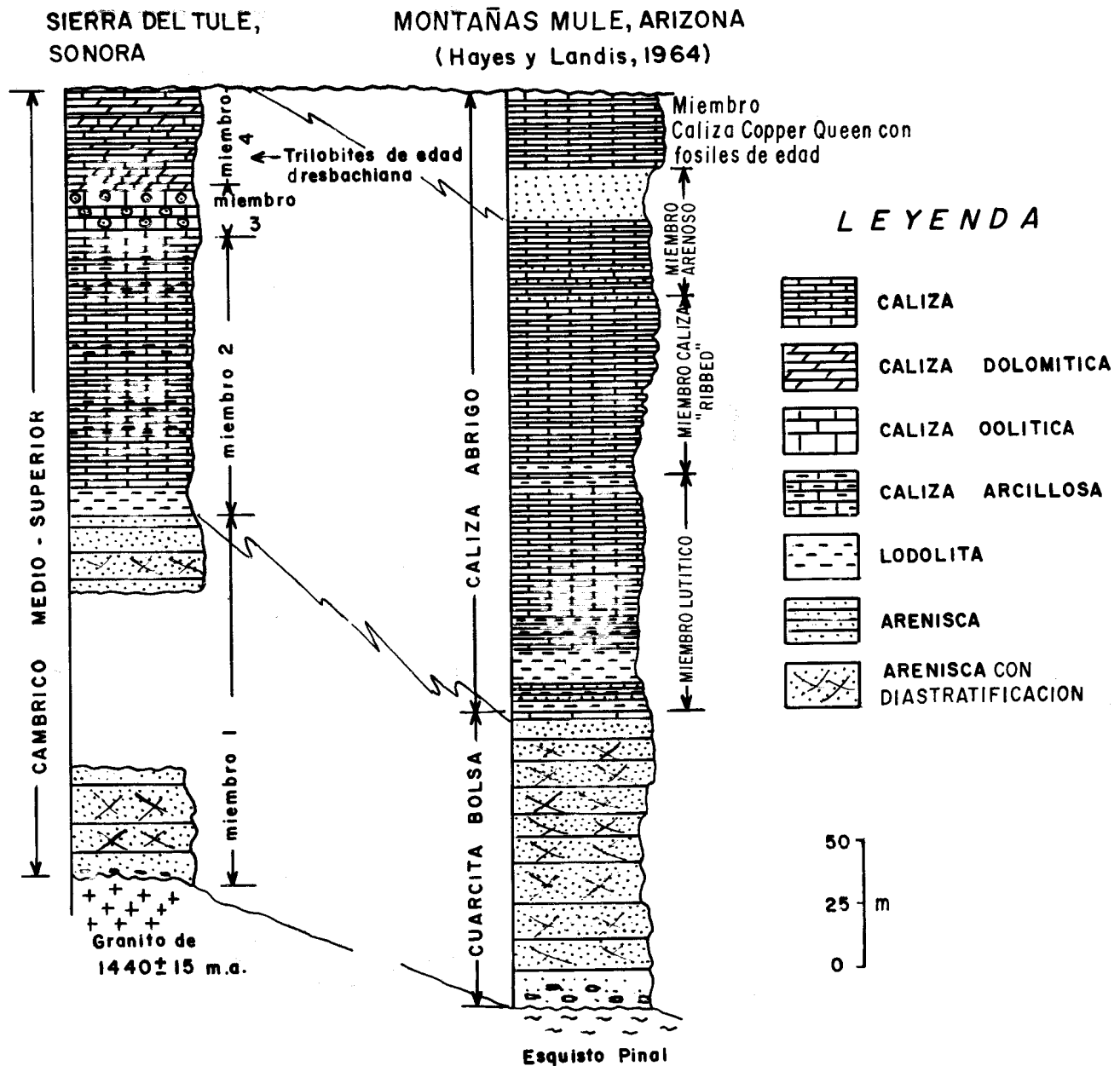


Figura 4.- Correlación litoestratigráfica entre las secciones estratigráficas cámbricas de la Sierra del Tule, Sonora y Montañas Mule, Arizona.

nororiental del Cerro El Tejano (Figura 3E), mientras que en la ladera oriental del Cerro Caloso sólo aflora parte de esta secuencia. Su afloramiento no es bueno ya que forma una pendiente suave bastante cubierta por detritos, provenientes de los acantilados de las rocas misisípicas que la sobreyacen. Los estratos margosos y arenosos de estas rocas son delgados, poco resistentes a la erosión y su color café-amarillento contrasta con el color gris de las calizas infra- y sobreyacentes. Esta secuencia tiene un espesor de 144 m y se dividió en tres miembros litológicos que, de la base a la cima se denominan con las letras A, B y C (Figura 6).

MIEMBRO A

Este miembro cubre discordantemente al miembro 4 de la secuencia cámbrica, está formado por 30 m de areniscas que se presentan en capas de espesor mediano a grueso y en su parte superior se presentan horizontes masivos con abundante diastratificación planar (Figura 3F). Los estratos son de color café y sus granos son de cuarzo (80%) y feldespatos potásicos (20%) cementados por calcita. Presentan dos poblaciones de granos de cuarzo: una representa granos grandes bien redondeados, bien clasificados y con una fuerte extinción ondu-

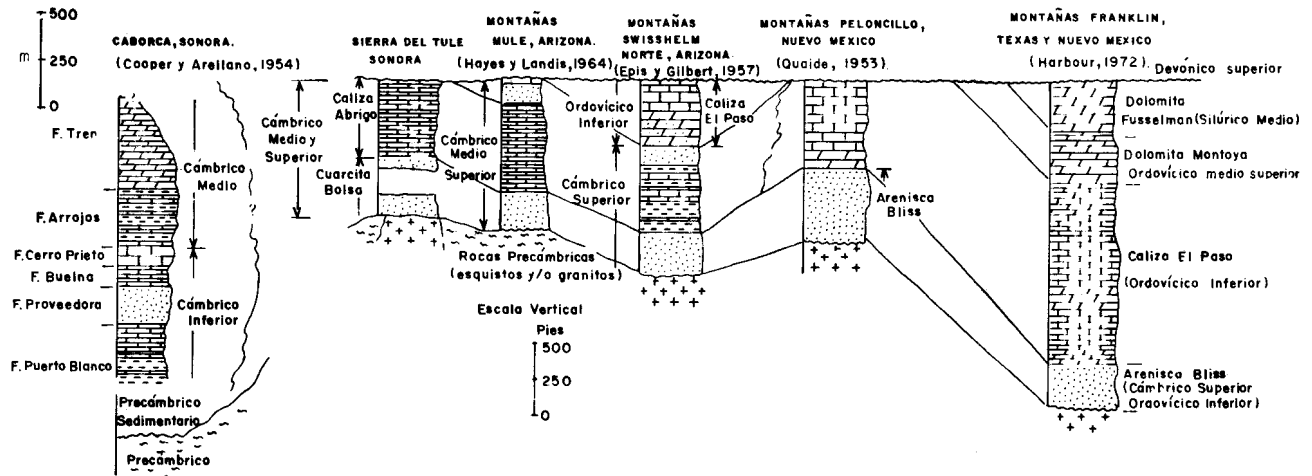


Figura 5.- Correlación regional tentativa de las secuencias del Paleozoico inferior.

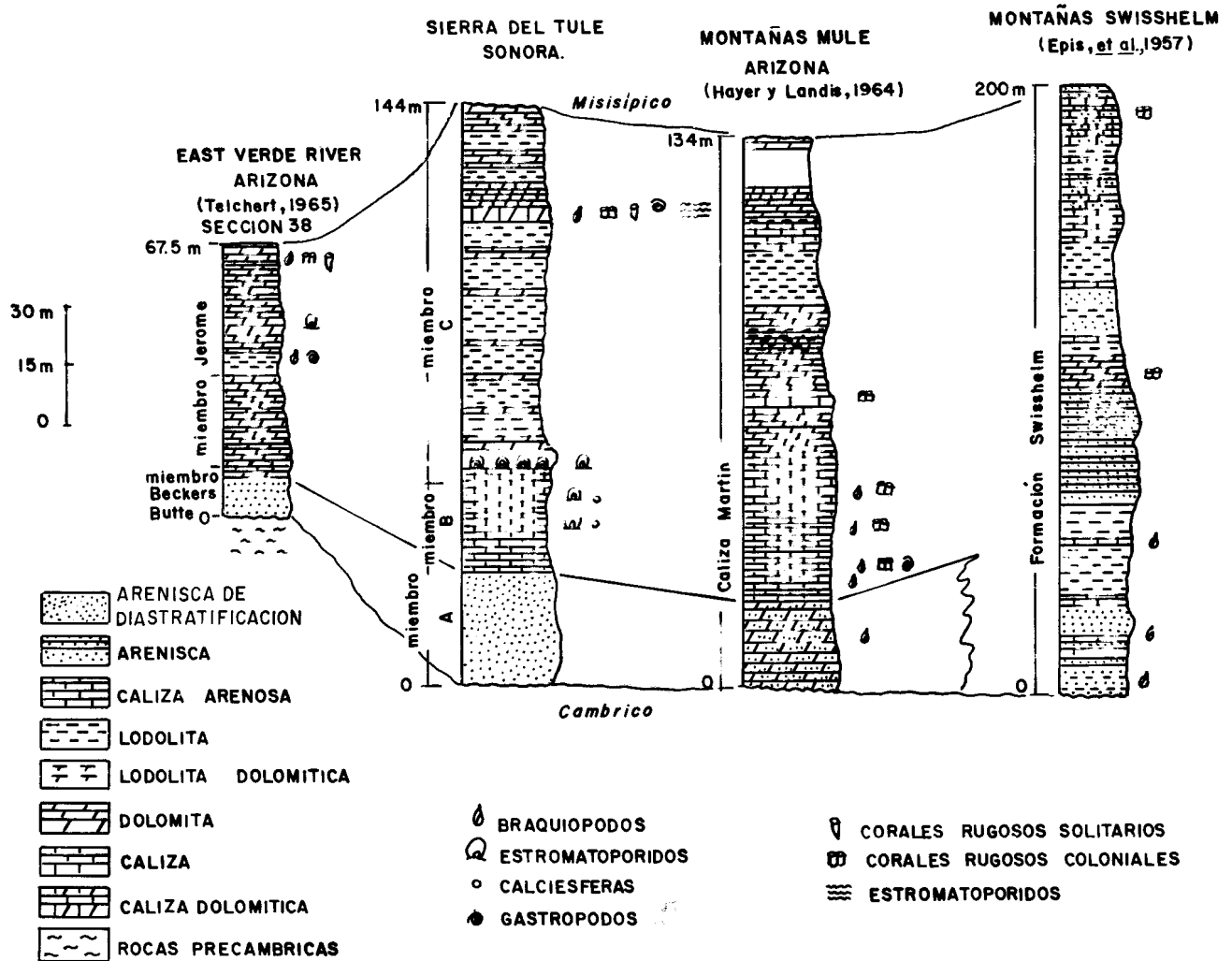


Figura 6.- Correlación de la secuencia devónica de la Sierra del Tule, Sonora con la del centro y sureste de Arizona.

lante; la otra representa granos pequeños (arena fina), subangulosos y mal clasificados (Figura 3G).

El miembro B sobreyace transicionalmente al anterior y es un miembro índice dentro del área, ya que está formado por 34 m de calizas de color blanco que en algunos horizontes contienen abundantes estromatopóridos. En su parte inferior tiene calizas arenosas que en ocasiones presentan intercalaciones de capas delgadas con abundantes *Amphipora* sp. (Figura 3H). La parte media está formada por calizas micríticas de espesor mediano que en algunos niveles son *wackestone* de calciesferas (Figura 7A). En la cima se encuentra un horizonte biohermal de 3 a 5 m de espesor, constituido por masas hemisféricas de estromatopóridos, briozoarios y escasos corales (Figura 7B). De los estromatopóridos se identificaron *Amphipora* sp. (Figura 7C 1 y 2) y *Actinostroma* sp. (Figura 7D), de los corales *Alveolites* sp., que forma una asociación faunística indicativa del Devónico Medio y de la parte más baja del Devónico Superior (Frasniano).

El miembro C con un espesor de 80 m, está formado por intercalaciones de lodolitas algo dolomitizadas, así como por capas delgadas y medianas de dolomitas y calizas dolomíticas de color café y café-amarillento. En su mitad superior contiene una capa índice, de 0.30 a 1 m de espesor, constituida por caliza arcillosa algo dolomitizada, la cual contiene una rica fauna de corales coloniales y rugosos, braquiópodos, gasterópodos y estromatopóridos laminares silicificados. Se identificaron los corales *Thamnopora limitaris* sp., *Hexagonaria minuta*, *H. occidentis*, *Pachyphyllum nevadensis*, *Phillipsastraea* sp., *Alveolites* sp., *Aulapora* sp., *Cladopora* sp., *Syringopora* sp. y *Coenites* sp., los braquiópodos *Spinatrypa?* sp., *Pseudoatrypa devoniana*, *Theodossia hungerfordi*, *Cyrtospirifer* sp., *Atrypa* sp., *Indospirifer orestes*, y *Tenticospirifer* cf. *T. cyrtinaformis*, y el gasterópodo *Turbonopsis apachiensis*. Esta asociación de corales y braquiópodos es típica del Frasniano tardío.

CORRELACION Y DISCUSION REGIONAL

El límite entre las secuencias cámbrica y devónica se interpreta como una discordancia sin relación angular alguna, aunque fue imposible observarla en el afloramiento. Como criterios para hacer esta interpretación se consideró el que los miembros 4 y B contienen fósiles indicativos del Dresbachiano y Frasniano, respectivamente, y a pesar de que, el miembro A de la secuencia Devónica no contiene fósiles, litoestratigráficamente es correlacionable con el Miembro Arenisca Beckers Butte (Teichert, 1965) de la Caliza Martin del centro de Arizona y con los niveles más inferiores de la Caliza Martin (Ransome, 1904) y la Formación Swisshelm (Epis *et al.*, 1957) del sureste de Arizona (Figura 6). Sin embargo, el miembro A pudiera también corresponder al horizonte regresivo de areniscas que, según A. Palmer (*in* Gui-

lly, 1956 y comunicación escrita, 1984) se presenta en la parte superior de la secuencia cámbrica del sureste de Arizona.

Los miembros B y C de la secuencia devónica aquí reportada, pueden correlacionarse, tanto por sus características litológicas, posición estratigráfica y contenido fosilífero, con el Miembro Jerome de la Caliza Martin del centro de Arizona y con los niveles medios y altos de la Caliza Martin y la Formación Swisshelm. Del Miembro Jerome, Teichert (1965) y Beus (1978) reportaron una fauna de braquiópodos, estromatopóridos y corales similar a la encontrada en los miembros B y C. *Turbonopsis apachiensis* solamente ha sido reportado anteriormente del Miembro Jerome por Day y Beus (1982).

En el sur y centro de Nuevo México las Formaciones Percha, Sly Gap y Oñate (*in* Stevenson, 1945), del Devónico Medio al Superior, representan un cambio de facies lateral con las formaciones devónicas de Arizona y Sonora, ya que son de carácter más detrítico. De estas formaciones la Sly Gap es equivalente al miembro C aquí reportado, ya que contiene una asociación de braquiópodos y corales semejante a la encontrada en dicho miembro.

La asociación de corales del miembro C es, en parte, equivalente a la Zona de *Phillipsastraea* de la Formación Devils Gate (Merriam, 1940) de las Montañas Roberts, Nevada. En esa misma formación y debajo de dicha zona, se encuentra un horizonte de calizas con estromatopóridos y *Cladopora* que ocupa una posición estratigráfica parecida a la del miembro B aquí descrito. También la asociación de braquiópodos del miembro C es parcialmente correlativa con la Formación Cerro Gordo de Iowa (J. T. Dutro Jr., comunicación escrita, 1984) y una asociación de corales similar a la de dicho miembro fue reportada por Smith (1945) en la región de Río Mackenzie, Canadá.

Del noroeste de Sonora, región de Caborca, se han reportado sedimentos de posible edad frasniana que contienen paraturamínidos y calciesferas (Brunner, 1975), pero no presentan la asociación faunística típica de corales y braquiópodos que tienen los estratos devónicos del noreste de Sonora.

AMBIENTE DE DEPOSITO

Según Poole y colaboradores (1967, 1977) la acumulación marina de los sedimentos durante el Devónico Tardío en Arizona ocurrió en un ambiente de plataforma cratónica. Dicha plataforma estaba bordeada hacia el oeste y sur (?) por el miogeosinclinal y eugeosinclinal cordillerano y hacia el noreste por terrenos cratónicos emergidos (Levantamientos Defiance). Durante el Devónico Tardío y Misisípico Temprano el sur de Arizona y suroeste de Nuevo México, así como muchas otras regiones del oeste de los Estados Unidos, fueron afectadas por movimientos epirogénicos asociados a la Orogenia Antler causando una amplia discordancia

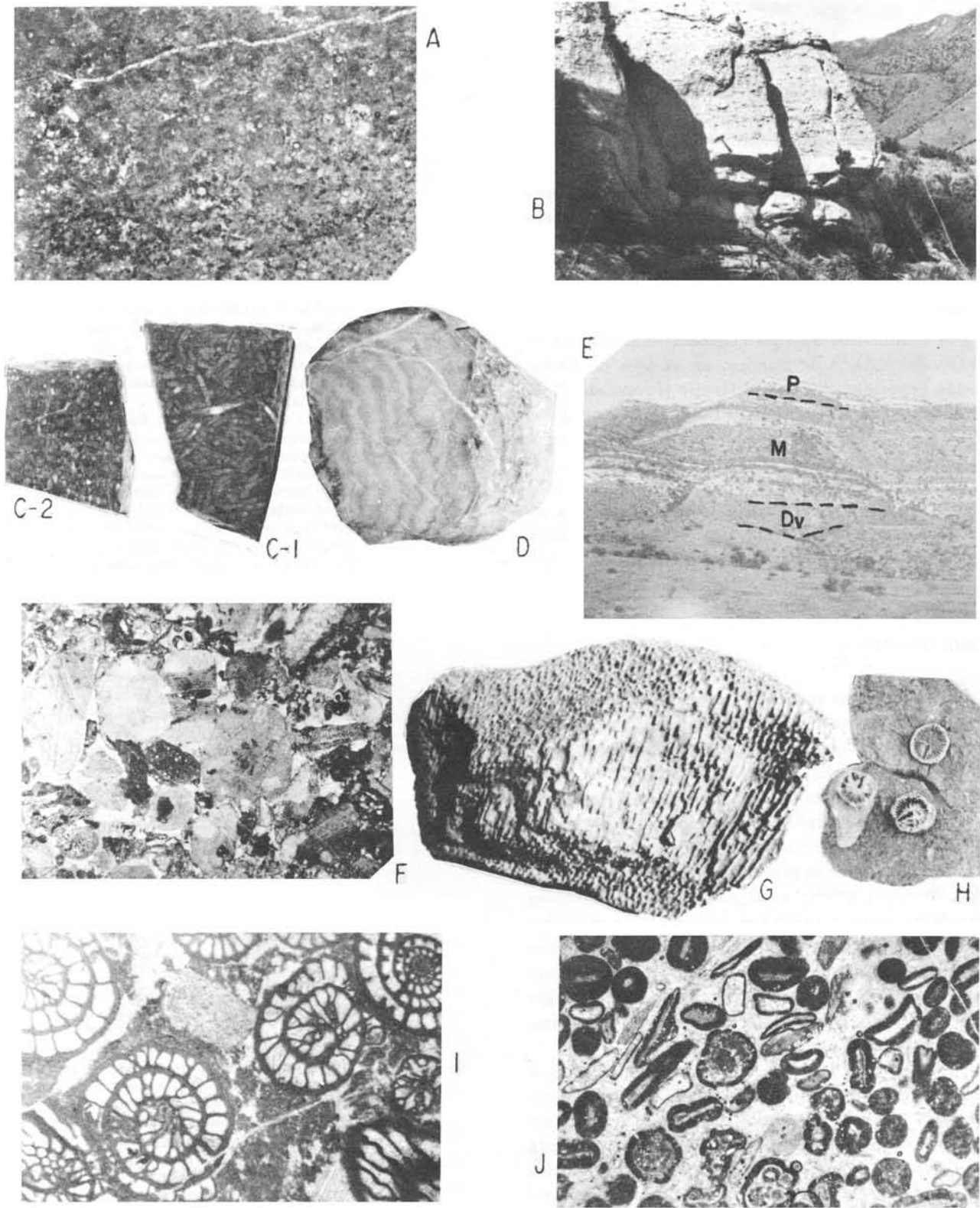


Figura 7.- A) Microfotografía de sección delgada, wackestone de calciesferas del miembro B, secuencia devónica (luz natural x 60); B) Boundstone de estromatopóridos y briozoarios que se encuentra en la cima del miembro B; C) Sección pulida, packstone de *Amphipora*, corte longitudinal (C-1) y corte transversal (C-2), x 0.5; D) Sección pulida de *Actinostroma*, corte transversal, x 0.5; E) Flanco oriental del Cerro Caloso, muestra afloramiento de la secuencia misisípica (M) y parte de las secuencias devónica (Dv) y pensilvánica (P); F) Grainstone (encrinita), secuencia misisípica (L. N., x 60); G) *Syringopora* sp., x 0.25; H) *Sychnoelasma* sp., x 0.5; I) Packstone de fusulinidos (*Triticites* sp.), secuencia pensilvánica (L. N., x 60) y J) Packstone-grainstone de oolitos cementados por esparita, secuencia pensilvánica, unidad 16, (L. N., x 60).

entre las rocas devónicas y misisípicas (Armstrong *et al.*, 1980).

Considerando la distribución regional de las distintas facies del Devónico Superior (Caliza Martin, Formación Swisshelm, Lutita Percha, etc.) y su carácter marino pero fuertemente influenciado por sedimentos terrígenos, se supone que estos depósitos y, en particular, los de la secuencia devónica aquí reportada, fueron formados en un ambiente marino de aguas muy someras (de acuerdo con Wilson, 1975, una asociación coralina similar a la contenida en estas rocas se formó a profundidades que fluctúan entre 5 y 10 m) que recibía un aporte abundante de terrígenos proveniente de las áreas emergidas.

Los sedimentos de tipo eugeosinclinal afloran en el centro del Estado de Sonora, en el área de Cobachi, están representados por el Grupo Guayacan (Noll, 1981) de edad fameniana. Según Poole y colaboradores (1983), estos depósitos eugeosinclinales fueron acrecionados en el margen suroccidental de Norteamérica durante el Pérmico; sin embargo, Silver y Anderson (1983) afirman que, estas rocas fueron trasladadas hasta su posición actual desde las Montañas Roberts de Nevada debido a un desplazamiento lateral-siniestro de la Megacizalla Sonora-Mojave.

SISTEMA MISISIPICO

La secuencia de rocas que representa este sistema está bien expuesta en el frente oriental del Cerro Caloso (Figura 7E) donde forma acantilados de calizas masivas, las cuales se caracterizan por la abundancia de corales solitarios y de crinoides; contienen también corales coloniales, gran cantidad de braquiópodos y restos de equinodermos. Estas rocas son de color gris claro y entre las capas masivas se presentan intervalos de calizas de estratificación gruesa a delgada. Varios horizontes corresponden en su totalidad a *grainstone* de crinoides o encrinitas cuyos granos no contienen cemento y rara vez las calizas son arcillosas. Se hicieron varias láminas delgadas de ellas y con base en la información obtenida se determinó tanto sus microfacies como su posible ambiente de depósito.

El espesor medido de la secuencia misisípica es de 197 m y su edad se determinó por su posición estratigráfica y por su contenido de fósiles. Las características litológicas y la posición estratigráfica de esta secuencia permiten correlacionarla con otras de Arizona y Sonora. La sección fue medida en el flanco oriental del Cerro El Caloso y a continuación se describe por unidades enumeradas de la cima a la base.

Unidad	Espesor en metros
15	Calizas masivas, varían de <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> , contienen escasas intercalaciones de bandas de <i>packstone-grainstone</i> . Son de co-

	lor crema en superficie fresca y azul claro en superficie intemperizada. Presenta bandas de pedernal y no contienen fósiles. Afloran formando acantilados..... 26
14	Calizas de estratificación mediana (<i>grainstone</i> , encrinitas) que varían de calcarenitas a calcirruditas, presentan abundantes capas delgadas, lentes y nódulos de pedernal y contienen abundantes corales solitarios. En la base de esta unidad existen calizas arcillosas con escasos restos de crinoides..... 13
13	Calizas masivas de color blanco a gris claro en ambas superficies, con abundantes corales solitarios, braquiópodos y muy escasos gasterópodos. En la base son <i>grainstone</i> , encrinitas y calcirruditas que, hacia la cima pasan a calcarenitas. Afloran formando acantilados..... 22
12	Calizas de estratificación delgada a mediana, de color gris oscuro de intemperismo y gris claro en superficie fresca, varían de <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> y sus granos son principalmente restos de crinoides..... 17
11	En la base de esta unidad (los primeros 4 m) se presentan calizas de estratificación mediana a gruesa, con diastratificación y algunos lentes de conglomerados intraformacionales. Los restantes 15 m hacia la cima son calizas masivas que forman acantilados, constituidas por <i>packstone-grainstone</i> , y encrinitas, que en algunos horizontes no presentan ni matriz ni cemento (Figura 7F)..... 19
10	Calizas de estratificación delgada a media; algunas capas son <i>mudstone-wackestone</i> intercaladas con <i>packstone-grainstone</i> de restos de crinoides y algunas capas de calizas arcillosas. Son de color gris oscuro en superficie fresca y de color gris de intemperismo. Abundan los lentes y nódulos de pedernal amarillo..... 35
9	Unidad cubierta por derrumbes provenientes de los acantilados sobreyacentes; sólo en algunos afloramientos se observan calizas arcillosas de estratificación delgada y de tonalidad clara..... 38
8	Calizas arcillosas y arenosas, de estratificación delgada a mediana. En su parte media presenta delgadas capas de lodolita. Son de color gris oscuro. En su parte media contiene escasos gasterópodos y corales tipo <i>Zaphrenites</i> en su cima..... 25
7	Calizas de estratificación delgada a mediana. Contienen abundantes granos de terrígenos del tamaño del limo y granos bioclásticos dispuestos en bandas, mostrando diastratificación en pequeña escala. En algunos horizontes son calizas intraclásticas. Son de color gris oscuro en superficie fresca y de intemperismo. En la base de esta unidad se presenta un horizonte delgado que contiene corales solitarios y corales coloniales..... 13

6	Capa índice de caliza que varía de <i>wackestone</i> a <i>mudstone</i> de estratificación gruesa. Es de color blanco a azul claro de intemperismo y de color café a gris en superficie fresca. 3	3
5	Calizas constituidas por <i>wackestone-packstone</i> , de estratificación delgada a mediana. Son de color gris en superficie fresca y de intemperismo. 19	19
4	Calizas de estratificación gruesa a muy gruesa, que varían de <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> . Son de color azul claro de intemperismo y gris oscuro en superficie fresca. 13	13
3	Calizas de <i>packstone-grainstone</i> de restos de fósiles, oolitas y crinoides. Presentan estratificación gruesa pero mal desarrollada, son de color gris oscuro en superficie fresca y de intemperismo. Contienen escasos corales solitarios. 12	12
2	Calizas masivas que forman acantilados. Son de <i>grainstone</i> , encrinadas en la base de la unidad y <i>grainstone</i> de oolitas en la cima. Son de color blanco a crema y varían de calcarenitas a calcirruditas. Contiene corales coloniales del tipo <i>Syringopora</i> . En lámina delgada se clasifican como <i>grainstone</i> , bioesparita, calcarenita. Los granos (restos de crinoides, espinas, placas de equinodermos, restos de braquiópodos, ostrácodos, oolitas y escasos intraclastos) tienen buena clasificación y están redondeados y muy retrabajados. 17	17
1	En la base de esta unidad se presentan calizas arcillosas, de estratificación mediana, sin fósiles. Son de color rojizo y contienen escasos parches de dolomitización. Hacia arriba pasan a calizas <i>packstone</i> de restos de fósiles, de estratificación mediana y de color gris claro. Los últimos 15 m hacia la cima son <i>packstone</i> y calcarenita, con abundantes restos de crinoides (encrinada), de estratificación mediana a gruesa, de color crema de intemperismo y rosado-crema en superficie fresca. 25	25
	Total 297 m	

De esta sección se han identificado los siguientes fósiles que son indicativos del Misisípico:

Corales:

- Triplophyllites (Homalophyllites) circularis* Easton
- Cyathozonia cordillerensis* Easton
- Trochophyllum (Trochopyllum) sp.*
- Neozaphrenites sp.*
- Syringopora sp.* (Figura 7G)
- Stelchophyllum microstylum*
- Caninophyllum sp.*
- Sychnoelasma ? sp.* (Figura 7H)

Braquiópodos:

- Cyrtospirifer cf. C. latior* (Swallon)
- Punctospirifer sp.*

- Crurythyris sp.*
 - Schizophoria sulcata* Sanders
 - Cleiothyridina sp.*
 - Spiriferider sp.*
 - Hustedia sp.*
 - Composita sp.*
 - Spirifer tenuicostatus* Hall
 - Spirifer louisianensis* Rowley
 - Dielasma chouteaunensis* Weller
 - Schuchertella cf. S. poposiensis* (C. Bianson)
 - Orthotetes sp.*
- Gasterópodos
- Borestus sp.*

De esta fauna solamente *Stelchophyllum microstylum* y *Sychnoelasma sp.* proporcionaron una edad tounaisiana (Kinderhookiano-Osageana). Estos ejemplares se colectaron dentro de la unidad 7, por lo que fechan, al menos, la mitad inferior de la secuencia misisípica.

El límite inferior de la secuencia misisípica se considera ubicado en el nivel donde las calizas con restos de crinoides reemplazan a la sedimentación más terrígena de la secuencia devónica con la que, aparentemente, es transicional; sin embargo, los argumentos regionales ya mencionados (Armstrong *et al.*, 1980) consideran a dicho límite como una discordancia. El límite superior de la secuencia misisípica fue ubicado en la cima de la unidad 15 ya que, la unidad 16 contiene fusulínidos del Atokano; no obstante, existen evidencias regionales para suponer que, el límite entre el Misisípico y el Pensilvánico es discordante, aunque dicha discordancia no se observó en el campo. Por el contrario, la secuencia parece continuar en forma concordante y transicional hacia arriba.

CORRELACION BIOESTRATIGRAFICA Y DISCUSION REGIONAL

La secuencia misisípica del área estudiada es muy similar en su litología y fauna fósil a la Caliza Escabrosa (Ransome, 1904) que aflora en las Montañas Mule y en otros lugares del sureste de Arizona, por lo que es correlacionable con ella (Figura 7). La Formación Paradise que solamente se encuentra en las Montañas Chiricahua, también en el sureste de Arizona (Sabins, 1957), donde sobreyace a la Formación Escabrosa y que también está muy bien representada en Nuevo México, no se encuentra representada en el área de estudio, posiblemente su ausencia se deba a erosión.

Armstrong y colaboradores (1981) propusieron que, las rocas misisípicas de la región de Caborca en el noroeste de Sonora, agrupadas en las formaciones Represo y Venada, fueron depositadas en un mar de extensión semejante a la de los mares que cubrían Arizona y Nuevo México. Tales rocas son litológica y paleontológicamente parecidas a las de las secuencias del sureste de Arizona y suroeste de Nuevo México, las cua-

les se acumularon en la Cuenca de Pedregosa. La Formación Represo es de edad kinderhookiana-osageana y la Formación Venada es de edad merameciana tardía (Brunner, 1976). Cabe mencionar que una gran cantidad de braquiópodos y corales de estas formaciones reportados por Easton (1958) también han sido identificados como pertenecientes a la secuencia aquí descrita (B. E. Buitrón, comunicación escrita, 1983).

Los braquiópodos y corales de las rocas misisípicas de la Sierra del Tule, son similares a los de la Caliza Escabrosa de Arizona y los de las formaciones Kelly y Caloso de las Montañas Magdalena del centro-occidente de Nuevo México. La Formación Kelly es de edad osageana y la Formación Caloso es kinderhookiana o del Osageano temprano (Armstrong, 1958).

La Cuenca de Pedregosa cuyo desarrollo se inició durante el Misisípico y continuó hasta el Pérmico, alojó también a la secuencia permo-carbonífera de la Sierra del Tigre (Imlay, 1939) la cual puede correlacionarse con la de la Sierra del Tule por haber sido formada en la misma cuenca marina y por su parecido litológico. Las rocas misisípicas de la Sierra del Tigre consisten aproximadamente en 400 m de calizas masivas y gruesas, crinoidales, que contienen una rica fauna de braquiópodos indicativa de una edad anterior al Merameciano tardío.

La secuencia misisípica de las Montañas Mule es misisípica tardío-temprana (Hayes y Landis, 1964) y es posible que, la secuencia de la Sierra del Tule estudiada presente esta edad en sus niveles más altos, ya que ambas secuencias poseen un gran parecido litológico y paleontológico (Figura 8).

Otros afloramientos de rocas misisípicas, cercanas al área de estudio, son los de la Sierra Los Ajos y los del Cerro Cabullona los cuales han sido estudiados en forma general (Aponte, 1974; Viveros, 1965).

AMBIENTE DE DEPOSITO

Las facies y microfacies de la secuencia carbonífera indican una sedimentación cíclica para estas rocas, la cual es más marcada para la secuencia misisípica. Este tipo de sedimentación es muy común en las rocas pensilvánicas del sur de Nuevo México (Wilson, 1967). En la secuencia aquí estudiada la sedimentación marina cíclica se manifiesta por la alternancia de capas masivas de calizas con intervalos de calizas y calizas con contaminación terrígena en estratos medianos y delgados; las primeras señalan avances marinos y las segundas indican regresiones.

Por estudios petrográficos se ha determinado las microfacies de estos sedimentos y éstas aunadas a su fauna y características primarias macroscópicas han permitido interpretar el posible ambiente de su depósito. Los horizontes de calizas masivas se clasifican como encrinitas, *grainstone-packstone*, que varían de calcarenitas a calcirruditas y pertenecen a las SMF 11 y 12

(*Microfacies Estándard de Wilson, 1975*). Estas corresponden a un ambiente de aguas agitadas y someras que se presentan en el Cinturón Estándard de Facies 6, de Wilson (*op. cit.*, p. 26-27, fig. II-4). Los intervalos de calizas que se observan entre las calizas masivas se caracterizan por ser *mudstone-wackestone-packstone*, de estratificación delgada a mediana, con algunos horizontes que presentan contaminación terrígena; contienen principalmente una abundante fauna de corales y braquiópodos y bajo el microscopio pueden observarse abundantes restos de briozoarios, algas, crinoides y ostrácodos. Estas pertenecen a las SMF-9 y SMF-8 denotando facies que se hallan en un ambiente marino de plataforma abierta (Cinturón Estándard de Facies 7), donde la profundidad es somera, la circulación moderada y la salinidad esencialmente normal. Así, esta alternancia de facies indicativas de los Cinturones Estándard de Facies 6 y 7 (Figura 9), señalan una sedimentación cíclica, representativa de los avances y regresiones del nivel del mar.

SISTEMA PENSILVANICO

Las rocas del Sistema Pensilvánico afloran dentro del área de estudio, en el Cerro El Tule, ladera oriental del Cerro Caloso y en el Cerro Agua Dulce. La mejor exposición se presenta en el Cerro El Tule, donde afloran con un rumbo noroeste e inclinación casi vertical (Figura 2).

La diferencia entre estas rocas y las misisípicas es muy notoria en sus afloramientos ya que, mientras las primeras son calizas de estratificación delgada a gruesa, las segundas son calizas masivas, crinoidales, que forman acantilados y contienen estratos más delgados intercalados entre las capas masivas. También se observan diferencias en su contenido faunístico. Las rocas misisípicas se caracterizan por la abundancia de corales solitarios y de braquiópodos, mientras que, en las rocas pensilvánicas esas formas son escasas, predominando en ellas las coquinas de fusulínidos y los briozoarios.

Se logró medir para las rocas pensilvánicas un espesor de 387 m, el cual es incompleto ya que, en el Cerro El Tule, que es donde se presenta un espesor más completo, su cima está erosionada y sobre ella se encuentra depositado, en discordancia angular, el Conglomerado Glance del Cretácico Inferior. Del mismo modo, en los otros lugares donde aflora, su cima siempre está erosionada o se presenta en contacto de falla contra las rocas pérmicas, como es el caso de la ladera meridional del Cerro Caloso. Sin embargo, se considera que el espesor erosionado faltante no es muy grande ya que, en la cima de la secuencia del Cerro El Tule fue determinada la presencia de los sedimentos del Virgiliano, que corresponden al Pensilvánico Tardío.

Gracias a la determinación de fusulínidos se logró precisar para esta secuencia la presencia de los pisos

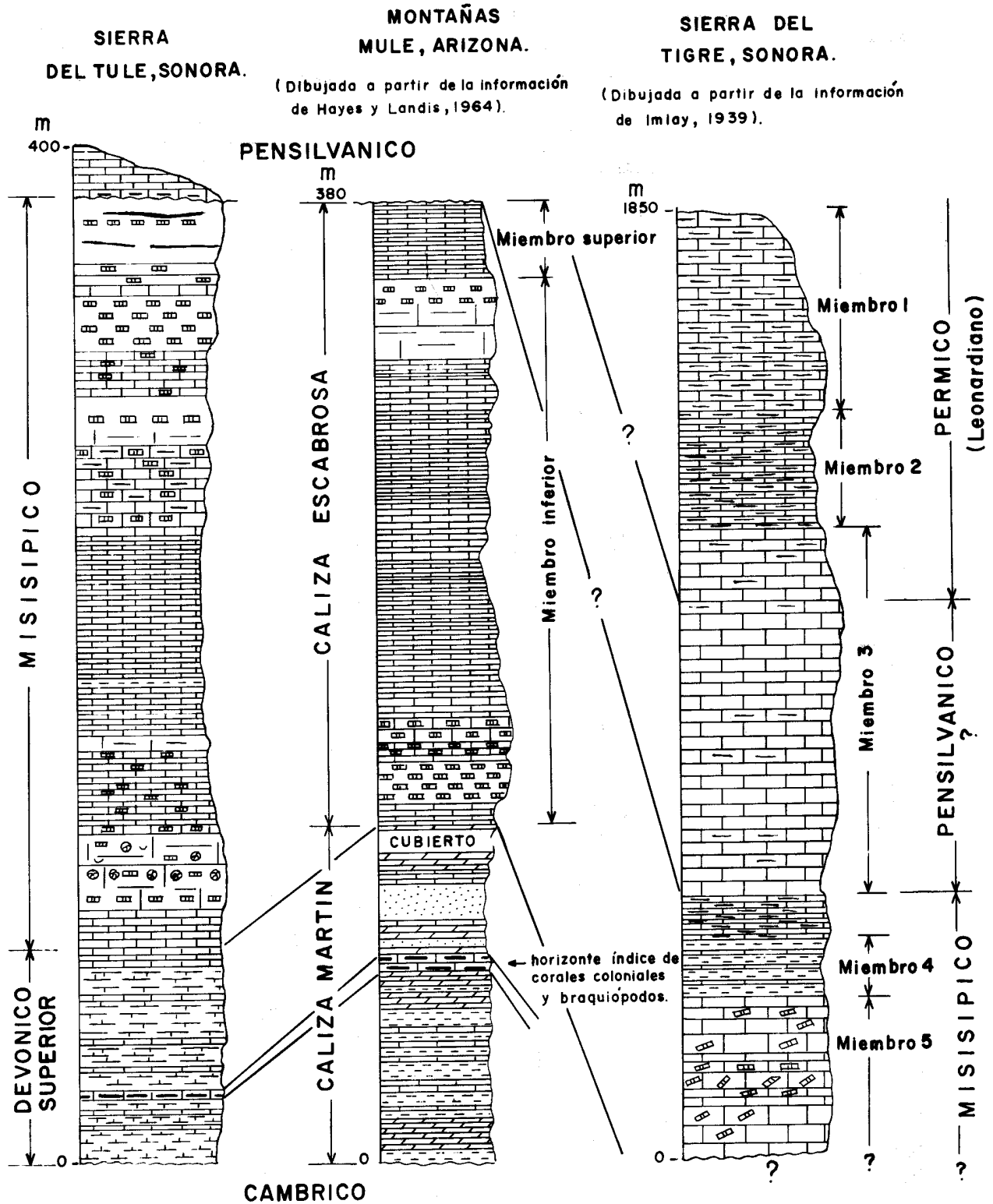


Figura 8.- Correlación entre las secciones del Paleozoico superior de la Sierra del Tule, Montañas Mule de Arizona y Sierra del Tigre, Sonora.

Atokano, Desmoinesiano, Misouriano y Virgiliano, pero no así la del piso Morrowano.

A continuación se describe litológicamente la secuencia pensilvánica medida en el Cerro El Tule, enumerándose por unidades de la cima a la base.

<i>Unidad</i>	<i>Espesor en metros</i>
28 Calizas en estratos gruesos y masivos de color gris claro de intemperismo y gris oscuro en superficie fresca, que son <i>mudstone-wackestone</i> con restos de algas y briozoarios. Contiene algunos niveles de <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> de fusulínidos que dan una edad virgiliana.....	60
27 Calizas de estratos medianos en su base, que se vuelven masivos hacia la cima, son de color gris claro y varían de <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> . En su mitad inferior contienen un horizonte de <i>packstone-grainstone</i> de fusulínidos de edad misouriana (Figura 7I).....	30
26 Intervalo parcialmente cubierto, pero en algunos afloramientos aislados se observan estratos de caliza delgados a medianos intercalados con lodolitas y calizas arcillosas.....	30
25 Alternancia de estratos de calizas que varían de <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> con intervalos de calizas arcillosas. Se presentan restos de crinoides en algunas capas y en la base una capa delgada que es una coquina de fusulínidos.....	15
24 Calizas masivas de color azul claro de intemperismo y gris claro en superficie fresca. Es <i>wackestone</i> con fusulínidos y restos de crinoides.....	15
23 <i>Wackestone</i> de caliza en estratos gruesos a masivos de color crema en superficie fresca y de color azul claro de intemperismo. Contiene escasos restos de crinoides.....	15
22 Calizas que varían de <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> , de color azul claro de intemperismo y de color crema en superficie fresca, en la base de este intervalo son de estratificación media a gruesa y hacia la cima pasan a estratificación delgada a media.....	45
21 Calizas arcillosas y lodolitas interestratificadas, se observan en estratos muy delgados; son de color rosado y crema en superficie intemperizada y de color crema claro en superficie fresca. En la cima del intervalo se presenta laminación ondulante con gran cantidad de restos de crinoides, abundantes briozoarios, braquiópodos bien conservados y corales solitarios. En lámina delgada se observan, además, restos de algas y equinodermos y escasos ostrácodos; los granos se encuentran en una matriz de lodo calcáreo con algunos granos de cuarzo de tamaño limo y con algo de óxido de fierro en la matriz. Los briozoarios y los	

	demás fósiles presentan alineación, debido a corrientes. También se presentan fusulínidos escasos indicativos al Pensilvánico Medio.....	45
20	<i>Wackestone-packstone</i> con restos de crinoides principalmente, en estratos delgados con interestratificación de lodolitas calcáreas en estratos delgados.....	15
19	Intercalaciones de <i>wackestone</i> y <i>packstone</i> , en estratos delgados. En la cima, este intervalo contiene abundantes lentes de pedernal y en un horizonte se presentan montículos (<i>mounds</i>) del coral colonial <i>Chaetetes</i> que es típico del Pensilvánico Medio.....	15
18	Calizas en estratos medianos y gruesos, a veces con intercalaciones de calizas arcillosas. Son de color gris-azul y azul claro de intemperismo y de color gris oscuro en superficie fresca. En la base del intervalo se clasifican como <i>wackestone-packstone</i> , pero en la cima se encuentran algunos niveles de <i>grainstone</i> de crinoides y fusulínidos. Vistas al microscopio se observa que contienen escasos restos de algas, placas de equinodermos, abundantes crinoides y ostrácodos; también se observan otros foraminíferos, como paleotextuláridos. Los fusulínidos de este nivel han dado una edad atokana tardía.....	30
17	Calizas de estratificación mediana delgada con algunas intercalaciones de lodolita calcárea, son de color gris claro en superficie fresca y azul-gris de intemperismo. Cuando se observan al microscopio se clasifican como <i>wackestone</i> , y los granos son de fusulínidos, restos de algas y braquiópodos, placas de equinodermos, algunos granos de cuarzo de tamaño limo y escasos paleotextuláridos; los granos y la matriz (lodo calcáreo) presentan alineación formando laminaciones. A veces se observan lentes de <i>packstone-grainstone</i> de crinoides bastante retrabajados.....	30
16	Calizas de estratificación media a gruesa que a veces contienen intercalaciones de lodolitas calcáreas en estratos delgados. Son de color azul claro en superficie intemperizada y gris claro a crema en superficie fresca. En la mitad inferior de este intervalo varían de <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> con niveles ricos de oolitas y otros en fusulínidos; contienen también restos de crinoides, placas de equinodermos, briozoarios y fragmentos de braquiópodos que generalmente están cementados por esparita o contienen poca matriz (Figura 7J). En la mitad superior de este intervalo varían de <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> con algunos niveles de fusulínidos; contienen restos de crinoides, algas, briozoarios y braquiópodos y algunas capas con <i>mudstone-wackestone</i> con escasas pellas. Los fusulínidos de	

estos niveles han dado edad atokana temprana 42
Total: 387

15 Sección misisípica

De la secuencia pensilvánica se determinaron los siguientes fósiles:

Braquiópodos:

Crurythyris
Hustedia sp.
Punctospirifer

Briozoarios:

Prismopora sp.
Cyclotrypa sp., provienen del paquete 21

Fusulínidos:

De las unidades 16 y 18

Profusulinella apodaciensis Thompson, de edad atokana temprana

Millerella sp., de edad atokana

Fusulinella velmae Thompson, de edad atokana

Fusulinella deveza Thompson, de edad atokana

Wedekindellina sp., de edad atokana

Fusulinella iowensis Thompson, de edad atokana

tardía

Fusulinella haymondensis Skinner y Wilde, de edad atokana tardía

De la unidad 21

Fusulinella o *Fusulina* (en Norteamérica la Serie Desmoinesiana coincide con la Zona de *Fusulina* e incluye algunas formas avanzadas de *Fusulinella*).

De la unidad 27

Triticites primarios Merchant y Keroher, de edad misouriana

De la unidad 28

Triticites bensonensis Ross y Tyrell, de edad virgiliana

Triticites ventricosus de edad virgiliana

Otras formas determinadas en láminas delgadas son:

Climacamina sp.

Tubiphytes sp. y paleotextuláridos

Corales:

Chaetetes sp.

El límite inferior de la secuencia pensilvánica se tomó entre la base de la unidad 16 y la cima de la 15; la unidad 16 es el horizonte más bajo donde aparecen los fusulínidos. El que no se haya encontrado fusulínidos u otros fósiles de edad morrowana, es una evidencia más para probar que los estratos de esa edad no se encuentran representados y que, por lo tanto, la secuencia pensilvánica está sobreyaciendo discordantemente a la misisípica.

El límite superior de la secuencia pensilvánica se encuentra erosionado y por lo tanto su espesor está incompleto en el Cerro del Tule y flanco oriental del Cerro Caloso. En el flanco sur de este último cerro, las secuencias pensilvánica y pérmica están en contacto

por una falla normal la cual corta parte de ambas secuencias.

CORRELACION

En el sureste de Arizona, los sistemas Pensilvánico y Pérmico se consideran incluidos en el Grupo Naco el cual incluye a las Formaciones Horquilla, Earp, Colina, Epiaph, Scherrer y Concha.

La secuencia pensilvánica del área estudiada, se considera correlacionable con la Formación Horquilla del sureste de Arizona por la gran similitud litológica y faunística que muestra con ella. En las Montañas Mule, al igual que en el área del Tule, la Formación Horquilla no contiene en su base los estratos de edad morrowana, siendo los de edad atokana los que descansan en discordancia sobre la Formación Escabrosa. En el sureste de Arizona, el límite entre la Formación Horquilla y la Formación Earp se coloca donde los sedimentos más terrígenos de esta última empiezan a predominar sobre los carbonatos de la Formación Horquilla, presentándose dicho límite dentro del paquete de edad virgiliana, siendo de este modo la Horquilla del Pensilvánico y la Earp del Virgiliano-Wolcampiano. En la sección estratigráfica aquí presentada no es posible ubicar el límite entre los sedimentos correlacionables con la Horquilla y los que lo son con la Earp, ya que se encuentra erosionada o cubierta la cima de la secuencia pensilvánica.

Otras rocas de posible edad pensilvánica que se han reportado del noreste de Sonora son en la Sierra de Los Ajos, Cerro Cabullona, área de la Mina de Cananea y Sierra del Tigre. De este último lugar, Imlay (1939), reporta una secuencia de sedimentos de aproximadamente 600 m de espesor a los cuales les asigna una edad pensilvánica, pero sin tener para ello determinaciones de fósiles.

AMBIENTE DE DEPOSITO

Según el mapa de isopacas del Pensilvánico que presentan Wilson y colaboradores (1969) para la región del sureste de Arizona, Nuevo México y Chihuahua, las secuencias de esta edad y que afloran en el noreste de Sonora, fueron depositadas en un ambiente de plataforma que se ubicaba al noroeste de la Cuenca de Pedregosa.

Según el análisis petrográfico que se hizo en láminas delgadas provenientes de la secuencia pensilvánica aquí reportada se observó que predominan las microfácies *wackestone* y *packstone*, observándose sólo escasos niveles de *grainstone* y *mudstone*. Los fusulínidos son abundantes y también son comunes los restos de algas, briozoarios y crinoides. Pertenecen a las SMF-8, SMF-9 y SMF-10 de Wilson (1975) y se ubican dentro del Cinturón de Facies 7 del mismo autor, el cual indica un ambiente de plataforma de mar abierto

situado detrás (hacia el lado del continente) del margen de plataforma, de aguas generalmente someras, de salinidad normal y circulación moderada, estas condiciones permitían la proliferación de la vida marina.

Las determinaciones de fusulínidos obtenidas de estas rocas y especialmente las provenientes de las unidades 16 y 18, muestran una gran afinidad con las asociaciones típicas de la región faunal "Midcontinente-Andino" de C. A. Ross (1976).

SISTEMA PERMICO

La secuencia pérmica de escaso espesor que aflora en esta área estudiada se presenta en el flanco sur del Cerro Caloso, donde se encuentra en contacto con las rocas pensilvánicas a lo largo de dos fallas normales de fuerte desplazamiento (una de las cuales es inferida), formando las rocas pérmicas al bloque hundido.

Los estratos del Pérmico afloran con un rumbo N 40° E y con una inclinación leve hacia el noroeste. El espesor de la secuencia es de 140 m, estando los 30 m basales cubiertos por derrumbes. La cima de la secuencia pérmica está erosionada.

Aunque los 100 m basales no contienen fósiles diagnósticos de su edad, se ha supuesto para estas rocas una edad pérmica temprana, debido a su posición estratigráfica, su correlación con secuencias en áreas cercanas conocidas y por la determinación de su contenido fosilífero en sus niveles más altos.

La descripción litológica de la secuencia aflorante se hace a continuación (Figura 9):

En su base afloran 16 m de rocas terrígenas; en su parte inferior son conglomerados finos de capas gruesas y de color café rojizo, sus cantos son no mayores de 5 cm de diámetro y consisten en calizas, areniscas y escaso pedernal cementados por material del tamaño de arena que presenta la misma composición que los cantos. Los conglomerados gradúan hacia arriba a capas delgadas de areniscas de grano fino, de color café rojizo y con diastratificación; en láminas delgadas se le observan granos de cuarzo angulosos pero bien clasificados, aproximadamente 5% de micas que están cementadas por calcita y dolomita y con abundantes óxidos de hierro; sobre las areniscas y completando lo que resta de esta unidad se presentan lodolitas en capas delgadas. Las lodolitas anteriores pasan gradualmente hacia arriba a una unidad de 20 m de calizas en estratos delgados y medianos de color gris claro, micríticas y solamente algunas capas contienen restos de fósiles. Estas pasan a su vez, hacia arriba a 30 m de calizas masivas de color azul claro y rosado de intemperismo y de color oscuro en superficies frescas, micríticas y con escasos restos de fósiles. Sobre ellas se tienen 44 m de calizas de estratificación media con abundantes restos de fósiles como braquiópodos, gasterópodos, briozoarios y escasos corales. Solamente se encontró un nivel con

fusulínidos en estas rocas, el cual se encuentra en la parte media de esta última unidad.

Se identificaron los siguientes fósiles:

Gasterópodos:

Schizotoma sp.

Bellerophon sp.

Shansiella planicosta (Girty)

Braquiópodos:

Dictoyoclostus sp.

Welerella multiplicata

Composita sp.

Foraminíferos

Climacamina sp.

Tuberitina sp.

Nodosaria sp.

Globivalvulina sp. y paleotextuláridos

Fusulínidos:

Schwagerina sp.

Schubertella sp.

La asociación de los fusulínidos y foraminíferos determinados indica una edad wolfcampiana para esta secuencia.

CORRELACION

Por su posición estratigráfica, su edad y su litología esta secuencia es correlacionable con la Formación Earp (virgiliano-wolfcampiana) de las Montañas Mule, tal como la describe Hayes y Landis (1964) y tal vez alcance a ser correlacionable con parte de la Formación Colina (wolfcampiana) descrita por los mismos autores en dicha área.

La Formación Earp se define por sus autores originales como conteniendo "una proporción mucho más alta de depósitos clásticos que cualquiera de las otras formaciones adyacentes" y "la base de la Formación Earp se toma arbitrariamente donde las calizas arcillosas y lutitas rojas se vuelven dominantes sobre las calizas más masivas de la Horquilla" (in Guillerman, 1958). Según este último autor, la Earp se dividió en su afloramiento de las Montañas Peloncillo Central, en un miembro inferior predominantemente clástico y otro superior predominantemente carbonatado, siendo este último un afloramiento muy parecido al de la Sierra del Tule.

En el Cerro de la Morita, cercano al área estudiada, aflora la secuencia pérmica más completa reportada hasta ahora del noreste de Sonora, la cual incluye a las Formaciones Earp, Colina, Epitaph, Scherrer y Concha (según Peiffer-Rangin, F., 1977, informe interno, Instituto de Geología, UNAM). Según Imlay (1939), también en la Sierra del Tigre se presenta una gruesa secuencia carbonatada de edad leonardiana la cual no se ha dividido en formaciones (Figura 8).

Otros afloramientos de rocas de edad wolfcampiana se han reportado de varias áreas del centro de

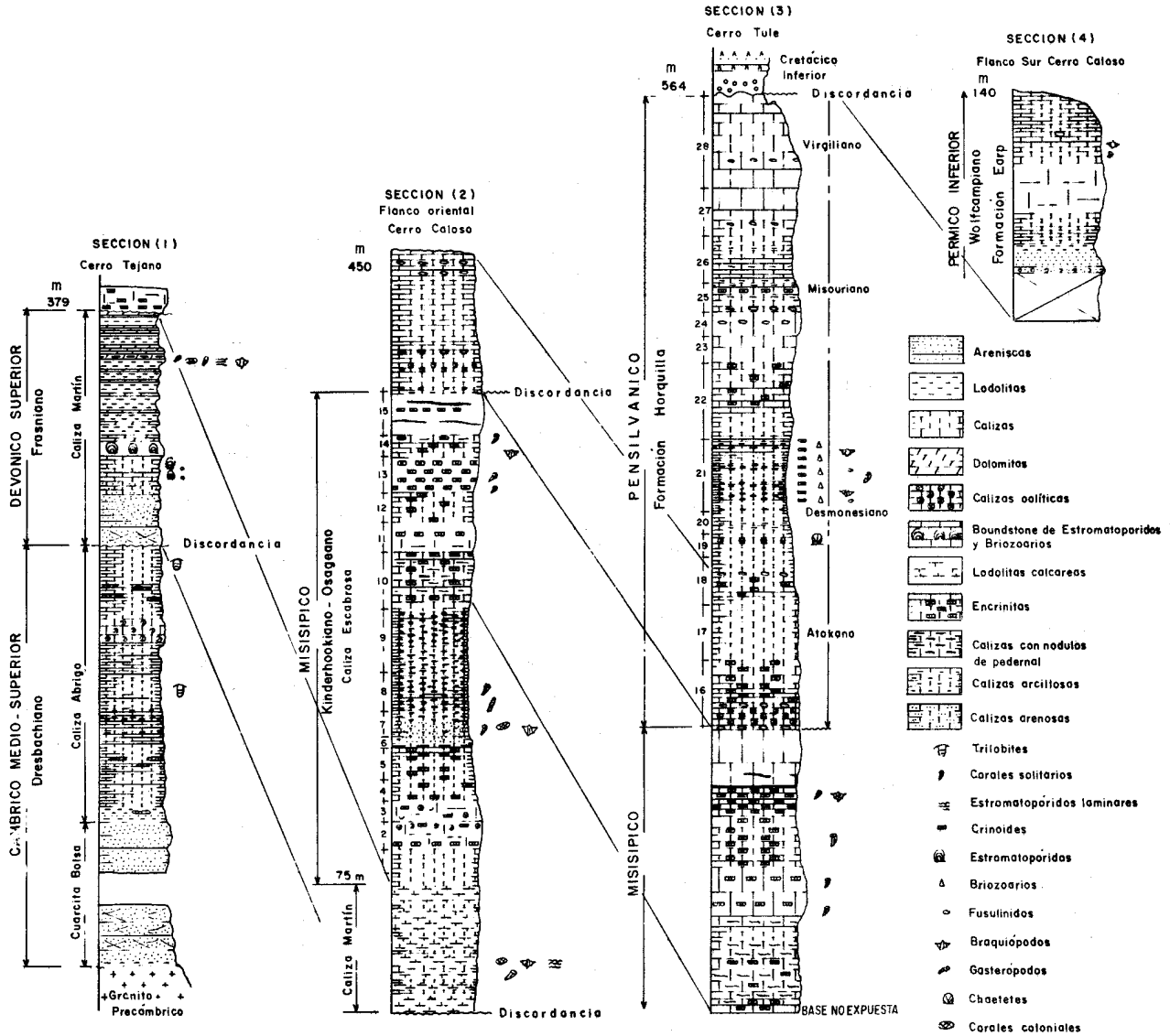


Figura 9.- Columna estratigráfica de la secuencia paleozoica de la Sierra del Tule, Sonora.

Sonora por Menicucci y colaboradores (1982), por Hewett (1978) y por Schmidt (1978).

La secuencia pérmica se encuentra erosionada en su cima y está cubierta en discordancia angular por los sedimentos del Conglomerado Glance del Cretácico Inferior, el cual está constituido por cantos de calizas provenientes de las rocas paleozoicas y precámbricas. Esta profunda discordancia, es la evidencia del fuerte tectonismo que plegó a los sedimentos y retiró a los mares paleozoicos de esta región y el cual se produjo como consecuencia del choque de América del Sur contra el geosinclinal Ouachita-Marathon durante el Pérmico (C. H. Ross, 1979).

AMBIENTE DE DEPOSITO

Los sedimentos de la Formación Earp, que aflora en el sur de Nuevo México y sureste de Arizona, se han interpretado como depósitos que fueron formados en un ambiente cercano a la línea de playa que bordeaba a la Cuenca de Pedregosa (Kottlowski, 1969). En el área estudiada los primeros metros basales clásticos de la secuencia que se atribuye a la Earp, indican un ambiente marino muy somero, los cuales pasan hacia arriba a depósitos carbonatados con presencia de lodos terrígenos y una fauna fósil de gasterópodos y fusulinidos que indican un ambiente de submarea. Esta

sucesión estratigráfica indica también, el inicio de una transgresión marina cuyas aguas cubrieron gran parte del noreste de Sonora al menos hasta el Pérmico medio (Guadalupano) y durante la cual se desarrollaron las formaciones que componen al Grupo Naco. Ejemplo de esto es la presencia de todas las formaciones pérmicas del Cerro de la Morita y de la gruesa secuencia leonardiana de la Sierra del Tigre.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo fue elaborado como parte del Proyecto 009 del Instituto de Geología, UNAM, y no hubiera podido concluirse sin el valioso apoyo que desinteresadamente brindaron varios paleontólogos para la determinación de los fósiles colectados por el presente autor. El Dr. Allison Palmer determinó las trilobites. El Dr. Barney Poole gentilmente estableció el contacto del autor con los Dres. W. A. Oliver Jr. y J. T. Dutton Jr. quienes identificaron los estromatopóridos y los braquiópodos devónicos, respectivamente. La Dra. B. E. Buitrón identificó los braquiópodos, corales y gasterópodos misisípicos, mientras que el Dr. C. H. Stevens los fusulínidos y corales devónicos y misisípicos y el Dr. Stanley S. Beus los braquiópodos y gasterópodos devónicos. El Dr. Zoltan de Cserna mejoró notablemente la redacción de este artículo al revisarlo críticamente y el M. en C. Jaime Roldán hizo algunos comentarios a la primera versión del manuscrito. La Sra. Vilma Mondragón mecanografió el texto, mientras que el Sr. Roberto Montaña dibujó las figuras.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Anderson, T. H., y Silver, L. T., 1977, U-Pb isotope age of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Econ. Geology*, v. 72, p. 827-836.
- Aponte, M., 1974, *Estratigrafía del Paleozoico (Cámbrico-Pensilvánico) del centro de Sonora*: México, D. F., Inst. Politéc. Nal., Escuela Sup. Ing. Arquitectura, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- Armstrong, A. K., 1958, The Mississippian of west-central New Mexico: *New Mexico State Bur. Mines and Min. Resources*, Mem. 5, 50 p.
- Armstrong, A. K., Mamet, B. L., y Repetski, J. E., 1980, The Mississippian System of New Mexico and southern Arizona: *in* Fouch, T. D., y Magathan, E. R., eds., *Paleozoic paleogeography of the west-central United States*. Denver, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Rocky Mountain Section, p. 82-100.
- Armstrong, A. K., Mamet, B. L., y Brunner, P., 1981, Mississippian stratigraphy, southern New Mexico, Arizona, and Sonora, Mexico: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 13, p. 42 (resumen).
- Beus, S. A., 1978, Late Devonian (Frasnian) invertebrate fossils from the Jerome Member of the Martin Formation, Verde Valley, Arizona: *Jour. Paleontology*, v. 52, p. 40-54.
- Brunner, P., 1975, Estudio estratigráfico del Devónico en el área de El Bisani, Caborca, Sonora: *Revista Inst. Mex. Petróleo*, v. 7, p. 16-45.
- 1976, Litología y bioestratigrafía del Misisípico en el área de El Bisani, Caborca, Sonora: *Revista Inst. Mex. Petróleo*, v. 8, p. 7-41.
- Cooper, G. A., y Arellano, A. R. V., 1954, Geología y paleontología de la región de Caborca, noroeste de Sonora: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología*, Bol. 58, 259 p.
- Day, J. E., y Beus, S. A., 1982, *Turbonopsis apachiensis*, a new species of Archeogastropod from the Devonian (Frasnian) of Arizona: *Jour. Paleontology*, v. 56, p. 1119-1123.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *in* Ham, W. E., ed., *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petroleum Geologist, Mem. 1, p. 108-121.
- Easton, W. H., 1958, Mississippian fauna in northwestern Sonora, Mexico: *Smithsonian Misc. Coll.*, v. 119, núm. 3, 87 p., 9 lám., 3 fig.
- Epis, R. C., Gilbert, C. M., y Langenheim, R. L., 1957, Upper Devonian Swisshelm Formation of southeastern Arizona: *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, v. 41, p. 2243-2256.
- Folk, R. L., 1962, Spectral subdivisions of limestone types: *in* Ham, W. E., ed., *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 1, p. 62-84.
- 1969, *Petrología de rocas sedimentarias: México*, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, 320 p.
- Gómez-Tagle, A., 1967, *Estudio geológico de la Sierra de Las Mesteñas, Municipio de Fronteras, Estado de Sonora*: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 59 p. (inédita).
- González-León, Carlos, 1982, *Bioestratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, norte de Sonora*: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, VI Convención Nacional, p. 40-41 (resumen).
- Guillerman, E., 1958, Geology of the central Peloncillo Mountains, New Mexico and Arizona: *New Mex. Bureau of Mines, Bull.* 57, 152 p.
- Guilluly, James, 1956, *General geology of central Cochise Country, Arizona*, Geol. Survey Prof. Paper 281, 169 p.
- Harbour, R. L., 1972, *Geology of the northern Franklin Mountains, Texas and New Mexico*: U. S. Geol. Survey, Bull. 1298, 129 p.
- Hayes, P. T., y Landis, E. R., 1964, *Paleozoic stratigraphy of the southern part of the Mule Mountains, Arizona*: U. S. Geol. Survey, Bull. 1202-F, p. 1-43.

- Heckel, P. H., 1972, Recognition of ancient shallow marine environment: in Rigby, J., y Hamblin, W., eds., Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ. Paleontologist and Mineralogist, Spec. Publ. 16, p. 226-286.
- Hewett, R. L., 1978, Geology of the Cerro La Zacatera area, Sonora, Mexico: Flagstaff, Northern Arizona Univ., tesis de maestría, 99 p. (inérita).
- Imlay, R. W., 1939, Paleogeographic studies in northeastern Sonora: Geol. Soc. America Bull., v. 50, p. 1723-1744.
- Kottlowski, F. E., 1969, Summary of late Paleozoic in El Paso border region: New Mexico State Bur. Mines and Min. Resources, Circular 104, p. 38-51.
- Menicucci, S., Mesnier, H., y Radelli, L., 1982, Permian, Triassic and Liassic sedimentation (Barranca Formation) of central Sonora, Hermosillo: Soc. Geol. Mexicana y Asoc. Egresados de Geología de la Univ. Sonora, Notas Geológicas, v. 1, núm. 3, p. 2-8.
- Merriam, C. W., 1940, Devonian stratigraphy and paleontology of the Roberts Mountains, Nevada: Geol. Soc. America Spec. Paper 25, 114 p.
- Mulchay, R. B., y Velasco, R., 1954, Sedimentary rocks of Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the sections at Bisbee and the Swiss-helm Mountains, Arizona: Trans. Am. Inst. Mining, Metall. Engineers, v. 6, p. 628-632.
- Noll, H. H., 1981, Geology of the Picacho Colorado area, northern Sierra de Cobachi, central Sonora, Mexico: Flagstaff, Northern Arizona Univ., tesis de maestría, 165 p. (inérita).
- Pettijohn, F. J., 1957, Sedimentary rocks: Nueva York, Harper and Bros, 628 p.
- Poole, F. G., Baars, D. L., Drewes, H. D., Hayes, P. T., Ketner, K. B., McKee, E. D., Teichert, C., and Williams, J. S., 1967, Devonian of the southwestern United States: in Oswald, D. H., ed., International Symposium on the Devonian System. Calgary, Alberta Soc. Petroleum Geologist, v. 1, p. 879-912.
- Poole, F. G., Sandberg, C. A., y Boucot, A. J., 1977, Silurian and Devonian paleogeography of the western United States: in Stewart, J. H., Stevens, C. H., Fritsche, A. E., eds., Paleozoic paleogeography of the western United States: Los Angeles, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeography Symp., 1, p. 39-66.
- Poole, F. G., Murchey, B. L., y Stewart, J.H., 1983, Bedded barite deposits of middle and late Paleozoic age in central Sonora, Mexico: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 15, p. 299 (resumen).
- Quaide, W. L., 1953, Geology of the central Peloncillo Mountains, Hidalgo Country, New Mexico: Los Angeles, Univ. California, tesis de maestría, 156 p. (inérita).
- Rangin, Claude, 1982, Contribution a l'étude géologique du Système Cordilléraire du Nord-Ouest du Mexique: París, Univ. Pierre et Marie Curie, disertación doctoral, 588 p. (inérita).
- Ransome, F. L., 1904, The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 21, 168 p.
- Ross, C. A., 1976, Development of fusulinid (Foraminiferida) faunal realms: Jour. Paleontology, v. 41, p. 1341-1354.
- Ross, C. H., 1979, Late Paleozoic collision of North and South America: Geology, v. 7, p. 41-44.
- Schmidt, T. G., 1978, Geology of the northern Sierra El Encinal, Sonora, Mexico: Flagstaff, Northern Arizona Univ., tesis de maestría, 80 p. (inérita).
- Silver, L. T., y Anderson, T. H., 1983, Further evidence and analysis of the role of the Mojave-Sonora Megashear (s) in Mesozoic Cordilleran tectonics: Geol. Soc. America, Abstr. with Programs, v. 15, p. 273 (resumen).
- Smith, S., 1945, Upper Devonian corals of the Mackenzie River region, Canada: Geol. Soc. America, Special Paper 59, 126 p.
- Stevenson, F. V., 1945, Devonian of New Mexico: Jour. Geology, v. 53, p. 217-245.
- Stoyanow, A., 1942, Paleozoic paleogeography of Arizona: Geol. Soc. America Bull., v. 53, p. 1255-1282.
- Suczek, C. A., y Stewart, J. H., 1977, Cambrian and latest Precambrian paleogeography and tectonics in the Western United States: in Stewart, J. H., Stevens, C. H., y Fritsche, A. E., eds., Paleozoic Paleogeography of the Western United States. Los Angeles, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeography Symp. 1, p. 1-18.
- Teichert, C., 1965, Devonian rocks and paleogeography of central Arizona: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 464, 181 p.
- Viveros, M. A., 1965, Geología del área Cabullona-Caloso, Municipio de Agua Prieta, Sonora: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 80 p. (inérita).
- Wilson, J. L., 1967, Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 78, p. 05-818.
- 1975, Carbonate facies in geologic history: Nueva York, Springer, 471 p.
- Wilson, J. L., Madrid, A., y Malpica, R., 1969, Microfacies of Pennsylvanian and Wolfcampian strata in southwestern U.S.A. and Chihuahua, Mexico: Ciudad Juárez, New Mex. Geol. Society, Field Conference, 20, Guidebook, p. 80-90.