

UNA NUEVA SECCION DEL PRECAMBRICO DE SONORA; LOS ESTROMATOLITOS Y SU IMPORTANCIA EN ESTOS ESTUDIOS

Sergio Cevallos-Ferriz^{1, 2}
Alfonso Salcido-Reyna² y
Andrés Pelayo-Ledesma²

RESUMEN

Se presenta el estado actual del conocimiento de la secuencia sedimentaria precámbrica de Caborca, Sonora, junto con una revisión de los trabajos geológicos y paleontológicos de los últimos años, comparando principalmente los de Eells (1972), Longoria y colaboradores (1979) y Stewart y colaboradores (en prensa) con los resultados de trabajos de campo llevados a cabo recientemente en varias localidades de la región. Se hace mención de una nueva sección con estromatolitos, diferentes a los descritos previamente, y de la utilidad de los estromatolitos dentro de la estratigrafía precámbrica. Se incluye una revisión histórica de estos fósiles e, indirectamente, se ilustran sus potencialidades.

ABSTRACT

The current status of knowledge of the Precambrian sedimentary sequence of Caborca, Sonora is presented, together with a review of the geological and paleontological work that has been carried out during the last years. The sections described by Eells (1972), Longoria and coworkers (1979) and Stewart and coworkers (in press) are compared with recent work in some new localities of the area. A new stromatolite-bearing section is mentioned, with an assemblage different from those previously described. The utility of the stromatolites in the Precambrian stratigraphy is shown, and the necessity of detailed studies about these fossils is pointed out.

INTRODUCCION

El conocimiento geológico y paleontológico sobre los afloramientos del Precámbrico sedimentario en el área de Caborca, Sonora se ha incrementado en los últimos años (Figura 1). Su estudio abarca el entendimiento no sólo de las rocas aflorantes como tales, sino también la comprensión de los eventos geológicos tectónico-estructurales que estos sedimentos han sufrido a lo largo de millones de años de existencia. Ante la dificultad de esta tarea, es conveniente el trabajo cauteloso y el auxilio de disciplinas afines que en cierta medida ayuden a una mejor comprensión de la historia que estas rocas guardan. La paleontología precámbrica ha demostrado ser de gran utilidad en los estudios estratigráficos, de geología económica, análisis de cuencas sedimentarias y sobre todo en los puntos relacionados con la paleobiología.

En la actualidad, de los afloramientos de la región en cuestión, se conocen al menos ocho columnas estratigráficas levantadas con bastante precisión, incluyendo las tres que aquí se presentan (Figura 2). En base a una primera aproximación, todas son correlacionables litológicamente; el estudio detallado de su contenido fosilífero, junto con variaciones litológicas indican la presencia de al menos dos diferentes conjuntos estromatolíticos que se explican como indicativos de un cambio de facies. Eells (1972) encontró estas dos facies; sin embargo, no lo entendió así y sobrepuso un nivel estromatolítico a otro. En trabajos subsecuentes (Longoria *et al.*, 1979; Mendoza, 1979) se afirma que Eells repitió algunos niveles en su sección compuesta. Stewart (en prensa) publicó una columna estratigráfica compuesta por elementos sugeridos por Longoria y colaboradores (1979) a Eells (1972), estableciendo una serie de correlaciones con la región suroccidental de los Estados Unidos de América.

El presente artículo se basa en una amplia revisión bibliográfica, así como en la visita a las siguientes localidades (Figura 1): Cerrito de la Milla, Cerros Pitiquito, Cerro Clemente, cerros al SW de La Ciénega, Rancho San Agustín, Cerros Aquituni, Cerros Calave-

ras y la porción meridional de la Sierra del Viejo, contándose con un total de 30 días efectivos de trabajo de campo.

TRABAJOS PREVIOS

Los antecedentes del conocimiento geológico y paleontológico sobre el Precámbrico de la región de Caborca, previos a 1978, se encuentran resumidos en Anderson y colaboradores (1978) y Weber y colaboradores (1979).

Los estromatolitos de esta secuencia fueron estudiados con muy poco detalle por Cooper y Arellano (1946, 1956) y Arellano (1946, 1956), quienes los llamaron *Collenia* y *Cryptozoon*, sin haber hecho intentos por relacionar estos nombres con algún tipo particular de estromatolitos (Weber *et al.*, 1979). Los datos descriptivos contenidos en dichas publicaciones son por demás pobres, además de carecer de ilustraciones. Stoyanow (1942) solamente mencionó que los mismos formaron arrecifes. Arellano (1946) señaló la presencia de "*Collenia*" y de "...criptozoarios cilindricos, de un diámetro variable entre 5 y 50 cm, y con dimensiones axiales semejantes, acomodados en todas posiciones respecto a la estratificación". Anderson y colaboradores (1978) dan los siguientes datos descriptivos: En la Unidad 2 de las Capas Gamuza se localizan "...grandes estromatolitos, estructuras hemisferoides apiladas, y laminaciones arrugadas indicativas de una biolitita algácea". En cuanto a la Unidad 3, señalan: "Las costras algáceas consisten de laminaciones intrincadas formadas por alteraciones de láminas relativamente anchas conteniendo huevecillos concentrados ..." y "...las algas en forma de bizcocho son también abundantes en algunas capas y están comúnmente pegadas al material laminar algáceo y a los clastos de dolomía afanítica".

Poco después, Weber y colaboradores (1978) comunicaron la identificación de *Conophyton* y *Jacutophyton* en los Cerros Pitiquito, antes Cerros Caborca y el Cerrito de la Milla. Weber y colaboradores (1979) presentaron datos descriptivos detallados e ilustraciones.

Casi al mismo tiempo, Gamper y Longoria (1978-1979) describieron de manera preliminar estromatolitos del Grupo *Conophyton* y "estromatolitos ramificados" de los Cerros Pitiquito y del Cerro Gamuza.

¹ Oficina Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, 83000 Hermosillo, Sonora.

² Departamento de Geología, Escuela de Ingeniería, Universidad de Sonora.

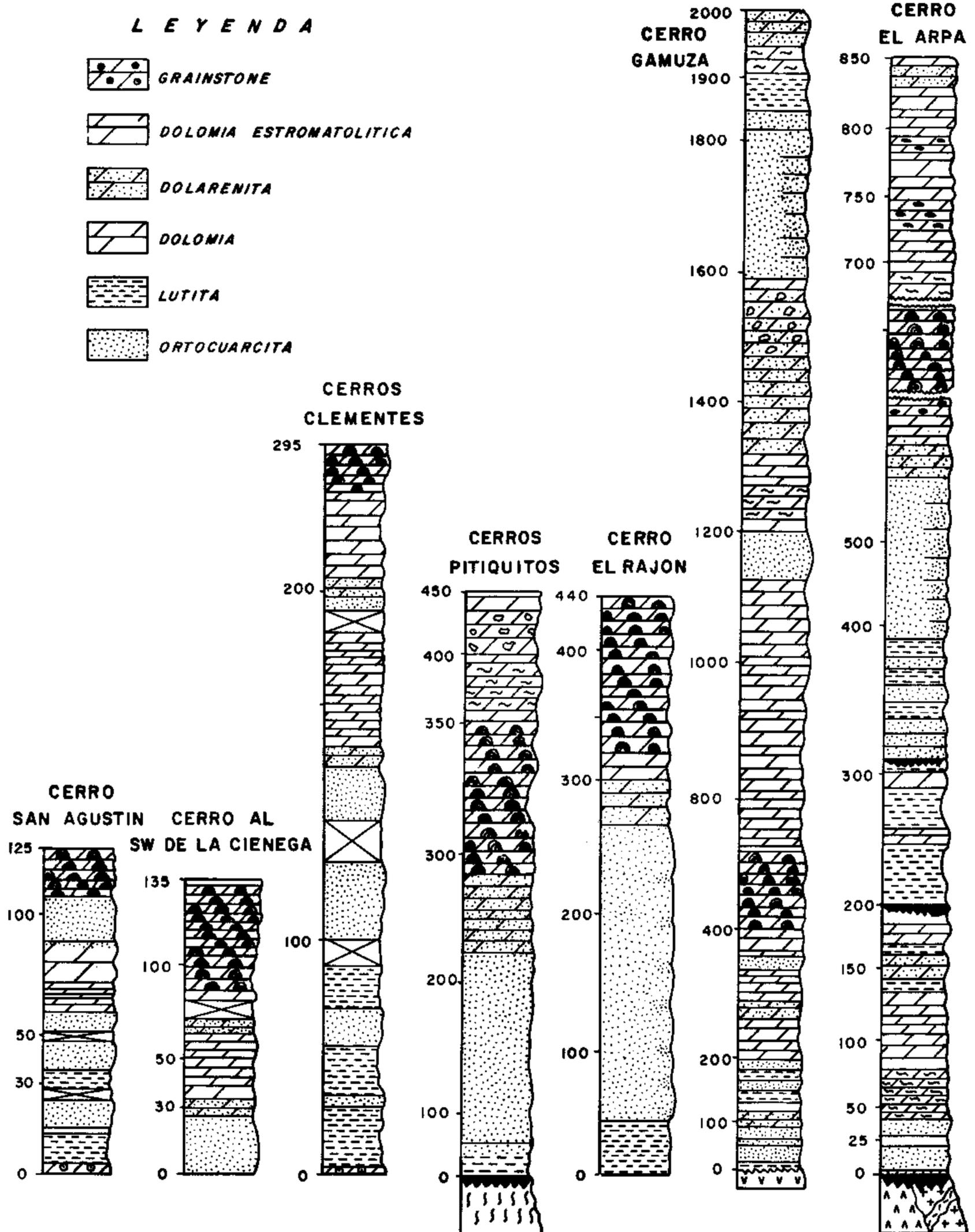


Figura 2.- Columnas estratigráficas levantadas en diferentes localidades precámbricas. Las señaladas bajo el nombre de Cerro San Agustín, cerro al SW de La Ciénega y Cerros Clemente, corresponden al presente estudio. La referida como Cerros Pitiquito es de Mendoza (1979), el Cerro Rajón es de Longoria y Pérez (1978), los Cerros Gamuza y Cerros El Arpa son de Longoria y González (1979). No se incluye la columna de Eells (1972) por ser compuesta, aunque básicamente consistiría en sobreponer cualquiera de las tres columnas introducidas en este trabajo en alguna de las otras columnas presentadas.

Finalmente, Cevallos y Weber (1980) informaron ampliamente sobre la presencia de estromatolitos en forma de planchas verticales identificadas como *Platella*, asociados con *Jacutophyton*, en el Cerro de la Milla.

Otro tipo de registro encontrado recientemente en la Sierra Rajón y Cerros de La Ciénega, respectivamente, es el reportado por McMenamin (1982a), que él llama fauna esqueletonizada cámbrica, además de un icnofósil.

En cuanto a los trabajos geológicos, puede afirmarse que muchos y variados han sido los esfuerzos por entender la secuencia precámbrica de Caborca. Estos esfuerzos y resultados, aunque muy loables, no permiten a la fecha tener un esquema claro de esta secuencia. Sin embargo, si estos trabajos no se hubieran realizado, sería difícil afirmar la gran complejidad que estas rocas presentan para su estudio. Entre los resultados alcanzados, pueden citarse los siguientes, algunos de los cuales fueron resumidos por Roldán y Rodríguez (1982): Longoria y Pérez (1978) y Longoria y González (1979) subdividieron el Precámbrico sedimentario en las siguientes formaciones: Formación El Arpa, Formación Caborca, Formación Pitiquito, Formación Gamuza, Formación Papalote y Grupo Gachupín.

Stewart y colaboradores (en prensa) dividen la Formación Pitiquito en dos miembros; el Miembro Clemente (inferior) y el Miembro Pitiquito (superior). Además, incluyeron a las Formaciones Gamuza y Papalote en el Grupo Calaveras, que además incluye a la Formación Llano Verde. Este grupo está cubierto por la Cuarcita Tecolote y la Formación La Ciénega, que pasa transicionalmente al Cámbrico. Esta forma de dividir al Precámbrico sedimentario es, sin lugar a dudas, la más completa y de fácil uso en todas las localidades del área.

Las diferencias litológicas entre las áreas de Caborca, Death Valley, California y las Montañas San Bernardino, California, han sido resaltadas por Stewart (en prensa).

La deformación de las rocas del Precámbrico de Caborca es resultado de cuando menos tres eventos tectónicos, uno precámbrico, otro mesozoico y otro terciario (Longoria *et al.*, 1979).

En la región al sur de Caborca, la disposición de los afloramientos precámbricos y paleozoicos define un anticlinal con orientación N-NE que se ha denominado Anticlinal de Bámori (Cooper y Arellano, 1946).

En un mapa con direcciones estructurales del Precámbrico y Paleozoico, Fries (1962) mostró que en la región de Caborca dichas direcciones son casi N-S y N 20° W.

En los pocos afloramientos que se han estudiado con cierto detalle, como son los Cerros de la Berruga (Anderson *et al.*, 1978), el rumbo predominante de la estratificación es de N 40° W; sin embargo, localmente presenta variaciones desde N-S hasta N 40° W aproximadamente.

Eells (1972), en los Cerros San Clemente y Cerro Calavera, mostró una estructura bastante compleja para los sedimentos del Precámbrico tardío que presentan pliegues invertidos y, sobre todo, muestran contactos tectónicos con las rocas metamórficas precámbricas subyacentes.

Aunque se han reportado contactos tectónicos en los Cerros San Clemente y Cerro Calaveras, Damon y colaboradores (1962) señalaron que el contacto entre el Precámbrico metamórfico y el sedimentario es erosional en el Cerro de la Berruga.

La hipótesis opuesta es apoyada por Longoria y colaboradores (1979), quienes postulan al Precámbrico sedimentario como una estructura alóctona, de origen desconocido, por encontrarse el con-

Sierra de la Berruga; de Merriam e Eells (1979) que cubre el cuadrángulo de Caborca; de Roldán y Rodríguez (1982) de la porción meridional de la Sierra del Viejo; y Salcido y colaboradores (en prensa) de la porción septentrional de la misma sierra.

La edad radiométrica más joven que se obtuvo en rocas precámbricas del área es de $1,110 \pm 10$ m.a. A. P. (Anderson *et al.*, 1978).

El uso del material fósil como indicador bioestratigráfico ha dado resultados semejantes a los radiométricos. Weber y Cevallos (1980) propusieron en base a la presencia de *Jacutophyton* una edad mínima de 900 m. a. para los niveles con *Jacutophyton*. No obstante, esto debe ser tratado con precaución, ya que la edad puede cambiar a medida que se disponga de mayor información, aspecto que fue referido ya por Weber y Cevallos (1980) y Cevallos (1981) y los nuevos hallazgos de los geólogos norteamericanos (McMenamin, 1982a, 1982b; McMenamin *et al.*, en prensa).

El contenido fosilífero de las rocas precámbricas es diferente entre el de la región noroccidental de los Estados Unidos de América y el del noroeste de México. Esto además indica edad diferente para ambas secuencias sedimentarias (Stewart, en prensa). Tanto en el oeste de los Estados Unidos de América como en el noroeste de México, el Proterozoico Z y el Cámbrico Inferior consisten de rocas indicativas de zonas de marea someras (Stewart y Suczek, 1977).

La secuencia sedimentaria del Precámbrico tardío en el noroeste de Sonora se encuentra cubierta sin discordancia aparente por una sección fosilífera del Cámbrico Tardío, en los cerros de El Arpa (Eells, 1972) y Sierra Rajón (Stewart *et al.*, en prensa).

En el área de Caborca también afloran rocas paleozoicas, comprendiendo porciones de la mayor parte de los sistemas. Cooper y Arellano (1946) han descrito las rocas paleozoicas de esta región. La litología dominante en esta secuencia corresponde a dolomías y calizas, así como a cuarcitas, calcarenitas y muy escasas lutitas.

Además de las rocas mencionadas, en la región de Caborca existen cuerpos intrusivos graníticos o granodioríticos del Cretácico Tardío al Terciario temprano (Longoria *et al.*, 1979).

REVISIÓN HISTÓRICA Y POTENCIALIDADES DE LOS ESTROMATOLITOS

Los estromatolitos pueden ser definidos de acuerdo a la literatura moderna y en un sentido amplio como: *cuerpos organosedimentarios de arquitectura y estructura determinadas, producidos in situ por comunidades bentónicas (tapetes) de microorganismos (principalmente cianofíceas) mediante entrapamiento e incorporación y/o precipitación biótica de sedimento (generalmente carbonato de calcio).*

Para darle a este término un significado más reducido, puede añadirse: *que están firmemente adheridos al sustrato y que muestran estructura laminada.* Si se restringe la definición así, quedan excluidos los oncolitos que "en vida" no están fijados al sustrato y se eliminan también los trombolitos que carecen de la laminación.

Al parecer, los primeros objetos laminados, que después recibirían el nombre de estromatolitos, fueron referidos por Steel (1825), de rocas del Cámbrico Superior de Saratoga Spring, N. Y., E.U.A. Comenzando tan temprano como en 1858, con estudios sobre *Eozoon canadense* Logan (resumido por Dawson, 1875), depósitos finamente laminados semejantes a estromatolitos fueron postulados como evidencia de vida precámbrica (Schopf *et al.*, 1972). En 1883, Hall (*in Monty*, 1977) reconsideró las estructuras descritas por Steel (*op. cit.*), explicó su origen y propuso para una forma el nombre de *Cryptozoon proliferum*. Desde ese tiempo, las investigaciones sobre estos fósiles tuvieron mayor interés y se descubrieron cada vez más formas similares (aplicándose para su clasificación la nomenclatura Linna-

particularmente, se describieron numerosas "especies" de *Cryptozoon*. Matthew (1890a y 1980b in Monty, 1977), siguiendo el ejemplo de Hall, tomó también el nombre de *Eozoon* para un estromatolito precámbrico, al que después llamó *Archaeozoon acadense*.

Poco después empezó la proliferación de nombres "genéricos" nuevos, tales como *Spiongiostroma* (Gürich, 1906 in Monty, 1977), *Cymatolen* (Steinmann, 1911 in Monty, 1977) y *Collenia* (Walcott, 1914 in Monty, 1977).

Ya desde hace unos 150 años, casi siempre se asignó a los estromatolitos un origen biológico, pero debido a la falta de pruebas concluyentes, estas interpretaciones durante mucho tiempo fueron de carácter intuitivo. Igualmente especulativos eran, en gran parte, los antiguos intentos por dilucidar qué organismos construyeron a los estromatolitos. En América, estos estudios evolucionaron rápidamente a partir de diversos trabajos botánicos, relacionados a cuerpos sedimentarios con laminaciones concéntricas en lagos, ríos, aguas termales, etc. El primer intento sistemático por aplicar dichos conocimientos botánicos a la paleontología fue el de Walcott (1914 in Monty, 1977). Sin embargo, tres meses antes de la publicación del estudio de Walcott, Wieland (1914 in Monty, 1977) en una revisión de este problema, concluyó que estas estructuras eran construidas por algas primitivas y, además, añadió que los periodos Precámbrico, Cámbrico y Ordovícico podrían ser caracterizados como "el reino de las algas".

Moore (1918 in Monty, 1977) dio otro paso importante en la interpretación de estas estructuras, describiendo "concreciones silicificadas" de la Formación Iron de la Isla Belcher, Canadá ("Iron Formation", hoy atribuida al Supergrupo Belcher), en las cuales encontró microfósiles unicelulares y filamentosos. Al respecto, Hofmann (1972) advierte que esta flora nunca fue fotografiada, además de no conocerse en la actualidad el depositario de las preparaciones de Moore. Merece particular atención el hecho de que el trabajo de Moore (1918 in Monty, 1977) antecedió 36 años el trabajo de Tyler y Barghoorn (1954), quienes refirieron por primera vez la famosa microflora de niveles estromatolíticos del Pedernal Gunflint, aportando así la primera prueba paleontológica indiscutible del origen biológico de estromatolitos precámbricos. El descubrimiento posterior de los estromatolitos recientes de la Bahía de Tiburones, Australia, edificados por diversos microorganismos, sobre todo cianofíceas, corroboró de manera decisiva la teoría del origen biótico de los estromatolitos fósiles.

Pese a lo anterior, la hipótesis opuesta, sostenida en el pasado por varios geólogos y paleontólogos y según la cual los estromatolitos son de origen inorgánico, no es únicamente de interés histórico, pues en realidad existen en la actualidad y seguramente han existido en el pasado geológico estructuras muy similares a los auténticos estromatolitos biógenos, pero que son más bien inorgánicas. Estas se forman, por ejemplo, en cuevas (Thailkill, 1976) alrededor de manantiales termales (Walter, 1976) y en perfiles de suelo (Read, 1976). Especialmente los espelotemas de tipo "cave popcorn" y las geysiritas pueden ser sumamente similares a estromatolitos, en el sentido de la definición anterior.

En el pasado, fueron principalmente los autores europeos quienes sostuvieron la hipótesis del origen inorgánico para interpretar los estromatolitos. Reis (1908) criticó severamente los términos estromatolito y estromato introducidos por Kalkowski (1908), y explicó a los estromatolitos como concreciones inorgánicas, que pudieran ser comparados con megaooides. Hortedahl (1919 in Monty, 1977; Hortedahl, 1921) se opuso a la interpretación biótica de muchos estromatolitos, alegando que frecuentemente se trataba de concreciones cuyas laminaciones son comparables a anillos de Liesegang, o a estructuras producidas por recristalización y "otros cambios internos radicales en las rocas", por precipitación química, etc. Con argumentos similares Seward (1931) promovió la hipótesis inorgánica, llegando finalmen-

te a argüir que los estromatolitos tenían que refutarse como estructuras orgánicas, hasta que se hallaran en ellos filamentos y células cuya "participación en la producción de la matriz circundante" pudiera ser comprobada.

Aún en la actualidad, este último argumento no ha perdido toda su validez, y en el caso de estructuras fósiles de aspecto estromatolítico, la decisión determinante de si son o no auténticos estromatolitos tendrá en ocasiones que posponerse, sobre todo cuando se trate de hallazgos aislados en rocas cuyo ambiente de depósito se desconoce.

La discusión del origen biótico de los estromatolitos tiene otra faceta importante, que fue formulada de manera elegante por Cloud (1942): "...Aunque orgánicas en su origen, estas estructuras no son por ellas mismas organismos o parte de ellos. Sin embargo, deben ser llamados de alguna forma y el término estromatolito... parece ser el más apropiado para las formas laminadas simples".

Debe añadirse a lo anterior que además de no ser por sí mismos organismos, son producto de comunidades a veces de numerosas especies de microorganismos. Teniendo esto en mente, es un reto pensar el por qué, con mucha frecuencia, los estromatolitos fósiles muestran arquitecturas y estructuras muy constantes. Pia (1933 in Monty, 1977) enfatizó esta observación en las siguientes palabras: "Realmente es maravilloso cómo tal colonia en muchos aspectos se comporta como un solo organismo, caracterizado por una sola forma, una arquitectura y un patrón de crecimiento propio".

Monty (1973 in Monty, 1977), con base en la misma observación, caracteriza a los estromatolitos como "entidades biológicas" y "megaorganismos". Posteriormente (Monty, 1977) recuerda que algunos estromatolitos exhiben una gran plasticidad morfológica, a los que llama "eubiontes" mientras que a otros, poco variables, los llama "estenobiontes". Este rasgo de los estromatolitos, recalado por Pia (*op. cit.*) y Monty (*op. cit.*), fue utilizado al menos implícitamente por los autores que desarrollaron la clasificación de dichas estructuras.

Aún más, esta idea se ha tomado en consideración desde que se propuso la utilización de los estromatolitos en estudios bioestratigráficos e, inclusive, como fósiles índice. En 1933, Fenton y Fenton reconocieron variaciones en los paleoambientes de estos objetos, y en 1939 los utilizaron, con mucha precaución como fósiles índice para correlaciones locales únicamente. Fenton (1943) dice: "Ya que muchos estromatolitos tienen caracteres constantes y están ampliamente distribuidos en horizontes definidos, pueden ser utilizados como fósiles índice dentro de cuencas individuales. No se han reunido datos que justifiquen su uso más general". En 1942, Cloud había expresado dudas de que jamás los estromatolitos pudieran utilizarse en correlación a través de más de una sola cuenca. Este punto fue refutado por Fenton (1943) en los siguientes términos: "Esta conclusión parece ser prematura si no improbable". Rezak (1957) propuso nuevamente la utilización de estos fósiles con fines de correlación.

Desde los años cincuenta, los geólogos y paleontólogos rusos exploraron sistemáticamente el potencial de los estromatolitos como fósiles índice, con el resultado de que hoy se utilizan, inclusive, en correlaciones intercontinentales (Walter, 1972; Semikhatov, 1976; Preiss, 1976; y otros).

A la vez surgieron nuevos métodos de clasificación, dando como resultado los estudios bioestratigráficos del Precámbrico, así como el análisis de cuencas sedimentarias precámbricas.

LOCALIDADES ESTUDIADAS

Este artículo se basa principalmente en las observaciones realizadas en las siguientes localidades (Figura 1): La Ciénega, El Rancho Pénjamo, Cerro San Clemente, Cerros Aquituni, Cerrito de las Víboras, Cerrito de la Milla y una porción de la Sierra del Viejo. En

Las tres primeras localidades se levantaron las secciones que a continuación se describen (Figura 2). Todas estas secciones se midieron desde abajo sólo hasta los niveles estromatolíticos. Es un hecho que éstas siguen, pero ante la imposibilidad de encontrar algún índice que marque el final de la secuencia precámbrica, se optó por presentar únicamente aquellas porciones de las secciones que, con base en su contenido fosilífero, pudieron asignarse al Precámbrico sin duda alguna.

En las porciones no referidas de estas columnas se observaron algunos rastros que pueden ser tentativamente señalados como huellas de actividad metazoaria. Se utiliza este calificativo en virtud de que Eells (*in* Anderson *et al.*, 1978) dice al describir su unidad 8: "La bioturbación es común en su parte superior e indica la presencia de vida metazoaria durante su depósito". La unidad con este material puede ser referida como la Formación La Ciénega de Stewart y colaboradores (en prensa).

RANCHO SAN AGUSTIN

Se encuentra 60 km al SE del poblado de Pitiquito, ubicado entre las coordenadas 30°178' y 30°158' de latitud N, y 111°558' y 111°548' de longitud W. Está delineado fisiográficamente al sur por los Cerros Llano Verde y al norponiente por los Cerros San Agustín (Figura 1).

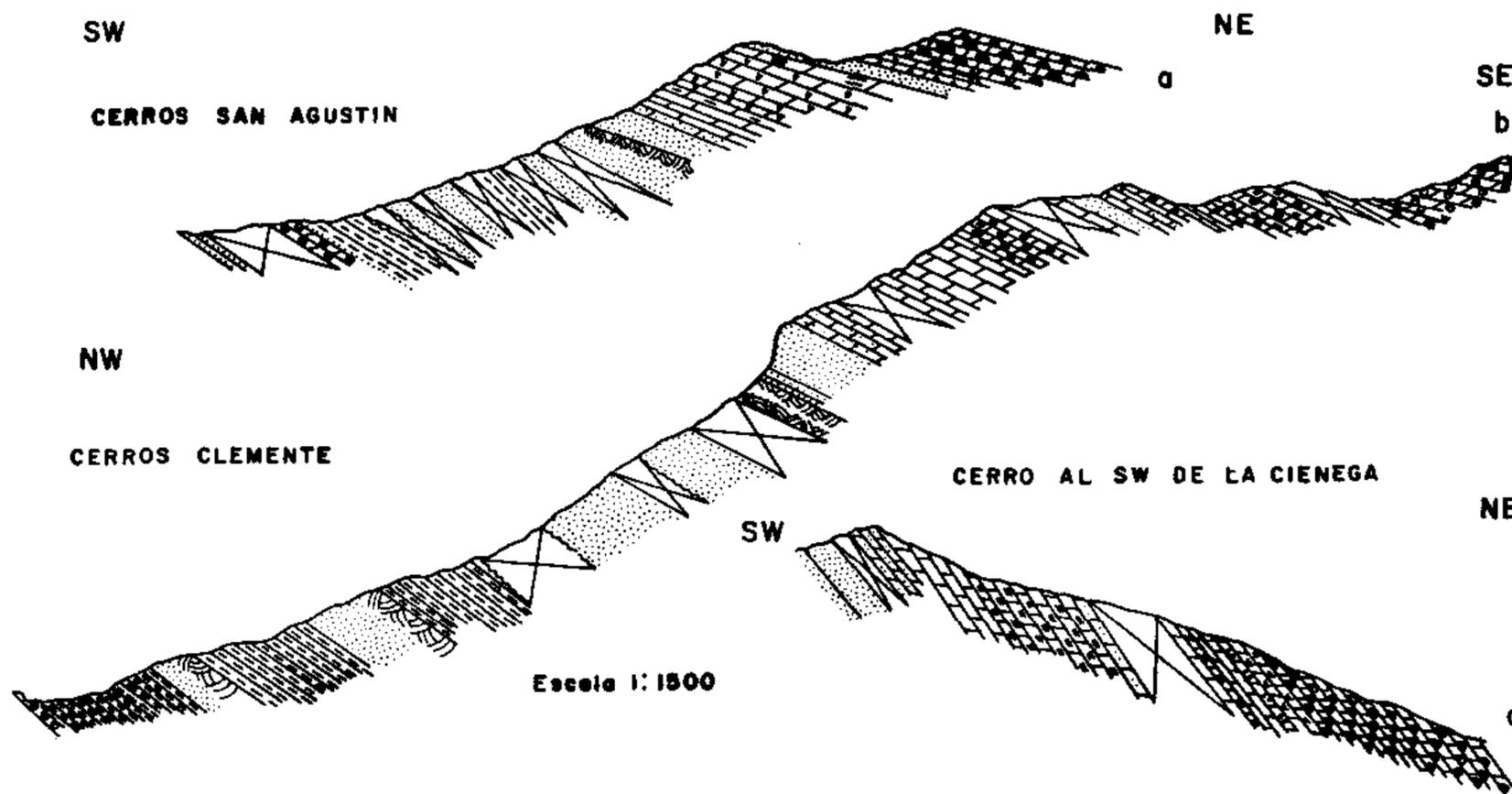


Figura 3.- Perfil esquemático de las tres localidades estudiadas con detalle en este trabajo.

Alejándose del contacto se encuentran dolomías de color gris oscuro, estratificadas y laminares sin fósiles. A veces se presentan fracturadas y la estratificación tiende a ser más delgada conforme se avanza verticalmente. En estos sedimentos carbonatados existen pequeños cristales de cuarzo que muestran forma exagonal. Después de estos paquetes, la coloración se vuelve más oscura. El espesor de estas rocas carbonatadas es de 31.79 m y se consideran como unidad B. Esta unidad y la siguiente pueden correlacionarse con las Formaciones Pitiquito y Gamuza parcialmente.

Los siguientes estratos están compuestos de ortocuarcitas de color blanco a rosado con algunas capas que muestran diastratifica-

El acceso a la localidad es siguiendo el camino que parte de Pitiquito rumbo al Rancho Bámori, tomando la única desviación que se presenta en el costado oriental del camino, aproximadamente 10 km antes del Rancho Bámori. Siguiendo esta desviación se llega al Rancho Pénjamo después de cruzar los Cerros del Tecolote. En la parte meridional del rancho se encuentra la localidad aquí descrita. Esta área se eligió para el trabajo, en virtud de que en ella el contacto entre las ortocuarcitas y las dolomías en ocasiones se observó brechado y en ocasiones transicional. Además, según Longoria y colaboradores (1979), la secuencia pertenece a la base del Precámbrico sedimentario, por lo que se procuró buscar el contacto entre el Precámbrico metamórfico y el sedimentario, mismo que al finalizar el trabajo no se encontró expuesto (Figuras 3a y 4). El aspecto paleontológico fue decisivo para realizar el trabajo, ya que en el área se encuentran varios biohermas con diferentes tipos de estromatolitos.

La parte inferior de la secuencia está formada por sedimentos detríticos constituidos por doloarenita de color café claro, dolomía oolítica, areniscas, lutitas café oscuro a rojo y ortocuarcita, que a veces pasan a ser un típico conglomerado. Su espesor es de 89.04 m y se le considera como unidad A. Esta unidad puede correlacionarse en parte con las formaciones basales, incluyendo la Formación Clemente. La sobreyace mediante contacto transicional un bloque de rocas carbonatadas, compuesto esencialmente por dolomía. En dicho contacto se observa la asimilación de horizontes arenosos en las dolomías.

En su parte inferior muestran un contacto transicional con las rocas subyacentes. El espesor total que presentan es de 18.98 m y se les considera como la unidad C.

Sobreyaciendo a la unidad C se observa un contacto estructural, seguido por brechamiento en las dolomías que se encuentran sobreyaciendo las ortocuarcitas. Después de estos estratos, las dolomías varían su coloración de café a rojiza, observándose la presencia de estromatolitos del tipo *Platella* y estromatolitos con laminación de arcos amplios. Inmediatamente después se encuentra un horizonte de pedernal color rojo y negro. Sobreyaciendo esta capa de pedernal afloran dolomías con abundantes estromatolitos identificados co-

Conophyton, Platella, estromatolitos con ramificaciones subparalelas y columnas con laminación de arcos amplios. En la parte superior reaparece Conophyton, mostrando una zona axial de hasta 1.20 m de longitud (Figura 5). El espesor de esta parte es de 29.40 m y se le considera como la unidad D. Esta unidad representa a la porción fosilífera de la Formación Gamuza que debido a un cambio de facies, no muestra el mismo contenido estromatolítico reportado para otras localidades dentro del área.

CERRO CLEMENTE

Se encuentra localizado a 52 km al sur del poblado de Pitiquito, ubicado entre las coordenadas 30°188' de latitud N y 112° de longitud W. Está delineado fisiográficamente por los Cerros Chino y Rajón en su costado meridional y en el NE por los Cerros Calavera (Figura 1). Al área se llega siguiendo el camino que parte de Pitiquito hacia Puerto Libertad, pasando por el Rancho Bámori. Aproximadamente 10 km después de cruzar este rancho se encuentran, hacia el oriente, los Cerros Clemente.

En el área se midió una sección (Figuras 3b y 6) por encontrarse expuesta la parte inferior de la secuencia estratigráfica del Precámbrico sedimentario, de composición detrítica (lutitas, ortocuarcitas) y una parte del Precámbrico sedimentario medio, constituido por dolomía y dolomía estromatolítica.

Esta secuencia comienza con una dolomía café clara compuesta

de oolitas de texturas sostenidas. Siguiendo la columna aparece una arenisca de cuarzo que presenta estructuras primarias. Le sigue en forma alternante un grueso paquete de lutitas (que a veces son rojas y en ocasiones se presentan muy lajeadas) y ortocuarcitas (que se presentan a veces cafés con variaciones en los granos, y con diastratificación). Subiendo en la columna estratigráfica se encuentra una secuencia de ortocuarcitas de color blanco a rosa, que muestra horizontes muy frecuentes de areniscas cafés oscuras; en ocasiones se aprecia diastratificación. El espesor de la unidad es de 173 m y se considera como la unidad A. Esta unidad se correlaciona excelentemente con las unidades 5 y 6 de la Formación Clemente de Stewart y colaboradores (en prensa).

Sobreyaciendo estos paquetes mediante contacto transicional se encuentran sedimentos carbonatados. En el contacto con la unidad A, en las dolomías se observan horizontes arenosos. Siguiendo se encuentran estratos masivos de dolomías color café, a veces grises (que varían de gris claro a gris oscuro). En la parte superior de estas rocas se aprecian dolomías con estratificación delgada de color café claro en la parte superior. El espesor de esta unidad es de 67.70 m y se considera como la unidad B.

Sobreyaciendo a estas rocas carbonatadas se encuentra un estrato de ortocuarcitas, que pasa a formar un microconglomerado. Su espesor es de 3.50 m y se considera como unidad C. Estas unidades reflejan la transición de la Formación Clemente a la Formación Pitiquito.

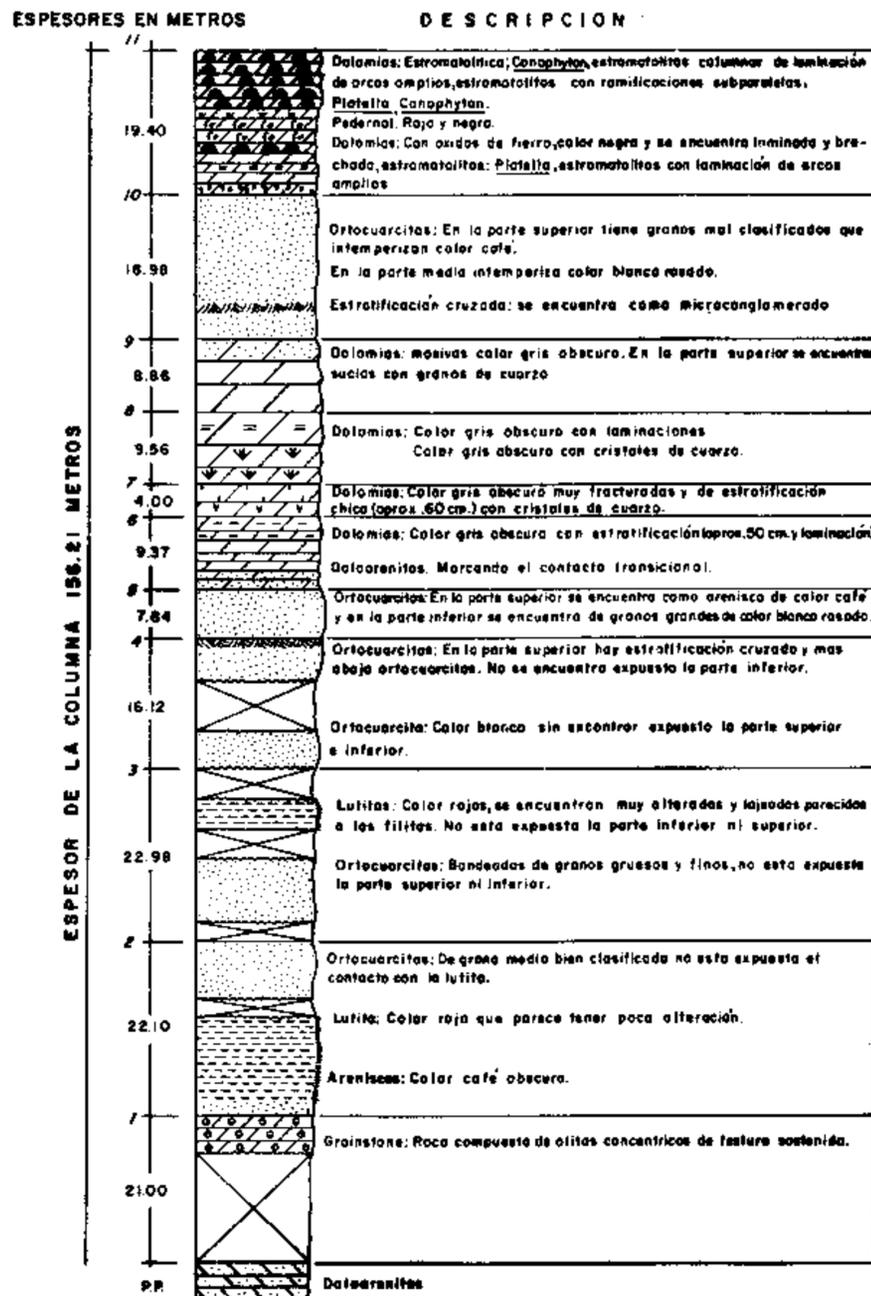


Figura 4.- Sección columnar que ilustra la secuencia litológica y nivel con contenido estromatolítico en los Cerros San Agustín. Nótese la presencia de pederal en la unidad que contiene estromatolitos.

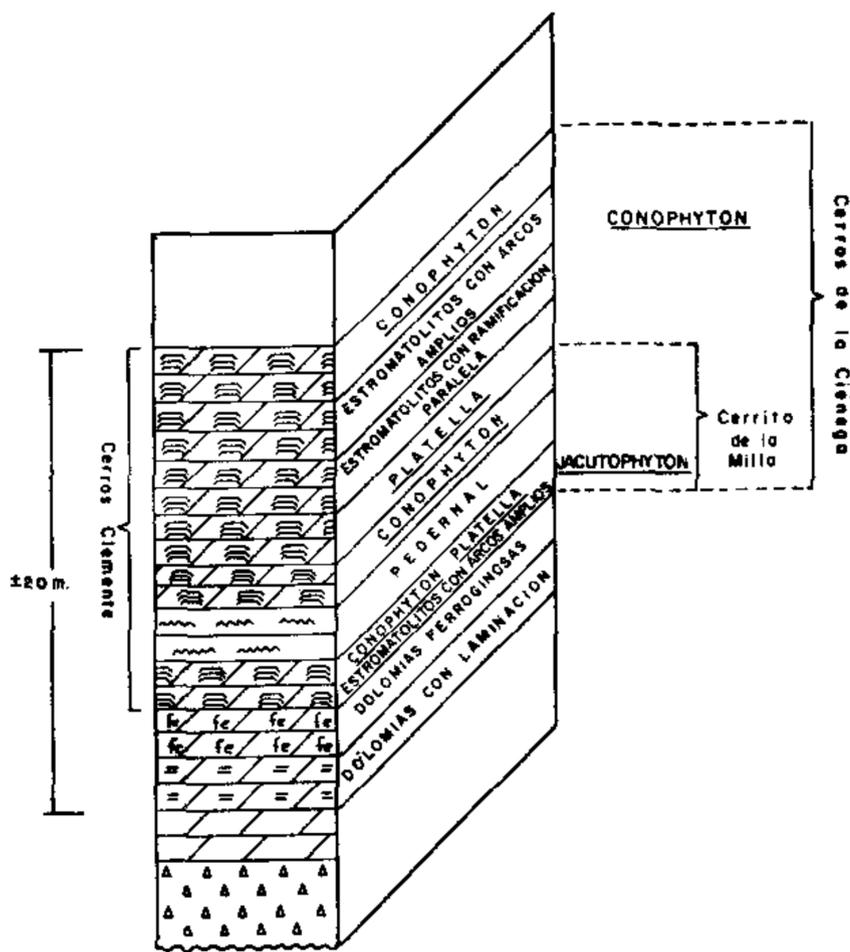


Figura 5.- Sección columnar que ilustra la secuencia fosilífera de la Formación Gamuza en las localidades aquí presentadas. Los tipos estromatolíticos son distintos a los reportados previamente en la literatura e indican un cambio de facies.

Sobreyaciendo este horizonte de ortocuarcitas se encuentra otra secuencia de rocas carbonatadas, que se caracterizan por su color gris y estratificación mediana. Hacia la parte media de esta unidad se observan estratos rojizos con estromatolitos del tipo *Platella* y estromatolitos con laminaciones de arcos amplios. A éstos les sigue una capa de pedernal de color rojo y negro. Sobreyaciendo a esta capa se encuentran dolomías con gran abundancia de estromatolitos, identificados como *Conophyton*, *Platella*, estromatolitos con ramificación subparalela y en la parte superior estromatolitos del tipo columnar con laminación de arcos amplios. Esta unidad tiene 63.88 m de espesor y se le considera como la unidad D. Al igual que en la localidad anterior, ésta representa la porción fosilífera de la Formación Gamuza.

CERROS AL SW DE LA CIENEGA

Se encuentran localizados 85 km al sur del poblado de Pitiquito, ubicados entre las coordenadas 30°08' y 30°09' de latitud, 112°138' de longitud W. Están delineados fisiográficamente por la Sierra de La Jobja al suroriente (Figura 1). Al área se llega siguiendo el camino que parte del Rancho Bámori rumbo a Puerto Libertad. Al llegar al Rancho de La Ciénega se encuentra una pequeña capilla, frente a la cual sale el camino que, después de seguirlo por aproximadamente 9 km, lleva a las localidades aquí descritas. En esta área se elaboró una sección (Figuras 3c y 7). Se observó el contacto entre las secuencias metamórfica y sedimentaria que es estructural.

Aquí también se encontraron los estromatolitos observados en el Rancho San Agustín y Cerros San Clemente y la sección puede correlacionarse de la misma forma que las anteriores.

La secuencia sedimentaria precámbrica está constituida en su parte inferior por paquetes de ortocuarcitas que varían de un color blanco a café. Su espesor es de 19.50 m y se considera como parte de la unidad A.

Sobreyaciendo este paquete detrítico se encuentra una secuencia

de rocas carbonatadas, en contacto transicional. Las dolomías en dicho contacto presentan horizontes arenosos. Subiendo la columna estratigráfica se encuentran las dolomías de color gris con estratificación delgada y sin fósiles. Su espesor es de 40.20 m y se considera como unidad B.

Sobreyaciendo estas capas se tiene un horizonte de dolomías arenosas sin fósiles. Después afloran dolomías ferruginosas color rojizo y dolomías estromatolíticas con *Platella*, formas con laminación de arcos amplios y un estrato de pedernal color rojo, negro y blanco. Le sigue verticalmente una secuencia muy plegada con abundantes estromatolitos del tipo *Conophyton*, *Platella*, otros con ramificación subparalela y estromatolitos rojizos con laminación de arcos amplios. En la parte superior se encuentra *Conophyton* con largas zonas axiales. El espesor de esta última secuencia es de 62.30 m y se le considera como la unidad D.

LOS ESTROMATOLITOS DEL AREA

Los estromatolitos de tipo *Conophyton* son las formas más conspicuas del área. En todas las localidades visitadas se observaron estos fósiles. Debe anticiparse que su tamaño, color y grado de reemplazamiento varían en las diferentes localidades (Figura 8B, E, G). Este tipo de estromatolito presenta en corte transversal laminaciones concéntricas y en el centro geométrico de la estructura se observa una zona maciza carente de laminación. En un corte, que corre a lo largo de esta zona conocida técnicamente como zona axial, se observa una laminación de conos truncados. La porción truncada del cono corresponde a la zona axial. Cuando los cortes longitudinales se alejan de la zona axial, el patrón de cono truncado se pierde y la laminación se convierte a forma de arcos y conforme el corte es más periférico, la amplitud del arco es mayor.

En ocasiones los *Conophyton* presentan ramas que parten o comienzan apoyadas en ellos. La laminación de estas ramas en un corte transversal se presenta como círculos concéntricos, pero a diferencia del *Conophyton*, éstas no presentan zona axial. En cortes longitudinales, la laminación de las ramas tiene forma de arcos sobrepuestos. Estas ramas pueden bifurcarse hacia su parte terminal, formando entonces algo semejante a una horqueta. A estas ramas que se desarrollan a partir del *Conophyton* se les ha asignado el nombre de *Baicalia*. Cevallos y colaboradores (1982) advierten que para aceptar este nombre se necesita más trabajo. A la "asociación orgánica" de *Conophyton* y *Baicalia*, Weber y colaboradores (1978) la llamaron *Jacutophyton*, aunque estos autores no se refirieron a las ramas con *Baicalia*; desde entonces se pensó que éstas podían ser referidas a esta forma. Este mismo *Jacutophyton* (Figura 8A) es al que se refieren Weber y colaboradores (1979).

Otro tipo de estromatolitos descrito formalmente para el área es aquél referido como *Platella*. Cevallos y Weber (1980) señalaron que su macroestructura era semejante a la de un "tablón"; es decir, son estructuras largas, poco anchas y gruesas. La laminación en el corte transversal se muestra como elipses concéntricas muy elongadas. Longitudinalmente presentan forma de arcos. La comparación con una tabla no es muy precisa, pues este tipo de estromatolitos tiene contornos irregulares y aunque generalmente se les observó en los diferentes afloramientos con una dirección preferencial, se observaron algunas formas que se curvaban y otras que llegaban a presentar formas de "U". Este tipo de estromatolitos ha sido encontrado desarrollándose libremente (Figura 8C), pero también se le ha encontrado en "conexión orgánica" con las formas *Conophyton*. Debe señalarse que en las formas donde se desarrolla junto con *Conophyton* la zona axial de este último desaparece; debido a que la presencia de la zona axial no posee valor diagnóstico en *Conophyton*, la asociación

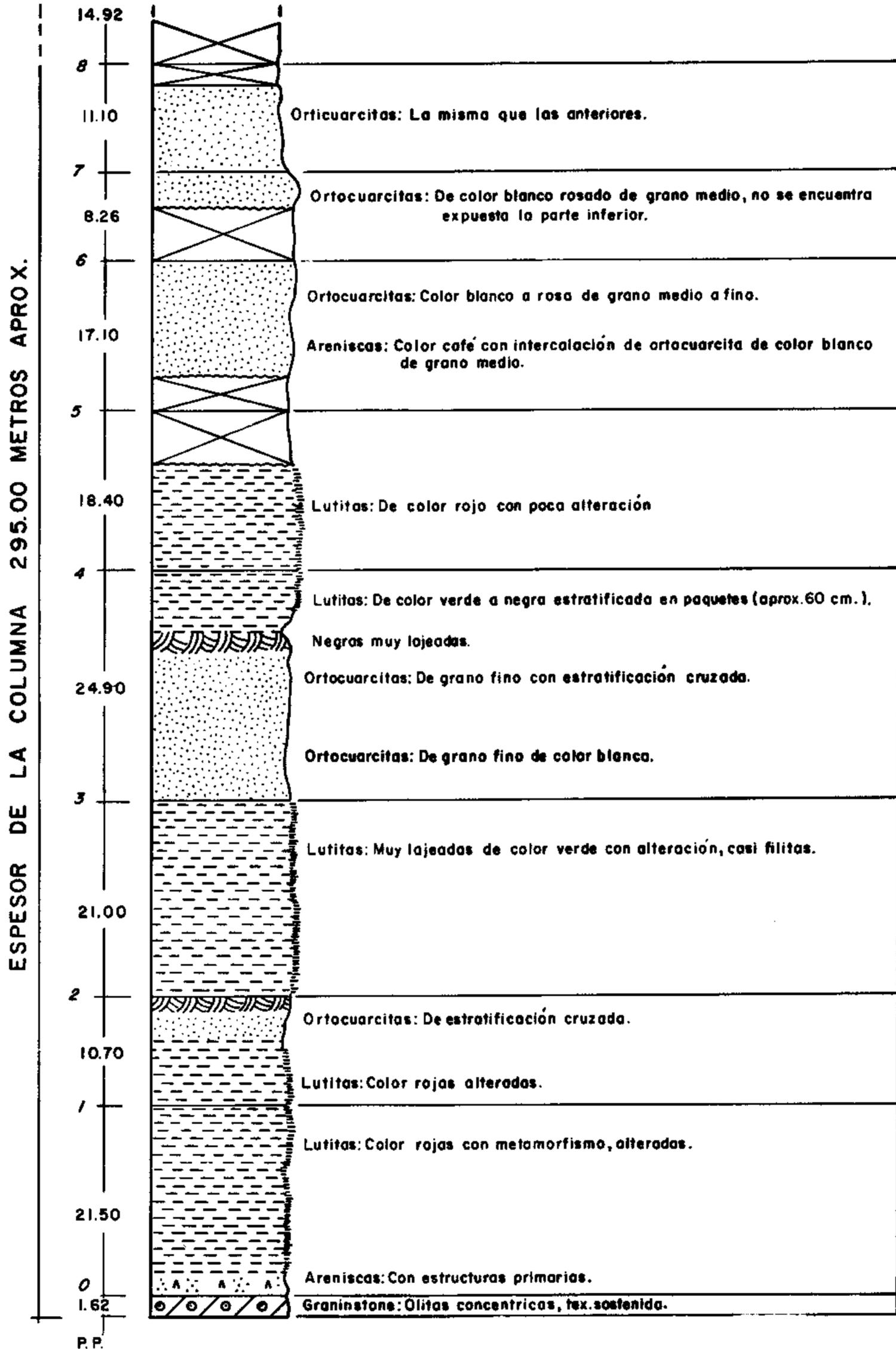


Figura 6.- Sección columnar que ilustra la secuencia litológica y nivel con contenido estromatolítico en el Cerro Clemente. Nótese la presencia de pedernal en la unidad que contiene estromatolitos.

ESPEORES EN METROS

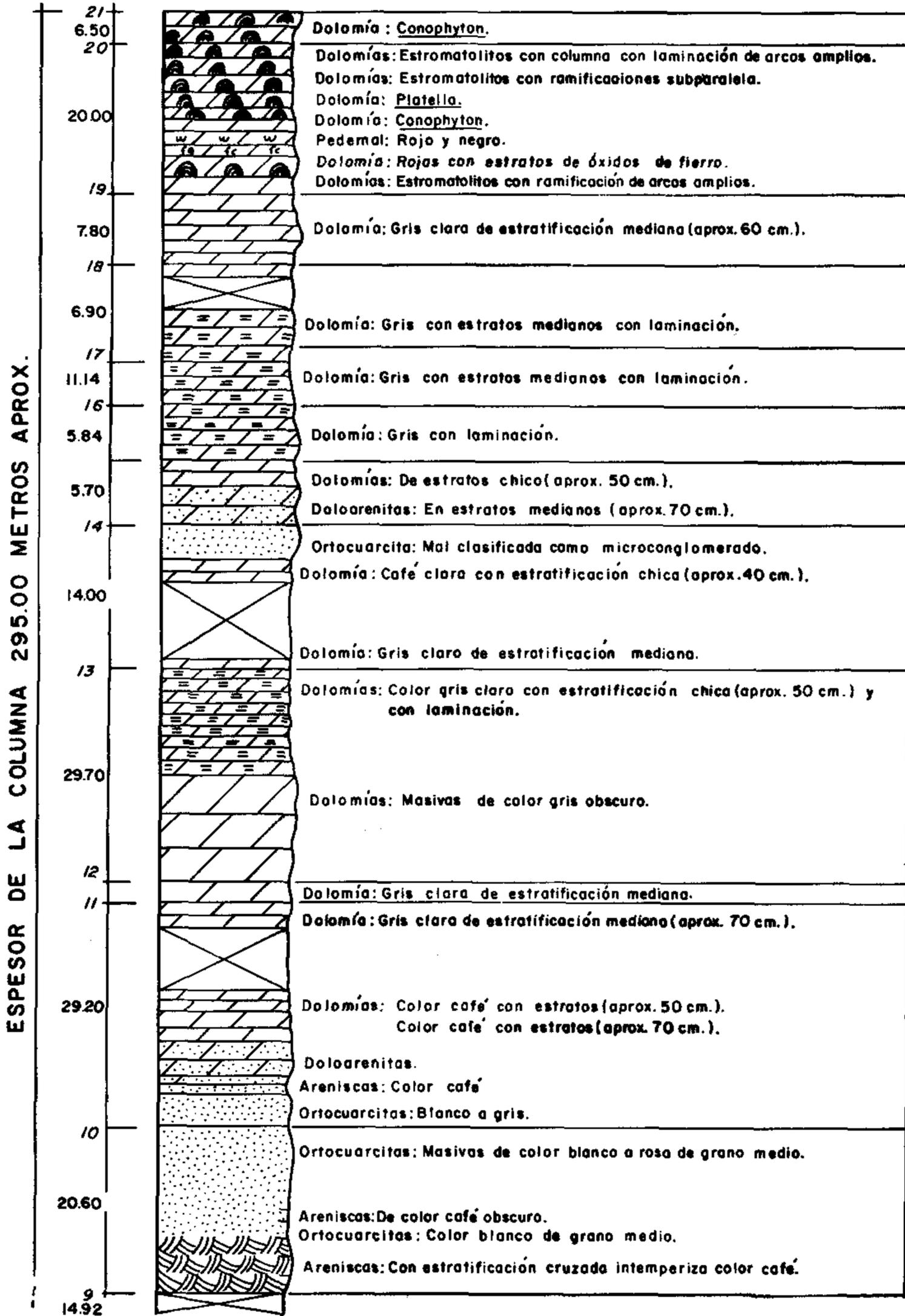


Figura 6.- Sección columnar que ilustra la secuencia litológica y nivel con contenido estromatolítico en el Cerro Clemente. Nótese la presencia de pedernal en la unidad que contiene estromatolitos (continuación).

ESPEORES EN METROS

DESCRIPCION

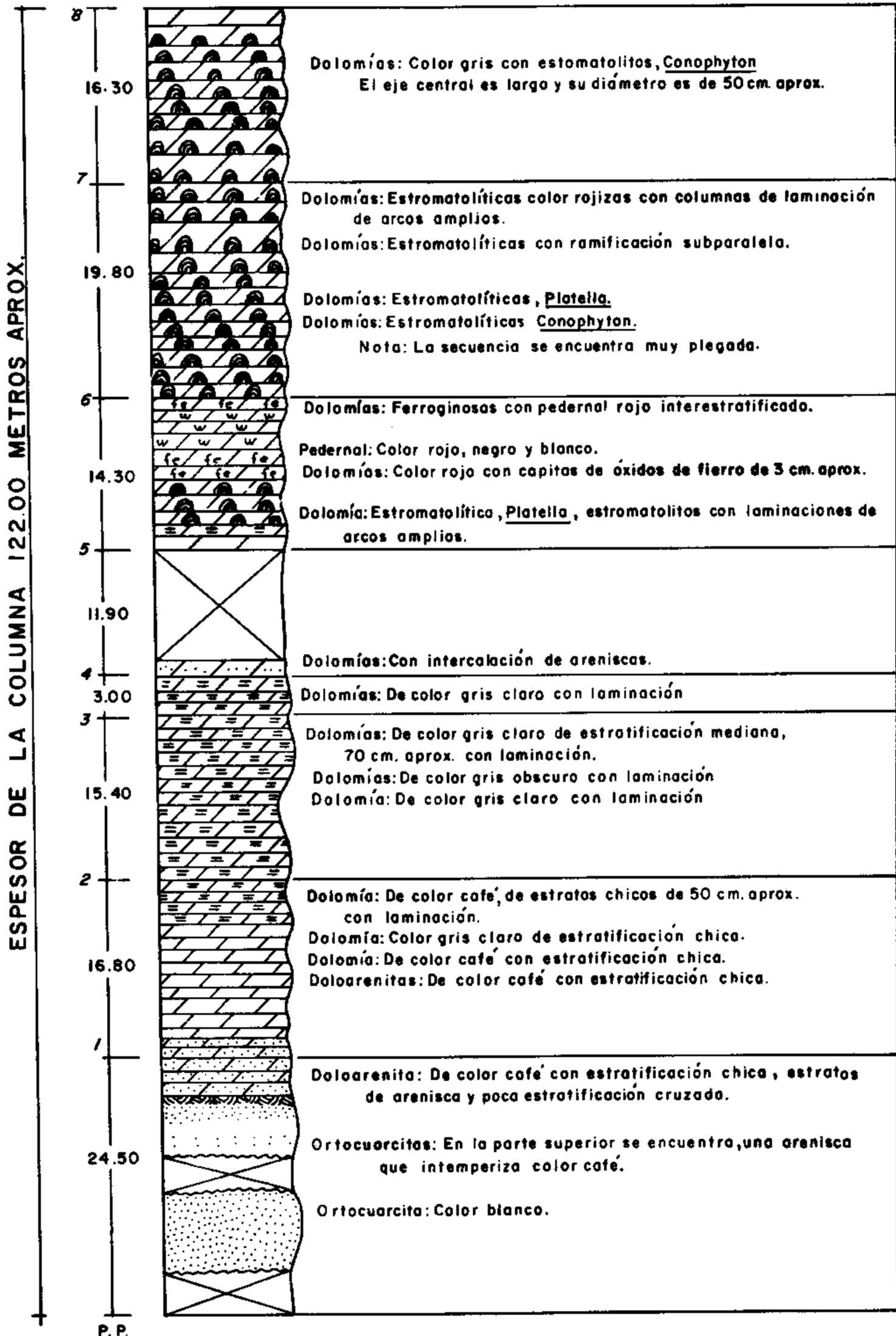


Figura 7.- Sección columnar que ilustra la secuencia litológica y nivel con contenido estromatolítico en los cerros al NW de La Clémea. Nótese la presencia de pedernal en la unidad que contiene estromatolitos.

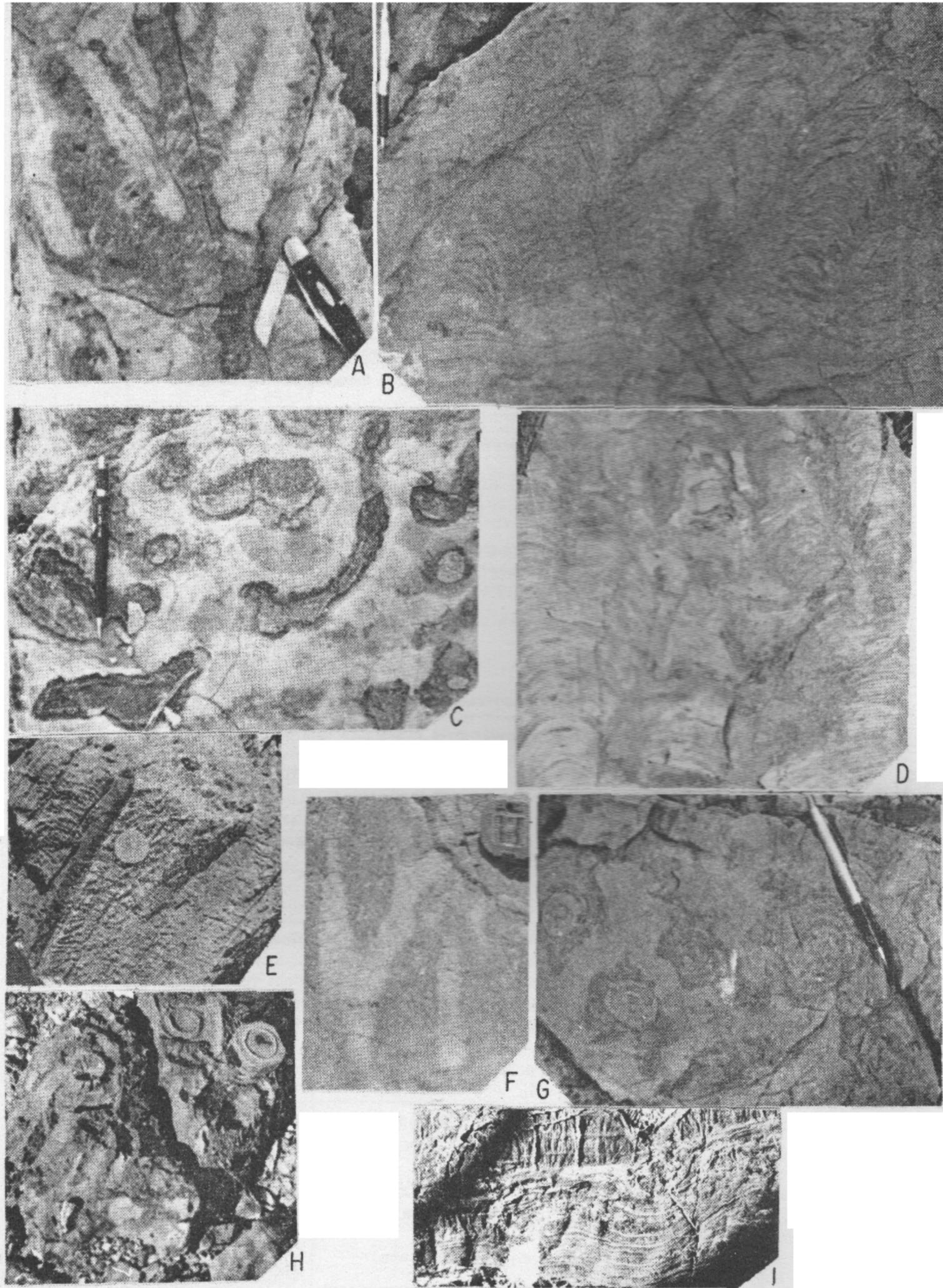


Figura 8.- Estromatolitos de Caborca, Sonora. (A) Estromatolito columnar ramificado del tipo *Jacutophyton* descrito por Weber y colaboradores (1979) en la Sierra del Viejo. (B) Estromatolitos columnares del tipo *Conophyton* desarrollado a partir de un estromatolito estratiforme en la Sierra del Viejo, pertenece a la transición de la Formación Papalote y Formación Llano Verde. (C) Estromatolitos en forma de plancha (tablas) del tipo *Platella* en los Cerros de La Ciénega desarrollándose libremente, éstas son las ramas del *Jacutophyton* descrito por Cevallos y Weber (1980). (D) Estromatolitos con ramificación subparalela en el Cerro Clemente. (E) Zona axial de un *Conophyton* reemplazado en los Cerros San Agustín. (F) Estromatolito con ramificación subparalela en La Ciénega. (G) Estromatolitos columnares del mismo tipo que en (B) en corte transversal. (H) Estromatolitos columnares domales en La Ciénega. Nótese que la parte circular está rodeada por una marca aproximadamente cuadrada que corresponde a la parte oscura descrita en el texto. (I) Estromatolito estratiforme de los Cerros Aquituni.

ción de éste con *Platella* representa otro *Jacutophyton*. Es decir, en la región de Caborca se presentan el *Jacutophyton* descrito por Weber y colaboradores (1978) compuesto por *Conophyton* y *Baicalia* y el *Jacutophyton* descrito por Cevallos y Weber (1980) edificado por *Conophyton* y *Platella*.

Durante el trabajo de campo que se llevó a cabo para elaborar este estudio, se encontraron al menos cinco tipos estromatolíticos nuevos. Dos de éstos fueron referidos por Cevallos y colaboradores (1982) como estromatolitos columnares domales con laminación de arcos completos (Figura 8H) y estromatolitos con ramificación subparalela (Figura 8D, F), por lo que en este trabajo se continúa utilizando esta terminología.

Los primeros se presentan, como su nombre lo indica, como estructuras columnares. En un corte transversal pueden distinguirse dos porciones, principalmente debido a la diferencia de color. La periferia es más oscura que la parte central. La laminación que se observa es la típica de una estructura formada por domos sobrepuestos. Entonces, en este corte, se observan láminas concéntricas, donde las distancias entre una y otra aumentan conforme se acerca a la porción central del estromatolito. Debe señalarse que en la porción oscura, la laminación es indistinguible. En los cortes longitudinales, las porciones clara y oscura siguen siendo aparentes; además, en la porción oscura, sigue sin distinguirse la laminación. Sin embargo, en la porción clara la laminación en forma de arcos es fácilmente observable. Es importante observar que en los márgenes donde se ponen en contacto las porciones clara y oscura, la laminación de la zona clara se inicia de un color oscuro muy semejante al cuerpo oscuro que rodea la porción clara y en ocasiones la laminación toma ese color oscuro completamente, sugiriendo que realmente ambas porciones conformen al estromatolito. Siguiendo con la macroestructura, es importante mencionar que aunque estos fósiles se presentan generalmente con un contorno circular, en ocasiones se tornan elípticos.

Los estromatolitos con ramificación subparalela son estructuras que recuerdan la forma de un diapasón. Es decir, están formados por una columna que en su parte superior se bifurca, dando lugar a dos ramas que tienden a una disposición paralela entre sí. Sin embargo, este patrón en ocasiones se altera y las ramas adoptan orientaciones y direcciones diversas. La laminación en estos estromatolitos es típica de las estructuras domales isodiamétricas. En ocasiones la forma isodiamétrica se pierde, volviéndose elipsoidal, pero nunca llega al extremo de semejar una *Platella*.

Existen al menos tres tipos de estromatolitos que no han sido referidos en la literatura previa del área. Dos de ellos pueden ser encasillados dentro de lo que se conoce como estromatolitos estratiformes (Figura 8B, I) y el tercero corresponde a los estromatolitos columnares ramificados. Realmente hace falta un mayor número de observaciones sobre éstos; sin embargo, puede anticiparse que los estromatolitos estratiformes sirven como base al crecimiento de otro tipo de estromatolitos, especialmente a las formas columnares, sean éstas domales o cónicas. Los dos tipos de estromatolitos estratiformes poseen un máximo de 40 cm de espesor y se les ha visto a lo largo de los estratos. La diferencia entre los dos se encuentra en la laminación; mientras que uno posee láminas delgadas y casi paralelas y continuas, el otro presenta láminas gruesas, interrumpidas y formando ondulaciones.

La forma columnar ramificada posee un patrón muy semejante al *Jacutophyton* descrito por Weber y colaboradores (1978); es decir, la columna a partir de la cual se desarrollan las ramas es un *Conophyton*; sin embargo, las ramas poseen otra orientación. Mientras que en *Jacutophyton* de acuerdo con Weber y colaboradores (1979) las ramas se orientan en sentido ascendente, formando un ángulo de menos de 90° con respecto a la zona axial de *Conophyton*, en este

nuevo estromatolito las ramas se desarrollan en forma casi perpendicular a la zona axial del *Conophyton*.

Además, las ramas de *Jacutophyton* pueden bifurcarse hacia su final, y las del nuevo estromatolito columnar nunca lo hacen. Otro aspecto llamativo es la gran abundancia de ramas en la forma nueva. Por estas diferencias no se incluye a esta nueva forma dentro de *Jacutophyton* y se prefiere continuar con las observaciones.

Los estromatolitos hasta aquí señalados se encuentran en la Formación Gamuza. Sin embargo, en la Formación Papalote y en la transición de ésta a la Formación Llano Verde existe otro tipo de estromatolitos, que puede ser referido como *Collenia*, aunque de acuerdo con Cevallos (1981) este nombre carece de valor sistemático y éstos necesitan de más estudio. Por encima de este nivel se encuentran biohermas de *Conophyton* con estructura claramente distinta a los descritos anteriormente. Estos crecen a partir de un estromatolito estratiforme y alcanzan hasta 1 m de altura, su diámetro máximo es de 5 cm, pero es más frecuente que sea de 3 cm (Figura 8B).

DISCUSION

Las observaciones de campo permiten corroborar lo que otros autores ya habían descrito (Cooper y Arellano, 1946, 1956; Anderson *et al.*, 1978; Merriam e Eells, 1979; Longoria *et al.*, 1979). En primer término, la secuencia precámbrica está dividida en metamórfica y sedimentaria. El basamento metamórfico aflora en las siguientes localidades: Cerros de la Berruga (Damon *et al.*, 1962), Cerros Calavera y Cerros Aquituni (Eells, 1972), Cerros Pitiquito (Mendoza, 1979), Sierra del Viejo (Roldán y Rodríguez, 1982), Sierra de La Jobja (Morales, comunicación personal, 1982) y Cerros Tecolote. Estos distintos afloramientos han sido observados por los presentes autores en diversas ocasiones. De manera generalizada puede decirse que están compuestos de esquistos pelíticos, metacuarcitas, gneisses anfibolíticos y granatíferas y anfibolitas.

La edad que se puede asignar a estas rocas metamórficas es mayor de 1,780 ± 20 m.a. según mediciones radiométricas (Anderson *et al.*, 1978). Estas no afloran de manera continua, porque las sobreyacen sedimentos de diferentes edades, que van del Precámbrico al Reciente.

La secuencia precámbrica sedimentaria está compuesta por una alternancia de sedimentos químicos y terrígenos de plataforma. En ella han sido encontrados estromatolitos descritos de manera formal (Weber *et al.*, 1979; Cevallos y Weber, 1980) y estructuras algáceas (estromatolitos) cuya descripción no ha seguido sistemática alguna o fue preliminar. Eells (1972) menciona también la presencia en estos sedimentos de huellas indicativas posiblemente de vida metazoaria. McMenamin y colaboradores (en prensa) reportan además una fauna esqueletonizada con edad del Tomotiano y el hallazgo de un solo ejemplar de icnofósil, referido como *Zoophycus*. En los intentos por entender a esta secuencia precámbrica sedimentaria, Eells (1972) propuso dividirla en 12 unidades, de las cuales las segunda, tercera y novena presentan estromatolitos. Debe aclararse que la columna que él presenta es compuesta, integrada por sus observaciones en la Sierra de la Berruga. Longoria y González (1979) definieron una serie de unidades formales mismas que comenzando en la base de la columna estratigráfica reciben los siguientes nombres: El Arpa, Caborca, Pitiquito, Gamuza, Papalote y Grupo Gachupín. La relación entre estas dos formas de dividir el Precámbrico fue marcada por los mismos Longoria y colaboradores (1979) y Mendoza (1979), quienes señalaron que las unidades 1, 2, y 3 de Eells (1972) se correlacionan con las Formaciones Pitiquito, Gamuza y Papalote, respectivamente. En cuanto a las unidades superiores de Eells, Mendoza (1979) señaló que éstas son una repetición de la secuencia. Recientemente, Ste-

est y colaboradores (en prensa) han presentado una manera más completa de subdividir las rocas precámbricas, a la que ya se hizo referencia y es el esquema que en este trabajo se sigue. Tanto las unidades de Ellis como las formaciones de Longoria y la nueva propuesta de Stewart y colaboradores son distinguibles en el campo. No obstante, a continuación se harán algunas consideraciones sobre la Formación Gamuza.

Al tratar Longoria y colaboradores (1979) sobre esta formación, mencionan que posee abundantes estromatolitos y señalan que estos fueron descritos sistemáticamente por Gamper y Longoria (1978-1979). Aunque ésta no es la única de sus formaciones que presenta este tipo de fósiles, sí es donde éstos son más conspicuos y en este trabajo la atención se centra en ellos.

En el artículo de Gamper y Longoria (1978-1979, p. 98) se aclara que por la discrepancia en el uso de los caracteres empleados por diversos autores para distinguir los morfogrupos, no se incluyeron aspectos taxonómicos y bioestratigráficos. Sin embargo, en su trabajo hablan de la forma *Conophyton* y señalan que existen estromatolitos laminares (trombolito) y estromatolitos subsféricos. De acuerdo a las observaciones de campo debe aceptarse que existen dos conjuntos estromatolíticos claramente diferentes dentro de la Formación Gamuza, que se unen en un afloramiento de la Sierra del Rajón.

La secuencia en la que se basa la diagnosis de la Formación Gamuza se encuentra en los Cerros Gamuza. El contenido fosilífero de ésta, según lo muestran Gamper y Longoria (1978-1979, fotos 9 y 11) es idéntico al observado por Weber y colaboradores (1979) en los Cerros Pitiquito o Cerros Caborca y que puede ser correlacionado fácilmente con los Cerros Aquituni. Esta secuencia se caracteriza por presentar biohermas de *Jacutophyton* y *Conophyton* muy bien desarrollados. Esta misma secuencia puede ser identificada a lo largo de la Sierra del Viejo. Es curioso que en otras tres localidades (La Ciénega, Cerro Clemente y Rancho San Agustín) el contenido estromatolítico sea completamente diferente. En éstas, una secuencia con cinco tipos estromatolíticos claramente diferenciables entre sí se distingue sin mayor dificultad. Aunque en esta secuencia también se presenta *Conophyton*, los típicos *Jacutophyton* de la secuencia anterior no se encontraron. Sólo se conoce hasta el momento una localidad en la Sierra del Rajón en donde los dos conjuntos estromatolíticos se encuentran mezclados, misma que fue mostrada a los autores por el Dr. J. Stewart.

Una tercera sección con estromatolitos se presenta en la porción central de la Sierra del Viejo, donde un bioherma de *Conophyton* es fácilmente identificable; sin embargo, las diferencias morfológicas entre éste y los demás estromatolitos de su grupo encontrados en otras localidades son notorias; además, existe un paquete de rocas carbonatadas que les separan del conjunto típico de la Formación Gamuza, ubicándose por esto este nivel en la parte superior de la Formación Papatote o posiblemente en la base de la Formación Llano Verde (Cevallos et al., en preparación), y no se incluyen en alguna de las dos secciones anteriores.

Estas observaciones hacen patente la existencia de un cambio de facies dentro de la Formación Gamuza. Aunque de hecho se acepta esta situación, es difícil definir las diferentes facies que éstos indican. El conjunto estromatolítico descrito con semidetalle en este artículo muestra la acción de las corrientes sobre algunos de estos fósiles, sugiriendo que éstos se desarrollaron cerca de la línea de costa, la zona de intermareas. Este aspecto se ve reforzado por el hecho de que Stewart (en prensa) ha encontrado en el área estructuras primarias que muestran corrientes bimodales con dirección opuesta, tal y como se comportarían las mareas y el oleaje. Sin embargo, aunque este cambio puede ser aproximado, la existencia de pedernal asociado con estos estromatolitos indicaría un ambiente de aguas pro-

fundas. Por otra parte, los estromatolitos del segundo conjunto descritos ampliamente con anterioridad, debido a sus grandes tallas, tamaños y formas exageradamente uniformes, facilitan su ubicación en un medio tranquilo, con mayor profundidad y ausencia de corrientes, lo que permitiría ubicarlos en una zona dentro de la plataforma continental por debajo del nivel de inframarea y en donde las fuerzas producidas por este tipo de movimientos no afectarían el desarrollo de los estromatolitos.

Finalmente, puede pensarse que en el Precámbrico sedimentario se presentan estructuras cabalgantes que descansan sobre el basamento metamórfico en forma de escamas, lo cual está indicado por la inclinación casi vertical de los estratos en la mayoría de los afloramientos así como por la abundancia de testigos tectónicos.

CONCLUSIONES

Las visitas a varias de las localidades del área han confirmado que la geología estructural del pre-cenozoico de la misma es muy compleja. Son necesarios estudios detallados del Precámbrico sedimentario en diferentes cerros de la región para obtener un panorama global del área.

Para ello es conveniente disponer de la mejor información paleontológica posible, pues como se expuso, existen diferentes conjuntos de estromatolitos que ayudan a situar mejor a las secciones. Lo anterior adquiere importancia si se observa que la litología es básicamente igual en las diferentes localidades; sin embargo, su contenido fosilífero varía. Debe aclararse que la constancia de la forma en la distribución horizontal de estos fósiles por llamativa que sea, es difícil de aceptar, por lo que se continúa trabajando en recorrer los estratos estromatolíticos. Actualmente se les ha seguido por aproximadamente 40 km y la constancia de la forma es sorprendente.

Con referencia al material fósil, puede afirmarse que los *Conophyton* y *Jacutophyton* descritos por Weber y colaboradores (1979), Weber y Cevallos (1980) corresponden a la Formación Gamuza de Longoria y colaboradores (1979) y pueden ser fácilmente reconocidos en las secciones de los Cerros Pitiquito, Cerro el Rajón, Cerro Gamuza, Cerro el Arpa y en la Sierra del Viejo. Las secciones del Cerro San Agustín, Cerros Clemente y cerros al surponiente de La Ciénega presentan *Conophyton* idéntico al descrito por los autores antes señalados, pero no se observó al *Jacutophyton* por ellos descrito.

El *Jacutophyton* aflorante corresponde al descrito por Cevallos y Weber (1980) y Cevallos (1981). La diferencia entre estos dos *Jacutophyton* se encuentra en las ramas que presentan. Mientras que los estromatolitos descritos por Weber y colaboradores (1979) muestran ramas que pueden ser referidas de manera preliminar como *Baicalia*, el *Jacutophyton* de los Cerros San Agustín, Cerros Clemente y cerros al surponiente de La Ciénega presentan ramas comparables con *Platella* Korolyuk. En estas tres últimas localidades se presentan además dos tipos estromatolíticos no identificados hasta el momento y que en el contexto de este artículo han sido referidos como "estromatolitos con ramificación subparalela" y "estromatolitos con laminación de arcos amplios". Puede entonces afirmarse que al ser los conjuntos fosilíferos diferentes entre sí, éstos señalan dos facies diferentes dentro de la secuencia precámbrica de Caborca.

Junto con la variación de los estromatolitos y en diferentes localidades fosilíferas, se han detectado diferencias litológicas que ayudan a postular la presencia del cambio de facies dentro de la Formación Gamuza. Entre ellas pueden recordarse la presencia de estratos de pedernal en las secciones aquí descritas y la ausencia de ellos en otras previamente publicadas.

Puede afirmarse que en la secuencia precámbrica sedimentaria de Caborca existen dos niveles fosilíferos fácilmente distinguibles

entre sí, que representan dos momentos históricos. El primero está representado por la Formación Gamuza cuyos estromatolitos han sido descritos en detalle por Weber y colaboradores (1979), Cevallos (1981) y los introducidos en este artículo como fue señalado con anterioridad, que dan una edad de Rífico Medio (Weber y Cevallos, 1980). Respecto a esta edad debe tenerse presente el trabajo de McMenamin y colaboradores (en prensa) en el que señalan el hallazgo del icnofósil *Zoophycus*, en un nivel estratigráfico por debajo de la Formación Gamuza. Sin embargo, por estar representado este fósil tan solo por un ejemplar al que se refieren como semejante a *Zoophycus*, es preferible continuar buscando hasta encontrar mayor evidencia y estar seguros que este hallazgo realmente represente al fósil con que se ha identificado.

El segundo nivel está dado por la secuencia que aquí se presenta, cuyos estromatolitos necesitan de descripciones sistemáticas detalladas y que sobreyace a la Formación Gamuza, ubicándose posiblemente en la transición de la Formación Papalote y la Formación Llano Verde.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Departamento de Geología, de la Escuela de Ingeniería de la Universidad de Sonora, el haber financiado este trabajo mediante el convenio contraído con la Subdirección de la Investigación Científica y Superación Académica de la Secretaría de Educación Pública, a quien también expresan su gratitud.

Asimismo, desean agradecer los comentarios y sugerencias al manuscrito de: Dr. Reinhard Weber, M. en C. Jaime Roldán, Dr. John Stewart y Dr. Mark McMenamin. El trabajo fotográfico fue realizado por los Pas. de Biól. Héctor Hernández-Campos y Luis Roldán-Ramos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Anderson, T. H., Eells, J. H. y Silver, L. T., 1978, Rocas precámbricas y paleozoicas en la región de Caborca, Sonora, México: in Roldán-Quintana, Jaime y Salas, G. A., eds., Libroto-guía. Primer simposio sobre la geología y potencial minero en el Estado de Sonora. Hermosillo. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, p. 5-34.
- Arellano, A.R.V., 1946, Noticias geológicas del distrito de Altar, Son.: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 12, p. 53-58.
- 1956, Relaciones del Cámbrico de Caborca, especialmente con la base del Paleozoico: in Rodgers, J. (ed.), Sistema Cámbrico, su paleogeografía y problema de su base. México, D. F., Cong. Geol. Internal., 20, Simp. pte. 2, p. 509-527.
- Cevallos-Ferriz, Sergio, 1981, Observaciones sobre los estromatolitos del Precámbrico tardío de las capas Gamuza de la región de Caborca, Estado de Sonora: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, tesis de licenciatura, 29 p., (inédita).
- Cevallos-Ferriz, Sergio, y Weber, Reinhard, 1980 (1982), Arquitectura, estructura y ambiente de depósito de algunos estromatolitos del Precámbrico sedimentario de Caborca, Sonora: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 4, p. 97-103.
- Cevallos-Ferriz, Sergio, Salcido, R. A., y Pelayo, L. A., 1982, El registro fósil del Precámbrico; los estromatolitos de Caborca, Sonora: Soc. Geol. Mexicana, Notas geológicas, v. 2, p. 2-6.
- Cloud, P. H., 1942, Notes on stromatolites: Am. Jour. Sci., v. 240, p. 363-379.
- Cooper, G. A., y Arellano, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, north-west Sonora, Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 30, p. 606-619.
- 1956, Descripción de localidades cámbricas y desarrollo general del trabajo: in Cooper, G. A. et al., Geología y paleontología de la región de Caborca, norponiente de Sonora. Pte. 2: Paleontología y estratigrafía del Cámbrico de Caborca. México, D. F., Cong. Geol. Internal., 20, monogr., 150 p.
- Damon, P. E., Livingston, D. E., Mauger, R. L., Giletti, B. J., y Pantoja-Alor, Jerjes, 1962, Edad del Precámbrico "Anterior" y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte noroccidental del Estado de Sonora: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 64, p. 11-44.
- Dawson, J. W., 1875, The dawn of life, being the history of the oldest known fossil remains and their relations to geological time and the development of the animal kingdom: Montreal, Dawson Bros., 239 p.
- Eells, J. L., 1972, The geology of the Sierra de la Berruga, northwestern Sonora, Mexico: San Diego, San Diego State College, tesis de maestría, (inédita).
- Fenton, C. L., 1943, Precambrian-early Paleozoic algae: An. Midland Naturalist, v. 30, p. 83.
- Fenton, C. L., y Fenton, M. A., 1933, Algae reefs of bioherms in the Belt Series of Montana: Geol. Soc. America Bull., v. 44, p. 1135-1142.
- 1939, Early Algae as environment indicators and index fossils: Pan. Am. Geologist, v. 17, p. 46-47.
- Fries, Carl, Jr., 1962, Reseña geológica del Estado de Sonora, con énfasis en el Paleozoico: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 14, p. 257-273.
- Gamper, M. A., y Longoria, J. F., 1978-1979, Sobre la ocurrencia de estromatolitos en la secuencia precámbrica del cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: Univ. Sonora, Dept. Geología, Bol., v. 1, p. 95-104.
- Hofmann, H. J., 1972, Precambrian remains in Canada; fossils, dubiofossils, and pseudofossils: Montreal, Cong. Geol. Internal., 24, Proc., Sect. 1, p. 20-30.
- Holtedahl, O., 1921, On the occurrence of structure like Walcott's Algonkian algae in the Permian of England: Am. Jour. Sci., ser. 5, v. 1, p. 195-206.
- Kalkowski, E., 1908, Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein: Zeitschr. deut. geol. Ges., v. 60, p. 68-125.
- Longoria, J. F. et al., 1979, Consideraciones estructurales en el cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: Univ. Sonora, Dept. Geología, Bol., v. 1, p. 61-67.
- Longoria, J. F., y González, M. A., 1979, Estudios estratigráfico-estructurales en el Precámbrico de Sonora; geología de los cerros Gamuza y El Arpa: Univ. Sonora, Dept. Geología, Bol., v. 2, p. 106-149.
- Longoria, J. F., y Pérez, A. V., 1978, Bosquejo geológico de los cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora): Univ. Sonora, Dept. Geología, Bol., v. 1, p. 119-144.
- McMenamin, M., 1982a, A case for two late Proterozoic-earliest Cambrian faunal province loci: Geology, v. 10, p. 290-292.
- 1982b, Precambrian conical stromatolites from California and Sonora: Southern California Paleont. Soc. Bull., v. 14, p. 103-105.
- McMenamin, M., Awramik, S., y Stewart, J., en prensa, An Early Cambrian skeletonized fauna and associated fossils from Sonora, Mexico: Geology.
- Mendoza, J. J., 1979, Estudios geológicos de los cerros Pitiquito-NW de Sonora, México: México, D. F., Inst. Politécnico Nal., Esc. Sup. Ing. Arquitectura, tesis profesional, 90 p., (inédita).
- Merriam, R., e Eells, J. L., 1979, Reconnaissance geologic map of the Caborca quadrangle, Sonora, Mexico: Univ. Sonora, Dept. Geología, v. 1, p. 87-94.

- Monty, C.L.V., 1977, Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites; a review: *in* Flügel, E. (ed.), Fossil algae, results and developments. Heidelberg, Springer Verlag, p. 15-36.
- Preiss, W. V., 1976, Intercontinental correlations: *in* Walter, M. R. (ed.), Stromatolites. Amsterdam, Elsevier, p. 359-370.
- Read, J. F., 1976, Calcretes and their distinction from stromatolites: *in* Walter, M. R. (ed.), Stromatolites. Amsterdam, Elsevier, p. 55-72, 1 fig., 11 lám.
- Rezak, R., 1957, Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 294-D, p. 127-154.
- Reis, O. M., 1908, Über Oolith und Stromatolith in norddeutschen Bundsandstein: N. Jb. Mineral, Geol. Paläont., 2, p. 114-138.
- Roldán-Quintana, Jaime, y Rodríguez, J. L., 1982, Informe sobre la geología de reconocimiento de la hoja H 12-A75, escala 1:50,000: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Estación del Noroeste, informe (inédito).
- Salcido, R. A., Pelayo, L. A., y Cevallos-Ferriz, Sergio, en prensa, Mapa geológico de la Sierra del Viejo, esc. 1:20,000.
- Schopf, J. W., Oehler, D. Z., Horodyski, R. J., y Kvenvolden, K. A., 1972, Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites: Jour. Paleontology, v. 45, p. 477-486.
- Semikhatov, M. A., 1976, Experience in stromatolite studies in the U.S.S.R.: *in* Walter, M. R. (ed.), Stromatolites. Amsterdam, Elsevier, p. 337-358.
- Seward, A. C., 1931, Plant life through the ages: Nueva York, Cambridge Univ. Press, 601 p. (véase p. 86-87).
- Steel, T. H., 1825, A description of the oolitic formation lately discovered in the County of Saratoga and State of New York: Am. Jour. Sci., v. 9, p. 16-19.
- Stewart, H. J., en prensa, Regional relations of Proterozoic and Lower Cambrian rocks in the western United States and northern Mexico.
- Stewart, J. H., y Suczek, C. A., 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: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Sect., Pacific Coast, Paleogeography Simp., v. 1, p. 1-17.
- Stewart, J. H., McMenamin, M., y Morales, R., en prensa, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico; physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies and regional relations.
- Stoyanow, Alexander, 1942, Paleozoic paleogeography of Arizona: Geol. Soc. America Bull., v. 53, p. 1255-1282.
- Tyler, S. A., y Barghoorn, E. S., 1954, Occurrence of structurally preserved plants in Precambrian rocks of the Canadian Shield: Science (E.U.A.), v. 119, p. 606-608.
- Thaikill, J., 1976, Speleothems: *in* Walter, M. R. (ed.), Stromatolites. Amsterdam, Elsevier, p. 73-86.
- Walter, M. R., 1972, Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian: Paleont. Assoc. London, Spec. Paper in Paleontology 11, 190 p.
- 1976, Hot spring sediments in Yellowstone National Park: *in* Walter, M. R. (ed.), Stromatolites. Amsterdam, Elsevier, p. 489-498.
- Weber, Reinhard, Cevallos-Ferriz, Sergio, y Mendoza, J. J., 1978, *Jacutophyton* estromatolito complejo del Precámbrico Tardío de Caborca, Estado de Sonora: Resumen (inédito). Trabajo presentado en el VII Congreso de la Sociedad Botánica de México.
- Weber, Reinhard, Cevallos-Ferriz, Sergio, López, C. A., Olea, F. A., y Singer, S. S., 1979, Los estromatolitos del Precámbrico Tardío de los alrededores de Caborca, Estado de Sonora, I. Reconstrucción de *Jacutophyton* e interpretación paleoecológica preliminar: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 3, p. 9-23
- Weber, Reinhard, y Cevallos-Ferriz, Sergio, 1980, El significado bioestratigráfico de los estromatolitos del Precámbrico sedimentario de la región de Caborca, Sonora: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 4, p. 104-110.