



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ICNOFÓSILES DE LA FORMACIÓN PUERTO
BLANCO, CÁMBRICO TEMPRANO DEL ÁREA
DE CABORCA – PITIQUITO, SONORA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

B I Ó L O G O

PRESENTA:

TOMÁS HUITRÓN RUBIO

DIRECTOR: DR. FRANCISCO SOUR TOVAR



m. 349459



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito: " Icnofósiles de la Formación Puerto Blanco, Cámbrico Temprano del área de Caborca-Pitiquito, Sonora."

realizado por Tomás Huitrón Rubio

con número de cuenta 09522348-7 , pasante de la carrera de Biología

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis
Propietario

Dr. Francisco Sour Tovar

Propietario

Dra. Sara Alicia Quiroz Barroso

Propietario

Dr. Pedro García Barrera

Suplente

Dra. Ana Bertha Villaseñor Martínez

Suplente

M. en C. Arturo David Contreras Barrera

Consejo Departamental de Biología

FACULTAD DE CIENCIAS

M. en C. Juan Manuel Rodríguez Chávez



UNIDAD DE ENSEÑANZA
DE BIOLOGÍA

DEDICATORIA

A MIS PADRES.

A MIS HERMANOS.

A MI AMOR, DULCE.

**A TODAS LAS PERSONAS QUE TUVIERON QUE VER CON ESTE
TRABAJO.**

AGRADECIMIENTOS

Primeramente a mis padres **Amalia** y **Tomás**, que me han apoyado en todos los momentos sin importar la situación, ellos son para mí un ejemplo de honestidad, honradez, respeto, fortaleza y cariño, les debo a ellos en gran medida la realización de mi carrera profesional.

A mis hermanos **Daniel** y **Queta** que de un modo u otro siempre estuvieron apoyándome y ayudándome para lograr este objetivo. A mi sobrinita Daniela que con su risa me alegró muchos momentos y a mi cuñado.

A mi Amor, **Dulce**, que ha estado conmigo compartiendo momentos de todo tipo sin importar las circunstancias, sin su apoyo incondicional y sin su amor no habría logrado esto.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por medio de la Facultad de Ciencias, que me permitió formarme profesionalmente como Biólogo y al Museo de Paleontología de la Facultad que me apoyó para realizar mi tesis.

Al Dr. Francisco Sour Tovar, por su paciencia, por haberme aceptado nuevamente como tesista, por confiar en mí y por dirigirme la tesis, él posee todo mi respeto y admiración.

A la Dra. Sara Quiroz Barroso, por su colaboración en las múltiples correcciones de este trabajo. Al Dr. Pedro García Barrera, por las aportaciones hechas a esta tesis. A la Dra. Ana Bertha Villaseñor, por su valiosa ayuda en el mejoramiento de este trabajo. Al M. en C. Arturo Contreras Barrera, por sus valiosos consejos en la revisión de esta tesis. A Héctor Hernández Campos por las excelentes fotografías que exhibe este trabajo. Al Biól Daniel Navarro Santillán por apoyarme en el mejoramiento de la discusión de este trabajo. A Nacho y Giuseppe que sin saberlo cargaron en Caborca mi material de tesis, y a todas las personas que participaron directa o indirectamente en las salidas al campo.

A Todos los excelentes seres humanos que trabajan en el Museo de Paleontología.

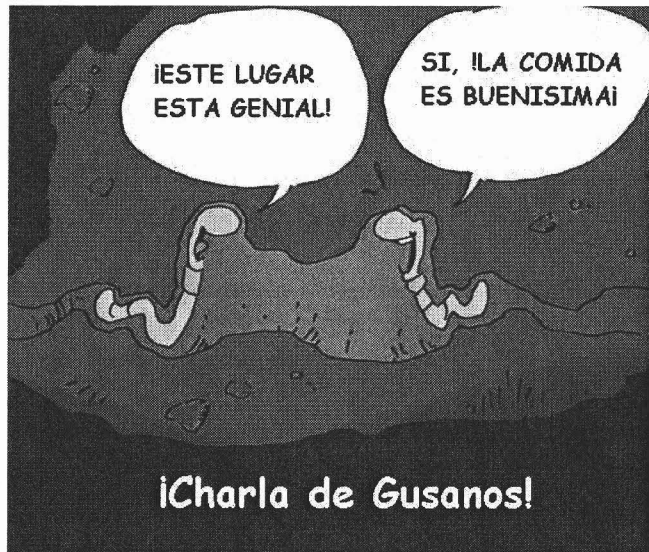
Agradezco A la Dirección General de Asuntos de Personal Académico de la UNAM. (DGAPA) su apoyo a través del proyecto IN228803-2 para llevar a cabo las actividades de campo y sufragar los gastos de elaboración de material fotográfico.

A todas las personas que tuvieron algo que ver en mi formación y en el desarrollo de este trabajo se los agradezco infinitamente.

Gracias a Todos.

“Ahora sé que el que es más fuerte por su inteligencia y por su alma... tiene la última palabra y la razón.”

Rodion Romanovich Rascolnikov (Crimen y Castigo, Fedor Dostoievski)



INDICE

	Página
- RESUMEN	1
- INTRODUCCIÓN	2
- LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
- ANTECEDENTES	5
- MARCO ESTRATIGRÁFICO	8
- MARCO TEÓRICO	11
- Introducción a la Icnología	11
- <i>Tiering</i>	12
- Clasificación de los Icnofósiles	13
- ICNOLOGÍA SISTEMÁTICA	20
- DISCUSIÓN GENERAL	28
- Consideraciones sobre el Paleoambiente	28
- Consideraciones Estratigráficas	29
- Tectónica y Escenario Paleogeográfico	31
- CONCLUSIONES	34
- LITERATURA CITADA	35
- LÁMINAS	43

“Icnofósiles de la Formación Puerto Blanco, Cámbrico temprano del área de Caborca-Pitiquito, Sonora.”

RESUMEN

En el presente trabajo se reporta la presencia de las icnoespecies, *Treptichmus pedum* y *Planolites beverleyensis* en rocas que afloran en los Cerros de la Ciénega, en el área de Caborca-Pitiquito, Sonora, y que son consideradas como la parte basal de la Formación Puerto Blanco y nominadas como Unidad 2. Las tres icnoespecies son descritas de acuerdo a las clasificaciones icnológicas de tipo taxonómico, etológico y estratinómico.

El hallazgo de *Treptichmus pedum*, que sólo ha sido referido para rocas del límite Precámbrico-Cámbrico al Cámbrico temprano, apoya la asignación de las unidades fosilíferas al Cámbrico Inferior que se ha postulado previamente por la presencia de trilobites, arqueociátidos y otros taxa .

Los icnofósiles descritos y las características sedimentológicas de las rocas portadoras permiten inferir un paleoambiente marino de baja energía, y poco profundo, dentro de una plataforma terrígena. También permiten, en conjunto con las secuencias estratigráficas que se observan, correlacionar a la Formación Puerto Blanco con unidades litoestratigráficas del suroeste de Estados Unidos, principalmente con las que se encuentran en los estados de California y Nevada en la llamada Great Basin.

Estas consideraciones permiten apoyar ideas previamente expuestas que señalan que las rocas cámbricas de la región de Caborca-Pitiquito, representan una extensión hacia el suroeste de los depósitos del margen continental del Miogeoclinal Cordillerano y que se encuentran desplazadas de su posición original, ya que deberían ubicarse en el área correspondiente al sur del Great Basin en los Estados Unidos, por el efecto una gran falla lateral que ha sido nominada la Megacizalla Mojave-Sonora.

INTRODUCCIÓN

Hace aproximadamente 680 millones de años, en el Rifeano, se registró un abrupto declive de las comunidades de cianobacterias que previamente formaron grandes depósitos estromatolíticos; este evento se asocia a la aparición y proliferación de los primeros metazoarios, pero desafortunadamente no hay evidencias sobre ello en el registro fósil y es hasta el sistema Vendense en que se encuentran fósiles que con certeza son formas orgánicas con diferenciación tisular. El primer registro fósil de organismos interpretados como metazoarios, fue descubierto en las colinas de Ediacara en el sur de Australia en rocas de 590-550 millones de años y consiste de impresiones o moldes de una gran diversidad de formas (Weiguo, 1994; Fedonkin, 1994). Desde este hallazgo, las faunas ediacarenses se han encontrado prácticamente en todo el Mundo, sobresaliendo las localidades del Mar Blanco, en la costa noreste de Rusia (Fendonkin 1981, 1994) y los de Mistaken Point, en la península de Avalon en Terranova (Anderson y Misra, 1968). Originalmente se pensó que entre esos fósiles se encontraban los ancestros de los cnidarios, artrópodos y otros grupos y también representantes de varios taxa de afinidad incierta (Glaessner, 1961, 1984), pero Seilacher (1989, 1994) ofreció un punto de vista diferente, postulando que los organismos ediacarenses no son ancestros de los metazoarios, sino un grupo extinto al que llamó Vendobionta y que consideró como un experimento fallido de la evolución. Con esto en mente, se postuló que los verdaderos ancestros de los metazoarios están representados por las trazas fósiles contemporáneas, muchas veces asociadas a las formas ediacarenses, y que se caracterizan por su poca complejidad.

Acompañando al registro fósil que detalla estos eventos de la historia de la vida, las trazas fósiles o icnofósiles se encuentran señalando que los patrones de comportamiento, principalmente de desplazamiento o alimentación, registran cambios desde las formas simples, cilíndricas, poco sinuosas o meandriiformes del Rifeano-Vendiano temprano hasta las trazas del Vendense medio y tardío, agrupadas en diversos icnogéneros, cuya complejidad representa indudablemente patrones de comportamiento de metazoarios.

Posterior a la existencia de la Fauna de Ediacara, el registro geológico muestra que en la base del Cámbrico, en el llamado Tomotiano (550-540 millones de años), aparecen pequeños fósiles casi microscópicos, con concha o partes esqueléticas (Fendonkin, 1994).

Inmediatamente, se da la llamada Explosión Cámbrica, evento registrado en distintos lugares alrededor del mundo, como China, Groenlandia y Canadá, y en el que aparentemente de manera muy abrupta se da la aparición de representantes de todos los phyla animales conocidos.

En el Cámbrico temprano (Tomotiano temprano) se incrementa la diversidad y abundancia de trazas fósiles y aparecen nuevos icnogéneros. En este nivel se desarrollan las trazas típicas del Eon Fanerozoico, algunas de ellas indican patrones complejos para la explotación eficiente de los nutrientes del medio, generando incluso patrones tridimensionales no vistos en sedimentos más antiguos. Dentro de este tipo de icnofósiles se encuentran los descubiertos en las rocas del Cámbrico Inferior de la Formación Puerto Blanco, unidad de estudio en este trabajo, sobre los cuales no existen estudios previos y cuyo análisis tiene el potencial de brindar información sobre la evolución de patrones conductuales en los organismos que los generaron y a la vez información sobre las condiciones paleoambientales y paleogeográficas en que se depositaron las rocas de esta unidad y que agrupa a las rocas sedimentarias fanerozoicas más antiguas que se han encontrado en México. En este contexto, se postula como objetivos de este trabajo describir y determinar los icnofósiles de la Formación Puerto Blanco e interpretar las implicaciones conductuales, paleogeográficas, paleoambientales y estratigráficas de su hallazgo.

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Formación Puerto Blanco aflora en diferentes localidades de la región de Caborca-Pitiquito. Sobresale el afloramiento que se encuentra en el Cerro de la Proveedora a 11 kilómetros del oeste de Caborca, donde, a pesar de no estar expuesta la base de la formación, se encuentra la secuencia estratigráfica mejor representada; en los afloramientos del Cerro de Aquituni, Cerro Calaveras, Cerro del Rajón y Cerro Clemente, se encuentran secciones bien expuestas pero en ellas el material fósil es escaso. El material de estudio de este trabajo se recolectó en los afloramientos de los Cerros de la Ciénega, cuyas coordenadas son 30° 07'617 latitud Norte y 111° 59'627 longitud Oeste, a una altitud de

Inmediatamente, se da la llamada Explosión Cámbrica, evento registrado en distintos lugares alrededor del mundo, como China, Groenlandia y Canadá, y en el que aparentemente de manera muy abrupta se da la aparición de representantes de todos los phyla animales conocidos.

En el Cámbrico temprano (Tomotiano temprano) se incrementa la diversidad y abundancia de trazas fósiles y aparecen nuevos icnogéneros. En este nivel se desarrollan las trazas típicas del Eon Fanerozoico, algunas de ellas indican patrones complejos para la explotación eficiente de los nutrientes del medio, generando incluso patrones tridimensionales no vistos en sedimentos más antiguos. Dentro de este tipo de icnofósiles se encuentran los descubiertos en las rocas del Cámbrico Inferior de la Formación Puerto Blanco, unidad de estudio en este trabajo, sobre los cuales no existen estudios previos y cuyo análisis tiene el potencial de brindar información sobre la evolución de patrones conductuales en los organismos que los generaron y a la vez información sobre las condiciones paleoambientales y paleogeográficas en que se depositaron las rocas de esta unidad y que agrupa a las rocas sedimentarias fanerozoicas más antiguas que se han encontrado en México. En este contexto, se postula como objetivos de este trabajo describir y determinar los icnofósiles de la Formación Puerto Blanco e interpretar las implicaciones conductuales, paleogeográficas, paleoambientales y estratigráficas de su hallazgo.

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Formación Puerto Blanco aflora en diferentes localidades de la región de Caborca-Pitiquito. Sobresale el afloramiento que se encuentra en el Cerro de la Proveedora a 11 kilómetros del oeste de Caborca, donde, a pesar de no estar expuesta la base de la formación, se encuentra la secuencia estratigráfica mejor representada; en los afloramientos del Cerro de Aquituni, Cerro Calaveras, Cerro del Rajón y Cerro Clemente, se encuentran secciones bien expuestas pero en ellas el material fósil es escaso. El material de estudio de este trabajo se recolectó en los afloramientos de los Cerros de la Ciénega, cuyas coordenadas son 30° 07'617 latitud Norte y 111° 59'627 longitud Oeste, a una altitud de

726 metros sobre el nivel del mar. En esta localidad sólo afloran rocas de la parte basal de la Formación Puerto Blanco.

Para cada uno de los afloramientos existe un camino rural que permite acceder a ellos y que es transitable para vehículos de doble tracción durante la mayor parte del año. El camino para llegar a los Cerros de la Ciénega se inicia en la desviación del poblado Pitiquito hacia la Ciénega. A partir de este último poblado, los Cerros de la Ciénega se encuentran aproximadamente a cinco kilómetros al suroeste, en los terrenos del Rancho Fátima. (Figura 1)

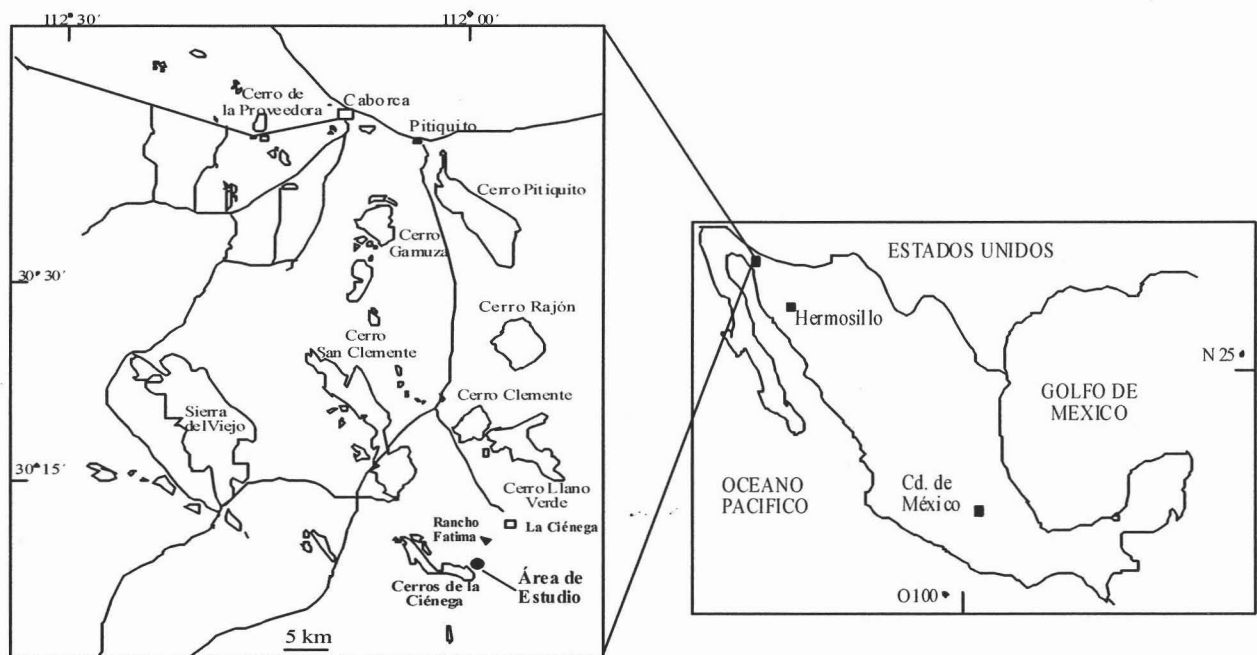


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. La Formación Puerto Blanco aflora en los Cerros de la Ciénega, pertenecientes al área de Caborca-Pitiquito, Sonora.

ANTECEDENTES

El área de Caborca-Pitiquito es una de las localidades fosilíferas de gran importancia en México, sobre todo porque en ella se han encontrado las rocas fosilíferas más antiguas del territorio nacional, que han sido fechadas para el Proterozoico Superior. Por ello y por el hallazgo de diversas localidades paleozoicas, principalmente del Cámbrico Inferior, del Cámbrico Medio y del Pérmico Medio, numerosos investigadores han realizado valiosas aportaciones en cuanto a la estratigrafía y también al conocimiento de las asociaciones fósiles de esta área, asignándoles una posición estratigráfica, describiéndolas o correlacionándolas con fauna de otras regiones.

Los pioneros en estudiar la zona fueron investigadores asociados a compañías petroleras americanas y europeas: entre ellos, los geólogos Keller y Wellings que en 1922 reportaron la existencia de las Capas Gamuza con rocas portadoras de estromatolitos del Proterozoico Superior. Posteriormente, Keller, (1928, *en* Anderson *et al.*, 1978) presentó el primer reporte de rocas de edad Pérmica para la región.

En 1941, los geólogos Isauro Gómez y Lorenzo Torres, (*en* Anderson, 1978) de la compañía Petróleos Mexicanos, hicieron el hallazgo de trilobites, descubrimiento que fue reportado por Arellano en 1946 en el Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, y que posteriormente fueron estudiados por Lochman (Cooper *et al.*, 1956). Los estudios de Gómez y Torres dieron como resultado el descubrimiento del alga *Collenia* en capas clásticas y carbonatadas de las cercanías de Caborca, denominadas Capas Gamuza, y su presencia sugirió la existencia de rocas del Precámbrico tardío.

Posteriormente Cooper y Arellano (1946) realizaron un estudio en donde se resume la geología general y paleontología paleozoica de la región.

En 1953 Lochman publicó una nota proponiendo dos subzonas para la zona principal de trilobitomorfos encontrados por Gómez y Torres.

En 1956 Arellano realizó un análisis detallado de las relaciones entre las rocas Cámbricas de diversas formaciones que se conocen en los alrededores de Caborca. Esta labor es de gran interés ya que describe series de rocas del tipo de caliza, dolomía, pizarra y cuarcita, carentes de fósiles diferentes a *Collenia*. Este trabajo establece las bases para la estratigrafía de las unidades precámbricas de la región.

En 1956, Cooper y colaboradores describieron con detalle las rocas fosilíferas cámbricas de los alrededores de Caborca y, con base en la litología y el contenido fósil de cada unidad, postularon la existencia de seis formaciones: Puerto Blanco, Proveedora, Arrojos, Buelna, Cerro Prieto y Tren.

En 1962, Fries realizó una reseña geológica del basamento pre-paleozoico del estado de Sonora, describe el complejo metamórfico perteneciente al Proterozoico Medio, le señala una edad mínima de 1700 millones de años, describe su deformación, la presencia de intrusiones de rocas plutónicas y una cubierta, en discordancia angular, compuesta por una sucesión de rocas sedimentarias poco metamórfizadas del Precámbrico Superior. Menciona también el desarrollo posterior de ligeros movimientos tectónicos y una etapa de erosión que afectaron el zócalo antes de que comenzaran a depositarse los sedimentos paleozoicos. El mismo autor menciona que las rocas paleozoicas comprenden porciones de todos los sistemas, desde el Cámbrico hasta el Pérmico, y que la constitución sedimentaria y los rasgos estratigráficos sugieren que la región representa una plataforma continental o un miogeosinclinal. Además de ello, Fries aprecia un tectonismo a finales del Paleozoico y principios del Mesozoico, producto de la denominada orogenia Sonorama.

Mas tarde, Anderson *et al.*, (1978) presentaron un trabajo en el Simposio de Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora, donde remarcaron la importancia del descubrimiento de los trilobites en las cercanías de Caborca, promoviendo el desarrollo en investigación que se ha generado en este lugar.

Gamper y Longoria (1979), dan a conocer una secuencia precámbrica rica en estromatolitos del NW de Sonora, la secuencia se encuentra en el cuadrángulo Pitiquito-La Primavera y aquí observaron tres tipos de estromatolitos: 1) Laminares, 2) Subesféricos, y 3) Columnares. Todos ellos presentes en las llamadas Capas Gamuza, pero con una distribución irregular en la secuencia. El análisis comparativo de los estromatolitos del Precámbrico del cuadrángulo Pitiquito-La Primavera con las secuencias descritas en la literatura, permitió inferir que son referibles al Rifico de la sucesión soviética. Por otra parte, sugiere que la secuencia precámbrica del cuadrángulo Pitiquito-La Primavera se vio sujeta a fluctuaciones ecológicas marcadas, que indican un evento de transgresión continua en el área.

Posteriormente, Anderson (1978), y Cevallos y Weber (1980) describen los estromatolitos proterozoicos de las Capas Gamuza de la región de Caborca, Sonora, identificando dos tipos, *Conophyton* y *Jacutophyton*. Al siguiente año, Cevallos *et al.*, (1981) publican un artículo en donde se presenta, el estado del conocimiento hasta ese momento, de la secuencia sedimentaria precámbrica de Caborca, Sonora, junto con una revisión de los trabajos geológicos y paleontológicos publicados en los últimos años de esa década, además se hace mención de una nueva sección de estromatolitos diferentes a los descritos previamente, y de la utilidad de los estromatolitos dentro de la estratigrafía precámbrica.

Para la región de Caborca, McMenamin *et al.*, (1983) descubren componentes de una microfauna con partes esqueletizadas de posible edad Tomotiana (Cámbrico temprano) y la correlacionan con la encontrada en la parte basal de la Formación Cañón de Madera en la región del Valle de la Muerte, en el suroeste de Estados Unidos. En la misma publicación, se menciona la existencia de una serie de icnofósiles considerados representantes de las formas más antiguas de metazoarios para México. En 1984, Stewart y colaboradores redescubren las unidades litoestratigráficas de la región de Caborca-Pitiquito señalando la existencia de una secuencia de 3,300 metros de espesor que dividen en 14 formaciones, 11 de las cuales ya habían sido descritas con anterioridad. Posteriormente, McMenamin (1985) describe formalmente a la microfauna esqueletizada, reportando la presencia de *Sinotubulites cienegensis* y *Cambrotubulus cf. C. decurvatus* en la base de la Formación la Ciénega y señalando que quizás represente a la fauna mas antigua de Norte América.

En 1988, Cevallos y colaboradores refieren la presencia del estromatolito *Colonnella komar*, de los cerros de la Ciénega, de la Formación Gamuza del Rifico de Sonora.

La última publicación que se registra, relativa al área de trabajo, fue elaborada por Rivera-Carranco (1988) quien explica la génesis e interpreta el ambiente de depósito de la Formación Proveedora.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

En el área de Caborca, Sonora, afloran rocas pre-mesozoicas correspondientes a unidades precámbricas, cámbricas y pérmicas (Figura 2). La base de la secuencia precámbrica, toda ella del Proterozoico Superior, está representada por la Formación El Arpa, compuesta por 89.7 metros de rocas de tipo dolomítico y arenoso cuarcítico (Longoria 1980, 1981). Sobreyaciendo, se encuentra la Formación Caborca constituida por 126.6 metros de caliza dolomítica (Longoria 1980, 1981). Sobre esta unidad descansa la Formación Clemente con 210.3 metros que en su sección tipo se encuentra compuesta por limolita, arenisca, cuarcita, conglomerado y en menor cantidad dolomita (Stewart *et al.*, 1984). Posteriormente, la Cuarcita Pitiquito muestra espesores de cerca de 77 metros y está formada por cuarcita de grano medio y escasa arenisca dolomítica (Longoria y Pérez, 1979). Enseguida la Formación Gamuza, con 135 metros de espesor, presenta una dominancia de dolomita de grano medio, algo de arenisca y conglomerado (Longoria *et al.*, 1978; Longoria y Pérez, 1979). Sobre esta unidad se encuentra la Formación Papalote, con 404.5 metros de dolomita, cuarcita y limolita (Longoria *et al.*, 1978; Longoria y Pérez, 1979). La Cuarcita Tecolote representa la unidad precámbrica mas joven de la región y está compuesta por 168.5 metros de cuarcita y dolomita (Stewart *et al.*, 1984).

De acuerdo a Stewart y colaboradores (1984), sobre la secuencia precámbrica se encuentran cinco unidades del Cámbrico Inferior. La más antigua es la Formación La Ciénega que en su sección tipo presenta un espesor de cerca de 178 metros con dominancia de dolomita e intercalaciones de limolita, cuarcita y arenisca. Sobre ella se encuentra la Formación Puerto Blanco, que se caracteriza por ser la unidad mas potente, presentando en su sección tipo un espesor de 717 metros con una dominancia de limolita, caliza, cuarcita, arenisca volcánico-clástica, conglomerado y dolomita. La Cuarcita Proveedora sobreyace a esta unidad, tiene un espesor de 201 metros y posee diversos estratos de cuarcita y limonita. Posteriormente, la Formación Buelna mide alrededor de 77.5 metros de espesor y tiene una dominancia de limolita, cuarcita, caliza y dolomita. La Formación Cerro Prieto, última unidad del Cámbrico Inferior, posee cerca de 82 metros de arenisca de grano fino a medio. Sobre las rocas del Cámbrico Inferior sobreyace la Formación Arrojitos que ha sido fechada para el Cámbrico Medio y presenta un espesor de hasta 93 metros de limolita. Al Oeste y

CABORCA, SONORA

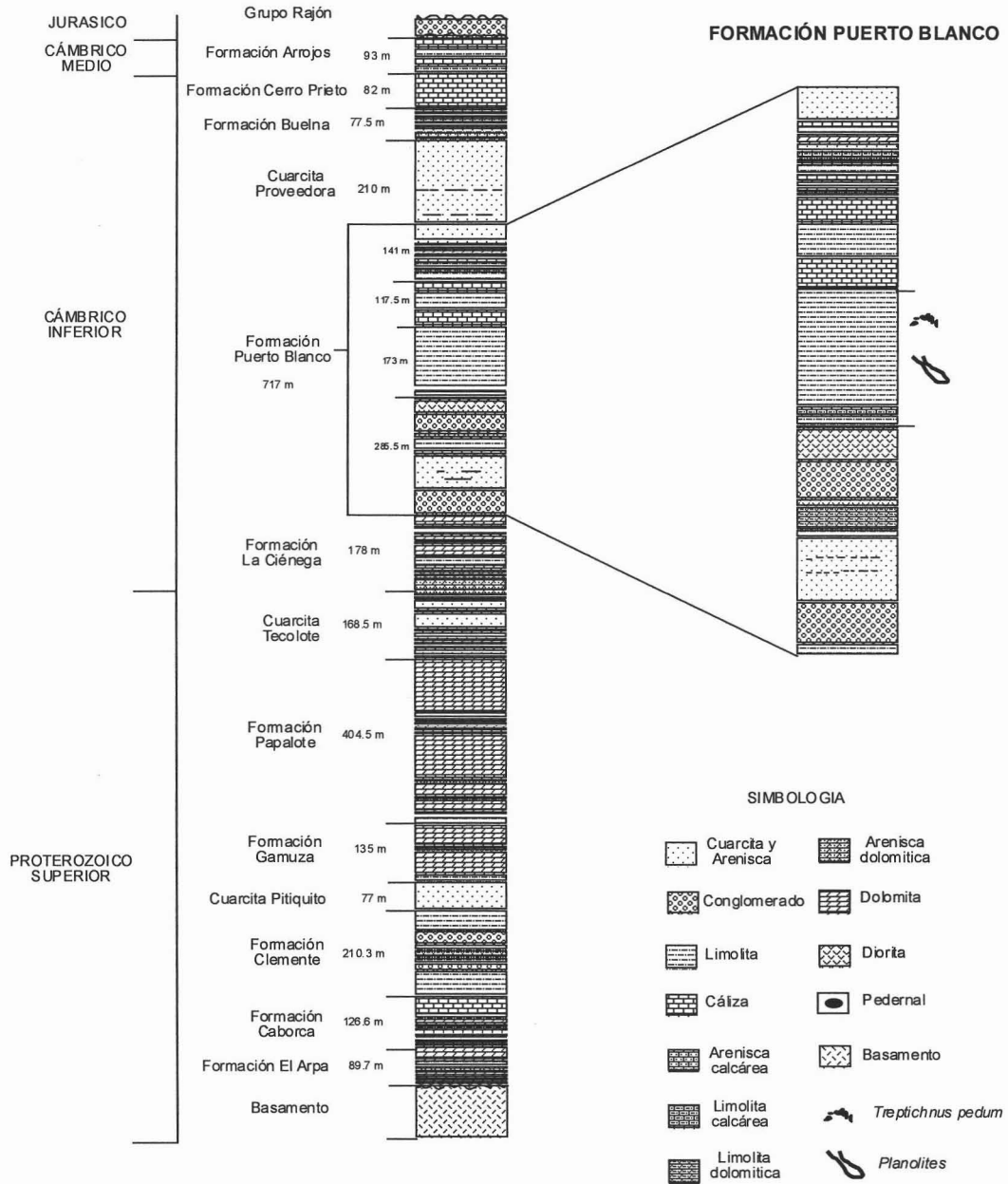


Figura 2. Columna estratigráfica generalizada del Proterozoico Superior al Jurásico en el área de Caborca, Sonora. Basada en Stewart *et al.*, 1984.

Suroeste del área de Caborca se ha descrito a la Formación El Tren, también con una edad del Cámbrico Medio. Como ya se mencionó las formaciones Puerto Blanco, Proveedora, Buelna, Cerro Prieto, Arrojos y El Tren fueron descritas originalmente por Cooper *et al.*, 1956.

Sobre el Cámbrico del área de Caborca-Pitiquito se encuentra una serie de rocas, principalmente conglomerado, que han sido asignadas al Jurásico y nominadas Grupo Rajón (Stewart *et al.*, 1984).

La Formación Puerto Blanco, unidad de origen del material que se describe en este trabajo, representa la sección más completa de rocas cámbricas, con un espesor de cerca de 717 metros. Su sección tipo se encuentra expuesta en los cerros de la Proveedora, ubicada a unos 10 kilómetros al oeste de Caborca, Sonora y ha sido dividida en cuatro unidades (Cooper y Arellano, 1952; Stewart *et al.*, 1984).

- Unidad I: Con 285.5 metros de espesor de arenisca volcano-clástica, conglomerado formado por cantos rodados de pizarra verde, dolomita arenosa, y limo fino, inmersos en una matriz arenosa. Suprayaciéndolos se presenta una pizarra gris verdosa, alterada con minerales máficos y matriz clorítica, enseguida contiene cuarcita rojo pálido o gris oliva de grano fino y finalmente limolita dolomítica esparcida.

Las capas basales contienen fósiles como: *Obolella*, *Lingulella*, *Olenellus*, *Salterella* y *Hyolithes*, siendo los olenelidos (trilobites) y *Obolella* (braquiópodos) los más antiguos. En síntesis el contenido fosilífero es abundante aunque de poca variedad.

- Unidad II. Su espesor es de 173 metros, se encuentra formada principalmente por limolita amarilla grisácea, amarillo oscuro y rojo grisáceo, con intercalaciones esporádicas de cuarcita finamente granular y eventualmente laminada y algunas capas de limo. En esta unidad es donde se encontró el material que se analiza en este trabajo.
- Unidad III: Posee un espesor de 117.5 metros, se encuentra caracterizada por lentes de limolita con arqueociátidos en la base de la unidad. En la parte media de la unidad aparece sedimento color amarillo grisáceo y gris verdoso, cuarcita amarillo grisáceo de grano muy fino, y en menor cantidad limolita arenosa y arenisca.

- Unidad IV: Esta unidad posee un espesor de 141 metros, se caracteriza por sedimento gris verdoso y naranja grisáceo, limolita y arenisca limosa de grano medio, con estratificación cruzada. La parte superior posee cuarcita de color naranja pálido y amarillo grisáceo de grano muy fino a fino. En esta unidad es común la presencia de *Skolithos*.

En toda la secuencia de esta formación es común la presencia de intercalaciones de cuarcita y pizarra, capas con arqueociátidos y algunas con clastos retrabajados. Como ya se mencionó, la Formación Puerto Blanco también aflora en los cerros Clemente, Rajón Calaveras y Aquituni.

MARCO TEÓRICO

Introducción a la icnología

Los icnofósiles (del latín *Ichnos* = huella, traza), son estructuras sedimentarias tales como pisadas, pistas, madrigueras, perforaciones, gránulos fecales y otros rastros, producto de la actividad de cualquier tipo de organismo sobre el sustrato o dentro de él, actividad que también se conoce como bioturbación, de acuerdo a esta definición, se excluyen aquellas marcas que no reflejan alguna actitud conductual, tales como las que resultan del rodamiento o deriva de animales muertos (Häntzschel, 1975). Dodd y Stanford en 1990, describieron a la icnología como el área de estudio de estas estructuras y es notable que en las últimas décadas se ha dado un gran desarrollo en el análisis de este tipo de fósiles, sobre todo en el de ciertos conjuntos que forman parte de asociaciones ambientales específicas y que al parecer han sido estables a lo largo del tiempo geológico (Bromley, 1990).

Dado que los icnofósiles se forman en la misma unidad sedimentaria donde han sido encontrados, es decir que invariablemente son fósiles formados *in situ*, su presencia permite inferir con confianza diversas condiciones paleoambientales y también ofrece un registro local de la actividad de los organismos que vivieron en lugar de depósito, pero cuyos restos no pudieron ser conservados.

- Unidad IV: Esta unidad posee un espesor de 141 metros, se caracteriza por sedimento gris verdoso y naranja grisáceo, limolita y arenisca limosa de grano medio, con estratificación cruzada. La parte superior posee cuarcita de color naranja pálido y amarillo grisáceo de grano muy fino a fino. En esta unidad es común la presencia de *Skolithos*.

En toda la secuencia de esta formación es común la presencia de intercalaciones de cuarcita y pizarra, capas con arqueociátidos y algunas con clastos re TRABAJADOS. Como ya se mencionó, la Formación Puerto Blanco también aflora en los cerros Clemente, Rajón Calaveras y Aquituni.

MARCO TEÓRICO

Introducción a la icnología

Los icnofósiles (del latín *Ichnos* = huella, traza), son estructuras sedimentarias tales como pisadas, pistas, madrigueras, perforaciones, gránulos fecales y otros rastros, producto de la actividad de cualquier tipo de organismo sobre el sustrato o dentro de él, actividad que también se conoce como bioturbación, de acuerdo a esta definición, se excluyen aquellas marcas que no reflejan alguna actitud conductual, tales como las que resultan del rodamiento o deriva de animales muertos (Häntzschel, 1975). Dodd y Stanford en 1990, describieron a la icnología como el área de estudio de estas estructuras y es notable que en las últimas décadas se ha dado un gran desarrollo en el análisis de este tipo de fósiles, sobre todo en el de ciertos conjuntos que forman parte de asociaciones ambientales específicas y que al parecer han sido estables a lo largo del tiempo geológico (Bromley, 1990).

Dado que los icnofósiles se forman en la misma unidad sedimentaria donde han sido encontrados, es decir que invariablemente son fósiles formados *in situ*, su presencia permite inferir con confianza diversas condiciones paleoambientales y también ofrece un registro local de la actividad de los organismos que vivieron en lugar de depósito, pero cuyos restos no pudieron ser conservados.

Los icnofósiles usualmente tienen poca importancia en la estratigrafía pero pueden alcanzar el rango de fósiles índice cuando se encuentran en áreas restringidas, siendo el caso de aquellos que se presentan en abundancia dentro de los estratos de unos cuantos centímetros de grosor, pero que pueden ser seguidos en un plano horizontal por varios kilómetros (Häntzschel, *en* Dodd y Stanford, 1990).

Como otra particularidad, los icnofósiles pueden aportar información importante en el área de la geología estructural, pues muchas huellas permiten distinguir la parte superior e inferior de los estratos, tal y como sucede con aquellas madrigueras en forma de “U” o “J” en las que su parte curvada se dirige siempre a la parte inferior de los estratos y con ello se puede inferir si la roca se encuentra en posición invertida (Bromley, 1990).

Tiering.

De acuerdo a Odum (*en* Ausich y Bottjer, 1985), se denomina “tiering” a la distribución vertical, bajo o sobre el sustrato, de los organismos presentes en una comunidad. Esta distribución es esencialmente producto de una estratificación de los organismos, determinada por los parámetros físicos, químicos o biológicos del ambiente. Como resultado de ello, el medio endobentónico estará zonificado verticalmente y por ende las trazas que desarrollan los organismos. Entre los parámetros que van a dar lugar a la zonación vertical cabe destacar la consistencia del sustrato, el grado de oxigenación y la cantidad de nutrientes. Dada esta zonificación, los “tiers” son el conjunto de trazas que ocupan un determinado nivel y las relaciones de corte entre las trazas van a ser utilizadas para reconocer la composición y distribución vertical de un tipo de biota determinada. Para ello se han postulado tres niveles sucesivos en profundidad (Ausich y Bottjer, 1985):

- Capa de mezcla: representa un intervalo de rápida y completa homogeneización. Su espesor va de 3 a 15 cm y en general, las estructuras que se producen en esta zona no suelen conservarse debido a la poca consistencia del sustrato. Además, conforme se va depositando sedimento, la bioturbación se destruye por actividad orgánica posterior.
- Capa de transición: Se trata de una capa con una mezcla heterogénea con bioturbación realizada por organismos que viven o se alimentan a mayores

profundidades bajo el sedimento, el cual es blando pero menos fluido que el anterior. En esta capa se reconocen las trazas discretas.

- Capa histórica: Aquí no se forman nuevas trazas producto de la bioturbación. Las icnofábricas de esta capa son las que se van a reconocer en el registro fósil y en ella se diferencia un fondo homogéneo correspondiente a las capas de mezcla anteriores y trazas individuales que pertenecen a niveles de transición también anteriores.

Clasificación de los Icnofósiles

Existen diversos tipos de clasificación de los icnofósiles: por Consolidación de Sustrato, Taxonómicas, por Tipo de Preservación, y Etológicas. A continuación se describe cada una de ellas.

- La clasificación por Consolidación de Sustrato fue propuesta en 1975 por Häntzschel (*en Ekdale et al.*, 1984) señalando que existen diferentes grados de consolidación como son blando, viscoso y firme y se establece que los icnofósiles son formados principalmente en sustratos blandos y viscosos, en donde se pueden distinguir dos tipos de marcas que son formadas por estos organismos:
 - Texturas de bioturbación. Por ejemplo, la acción de determinados gusanos, que acumulan partículas gruesas a determinada profundidad, que provocan una estratificación biogénica.
 - Estructuras de bioturbación. Observables como señales de cuerpos con morfologías y estructuras reconocibles.

Cuando el sustrato está más consolidado, las cavidades permanecen estables, aunque sean muy verticales. En este caso se habla de excavaciones en sustratos firmes y de perforaciones en sustratos duros en las que se presenta un reacomodo de los sedimentos.

- La clasificación Taxonómica de los icnofósiles fue planteada por Häntzschel, en 1975 y posteriormente fue modificada por diversos especialistas: Simpson, 1975; Melville, 1979; Ekdale *et al.*, 1984; Bromley, 1990; Rindsberg, 1990; y Magwood, 1992, quienes diferencian las unidades icnotaxonómicas según el tipo de traza y las

unidades biotaxonómicas basadas en el organismo que genera la traza. Sin embargo ninguna de estas unidades es fácil de aplicar y normalmente se acompañan de otros tipos de clasificación. Existen varios motivos por los cuales no son utilizadas comúnmente:

- Un mismo organismo puede producir estructuras con distinta morfología como consecuencia de diferentes comportamientos.
 - Un determinado organismo, comportándose de la misma manera, deja estructuras diferentes dependiendo de las características del sustrato.
 - Un mismo organismo, comportándose de idéntica manera en un sustrato de textura uniforme dejará distintas huellas con las distintas partes de su cuerpo.
 - Estructuras idénticas pueden ser producidas por diferentes tipos de organismos con diferente comportamiento.
 - Un organismo, a lo largo de su desarrollo va a cambiar habitualmente de comportamientos por lo que puede originar estructuras diferentes.
 - Algunas estructuras pueden ser producidas por un par de organismos que vivieron juntos.
 - Es una clasificación de tipo subjetivo.
- La clasificación de tipo Estratinómico o por Forma de Preservación, fue diseñada por Seilacher en 1964 y 1967b y por Martinsson en 1965 y 1970. Se basa en la relación entre la traza y el sustrato, tanto en lo que se refiere a la conservación como a la génesis. En el caso de estructuras de conservación se van a diferenciar tres tipos:
 - Estructuras de biodeformación: Son estructuras de bioturbación que carecen de contornos netos.
 - Relieves completos: Se trata de pistas conservadas como cuerpos tridimensionales de contornos netos y que se conservan en el interior del sedimento. Se denominan Exichnia y Endichnia.
 - Semirrelieves: son trazas de contornos netos, cilíndricos, parcialmente erosionados, que se conservan en el plano de unión de dos estratos de distinta litología o entre láminas de un mismo estrato, se distinguen tres categorías: (A) Hiporrelieves, se hallan en la base del estrato, puede ser estructuras cóncavas o

convexas, se designan como Endichnia. (B) Epirrelieves, se encuentran en la cima del estrato, suelen ser tanto cóncavos como convexos, se denominan como Epichnia. (C) Relieves hendidos, son estructuras biogénicas, observables en los planos de estratificación, que se proyectan hacia el interior del sustrato.

En el caso de las estructuras de génesis: Se diferencian entre dos tipos de trazas:

- Endógenas producidas en el interior del sedimento.
 - Exógenas, producidas en la interfaz agua-sedimento o atmósfera-sedimento.
-
- La clasificación Etológica, idea de Seilacher en 1953, que posteriormente fue formalizada por Simpson, 1975; Ekdale, 1985; y Frey y Pemberton, 1985. Esta categorización se basa en el comportamiento de los organismos que generan las trazas y esta dividida en nueve categorías:
 - Trazas que reflejan una sola actividad:
 - *Domichnia*. Comprenden trazas que representan la morada permanente de los organismos. Suelen realizarlas animales que viven en el interior del sedimento formando madrigueras, principalmente suspensívoros y carnívoros. El sustrato es más o menos firme para evitar el colapso de la cavidad, no obstante la morfología depende de los diversos grados de consolidación del sustrato.
 - *Repichnia*. Son trazas realizadas por la actividad de locomoción de los organismos. Puede tratarse de un solo elemento, como las pistas (reptación); o de un grupo de trazas (rastro de pisadas). Son surcos o huellas horizontales, alineadas o de distribución sinuosa que pueden estar superpuestas, divididas o ramificadas.
 - *Cubichnia*. Son pequeñas depresiones que se producen en el sedimento cuando el organismo descansa o se detiene durante un breve instante sobre un sustrato no endurecido. Estas trazas reflejan el tamaño del organismo y generalmente reproducen el contorno ventro-lateral del cuerpo del animal o de la parte del cuerpo usada para apoyarse.
 - *Praedichnia*. Son resultado de las actividades de alimentación de un organismo.
 - Trazas que reflejan más de una actividad:

- *Fodinichnia*. Se trata de estructuras de bioturbación, con patrones geométricos densos, producidos por organismos que buscan a la vez alimentación y morada y que rara vez pasan dos veces por el mismo sitio o por donde han pasado otros antes.
 - *Agrichnia*. Son patrones regulares denominados grafogríptidos que se dan en zonas de máxima batimetría donde los nutrientes son escasos y se recurre a "plantaciones" de bacterias y hongos para la bioquimiosíntesis de materia orgánica.
 - *Pascichnia*. Trazas más o menos continuas realizadas por organismos que a la vez que se mueven van alimentándose. Estos organismos forman trazas de alimentación en la superficie generando surcos discontinuos simples y muy próximos entre sí, rara vez están superpuestos y suelen presentar patrones geométricos densos, lo que refleja un máximo aprovechamiento de los nutrientes distribuidos en la superficie del sedimento. Suelen ser generadas por organismos limnófagos o micrófagos.
 - *Fugichnia*. Se trata de trazas que son el resultado de una rápida y brusca migración del productor en dirección vertical u oblicua a la estratificación, a través del sedimento y como consecuencia de una sedimentación rápida, una erosión o el escape frente a un depredador.
 - *Equilibrichnia*. Son las producidas por un organismo al migrar gradualmente en dirección vertical a la estratificación, de manera que así ajusta la profundidad y la mantiene constante.
- La Clasificación Paleoambiental o por Icnofacies, presentada por Seilacher (1964; 1967a; 1967b), postula la existencia de una serie de asociaciones de trazas fósiles recurrentes en el tiempo y en el espacio, como resultado de factores ecológicos y deposicionales, como profundidad, consistencia del suelo, tipo de sustrato, disponibilidad de nutrientes, turbulencia, cantidad de oxígeno, energía y salinidad. Esta clasificación ha sido modificada por diferentes autores (*en* Bromley, 1990) y actualmente el término icnofacies se aplica con dos acepciones:

- Locales: Hace referencia al registro fósil de una icnocenosis que se reconoce en un determinado lugar o unidad estratigráfica, son nombradas por el fósil más abundante.
- Arquetípicas: Corresponden a asociaciones de trazas fósiles recurrentes a lo largo del tiempo y reconocibles en diferentes lugares de la geografía mundial. Se reconocen 14 tipos, cada uno de ellos denominado por el género más representativo. Se diferencian entre continentales y marinas:
 - Las continentales aparece en medios subaéreos o subacuáticos y se reconocen tres tipos:
 - *Termitichnius*: de medios subaéreos, como paleosuelos y llanuras aluviales desecadas, e incluyen asociaciones dominadas por galerías de habitación y de alimentación de vertebrados, invertebrados y plantas.
 - *Scoyerla*: se encuentran en medios de baja energía, húmedos con períodos subacuáticos y subaéreos, como llanuras de inundación, zonas de transición entre ríos y lagos o algunas áreas marginales de lagos. En general están diversificadas y dominan las estructuras horizontales, como rastros de locomoción de vertebrados e invertebrados, aunque se reconocen algunas verticales.
 - *Mermia*: de medios lacustres (icnofacies subacuáticas), se caracterizan por trazas de alimentación y locomoción horizontales, principalmente de organismos endobentónicos, con una diversidad de moderada a alta.
 - Las marinas se clasifican según el sustrato: blando con seis tipos, firme con un tipo, duro con tres tipos y en sustratos leñosos encontrados en medios de transición, con un tipo.
 - *Sustrato blando*: Según su energía de mayor a menor, condicionado por la profundidad.
 - *Psilonichmus*: se encuentran en medios de marinos a costeros. El ambiente típico incluye dunas, abanicos deltaicos y en general, medios afectados por tormentas o lluvias torrenciales. Esto determina que dominen las estructuras de tipo vertical, de locomoción y de escape. La abundancia y diversidad es baja.

- *Skolithos*: Se encuentra en medios marinos de alta energía con influencia de oleaje y corrientes. Se ubican en medios arenosos de aguas someras, zonas litorales o sublitorales, barras arenosas en ambientes poco profundos. En algunas ocasiones el incremento de energía puede determinar que se destruyan las trazas realizadas por organismos que se alimentan del sedimento que se encuentra en suspensión; son abundantes las trazas verticales en forma de U y escasas las horizontales. La diversidad es poca, con dominio de animales suspensívoros, aunque algunas trazas individuales son muy abundantes..
- *Arenicolites*: Se trata de asociaciones de trazas con baja densidad que se desarrollan en medios alejados de las costas, principalmente en depósitos de tempestitas. Dominan estructuras verticales realizadas por organismos colonizadores de tipo suspensívoro.
- *Cruziana*: Es una icnofacies de medios de baja energía, como sublitorales por debajo del nivel de las mareas, de sustrato fangoso o arenoso con baja tasa de depósito. Los organismos, normalmente suspensívoros y sedimentívoros, diversos y abundantes, forman una mezcla de trazas verticales, inclinadas y horizontales, en la que predominan las señales de apoyo o rastros, que normalmente aparecen como relieves positivos ya que son cubiertos por el sedimento depositado por fenómenos de turbulencia.
- *Zoophycus*: Icnofacies que aparece en amplio rango de profundidad, pero siempre fuera de la acción de las corrientes de turbidez, normalmente se relacionan con medios estables, de baja energía y poca tasa de sedimentación, anóxicos y fangosos. Dominan las estructuras de locomoción y alimentación de organismos limnóvoros y limnofagos. Las trazas suelen ser horizontales o ligeramente inclinadas.
- *Nereites*: Se da en medios batiales y abisales, generalmente anóxicos y afectados por corrientes de turbidez. La escasez de alimento y las corrientes de turbidez provocan que los organismos presentes formen trazas horizontales de alimentación y locomoción complejas, como grafogríptidos y trazas helicoidales.

Sustrato firme:

- *Glossifungites*: Presente en medios de intermareales a submareales, en sustratos firmes no litificados, con energía de moderada a alta, no tienen restricciones con la profundidad. Siendo poca la diversidad, dominan las estructuras verticales en forma de tubos cilíndricos o pseudoperforaciones, formadas por organismos sedimentívoros y suspensívoros.

Sustrato duro:

- *Tryparites*: Esta icnofacies están compuesta por tubos cilíndricos de organismos suspensívoros y también incluye raspaduras o mordeduras de organismos sobre el sustrato, que puede ser arrecifal. La diversidad es baja y en general, las perforaciones son producidas por organismos litófagos en cavidades, perpendiculares al sustrato, creadas por algas perforantes y briozoos. Como icnogénero *Tryparites* se encuentran fundamentalmente en el Paleozoico.
- *Entobia*: Se caracteriza por perforaciones de habitación profundas. Las estructuras más superficiales son eliminadas, en general por erosión. Normalmente se localiza en costas rocosas.
- *Graticinus*: Icnofacies caracterizada por estructuras superficiales en clastos de conglomerados o brechas de áreas submareales. Representa cortos periodos de perforación a los que sigue un enterramiento rápido.

Sustrato vegetal:

- *Teredolites*: Icnofacies caracterizada por perforaciones o bioturbaciones en madera depositada en ambientes marinos y litorales. Con una diversidad muy baja, las formas de las horadaciones son cilíndricas y elongadas.

ICNOLOGÍA SISTEMÁTICA

Los ejemplares que se describen se encuentran depositados en el Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, y están catalogados con las siglas FCMP y los números correspondientes al año de recolecta y número de ingreso al Museo. Todos ellos fueron recolectados en rocas de la Formación Puerto Blanco en afloramientos de los Cerros de la Ciénega. Las coordenadas geográficas del punto de recolecta son 30° 07'617 latitud Norte y 111° 59'627, longitud Oeste, lugar ubicado aproximadamente a 7.2 km. al suroeste del poblado de la Ciénega, Municipio de Pitiquito, Sonora. La clasificación binomial que se utiliza es la propuesta por Hantzschel en 1975, posteriormente modificada por Simpson, 1975; Melville, 1979; Ekdale *et al.*, 1984; Bromley, 1990; Rindsberg, 1990; y Magwood, 1992; la clasificación de tipo Estratinómico que se emplea, es la indicada por Seilacher, 1964; 1967b, y Martinsson, 1965; 1970; finalmente la clasificación o nominación etológica que se aplica es la sugerida por Seilacher, 1953, subsiguientemente formalizada por Simpson, 1975; Ekdale, 1985; Frey y Pemberton, 1985. Estas clasificaciones se describen en el capítulo Icnología.

ICNOGÉNERO *Treptichnus* Miller, 1889

Treptichnus pedum (Seilacher, 1955)

Lámina 1, Figuras 1 - 3.

Sinonimia

Phycodes pedum, Seilacher 1955, pág.386, Fig. 4a b.

Phycodes cf P. pedum, Seilacher 1955; Crimes y Germs, 1982, pág. 901, lam. 22, fig. 9.

Trychophycus pedum, Geyer y Uchman, 1995.

Treptichnus pedum, Jensen y Grant, 1998, pág. 308, fig. 5 d, f.

Un listado mas completo de las sinonimias de esta icnoespecie se encuentra en Walter *et al.*, 1989.

Descripción

Trazas cilíndricas en epirelieve, de forma convexa, lisas, con un ancho de 3 a 5.4 mm, sin estructuras internas visibles y con una superficie ligeramente comprimida. Se

presentan segmentos a manera de porciones fusiformes que se alternan en su posición, formando grupos compactos. Ello denota un comportamiento en el que el organismo que la formó se introduce y emerge sobre la superficie de depósito, formando una traza tridimensional de la que se infiere una forma de espiral elongada.

Discusión

El material de Sonora fue comparado con formas del género *Phycodes*, en especial con la especie tipo *P. circinatum* Richter (en Jensen y Grant, 1998), que se distingue por presentar túneles cilíndricos rellenos, canales transversales dispuestos irregularmente en cada galería y ramificaciones que se originan a partir de una sola galería y que posteriormente se dividen en diferentes direcciones. Estas diferencias permiten asignar los ejemplares mexicanos al género *Treptichnus*.

Dentro de las especies del género *Treptichnus*, la especie tipo *T. bifurcatus*, Miller, Maples y Archer (en Jensen y Grant (1998), se diferencia de *T. pedum* porque las galerías presentan forma de arco, estrías y un arreglo generalmente biserial. *T. lublinensis* Paczesna, (1986), se diferencia de *T. pedum* por que es un sistema de finas galerías formando meandros de forma irregular. *T. rectangularis* Orłowski y Zylinska (1996), se distingue de *T. pedum* porque posee un juego de crestas cortas y longitudinales. *T. tripleurum* Geyer y Uchman (en Gehling *et al.*, 2001), se separa de *T. pedum* por presentar series de tres lóbulos fusiformes juntos.

Etología e Icnofacies

Las trazas descritas normalmente reflejan un comportamiento en organismos vermiformes que puede interpretarse de alimentación y morada, por tanto este tipo de traza es denominada Fodinichnia (Paczesna, 1986). Sin embargo estas trazas también pueden interpretarse como un patrón de alimentación (Praedichnia) realizadas por posibles organismos que a la vez que se desplazan, ingieren depósitos de sedimentos (Narbonne *et al.*, 1987).

Treptichnus pedum, es conocido en estratos cuyo origen son zonas marinas poco profundas con aporte de terrígenos (Seilacher, 1978). También ha sido reportado en sedimentos de ambientes salobres (Narbonne *et al.*, 1987).

Este tipo de traza puede ser producto de la actividad de priapúlidos (Conway Morris 1977 en Jensen *et al.*, 2000), artrópodos, moluscos o enteropneustos (hemicordados) (Jensen *et al.*, 2000).

Este tipo de traza forma parte de la icnofacies de Cruziana (Bottjer y Droser, 1992).

Distribución Geográfica y Estratigráfica

Treptichnus pedum se ha reportado en todos los continentes excepto en la Antártica. Algunos de los reportes sobresalientes son:

-Para el Vendiano en el Horizonte Rovno, base de la Serie Baltica en Ucrania, (Fedonkin 1983, en Walter, 1989); en las almohadillas Nobulus en Pakistán, (Seilacher 1955, en Walter, 1989).

-En el límite Precámbrico-Cámbrico: en la Formación Cañón de Madera, California (Horodyski *et al.*, 1994); en el Valle de la Muerte, California, (Corsetti y Hagadorn, 2000); en el sur del Great Basin, en el suroeste de los Estados Unidos, (Corsetti y Hagadorn, 2003),

-Para el Cámbrico temprano (de acuerdo a la información de Walter *et al.*, 1989) en las formaciones Giossaun y Nomtsas, en el suroeste de África; en las formaciones Random e Isla Chapel en el sur este de Terranova, Canadá; en la Formación Boya en la Columbia Británica, Canadá; en la Caliza de Vegadeo y el Esquisto de Pusa en España; en la Formación Lolab, en la cuenca de Kashmir en el noroeste del Himalaya, India; en la Formación Parachilna y en el Geosinclinal Adelaide, Australia; en la Formación Lower Brevik, en Finlandia y Noruega; en el Horizonte de Lontova en el norte de Estonia; en la Cuenca de Amadeus y en la Cuenca de Georgina, en Australia central; en el norte de Suiza, en la Formación Tornetrask, (Jensen y Grant, 1998), en la Sección de Kunzum, en la Cuenca de Spiti, India, (Sudan y Sharma, 2001), en la región de Lublin, en el sureste de Polonia (Paczerna, 1986).

Material: Ejemplar FCMP 01/625, muestra en la que se observan alrededor de 15 trazas individuales. Debido a que el ejemplar posee un tamaño grande se describe por separado en diferentes láminas.

Iconogénero *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites beverleyensis Billings, 1862

Lámina 1, Figura 4 – 6;

Lámina 2, Figura 7.

Sinonimia

Palaeophycus beverleyensis, Billings, 1862, pág. 97, fig. 86.

Palaeophycus funiculus, Billings, 1862, pág. 98.

?*Scolites*, Salter, 1866, pág. 292, lam. 12, fig. 2.

?*Scolecites*, Salter, 1873, pág. 256, fig. 79.

Planolites vulgaris, Nicholson, 1873, pág. 20.

Planolites articulatus, Nicholson, 1873, pág. 290

Palaeophycus beverleyense, Miller, 1889, pág. 131.

?*Planolites incipiens*, Walcott, 1890, pág. 35.

?*Planolites congregatus*, Walcott, 1890, pág. 34-35.

?*Planolites superbus*, Walcott, 1899, pág. 236-237, lam. 24, fig. 9.

?*Planolites corrugatus*, Walcott, 1914, pág. 236, lam. 24, fig. 8.

?*Planolites montalto*, Howell, 1943, pág. 17-23, lam. 8, fig. 1, 2.

Planolites sp. Frey, 1970, pág. 16-17, lam. 3, fig. 4.

Planolites beverleyensis, Walter *et al.*, 1989, pág. 239-240, fig. 10e, I.

Un listado más completo de las sinonimias de esta icnoespecie se encuentra en Pemberton y Frey (1982) y Walter *et al.*, (1989).

Descripción

Estructura tubiforme en epirelieve, de forma convexa, posee paredes sin estrías, su diámetro entre 3 y 5 milímetros, el largo máximo medido de una de las trazas es mayor a 24 cm, con un pobre desarrollo de anulaciones, las ramificaciones se tornan de manera aleatoria. El relleno de la galería posee un color diferente en comparación con la pared exterior de la traza. Se observan numerosos entrecruzamientos en un patrón azaroso, al igual que ocurre con el patrón de penetración en que se observa el desarrollo de trazas en recorridos semirectos.

Discusión

Pemberton y Frey (1982) desarrollan un extenso trabajo con respecto al icnogénero *Planolites* y sus diferencias con el icnogénero *Palaeophycus* Hall 1847, con quien es posible confundirlo. Estos autores indican que en *Planolites* el relleno de la galería es diferente en estructura y composición respecto al material de la roca en que se encuentra. También señalan que *Palaeophycus* se caracteriza por tener ramificaciones irregulares con vueltas y combas, y tener en la pared exterior de la galería un rayado que es paralelo a esta. Esta información permite asignar sin dudas el material mexicano a *Planolites*.

El material mexicano se comparó con *Palaeophycus tubularis* Hall (Pemberton y Frey, 1982) que se diferencia de *Planolites beverleyensis*, por no tener ramificaciones, trayectorias con vueltas y curvas y posee un diámetro máximo de dos milímetros. *Palaeophycus canalis* Walter *et al.*, 1989, se reconoce por tener ranuras o canales longitudinales sobre las trazas (estrías), además las trazas son comprimidas y no poseen ramificaciones y suelen estar muy curvos y meandriiformes. *Planolites annularis* Walcott 1890, (Pemberton y Frey, 1982) se diferencia de *P. beverleyensis* porque es distintivamente anillado y las galerías son subcilíndricas. La última icnoespecie con que se comparó el material descrito es *Planolites montanus* Richter 1937, (Pemberton y Frey, 1982) que se puede diferenciar por ser trazas considerablemente más pequeñas y poseer galerías curvas.

Etología e Icnofacies

Las trazas de *Planolites beverleyensis* reflejan un comportamiento de alimentación y morada, por ello son clasificados como Fodinichnia, (Paczésna, 1986). Este tipo de traza también ha sido clasificada como Praedichnia (Frey y Howard in Lech *et al.*, 2000) y Pascichnia (Ekdale *en* Bromley, 1990).

P. beverleyensis, es una forma epibentónica, conocida en estratos cuyo origen son ambientes marinos poco profundos. Estas trazas son generadas por organismos suspensívoros y depositívoros, seguramente vermiformes (Crimes y Anderson, 1985). Este tipo de traza forma parte de la icnofacie de Cruziana (Bottjer y Droser, 1992).

Distribución Geográfica y Estratigráfica

Planolites posee un extenso rango de aparición estratigráfica que va del Precámbrico al Reciente (Crimes y Anderson, 1985). Algunos de sus registros en edades del Precámbrico al Cámbrico son:

-En las formaciones Campito y Poleta y en la Reed Dolomite de las montañas de White-Inyo en California (Alpert, 1975).

-En la Formación Kashmir Basin, en el noroeste del Himalaya, India. (*en* Walter *et al.*, 1989).

-En la Formación Isla Chapel, asignada al Cámbrico Inferior, en la Isla Chapel, Canada (Crimes y Anderson, 1985).

-En la Cuenca de Amadeus y en la Cuenca de Georgina en Australia Central (Walter *et al.*, 1989).

Material: Ejemplar FCMP 01/625, muestra en la que se observan mas de 25 trazas individuales.

Icnogénero *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites sp.

Lámina 2, Figuras 8 y 9;

Lámina 3, Figuras 10 – 12.

Descripción

Sobre el plano de estratificación se observan dos icnoformas. La primera consiste en abundantes cortes circulares u ovals de tubos que se proyectan al interior del sustrato, el diámetro mayor es de 10 mm y en promedio de 4 mm; la pared posee un grosor de aproximadamente 2 mm como media; el relleno de la parte interna consiste en material diferente al del sustrato. El segundo tipo de traza son formas tubulares en epirelieve convexo con diámetros de hasta 10 mm, curvas, de paredes lisas, con algunas ramificaciones, se entrecruzan y penetran el sedimento de forma aleatoria.

En el plano perpendicular a la estratificación, se observan las proyecciones de los tubos cortados en el plano horizontal a manera de galerías tridimensionales, preservados en exichnia. Son galerías tubulares, poco sinuosas, con paredes algo rugosas sin estrías.

Poseen diámetros variables que van de 3 a 10 mm y con longitudes en el plano horizontal de hasta 8 cm y una profundidad de menos de tres centímetros. En algunas de las galerías aparecen anillos o marcas de constricción; Las galerías se bifurcan en forma de “T” y “Y”; la forma de intersección de las galerías es aleatoria. La red de galerías está dispuesta en direcciones irregulares en el plano vertical y horizontal.

Discusión

La presencia de material de relleno, con una composición y color diferente al de la pared en la galería y del matriz de la roca, el diámetro de la traza, la ausencia de estrías en las paredes de las galerías, las ramificaciones, la presencia de constricciones y las dimensiones descritas, permite confirmar la asignación genérica y diferenciarlo del icnogénero *Palaeophycus*.

El material mexicano se comparó con *Planolites beverleyensis* que se distingue por presentar un diámetro comparativamente menor, que va de 3 a 5 mm y longitudes de 20 cm o más. *Planolites montanus* Richter 1937, (Pemberton y Frey, 1982) se puede diferenciar de *Planolites* sp por ser trazas considerablemente más pequeñas y poseer galerías curvas. *Planolites annularis* Walcott 1890, (Pemberton y Frey, 1982) se diferencia de *Planolites* sp porque es distintivamente anillado y las galerías son subcilíndricas.

Las galerías tridimensionales asignadas a *Planolites* descritas en este trabajo no han sido reportadas en trabajos previos. En algunos artículos en donde se describe material asignado a *Planolites*, señalan que el organismo generador de esta traza posee la habilidad de penetrar el sedimento en una dirección irregular (Crimes y Anderson, 1985; Ekdale y Lamond, 2003), sin embargo, no se describe por ausencia, la morfología tridimensional de las galerías mencionadas.

Etología e Icnofacies

La clasificación etológica de este icnogénero y la icnofacies en que se asocia, se describen en la sección correspondiente a *Planolites beverleyensis*.

Distribución Geográfica y Estratigráfica

La información correspondiente a icnogénero *Planolites*, se detalla en la asignación perteneciente a *Planolites beverleyensis*.

Material: Ejemplares FCMP: 01/373, 01/374, 01/375, 01376, 01/377, 01/378, 01379. Cada ejemplar representa un complejo de trazas producto de la actividad de varios individuos.

DISCUSIÓN GENERAL

Consideraciones sobre el Paleoambiente

La Formación Puerto Blanco está formada por cuatro unidades, para cada una de ellas se interpreta el tipo de facies en base a sus características litológicas y fosilíferas.

En la primera unidad, constituida por arenisca volcanoclástica, conglomerado con cantos rodados de pizarra, dolomita arenosa, pizarra gris verdosa y cuarcita, se han encontrado diversos braquiópodos inarticulados, trilobites, algas (*Salterella*) e hiolítidos, (Stewart *et al.*, 1984), biota que es común en diversos ambientes marinos del Cámbrico Inferior. La presencia de algas, con un carácter autóctono, establece que el depósito se dio en un ambiente marino poco profundo.

En la segunda unidad, formada principalmente por limolita amarilla y rojo grisáceo con intercalaciones de cuarcita de grano fino, la presencia de los icnofósiles *Planolites* y *Treptichnus pedum* identificados en este estudio, tiene una serie de implicaciones paleoambientales: El icnogénero *Planolites* posee una morfología que denota hábitos epibentónicos, ha sido asociado a ambientes de zonas someras con un nivel de energía que va de moderado a bajo, su presencia está condicionada a una alta disponibilidad de nutrientes, buena oxigenación del medio, poca consolidación del sustrato y una suave consistencia del sedimento (Seilacher, 1967a; Crimes y Anderson, 1985; Parcha *et al.*, 2005; Erdogan *et al.*, 2004). La icnoespecie *Treptichnus pedum* es conocida en sedimentos que se depositaron en zonas marinas poco profundas con aporte de terrígenos (Seilacher, 1978), también se encuentra en sedimentos depositados en afluencia de aguas salobres (Narbonne *et al.*, 1994), además sólo aparece en ambientes dominados por facies siliciclásticas (Corsetti y Hagadorn, 2000). Un modelo aproximado del ambiente de depósito en esta unidad, es una plataforma terrígena, formada por sustrato de tipo fangoso y arenoso con energía que va de moderada a baja. Esta idea es coherente con la expuesta por Stewart y colaboradores (1984) que, con base en estudios de paleocorrientes realizados en esta formación, evidencian corrientes de baja intensidad originadas por turbulencia y flujo de mareas. Probablemente la fauna principal se encontraba constituida por gusanos similares a los anélidos, que vivían entre o sobre el sedimento del piso oceánico, estos eran muy comunes en las comunidades bentónicas del Cámbrico temprano (Parcha *et al.*, 2005),

los rastros fósiles de estos organismos, evidencian el incremento en la complejidad del comportamiento en la explotación del sedimento en tres dimensiones, por medio de tres tipos generales de conducta representada por los taxa estudiados: Fodichnia, Praedichnia y Pascichnia. (Jensen, *et al.*, 2000). Desde esta perspectiva, la asociación estudiada representan un esquema de colonización del sustrato y desarrollo de la estratificación (tiering) en la explotación del medio infrabentónico.

Para la tercera unidad, caracterizada por lentes de limolita, cuarcita de grano muy fino y, en menor proporción, limolita arenosa y arenisca, Stewart y colaboradores (1984) mencionan la presencia de rastros y galerías, trilobites y arqueociátidos, estableciendo la edad Cámbrica y un ambiente marino poco profundo, formando una facies de tipo arrecifal. Durante las prospecciones que se realizaron no encontramos las capas fosilíferas mencionadas por Stewart y colaboradores.

La última unidad se divide en dos, la parte inferior posee limolita, arenisca limolítica de grano medio y cuarcita con estratificación cruzada, la parte superior posee cuarcita de color naranja pálido y amarillo grisáceo, de grano muy fino a fino. Es común en esta unidad la presencia de rastros fósiles en donde es muy abundante el icnogénero *Skolithos* que ha sido estudiado y descrito previamente por Stewart y colaboradores (1984). Para esta unidad se infiere que el medio de depósito presentó cambios de facies arrecifales con abundancia de arqueociátidos, a facies litorales con abundante bioturbación que se demuestra por la presencia de *Skolithos*.

En síntesis, la Formación Puerto Blanco se depositó en una plataforma terrígena, en un medio que fluctuó de litoral a arrecifal, con variaciones energéticas que van de moderadas a bajas, y que posiblemente fue influenciada por la desembocadura de un río. Esto último lo señala la abundancia de siliciclastos.

Consideraciones Estratigráficas

Previo a este trabajo, los estratos de la Formación Puerto Blanco fueron correlacionados con las secuencias litológicas que se encuentran en el suroeste de los Estados Unidos, en particular con la Formación Wood Canyon, tomando como criterios las similitudes en las secuencias estratigráficas y fosilíferas (Stewart *et al.*, 1984).

El Miembro Medio de la Formación Wood Canyon, que aflora en la región de Nopah Range en el Death Valley, ha sido correlacionado en particular con la unidad uno de la Formación Puerto Blanco por la presencia en ambas unidades de estratificación cruzada, arenisca de grano fino a medio y cuarcita muy similares en estructura y composición. El Miembro Superior de la Formación Wood Canyon, a su vez se correlaciona con las unidades dos, tres y cuatro de la Formación Puerto Blanco ya que presentan una litología y una fauna similar de arqueociátidos. Un ejemplo de ello es la presencia en común de secuencias de arenisca, estratificación cruzada, limolita, y dolomita con espesores y alternancia muy similares.

En las montañas de San Bernardino, en el área de Victorville al sur de California, también aflora otra secuencia de la Formación Wood Canyon que se ha correlacionado con la Formación Puerto Blanco (Stewart *et al.*, 1984). Dicha secuencia subyace a la Formación Montaña Delamar y sobreyace a la Cuarcita Zabriskie. La correlación también se basó en las similitudes estratigráficas y litológicas que existen entre ambas unidades. Aquí, un ejemplo es el encontrar en ambas unidades secuencias muy potentes de limolita.

Por su parte, la Formación Wood Canyon de Nopah Range ha sido descrita en diversas áreas y sobresalen los afloramientos de las montañas de Grapevine (Corsetti y Hagadorn, 2000). En esta localidad la Formación Wood Canyon posee tres parasecuencias, conformadas por intercalaciones de rocas siliciclásticas y carbonatadas. La primera posee fósiles ediacarenses, fósiles tubulares y rastros fósiles simples; la segunda posee diversas trazas fósiles, entre ellos *Planolites*; y la tercera se caracteriza por tener distintas rastros fósiles, incluyendo la icnoespecie *Treptichnus pedum*. La Formación Wood Canyon también ha sido correlacionada, con todos los criterios descritos en los párrafos anteriores, con la Formación Deep Spring, que aflora en las montañas White Inyo en los límites de California y Nevada, (Corsetti y Hagadorn, 2003).

El hallazgo de los icnofósiles *Treptichnus pedum* y *Planolites* permite apoyar las correlaciones de la parte basal, Unidad 2 de la Formación Puerto Blanco, portadora de la icnofauna estudiada, con la Formación Wood Canyon y la Formación Deep Spring y con ello las ideas de Stewart y Poole (1974) y Stewart y colaboradores (1984) sobre el depósito de los sedimentos del Noroeste de Sonora y los de la Great Basin, en la plataforma (miogeoclinal) del Cratón de Norte América durante el Cámbrico temprano.

Por otra parte, el hecho de que *Treptichnus pedum* sea un icnofósil que sólo se ha referido para rocas con edades del límite Precámbrico–Cámbrico temprano (Paczerna, 1986; Narbonne *et al.*, 1987, Walter *et al.*, 1989; Narbonne *et al.*, 1994; Jensen y Grant, 1998; Droser *et al.*, 1999; Corsetti y Hagadorn, 2000; Jensen *et al.*, 2000; Gehling *et al.*, 2001; Sudan y Sharma, 2001; Corsetti y Hagadorn, 2003), su hallazgo en la Formación Puerto Blanco permite confirmar la edad Cámbrica de esta unidad. En el caso de *Planolites*, su registro abarca del Precámbrico al Reciente (Häntzschel, 1962; Bromley, 1990; Lech, *et al.*, 2000), por lo que es poco útil como referencia estratigráfica.

Es importante señalar que el uso de los icnofósiles analizados, como herramienta de correlación estratigráfica, se limita a considerarlos como estructuras que permiten caracterizar capas o estratos clave y no como fósiles índice.

Tectónica y Escenario Paleogeográfico

En la actualidad la región de Caborca, Sonora y el sur de la Great Basin (California y Nevada) se encuentran muy alejados, sin embargo debido a que poseen características litológicas, y fosilíferas en común se puede dilucidar que en el límite Precámbrico tardío-Cámbrico temprano debieron encontrarse muy cerca y formar parte de un área muy extensa.

Stewart y colaboradores (1984), mencionan que las rocas carbonatadas del Proterozoico Tardío-Cámbrico Inferior de la región de Caborca se encontraban unidas a las de la Great Basin, formando parte de la cuenca que se encontraba a lo largo del margen izquierdo del cratón de Norte América y proponen tres modelos:

- Modelo A

El margen cratonal pudo extenderse desde la parte este del norte de México y unirse con el margen de Ouachita en el sur-centro de los Estados Unidos, generando con esto la curvatura y cambio de dirección de las rocas del Proterozoico tardío y Paleozoico en el norte del país. Posteriormente la parte intermedia del margen cratonal se erosionaría hasta hallarse en la posición actual. Este modelo apela a la simplicidad, y no considera la similitud de la secuencia estratigráfica de la Región de Caborca con las secuencias estratigráficas de las montañas de San Bernardino y del sur de la Great Basin. (Figura 3, A)

- Modelo B

Silver y Anderson (1974) propusieron la existencia de la más grande megacizalla lateral izquierda del Mesozoico, esta se extiende a partir del sur de las Montañas Inyo, cruza el desierto Mojave, pasa por Sonora, y llega un poco mas allá. Ellos determinaron la edad de las rocas generadas por la orogenia Precámbrica, que oscila entre 1600 y 1800 millones de años, estas rocas son divididas justo en la zona donde se encuentra la falla. Debido a las similitudes estratigráficas entre las Montañas Inyo, Death Valley y Caborca (región opuesta a la megacizalla), sugirieron que estas áreas originalmente se encontraban juntas y subsecuentemente fueron separadas, por una gran falla lateral izquierda o megacizalla, cerca de 700 u 800 kilómetros hasta encontrarse en sus posiciones actuales.

Una de las pruebas de la existencia de esta megacizalla, se encuentra en el sur de las Montañas de San Bernadino en el área de Victorville, este lugar posee una posición correlacionable con la distribución de la Cuarcita Zabriskie en el sur de la Great Basin y también es correlacionable con la Cuarcita Proveedora en Caborca, Sonora.

Sin embargo, el concepto de la megacizalla propuesta por Silver y Anderson (1974) no considera las rocas pertenecientes a las montañas de San Bernardino en el área de Victorville, la presencia de estas rocas sugiere que el cinturón miogeoclinal se extendió al suroeste cruzando la región del desierto de Mojave hasta la falla de San Andrés, de esta manera el desplazamiento lateral izquierdo de la megacizalla Mojave-Sonora es imposible, a menos que las montañas de San Bernardino extendieran su presente posición debido a los desplazamientos por efectos secundarios causados por la megacizalla, semejante al transporte tectónico a lo largo de fallas con un ángulo pequeño. (Figura 3, B)

– Modelo C

Las comparaciones de las rocas en diversas localidades en el sur de la Great Basin y Sonora, cuya edad oscila entre el Proterozoico tardío al Cámbrico, sugiere que las rocas de Caborca, Sonora, fueron desplazadas al sur a lo largo de la falla lateral izquierda denominada Mojave-Sonora, establecida por Silver y Anderson (1974). Este modelo expone la idea de que los estratos de la región de Caborca, forman parte de facies intermedias entre estratos del sur de la Great Basin y las Montañas de San Bernardino, por tanto las facies pertenecientes a Caborca tuvieron un desplazamiento hacia el sur y subsecuentemente hubo otro desplazamiento cuya intensidad fue mucho menor también en

dirección al sur correspondiente a las Montañas de San Bernardino, hasta llegar a la posición actual. (Figura 3, C).

La presencia de los icnofósiles analizados y las correlaciones que permiten realizar, prueban la existencia, durante el Cámbrico temprano, de una cuenca sedimentaria, ubicada en el oeste de Norteamérica, con una extensión que abarcó desde Idaho a California. Ello implica apoyar al modelo C propuesto por Stewart como el mas coherente. Sin embargo, se considera que es necesario obtener mas información., en gran medida paleontológica, y con ello poder certificar la validez del modelo.

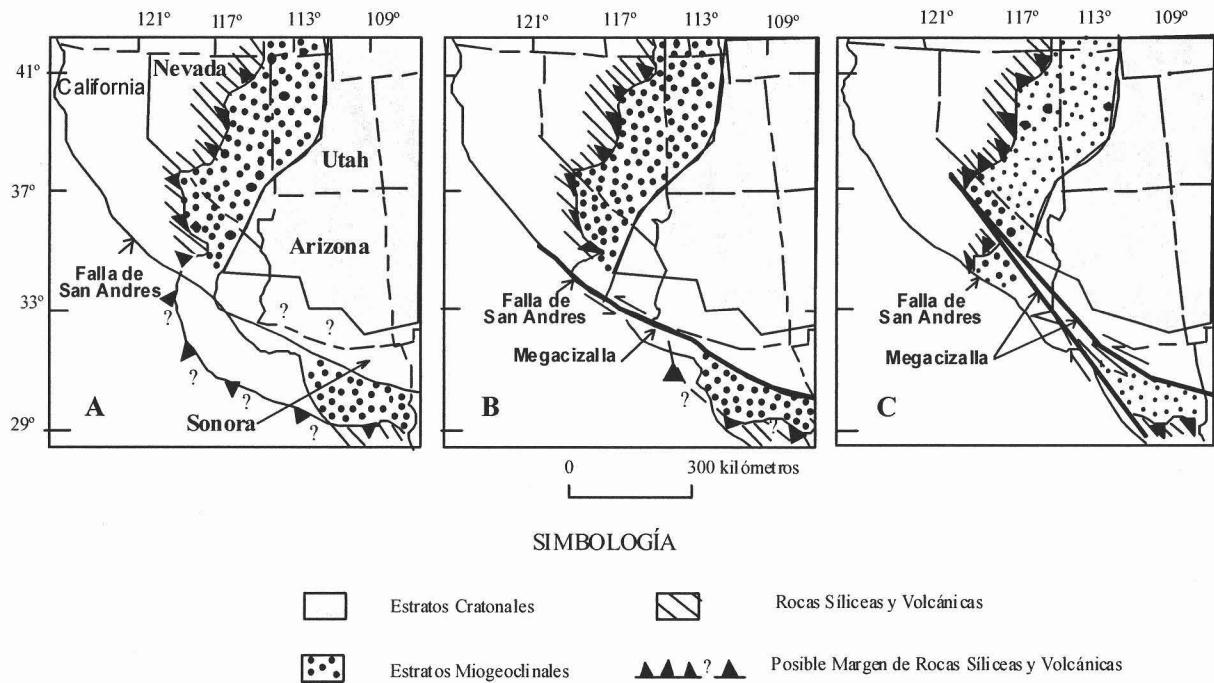


Figura 3. Modelos Paleogeograficos del Suroeste de Estados Unidos y Norte de México, durante el límite Precámbrico-Cámbrico. Tomada de Stewart *et al.*, 1984.

CONCLUSIONES

El hallazgo de las icnoespecies *Treptichnus pedum*, *Planolites beverleyensis* y *Planolites* sp. en la Formación Puerto Blanco, implica la existencia de organismos vermiformes, seguramente anélidos, que vivían entre y sobre el sedimento del piso oceánico, que evidencian, sobre todo por el desarrollo de galerías tridimensionales, un incremento en la complejidad en el comportamiento relacionado con la explotación de las capas inferiores del sustrato y por ende el desarrollo de hábitos infrabentónicos.

El análisis de dicha fauna indica que la comunidad de organismos bentónicos, formó parte de un ambiente de plataforma siliciclástica, poco profunda y de baja energía.

La presencia de *Treptichnus pedum* apoya la edad Cámbrico temprana, que ha sido asignada previamente a la Formación Puerto Blanco, y también permite correlacionar la Unidad 2 de esta formación, portadora de la icnofauna estudiada, con la Formación Wood Canyon, que aflora en Nopha Range, en las montañas de Grapevine y en las montañas de San Bernardino y la Formación Deep Spring, expuesta en las montañas de White Inyo. La presencia de los icnofósiles analizados y las correlaciones que permiten realizar, apoyan estas ideas y prueban la existencia, durante el Cámbrico temprano, de una cuenca sedimentaria, ubicada en el oeste de Norteamérica, con una extensión que abarcó desde Idaho a California, y que ha sido considerada por Stewart y Poole (1974) como un miogeoclinal. La falta de continuidad lateral entre las secuencias sedimentarias del noroeste de Sonora y las que se encuentran en el suroeste de Estados Unidos, ha sido explicada por el desarrollo de una falla transcurrente de gran magnitud, nominada como la megacizalla de Mojave-Sonora. Esta provocó que los afloramientos del Paleozoico Inferior de Sonora se encuentren desfasados, hacia el sur, en relación a los que se encuentran principalmente en la Great Basin en los estados de California y Nevada

LITERATURA CITADA

Alpert, S. P. 1975. **Planolites and Skolithos from the Upper Precambrian-Lower Cambrian, White Inyo Mountains, California.** Journal of Paleontology, 48: 508-521.

Anderson, M. M. y S. B. Misra. 1968. **Fossils found in pre-Cambrian Conception Group of southeastern Newfoundland.** Nature, 220: 680-681.

Anderson, T. H., J. H. Eells, L. T. Silver. 1978. **Rocas Precámbricas y Paleozoicas de la región de Caborca, Sonora, México,** p. 5-34. In Roldan, Q. J. y Salas G. A., (editores), **Libreto-Guía. Primer simposio sobre Geología y Potencial Minero en el estado de Sonora, Hermosillo.** Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

Arellano, A. R. V. 1946. **Noticias Geológicas del Distrito del Altar, Sonora.** Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 12: 53-58.

Arellano, A. R. V. 1956. **Relaciones del Cámbrico de Caborca, especialmente con la base del Paleozoico.** Congreso Geológico Internacional, 20. Simposio Parte 2. México D. F. p. 509-527.

Ausich, W. I. y D. J. Bottjer. 1985. **Phanerozoic Tiering in Suspension-Feeding Communities on Soft Substrata: Implications for Diversity,** p. 255-274. In Valentine, J.W., (editor), **Phanerozoic Diversity Patterns.** Princeton University Press.

Billings, E. 1862. **New species of fossils from different parts of the lower, Middle and Upper Silurian rocks of Canada,** 96-168. In **Palaeozoic Fossils.** Pamphlet of the Geological Survey of Canada, Vol. 1.

Bottjer, D. J. y M. J. Droser. 1992. **Paleoenvironment Patterns of Biogenic Sedimentary Structures,** p. 130-145. In Maples, G. C. y R. R. West. (editores), **Trace Fossils, Short Courses in Paleontology No 5.** The Paleontological Society. Published at the University of Tennessee, Knoxville.

Bromley, R. G. 1990. **Trace fossils Biology and Taphonomy.** Unwin Hyman Ltd, London. 280 p.

Bromley, R. G. 1994. **The Palaeology of bioerosion,** p. 134-155. In Donovan, S. K. (editor). **The Palaeobiology of Trace Fossils.** The Johns Hopkins University Press.

Cevallos-Ferriz, S., A. Pelayo-Ledesma, A. Salcido-Reyna. 1981. **Una Nueva Sección del Precámbrico de Sonora; los Estromatolitos y su Importancia en Estos Estudios.** Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología 5 (1): 1-16.

Cevallos-Ferriz, S., A. Pelayo-Ledesma, A. Salcido-Reyna. 1988. **Presencia del Estromatolito *Colonnella komar*, 1974 y su Contribución al Esquema Paleoecológico**

de la Formación Gamuza (Rifico) de Caborca, Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 7 (2): 206-216.

Cevallos-Ferriz, S. y R. Weber. 1980. **Arquitectura, estructura y ambiente de depósito de algunos Estromatolitos del Precámbrico Sedimentario de Caborca, Sonora.** Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 4 (2): 97-103.

Cooper, G. A. y A. R. V. Arellano. 1946. **Stratigraphy Near Caborca Northwest Sonora, Mexico.** Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist, 30 (4): 606-619.

Cooper, G. A. y A. R. V. Arellano. 1952. **Introduction and Stratigraphy**, p.1-23. *In* Cooper, G. A., A. R. V. Arellano, J. H. Johnson, V. J. Okulitch, A. Stoyanow, C. Lochman. (editores) **Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwest Sonora, Mexico.** Smithsonian Miscellaneous Collections, 119 (1).

Cooper, G. A., A. R. V. Arellano, J. H. Johnson, V. J. Okulitch, A. Stoyanow, C. Lochman. 1956. **Geología y Paleontología de la Región de Caborca, Norponiente de Sonora. Parte 1ª. Paleontología y Estratigrafía del Cámbrico de Caborca.** Congreso Geológico Internacional, 20th, México, p. 259.

Corsetti, F. A. y J. W. Hagadorn. 2000, **Precambrian-Cambrian transition: Death Valley, United States.** Geology, 28 (4): 299-302.

Corsetti, F. A. y J. W. Hagadorn. 2003. **The Precambrian-Cambrian transition in the Southern Great basin, USA.** The Sedimentary Record, 1 (1): 4-8.

Crimes, T. P. y M. M. Anderson. 1985. **Trace fossils from Late Precambrian - Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications.** Journal of Paleontology, 59 (2):310-343.

Crimes, T. P. y G. J. B. Germs. 1982. **Trace fossils from the Nama Group (Precambrian-Cambrian) of Southwest Africa (Namibia).** Journal of Paleontology, 56: 890-907

Dodd, J. R. y R. D. Stanford. 1990. **Paleoecology, Concepts and Application.** John Willey and Sons, a Willey-Interscience publication, USA. p. 192-203.

Droser, M. L., J. G. Gehling, S. Jensen. 1999. **When the worm turned: Concordance of early Cambrian inchofabric and trace-fossil record in siliciclastic rocks of South Australia.** Geology, 27 (7): 625-628.

Erdogan B., A. Uchman, T. Güngör, N. Özgül. 2004. **Lithostratigraphy of the Cambrian metaclastics and their age based on trace fossils in the Sandikli region, southwestern Turkey.** Geobios, 37: 346-360.

Ekdale, A. A. 1985. **Paleoecology of the marine endobenthos**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50: 63-81.

Ekdale, A. A., R. G. Bromley, S. G. Pemberton. 1984. **Ichnology: The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 15. p. 317.

Ekdale, A. A. y R. E. Lamond. 2003. **Behavioral cladistics of trace fossils: evolution of derived trace-making skills**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 192: 335-343.

Fedonkin, M. A. 1981. **White Sea Biota of the Vendian: Precambrian non-skeletal fauna of the northern part of the Russian Platform**. *Trudy Geologicheskogo Instituta Akademii Nauk*. 342. p. 1-100.

Fedonkin, M. A. 1994. **Vendian body fossils and trace fossils**, p. 370-388, *In* Bengtson, S. (editor) **Early Life on Earth**. Novel Symposium No 84. Columbia University Press, New York, USA.

Frey, R. W. 1970. **Trace fossils of Fort Hays Limestone Member of Niobraska Chalk (Upper Cretaceous), west-central Kansas**. University of Kansas, Paleontology Contributions, Art 53 (Cretaceous 2). p. 41.

Frey, R. W. y S. G. Pemberton. 1985. **Biogenic structures in outcrops and cores. I. Approaches to ichnology**. *Bulletin of the Canadian Petroleum Geologist*, 33: 72-115.

Fries, C. Jr. 1962. **Reseña de la Geología del estado de Sonora con énfasis en el Paleozoico**. Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros, 14: 257-273.

Gamper, M. A. y J. F. Longoria. 1979. **Sobre la Ocurrencia de Estromatolitos en la Secuencia Precámbrica del Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora**. Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, 1 (2): 95-104.

Gehling, J., S. Jensen, M. L. Droser, P. M. Myrow, G. M. Narbonne. 2001. **Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland**. *Geological Magazine*, 138 (2): 213-218.

Geyer, G. y A. Uchman. 1995. **Ichnofossil assemblages from the Nama Group (Neoproterozoic-Lower Cambrian) in Namibia and the Proterozoic-Cambrian boundary problem revisited**, p. 175-202. *In* Geyer, G. y E. Landing. (editores). Morocco '95. **The Lower-Middle Cambrian standard of western Gondwana**. *Beringeria Special Issue 2*.

Glaessner, M. F. 1961. **Pre-Cambrian Animals**, *Scientific American*, 204: 72-78.

Glaessner, M. F. 1984. **The Dawn of Animal Life: a Biohistorical Study**. Cambridge University Press, Cambridge. p. 451.

Hall, J. 1847. **Palaeontology of New York**, C. Van Benthuyssen, Albany. Vol. 1, p. 338.

Häntzschel, W. 1962. **Trace Fossils and Problematica**, p 177-245. *In* Moore, C. R. (editor) **Treatise on Invertebrate Paleontology, Parte "W" Misceláneos**, University of Kansas Press.

Häntzschel, W. 1975. **Trace Fossils and Problematica**, p 177-250. *In* Teichert, C. (editor) **Treatise on Invertebrate Paleontology, 2nd edición**, Colorado y Lawrence, Kansas: Geological Society of America y University of Kansas Press.

Horodyski, R. J., J. G. Gehling, S. Jensen. 1994. **Ediacara fauna and earliest Cambrian trace fossils in a single parasequence set, southern Nevada**, Geological Society of America, Cordilleran Section, 90th Annual Meeting Abstracts with Programs, Geological Society of America, 26 (2): 60.

Howell, B. F. 1943. **Burrows of *Skolithos* and *Planolites* in the Cambrian Hardyston Sandstone at Reading, Pennsylvania**. Wagner Free Institute of Science, 3: 1-33.

Jensen, S. y S. W. F. Grant. 1998. **Trace fossils from the Dividalen Group, northern Sweden: Implications for early Cambrian biostratigraphy of Baltica**, Norsk Geologisk Tidsskrift, 78 (4): 305-317.

Jensen, S., B. Z. Saylor, J. G. Gehling, G. J. B. Germs. 2000. **Complex trace fossils from the terminal Proterozoic of Namibia**. *Geology*, 28 (2): 143-146.

Keller, W. T. y F. E. Wellings. 1922. **Sonora: Compañía de Petróleos, El Águila, Reporte Geológico**. No 180, p. 38, (no publicado).

Lech, R. R., F. G. Aceñolaza, M. Grizinick. 2000. **Ichnofacies *Skolithos* - *Ophiomorpha* en el Neogeno marino del valle inferior del río Chubut, Provincia del Chubut, Argentina**. Primera Reunión del Neógeno de Argentina, Entre Ríos. Serie Correlación Geológica, No.14, p. 147-161.

Lochman, C. 1953. **Corrections to Trilobites in "Cambrian Stratigraphy and Paleontology Near Caborca Northwestern Sonora, Mexico"**. *Journal of Paleontology*, 27 (3): 486-488.

Longoria, J. F. 1980. **Estudios y Trabajos Geológicos en las Áreas del Estado de Sonora, Donde Afloran Rocas del Precámbrico**. Universidad de Sonora, Departamento de Geología, p.158.

Longoria, J. F. 1981. **Geological features of northwest Sonora**. Geological Society of America, Cordilleran Section Annual Meeting, Hermosillo Sonora, México, p. 1-48.

Longoria, J. F., M. A. Gonzalez, J. J. Mendoza, V. A. Pérez. 1978. **Consideraciones estructurales del cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora.** Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, 1: 61-67.

Longoria, J. F. y V. A. Pérez. 1979. **Bosquejo geológico de los Cerros Chino y Rajón, Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora).** Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, 1: 119-144.

Martinsson, A. 1965. **Aspects of a Middle Cambrian thanatotope on Öland.** Geological Forren. Stockholm Förhandl. 87: 181-230.

Martinsson, A. 1970. **Toponymy of trace fossils**, p. 323-330. In Crimes, T.P. y J.C. Harper (editores) **Trace Fossils.** Geological Journal special issue. Seel House Press, Vol. 3.

Magwood, J. P. 1992. **Iconotaxonomy: a Burrow by Any Other Name...?**, p.15-34. In Maples, G. C. y R. R. West. (editores) **Trace Fossils, Short Courses in Paleontology No 5.** The Paleontological Society, Published at the University of Tennessee, Knoxville.

Melville, R. V. 1979. **Further proposed amendments to the International Code Zoological Nomenclature Z. N. (G.)182.** Bulletin of the Zoological Nomenclature, 36:11-14.

McMenamin, M. A. S. 1985. **Basal Cambrian Small Shelly Fossils from the La Ciénega Formation, Northwestern Sonora, Mexico.** Journal of Paleontology, 59 (6): 1414-1425.

Mcmenamin, M. A. S., S. M. Awramik, J. H. Stewart. 1983. **Precambrian-Cambrian transition problem in western North America, Part II; Early Cambrian skeletonized fauna and associated fossils from Sonora, Mexico.** Geology, 11: 127-230.

Miller, S. A. 1889. **Nort American Geology and Paleontologie for the use of Amateurs, Students and Scientist.** Presss of Western Methodist Book Concern, Cincinnati, OH. p. 718.

Narbonne, G. M., A. J. Kaufman, A. H. Knoll. 1994. **Integrated chemostratigraphy and Biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals.** Geological Society of America Bulletin, 106: 1281-1292.

Narbonne, G. M., P. M. Myrow, E. Landing, M. M. Anderson. 1987. **A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland.** Canadian Journal Earth Science, 24: 1277-1293.

Nicholson, H. A. 1873. **Contribution to the study of errant annelids of the Older Palaeozoic rocks.** Proceedings of the Royal Society of London, 21: 288-290.

Orlowski, S. y A. Zylinska. 1996. **Non-arthropod burrows from the Middle and Late Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland.** *Acta Palaeontologica Polonica*, 41(4): 385-409.

Paczesna, J. 1986. **Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin region (Poland).** *Biuletyn - Instytutu Geologicznego*, 355: 31-47.

Parcha, S.K., B. P. Singh, B. P. Singh. 2005. **Paleoecological significance of ichnofossils from the Early Cambrian succession of the Spiti Valley, Tethys Himalaya, India.** *Current Science*, 88 (1):158-162.

Pemberton, G. S. y R. W. Frey. 1982. **Trace Fossil Nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* Dilemma.** *Journal of Paleontology*, 56 (4): 843-881.

Richter, R. 1937. **Marken und Spuren aus allen Zeiten.** I-II *Senckenbergiana*, 9: 193-240.

Rindsberg, A. K. 1990. **Ichnological consequences of the 1985 International Code of Zoological Nomenclature.** *Ichnos*, 1: 59-63.

Rivera-Carranco, E. 1988. **Génesis de la Formación Proveedora (Cambrico inferior) del área de Caborca, Sonora Noroccidental.** Universidad Nacional Autónoma de México *Revista del Instituto de Geología*, 7 (2): 163-167.

Salter, J. W. 1866. **On the fossils of North Wales**, p. 239-363. *In* Ramsay A. C. (editor) **The Geology of North Wales.** *Memories of the Geological Survey, Great Britain*, Appendix 3.

Salter, J. W. 1873. **A Catalogue of the Collection of Cambrian and Silurian Fossils Contained in the Geological Museum of the University of Cambridge.** Cambridge, p. 204.

Seilacher, A. 1953. **Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie.** *N. Jb. Geolo Paläont., Abh.* 96: 421-52.

Seilacher, A. 1955. **Spurn a Fazies im unterkembrium**, p. 373-399. *In* Schindewolf, O. H., A. Seilacher. (editores) **Beitrage Zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)**, Akademie der wissenshaften und der Literatur Mainz. *Bhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse.*

Seilacher, A. 1964. **Biogenic Sedimentary Structures**, p. 296-316. *In* Imbrie, J. y N. D. Newell. (editores) **Approaches to Paleocology.** John Wiley, New York.

Seilacher, A. 1967a. **Bathymetry of Trace Fossils.** *Marine Geology*, 5: 413-428.

Seilacher, A. 1967b. **Fossil behavior.** *Scientific American*, 217: 72-80.

Seilacher, A. 1978. **Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course No 5, p. 167-181.

Seilacher, A. 1989. **Vendozoa: Organismic construction in the Proterozoic biosphere.** *Lethaia*, 22: 229-239.

Seilacher, A. 1994. **Early multicellular life: Late Proterozoic fossils and the Cambrian explosion,** p. 389-400. *In* Bengtson, S. (editor) **Early Life on Earth.** Novel Symposium, No 84. Columbia University Press, New York, USA.

Silver, L.T. y T.H. Anderson. 1974. **Possible Left-Lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin.** Geological Society of America, Abstracts with Programs, 6 (7): 955-956.

Simpson, S. 1975. **Trace Fossils classification,** p. 39-54. *In* Frey, R. W. (editor) **The Study of the Trace Fossils.** Springer-Verlag, New York.

Stewart, J. H. y F.G. Poole. 1974. **Lower Paleozoic and uppermost Precambrian Cordilleran miogeocline, Great Basin, Western United States,** p. 57. *In* Dickinson, E. R., (editor) **Tectonics and Sedimentation.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, No 22.

Stewart, J. H., M. A. S. Mcmenamin, J. M. Morales-Ramirez. 1984. **Upper Proterozoic and Cambrian Rocks in the Caborca Region, Sonora, Mexico-Physical Stratigraphy, Biostratigraphy, Paleocurrent Studies, and Regional Relations.** U.S. Geological Survey Professional Paper 1309 United States Government Printing Office, Washington, p. 36.

Sudan, C. S. y U. K. Sharma. 2001. **Trace fossils from the Cambrian rocks of the Kunzum La section, Spiti, H.P., India.** *Journal of the Palaeontological Society of India*, 46 (12): 161-171.

Walcott, C. D. 1890. **Descriptive notes of the new genera and species from the Lower Cambrian or *Olenellus* Zone of North America.** U.S. Natural Museum Proceedings. 12: 33-46.

Walcott, C. D. 1899. **Pre-Cambrian fossiliferous formations.** Geological Society of America, Bulletin. 10: 199-244.

Walcott, C. D. 1914. **Cambrian geology and paleontology III, No 2, Pre-Cambrian Algonkian algal flora.** Smithsonian Miscellaneous Collection. 64 (2): 77-156.

Walter, M. R., R. Elphinstone, G. R. Heys. 1989. **Proterozoic and Early Cambrian trace fossils from the Amadeus and Georgina Basins, central Australia.** *Alcheringa*, 13 (3-4): 209-256.

Weiguo, S. 1994. **Early multicellular fossils**, p. 358-369. *In* Bengtson, S. (editor) **Early Life on Earth**. Novel Symposium No 84. Columbia University Press, New York, USA.

Láminas

Lámina 1

Treptichnus pedum (Seilacher, 1955)

Figura 1 – 3, Ejemplar FCMP 01/625, preservado en epirelieve convexo, trazas cilíndricas con segmentos fusiformes, Fig.1, alternados en posición; Fig. 2, formando grupos compactos; Fig. 3, segmentos fusiformes.

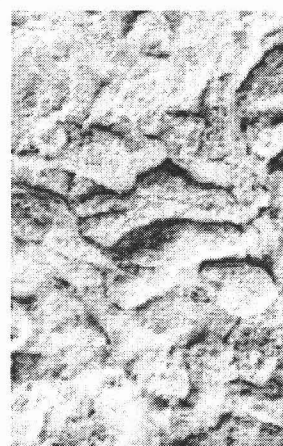
Planolites beverleyensis Billings, 1862

Figura 4 – 6, Ejemplar FCMP 01/625, preservado en epirelieve convexo, Fig. 4, trazas tubiformes no lineales; Fig. 5, trazas tubiformes con bifurcaciones aleatorias; Fig. 6, trazas tubiformes con numerosos entrecruzamientos.

Lámina 1



1



2



3

29 mm

25 mm

30 mm



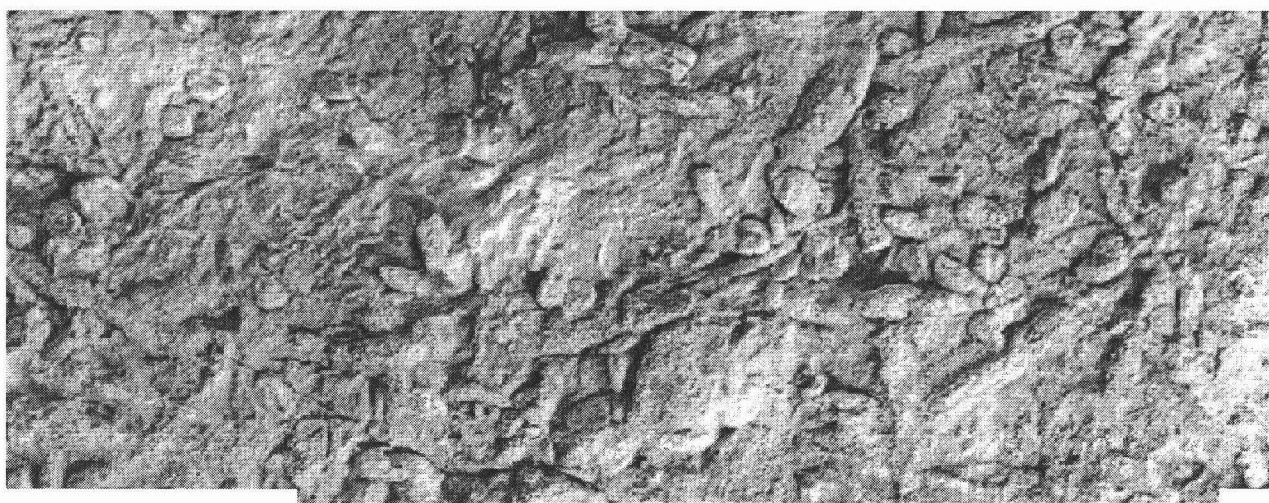
4

29 mm



5

30 mm



6

30 mm

Lámina 2

Planolites beverleyensis Billings, 1862

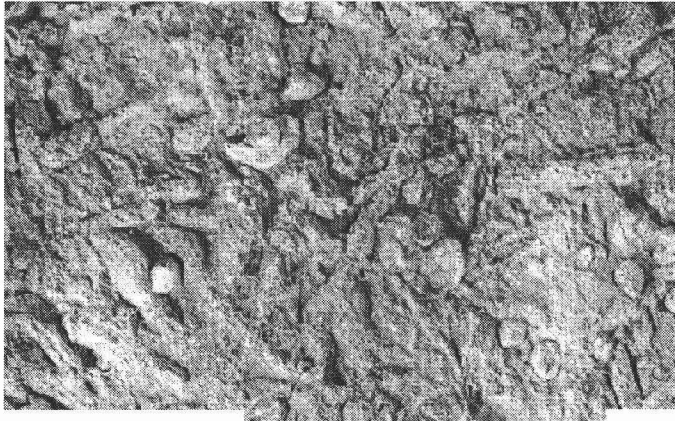
Figura 7. Ejemplar FCMP 01/625, preservado en epirelieve convexo, trazas tubiformes con paredes sin estrías, ramificaciones aleatorias y con numerosos entrecruzamientos.

Planolites sp. Nicholson, 1873

Figura 8. Ejemplar FCMP 01379, preservado en exichnia, galerías que se proyectan al interior del sustrato, formas tubulares en epirelieve convexo.

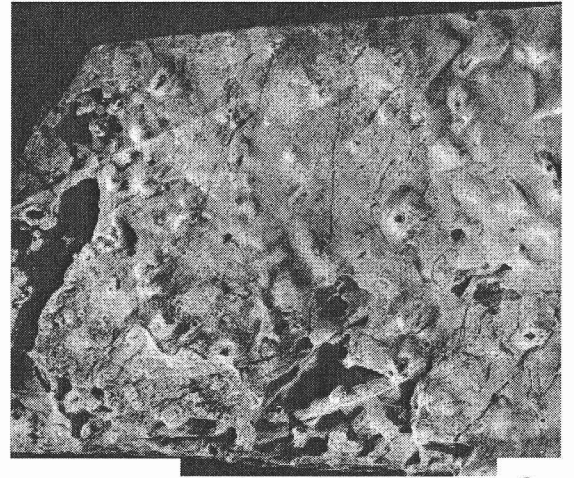
Figura 9. Ejemplar FCMP01/377, preservado en exichnia, galerías que se proyectan al interior del sustrato, formas tubulares lisas en epirelieve convexo.

Lámina 2



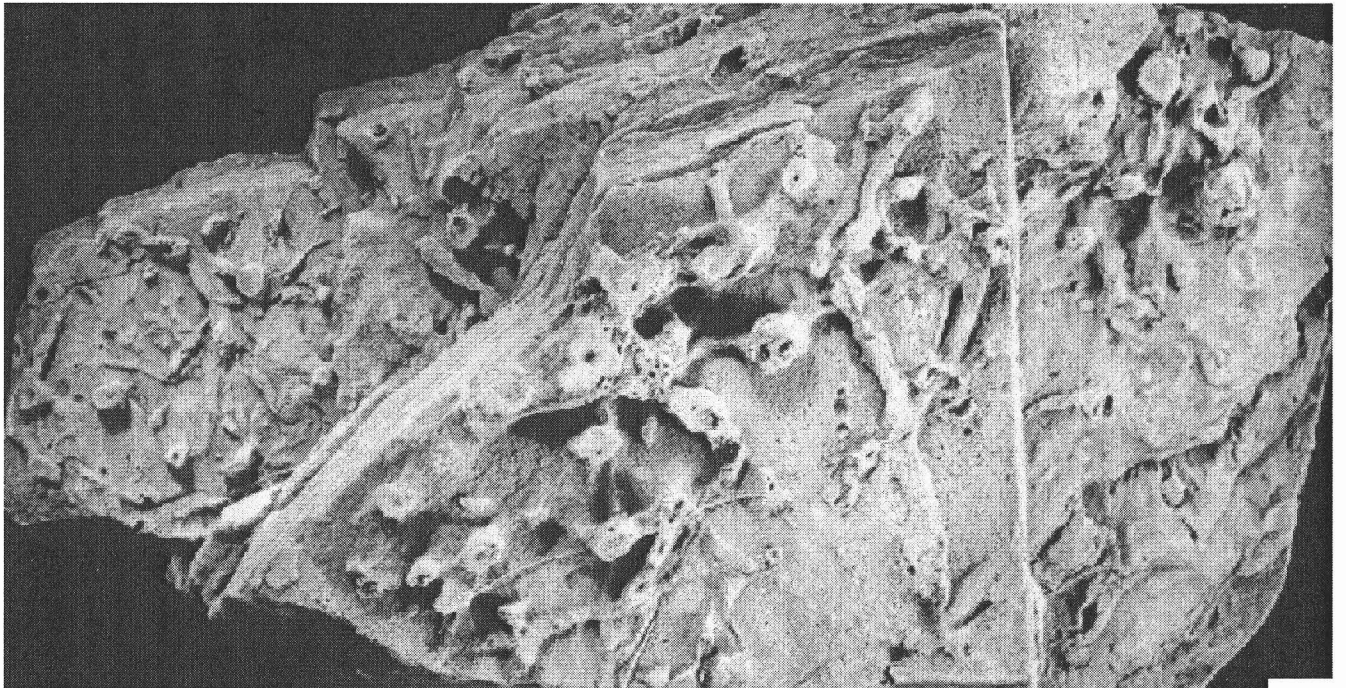
29 mm

7



30 mm

8



30 mm

9

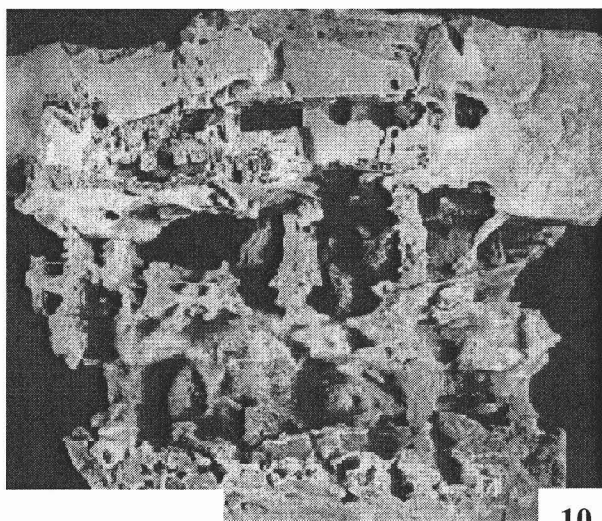
Lámina 3

Planolites sp. Nicholson, 1873

Figura 10. Ejemplar FCMP 01/373, galerías tridimensionales tubulares, paredes sin estrías, poco sinuosas, preservado en exichnia.

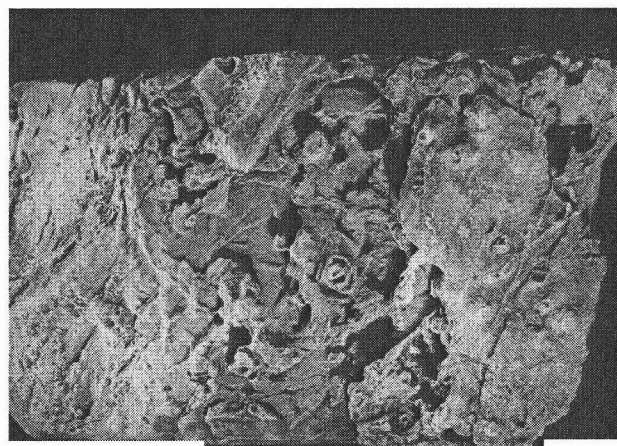
Figura 11. Ejemplar FCMP 01/376, preservado en exichnia, galerías que se proyectan al interior del sustrato, formas tubulares lisas en epirelieve convexo.

Figura 12. Ejemplar FCMP 01/378, galerías tridimensionales tubulares, poco sinuosas, preservado en exichnia, trazas tubiformes con numerosos entrecruzamientos preservado en epirelieve convexo.



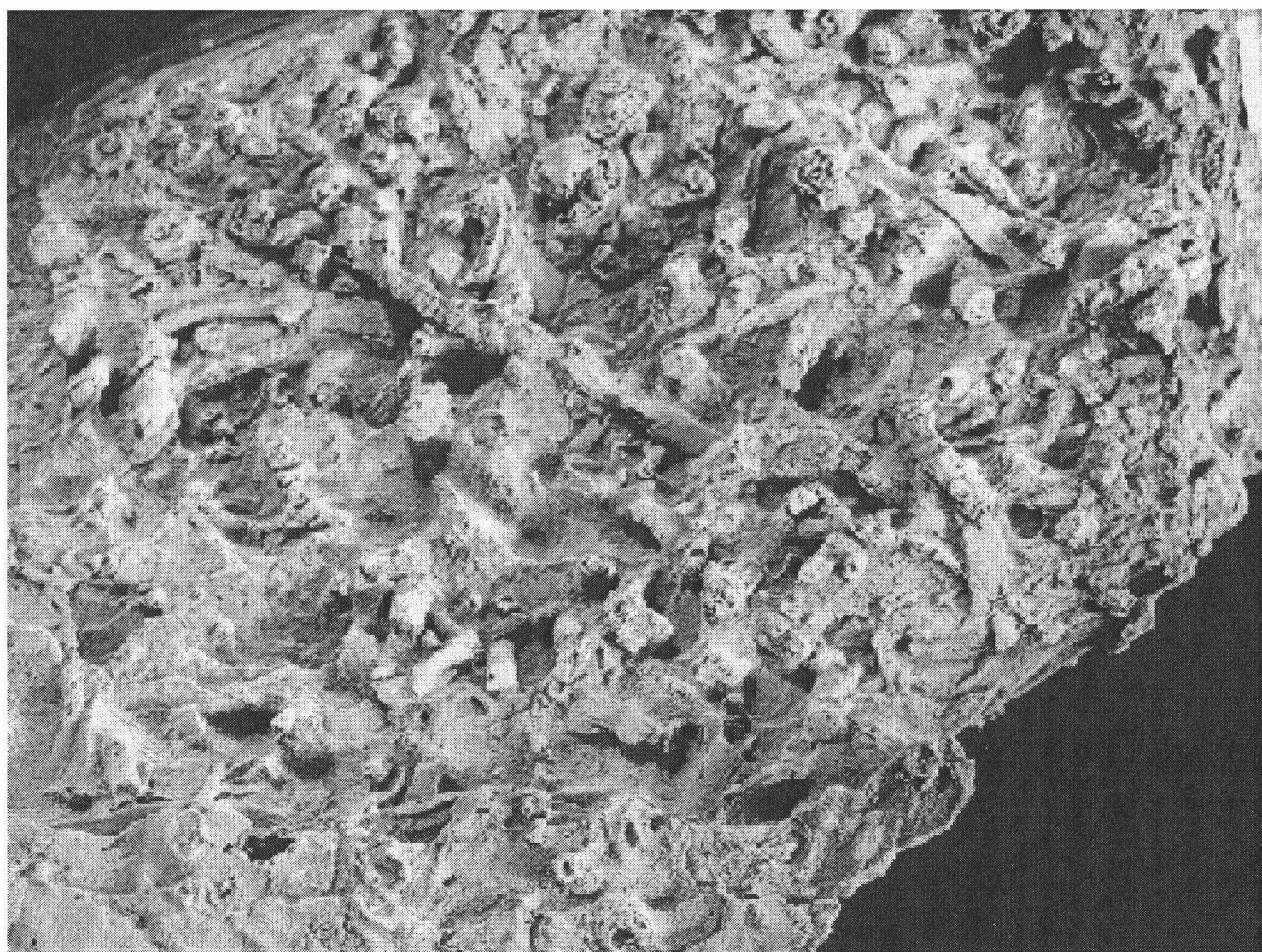
30 mm

10



30 mm

11



30 mm

12