

Ocurrencia de un decápodo braquiuro extinto, *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918), en los yacimientos marinos de la Formación Tulijá (Mioceno temprano) en las cercanías de Palenque, Chiapas, sureste de México

Ana Cristina Martínez-Ortiz^a, Jesús Alvarado-Ortega^{a,*}, Martha Cuevas-García^b

^a Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México; Circuito de la Investigación S/N, Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, 04510, México.

^b Instituto Nacional de Antropología e Historia, Dirección de Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas. Instituto Nacional de Antropología e Historia. Av. Victoria 110, Copilco El Bajo, Ciudad de México, 04510, México.

* alvarado@geologia.unam.mx

Resumen

El proyecto arqueológico-paleontológico, emprendido en 2008 por el Instituto Nacional de Antropología e Historia y la Universidad Nacional Autónoma de México, permitió la colecta de fósiles en un buen número de localidades fosilíferas Cenozoicas en los alrededores de la ciudad de Palenque, Chiapas, al sureste de México. Estos esfuerzos llevaron al hallazgo de un decápodo braquiuro fósil casi completo encontrado en los estratos marinos miocénicos de la Formación Tulijá. En este trabajo dicho ejemplar es descrito e identificado como representante de la especie *Necronectes proavitus*, cuya distribución temporal previamente fue señalada como Oligoceno-Mioceno. Este descubrimiento amplía el número de especies del género *Necronectes* en México, al mismo tiempo que complementa su distribución temporal y espacial, al sumarse a *N. nodosa* reconocida en yacimientos del Eoceno de Baja California y a *N. tajinensis* proveniente de rocas del Mioceno en Veracruz. Este reporte también extiende la distribución geográfica de *N. proavitus*, que ahora es conocida a todo lo largo de los dominios del mar Caribe, desde el Norte de Sudamérica hasta el extremo sur de Norteamérica, pasando por Centroamérica donde fue identificado por primera vez.

Palabras clave: Decapoda, Brachyura, Portunidae, fósil, Río Chacamax.

Abstract

The archaeological-paleontological project, launched in 2008 by the Instituto Nacional de Antropología e Historia and the Universidad Nacional Autónoma de México, allowed for the collection of fossils in a number of Paleocene and Neogene fossil localities around the city of Palenque, Chiapas, southeast Mexico. Those efforts led to the discovery of a nearly complete fossil decapod brachyuran in the Miocene marine strata of the Tulijá Formation. Herein, this specimen is described and identified as representative of the species *Necronectes proavitus*, whose temporal distribution was previously recognized as limited to the Oligocene-Miocene. Present discovery increases the number of Mexican species of *Necronectes*, complementing the previous record of *N. nodosa* recovered in the Eocene of Baja California and *N. tajinensis* from Miocene strata of Veracruz. This discovery also extends the geographic distribution of *N. proavitus*, throughout the marine deposits along the domain of the Caribbean Sea, from northern South America to the southern end of North America, and through Central America where the species was first identified.

Keywords: Decapod, Brachyura, Portunidae, fossil, Chacamax River.

1. Introducción

En 2008, personal académico y estudiantes del Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH) y del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) emprendieron el proyecto conjunto “Estudio arqueológico-paleontológico de los fósiles marinos del sitio de Palenque, Chiapas”. Los objetivos planteados consistieron en determinar la identidad taxonómica de los peces fósiles previamente encontrados en distintos contextos arqueológicos dentro de Palenque y otros sitios arqueológicos mayas cercanos (Ruz-Lhuillier, 1959, p. 53; Fernández, 1991; entre otros), así como reconocer su posible procedencia dentro del contexto geológico en los alrededores de Palenque. Las tareas de prospección emprendidas con estos fines permitieron la colecta de distintas asociaciones fósiles en yacimientos Cenozoicos (Cuevas-García, 2008; Cuevas-García y Alvarado-Ortega, 2008; Alvarado-Ortega et al., 2009, 2015; Riquelme-Alcántar et al., 2011).

En 2009, se recuperaron elementos de una asociación fósil conservada dentro de los estratos de lutitas y coquinas carbonatadas de la Formación Tulijá, expuestas a lo largo del lecho del Río Chacamax. En este conjunto destacan distintos fragmentos de crustáceos braquiuros, cuya afinidad taxonómica no había sido investigada hasta ahora. Después de la preparación mecánica de un bloque de coquina, en donde originalmente se creyó que sólo se conservaban un par de quelas, notables por su tamaño y buen estado de conservación, se descubrió un cangrejo casi completo. Provisionalmente, este ejemplar fue identificado como representante de la familia Portunidae y del género *Necronectes* A. Milne-Edwards, 1881.

El género *Necronectes* fue erigido para incluir su especie *Necronectes vidalianus*, descrita a partir de un ejemplar proveniente de los estratos marinos del Eoceno-Mioceno cercanos a la ciudad de Biaritz, Francia, ubicados en un sitio impreciso próximo a la costa del Golfo de Vizcaya. De acuerdo con Schweitzer et al. (2002), este género agrupa otras doce especies extintas de cangrejos portunidos, cuyo alcance temporal conocido se extiende desde el Eoceno hasta el Mioceno. Representantes de este género han sido recuperados en yacimientos de origen marino depositados en condiciones someras y/o costeras que están ampliamente distribuidos en la región del centro y sur de Europa y tal vez Medio Oriente, así como en el Caribe y sus alrededores, desde el extremo sur de América del Norte hasta al extremo norte de América del Sur, pasando por Centro América (Rathbun, 1918, 1935; Tice, 1962; Collins y Donovan, 1995; Schweitzer et al., 2006; Cáceres et al., 2016; entre otros).

El objetivo de este manuscrito es proporcionar una descripción detallada del ejemplar del género *Necronectes* ya mencionado que fue encontrado en Chiapas. También se pretende ofrecer y discutir los rasgos morfológicos conservados en este ejemplar que permiten determinar su

identidad taxonómica a nivel específico. Al mismo tiempo, se discuten las distintas implicaciones de este hallazgo. Los resultados preliminares de este trabajo fueron presentados recientemente por sus autores en el III Simposio de Paleontología en el Sureste de México (Martínez-Ortiz y Alvarado-Ortega, 2016).

2. Marco geológico

El ejemplar descrito en este trabajo fue colectado en el sitio llamado “Río Chacamax” que de manera formal fue registrado en el catálogo de localidades de la Colección Nacional de Paleontología, bajo el número IGM-loc 3880 (= localidad JAO 137, dentro de la bitácora de campo del primero de los autores). Este lugar se encuentra a casi 3 Km al sureste del centro del pueblo de Palenque, cerca de 250 metros al sur del puente que atraviesa el Río Chacamax, construido sobre la Carretera Federal 199 que une a los pueblos chiapanecos de Palenque y Ocosingo. Este sitio se ubica entre las coordenadas 17°28'41.3" Norte y 91°58'31.8" Oeste, a una altitud de 102 msnm, dentro del Municipio de Palenque, Chiapas (Figura 1).

De acuerdo con mapas geológicos recientemente publicados por el Servicio Geológico Mexicano (2006 a, b), el sitio IGM-loc 3880 está incluido dentro de un amplio afloramiento de la Formación Tulijá (Figura 1). La edad miocénica y el origen marino de esta unidad geológica sedimentaria fueron reconocidos por Böse (1905) y Gutiérrez-Gil (en Quezada-Muñetón, 1987); sin embargo, más tarde López (en Quezada-Muñetón, 1987), al estudiar las secuencias sedimentarias expuestas en el valle formado por el Río Tulijá, se refirió a esta unidad como “rocas del Mioceno de Tulijá”. Desde entonces, el nombre de Formación Tulijá se generalizó sin que hasta el momento exista una denominación formal de la misma (Sáenz-Pita y López-Palomino, 2011).

El sitio IGM-loc 3880 está ubicado en el extremo noreste de la Sierra de Chiapas, dentro de la provincia geotectónica de la Falla Reversa descrita por Meneses-Rocha (2001, fig. 2, p. 190). En la región de estudio, las rocas más antiguas corresponden a la Formación Angostura de edad Campaniano-Maastrichtiano. Sobre esta formación Cretácica descansan las rocas de las formaciones Tenejapa y Lacandón, cuya edad ha sido señalada como paleocénica. Dada la dificultad en reconocer si las rocas paleocénicas dentro del área de estudio de este trabajo pertenecen a alguna de estas dos formaciones, Alvarado-Ortega et al., (2015) decidieron denominarlas temporalmente como unidad Tenejapa-Lacandón. Las rocas eocénicas que yacen sobre esta unidad sedimentaria paleocénica han sido identificadas como parte de las formaciones El Bosque y Lomut, y sobre ellas están depositadas las rocas miocénicas de la Formación Tulijá. Finalmente, esta última formación están cubierta por

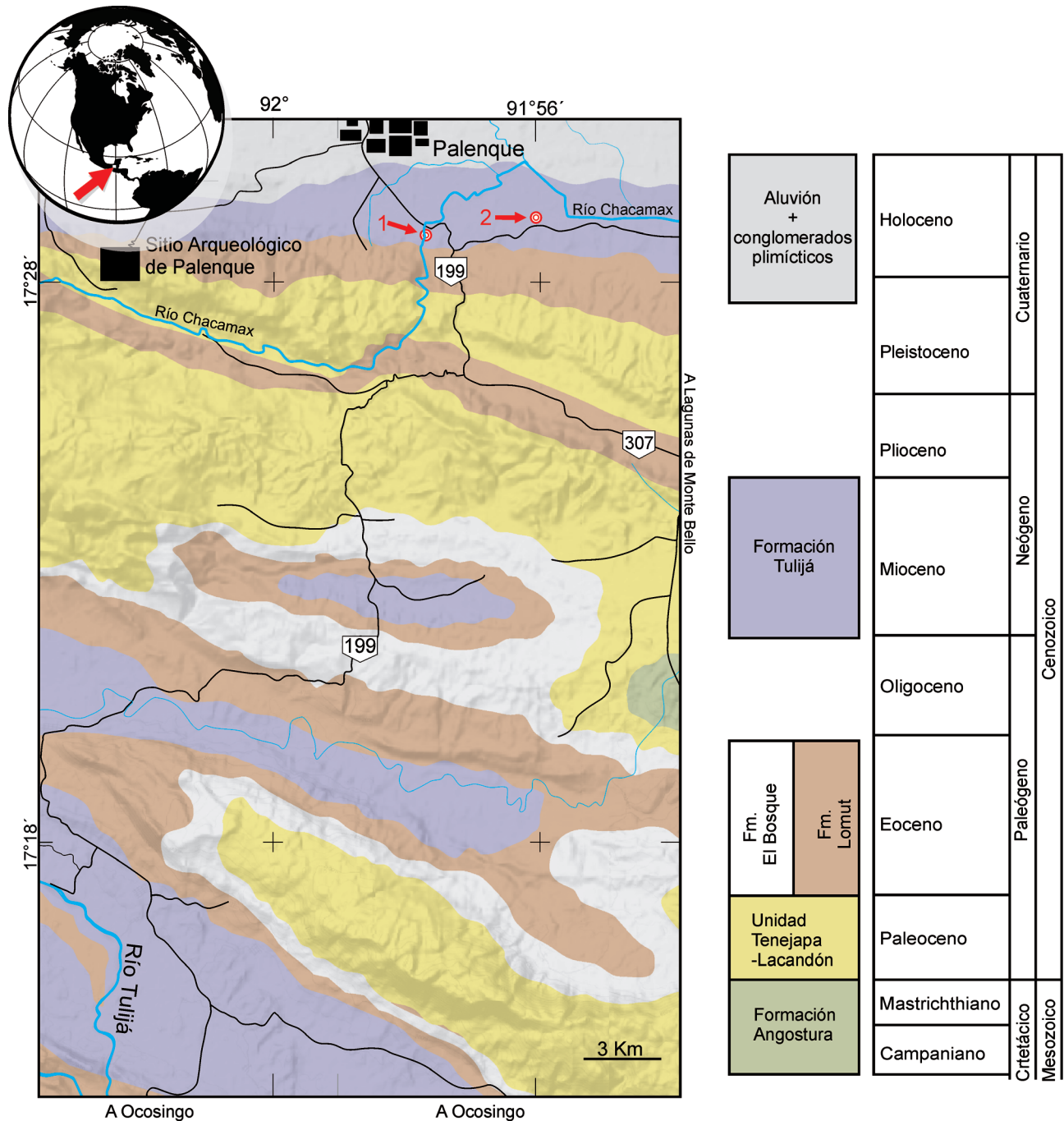


Figura 1. Mapa de la localidad Río Chacamax. El mapa geológico, la columna geológica generalizada y los alcances temporales de las distintas unidades estratigráficas están basados en los mapas del Servicio Geológico Mexicano (2006 a, b) y sus textos explicativos. 1 indica el sitio “Río Chacamax” (= IGM-loc 3880) y 2 indica la posición del sitio “El Gato”, ambos sitios paleontológicos de la Formación Tulijá.

aluvión y conglomerados polimícticos de origen continental del Plioceno-Holoceno (Figura 1).

Durante el Mioceno temprano, la sedimentación al norte de Chiapas estuvo dominada por componentes calizos de origen marino que dieron origen a la Formación Macuspana (fuera de la Figura 1); en tanto que, hacia el sur y a partir de la zona de Palenque, los terrígenos clásticos finos determinaron la formación de las margas y lutitas

que hoy constituyen la Formación Tulijá. Mientras que la Formación Macuspana fue depositada en un ambiente nerítico interno-medio en donde se desarrollaron arrecifes de corales (Salas y López-Ramos, 1951; Islas-Tenorio *et al.*, 2004), la Formación Tulijá posiblemente fue depositada en ambientes de alta energía y baja profundidad en lagunas de plataforma interna (PEMEX 2004, en Sáenz-Pita y López-Palomino, 2011) o en un ambiente transicional afectado

por eventos de transgresión y regresión que estuvieron controlados por el levantamiento gradual del Macizo de Chiapas (Meneses-Rocha, 2001).

El ejemplar estudiado en este manuscrito fue colectado en un estrato de cerca de 10 cm de grosor de roca coquina color beige-amarillo, constituida por granos finos de arena y arcilla fuertemente carbonatados y con abundantes restos orgánicos recristalizados o no, de bivalvos, gasterópodos y foraminíferos. En este estrato también se colectaron equínidos completos fuertemente deformados por compresión que actualmente están bajo estudio. Por arriba y debajo de esta capa de coquinas, se presentan capas de lutitas y areniscas de color gris-azul oscuro y de grosor variable entre 5 y 20 cm, mismas que también están intercaladas con otros estratos de coquina similares en donde son abundante restos de ostreidos en posición de vida similares a los ya identificados por Velasquillo-García (2011) en el sitio de “El Gato” ubicado a 3 km al este del sitio IGM-loc 3880 (Figura 1).

Gran parte de los fósiles colectados en este proyecto INAH-UNAM a lo largo del Río Chacamax aún requieren ser preparados y estudiados a detalle. A pesar de ello debe señalarse que la asociación fósil contenida en los estratos erosionados por este río es notablemente rica, diversa y en muchos casos representada por fósiles bien conservados. Esta asociación incluye macrofósiles de invertebrados (gasterópodos, bivalvos, equinodermos, crustáceos decápodos, corales, esponjas y anélidos, entre otros) y vertebrados (restos de peces óseos, dientes de seláceos y restos de sirénidos), así como abundantes microfósiles (foraminíferos y ostrácodos) (Cuevas-García y Alvarado-Ortega, 2009).

3. Materiales y Métodos

Preparación. La matriz rocosa que cubría gran parte del fósil aquí estudiado fue enteramente removida siguiendo procedimientos mecánicos. Se emplearon micro-cinceles neumáticos de diferente potencia y con puntas de diferentes formas y diámetros; los de mayor potencia se usaron para desgastar las partes más externas de la roca portadora mientras que los de menor potencia y las puntas más finas fueron empleados para desprender la roca de la superficie del fósil. Los detalles más finos del fósil fueron descubiertos manualmente removiendo la matriz rocosa con agujas metálicas y excavadoras odontológicas. Dado que los extremos de los dientes del borde anterolateral del cuerpo sufrieron un fuerte deterioro antes de la preparación, éstos fueron endurecidos con cianocrilato. Todas las observaciones morfológicas del ejemplar estudiado fueron hechas bajo microscopio estereoscópico y con luz blanca.

Durante la preparación del ejemplar fue necesario remover sus quelípedos. Es así que, las fotografías que acompañan el presente trabajo fueron tomadas tanto con los

quelípedos removidos como con estos apéndices colocados nuevamente en su posición original.

Material comparativo. *Necronectes tajinensis* Vega, Feldmann, Villalobos-Hiriart y Gio-Argiez, 1999: IGM 7721. *Portunus ateuicuilis* Vega, Feldmann, Villalobos-Hiriart y Gio-Argiez, 1999: IGM 7654 e IGM 7653.

Abreviaciones institucionales. El acrónimo “IGM”, utilizado en el número de catálogo de todos los ejemplares referidos en este manuscrito, corresponde a la Colección Nacional de Paleontología (CNP), albergada en el Museo “María del Carmen Perrilliat Montoya” del Instituto de Geología ubicado dentro del campus principal de la Universidad Nacional Autónoma de México, en la Ciudad de México. Originalmente este acrónimo correspondía al Instituto Geológico de México, cuyos acervos paleontológicos pasaron a formar parte de la CNP.

Nomenclatura y abreviaciones anatómicas. La descripción del ejemplar estudiado en este manuscrito emplea la nomenclatura general y abreviaciones de los braquiuros previamente sugerida por otros autores (Rathbun, 1930; Spiridonov et al., 2014; entre otros).

4. Paleontología Sistemática

Orden DECAPODA Latreille, 1802
 Infraorden BRACHYURA Latreille, 1802
 Familia PORTUNIDAE Rafinesque, 1815
 Subfamilia NECRONECTINAE Glaessner, 1928
 Género *NECRONECTES* A. Milne-Edwards, 1881

Especie Tipo. *Necronectes vidalianus* A. Milne Edwards, 1881, por designación original.

Especie *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918)

Sinonimia.

Gatunia proavita Rathbun, 1918, p.168, pl. 56.
Necronectes proavita; Vega et al., 1999, p. 412;
 Karasawa et al., 2008, p. 106.
Necronectes proavitus; Glessner, 1928, p. 181, 182, 185, fig. 4; Rathbun, 1935, p. 6, 118; Gordon, 1966, p. 184, fig. 1 a-e; Glaessner, 1969, p. R512; Collins y Morris, 1976, p. 125; Collins y Donovan, 1995, p. 125; Schweitzer et al., 2002, p. 13, 15, 38; Schweitzer e Iturralde-Vinent, 2005, p. 2; Schweitzer et al., 2006, p. 111, 121, 123, tbl. 2; Schweitzer et al., 2008, p. 5; Karasawa et al., 2008, p. 123, 126; Schweitzer et al., 2010, p. 109; Collins et al., 2009, p. 70, 74; Cáceres et al., 2016, p. 146, fig. 2.

Ejemplar referido. IGM 4878, ejemplar casi completo que exhibe el caparazón y los quelípedos, sin la parte terminal de los pereiópodos (Figuras 2 – 4).

Localidad. Nivel de coquinas del Mioceno temprano de la Formación Tulijá expuesta a lo largo del cauce del Río Chacamax, en el sitio registrado como IGM-loc 3880. Municipio de Palenque, Estado de Chiapas, sureste de México (Figura 1).

Descripción.

En vista dorsoventral el caparazón de IGM 4878 tiene forma subhexagonal o de diamante, es fuertemente comprimido (Figuras 2, 3). En éste, la longitud total del caparazón 74.9 mm está dividida en 41.5 mm de la longitud anterior y 33.4 mm de la longitud de la región posterolateral. En este ejemplar la anchura máxima del caparazón es de 106.3 mm, la anchura fronto-orbital es de 43.2 mm, la anchura del borde posterior es de 25.1 mm.

En este cangrejo los bordes fronto-orbital y anterolaterales forman un límite anterior claramente convexo. El borde posterior y los bordes posterolaterales son casi rectos y forman ángulos internos obtusos de cerca de 160°; estos bordes enmarcan la región posterior del caparazón, cuya longitud (LRP) que es relativamente pequeña respecto a la longitud de la región anterior (LRA), representando un radio LRP/LRA de tan sólo 0.446. Los pereiópodos no están conservados excepto por los quelípedos que son de tamaño considerable y heteroquelíidos.

La cutícula del exoesqueleto de este ejemplar está bien conservada en grandes extensiones de su caparazón y apéndices. El grosor de la cutícula es en general milimétrico excepto en las quelas donde es grueso y macizo. La estructura granular de la cutícula está presente en todos los apéndices, el abdomen y la superficie dorsal del caparazón (Figura 2). No existen restos de los ojos o de las antenas conservados en este ejemplar.

Caparazón. En vista dorsal es posible observar que los bordes fronto-orbital y anterolaterales del caparazón conforman un límite anterior claramente convexo que enteramente está ornamentados con dientes y enmarca el 55.4 % de la longitud total del caparazón. Considerando la región orbital, ésta se encuentra limitada por cinco bordes, dos bordes laterales, dos bordes orbitales y un borde frontal (Figuras 2 y 3). En IGM 4878, sólo el borde anterolateral derecho está bien conservado, mostrando siete dientes triangulares uniformemente distribuidos y separadas. Los dientes anterolaterales son de tamaño ligeramente decreciente en orden posteroanterior; además éstos están ligeramente inclinados hacia adelante, siendo aquellos en posición lateral las más afectados. Dada esta condición, en todos los dientes anterolaterales, el margen interno es ligeramente cóncavo mientras que el margen externo es ligeramente convexo.

En IGM 4878, el borde fronto-orbital está limitado por una borde frontal en el centro que muestra con cuatro dientes y un par de bordes orbitales en posición lateral que cuentan con tres dientes colocados encima de cada órbita (Figuras

2 y 3). La anchura del borde fronto-orbital representa el 40.6 % de la anchura total del caparazón. En general, los dientes frontales son más agudos que aquellos del borde anterolateral del caparazón; y aunque, su longitud parece ser similar, la anchura de sus bases es mayor en los dientes más alejados de la línea media del caparazón. En este ejemplar sólo los dientes que bordean la cavidad orbital del lado derecho del caparazón están completos y bien conservados. Existen cuatro dientes orbitales, tres colocados por encima de la órbita u orbitales y el infraorbital que está colocado abajo (Figuras 2 y 3). El diente orbital externo es triangular, casi tan largo como el diente anterolateral más próximo; sin embargo, distintamente, su borde interno es recto y su base es casi la mitad de la presente en ese diente anterolateral. El diente supraorbital del lado derecho del caparazón es triangular, tan largo como ancho; su base está colocada ligeramente por arriba de la base del diente orbital externo, a la cual cubre sólo parcialmente. El diente orbital interno es ancho y convexo, tan largo como el diente supraorbital pero con una base dos veces más ancho; éste contrasta claramente con el diente orbital interno del lado izquierdo del caparazón, el cual es triangular, casi tan largo pero con una base contrastantemente menos ancha. El único diente infraorbital conservado es una proyección triangular que es ligeramente más larga que los dientes orbitales y casi tan ancho como todos ellos (Figuras 2 y 3). El margen interno del diente infraorbital es recto y paralelo al eje longitudinal del caparazón mientras que su margen externo es ligeramente cóncavo e inclinado.

La superficie dorsal del caparazón presenta una serie de lóbulos definiendo sus distintas regiones, los cuales están más o menos delimitados por surcos o depresiones (Figura 4). En términos generales, en IGM 4878 estos lóbulos son poco pronunciados y los surcos son amplios y poco profundos. Los dos pares de lóbulos protogástricos son casi circulares y se ubican atrás del borde fronto-orbital y en la parte interior del borde anterolateral. El único lóbulo mesogástrico es ovoide y está colocado por detrás del par de lóbulos protogástricos posteriores. A cada lado del caparazón, detrás del borde anterolaterales y al lado de los lóbulos protogástricos y mesogástrico, se presenta un lóbulo epibranquial poco desarrollado (Figura 4). Detrás de cada uno de estos últimos, se presenta un lóbulo mesobranquial amplio, que también es poco desarrollado y tiene un aspecto liso. Finalmente, detrás de cada uno de los lóbulos mesobranquial, está desarrollado un pequeño lóbulo metabranquial.

Sin duda, el surco más conspicuo en la superficie dorsal del caparazón es aquel que separa a los lóbulos metagástrico y el cardíaco (Figura 4). Este surco tiene un borde bien definido, es amplio, uniformemente profundo, y su unión con los surcos contiguos forma una "H" con los extremos proyectadas hacia afuera. En IGM 4878, la cutícula sobre el lóbulo cardíaco no está bien conservada; a pesar de ello, éste lóbulo puede describirse como una cúpula trapezoidal que tiende a ser más alta en su parte posterior. En el molde

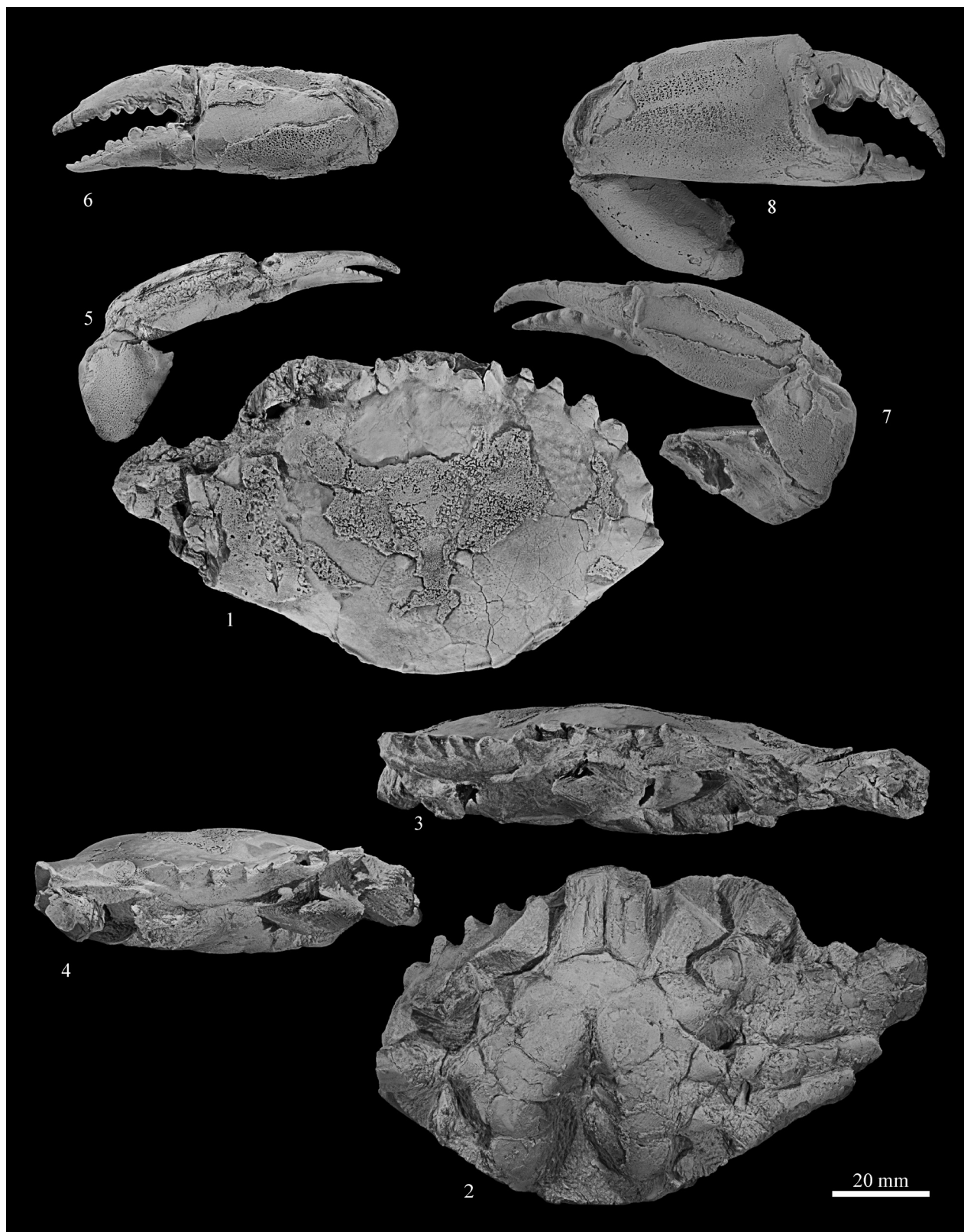


Figura 2. IGM 4878, ejemplar parcialmente desarticulado representante de la especie *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918); 1) vista dorsal del caparazón; 2) vista ventral del caparazón; 3) vista anterior del caparazón; 4) vista anterolateral del extremo derecho del caparazón; 5 y 6) quelípodo izquierdo en vistas dorsal y anterior; 7 y 8) quelípodo derecho en vistas dorsal y anterior.

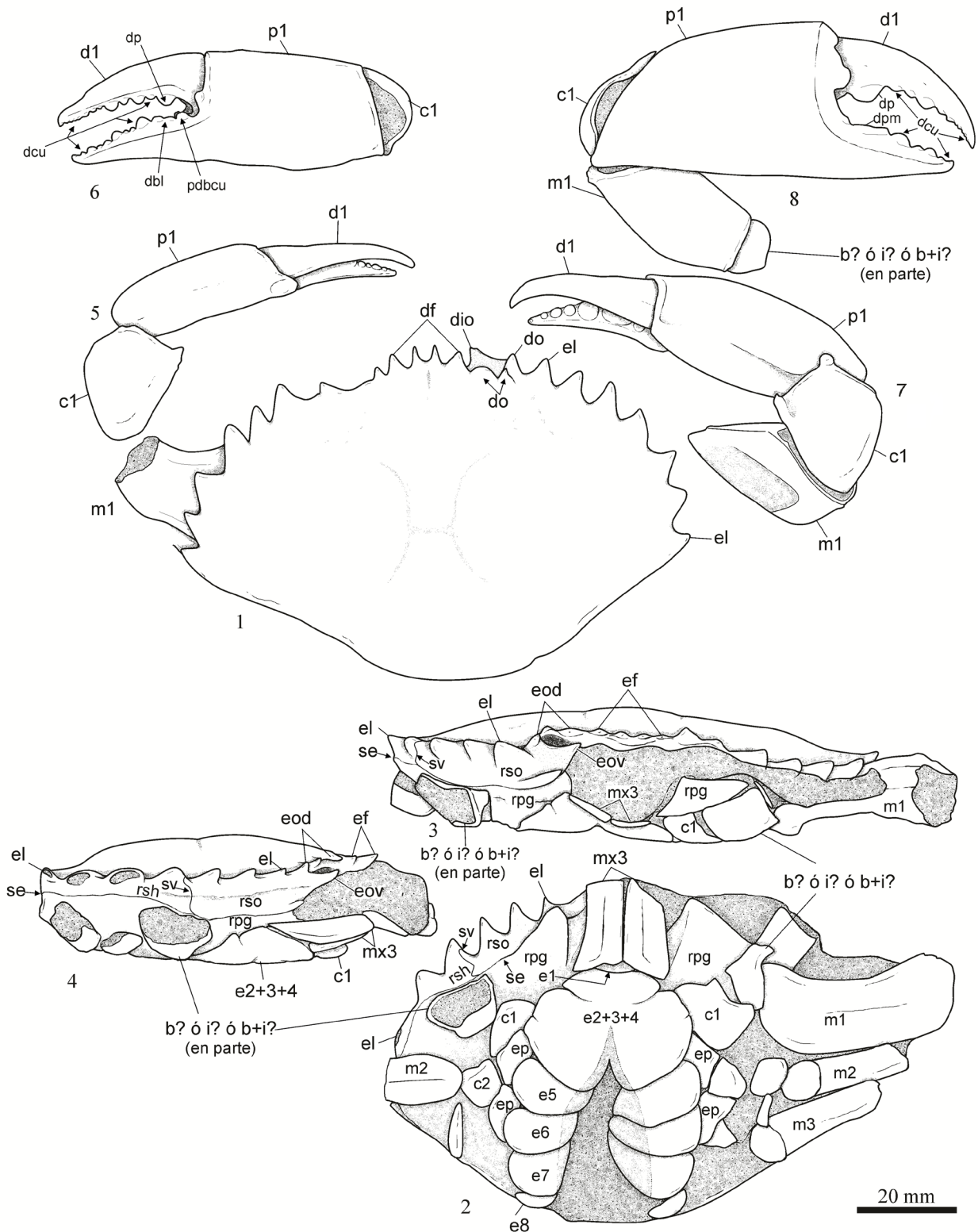


Figura 3. Dibujos idealizados del ejemplar IGM 4878, ejemplar parcialmente desarticulado representante de la especie *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918) proveniente del Río Chacamax, Chiapas, México, elaborados con base en la Figura 2; 1) vista dorsal del caparazón; 2) vista ventral del caparazón; 3) vista anterior del caparazón; 4) vista anterolateral del extremo derecho del caparazón; 5 y 6) quelípedo izquierdo en vistas dorsal y anterior; 7 y 8) quelípedo derecho en vistas dorsal y anterior. Abreviaturas: b, base; c, carpo; c, coxa; d, dactilopodio; dbl, diente bilobulado; dcu, diente cónico unilobado; dio, diente infraorbital; dl, diente lateral; dp, diente en forma de perilla; dpm, diente plano molariforme; dso, diente supraorbital; e, esternito; ef, espina frontal; ep, episternito; i, isquion; m, mero; mx3, maxilípedo 3; p, propodio; pdbcu, par de dientes basales cónicos unilobulados; rpg, región pterostogomial; rsh, región subhepática; rso, región suborbital; se, surco ecdisial (=línea epimeral); sv, surco vertical; los números después de las abreviaturas indican su posición en la serie correspondiente o bien su pertenencia a uno de los cinco apéndices de este cangrejo.

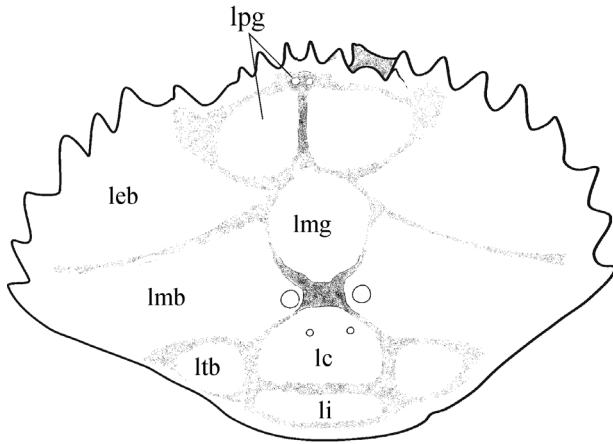


Figura 4. Dibujo idealizado de la distribución de los lóbulos en el caparazón de IGM 4878, ejemplar parcialmente desarticulado representante de la especie *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918) proveniente del Río Chacamax, Chiapas, México, elaborados con base en la Figura 3. Abreviaturas: lc, lóbulo cardíaco; leb, lóbulo epiabranquial; li, lóbulo intestinal; lmb, lóbulo mesobranquial; lmg, lóbulo metagástrico (lóbulo mesogástrico + lóbulo mesogástrico+ lóbulo urogástrico); lpg, lóbulo protogástrico; ltb, lóbulo metabranquial.

interno del caparazón y entorno al lóbulo cardíaco muestran cuatro protuberancias circulares están distribuidas siguiendo un patrón trapezoidal invertido (Figura 4); de éstas, las mayores se ubican adelante y están más separadas entre sí que las menores. El lóbulo intestinal es inconspicuo y está presente por detrás del lóbulo cardíaco, del cual se separa por surcos amplios y muy poco profundos.

En la superficie ventral del caparazón es posible observar que la región infraorbital es corta y sólo tan ancha como la cavidad orbital. En posición lateral a ésta última, la región subhepática forma una banda que anteriormente es tan alta como la región suborbital, pero lateralmente, tiende a ser cada vez menos alta y se extiende por debajo de todo el borde lateral del caparazón. En el lado derecho del caparazón, las regiones pterostomial y suborbital están desplazadas entre sí a lo largo de toda la línea epimeral o sutura ecdisial; este es un efecto de la preservación que no alteró la región izquierda del caparazón, en donde la región pterostomial conserva su posición natural.

Caparazón torácico. En IGM 4878, los elementos del caparazón torácico o plastrón están desplazados fuera de su posición natural, mostrando un ligero desplazamiento hacia la parte derecha del cuerpo (figuras 2 – 3). Esta estructura, que contiene los esternitos torácicos y el abdomen, tiene forma ovalada, siendo más ancha entre los esternitos 5 – 7, extendiéndose en los tres cuartos posteriores de la longitud total del caparazón, y alcanzando un radio longitud/anchura cercano a 0.83. Los segmentos que componen el abdomen están totalmente perdidos en IGM 4878; sin embargo, la forma triangular aguda de la cavidad esterno-abdominal sugiere que éste fue un ejemplar de sexo masculino.

El caparazón torácico está compuesto de ocho pares de esternitos. En el extremo anterior, el esternito 1 no se observa porque debe estar cubierto por los maxilípedos. Sólo la parte posterior del esternito 2 está expuesta detrás de los maxilípedos. Los esternitos 3 y 4 están fusionados entre sí, formando una amplia placa trapezoidal. La sutura entre los esternitos 3 y 4 sólo es visible lateralmente como un pequeño surco interrumpido en el centro. El ápice de la depresión abdominal se extiende hasta alcanzar la mitad del esternito 4. Los esternitos 5, 6, 7 y 8 son subrectangulares, más anchos que largos, con los márgenes externos redondeados, y sus tamaños decrecen en orden anteroposterior. Las suturas entre los esternitos 4/5 – 7/8 son completas. El esternito 8 es el más pequeño de la serie, y su superficie es casi sólo la mitad que la del esternito anterior inmediato. En IGM 4878 sólo se observan los episternitos 4 y 5; éstos son triangulares y colocados detrás y al lado de los esternitos 3 – 4 y 5.

Apéndices torácicos. En IGM 4878 el tercer par de maxilípedos son los únicos apéndices torácicos asociados a la boca que están conservados, así como el primer par de pereiópodos, los quelípedos. En este ejemplar sólo se conservan algunas partes de los cuatro pereiópodos restantes.

En vista ventral, los dos isquiones son los únicos elementos expuestos de los dos maxilípedos 3. Éstos son rectangulares, dos veces más largos que anchos, y sus bordes posteriores están un poco inclinados hacia la línea media del cuerpo. IGM 4878 no conserva ningún elemento de las mandíbulas u otros apéndices bucales.

Aunque ambos quelípedos representan con mucho los apéndices más grandes de este ejemplar; éste presenta heteroquelia, en donde su quelípedo derecho está notablemente más desarrollado que el izquierdo. Los segmentos basales del quelípedo derecho están en una posición que es difícil describir sus detalles; en éste, la coxa es bastante desarrollada y con mucho es el segmento más desarrollado en la base del quelípedo. No es posible definir si la base y el isquión están fusionados o no, pero al parecer el segundo de los segmentos de este apéndice tiene forma cilíndrica y su superficie es lisa. El mero es el segundo segmento más largo en el quelípedo derecho; éste tiene la forma de un cono cortado tangencialmente, donde la superficie dorsal es plana; sus superficies anterior y posterior son continuamente redondeadas y coinciden ventralmente formando un borde redondeado. La superficie del mero es totalmente lisa, no presenta ornamento alguno. La terminación del mero posiblemente presenta una superficie ovoide y amplía mientras que la terminación proximal posee una superficie comparativamente pequeña y de forma triangular. El carpo es otro segmento cuya forma es semejante a la de un cono cortado tangencialmente, en donde el extremo proximal esta reducido mientras que el extremo es notablemente mayor. Aunque la superficie media del mero es prácticamente plana, este segmento es continuamente

redondeado desde su cara dorsal hasta la ventral. El mero es totalmente liso excepto por una espina dorsal.

El quelípodo derecho es masivo y sin ornamentaciones (figuras 2, 3). La superficie anterior de este segmento muestra dos líneas oscuras, en donde la cutícula es más oscura y menos granulosa que en el resto del quelípodo. Aunque tales líneas oscuras ocupan la posición de las quillas, este quelípodo es totalmente liso. La palma es casi rectangular en vista anteroposterior, sus bordes ventral y dorsal son rectos pero su altura proximal ligeramente menor que la distal. En el propodio, las superficies dorsal y ventral son estrechas y redondeadas mientras las superficies anterior y posterior son altas, siendo la anterior más convexa que la posterior. El dedo fijo representa cerca de un tercio de la longitud del propodio; su forma triangular incluye un borde ventral recto y un borde dorsal ligeramente curvo recto e inclinado cerca de 30 grados. Contrariamente, en vista anterior, el dactilopodio tiene forma de gancho, en donde la base es menos alta que la base del propodio y sus bordes dorsal y ventral son armoniosamente curvos. En vista dorsoventral, la base del propodio es más ancha que la base del dactilopodio y el extremo terminal de ambos dedos se curva ligeramente hacia atrás.

El quelípodo derecho es heterodonte. A lo largo del borde dorsal del dactilopodio hay una serie de nueve dientes cónicos masivos, unilobulados, formando una hilera; el primero de ellos es el más desarrollado y tiene forma de perilla; los restantes están uniformemente espaciados, son de talla irregular, y aunque hay dientes grandes y pequeños intercalados, en general, tienden a ser más pequeños hacia el ápice. En el borde ventral del dedo fijo hay siete dientes, cuyo aspecto es similar a la de los dientes del dactilopodio excepto por los dientes basales; la serie comienza con dos dientes cónicos unilobulados, colocados cercanamente lado a lado y con la superficie aplastante plana; éstos son seguidos por una hilera de siete dientes unilobulados, en donde el primero es un diente molariforme que es único en toda la quela por poseer la base más larga y una superficie aplastante ligeramente cóncava; los últimos dientes de esta serie están uniformemente espaciados, son de talla irregular y con tendencia a ser más pequeños hacia el ápice.

IGM 4878 presenta heteroquelia notable. Así, los segmentos que componen el quelípodo izquierdo son comparativamente más gráciles que los segmentos del quelípodo derecho, en particular es notable la hipertrofia de la quela derecha (figuras 2 y 3). En general, los dientes de ambos quelípedos son semejantes; sin embargo, existen algunas peculiaridades de los dientes del quelípodo izquierdo que merecen ser mencionadas. En el quelípodo izquierdo hay 10 y 11 dientes en el dactilopodio y el dedo fijo respectivamente. Aunque el dactilopodio izquierdo también presenta un par de dientes basales seguidos por una hilera terminal de dientes; por un lado, en este segmento el par de dientes basales también son cónicos y unilobulados, pero sus superficies aplastantes son notablemente agudas y convexas; por otro lado, el primero de los dientes

alineados es claramente bilobulado y presenta una superficie aplastante bicúspide.

Comparación anatómica.

Recientemente, Karasawa y colaboradores (2008) publicaron un estudio filogenético de los decápodos braquiuros de la superfamilia Portunoidea que está basado en caracteres morfológicos. Siguiendo los resultados del mencionado análisis filogenético, es posible confirmar que IGM 4878 pertenece a la familia Portunidae, Rafinesque, 1815.

Karasawa y colaboradores (2008, p. 103) definieron que la familia Portunidae se caracteriza por presentar: 1) Caparazón, más ancho que largo. 2) El margen anterolateral del caparazón tiene entre 3 y 9 dientes (incluyendo el diente supraorbital externo). 3) Los quelípedos son de mayor tamaño que otros pereiópodos. Todos estos rasgos están presentes en IGM 4878 confirmando que éste es sin duda un miembro de la familia Portunidae.

A pesar de que A. Milne-Edwards (1881) no proporcionó una diagnosis genérica, ni específica cuando describió su *Necronectes vidalianus*, la cual hoy se considera la especie tipo del género *Necronectes*, otros autores (*i.e.* Schweitzer *et al.*, 2002; Cáceres *et al.*, 2016) han coincidido en señalar que este género es claramente identificado por las siguientes características (continuando con la numeración iniciada en el párrafo anterior): 4) El caparazón relativamente liso. 5) El caparazón con las regiones axiales bien desarrolladas. 6) El caparazón con la cresta epibranchial ausente o poco desarrollada. 7) La región anterolateral del caparazón más grande que la región posterolateral. 8) El último diente anterolateral del mismo tamaño o más pequeño que los anteriores. 9) El borde posterolateral del caparazón es casi recto e inclinado hacia el borde posterior. 10) Ocho dientes a lo largo del borde anterolateral del caparazón (incluyendo el diente orbital externo). 11) Cuatro dientes en el borde frontal del caparazón. La identificación de IGM 4878 como parte del género *Necronectes* está claramente justificada porque este ejemplar presenta todas estas características (figuras 2 – 4).

Recientemente y con base en un análisis filogenético de la familia Portunidae, Karasawa y colaboradores (2008, p. 92 y p. 105) reconocieron que parte de las características arriba señaladas son extensivas a la diagnosis de la subfamilia Necronectinae, en la que también se incluyen los géneros *Scylla* de Haan, 1833, y *Sanquerus* Manning, 1989. Entre estas características adicionales deben señalarse las siguientes (continuando con la numeración anterior): 12) La anchura de los bordes frontal y orbital representa entre 40 y 50 por ciento de la anchura máxima del caparazón. 13) Las quelas (propodio + dactilopodio) son robustas y presentan una superficie externa lisa. 14) Las superficies oclusales en el dedo fijo del propodio y el dactilopodio están ornamentadas con dientes basales más desarrollados (en un dedo el diente basal tiene forma de perilla y se contrapone con el diente molariforme del dedo opuesto) que son

seguidos por una serie de dientes cónicos (de acuerdo con Spiridonov *et al.*, 2014). Sin duda alguna, IGM 4878 puede ser considerado un necronectino porque también presenta las características 12 – 14 (figuras 2 – 4).

Una característica que diferencia a *Necronectes* de sus dos congéneres, *Scylla* y *Sanquerus* (Karasawa *et al.*, 2008, p. 105 – 106), es el número de dientes en el borde anterolateral del caparazón. Mientras que en estos dos géneros dichos dientes son ocho (nueve, si el conteo incluye el diente ocular externo); en *Necronectes*, es distintivo que este número sea siete (ocho, si el conteo incluye el diente ocular externo). IGM 4878 es un necronectino con siete dientes y por eso su pertenencia al género *Necronectes* es innegable.

La diversidad taxonómica actualmente conocida del género *Necronectes* incluye 11 especies nominales. Los primeros fósiles conocidos de *N. vidalianus* A. Milne-Edwards, 1881 (p. 1), fueron colectados en una localidad imprecisa cercana a la ciudad de Biarritz, al suroeste de Francia, donde afloran capas sedimentarias marinas depositadas en la Cuenca Aquitaine que son ricas en foraminíferos nummulíticos, cuya edad comprende desde el Eoceno hasta el Mioceno (también véase Cahuzac y Janssen, 2010; entre otros). Posteriormente, se han sumado otras 11 especies provenientes de distintas localidades en América, Europa y tal vez del Medio Oriente. Ordenados por su edad, estas especies incluyen:

A) Una especie del Eoceno [*Necronectes nodosa* Schweitzer, Feldmann, González-Barba, Vega, 2002, proveniente de los yacimientos de la Formación Tepetate expuestos en el Estado de Baja California, México].

B) Una especie de edad eocénica dudosa [*N. beaumonti* (H. Milne-Edwards, 1850 en d'Archiac, 1850, p. 304k), originalmente señalada como parte del género *Platycarcinus*, después reportado por A. Milne-Edwards (1862, p. 62) como parte del género *Cancer* Linnaeus, 1758, y finalmente señalada como una especie válida de *Necronectes* (A. Milne-Edwards, 1864; Schweitzer *et al.*, 2002; Karasawa *et al.*, 2008; Cáceres *et al.*, 2016; entre otros). Es notable que el autor de esta especie reconociera que el origen de este ejemplar es impreciso; sin embargo, él mismo, también señaló que su matriz rocosa es similar a la de otros cangrejos colectados en los yacimientos del Eoceno en Verona, Italia].

C) Dos especies del Oligoceno [*N. vicksburgensis* (Stenzel, 1935), proveniente de Mississippi y Florida, USA, que originalmente fue descrita como parte del género *Portunus*, Weber, 1795, y hoy considerada como sinónimo de *N. vaughani* Rathbun, 1935 (véase Rathbun, 1936). *Necronectes summus* Collins y Donovan, 1995, colectada en yacimientos de la Isla de Antigua].

D) Dos especie del Oligoceno-Mioceno. *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918) [la especie fue originalmente descrita como *Gatunia proavita* (Rathbun, 1918); sin embargo, Glaessner (1928) la incluyó en el género *Necronectes* y modificó su epíteto específico, quedando finalmente como *Necronectes proavitus*] que ha sido

recuperada en yacimientos miocénicos de Panamá, Antigua y Venezuela (Gordon, 1966; Glaessner, 1969; Collins y Morris, 1976; Donovan, 1994; Schweitzer *et al.*, 2006; Collins *et al.*, 2009; Cáceres *et al.*, 2016) y en oligocénicos de Puerto Rico (Collins *et al.*, 2009). *Necronectes collinsi* Schweitzer, Iturralde-Vinent, Hetler y Velez-Juarbe, 2006, cuyo registro fósil en Puerto Rico se extiende desde el Oligoceno temprano hasta el Mioceno temprano (Schweitzer e Iturralde-Vinent, 2005)].

E) Al menos cuatro especies del Mioceno [*N. tajinensis* Vega, Feldmann, Villalobos-Hiriart y y Gio-Argiez, 1999, descrita a partir de sólo un ejemplar colectado en yacimientos de la Formación Tuxpan, en Veracruz, México. Una especie proveniente de Cataluña, España, *N. batalleri* (Vía, 1932), que originalmente fueron descritas como parte del género *Scylla*. *Necronectes schafferi* Glaessner, 1928, reconocida en yacimientos de Polonia, Hungría e Italia (de Angeli y Marangon, 1992). *Necronectes drydeni* Rathbun, 1935, registrada en yacimientos de la Formación Choptank en Meryland, USA. Y finalmente, *N. iranensis* Toraby y Yazdi, 2002, que podría representar el primer registro del género en Medio Oriente (Irán), no ha sido formalmente descrita y por ello Schweitzer *et al.* (2009) la consideran como *nomen nudum*].

Los rasgos distintivos de las especies nominales de *Necronectes* se concentran en los quelípedos y el caparazón (figuras 5 y 6). En *N. vidalianus* las quelas son de tamaño similar y los dientes anterolaterales del caparazón son más anchos que largos y están continuamente colocados lado a lado (A. Milne-Edwards, 1881, pl. 21, figs. 1 y 1a); mientras tanto, IGM 4878 presenta heteroquelia más marcada y los dientes anterolaterales están separadas entre sí por espacios casi tan anchos como la base de estos mismos dientes.

El caparazón de *N. nodosa* presenta una región branquial cubierta con algunas protuberancias o nodos redondeados dispersos (Schweitzer *et al.*, 2002, p. 15, fig. 16) que no están presentes en IGM 4878. En *N. beaumonti* los dientes anterolaterales son más anchos que largos y están continuamente colocados uno al lado del otro (A. Milne-Edwards, en d'Archiac, 1850); tal condición difiere de la observada en IGM 4878, donde las bases de estos dientes son relativamente más angostos permitiendo la existencia de espacios interdentes amplios. El borde anterolateral del cuerpo de *N. vicksburgensis* es notablemente más recto que en las otras especies de *Necronectes*; en consecuencia, todos los dientes anterolaterales en *N. vicksburgensis* están dirigidos hacia el frente y la longitud anterolateral del caparazón es notablemente más corta su longitud posterolateral (Stenzel, 1935, pl. 14, fig. 5; Rathbun, 1935, T. 22, figs. 7-11). IGM 4878 difiere de *N. vicksburgensis* porque su borde anterolateral es curvo y anteriormente extendido como en otras especies del género.

Desafortunadamente, *Necronectes summus*, sólo se conoce por sus quelas; en vista anterior, éstas son de aspecto triangular (Figura 6), notablemente más altas en su extremo distal que en el proximal (Collins y Donovan,

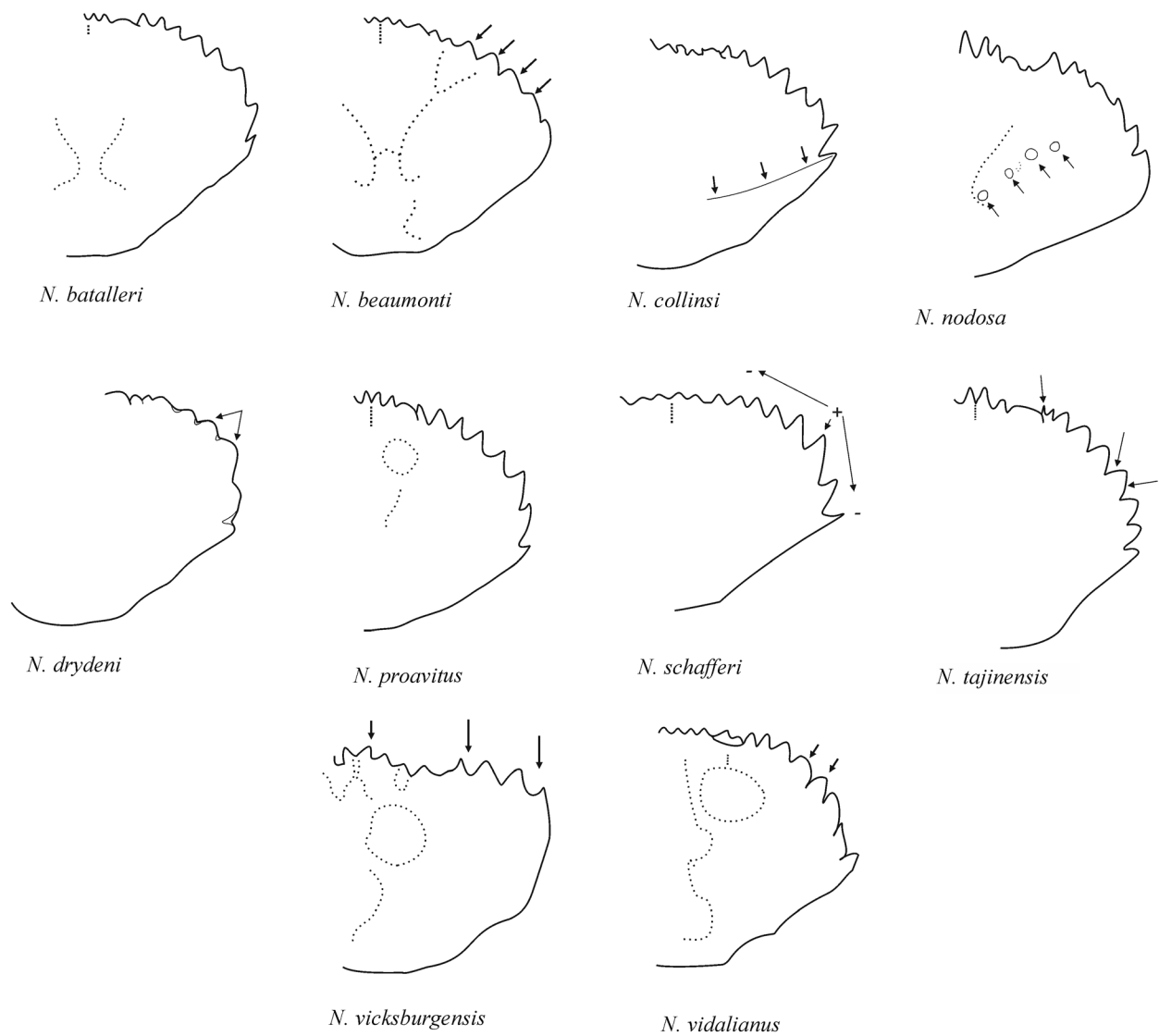


Figura 5. Dibujos idealizados mostrando los rasgos morfológico variable en el caparazón de las especies de *Necronectes* (flechas), incluyendo forma de las espinas y prominencia de los lóbulos del caparazón (con base en Vía, 1941, lam. V, figs. 31-32; A. Milne-Edwards, 1862, pl. 3; Schweitzer *et al.*, 2006, figs. 5A, 5C; Schweitzer *et al.*, 2002, figs. 15.1- 15.4; Rathbun, 1935, pl. 22, figs. 12, 13; Rathbun, 1918, pl. 56, figs. 1-2; Glaessner, 1928, t.III, fig. 6; Vega *et al.*, 1999, fig. 3; Stenzel, 1935, pl. 14, fig. 15; A. Milne-Edwards, 1881, pl. 21, fig. 1a; respectivamente); véase explicación en el texto de la sección de “Comparación anatómica” de este trabajo.

1995). Contrariamente en las otras especies de *Necronectes* donde las quelas son conocidas, así como en IGM 4878, éstas son más bien rectangulares en vista anterior, presentando un extremo distal sólo un poco más alto que el extremo proximal. En vista dorsal, el caparazón de *N. collinsi* presenta una cresta epibranchial que se extiende axialmente desde la octava espina anterolateral hacia la región cardíaca (Schweitzer *et al.*, 2006, p. 122, figs. 5A y 5B); distintivamente, en IGM 4878 y en otras especies del género esta cresta no está presente.

En *N. tajinensis*, la espinas del borde ocular y anterolateral presentan dos rasgos únicos; el diente orbital externo es peculiarmente muy delgado y curvo además de que todos sus dientes anterolaterales tienen bordes convexos (Vega *et al.*, 1999, pp. 411 – 412, figs. 3.8, 3.9, 5). Ninguno de estos dos rasgos es observado en IGM 4878, en donde el diente orbital externo es más pequeño que los contiguos pero mantiene una forma triangular y todos los dientes anterolaterales presentan el borde anterior cóncavo y el borde posterior convexo.

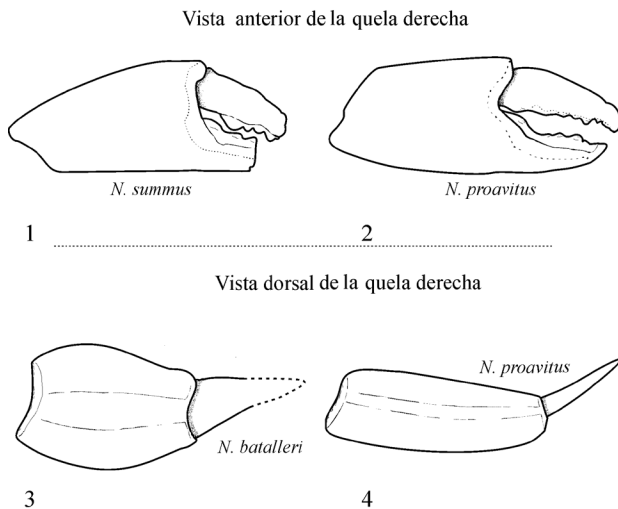


Figura 6. Esquema idealizados mostrando los rasgos morfológico variable en la quela derecha (la mayor o hipertrofiada) de las especies de *Necronectes*, incluyendo la forma de la quela en vista anterior y grosor de la quela en vista dorsal; 1) quela triangular (basado en Collins y Donovan, 1995, fig. 3); 2) quela rectangular (basado en Rathbun, 1918, pl. 56); 3) quela robusta (basado en Vía, 1941, lam. V, fig. 31); 4) quela delgada (basado en Rathbun, 1918, pls. 54, 55).

Cuando Vía (1932, p. 132) nombró su especie *Scylla batalleri*, hoy *Necronectes batalleri* (Müller, 1993, p. 16), este ejercicio nominal sólo fue acompañado de una corta descripción poco informativa y sin ninguna ilustración. Tal situación fue remediada rápidamente por este mismo autor (Vía, 1941, pp. 86–89, láms. V y VI). En vista dorsal, la quela hipertrofiada de esta especie presenta un rasgo diagnóstico único, su forma “abombada” que es comparativamente robusta respecto al aspecto más grácil o delgado de las quelas hipertrofiadas de las otras especies del género y de IGM 4878, en donde las superficies anterior y posterior de esta quela son ligeramente convexas. Además, Vía (1941) reportó que en esta especie dicha quela tiene una superficie “superior bien marcada y terminada en sólidos dientes”; estos dientes no están presentes en ninguna otra especie de *Necronectes* ni en IGM 4878.

En *Necronectes schafferi* los dientes anterolaterales son de talla irregular; mientras que los tres en posición central son los mayores de la serie, aquellos colocados adelante y atrás son progresivamente más pequeños (Glaessner, 1928, p. 179 y p. 180, Tf. III, fig. 6). En IGM 4878 como en otras especies de *Necronectes*, el tamaño de los dientes anteriores y centrales en esta serie no difiere significativamente de los otros dientes anterolaterales.

De acuerdo con la descripción e ilustraciones de *N. drydeni* (Rathbun, 1935, p. 107 y p. 108, pl. 22, figs. 12 y 13), ésta especie es peculiar porque su caparazón presenta dientes anterolaterales relativamente más robustos, más anchos que largos, con ambos bordes casi rectos y tan cercanamente espaciadas entre sí que reducen casi totalmente los espacios entre ellas. Como ya se mencionó

anteriormente, IGM 4878 muestra dientes anterolaterales de menor tamaño que dan cabida a la presencia de espacios interdentes relativamente amplios.

Tras una cuidadosa comparación de las descripciones morfológicas e ilustraciones disponibles de los ejemplares previamente referidos a *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918, pp. 126-181, pl. 56, figs. 1, 2; Cáceres et al., 2016; entre otros) con aquellas aquí generadas a partir del ejemplar IGM 4878, no fue posible reconocer ninguna diferencia significativa. El único rasgo de este ejemplar merecedor de una mención es la presencia de cuatro tubérculos en la región cardíaca del caparazón; sin embargo, estos están conservados en el relleno o el molde interno del ejemplar y no hay certeza de que se hayan manifestado en la superficie externa del exoesqueleto del caparazón. Este rasgo no puede ser comparado con ejemplares previamente descritos de *N. proavitus*, en donde dichos tubérculos no han sido encontrados como ornamentos reconocibles en el molde interno del caparazón ni como ornamentos superficiales del exoesqueleto. En consecuencia y de acuerdo a la imposibilidad de considerar a IGM 4878 como un posible representante de otras especies de *Necronectes*, este ejemplar es reconocido como representante de la especie *N. proavitus*.

5. Discusión y conclusiones

El estudio comparativo de IGM 4878, desplegado arriba, demuestra que este ejemplar es un decápodo braquiuro marino, como las actuales jaibas, representante de la especie *Necronectes proavitus*. Originalmente, esta especie fue descrita a partir de ejemplares colectados en estratos del Mioceno de la Formación Gatún expuestos en la zona del Canal de Panamá, en las cercanías de la Presa Gatún, Provincia de Colón, en el extremo centro-este de Panamá (Rathbun, 1918). Otros fósiles de esta misma especie se han venido reportando en depósitos sedimentarios dentro de los dominios del mar Caribe (Figura 7). De acuerdo con Gordon (1966), esta especie forma parte de las asociaciones fósiles del Mioceno temprano de la Formación San Sebastián o de la base de las Calizas Lares, en el extremo noroeste de Puerto Rico (también véase Schweitzer e Iturralde-Vinent, 2005; Schweitzer et al., 2006; Schweitzer e Iturralde-Vinent, 2005). Otros fósiles de esta especie provienen de rocas del Mioceno medio pertenecientes a las capas de “Garra de Cangrejo” de la Formación Brasso, en las cercanías de Caparo Saca Manteca, en la isla de Trinidad (Collins y Morris, 1976). Recientemente, ésta también se reportó en los sedimentos del Mioceno tardío de la Formación Urumaco, en el Municipio de Buchivacoa, Estado de Falcón, al noroeste de Venezuela (Cáceres et al., 2016).

Es necesario hacer notar que la edad de uno de los reportes de *N. proavitus* arriba señalados es cuestionable (Collins et al., 2009). Este reporte corresponde al publicado por Gordon (1966), quien claramente señaló que los fósiles

que él estudió proceden de estratos del Mioceno temprano pertenecientes a la Formación San Fernando o a la base de las Calizas Lares. No obstante, antes y después de esta publicación, dichas unidades geológicas han sido reiterada y ampliamente consideradas como oligocénicas (Hubbard, 1923; Zapp *et al.*, 1948; Sachs, 1959; Monroe, 1980; Larue 1994). Debido a esto, Collins y colaboradores (2009) descartaron este registro en su estudio de los “Decápodos del Neógeno del Caribe”.

Una situación similar a la del reporte de *Necronetes proavitus* en Puerto Rico por parte de Gordon (1966) podría ocurrir con el presente manuscrito. Esta situación se debe a que los fósiles terciarios de Palenque han sido motivo de múltiples estudios publicados en la primera parte del siglo XIX, los cuales, de manera conjunta señalan la posibilidad de que la edad de los materiales fosilíferos a lo largo del Río Chacamax, donde fue colectado el fósil aquí identificado como *N. proavitus*, corresponda sólo al Oligoceno, se extiendan desde el Oligoceno hasta el Mioceno, o bien sólo pertenezcan al Mioceno (Engerrand y Urbina, 1910; Woodring, 1928; Schuchert, 1935; Sapper 1937; Limón-Gutiérrez, 1950; Mülleried, 1951). No obstante, por un lado, los estudios posteriores han venido confirmando que las rocas cenozoicas en la vecindad de Palenque, donde el ejemplar IGM 4878 fue colectado, son depósitos marinos del Mioceno temprano (Bortolotti, 1978; Quezada-Muñetón, 1987; Sánchez, 1987 en Islas-Tenorio *et al.*, 2005). Al mismo tiempo, la asociación faunística contenida en la formación Tulijá, descrita en las revisión de Quezada-Muñetón (1987) y Sáenz-Pita y López-Palomino (2011), en términos generales está representada por los elementos colectados en los trabajos de campo del proyecto INAH-UNAM del que se deriva este manuscrito (Cuevas-García y Alvarado-Ortega, 2009; Velasquillo-García, 2011). En

particular, dos hechos permiten eliminar la posibilidad de que IGM 4878 represente un fósil del Oligoceno. Por un lado, de acuerdo con la cartografía reciente del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2006a, b) en las proximidades de Palenque no existen sedimentos del Oligoceno. Y por otro lado, fragmentos de un foraminífero soritado, tal vez del género *Sorites* Ehrenberg, 1839, está conservado en la región del abdomen del ejemplar IGM 4878, éste es semejante a otros foraminíferos ya observados en la Formación Tulijá.

El presente hallazgo de la especie *Necronectes proavitus* en yacimientos miocénicos de la Formación Tulijá, en la vecindad de Palenque, demuestra que esta especie tuvo una amplia distribución geográfica dentro del Caribe (Figura 7), desde el sur de México hasta el extremo norte de Sudamérica (Venezuela), pasando por el sur de Centroamérica e islas circundantes (Puerto Rico y Antigua) donde ésta fue reconocida por primera vez (*i.e.* Cáceres *et al.*, 2016).

Agradecimientos

Los autores agradecemos al INAH por el soporte financiero y la autorización para llevar a cabo el proyecto del que se desprende este estudio. La UNAM, a través del proyecto DGAPA-PAPIIT IN 207314, brindó recursos adicionales para culminar este estudio. Damos las gracias al Dr. Josep Anton Moreno Bedmar por su invitación a publicar este manuscrito y al Sr. Àlex Ossó, por su invaluable ayuda para tener acceso a una buena parte de la bibliografía revisada. Los comentarios críticos y sugerencias del Dr. Javier Luque y de un revisor anónimo, permitieron mejorar el contenido de este manuscrito. El Sr. Juan Miguel Contreras elaboró el material fotográfico aquí publicado. El



Figura 7. Distribución de las especies nominales del género *Necronectes*, incluyendo el primer hallazgo aquí reportado de la especie *N. proavitus* en yacimientos del Mioceno pertenecientes a la Formación Tulijá, cercanos a la ciudad de Palenque, Chiapas.

Sr. Gerardo Álvarez Reyes participó de manera importante en la preparación del ejemplar aquí descrito.

Referencias

- Alvarado-Ortega, J., Cuevas-García, M., Melgarejo-Damián, M.P., Cantalice, K.M., Alaniz-Galvan, A., Solano-Templos, G., Than-Marchese, B.A., 2015, Paleocene fishes from Palenque, Chiapas, southeastern Mexico: *Palaeontologia Electronica*, 18(2), 1–22.
- Alvarado-Ortega, J., Cuervas-García, M., Ovalles-Damián, E., Espinosa-Arrubarrena, L., 2009, Estudio de dos localidades fosilíferas explotadas en tiempos prehispánicos por los Mayas de Palenque, Chiapas (resumen), en XI Congreso Nacional de Paleontología: Centro de Geociencias, Campus UNAM-Juriquilla, Queretaro, Libro de Resúmenes, 7.
- Bortolotti, A.C., 1978, Geología de las Provincias: Arco de La Libertad y la de Fallas de Transcurrencia, 1ª Etapa: Palenque-Agua Azul (resumen), en IX Excursión Geológica al Sureste de México, Petróleos Mexicanos, Departamento de Geología Superficial, 1–38.
- Böse, E., 1905, Reseña acerca de la Geología de Chiapas y Tabasco: *Boletín del Instituto Geológico de México*, 20, 1–116.
- Cáceres, C., Rincon, A.D., Solorzano, A., Nuñez, M., Flores, D.R.R., Sánchez L., 2016, The first record of the extinct crab *Necronectes* (Decapodacopoda: Portunidae) in Venezuela: *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19(1), 145–148.
- Cahuzac, B., Janssen, A.W., 2010, Eocene to Miocene holoplanktonic Mollusca (Gastropoda) of the Aquitaine Basin, southwest France: *Scripta Geologica*, 141, 1–191.
- Collins, J.S., Donovan, S.K., 1995, A new species of *Necronectes* (Decapoda) from the upper Oligocene of Antigua: *Caribbean Journal of Science*, 31(1–2), 122–127.
- Collins, J.S.H., Morris, S.F., 1976, Tertiary and Pleistocene crabs from Barbados and Trinidad: *Palaeontology*, 19, 107–131.
- Collins, J.S.H., Portell, R.W., Donovan, S.K., 2009, Decapod crustaceans from the Neogene of the Caribbean: diversity, distribution and prospectus: *Scripta Geologica*, 138, 55–111.
- Cuevas-García, M., 2008, Paisaje Paleontológico en Palenque (resumen), en Laporte, J.P., Arroyo, B., Mejía, H.E. (eds.), XXI Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala: Museo Nacional de Arqueología y Etnología, Guatemala, 1, 483–490.
- Cuevas-García, M., Alvarado-Ortega, J., 2008, El Mar de la Creación primordial: un escenario mítico y geológico en Palenque (resumen), en VI Mesa Redonda de Palenque-Arqueología, -Imagen y Texto-, Homenaje a Ian Graham: Palenque, Chiapas, México, Instituto Nacional de Antropología e Historia, Libro de Ponencias, 15–16.
- Cuevas-García, M., Alvarado-Ortega, J., 2009, Estudio arqueológico y paleontológico de los fósiles marinos que proceden del sitio de Palenque, Chiapas, Informe de la primera temporada de campo 2008: Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 54 pp.
- d'Archiac, A., 1850, Histoire des progrès de la géologie de 1834 à 1849, tome 3: Formation nummulitique, roches ignées ou pyrogènes des époques quaternaire et tertiaire: Paris, 624 pp.
- de Angeli, A., Marangon S., 1992, *Necronectes schafferi* Glaessner nel Miocene della Sardegna (Italia). Lavori: Società Veneziana di Scienze Naturali, 17, 175–182.
- de Haan, W., 1833–1850, Crustacea, en P.F. von Siebold, Dauna Japonica sive Descriptio Animalium, quae in Itinere per Japonian, Jessu et Auspiciis Superiorum, qui Summum in India Batava Imperium Tenent, Suscepto, Annis 1823–1830 Collegit, Notis, Observationibus et Admurationibus illustravit Lugduni-Batavorum, Leiden, i-xvii, i-xxxii, ix-xvi, 1-23 pp., pls. A-J, L-Q, 1-55, Tab. 2.
- Donovan, S.K., 1994, Trinidad, in Donovan, S.K., Jackson, T.A. (eds.), Caribbean Geology: An Introduction: Kingston, University of the West Indies Publishers' Association, 209–228.
- Ehrenberg, C.G., 1839, Die Bildung der europäischen, libyschen und arabischen Kreidefelsen und des Kreidemergels aus mikroskopischen Organismen, dargestellt und physiologisch erläutert: Berlin, Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften, 91 pp. + 3 tabs., 4 pl.
- Engerrand, J., Urbina, F., 1910, Primera nota acerca de la fauna miocénica de Zuluzum (Chiapas): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 6 (2), 119–140.
- Fernández, M.A. 1991, Las ofrendas del Templo del Sol y de la Cruz Enramada, Temporada de trabajos en la zona arqueológica de Palenque, Chiapas, en García-Moll, R. (ed.), Palenque 1926–1945: Antologías. Serie Arqueología, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 239–298.
- Glaessner, M.F., 1928, Die Dekapodenfauna des österreichischen Jungtertiärs: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 78, 161–219.
- Glaessner, M.F., 1969, Decapoda: R399-R533, R626-R628, en Moore, R. C. (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R, Arthropoda: Laurence, Kansas, the Kansas University Press and Geological Society of America, R.399–R533.
- Gordon, W.A., 1966, Two crab species from the Middle Tertiary of Puerto Rico, en Robinson, E. (ed.), Transactions of the Third Caribbean Geological Conference: Kingston, Jamaica, 184–186.
- Hubbard, B., 1923, The geology of the Lares District, Porto Rico: New York Academy of Sciences, Science Survey Porto Rico and Virgin Islands, 115 pp.
- Islas-Tenorio, J.J., Ramírez-García, Ma.G., Moreno-Ruiz, J.P., Gómez-Ávilez, J., 2004, Carta Geológica-Minera, Villahermosa, E15-8, 1:250000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa e informe, 76 pp.
- Islas-Tenorio, J.J., Sáenz-Pita, M.R., Beltrán-Castillo, D.H., Valdés-Vigil, J.E., 2005, Carta Geológico-Minera Tenosique E15-9, escala 1:250000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa e informe, 58 pp.
- Karasawa, H., Schweitzer, C.E., Feldmann, R.M., 2008, Revision of Portunoidea Rafinesque, 1815 (Decapoda: Brachyura) with emphasis on the fossil genera and families: *Journal of Crustacean Biology*, 28(1), 82–127.
- Larue, D.K., 1994, Puerto Rico and the Virgin Islands, en Donovan, S.K., Jackson, T.A. (eds.), Caribbean Geology: An Introduction: University of the West Indies, Kingston, Publishers' Association, 151–165.
- Latreille, P.A., 1802, Histoire naturelle, generate et particuliere, des crustacés et des insectes, volumen 3: Paris, F. Dufart, xii + 467 pp.
- Limón-Gutiérrez, L., 1950, Las capas "Sorites" del Oligoceno superior de México y sus foraminíferos: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 11(10), 617–630.
- Linnaeus, C., 1758, Systema naturæ per regna tria naturæ, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis (tenth edition). Holmia, Stockholm.
- Manning, R.B., 1989, *Sanquerus*, a replacement name for *Posidon* Herklots, 1851 (Crustacea, Decapoda, Portunidae): *Proceedings of the Biological Society of Washington*, 102(3), 698–700.
- Martínez-Ortiz, A.C., Alvarado-Ortega, J., 2016, Sobre la ocurrencia de *Necronectes* (Portunidae, Brachyura) en yacimientos marinos del Mioceno de la Formación Tulijá, Palenque, Chiapas (resumen), en III Simposio de Paleontología en el Sureste de México: Puebla, 63 pp.
- Meneses-Rocha, J.J., 2001, Tectonic Evolution of the Ixtapa Graben, an Example of a Strike-slip Basin of Southeastern Mexico: Implications for Regional Petroleum Systems, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantu-Chapa, A., (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: Tulsa, Oklahoma, USA, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75, 183–216.
- Milne-Edwards, A., 1881, Note sur quelques Crustacés fossiles des environs de Biarritz: *Annales des Sciences Géologiques*, Paris, 11(2), 1–8 + pls. 21, 22.
- Milne-Edwards, A., 1862, Monographie des Crustacés de la famille Cancériens: *Annales des Sciences Naturelles*, (Zoologie), (4)18, 31–85.
- Milne-Edwards, A., 1864, Monographie des Crustacés de la famille Cancériens: *Annales des Sciences Naturelles*, (Zoologie), 5(1), 31–88.

- Monroe, W.H., 1980, Geology of the middle Tertiary formations of Puerto Rico: description of the stratigraphy and structure of Oligocene and Miocene age near the northern and southern coasts of Puerto Rico (No. 953): Washington, US Government, Print Office, 93 pp.
- Müller, P., 1993, Neogene Decapod Crustaceans from Catalonia: Scripta Musei Geologici Seminarii Barcinonensis, 225, 1–39.
- Müllerried, F.K.W., 1951, Algunos fósiles marinos del Terciario inferior y medio de Palenque, Chiapas: Sociedad Mexicana Historia Natural, Revista, 12(1–4), 209–227.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 2004, Informe Final de Geología de Campo en la Sierra de Chiapas, Cuarto entrenamiento, Brigada Escuela, 58 pp.
- Quezada-Muñetón, J.M., 1987, El Cretácico medio-superior, y el límite Cretácico superior-Terciario inferior en la Sierra de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 39(1), 1–98.
- Rafinesque, C.S. 1815, Analyse de la nature, ou tableau de l'univers et des corps organisés. L'Imprimerie de Jean Barravecchia, Palermo, Italy, 224 pp.
- Rathbun, M.J., 1918, Decapod crustaceans from the Panama Region: United States National Museum Bulletin, 103, 123–184.
- Rathbun, M.J., 1930, The Cancroid crabs of America of the families Euryalidae, Portunidae, Atelecyclidae, Cancridae and Xanthidae: Bulletin of the United States National Museum, 152, 1–609.
- Rathbun, M.J., 1935, Fossil Crustacea of the Atlantic and Gulf Coastal Plain. Geological Society of America, special paper 2, 1–160.
- Rathbun, M.J., 1936, Corrections of names of fossil decapod crustaceans: Proceedings of the Biological Society of Washington, 49, 37.
- Riquelme-Alcántar, F., Cuevas-García, M., Alvarado Ortega, J., Ruvalcaba-Sil, J.L., 2011, Los fósiles marinos en el estuco del Templo de las Inscripciones, Palenque, Chiapas: ¿Cómo ves?, 147, 16–19.
- Ruz-Lhuillier, A., 1959, Guía oficial de Palenque: México, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 60 pp.
- Sachs, K.N., Jr., 1959, Puerto Rican upper Oligocene larger Foraminifera: Bulletins of American paleontology, 39(183), 399–416.
- Sáenz-Pita, M.R., López-Palomino, I., 2011, Tulijá, Formación, en Léxico Estratigráfico de México: Pachuca, Servicio Geológico Mexicano, actualización Octubre 2011, *disponible en* <<http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tulija.pdf>>, *consultado* 27 de octubre de 2016.
- Salas, P.G., López-Ramos, E., 1951, Geología y Tectónica de la Región de Macuspana, Tabasco y parte norte de Chiapas: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 3(1–2), 3–56.
- Sapper, K., 1937, Mitteleuropa; Handbuch der Regionalen Geologie, v. 8, pt. 4, Hft. 29: Heidelberg, Carl Winter, 160 pp.
- Schuchert, T.Ch., 1935, Historical geology of the Antillean-Caribbean región: New York, John Wiley & Sons, 81 pp.
- Schweitzer, C.E., Feldmann, R.M., Gonzales-Barba, G., Vega, F.J. 2002, New crabs from the Eocene and Oligocene of Baja California Sur, Mexico and an assessment of the evolutionary and paleobiogeographic implications of Mexican fossil decapods: Journal of Paleontology, 76(6), 1–43.
- Schweitzer, C.E., Iturralde-Vinent, M., 2005, Biogeography of Caribbean Oligocene and Miocene Decapods (Thalassinidea: Brachyura), *disponible en* <<http://www.redciencia.cu/cdorigen/arca/paper/bgcrabs.pdf>>; *consultado* 23 de octubre de 2016.
- Schweitzer, C.E., Iturralde-Vinent, M., Hetler, J.L., Velez-Juarbe, J., 2006, Oligocene and Miocene decapods (Thalassinidea and Brachyura) from the Caribbean: Annals of Carnegie Museum, 75(2), 111–136.
- Schweitzer, C.E., Velez-Juarbe, J., Martinez, M., Hull, A.C., Feldmann, R.M., Santos, H., 2008, New Cretaceous and Cenozoic Decapoda (Crustacea: Thalassinidea, Brachyura) from Puerto Rico, United States Territory: Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, 34(1), 1–56.
- Schweitzer, C.E., Feldmann, R.M., Garassino, A., Karasawa, H., Schweigert, G., 2010, Systematic list of fossil decapod crustacean species. Crustacean Monographs 10: Boston, Koninklijke Brill Academic Publisher, Leiden, 221 pp.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006a, Estados de Chiapas y Tabasco, 1:500000: Pachuca, Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera, 1 mapa con texto.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006b, Tenosique E15-9, 1: 150000: Pachuca, Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera, 1 mapa con texto.
- Spiridonov, V.A., Neretina, T.V., Schepetov, D., 2014, Morphological characterization and molecular phylogeny of Portunoidea Rafinesque, 1815 (Crustacea Brachyura): Implications for understanding evolution of swimming capacity and revision of the family-level classification: Zoologischer Anzeiger-A Journal of Comparative Zoology, 253(5), 404–429.
- Stenzel, H.B., 1935, Middle Eocene and Oligocene decapod crustaceans from Texas, Louisiana, and Mississippi: The American Midland Naturalist, 16, 379–400.
- Tice, W.K., 1962, An occurrence of *Necronectes drydeni* Rathbun: Journal of Paleontology, 36, 1127.
- Toraby, H., Yazdi, M., 2002, First report on Miocene decapod fauna (Crustacea) from Central Iran, a preliminary study on their environmental and ecological factors (resumen), *en* Brock, G.A., Talent J.A (Eds.), First International Palaeontological Congress: Macquarie University, N.S.W. Australia, 156 pp.
- Vega, F.J., Feldmann, R.M., Villalobos-Hiriart, J.L., Gio-Argiez, R., 1999, A new decapod fauna from the Miocene Tuxpan Formation, Eastern Mexico: Journal of Paleontology, 73(3), 407–413.
- Velasquillo-García, G.E., 2011, Ostras fósiles de Palenque: Estado de México, Facultad de Estudios Superiores Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 69 pp.
- Vía, L., 1932, Els crancs fòssils del Terciari de Catalunya. Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural, 32(4), 131–146.
- Vía, L., 1941, Los cangrejos fósiles de Cataluña: Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, 55, 3–73, pls., 1–11.
- Weber, F., 1795, Nomenclator entomologicus secundum Entomologiam Systematicum ill. Fabricii, adjectis speciebus recens detectis et varietatibus. C.E. Bohn, Chilonii and Hamburgi, viii + 171 pp.
- Woodring, W.P., 1928, Miocene mollusks from Bowden, Jamaica. Pt. II. Gastropods and discussion of results: Carnegie Institute of Washington, Publications, 385, 1-564 +1-40 pic.
- Zapp, A.D., Bergquist, H.R., Thomas, C.R., 1948, Tertiary geology of the coastal plains of Puerto Rico: US Geological Survey Oil and Gas, Investigation Preliminar, Map 85, 2.

Manuscrito recibido: Noviembre 28, 2016.

Manuscrito corregido recibido: Febrero 13, 2017.

Manuscrito aceptado: Febrero 14, 2017.

***Orbitolina*-bearing beds in Albian Mal Paso Formation, Chumbítaro, Michoacán, SW Mexico**

Lourdes Omaña^{a,*}, Jerjes Pantoja Alor^b, Gloria Alencaster^a

^aDepartamento de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX, México.

^bInstituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria (retired).

*lomanya@geologia.unam.mx

Abstract

The Mal Paso Formation crops out in the Chumbítaro region in the state of Michoacán. It comprises a lower and an upper member. The upper member is a calcareous deposit with *Orbitolina*-bearing beds containing an abundant foraminiferal association, mostly composed of *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849), *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau and Sliter 1995, *Arenobulimina* cf. *A. chapmani* Cushman, 1936, *Glomospira* sp. and *Istriloculina* sp.; moreover corals and echinoids are also present. Based on the stratigraphic range of the species *Mesorbitolina texana*, part of the formation is assigned an early Albian age. The orbitolinid larger foraminifera are excellent age markers for correlation of lower and mid-Cretaceous platforms. The wackestone–packstone textured limestone and the larger benthic assemblage suggest a shallow-water platform deposit. *M. texana* is regarded as a cosmopolitan Tethysian species.

Keywords: *Mesorbitolina texana*, early Albian, Mal Paso Formation, Chumbítaro, SW Mexico.

Resumen

La Formación Mal Paso aflora en la región de Chumbítaro, en el Estado de Michoacán, y comprende un miembro inferior y un miembro superior. El miembro superior es un depósito calcáreo con estratos con *Orbitolina* que contienen una abundante asociación de foraminíferos compuesta principalmente de *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849), además *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995, *Arenobulimina* cf. *A. chapmani* Cushman, 1936, *Glomospira* sp. e *Istriloculina* sp.; además corales y equinodermos están también presentes. Con base en el alcance estratigráfico de la especie *Mesorbitolina texana*, una parte de la formación es asignada una edad Albiano temprano. Los macroforaminíferos orbitolinidos son excelentes marcadores de edad usados para correlaciones en las plataformas del Cretácico Inferior y medio. La textura y la asociación de foraminíferos sugiere un depósito de plataforma de agua somera. *M. texana* es considerada como una especie cosmopolita Tethysiana.

Palabras clave: *Mesorbitolina texana*, Albiano temprano, Formación Mal Paso, Chumbítaro, SO México.

1. Introduction

The Orbitolinidae is a large, significant benthic foraminiferal family that developed during the Early and mid-Cretaceous. It shows a relatively rapid evolutionary trend, as observed in the embryonic structures, which provides valuable biostratigraphic information (Arnaud-Vanneau, 1998; Schroeder and Neumann, 1985; Schroeder et al., 2010). The family Orbitolinidae was established by Martin (1889). This author also described the internal structure of *Orbitolina*, which had been previously mentioned by d'Orbigny (1850). Egger (1899) was the first to depict the embryonic apparatus. Henson (1948) studied the structure of the megalospheric embryo in detail. Douglass (1960) revised the family Orbitolinidae and proposed some new species of the genus *Orbitolina*. Schroeder (1962) emphasized the significance of the internal structure of the embryonic apparatus. He divided the genus *Orbitolina* into subgenera *Orbitolina* and *Mesorbitolina* based on characteristics of the embryonic apparatus. Schroeder et al. (2010) claim, "the structures of the embryonic apparatus of the large orbitolinid foraminifers are valuable distinctive markers that allow a definition of different species and the establishment of phylogenetic lineages." Species of this family flourished in shallow-marine carbonate environments of the Tethys region.

The purpose of this paper is to date the larger benthic foraminiferal assemblage recovered from *Orbitolina*-bearing beds of the upper member of the Mal Paso Formation, which is mostly composed of *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849). In addition, the paleoenvironment is inferred based on a study of the microfacies. The age calibration of part of the upper member of the Mal Paso Formation contributes to improving chronostratigraphic knowledge of the Cretaceous sedimentary sequence, which is poorly known in Michoacán state.

2. Geological setting

Most of the southwestern margin of Mexico is situated in the Guerrero Terrane (Campa and Coney, 1983), which is a typical island arc characterized mostly by submarine and locally subaerial volcanic and sedimentary successions that range in age from Jurassic (Tithonian) to middle-late Cretaceous (Cenomanian), with scarce exposure of older rocks (Centeno García et al., 2008).

The Mal Paso Formation described by Pantoja Alor (1959) is located in the Guerrero Terrane; it is a thick succession (750–1000 m), including clastic and calcareous rocks. This unit conformably overlies the platform limestone of the El Cajón Formation and is covered by the deltaic sequence of the Cutzamala Formation through an angular unconformity. Based on the lithology, the Mal Paso Formation is divided informally into two different lithostratigraphic and depositional units: the lower unit consists of a sequence

of medium to thick-bedded, yellowish quartz feldspathic and lithic sandstone, and the upper calcareous member yields diverse and abundant invertebrates. The Mal Paso Formation was deposited in a tectonically active island-arc setting; the lithology, sedimentology, and paleontology suggest that the upper member of the Mal Paso Formation represents a transgressive marine sequence (Filkorn, 2002). The age of the upper member of the Mal Paso Formation has been defined as late Albian–early Cenomanian based on its stratigraphic position; although it contains a great diversity of fossils, few are useful for an accurate dating. The gastropods suggest an Albian age (Buitrón Sánchez and Pantoja Alor, 1994, 1996, 1998), as do the echinoids (García-Barrera and Pantoja-Alor, 1991). Ayala-Castañares (1960) describes *Orbitolina morelensis* as a new species, and collected approximately 300 m to the north of the village of Mal Paso, defining the age of this succession as lower Albian. The *Mexicaprina* rudist occurrence determines a late Albian–early Cenomanian age for this interval (Filkorn, 2002). Recently Filkorn and Scott (2011) dated this member as late Albian based on the assemblage composed of rudists, foraminifers and algae.

3. Material and Methods

The samples were collected from the upper member of the Mal Paso Formation (*Orbitolina*-bearing beds) in the Chumbítaro region. Its geographical coordinates are 18° 31' 0" N, 100° 45' 0" W. It is located in the municipality of San Lucas in the state of Michoacán (Figure 1). For micropaleontological and microfacies analysis, the samples were prepared in thin sections 50 µm thick. The faunal preservation is good, which allowed accurate identification of the foraminifers that were used for age assignment. In addition, a microfacies study was carried out to reconstruct the paleoenvironment.

4. Foraminiferal assemblage

A foraminiferal assemblage, principally composed of *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849) also containing *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau and Sliter, 1995, *Arenobulimina* cf. *A. chapmani* Cushman, 1936, *Glomospira* sp. and *Istriloculina* sp., was observed in samples from the *Orbitolina*-bearing beds (Figure 2 a-i).

5. Taxonomic notes

There is a discrepancy between the assignment of the species *Orbitolina texana* proposed by Roemer (1849) as later described by Douglass (1960), and Schroeder's (1975) attribution of the species to *Mesorbitolina subconca* (Leymerie, 1878). On the other hand, Moullade and Saint-

Marc (1975) and Moullade *et al.* (1978) refuted the validity of the species *Mesorbitolina subconcava* re-defined by Schroeder (1975).

The identification of *Mesorbitolina texana* is based on size and morphology of the test, as well as the structure of the embryonic apparatus. Taking into account the arrangement and size of the protoconch, deutoconch and subembryonic zones, we follow the criterion of Douglass

(1960) and Moullade and Saint-Marc (1975) to define this species. In addition, we include morphological and size (test and embryo) differences from *Mesorbitolina subconcava*.

Description. This species is characterized by having a conical test, with pointed apex. The base is convex; it has a maximum diameter of 4 mm and a height of 2 mm. The embryonic apparatus is composed of a protoconch, deutoconch and subembryonic zones. The protoconch is

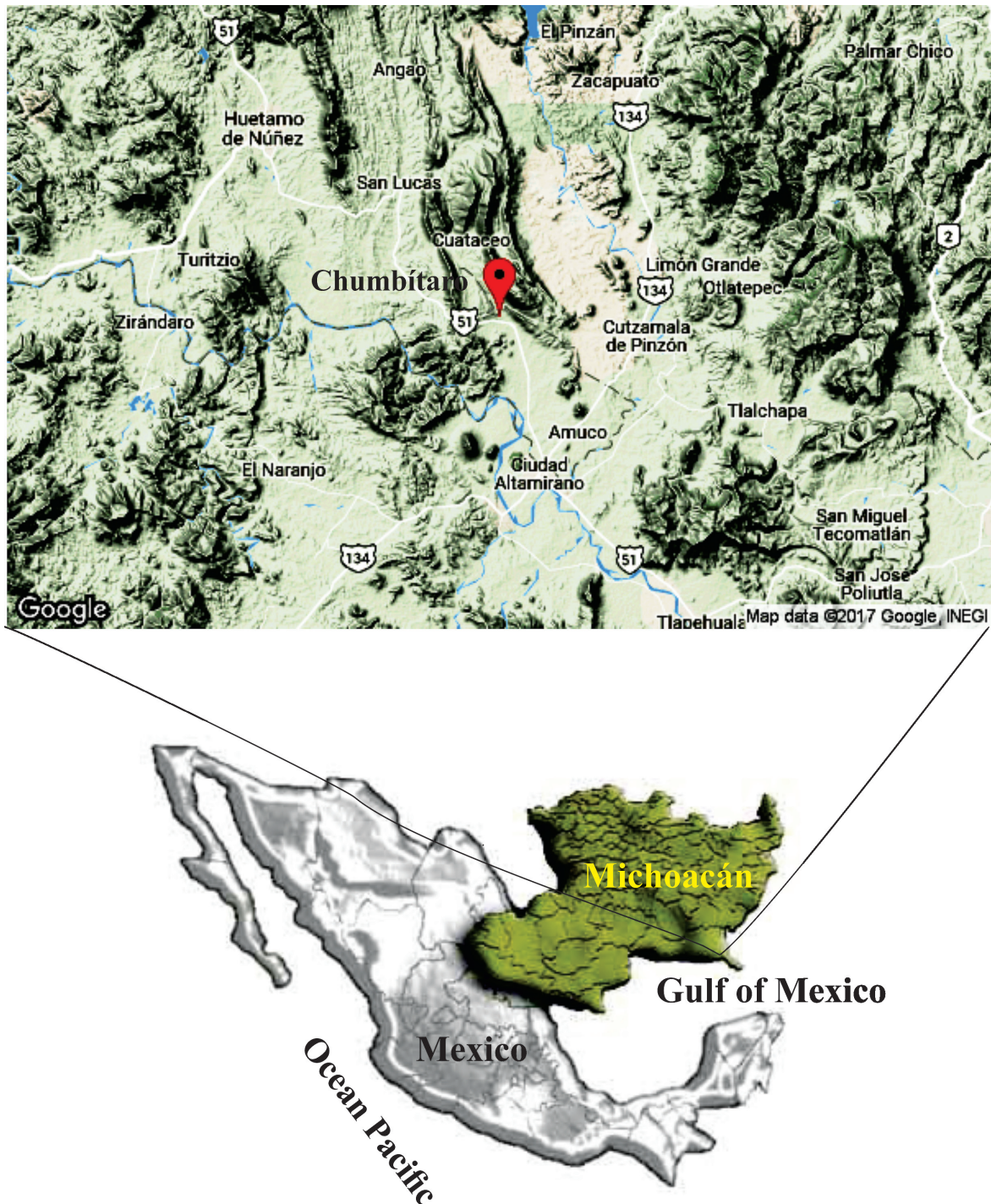


Figure 1. Geographic Google map showing the location of the area studied.

hemispheric, maximum diameter 0.20 mm; the deuteroconch and subembryonic zones are, more or less equally thick and are subdivided by few anastomosing septules.

Remarks. The specimens illustrated in this paper differ from *Mesorbitolina subconcava* by having both the test and embryonic apparatus smaller, and less evolved morphology, while the exemplars of *M. subconcava* presented by Schroeder and Neumann (1985, pl. 37) have a more oval and flattened test and the dimensions of all the structures larger. For example, the test has a maximum diameter of 8.6 mm and height up to 1.3 – 2.2 mm. The protoconch is flatter, measuring up to 0.25 mm and the deuteroconch has a more developed alveolar layer, with maximum diameter 0.4 to 0.5 mm.

6. Age

Mesorbitolina texana is characteristic of the lower Albian of the Glen Rose Formation (Schroeder and Neumann, 1985 p. 78; Scott and González León, 1991, p. 55); however, in the Mediterranean area, this species ranges from the uppermost Aptian to basal upper Albian, but in the Gulf Coast *Mesorbitolina texana* occurs with early Albian ammonites (Scott and González León, 1991, p. 55). Madhavaraju et al. (2013) suggested an early Albian age based on the occurrence of *Colomiella recta* and *Calpionellopsella maldonadoi*, and larger foraminifera *Mesorbitolina texana* in the Canova member of the Mural Formation in northern Sonora. Schroeder (1975) indicated that *Mesorbitolina texana* has a well-established late Aptian–early Albian age range. In the Pyrenees region, it is reported for the end of the middle Albian (Peybernès, 1976, identified as *M. minuta*). According to the Groupe de Travail Européen des Grands Foraminifères (1981, p. 385), *M. texana* ranges from late Aptian to middle Albian. Husinec et al. (2000) and Husinec and Sokac (2006) recognized a *Mesorbitolina texana* Zone in the early Albian from Croatia. Dozet and Sribar (1997) proposed an *Orbitolina (M.) ex gr. texana* Cenozoone in southeastern Slovenia. Their stratigraphic range is defined as lower Albian. Schroeder et al. (2010) proposed a Barremian–Aptian zonation from the eastern Arabian and northeastern African plates including offshore Abu Dhabi, Ethiopia, southwest Iran, Oman, Somalia and Yemen. They indicated a late Aptian age for the *Mesorbitolina texana* Zone. Frequent occurrence of the orbitolinid *M. texana*, which is assigned to the late Aptian (Marian and Bucur, 2012), is documented from the calcareous deposits in the eastern Carpathians (Romania). Shirazi and Abedi (2013) in Iran identified a *M. texana* assemblage Zone in strata dating as uppermost Aptian–lower Albian. In Oman, bed I of the early Albian from the Nahr Umr formation is marked by *Mesorbitolina texana* (Jones, 2006, p. 70). The stratigraphic distribution of *Mesorbitolina texana* ranges from the Mediterranean areas to the New World; it could be due to the dispersion that

took place from E to W, facilitated by Tethyan transoceanic currents, and may be related to the meroplanktonic stage of the megalospheric embryos. This dispersion caused the species to arrive to America later than what was claimed by Cherchi (2004). In this paper, we assign an early Albian age, consistent with the view of Scott and González León (1991, p. 55), who indicate the same age. In addition, the isotopic numerical age of *M. texana* specimens in the Trinity Group was used, which spans from 113.70 to 108.19 Ma (Scott, 2014).

Orbitolina-bearing beds are located between two well-defined horizons, delimited at the bottom by the El Cajón Formation, dated as lower Aptian (Omaña and Pantoja Alor, 1998), and at the top by part of the Mal Paso Formation, defined as upper Albian (Filkorn and Scott, 2011). For comparison, the middle Albian succession in the El Abra Platform is characterized by a foraminiferal assemblage composed of *Dictyoconus walnutensis* – *Paracoskinolina sunniladensis* without occurrence of *Mesorbitolina texana*. This finding is important because it contributes to the integration of the stratigraphy of the region, since the El Cajón Formation, as the oldest unit, is dated as early Aptian, while part of the overlying Mal Paso Formation is considered upper Albian; so, the *Orbitolina*-bearing beds of early Albian age in the middle part would complete the sequence.

7. Paleocology

The recent larger foraminifera are distributed in tropical and subtropical regions, and are most abundant in nutrient-deficient environments in warm shallow-water seas (BouDagher-Fadel, 2008). Murray (2006) stated, “the controls on global distribution are thought to be water temperature, nutrient content, light intensity and hydrodynamic energy.” It is usually considered that the orbitolinids could have had symbiotic algae in the periphery (marginal zone) of the test (Hottinger, 1997). The light essential for their symbionts determines the depth distribution of these larger foraminifera as a water-depth proxy, indicating a shallow-water oligotrophic setting. Despite this, Birkeland (1998) and Vilas et al. (1995) considered that these foraminifera lived in mesotrophic conditions with high nutrient input, suggesting that they were tolerant of a variety of different environmental settings. The ecology of fossil larger foraminifera without equivalent recent forms may be inferred from their size, morphostructure, and test architecture. Orbitolinids such as *Palorbitolina* and *Mesorbitolina* are characterized by having a conical test, which suggests a free epifaunal mode of life (Masse, 1976), living on soft substrates with the flat base of their conical test on the apertural face (Arnaud-Vanneau, 1975; BouDagher-Fadel, 2008). It is consistent with the wackestone-textured limestone where they have been deposited, which enables the inference that the deposit

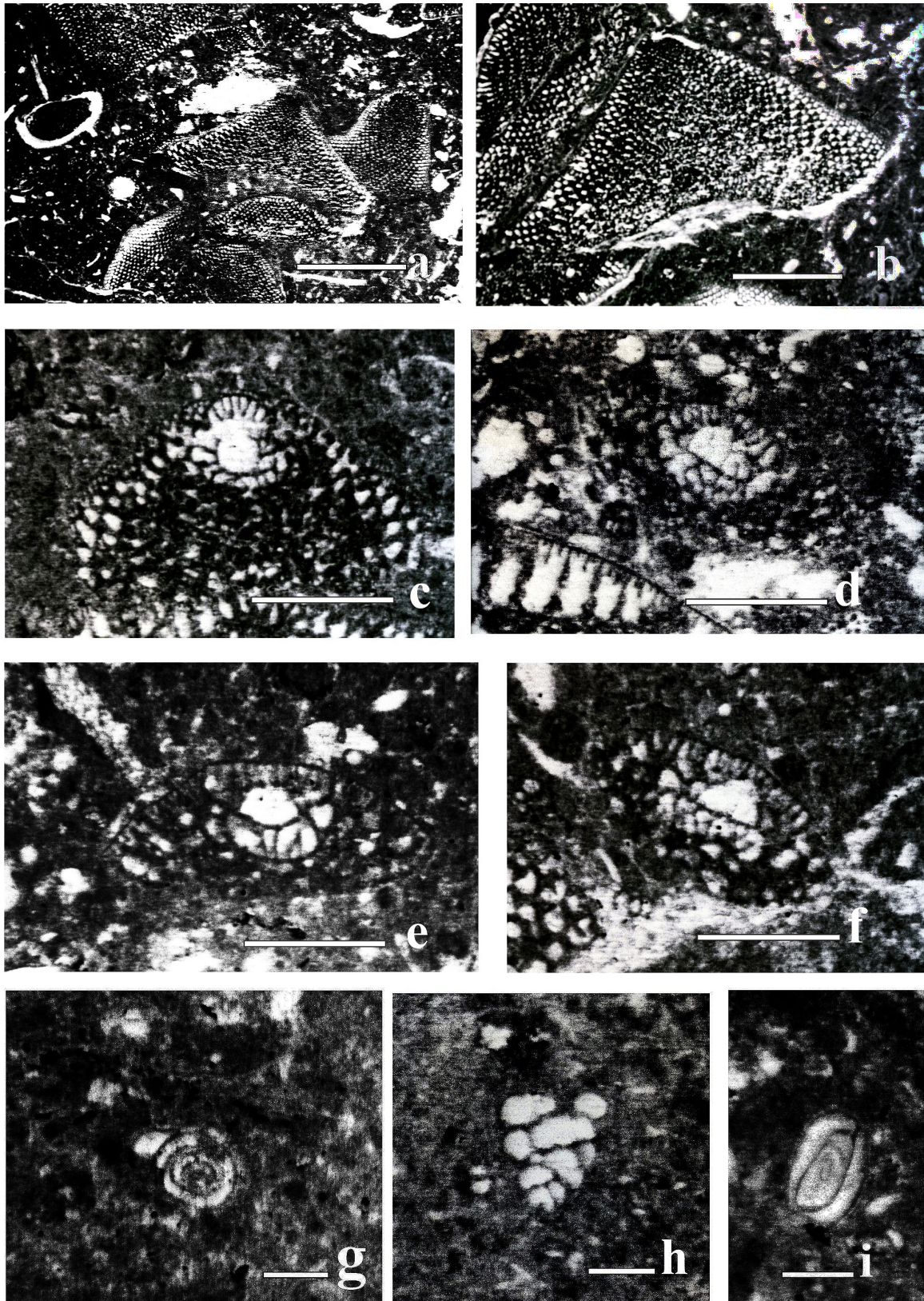


Figure 2. Early Albian foraminifera and microfacies from the Mal Paso Formation (scale bar 500 μm). a) Orbitolinid wackestone-packstone. Sample JP-92067a. b) Tangential section of a conical form of *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849). Sample JP-92067a. c) Subaxial section of *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849). Sample JP-92067b. d, f) Slightly oblique axial section of a young form of *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849). Sample JP-92067c. e) Axial section of a young *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849); embryo zone subdivided into globular protoconch, deuteroconch and subembryonic zones. Sample JP-92069b. g) Transverse-oblique section of *Glomospira* sp. Sample JP-92067c. h) Axial section of *Arenobulimina* cf. *A. chapmani* Cushman, 1936). Sample JP-92067b. i) Axial section *Istriloculina* sp. Sample JP-92067b.

occurred in shallow water with low energy input into the euphotic zone.

8. Microfacies and Paleoenvironment

The paleoenvironmental analysis is based on the microfacies and foraminiferal association study. The succession is characterized by the occurrence of larger foraminifers such as *Mesorbitolina* and other small benthic foraminifera as well as corals and echinoids. The microfacies (Sample JP-92067a-d) is a foraminiferal wackestone–packstone showing a foraminiferal association that consists mostly of *Mesorbitolina texana* embedded in a micrite matrix. The orbitolinid associations suggest a shallow marine environment within the euphotic zone of low-energy lagoonal-type environments deposited under tropical conditions. This microfacies may correspond to SMF 8 (Flügel, 2004).

9. Paleobiogeography

According to Pélissié *et al.* (1982), the complex megalospheric embryonic apparatus of the cosmopolitan forms, whose protoconch is covered by large peri-embryonic chambers (*Palorbitolina*) or by the deuteroconch and the subembryonic zone (*Mesorbitolina*), possibly facilitated their flotation during the meroplanktic initial stage, subsequently favoring their dispersion by marine currents. As reported by BouDagher-Fadel (2008), large conical, agglutinated, internally complicated orbitolinids inhabited the shallow warm reefal environments of the Tethys during the Barremian–Aptian. The late Aptian shows an increase in extinctions, but some of these were replaced by new genera at the Aptian–Albian boundary. In the Albian, and for the first time in the Cretaceous, a small percentage of larger foraminifera become restricted to the Caribbean Province; however, *Mesorbitolina texana*, although originally described from Texas in the lower Albian (Glen Rose Formation) by Roemer (1849, p. 393), is widely distributed along the margins of the Tethys in the Mediterranean area. Raspini (2012) states, “in the Apenninic carbonate platform sequence the so-called ‘Livello ad *Orbitolina*’ (*Orbitolina* Level) marks the first occurrence of *Mesorbitolina texana*.” This species is also recorded in Spain (Cherchi and Schroeder, 1982; Castro *et al.*, 2001) and Romania (Bucur *et al.*, 2008). Masse *et al.* (2002) reported the species from the western Black Sea, Turkey. *M. texana* has a wide distribution in the Middle East in Lebanon, Syria and Iraq (Simmons *et al.*, 2000), and in Iran by Afghah and Haghighi (2014) as well as in Israel (Lipson-Benitah, 2009). In the Tunisian carbonate platform, this species is

recorded by Heldt *et al.* (2009). In Egypt, it was observed by Kuss and Schlagintweit (1988). It was recorded in the Pacific Northwest by Iba *et al.* (2011). In the New World, *Mesorbitolina texana* is known from the USA (Texas, New Mexico and Arizona) (Stoyanow, 1949; Douglass, 1960); in Mexico including Sonora (Scott and González León, 1991; González León *et al.*, 2008), the Chihuahua basin (Ortuño Arzate *et al.*, 1989; Monreal and Longoria, 1999) and the Chiapas platform (Michaud, 1987). In Guatemala, it was recorded by Vaughan (1932); and in Venezuela by Vaughan (1932); Rod and Maync (1954).

10. Conclusions

A foraminiferal assemblage from *Orbitolina*-bearing beds of the calcareous upper member of the Mal Paso Formation is reported.

The age of these rocks is lower Albian, based on the occurrence of *Mesorbitolina texana* (Roemer, 1849), defined by the characters and size of the test, and the dimension and morphology of the megalospheric embryo. This information is important in completing Lower and middle Cretaceous stratigraphic knowledge in this region.

A quiet shallow-water platform environment is inferred on the basis of the limestone (wackestone–packstone) and the benthic foraminiferal assemblage.

The benthic foraminiferal association is typical of the Tethys Realm, which was widely distributed in the platforms of the late Aptian–Albian. Its occurrence is documented from numerous localities in the Old and New World.

Acknowledgments

We acknowledge the support of the Instituto de Geología of the Universidad Nacional Autónoma de México. We are grateful to Dr. Robert Scott (Precision Stratigraphy Associates, USA) for valuable comments and suggestions, and to an anonymous reviewer for useful remarks. The authors gratefully acknowledge the editorial corrections contributed by Dr. Josep Moreno Bedmar, which were very helpful.

Referencias

- Afghah, M., Haghighi, A.S., 2014, Aptian biostratigraphy in South Zagros Basin, southwest Iran: *Geosciences Frontiers*, 5(2), 277–288.
- Arnaud-Vanneau, A., 1975, Réflexion sur le mode vie de certains Orbitolines du synclinal d'Autrans (Vercors septentrional): *Géologie Alpine*, 44, 25–48.
- Arnaud-Vanneau, A., 1998, Larger Benthic Foraminifera, in Hardenbol, J., Jacquin, T., Farley, M.B., de Graciansky, P.C., Vail, P. (eds.), *Cretaceous biostratigraphy*, SEPM Special Publication, Tulsa, 60 pp.

- Arnaud-Vanneau, A., Sliter, W.V., 1995, Early Cretaceous shallow-water benthic foraminifers and fecal pellets from Leg 143 compared with coeval faunas from the Pacific Basin, Central America, and Tethys, in Winterer, E.L., Sager, W.W., Finch, J.V., Sinton, J.N. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 143, 537–564.
- Ayala-Castañares, A., 1960, *Orbitolina morelensis* sp. nov. de la Formación Morelos del Cretácico Inferior (Albiano) en la Región de Huetamo, Michoacán México: Paleontología Mexicana, 6, 1–16.
- Birkeland, C., 1988, Second-order ecological effects of nutrient input into coral communities: Galaxea, 91–100.
- BouDhager-Fadel, M., 2008, Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera, in Wignall, P.B. (ed.), Developments in Palaeontology and Stratigraphy 21, Elsevier Amsterdam, 515 pp.
- Bucur, I.I., Granier, B., Săsăran, E., 2008, Upper Aptian calcareous algae from Pădurea Craiului (Northern Apuseni Mountains, Romania): Geologica Croatica, 61, 297–309.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Pantoja-Alor, J., 1994, Esponjas perforantes de moluscos del Cretácico Temprano en la región centro-occidental de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11(2), 222–231.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Pantoja-Alor, J., 1996, Albian gastropods of the rudist-bearing Mal Paso Formation of the Chumbívaro region, SW Mexico (abstract), in Quatrième Congrès International sur les Rudistes (Fourth International Conference on Rudists), Université de Provence, Centre de Sédimentologie-Paléontologie: Marseille, France, 3.
- Buitrón Sánchez, B.E., Pantoja-Alor, J., 1998, Albian gastropods of the rudist-bearing Mal Paso Formation, Chumbívaro region, Guerrero, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 14–20.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040–1051.
- Castro, J.M., Company, M., de Gea, G.A., Aguado, R., 2001, Biostratigraphy of the Aptian-Middle Cenomanian platform to basin domain in the Prebetic Zone of Alicante, SE Spain: calibration between shallow water benthonic and pelagic scales: Cretaceous Research, 22, 145–156.
- Centeno García, E., Guerrero Suastegui, M., Talavera Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, in Draut, A., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds.), Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper, 436, 279–308.
- Cherchi, A., 2004, Evolution and paleogeographic distribution of Orbitolinids (Larger Foraminifera) in the Urganian carbonates platforms of SW Europe. Comparison with Caribbean Tethyan species: Geological Society of America, Abstracts with Programs 36(4), 83.
- Cherchi, A., Schroeder, R., 1982, Sobre la edad de la transgresión mesocretácica en Asturias: Cuadernos Geología Ibérica, 8, 219–233.
- Douglass, R.C., 1960, The foraminiferal genus *Orbitolina* in North America: Geological Survey Professional Paper, 333, 1–51.
- Dozet, S., Sribar, L., 1997, Lower Cretaceous shallow-marine sedimentation and biota on Dinaric carbonate platform between Logatec, Krka and Kolpa (southeastern Slovenia): Geologija, 40, 156–185.
- Egger, J.G., 1899, Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen: Abhandlungen der Königlich Bayerische Akademie der Wissenschaften, München, Classe II, Band XXI, Abth. I, 3–230.
- Filkorn, H.F., 2002, A new species of *Mexicaprina* (Caprinidae, Coelcomaninae) and review of the age and paleobiogeography of the genus: Journal of Paleontology, 76(4), 672–691.
- Filkorn, H., Scott, R.W., 2011, Microfossils, paleoenvironments and biostratigraphy of the Mal Paso Formation (Cretaceous, upper Albian): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28(1), 175–191.
- Flügel, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Germany, Springer, 976 pp.
- García-Barrera, P., Pantoja-Alor, J., 1991, Equinoides del Albiano tardío de la Formación Mal Paso, de la región Chumbívaro, estados Guerrero y Michoacán, México: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 4, 23–41.
- González-León, C., Scott, R.W., Löser, H., Lawton, T.F., Robert, E., Valencia, V.A., 2008, Upper Aptian-lower Albian Mural Formation: stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on Sonoran shelf, northern Mexico: Cretaceous Research, 29, 249–266.
- Groupe de Travail Européen des Grands Foraminifères, 1981, Tableau de répartition stratigraphique des grands foraminifères caractéristiques du Crétacé moyen de la région méditerranéenne: Cretaceous Research, 2, 383–393.
- Heldt, M., Lehman, J., Bachmann M., Negra, H., Kuss, J., 2009, Increased terrigenous influx but no drowning: palaeoenvironmental evolution of the Tunisian carbonate platform margin during the late Aptian: Sedimentology, 1–25.
- Henson, F.R.S., 1948, Larger Imperforate Foraminifera of southwestern Asia - London 1949, Recent publications on larger foraminifera of the Middle East: Annals and Magazine of Natural History, 2(15), 173–177.
- Hottinger, L., 1997, Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: Bulletin de la Société Géologique de France, 168, 491–505.
- Husinec, A., Sokač, B., 2006, Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of shallow tropical-water platform environment (Mijet Island, southern Croatia): Cretaceous Research, 27, 418–441.
- Husinec, A., Velić, I., Fuček, L., Vlahović, I., Matičec, D., Oštrić, N., Korbar, T., 2000, Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminifera) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation: Cretaceous Research, 21, 155–171.
- Iba, I., Sano, S., Miura, T., 2011, Orbitolinid foraminifers in the Northwest Pacific: Their taxonomy and stratigraphy: Micropaleontology, 57, (2), 163–171.
- Jones, R.W., 2006, Applied Paleontology: Cambridge University Press, 224 pp.
- Madhavaraju, J., Sial, A.N., González León, C.M., Nagarajan, R., 2013, Carbon and oxygen isotopic variations in early Albian limestone facies of the Mural Formation, Pitaycachi section, northeastern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30 (3), 526–539.
- Kuss, J., Schlagintweit, F., 1988, Facies and Stratigraphy of Early to middle Cretaceous (late Aptian-early Cenomanian) strata from the Northern Rim of the African Craton (Gebel Maghara, Sinai, Egypt): Facies, 19, 77–96.
- Lipson-Benitah, S., 2009, Mid Cretaceous (Aptian-Turonian) Planktic and Benthic Foraminifera from Israel: Zonation and markers: The Ministry of National Infrastructures Geological Survey of Israel Report GSI/16/2009, 1–17.
- Marian, V.A., Bucur, I.I., 2012, Microfacies of the Urganian limestones from the Perșani Mountains (eastern Carpatian, Romania): Acta Paleontologica Romaniae, 8(1–2), 3–32.
- Martin, K., 1889, Untersuchungen über den Bau von *Orbitolina* (Patellina Auct.) von Borneo: Sammlungen des Geologischen Reichs-Museums in Leiden, ser. 14, 209–231.
- Masse, J.P., 1976, Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur). Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution: Thèse, Université Marseille, 445 pp.
- Masse, J-P, Fenerci Masse, M., Özer, S., 2002, Late Aptian rudist faunas from the Zonguldak region, western Black Sea, Turkey (taxonomy, biostratigraphy, palaeoenvironment and palaeobiogeography: Cretaceous Research, 23, 523–536.
- Michaud, F., 1987, Stratigraphie et paléogéographie du Mésozoïque du Chiapas (Sud Est du Mexique): Académie de Paris Université Pierre et Marie Curie: Mémoires de Sciences de la Terre, 87, 298 pp.
- Monreal, R., Longoria, J.F., 1999, A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua through north-central Mexico: implications for lithocorrelations, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico, Special Paper, 340, 69–89.

- Moullade, M., Saint Marc, P., 1975, Les "Mesorbitolines": révision taxinomique, importance stratigraphique et paléobiogéographique: Bulletin de la Société Géologique de France 17(5), 28–842.
- Moullade, M., Peybernès, B., Saint Marc, P., 1978, Validité d'*Orbitolina subconcava* Leymmerie, 1878: Geobios, 11, 745–753.
- Murray, J.W., 2006, Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press, Cambridge, 164–170.
- Omaña, L., Pantoja Alor, J., 1998, Early Aptian Benthic Foraminifera from the El Cajón Formation Huetamo, Michoacán SW México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 64–72.
- Orbigny, A. d', 1850, Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés faisant suite au cours élémentaire de Paléontologie et de Géologie Stratigraphiques, vol. 2. Paris.
- Ortuño Arzate, F., Arnaud Vanneau, A., Delfaud, J., 1989, Enregistrement des principaux épisodes transgressifs albiens sur la plate-forme carbonatée de Chihuahua (Mexique): Geobios, Spécial Mémoire, 11, 169–177.
- Pantoja Alor, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán: Boletín del Consejo de Recursos Naturales No-Renovables (México) 50, 36 pp.
- Pélissié, T., Peybernès B., Rey, J., 1982, Tectonique des plaques et paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques et des Algues calcaires du Dogger à l'Albien sur le pourtour de la Mésogée: Bulletin de la Société Géologique de France, ser. 7, 24, (5–6), 1069–1076.
- Peybernès, B., 1976, Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée: Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles Université Paul Sabatier III, Toulouse, 1–459.
- Raspini, A., 2012, Shallow water carbonate platforms (late Aptian–early Albian, Southern Apennines) in the context of supraregional to global changes: re-appraisal of palaeoecological events as reflectors of carbonate factory response: Solid Earth, 3, 225–249.
- Rod, E., Maync, W., 1954, Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela: The American Association of Petroleum Geologists, 38(2), 193–283.
- Roemer, F., 1849, Texas. Mit besonderer Rücksicht auf deutsche Auswanderung und die physischen Verhältnisse des Landes. Bonn, 464 pp.
- Schroeder, R., 1962, Orbitolinen des Cenomans Südwesteuropas: Paläontologische Zeitschrift, 38(3,4), 171–202.
- Schroeder, R., 1975, General evolutionary trends in Orbitolinas: Revista Española de Micropaleontología, Número especial, 117–128.
- Schroeder, R., Neumann, M., 1985, Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la Région Méditerranéenne: Geobios, Mémoire Spécial, 7, 161, 68 pl.
- Schroeder, R., van Buchem, F.S.P., Cherchi, A., Baghbani D, Vincent B., Immenhauser, A., Granier, B., 2010, Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian–Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations: GeoArabia Special Publication, 4(1), 49–96.
- Scott R.W., 2014, Cretaceous chronostratigraphic database: construction and applications: Carnets de Géologie, 14(1), 1–13.
- Scott, R.W., González-León, C., 1991, Paleontology and stratigraphy of Cretaceous rocks, Lampazos area, Sonora, Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 254, 51–67.
- Shirazi, M.P.N., Abedi, F., 2013, Lower Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the southwest of Iran (Zagros, Shiraz): Open Journal of Geology, 3(1), 1–6.
- Stoyanow, A., 1949, Lower Cretaceous stratigraphy in southern Arizona: The Geological Society of America, Memoir, 38, 1–157.
- Simmons, M.D., Whittaker, J.E., Jones, R.W., 2000, Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East- a revision of the FRS Henson and associates collections, in Hart, M.B., Kaminski, M.A., Smart, C.W. (eds.), Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera: Grzybowski Foundation Special Publication, 7, 411–437.
- Vaughan, T.W., 1932, The foraminiferal genus *Orbitolina* in Guatemala and Venezuela: Proceedings of the National Academy of Sciences, 18, 609–610.
- Vilas, L., Masse J.P., Arias, C., 1995, *Orbitolina* episodes in carbonate platform: the early Aptian model from SE Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 119, 35–45.

Manuscript received: May 11, 2017.

Corrected manuscript received: June 5, 2017.

Manuscript accepted: June 6, 2017.

Hiolítidos del Cámbrico (*Hyolitha*) de San José de Gracia, Sonora, México. Consideraciones estratigráficas y paleogeográficas

Blanca Buitrón-Sánchez^{a,*}, Francisco Cuen-Romero^b, Adrián Huerta-Ruiz^c,
Alejandra Montijo-González^b

^aDepartamento de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, CDMX, 04510.

^bDepartamento de Geología, División de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Sonora, Blvd. Luis Encinas y Rosales S/N, Hermosillo, Sonora.

^cDivisión de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, CDMX, 04510.

*blancab@unam.mx

Resumen

En la región de San José de Gracia, Ures, estado de Sonora, aflora una secuencia sedimentaria del Paleozoico inferior, que consiste en caliza oolítica, arenisca, lutita y limolita. Esta secuencia está caracterizada por una abundante y diversa biota fósil que consiste en estructuras algales oncoidales, icnofósiles e invertebrados, entre estos, esponjas, braquiópodos, hiolítidos, trilobites y blastoideos. En este trabajo, se dan a conocer por primera vez dos especies de hiolítidos para la región de San José de Gracia, *Hyolithes* cf. *H. sonora* Lochman, 1952, que fue descrita para el Cámbrico de Caborca en la región noroeste del estado de Sonora, y *Haplophrentis reesei* Babcock y Robison, 1988, por primera vez para México, la cual fue referida antes para el Cámbrico medio de la región norte de Utah, Estados Unidos de Norteamérica. La distribución de los organismos cámbricos de San José de Gracia, entre ellos los hiolítidos, muestra que existió una amplia provincia marina que comprendió Groenlandia, noroeste de Canadá, suroeste de Estados Unidos de Norteamérica, Sudamérica, norte de Europa, Asia y noreste de Australia, la cual formaba parte del Océano Pantalásico.

Palabras clave: Hiolítidos, Cámbrico, San José de Gracia, Sonora, México.

Abstract

*In the region of San José de Gracia, Ures, Sonora state, a lower Paleozoic sedimentary sequence is exposed, consisting of oolitic limestone, siltstone, shale, and limestone. This sequence is characterized by an abundant and diverse fossil biota consisting of oncoid algal structures, trace fossils, and invertebrates such as sponges, brachiopods, hyoliths, trilobites and blastoids. In this paper, two species are identified for the first time from San José de Gracia: *Hyolithes* cf. *H. sonora* Lochman, 1952, which was previously described for the Cambrian of Caborca in the northwestern region of Sonora state; and for the first time in Mexico *Haplophrentis reesei* Babcock and Robison, 1988, which was previously referred to the middle Cambrian of northern Utah, United States of America. The distribution of Cambrian organisms in San José de Gracia, together with hyoliths, shows that there was a wide marine province that included Greenland, northwestern Canada, southwestern United States of America, South America, northern Europe, Asia, and northeastern Australia, which was part of the Panthalassic Ocean.*

Keywords: *Hyolithids, Cambrian, San José de Gracia, Sonora, Mexico.*

1. Introducción

La presencia de rocas cámbricas en el estado de Sonora, México, es conocida desde mediados de siglo pasado y ha sido objeto de estudios geológicos, estratigráficos y paleontológicos (Cooper y Arellano, 1946; Lochman, 1948, 1952; Álvarez, 1949; Johnson, 1952; Baldis y Bordonaro, 1981; Stewart *et al.*, 1984; McMenamin, 1985; Debrenne *et al.*, 1989; Almazán, 1989, 2002; Buitrón, 1992). Los afloramientos sedimentarios, fosilíferos del Cámbrico de Sonora son heterogéneos en su composición litológica y biótica y se encuentran en diferentes localidades del estado, entre ellas, en el noroeste en las regiones de Caborca y Agua Prieta, en el centro Ures y en el oriente, Arivechi. El Cámbrico de San José de Gracia, Municipio de Ures, Sonora central, ha sido estudiado por diversos autores (Almazán, 2002; Stewart y Poole, 2002; Cuen *et al.*, 2009; Nardin *et al.*, 2009) principalmente orientados a la descripción de su contenido fosilífero. En este trabajo se estudian por vez primera los hialitidos de esta localidad. El estudio de estos invertebrados contribuye a tener un mejor conocimiento del registro fósil del Cámbrico de Sonora.

2. Materiales y métodos

El área de estudio se localiza en la carta H12-D32, escala 1:50000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2001). La recolecta de los fósiles se hizo en afloramientos cámbricos del cerro Chihuarruita, localizado a 2 km al sureste del poblado de San José de Gracia, ubicado en las coordenadas geográficas 29°17'19" N y 110°36'44" W (Figura 1).

La prospección geológico-paleontológica en la región de San José de Gracia, fue realizada por el Dr. Juan José Palafox Reyes y por el Dr. Francisco Cuen Romero de la Universidad de Sonora, así como por la Dra. Blanca E. Buitrón Sánchez del Instituto de Geología, UNAM. El material se recolectó en afloramientos de caliza y lutita del cerro Chihuarruita, entre los 200 y 280 m que corresponden a la Formación Buelna del Cámbrico inferior. Debido al tamaño de los ejemplares, únicamente fue necesario limpiarlos con un pincel suave para eliminar el excedente de sedimento. A cada muestra se le aplicó un número y posteriormente fue fotografiada. Se llevaron a cabo las mediciones pertinentes de los ejemplares, para precisar la descripción taxonómica e identificarlos a nivel de especie. El material estudiado se encuentra depositado en la Colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, CDMX 04510. Los números de catálogo de los cuatro ejemplares estudiados son IGM 4985 al IGM 4988.

3. Estratigrafía del Cámbrico del área de San José de Gracia

Las rocas sedimentarias del Paleozoico inferior y medio del cerro Chihuarruita han sido escasamente estudiadas, por lo que presentan ciertos problemas respecto a su posición estratigráfica, contenido biótico y edad. Nardin *et al.* (2009) dividieron la secuencia sedimentaria en siete miembros (A-G) con base en marcadas diferencias litológicas. Cuen *et al.* (2016) en un intento por la unificación del léxico estratigráfico y uniformidad de la nomenclatura cámbrica, establece estas rocas como secciones de referencia a las formaciones cámbricas del área de Caborca, reconociendo las formaciones Proveedora, Buelna, Cerro Prieto y Arrojos. Sin embargo, debido a que la litología de la secuencia estratigráfica, que correspondería cronoestratigráficamente con la Formación Arrojos de Caborca (NW Sonora), es diferente en el área de San José de Gracia, dado lo cual propone una nueva unidad, denominada Formación El Gavilán.

La secuencia estratigráfica del cerro Chihuarruita está representada por rocas sedimentarias del Cámbrico inferior-Cámbrico medio (Series 2 – Series 3). Dichas rocas han sido incluidas en las formaciones Proveedora, Buelna, Cerro Prieto y El Gavilán (Cuen *et al.*, 2016).

La Formación Proveedora tiene un espesor de 225 m y está constituida en la base por cuarcita de color café-oscuro, con granos de cuarzo pequeños subredondeados y en general con una clara clasificación granulométrica. En la parte media aflora una intercalación de arenisca y cuarzoarenita con estratificación laminar y cruzada de color café y en la cima aflora una secuencia de cuarzoarenita masiva y compuesta por el 95 % de granos de cuarzo que varían en tamaño de 0.40 a 0.150 mm. El contenido de feldespato es escaso o ausente, también se observaron clastos de pedernal. Esta unidad contiene abundante bioturbación con icnofósiles, entre los que se encuentran *Skolithos* isp., *Arenicolites* isp., *Palaeophycus* isp., *Asteriacites* isp. y *Asterosoma* isp. (Buitrón *et al.*, 2016). El contacto inferior de la unidad no se observa, mientras que el contacto superior es concordante con la Formación Buelna.

La Formación Buelna está conformada por caliza intercalada con lutita, con un espesor de 74 m, en la base aflora caliza arenosa de color morado, sobreyacidas por intercalaciones, de lutita y caliza con un espesor aproximado de 40 m, seguida de una capa de lutita de 6 m, aparentemente sin fósiles y parcialmente cubierta. Además, se encuentra una capa de caliza color amarillo y café, con un espesor aproximado de 9.10 m con alto contenido de algas oncolíticas, seguida de una capa de caliza gris-oscuro con clastos arenosos de forma tabular que varían en tamaño de 10 a 15 cm. En la parte media de la unidad, en las capas de caliza, se recolectaron ejemplares de *Hyolithes* cf. *H. sonora* Lochman, 1952, *Haplophrentis reesei* Babcock y Robison, 1988, en asociación con abundantes trilobites identificados



Figura 1. Localización del área de estudio en San José de Gracia, Sonora.

como *Olenellus* sp. y *Bristolia* sp. cf. *B. bristolensis* (Resser, 1928) que corresponden a la Zona de *Bristolia mohavensis* y/o *B. insolens* del Cámbrico inferior (Series 2, Piso 4) (Cuen *et al.*, 2016). La Formación Buelna sobreyace de manera concordante a la Formación Proveedora y es sobreyacida de igual manera por la Formación Cerro Prieto.

La Formación Cerro Prieto está representada por caliza oolítica masiva de color gris-oscuro, con un espesor de 17.30 m, la cual se encuentra dolomitizada y recrystalizada con fuerte intemperismo cárstico. En muestra de mano las oolitas se observan oxidadas con un diámetro menor a 1 mm. Esta unidad sobreyace de manera concordante a la Formación Buelna y es sobreyacida de igual manera por la Formación El Gavilán.

La Formación El Gavilán tiene un espesor de 233.70 m y está constituida por lutita de color rojo, muy fracturada en delgadas láminas menores a 3 cm. de espesor, intercalada con caliza de color gris-oscuro que varían en espesor desde 30 hasta 50 cm. Tiene abundantes fósiles de invertebrados, entre estos esponjas, chancelóridos, braquiópodos, hiolítidos (*Haplophrentis reesei*) y trilobites de las especies *Pentagnostus* (*Meragnostus*) *bonnerensis*, *Pagetia* sp., *Oryctocephalites walcotti*, *Ogygopsis typicalis* y *Elrathina antiqua*, que corresponden a la Subzona de *Albertella highlandensis*, parte superior de la Zona de *Mexicella mexicana* o de *Ptychagnostus praecurrens* para plataforma abierta (Cámbrico medio, Series 3, Piso 5). El contacto inferior de la Formación El Gavilán es concordante con la

Formación Cerro Prieto, mientras que el contacto superior es discordante con rocas volcánicas del Paleógeno (Figuras 2 y 3).

4. Paleontología Sistemática

Los hiolítidos pertenecen a un grupo de organismos paleozoicos extintos, su registro es a partir del Cámbrico, se extinguen en el Pérmico y son muy abundantes en el

Paleozoico temprano. Algunos autores los consideraron dentro del phylum Mollusca, clase Hyolitha Marek, 1963 y orden Hyolithida Matthew fide Fischer, 1962 (Babcock y Robison, 1988; Malinky *et al.*, 1986; Marek, 1963; Marek y Yochelson, 1976). Posteriormente, Bruton y Harper (2000), Malinky (1987, 1988, 1989, 1990); Sarmiento *et al.* (2001) y Waggoner y Hagarón (2005) omiten su inclusión en el phylum Mollusca.

Los hiolítidos de Sonora, México han sido descritos de Caborca por Lochman (1956) y únicamente mencionada su presencia por McMenamin (1985) en la Formación La Ciénega, en el noroeste de Sonora, pero este autor no los identifica. El estudio de los hiolítidos de San José de Gracia, Sonora, México reflejó escasa diversidad genérica y específica, no obstante, su abundancia es elevada.

Clase HYOLITHA Marek, 1963
(= CALYPTOPTOMATIDA Fisher, 1962)

Diagnosis. Concha calcárea cónica o piramidal alargada, cerrada por un opérculo (Figura 5). Presenta dos caras planas y una tercera de mayor tamaño, ligeramente convexa. Tiene dos apéndices laterales llamados helens, articulados en el interior del opérculo y raramente conservados (Figura 5). En el ápice de la concha se hallan algunos septos cóncavos (Fisher, 1966).



Figura 2. Vista panorámica del cerro Chihuarruita con una altitud de 350 m en San José de Gracia, Sonora.

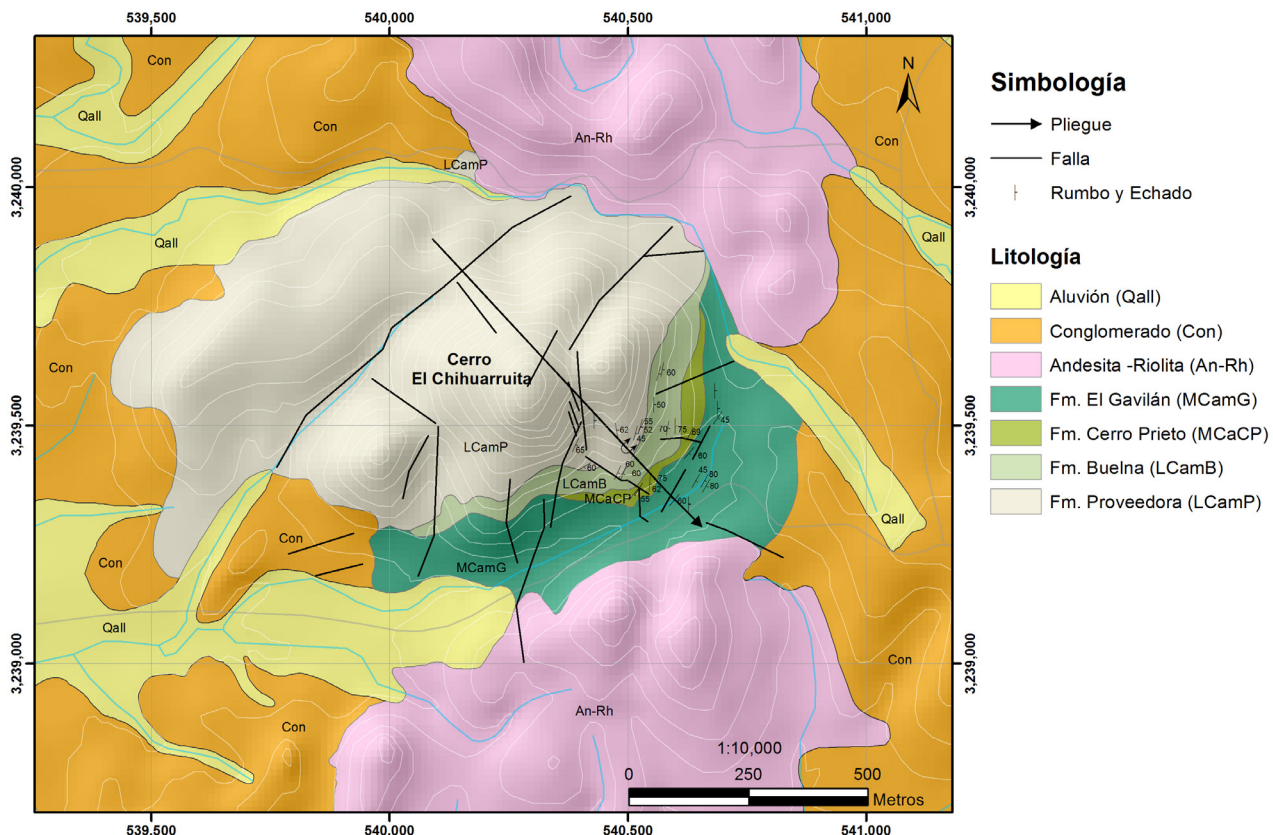


Figura 3. Mapa Geológico del área de estudio en el cerro Chihuarruita, San José de Gracia, Sonora (Modificado de Cuen-Romero *et al.*, 2016).

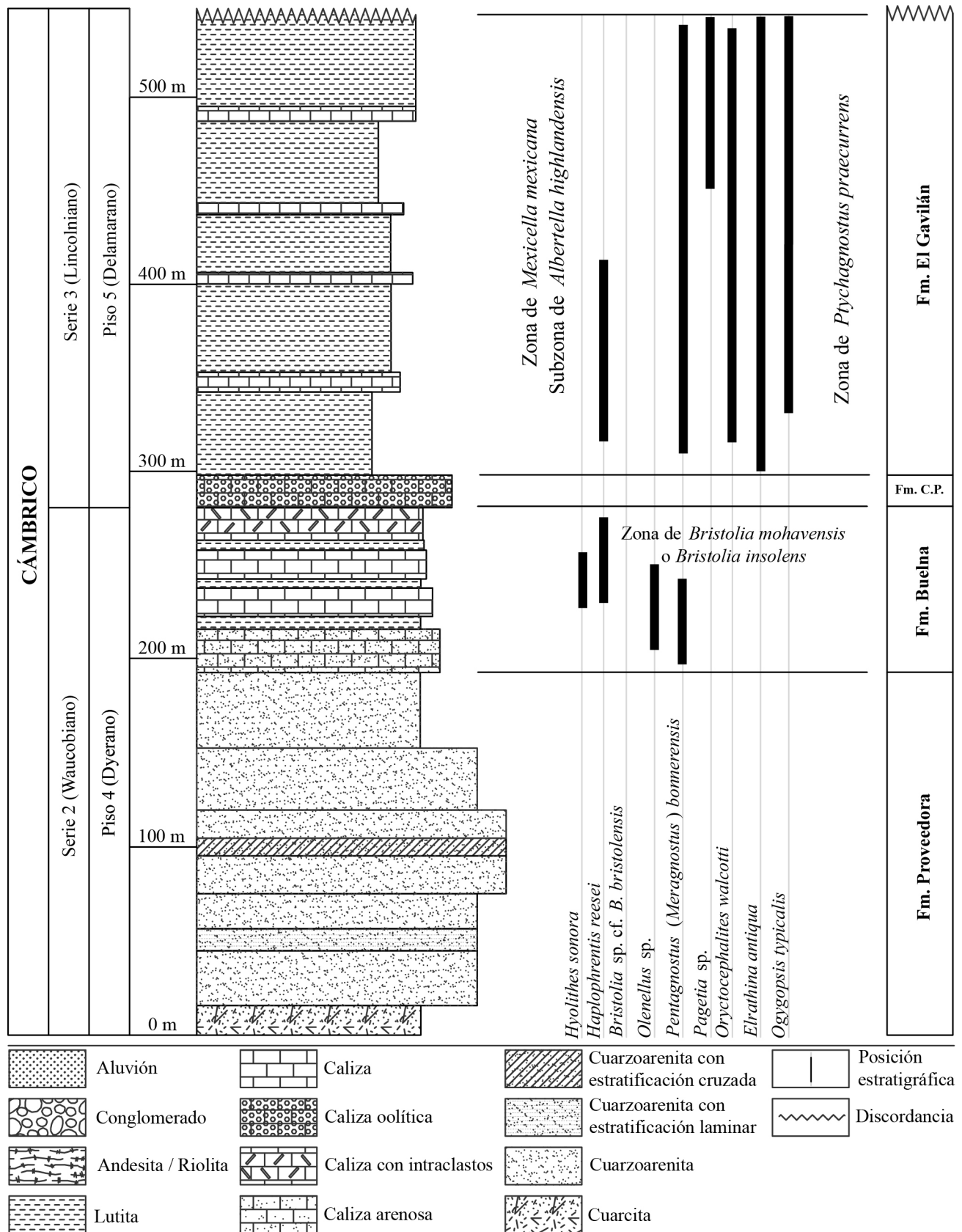


Figura 4. Columna estratigráfica de la secuencia Cámbrico temprano y medio del área de estudio en San José de Gracia (Modificado de Cuen-Romero et al., 2016).

Alcance estratigráfico. Cámbrico inferior al Pérmico medio (Fisher, 1966).

Orden HYOLITHIDA Matthew fide Fisher, 1962
Familia HYOLITHIDAE Nicholson, 1872

Diagnosis. Concha con sección transversal oval, subtriangular, trapezoidal o subpentagonal, marcada con líneas de crecimiento. Lado dorsal redondeado y lado ventral ancho. Opérculo subcircular a subcuadrado, o subtrigonal (Fisher, 1966).

Alcance estratigráfico y distribución. Cámbrico inferior al Pérmico medio, se han encontrado distribuidos en el Paleozoico de Norteamérica, Sudamérica, Europa, Asia y África austral (Fisher, 1966).

Observación. La diagnosis de la familia fue enmendada por Malinky (1988).

Género *Hyolithes* Eichwald, 1840

Diagnosis. Concha de pared delgada, con líneas de crecimiento espaciadas. Cara ventral arqueada y surcos longitudinales débiles en la cara dorsal. Ángulo apical de la concha de 24° a 32° (Syssoiev, 1957; Fisher, 1966; Martí-Mus y Bergström, 2005).

Alcance estratigráfico y distribución. Cámbrico-Pérmico. El género se encuentra distribuido en Norteamérica (Canadá, Estados Unidos, México) Groenlandia, Noruega, Australia, China (Fisher, 1966).

Observación. La definición del género *Hyolithes* fue recientemente revisada por Malinky et al. (1986) y Malinky et al. (1987).

Hyolithes cf. *Hyolithes sonora* Lochman, 1952
Figura 6D

Material. Un ejemplar, IGM 4988.

Descripción. La concha es cónica de lados rectos, la superficie dorsal ligeramente convexa y la ventral plana que se observa en el corte transversal. La longitud promedio es de 7 mm. y su anchura máxima es de 2 mm. en la región más amplia; el ángulo apical tiene 5°. No se conservó la ornamentación externa ni el opérculo.

Discusión. Los especímenes de hiolítidos son muy abundantes en las calizas de la Formación Buelna del cerro Chihuarruita. En un fragmento de roca con dimensiones de 5 x 10 cm, se encuentra un promedio de 10 ejemplares.

Lochman (1952 p. 18, 113, lám. 27, figs. 17-25) propone la especie *Hyolithes sonora* que procede de la Zona de *Kootenia-Glossopleura* en la Formación Arrojos (Cámbrico medio), localizada a 2.5 km al suroeste de Caborca, Sonora, México. Al respecto, la relaciona con otras especies del género *Hyolithes*, entre ellas *H. cecrops* Walcott y *H. comptus* Howell de Spence Shale, Utah; así como *H. idahoensis* Resser de Rennie Shale, Idaho, EUA. No obstante, argumenta que debido a su mala conservación

no se observa la sección transversal. En el presente trabajo la especie *Hyolithes* cf. *Hyolithes sonora* Lochman, 1952, únicamente se compara con la especie *Hyolithes sonora* (Lochman, 1952), pues los ejemplares se encuentran en mal estado de conservación, sin embargo, la descripción se apoya en la forma general y en la sección transversal de la concha.

Género *Haplophrentis* Babcock y Robison, 1988

Diagnosis. Concha de forma cónica, ancha con los lados rectos, la superficie dorsal es convexa, opérculo de forma subredondeada. Presenta una longitud de 20 mm. y una anchura máxima de 7 mm. y el ángulo apical tiene 15° a 18°. El corte transversal de la concha no se presentó.

Haplophrentis reesei Babcock y Robison, 1988
Figura 6A–C

Hyolithes cecrops Walcott; Resser, 1939, p. 7, lám. 1, figs. 36–38; lám. 5, fig. 9; Gunther y Gunther, 1982, lám. 64, figs. A–C.

Hyolithes sp.; Yochelson, 1961, lám. 33, fig. 1.

Haplophrentis reesei Babcock y Robison, 1988, p. 13, figs. 1, 5, 6; Conway Morris y Robison, 1988, p. 38, fig. 27.

Material. Tres ejemplares, IGM 4985, IGM 4986 y IGM 4987.

Descripción. La concha tiene forma cónica, es ancha de lados rectos, con el opérculo conservado, la superficie dorsal es convexa. Presenta una longitud de 20 mm y una anchura máxima de 7 mm, el ángulo apical tiene en promedio de 15° a 18°. El corte transversal de la concha no se presentó.

Discusión. Se hallaron tres ejemplares mal conservados, en los que no se aprecia la ornamentación externa, la impresión de estructuras internas y procesos cardinales.

El material se recolectó en las formaciones Buelna y El Gavilán del cerro Chihuarruita en el poblado de San José de Gracia, Sonora. Dicha especie se identifica como *Haplophrentis reesei* descrita previamente para el Cámbrico medio de la Spence Shale localizada al norte de Utah, Estados Unidos de Norteamérica. Una especie afín es *Haplophrentis carinatus* (Babcock y Robison, 1988, p. 15, fig. 7) cuyo carácter distintivo es la presencia de una

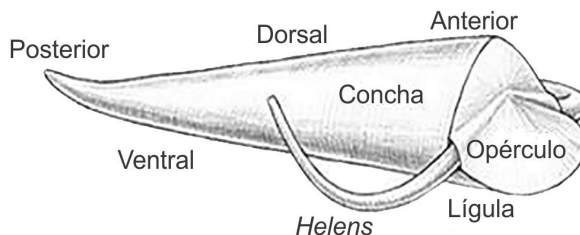


Figura 5. Morfología de los hiolítidos (Modificado de Hou et al., 2004).

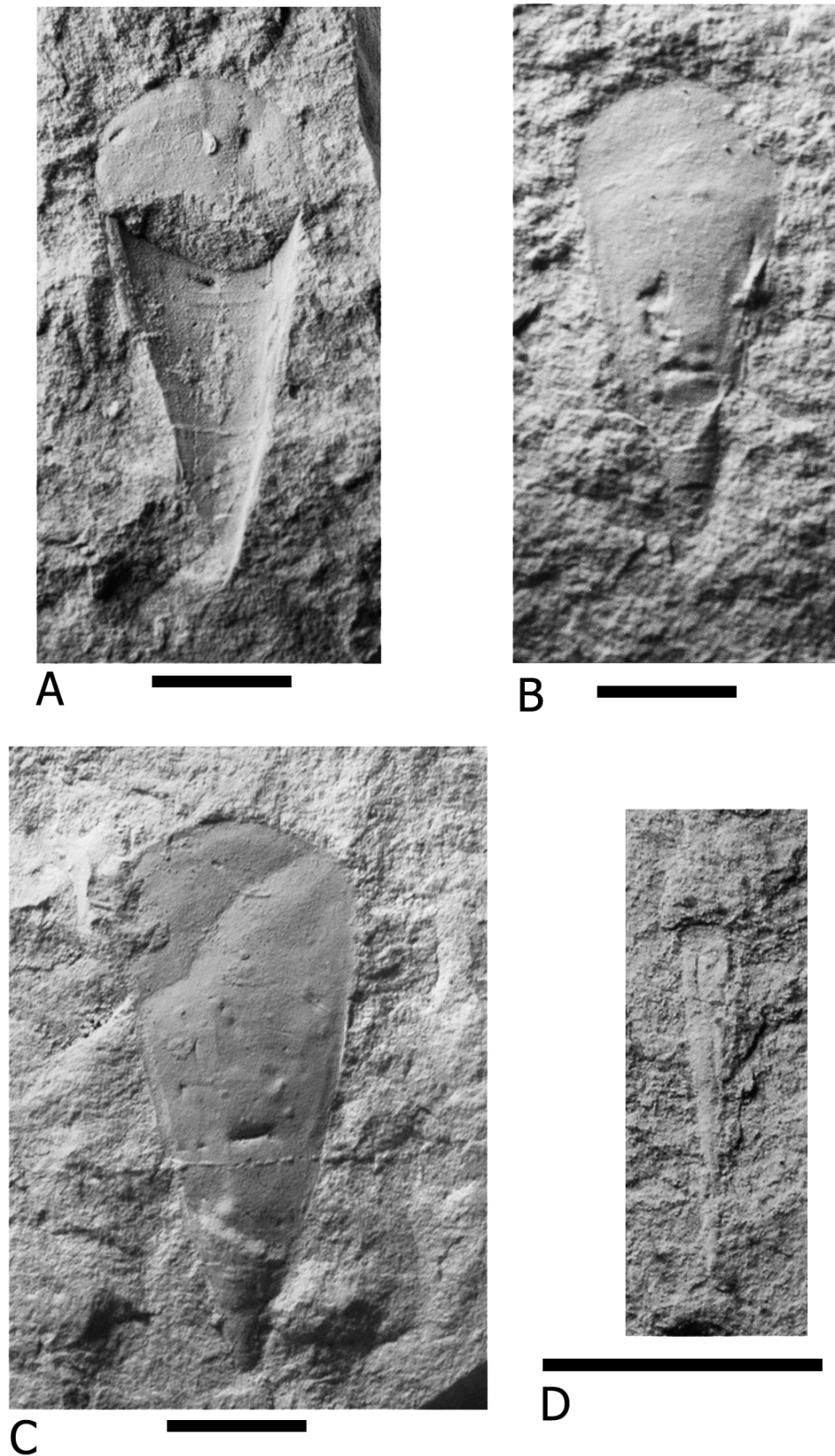


Figura 6. A) *Haplophrentis reesei* IGM 4985. B) *Haplophrentis reesei* IGM 4986. C) *Haplophrentis reesei* IGM 4987. D) *Hyolithes* cf. *H. sonora* IGM 4988. La escala gráfica equivale a un centímetro.

carina media no observada en los ejemplares de San José de Gracia, Sonora.

5. Consideraciones Paleogeográficas

Reconstrucciones paleogeográficas de Norteamérica indican que el margen occidental se encontraba localizado en los trópicos, orientado este-oeste durante el Cámbrico temprano. Como consecuencia de dicha ubicación, la asociación fosilífera de esta amplia región geográfica es abundante y diversa. La comunidad biótica de San José de Gracia denota un ambiente marino somero, cálido, de salinidad normal y abundantes nutrientes, que propició una gran diversidad de la biota en el Paleozoico temprano de la región. Para la región de San José de Gracia, Sonora central, se describen las especies *Hyolithes* cf. *H. sonora* propuesta previamente para la región de Caborca, noroeste de Sonora (Lochman, 1956) y *Haplophrentis reesei* del Cámbrico medio de la Spence Shale del norte de Utah, EUA. La distribución de la biota cámbrica de San José de

Gracia, entre ella los hiolítidos indica que existió una amplia provincia faunística que comprendió el suroeste de Canadá, Estados Unidos de Norteamérica, México, Groenlandia, Sudamérica, norte de Europa, Asia y noreste de Australia, que formaba parte del Océano Pantalásico (Figura 7).

Además de los hiolítidos, la asociación biótica de San José de Gracia está conformada para la Formación Buelna del Cámbrico inferior por abundantes trilobites identificados como *Olenellus* sp. y *Bristolia* sp. cf. *B. bristolensis* y para el Cámbrico medio se tienen abundantes esponjas, chancelóridos, braquiópodos, hiolítidos y los trilobites *Pentagnostus* (*Meragnostus*) *bonnerensis*, *Pagetia* sp., *Oryctocephalites walcotti*, *Ogygopsis typicalis*, así como *Elrathina antiqua*.

6. Conclusiones

Se describen por primera vez para el Cámbrico inferior y medio de México, hiolítidos de la especie *Haplophrentis reesei* Babcock y Robison, 1988 y para la región centro-este

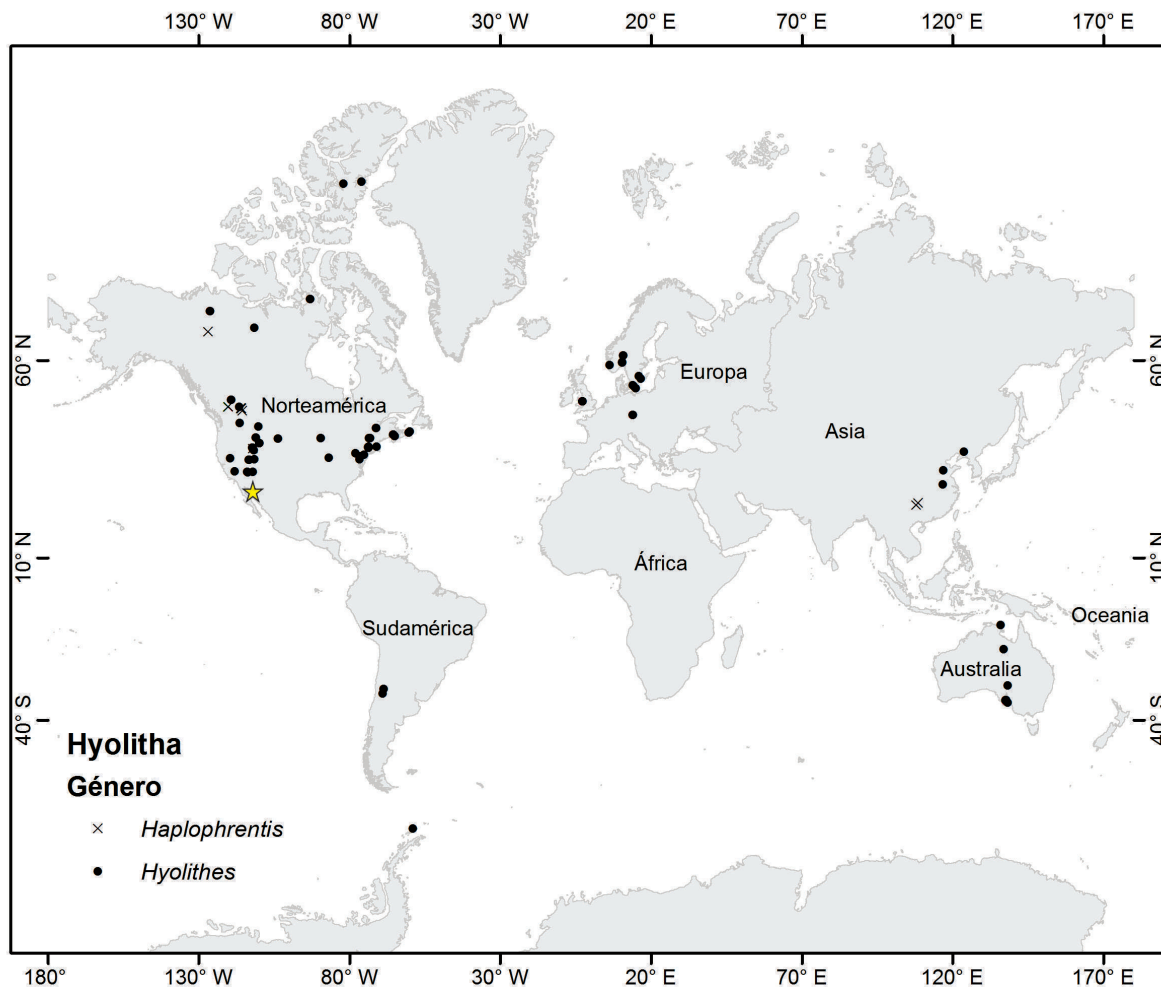


Figura 7. Distribución mundial de los géneros *Hyolithes* y *Haplophrentis*. La estrella amarilla indica la presencia de ambos géneros en San José de Gracia, Sonora.

de Sonora, la especie de *Hyolithes* cf. *H. sonora* Lochman, 1952. La distribución de la biota cámbrica de San José de Gracia, que presenta hiolítidos, denota que existió una amplia provincia faunística la cual comprendió el suroeste de Canadá, Estados Unidos de Norteamérica, Groenlandia, Sudamérica, norte de Europa, Asia y noreste de Australia, que formaba parte del Océano Pantalásico.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido apoyado por los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT No. IN105012, CONACyT No. 165826, 235970 y ECOS-Francia-México No. M13U01. Se agradece a Andrea Sarai Hernández Barroso y Greta Ramírez Guerrero el apoyo en la preparación del texto.

Referencias

- Almazán, E., 1989, El Cámbrico-Ordovícico de Arivechi, en la región centro-oriental del estado de Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México: Revista del Instituto de Geología, 8, 58–66.
- Almazán, E., 2002, El Cámbrico Temprano y Medio de San José de Gracia, Sonora Central, México: GEOS Unión Geofísica Mexicana. Libro de resúmenes, 22, 333 pp.
- Álvarez, Jr. M., 1949, Notas sobre el Paleozoico Mexicano: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1, 47–56.
- Babcock, L.E., Robison, R.A., 1988, Taxonomy and paleobiology of some Middle Cambrian *Scenella* (Cnidaria) and Hyolithids (Mollusca) from western North America: University of Kansas Paleontological Contributions, 121, 1–22.
- Baldís B.A.J., Bordonaro O.L., 1981, Vinculación entre el Cámbrico del noroeste de México y la Precordillera Argentina: Porto Alegre, Brasil, II Congreso Latinoamericano de Paleontología, Annals, 1, 1–10.
- Bruton, D., Harper, D., 2000, A mid-Cambrian shelly fauna from Ritland, western Norway and its paleogeographical implications: Bulletin of the Geological Society of Denmark, 47, 29–51.
- Buitrón, B.E., 1992, Las rocas sedimentarias marinas del Paleozoico Inferior de México y su contenido biótico, en Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra J., Rábano I. (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América, España: Universidad de Extremadura, 193–201.
- Buitrón, B., Corona, N., Cuen, F., Palafox, J., Ramírez, G., 2016, Icnofósiles del Cámbrico Inferior de San José de Gracia, Sonora: Paleontología Mexicana, 5, 33–40.
- Cooper, G.A., Arellano A., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwestern México, Sonora: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 30, 606–610.
- Cuen, J.F., Almazán, E., Montijo, A., Minjarez, I., Grijalva, F., Monreal, R., Schwenicke, T., Ochoa, J., 2009, Faunas marinas de invertebrados del Cámbrico temprano y medio en la parte central del Estado de Sonora, México: GEOS Unión Geofísica Mexicana, Libro de resúmenes, 29, 91 pp.
- Cuen-Romero J.F., Valdez Holguín, E., Buitrón, B.E., Monreal, R., Sundberg, F., Montijo, A., Minjarez, S.I., 2016, Cambrian Stratigraphy of San José de Gracia, Sonora, México: El Gavilán Formation, a new lithostratigraphic unit of middle Cambrian open shelf environment: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 68, 429–441.
- Debrenne, F., Gandin, A., Rowland, S., 1989, Lower Cambrian bioconstructions in Northwestern Mexico, Sonora. Depositional setting, paleoecology, and systematics of Archaeocyaths: Geobios, 22, 137–195.
- Fisher, D.W., 1966, Small conoidal shells of uncertain affinities, en Moore, R.C. (ed.), Miscellanea, Conodonts, conoidal shells of uncertain affinities, Worms, Trace fossils and problematical: Treatise on Invertebrate Paleontology. Kansas: Geological Society of America and University of Kansas Press, 98–143.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001, Carta H12–D32, escala 1:50000.
- Johnson, H., 1952, *Girvanella*, en Cooper G.A., Arellano A., Johnson J., Okulitch J., Stoyanow A. (eds.), Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwestern Sonora, México: Smithsonian Miscellaneous Collections, 119, 24–26.
- Lochman, C., 1948, New Cambrian trilobite genera from northwest Sonora, Mexico: Journal of Paleontology, 22, 451–464.
- Lochman, C., 1952, Trilobites, en Cooper, G.A., Arellano, A., Johnson, J., Okulitch, J., Stoyanow, A. (eds.), Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwestern Sonora, México: Smithsonian Miscellaneous Collections, 119, 60–107.
- Lochman, C., 1956, The Cambrian of the Rocky Mountains and southwest deserts of the United States and adjoining Sonora province, Mexico: en Rogers, J., (ed.), El Sistema Cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base, Parte 2, Australia, América. México, D.F.: 20 Congreso Geológico Internacional, 20, 529–661.
- Malinky, J.M., 1987, Taxonomic revision of Hyolitha from the Middle Paleozoic of North America: Journal of Paleontology, 61, 1173–1186.
- Malinky, J.M., 1988, Early Paleozoic Hyolitha from North America: Reexamination of Walcott's and Ressler's Type Specimens: Journal of Paleontology, 62, 218–233.
- Malinky, J.M., 1989, New early Paleozoic Hyolithida and Orthothecida (Hyolitha) from North America: Journal of Paleontology, 63, 302–319.
- Malinky, J.M., 1990, Early and Middle Cambrian Hyolitha (Mollusca) from Northeastern China: Journal of Paleontology, 64, 228–240.
- Malinky, J.M., Mapes, R., Broadhead, T., 1986, New Late Paleozoic Hyolitha (Mollusca) from Oklahoma and Texas, and their paleoenvironmental significance: Paleontology, 29, 303–312.
- Malinky, J.M., Linsley, R., Yochelson, E., 1987, Taxonomic revision of Hyolitha in the Middle Paleozoic of North America: Journal of Paleontology, 61, 1173–1186.
- Marek, L., 1963, New knowledge on the morphology of *Hyolithes*: Sbornik Geologických Ved. Paleontologie, 1, 53–73.
- Marek, L., Yochelson, E.L., 1976, Aspects of the biology of Hyolitha (Mollusca): Lethaia, 9, 65–82.
- Martí-Mus, M., Bergström, J., 2005, The morphology of Hyolithids and its functional implications: Paleontology, 48, 1139–1167.
- McMenamin, M., 1985, Basal Cambrian small shell fossils from the La Ciénega Formation, northwestern Sonora, Mexico: Journal of Paleontology, 59, 1414–1425.
- Nardin, E., Almazán, E., Buitrón, B.E., 2009, First report of *Gogia* (Eocrinoidea, Echinodermata) from de Early-Middle Cambrian of Sonora (México), with biostratigraphical and paleoecological comments: Geobios, 42, 233–242.
- Sarmiento, G., Fernández, D., Cemal, M., 2001, Cambrian small shelly fossils from the Caltepe Formation, Taurus Mountains, Turkey: Coloquios de Paleontología, 52, 117–134.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., 2002, Inventory of Neoproterozoic and Paleozoic Strata in Sonora, Mexico: United States Department of the Interior and United States Geological Survey, Open-File Report 902-97, 50 pp.
- Stewart, J.H., McMenamin, A.S., Morales-Ramírez, J.M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, México. Physical stratigraphy, Biostratigraphy, Paleocurrent studies, and Regional Relations: United States Geological Survey Professional Paper, 1309, 32 pp.
- Syssoiev, V.A., 1957, To the morphology, systematic and systematic position of the hyoliths (in Russian): Akademia Nauk SSSR, 116, 304–307.
- Waggoner, B., Haggard, J., 2005, Conical fossils from the Lower Cambrian of Eastern California: Paleobios, 25, 1–10.

Hou, X.-G., Aldridge, R.J., Bergström, J., Siveter, D.J., Siveter, D.J., Feng, X.-H., 2004, *The Cambrian Fossils of Chengjiang, China: The Flowering of Early Animal Life*: Wiley-Blackwell Publishing, Oxford, 247 pp.

Yochelson, E., 1961, The Operculum and Mode of Life of Hyolithes: *Journal of Paleontology*, 35, 152–161.

Manuscrito recibido: Mayo 25, 2017.

Manuscrito corregido recibido: Junio 2, 2017.

Manuscrito aceptado: Junio 5, 2017.

Formación Chapolapa: El triásico que no era

María Fernanda Campa Uranga^{a,*}, Carlos Uriel García Hernández^b, Blanca Buitrón-Sánchez^c,
Rafael Torres de León^d

^aUniversidad Autónoma de la Ciudad de México, Plantel Cuauhtépec.

^bUniversidad Autónoma de Guerrero-Geología Regional, Taxco Viejo.

^cDepartamento de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, CDMX, 04510.

^dLaboratorio de Geociencias, ENES Unidad Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México, Morelia, Michoacán.

* geatea@hotmail.com

Resumen

Se comparte el hallazgo de cuatro ejemplares de amonitas deformadas en filita y edades U/Pb en zircones procedentes de dos muestras de rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa procedentes de tres localidades próximas a Chapolapa, Guerrero, las cuales le confieren una edad Jurásica-Cretácica. Los datos paleontológicos y edades geocronológicas demuestran que esta formación no es Triásica como originalmente se propuso (De Cserna, 1965), sino que es parte del conjunto de arcos insulares del Jurásico-Cretácico del Terrero Guerrero (Campa y Coney, 1983).

Palabras clave: Paleontología, amonitas, Jurásico-Cretácico, geocronología, análisis shrimp de zircones U/Pb.

Abstract

We share the findings of four deformed ammonites found in phyllite and Zircon U/Pb ages from two samples collected from metavolcanic rocks of the Chapolapa Formation, collected in three localities near Chapolapa, Guerrero, which provide a Jurassic-Cretaceous age to this unit. These paleontological data and geochronological ages, show that this formation is not Triassic (De Cserna, 1965), but rather are part of the Jurassic-Cretaceous insular arcs of the Guerrero Terrane (Campa and Coney, 1983).

Keywords: Paleontology, ammonites, Jurassic-Cretaceous, geochronology, shrimp analysis U/Pb of zircons.

1. Introducción

La secuencia estratigráfica denominada Formación Chapolapa aflora en un área del sur de Guerrero, cubierta por mapeo geológico regional a escalas 1:1000000 (INEGI, 1980), 1:500000 (CRM, 1999) y 1:250000 (INEGI, 1991; CGN, 1998; Campa UMF, Mapa del sur de México escala 1:250000, (UAG). Varios trabajos han sido enfocados al fechamiento de los intrusivos y/o de las rocas metamórficas basales a dicha unidad (De Cserna, 1965; De Cserna *et al.*, 1974; Guerrero-García, 1975; Guerrero-García *et al.*, 1978; Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Ducea *et al.*, 2004). Entre las tesis dedicadas a entender la Formación

Chapolapa, hay que destacar aquellas de Sabanero-Sosa (1990), quien hizo un estudio geológico-estructural de la parte central del Estado de Guerrero, la de Robinson (1991) quien realizó un estudio geocronológico de los terrenos de basamento del sur de México, así como la tesis de doctorado de García-Díaz (2004) quien realizó un estudio regional del área.

Recientemente el geólogo Carlos Uriel García Hernández descubrió, durante sus exploraciones mineras, un conjunto de cuatro amonitas en la filita de la Formación Chapolapa en las cercanías de San Roque (Figura 1). En el presente trabajo se estudian estas amonitas desde un punto de vista bioestratigráfico y se realizan dos fechamientos absolutos

de rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa. La combinación de los nuevos datos bioestratigráficos y geocronológicos contribuyen a precisar el alcance cronoestratigráfico de la Formación Chapolapa y con ello mejorar nuestra comprensión del conjunto de arcos insulares del Jurásico-Cretácico que integran el Terrero Guerrero.

2. Antecedentes

De Cserna (1965) escribió en el prólogo de su publicación “Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero” dos comentarios que, aunque suelen pasar desapercibidos por los lectores, queremos destacar pues,

en nuestra opinión, son importantes:

1. en la página 5 señala que el geólogo norteamericano Carl Fries, durante la celebración del 20 Congreso Geológico Internacional celebrado en México en 1956, planteó “la posibilidad de estudiar la Sierra Madre del Sur, entre Chilpancingo y el Puerto de Acapulco”.
2. en la misma página indica que el geólogo inglés George Martin Lees le escribió que “le agradeceré sus puntos de vista en pro o en contra de un Pacífico permanente hacia el Poniente de la costa occidental de México”.

De ambos comentarios se puede interpretar como la estrategia exploratoria para avanzar en el conocimiento geológico básico del territorio de México en aquel

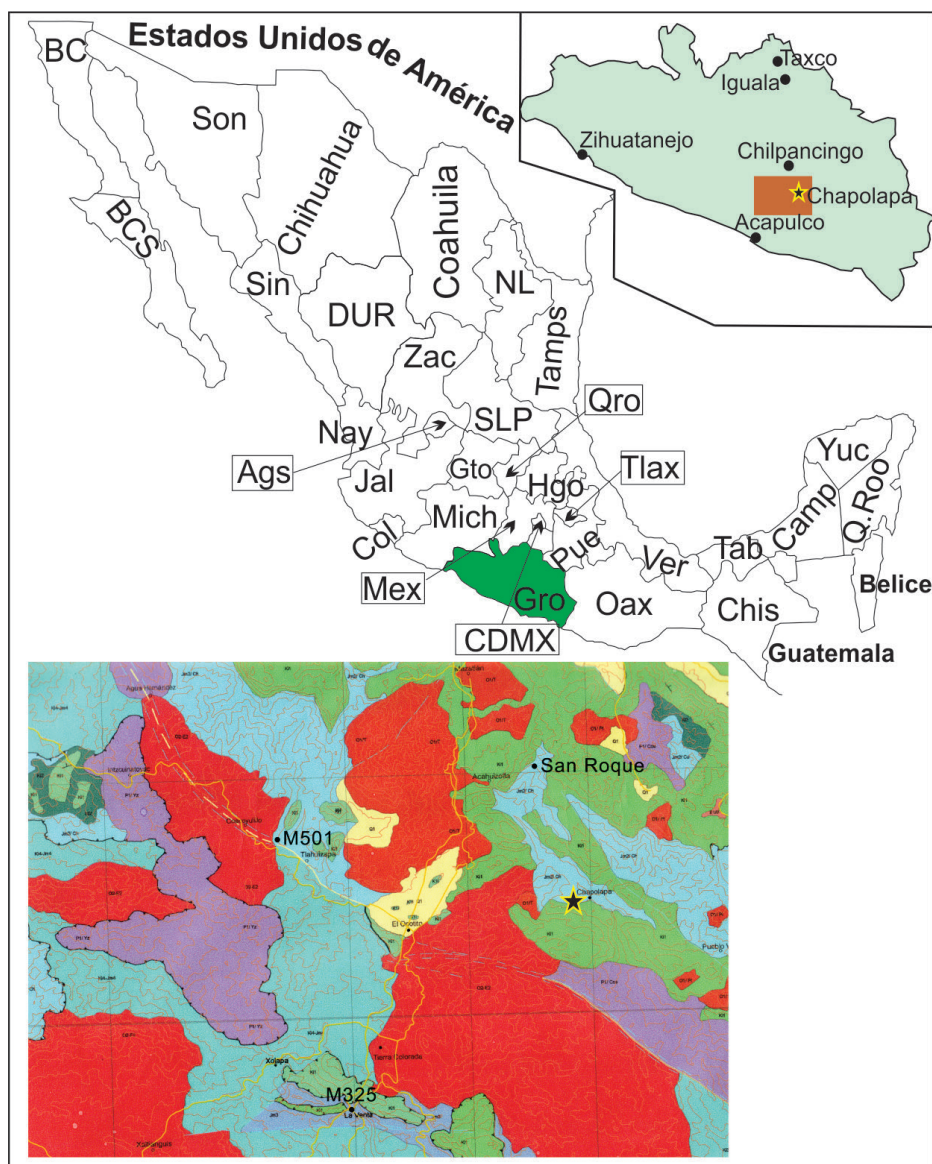


Figura 1. Ubicación del área de estudio y localización de las muestras estudiadas: San Roque, M325 y M501. La estrella indica la localidad de Chapolapa que da nombre a la unidad litoestratigráfica objeto de estudio.

entonces, estaba influenciada por las necesidades europeas y norteamericanas. Y también que el estado del arte en México era primario o básico con enormes vacíos, algunos de los cuales subsisten hasta hoy, debido a que la exploración geológica está encaminada principalmente a la búsqueda y saqueo de recursos naturales. Otro antecedente del siglo pasado que no puede dejar de ser mencionado es un informe inédito con excelentes mapas y secciones de Jenny (1933) mismo que fue traducido y publicado en español por Guzmán (1950). De Cserna (1965) no los menciona como antecedentes en su introducción. Tampoco menciona en el texto la importante aportación paleontológica de clasificación de amonitas de Burckhardt (1919 – 1921) si bien si cita este trabajo en sus referencias dado que es importante en la estratigrafía de la región, pues trata sobre amonitas de la Formación Mexcala del Cretácico tardío. Dichas omisiones dan cuenta del estado del conocimiento y desconocimiento geológico mundial en la posguerra del siglo XX, esto es, hace más de medio siglo, tanto en Europa como en Estados Unidos de América. De esta manera, la exploración geológica base para encontrar recursos naturales explotables fue sistematizada apenas entonces por De Cserna (1965) en la Sierra Madre del Sur, a lo largo de la carretera México-Acapulco en el tramo de Chilpancingo a Acapulco, con la propuesta de una estratigrafía especulativa, la cual no consideró datos paleontológicos ni geocronológicos, de tal forma que la edad triásica propuesta para la Formación Chapolapa, la cual ha subsistido hasta años recientes, era endeble y debatible desde sus inicios. Posteriormente en los años 70 del siglo pasado, Campa realiza su tesis de Maestría (Campa, 1975) en el área de Taxco y posteriormente, con sus observaciones y análisis, elabora otros mapas diferentes de los mapas de Fries (1960) y de De Cserna (1965), y extiende sus investigaciones hacia Tierra Caliente y el Sur del estado de Guerrero para su tesis de Doctorado (Campa Uranga, 1979) bajo la dirección de Marc Tardy, Jean Aubouin y Peter Coney. Aplicó la metodología de la naciente aloctonía propuesta por la tectónica de placas y tectónica de terrenos estratotectónicos, y descubre que las supuestas rocas metamorfozadas de bajo y alto grado, no son paleozoicas o proterozoicas, sino que corresponden a conjuntos de rocas mesozoicas intensamente deformadas, pues se encuentran las amonitas en esquisto y filita, y define con otros colegas (Campa *et al.*, 1974) la Secuencia Volcánico Sedimentaria Metamorfozada de Ixtapan de la Sal, Teloloapan, Guerrero del Jurásico tardío-Cretácico temprano. Posteriormente, Campa-Uranga e Iriondo (2004) data rocas metavolcánicas con U/Pb en zircón, entre las cuales hay dos de Chapolapa, en el río Guamuchil y en La Venta (Figura 1), que fechan a las secuencias volcánicas de Chapolapa en 133.2 ± 0.7 Ma y 129.7 ± 0.8 Ma respectivamente (Hauteriviano-Barremiano). Por otra parte, Hernández-Treviño *et al.* (2004) fechan una metadacita de la Formación Chapolapa colectada en la ribera del Río Cochoapa, al oeste del poblado El Ocotito a través de zircones con el método U-Pb y la técnica TIMS en la cual obtienen 126 ± 4 Ma, la cual es similar a las anteriores

dentro del error analítico. Posteriormente, Campa-Uranga *et al.* (2012), fecharon las rocas metavolcánicas de Taxco con el método U-Pb en zircones y obtuvieron 130 ± 2.6 Ma y 136.9 ± 0.6 Ma para el Esquisto Taxco y 131.7 ± 0.85 Ma y 135.2 ± 0.9 para la Roca Verde Taxco Viejo, respectivamente, con edades correlacionables a las de las rocas volcánicas de Chapolapa. De la nomenclatura de formaciones propuestas en la estratigrafía de De Cserna (1965) en su publicación clásica, anteriormente comentada, nos enfocamos en discutir solamente a la Formación Chapolapa, propuesta originalmente como Triásica-Jurásica temprano, y correlacionada con la Roca Verde Taxco Viejo-Esquistos Taxco, los cuales afloran en el Norte de Guerrero, y que son consideradas como parte del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983).

3. Evidencias paleontológicas del Sur de Guerrero, localidad de San Roque

En la localidad de San Roque (Figura 1) está expuesta una serie de rocas volcánicas plegadas y metamorfozadas, interestratificadas con niveles de filita, metarenisca arenisca-conglomerado de cuarzo, afectadas por un metamorfismo de bajo grado y clivaje penetrativo, las cuales fueron agrupadas dentro de la Formación Chapolapa originalmente definida por De Cserna (1965). El registro de amonitas de la Formación Chapolapa es muy escaso, habiéndose colectado únicamente cuatro ejemplares. Estos cuatro ejemplares de amonitas se han depositado en la Colección Nacional de Paleontología, albergada en el Museo “María del Carmen Perrilliat Montoya” del Instituto de Geología ubicado dentro del campus principal de la Universidad Nacional Autónoma de México, en la Ciudad de México y poseen los números de colección IGM 4889 a IGM 4992. Las amonitas se conservan en forma de impresiones que muestran características muy similares entre sí (Figura 2). Es posible observar algunas de sus características básicas, por ejemplo, poseen unas conchas muy evolutas con una alta densidad de costulación con costillas prosirradiadas con un trazado fino bastante rectilíneo (Figura 2A). En el ejemplar (CC1, Figura 2B) se muestra un abrupto cambio en la ornamentación asociada con la ontogenia. En la última vuelta del ejemplar se observa una fuerte disminución de la densidad de costulación. Las costillas se vuelven más robustas y los espacios intercostales incrementan sustancialmente siendo hasta tres veces el ancho de las costillas. Estas características se pueden atribuir a la subfamilia Perisphinctinae Steinmann y Doderline, 1890 y más concretamente son identificables como *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) sp. Los cuatro ejemplares de perisphintidos, no permiten observar la región ventral de las conchas y ello impide la identificación a nivel específico. Sin embargo, la identificación aquí realizada permite atribuir estas amonitas al Oxfordiano tardío, Jurásico tardío, dato de gran relevancia a nivel regional pues nos permite fechar parte de

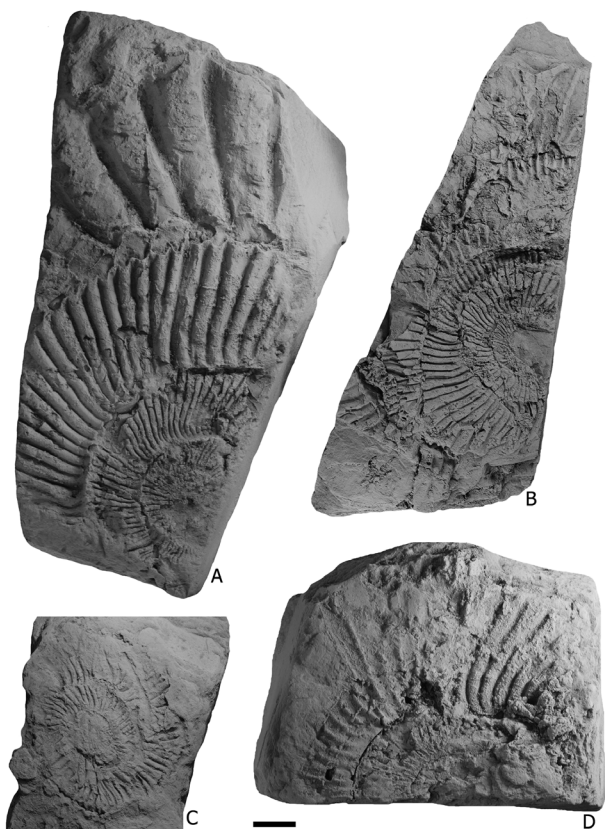


Figura 2. Fotografías de los cuatro ejemplares de amonitas que son atribuibles a *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) sp. del Oxfordiano tardío, Jurásico tardío. A: vista lateral del ejemplar IGM 4989. B: vista lateral del ejemplar IGM 4990. C: vista lateral del ejemplar IGM 4991. D: vista lateral del ejemplar IGM 4992. La escala gráfica equivale a un centímetro.

la Formación Chapolapa como Jurásico tardío. También hay que señalar que se realizó un intento de fechar este mismo intervalo estratigráfico de la Formación Chapolapa, con una muestra procedente de un intervalo margoso, la cual fue enviada a un especialista en nanoplancton calcáreo pero la misma resultó estéril. Esto podría ser debido a dos motivos: a que la muestra enviada no hubiera tenido nanoplancton originalmente o a que el metamorfismo de bajo grado, al que ha sido sometida la Formación Chapolapa, haya destruido los microfósiles.

4. Evidencias geocronológicas

A fin de conocer la edad de las rocas metaígneas junto con las metasedimentarias que contienen las amonitas analizadas de la Formación Chapolapa, se realizó el fechamiento U/Pb en zircons con la técnica SHRIMP de dos muestras metavolcánicas provenientes de dos localidades distintas; en el cruce de la terracería rumbo a Inzcuinatoyac y el río Guamuchil y en la presa La Venta (Figura 1, M501 y M325 respectivamente). Los concentrados de zircón de las rocas fueron obtenidos empleando los métodos tradicionales de

separación mineral. Las muestras colectadas en campo (~5 kg), fueron quebradas, pulverizadas y tamizadas; la fracción igual o menor a 250 micras fue lavada y procesada magnéticamente a fin de obtener la parte no magnética, ésta última fue pasada a través de yoduro de metileno (líquido pesado de $\rho = 3.325 \text{ g/cm}^3$ a 20°C). El concentrado mineral que se consigue en la fracción más pesada es > 90 % de zircón puro. Este último concentrado se lavó intensamente con alcohol y acetona. Los análisis U/Pb fueron realizados con la técnica de microsonda iónica sensible de alta resolución con geometría inversa (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe-Reverse Geometry: SHRIMP-RG) en la Universidad de Stanford, en California, instrumento en copropiedad con el United States Geological Survey. Los procedimientos analíticos de esta metodología son descritos con detalle por Williams (1998) y Nourse et al. (2005). Los zircons junto con fragmentos del zircón estándar fueron montados en resina epóxica, devastados hasta casi la mitad de su espesor y se fotografiaron con luz transmitida y reflejada. Además, se obtuvieron imágenes de electrones secundarios y de catodoluminiscencia de los cristales antes de su análisis (Figura 3), esas imágenes se usaron para observar las texturas internas de los zircons con objeto de evitar posibles áreas problemáticas existentes dentro de los granos que pudieran influir en el cálculo de las edades. Más detalles sobre la metodología analítica se pueden consultar en Campa-Uranga et al. (2012).

5. Muestra M-325 de metaignimbrita

Los cristales de zircón de esta roca varían de forma subhedral a euhedral, son incoloros, y presentan pequeñas inclusiones, tienen un rango de tamaño promedio de 100 – 150 μm . En las imágenes de electrones secundarios (Figura 3a) se observan cristales con superficie en gran parte homogénea y sólo con algunas irregularidades, pero con bordes moderadamente alterados (cristales i - iii). Las imágenes de catodoluminiscencia (Figura 3a) exhiben granos de zircón con núcleos grandes y homogéneos (en especial los cristales ii y iii) sobre los que se ha desarrollado un patrón concéntrico de bandas alternantes de alta y baja luminiscencia que forman un zoneamiento oscilatorio el cual corresponde a un modelo de crecimiento uniforme que es típico de ambientes magmáticos. De manera similar que en la roca metaporfídica, que se presenta a continuación, en ésta muestra se realizaron mediciones isotópicas en bordes y núcleos de cristales (Figuras 3 y 4 y Tabla 1). El total de datos reportan edades cretácicas y forman un rango restringido al Hauteriviano-Barremiano (Cretácico temprano) que va de 127.3 ± 1.6 a 134.7 ± 1.0 Ma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio ponderada es de 130.0 ± 1.2 Ma (Figura 4), la cual también se interpreta como el tiempo representativo de cristalización del protolito volcánico.

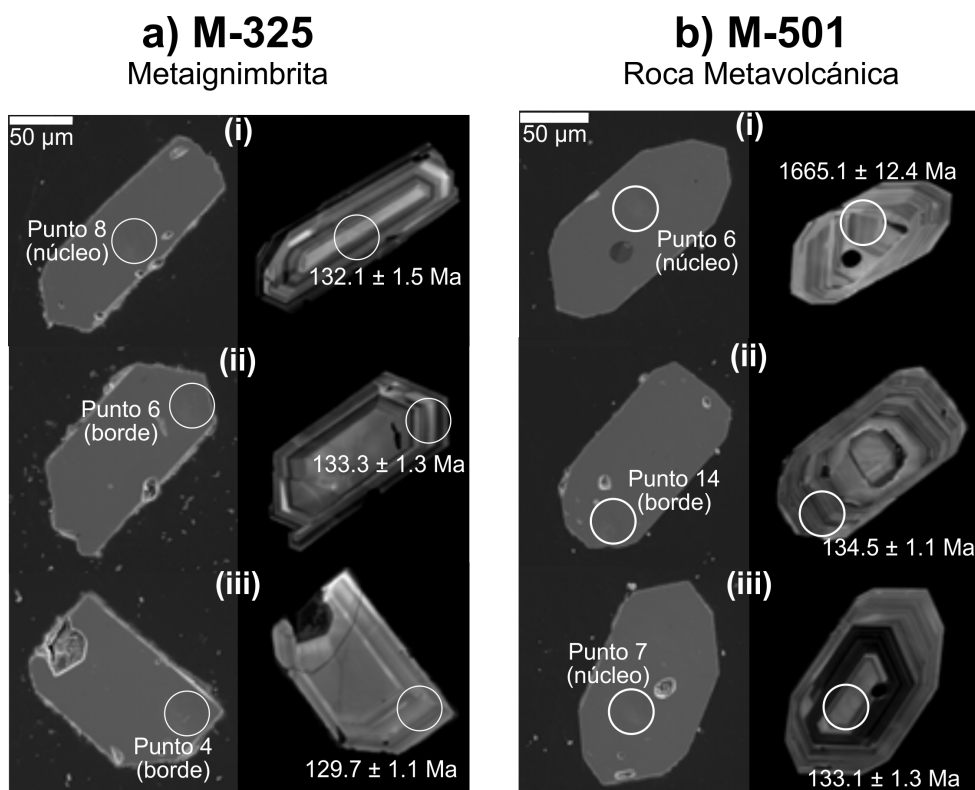


Figura 3. Microfotografías con electrones secundarios y de cátodoluminiscencia de los zirrones de las dos muestras estudiadas.

6. Muestra M-501 de metapórfido andesítico

Los zirrones de esta roca tienen forma de euhedral a subhedral y varían de incoloros a ligeramente coloreados a ámbar, con tamaño promedio de 100–200 µm. En la Figura 3b, se encuentran las imágenes de electrones secundarios y de cátodoluminiscencia de tres zirrones representativos; en las primeras se ven cristales cuyas superficies son en gran parte uniformes, pero exhiben algunas imperfecciones, mientras que en las segundas se notan cristales con núcleos de distintos tipos sobre los que se han desarrollado patrones de zoneamiento oscilatorio diferenciado. En esta muestra se realizaron 14 análisis U/Pb en bordes y núcleos de cristales (Figura 4 y Tabla 1). Doce edades abarcan un rango bien definido limitado al Hauteriviano-Barremiano (Cretácico temprano) que va de los 130.4 ± 1.8 a 135.8 ± 1 Ma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio ponderada es de 133.4 ± 1.0 Ma, y se interpreta como la edad de cristalización del protolito volcánico. Los dos análisis restantes representan edades heredadas del Paleozoico y el Precámbrico (Tabla 1).

7. Implicaciones de los nuevos datos paleontológicos y geocronológicos

Las amonitas aquí atribuidas al Jurásico tardío y los zirrones con una edad Cretácico temprano (Hauteriviano-Barremiano) sugieren que las rocas originariamente

sedimentarias son más antiguas que las rocas volcánicas, lo cual implicaría que las rocas volcánicas fechadas son más jóvenes. Sin embargo, debemos enfatizar que no hay levantamientos de columnas estratigráficas en la secuencia plegada y metamorfozada de la Formación Chapolapa, y no se ha ubicado con precisión la posición estratigráfica de las muestras de las rocas volcánicas analizadas, ni el nivel con amonitas, por lo cual es complicado analizar el significado estratigráfico de los dos grupos de edades. Es probable que el horizonte sedimentario que contiene a las amonitas esté por debajo de los materiales volcánicos. De tal manera que sólo se demuestra con estos datos que la edad de la Formación Chapolapa tiene un rango Jurásico tardío-Cretácico inferior, lo cual es coherente con edades de las amonitas del Jurásico tardío-Cretácico temprano encontradas en otras localidades del Terreno Guerrero entre Teloloapan-Ixtapan de la Sal (Campa *et al.*, 1974), y con la edad del Cretácico temprano de la Roca Verde Taxco el Viejo y del Esquisto Taxco (Campa *et al.*, 1974 y Campa-Uranga *et al.*, 2012).

Puntualizando, las posibles edades de Triásico tardío para la Formación Chapolapa (De Cserna, 1965) y de Paleozoico y Triásico supuesto originalmente por Fries (1960) para las formaciones Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo respectivamente, que afloran unos 150 km al norte de la región de La Venta, de ninguna manera se sostienen con los datos duros aquí aportados y reportados en trabajos previos (Campa *et al.*, 1974 y Campa-Uranga

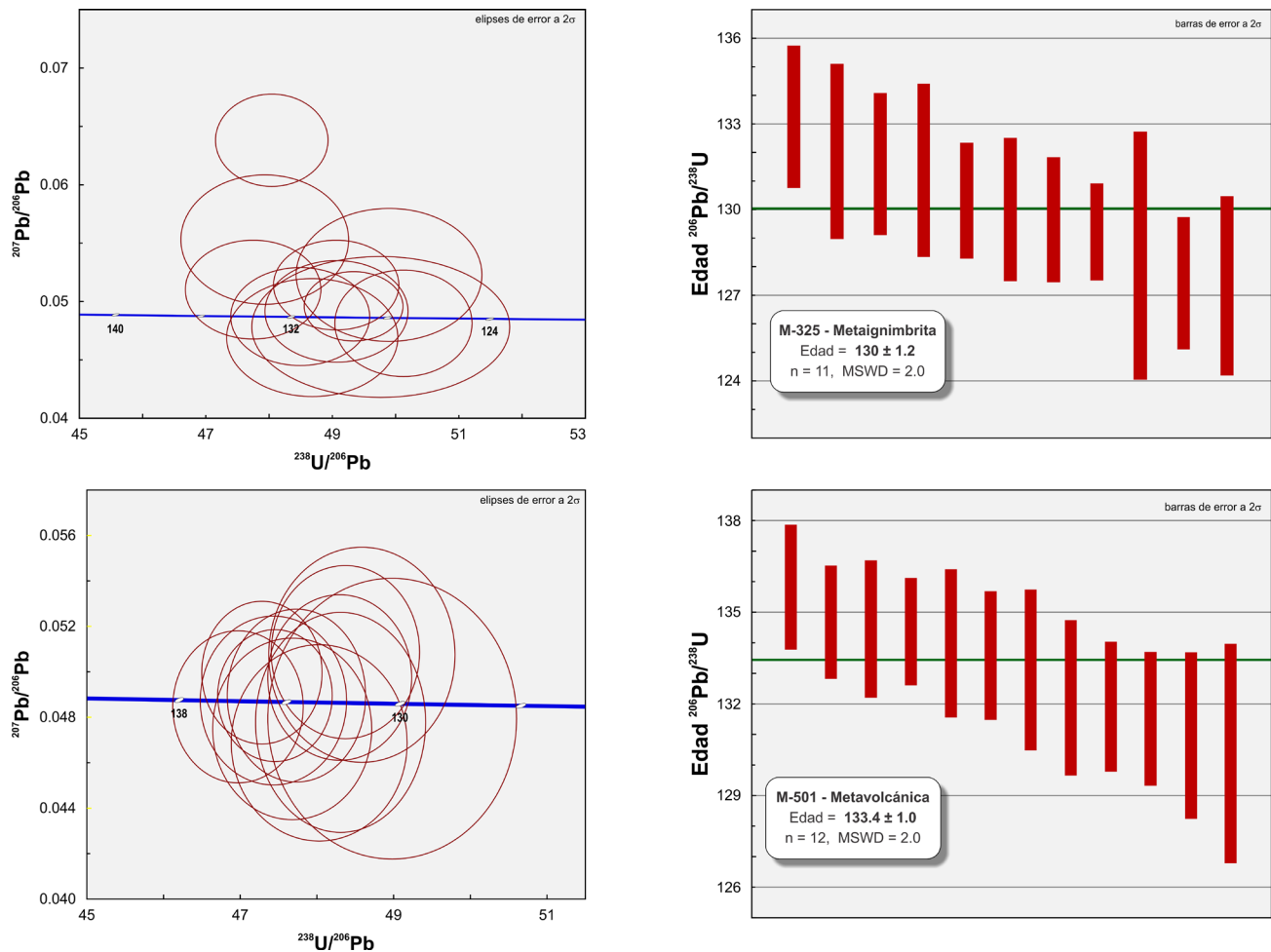


Figura 4. Gráficas de edades U-Pb obtenidas de los zircons de las dos muestras estudiadas.

et al., 2012). La correlación entre la Formación Chapolapa con el Esquisto Taxco y la Formación Roca Verde Taxco Viejo, a pesar de la distancia entre ellas, en la actualidad tiene un sólido sustento geocronológico y gracias a la presente contribución también bioestratigráfico. Las dataciones de Hernández-Treviño et al. (2004) y Campa-Uranga et al. (2012) son equivalentes dentro de los límites de error y bien podrían corresponder a una misma serie de episodios ígneos. Todos estos fechamientos se interpretan como la edad de cristalización de los protolitos volcánicos originales, posteriormente metamorfizados y deformados a escala regional como lo sugieren las edades, y la historia de deformación del Esquisto Taxco, Roca Verde Taxco Viejo y Chapolapa. Estos ensamblajes deformados y metamorfosados en condiciones de bajo grado, sirvieron de sustrato para el inicio de la sedimentación de materiales más jóvenes como sería el caso de caliza y materiales terrígenos, durante el Aptiano-Cenomaniano las cuales integran las formaciones Morelos, Cuautla y Mexcala de la Plataforma Morelos-Guerrero. La presencia de algunas edades heredadas antiguas (precámbricas y paleozoicas) hasta ahora encontradas en los núcleos de algunos zircons,

tanto en estudios precedentes como en éste, permite suponer que esos cristales fueron parcialmente asimilados del basamento cristalino en el cual los magmas que dieron lugar a los derrames de lava y flujos piroclásticos de composición intermedia que corresponden a los protolitos del Esquisto Taxco, Roca Verde Taxco El Viejo, y de la Formación Chapolapa.

8. Conclusiones

El Triásico-Paleozoico propuestos como edades para las formaciones Chapolapa, Taxco Viejo y Esquistos Taxco e Inzcuinatoyac, resultaron secuencias metasedimentarias con amonitas del Jurásico tardío y rocas metaígneas con zircons del Cretácico temprano.

Los datos aportados en la presente contribución acusan vacíos de conocimiento en la estratigrafía y diferencias de edades entre las amonitas y los zircons, dos métodos de fechamiento distintos, donde las amonitas son Jurásico tardío (Oxfordiano tardío) y los zircons indican una edad Cretácico temprano (Hauteriviano-Barremiano). La

Tabla 1. Resultados analíticos U-Th-Pb por método SHRIMP de zircons de las dos muestras de rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa.

M-325 Metaignimbrita												
Puntos n = 12	Pb %	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^\#$	$\pm 1\sigma$ %	Edad [#] Ma	$\pm 1\sigma$ Ma
M325-12	0.467	358	115	0.33	49.89058	1.21	0.05229	4.46	0.01995	0.0002	127.3	1.6
M325-9	-0.056	624	384	0.64	50.11668	0.88	0.04813	3.88	0.01996	0.0002	127.4	1.2
M325-11	-0.099	315	104	0.34	49.75882	1.68	0.04781	5.17	0.02012	0.0003	128.4	2.2
M325-1	0.121	1046	453	0.45	49.32561	0.65	0.04957	2.45	0.02025	0.0001	129.2	0.9
M325-4	0.349	721	214	0.31	49.04854	0.83	0.05140	3.07	0.02032	0.0002	129.7	1.1
M325-3	0.065	580	219	0.39	49.05460	0.95	0.04914	3.64	0.02037	0.0002	130.0	1.3
M325-5	1.910	875	283	0.33	48.03037	0.76	0.06383	2.53	0.02042	0.0002	130.3	1.0
M325-7	-0.222	376	114	0.31	48.67260	1.14	0.04690	4.41	0.02059	0.0002	131.4	1.5
M325-2	0.006	559	131	0.24	48.47905	0.93	0.04871	3.53	0.02063	0.0002	131.6	1.2
M325-8	0.833	402	169	0.43	47.91548	1.13	0.05530	4.10	0.02070	0.0002	132.1	1.5
M325-6	0.293	575	151	0.27	47.73123	0.92	0.05102	3.40	0.02089	0.0002	133.3	1.3
M325-10	0.086	1029	382	0.38	47.33194	0.71	0.04941	2.68	0.02111	0.0002	134.7	1.0
Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Promedio =											130.0 ± 1.2	

M-501 Roca Metavolcánica												
Puntos n = 14	Pb %	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^\#$	$\pm 1\sigma$ %	Edad [#] Ma	$\pm 1\sigma$ Ma
M501-3	-0.082	258	70	0.28	48.98778	1.35	0.04798	5.25	0.02043	0.0003	130.4	1.8
M501-5	0.270	501	212	0.44	48.59274	1.02	0.05079	3.80	0.02052	0.0002	131.0	1.4
M501-8	0.282	664	266	0.41	48.38120	0.82	0.05091	3.06	0.02061	0.0002	131.5	1.1
M501-13	0.141	713	284	0.41	48.30274	0.79	0.04979	2.99	0.02067	0.0002	131.9	1.1
M501-11	-0.107	552	213	0.40	48.31633	0.94	0.04782	4.13	0.02072	0.0002	132.2	1.3
M501-7	-0.223	460	157	0.35	48.03516	0.97	0.04692	3.76	0.02086	0.0002	133.1	1.3
M501-12	0.036	755	345	0.47	47.74239	0.77	0.04899	3.17	0.02094	0.0002	133.6	1.1
M501-9	-0.148	614	227	0.38	47.68526	0.89	0.04753	3.43	0.02100	0.0002	134.0	1.2
M501-1	0.035	943	502	0.55	47.46061	0.64	0.04900	2.42	0.02106	0.0001	134.4	0.9
M501-14	0.008	741	291	0.41	47.44174	0.82	0.04878	3.11	0.02108	0.0002	134.5	1.1
M501-10	0.162	975	479	0.51	47.29137	0.68	0.05001	2.56	0.02111	0.0001	134.7	0.9
M501-2	-0.031	857	393	0.47	46.97935	0.74	0.04850	2.82	0.02129	0.0002	135.8	1.0
M501-4	1.378	225	121	0.56	17.23561	1.08	0.06481	3.86	0.05722	0.0006	358.7	4.0
M501-6	9.651	218	74	0.35	3.06564	0.72	0.18562	0.73	0.29472	0.0025	1665.1	12.4
Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Promedio =											133.4 ± 1.0	

Pb = ^{206}Pb Común

* Relaciones isotópicas no corregidas

^{207}Pb corregido por plomo comúnEdad = Edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Valores en negritas usados para calcular la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio

Formación Chapolapa está sumamente plegada y ha sido afectada por metamorfismo de bajo grado, por lo cual desconocemos su espesor real y su estratigrafía completa.

A pesar de que hay control geográfico y litoestratigráfico de donde provienen las amonitas y las muestras de donde se obtuvieron los zircons, las localidades son distintas. Las edades sugieren que los horizontes de rocas metasedimentarias están debajo o están siendo atravesadas por las rocas ígneas, antes de que ambas litologías sean deformadas y metamorfozadas, tal como sucede comúnmente en este tipo de sucesiones volcánico sedimentarias.

A la luz de los nuevos datos aquí reportados para la Formación Chapolapa, se trata de una secuencia sedimentaria volcánica que se puede interpretar como una parte de las secuencias volcánico sedimentarias que caracterizan al Terreno Guerrero.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer la ayuda brindada en el estudio de las amonitas por parte del Dr. José Sandoval

y el M.C. Camille Frau. También queremos agradecer al Dr. Jason Jeremiah que procesó una muestra margosa de la Formación Chapolapa para estudiar el nannoplancton, misma que lamentablemente resulto estéril. Los autores quieren agradecer las revisiones realizadas por las Dras. Ana Bertha Villaseñor y Elisa Fitz Díaz que ayudaron a mejorar el trabajo.

Referencias

- Burckhardt, C., 1919–1921, Faunas Jurásicas de Symon (Zacatecas) y faunas Cretácicas de Zumpango del Río (Guerrero): Boletín del Instituto Geológico de México, 33, 136 pp.
- Campa, M.F., 1975, Las Rocas Ígneas y Metamórficas del Área Taxco-Teloloapan, Guerrero, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Grado de Maestría en Ciencias, 95 pp.
- Campa, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R., 1974, La Secuencia Mesozoica Volcánica Sedimentaria Metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, Gro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 35, 7–28.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphics terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040–1051.

- Campa Uranga, M.F., 1979, Conjuntos Estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica, N° 10, 100 pp.
- Campa-Uranga, M.F., Iriondo A., 2004, Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco el Viejo y Chapolapa, en la evolución de la Plataforma Guerrero Morelos (resumen), en IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Juriquilla, Querétaro, Sociedad Geológica Mexicana, 76.
- Campa-Uranga, M.F., Torres de León, R., Iriondo A., Premo, W.R., 2012, Caracterización geológica de los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco el Viejo, Guerrero, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64(3), 369–385.
- De Cserna, Z., 1965, Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero: Boletín Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 62, 77 pp.
- De Cserna, Z., Fries, C., Rincón-Orta, C., Westley, H., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E., 1974, Edad Precámbrica Tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 26, 183–193.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V.A., 2004, Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico. Evidence from U-Pb Zircon geochronology: Geological Society of America Bulletin, 116, 1016–1025.
- Fries, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México: UNAM, México, 236 pp.
- García-Díaz, L., 2004, Etude Geologique de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et d'Olinálá, Guerrero: Saboya, Francia, Université de Savoie, tesis de doctorado, 148 pp.
- Guerrero-García, J.C., 1975, Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology: Dallas, Texas, University of Texas, Tesis doctoral, 131 pp.
- Guerrero-García, J., Silver, L.T., Anderson, T.H., 1978, Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 39, 22–23.
- Guzmán, E.J., 1950, Geología del Noreste de Guerrero: Boletín de la Asociación Nacional de Geólogos Petroleros, 2, 95–156.
- Hernández-Treviño, T., Torres de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, M., Morales-Contreras, J., 2004, Edad de la Formación Chapolapa en la Localidad del Río Cochoapa al Oeste del Ocotito, Estado de Guerrero (resumen), en IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, 82–83.
- Herrmann, U.R., Nelson, B.K., Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): Tectonics, 13, 455–474.
- Jenny, H., 1933, Geological Reconnaissance Survey of the Northern part of the State of Guerrero, Geol. Rept. No. 418 Zona Norte, Petróleos Mexicanos (inédito).
- Morán-Zenteno, D.J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de doctorado, 186 pp. (inédita).
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora–Arizona international border region, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Papers, 393, 123–182.
- Robinson, K.L., 1991, U ± Pb Zircon Geochronology of Basement Terranes and the Tectonic Evolution of Southwestern Mainland Mexico: San Diego State University, Tesis de Maestría, 114 pp.
- Sabanero-Sosa, H., 1990, La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero–Morelos determinada por la acreción constructiva–transformante del Terreno Xolapa: México, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 126 pp.
- Steinmann, G., Doderlein, L., 1890, Elemente der Palaontologie: Leipzig, W. Engelmann, 848 pp.
- Williams, I.S., 1998, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, en McKibben, M.A., Shanks, W.C., Ridley, W.I. (eds.), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes: Reviews in Economic Geology, 7, 1–35.

Manuscrito recibido: Febrero 20, 2017.

Manuscrito corregido recibido: Junio 10, 2017.

Manuscrito aceptado: Junio 11, 2017.

Amonites del Aptiano superior de la Formación La Peña de la sección de Los Chorros, Coahuila, noreste de México

Ana Karen Mendoza-Maya^a, Josep Anton Moreno-Bedmar^{b,*}, Gabriel Chávez-Cabello^c

^aPlan de Ayala #133, Col. Maravatio, Maravatio, Michoacán, México, C.P. 61252.

^bInstituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, Ciudad de México, C.P. 04510.

^cUniversidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Carretera a Cerro Prieto Km. 8, Ex – Hacienda de Guadalupe, Linares, N.L. C.P. 67700. A.P. 104.

*josepamb@geologia.unam.mx

Resumen

El presente trabajo se enmarca dentro de un proyecto que estudia los amonites de la Formación La Peña. Esta formación inicia con la presencia de amonites del Aptiano inferior terminal, aunque en la localidad estudiada de Los Chorros estas formas se encuentran totalmente ausentes, y el registro de amonites se limita al Aptiano superior basal. Se recolectaron diecinueve ejemplares de amonites correspondientes a seis taxones y se realizó un análisis bioestratigráfico, con lo cual se identificó la Zona de intervalo *Caseyella aguilarae*.

Palabras clave: Amonites, Aptiano superior, Formación La Peña, Los Chorros, México.

Abstract

*This work is part of a project that studies the ammonites of the La Peña Formation. This formation begins with the presence of uppermost Lower Aptian ammonites; however, in the studied locality of Los Chorros, these forms are completely absent and the ammonite record is restricted to the lowermost Upper Aptian. Nineteen specimens of ammonites corresponding to six taxa were collected. A biostratigraphic analysis was carried out and the *Caseyella aguilarae* interval Zone was identified.*

Keywords: Ammonites, Upper Aptian, La Peña Formation, Los Chorros, Mexico.

1. Introducción

El presente trabajo forma parte de un proyecto de investigación que estudia la diversidad de amonites presentes en la Formación La Peña. La sucesión de amonites de esta formación ha sido bien establecida en trabajos previos. Ésta inicia con formas del Aptiano inferior terminal *Dufrenoyia* Kilian y Reboul, 1915; *Burkhardtites* Humphrey, 1949; *Chelonicerias* Hyatt, 1903, seguido por formas del Aptiano superior basal *Caseyella* Cantú Chapa, 1976; *Epicheloniceras* Casey, 1954 (Cantú Chapa, 1976; Barragán, 2001; Moreno-Bedmar *et al.*, 2013; Moreno-Bedmar y Casados-Monroy, 2016). Todas las secciones estratigráficas de esta formación reportadas hasta ahora inician con amonites del Aptiano inferior,

siendo los deshaysítidos (*Dufrenoyia*) los más comunes y característicos. La única excepción es la sección estratigráfica de Minillas, reportada por Contreras y Montero (1977), pero la autora señala que no tiene la certeza que los deshaysítidos estén realmente ausentes.

La sección estratigráfica de Los Chorros es muy particular ya que no se han podido coleccionar amonites del Aptiano inferior terminal. Esto es remarcable pues habitualmente el registro más abundante de estos cefalópodos pertenece a dicha edad. Por primera vez podemos constatar una gran escasez de amonites de este intervalo estratigráfico en la Formación La Peña. En este trabajo se estudia, desde un punto de vista bioestratigráfico, el particular registro de amonites de la sección de Los Chorros que provienen de un solo estrato, el único que ha proporcionado amonites.

Dadas las particularidades de la sección de Los Chorros, el presente trabajo contribuirá a tener un mejor conocimiento sobre el registro de la Formación La Peña.

2. Marco geológico y estratigrafía

La sección estratigráfica de Los Chorros ($25^{\circ}23'13.9''N$, $100^{\circ}47'49.8''W$) se ubica en el sureste del estado de Coahuila en un corte de la autopista 57D cerca de la capital del estado, la ciudad de Saltillo, dentro del municipio de Arteaga, Coahuila (Figura 1). La sección recibe este nombre ya que se halla expuesta en el anticlinal de Los Chorros, en la pared occidental de un cañón con el mismo nombre. Éste expone el núcleo de un anticlinal orientado

WSW-ENE, cerca de su terminación periclinal, en la parte occidental de la Curvatura de Monterrey (Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). La rocas más antiguas que expone este pliegue están compuestas por intercalaciones de conglomerados, areniscas y lutitas carbonosas de la Formación La Casita del Jurásico Superior-Cretácico basal (Ocampo-Díaz *et al.*, 2014), a la cual le sobreyacen secuencias clásticas más jóvenes y menos potentes que componen a las formaciones Carbonera/Taraises del Neocomiano-Aptiano (Eguiluz de Antuñano, 1989). De manera transicional y concordante sobreyace la Formación Cupido (Neocomiano-Aptiano), compuesta de carbonatos de plataforma, y en contacto abrupto pero de igual manera concordante se depositó la secuencia calcáreo-arcillosa de la Formación La Peña. Las rocas más jóvenes

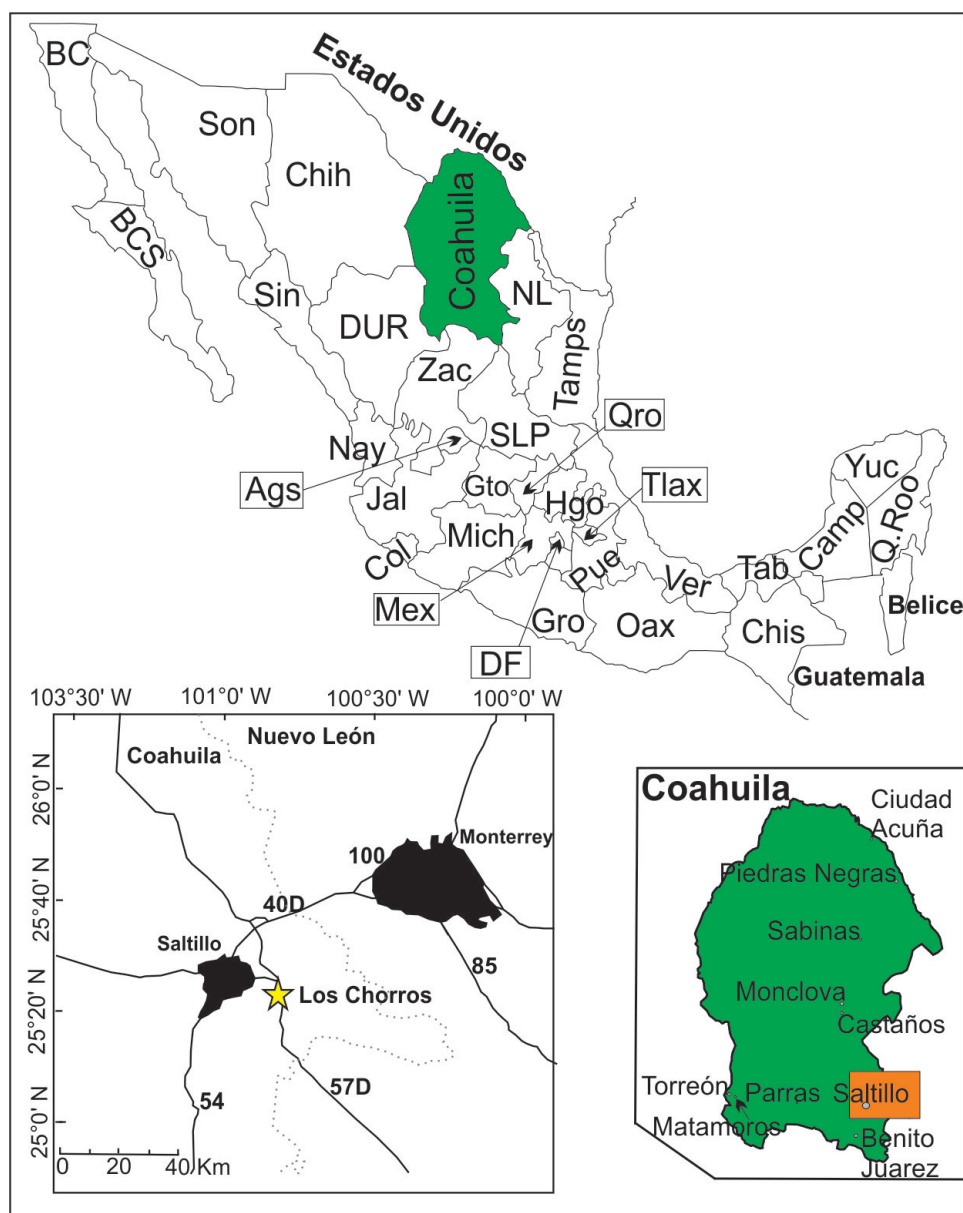


Figura 1. Ubicación de la sección estratigráfica de Los Chorros ($25^{\circ}23'13.9''N$, $100^{\circ}47'49.8''W$).

en el área de estudio están compuestas por carbonatos de las formaciones Aurora/Tamaulipas Superior (Albiano y Cenomaniano), Cuesta del Cura (Albiano superior – Turoniano inferior) y finalmente una secuencia clástica regresiva potente integrada por las formaciones Indidura y Parras (Cretácico Superior) y finalmente el Grupo Difunta (Cretácico Superior terminal y Paleoceno-Eoceno), todas estas unidades están bien expuestas en los alrededores del Valle de Saltillo. La sección estudiada de la Formación La Peña aflora en el flanco sur del anticlinal Los Chorros y está expuesta completa e inalterada desde su base a su techo. El corte artificial para el trazo de la autopista, en dirección hacia el sur, proporciona un excelente afloramiento de la sección estratigráfica. Los contactos entre las formaciones Aurora/Tamaulipas Superior-La Peña-Cupido estan en su posición normal, aunque con una inclinación importante, rumbo N80°E/75°SE (Figura 2). Los primeros niveles estudiados son estratos de medianos a gruesos de calizas (mudstones) donde se intercalan finos niveles de margas (Figura 3, estratos 1 a 4). Estos pertenecen a la Formación Cupido (Figura 3), que corresponde a una secuencia de calizas masivas de una extensa y estable plataforma carbonatada conocida como plataforma Cupido, que constituyó uno

de los mayores elementos paleogeográficos en el norte de México (Lehmann *et al.*, 1998, 1999) donde proliferaron organismos tales como los rudistas (Michalzik, 1988). Por encima de la Fm. Cupido se reconoce a la Formación La Peña compuesta por calizas de espesor de mediano a delgado, margo-calizas, margas y lutitas (Figuras 2 y 3, estratos del 5 al 10). En la sección estudiada destaca que los estratos 8 y 9 son de color negro azabache debido al alto

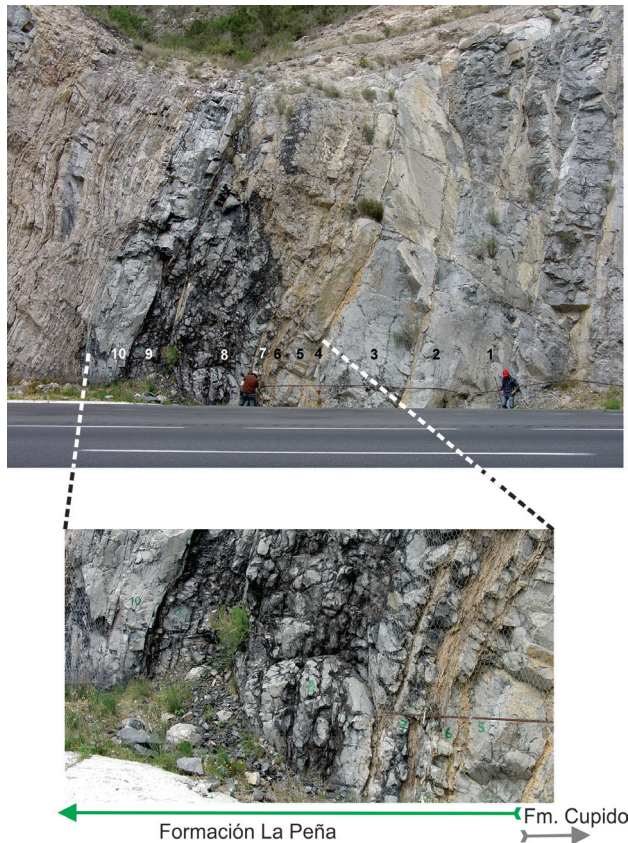


Figura 2. Aspecto del afloramiento de la sección de Los Chorros donde se muestra el contacto normal y abrupto de alto ángulo entre las formaciones La Peña y Cupido, con una ampliación de los estratos CH5-CH10 que corresponden a la Formación La Peña.

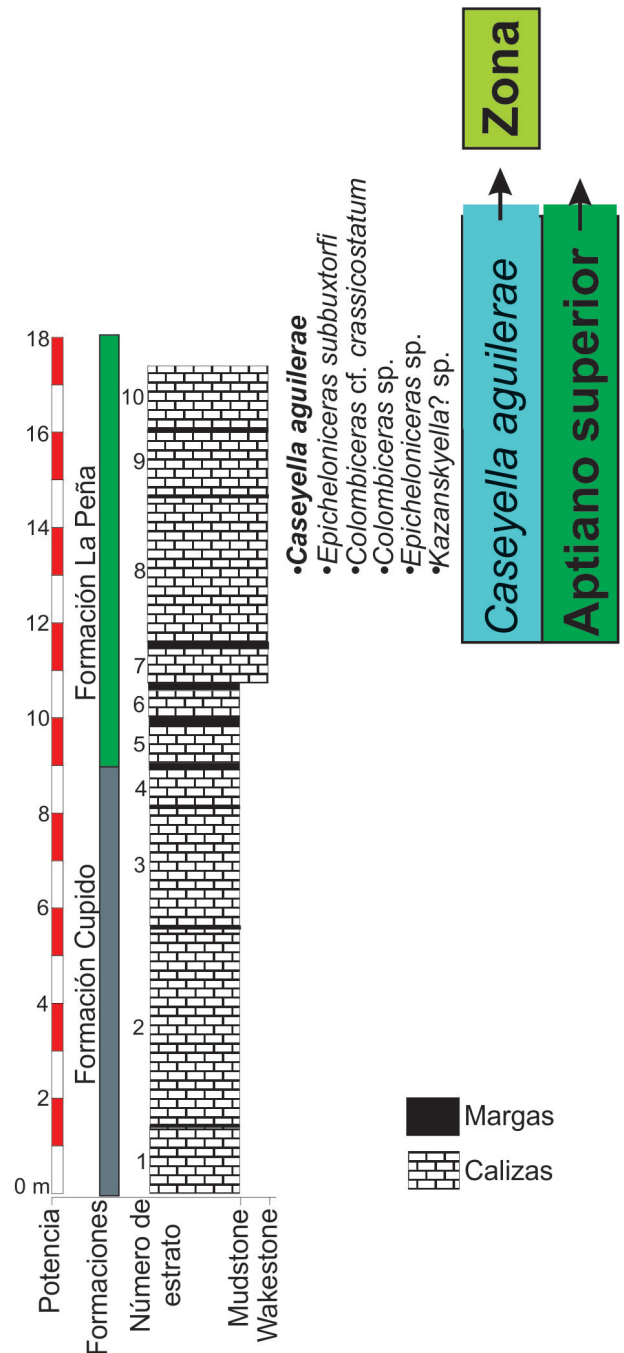


Figura 3. Sección estratigráfica de Los Chorros con la distribución de amonites y su análisis bioestratigráfico. En negrita se indican la especie de amonite con mayor valor bioestratigráfico.

contenido de materia orgánica que presentan (Figura 2). Los amonites estudiados en este trabajo proceden del estrato 8 (Figura 3). Esta unidad litoestratigráfica posee una amplia distribución en el Norte de México (Coahuila, Durango, Nuevo León y Zacatecas) siendo una de sus características más importantes la abundancia de amonites y es por ello que los primeros autores que trabajaron en esta unidad le dedicaron una especial atención a estos fósiles (Burckhardt, 1906, 1925; Imlay, 1936, 1937; Humphrey, 1949). La Formación La Peña registra un evento transgresivo que ahogó la plataforma Cupido (Tinker, 1982; Goldhammer et al., 1991; Lehmann et al., 1999; Barragán, 2001; Moreno-Bedmar et al., 2012) que tuvo lugar casi al final del Aptiano inferior y ha sido ampliamente caracterizado en América (e.g. México, Estados Unidos, Colombia, Venezuela) pero también es bien conocido en Europa (Moreno-Bedmar et al., 2012 y referencias en este trabajo). En México dicha transgresión es evidente en el cambio abrupto de sedimentos carbonatados (Formación Cupido) a un aporte considerable de terrígenos de la Formación La Peña. Dicha transgresión ha sido atribuida a un cambio eustático global (e.g. Barragán, 2001; Núñez-Useche y Barragán, 2012 y Moreno-Bedmar et al., 2012).

3. Análisis bioestratigráfico

En la sección estudiada se muestrearon los estratos correspondientes a la Formación La Peña (CH5-CH10; Figuras 2 y 3) donde se obtuvieron 20 ejemplares de cefalópodos, proporcionados únicamente por el estrato CH8 (Tabla 1). Los ejemplares estudiados corresponden a los taxones *Epicheloniceras subbuxtorfi* (Burckhardt, 1925), *Caseyella aguilerae* (Burckhardt, 1925), *Epicheloniceras* sp., *Colombiceras* sp. cf. *C. crassicoatum* (d'Orbigny, 1841), *Colombiceras* sp. y *Kazanskyella?* sp. (Figura 4).

El análisis de estos amonites permitió reconocer la Zona de intervalo *Caseyella aguilerae*, cuyo límite inferior se define por la primera aparición de *Caseyella aguilerae*, pero su límite superior no puede ser definido en la sección. La unidad bioestratigráfica se reconoce de forma inequívoca en el estrato CH8 debido a la presencia de la especie índice (*Caseyella aguilerae*), característica del Aptiano superior, de modo que la edad del estrato CH8 puede restringirse al Aptiano superior basal (Moreno-Bedmar et al., 2013).

La Zona *Caseyella aguilerae* fue propuesta por Moreno-Bedmar et al. (2013), siendo equivalente a la biozona *Caseyella reesidei* previamente utilizada por Cantú Chapa (1976). Dado que *C. reesidei* (Humphrey, 1949) es sinónima de *C. aguilerae* es por este motivo que se emplea esta última al poseer prioridad taxonómica (Matamales, 2015).

Tabla 1. Listado de los 20 cefalópodos encontrados en la localidad de Los Chorros.

CH8	IGM	Ilustrado
CH8-1 <i>Epicheloniceras</i> sp.	IGM 5018	Fig. 4F
CH8-2 <i>Cymatoceras?</i> sp.	IGM 5019	
CH8-3 <i>Epicheloniceras subbuxtorfi</i>	IGM 5020	Fig. 4I
CH8-4 <i>Colombiceras</i> sp.	IGM 5021	Fig. 4A
CH8-5 <i>Epicheloniceras subbuxtorfi</i>	IGM 5022	
CH8-6 <i>Caseyella aguilerae</i>	IGM 5023	Fig. 4E
CH8-7 <i>Epicheloniceras</i> sp.	IGM 5024	
CH8-8 <i>Epicheloniceras subbuxtorfi</i>	IGM 5025	
CH8-9 <i>Colombiceras</i> sp.	IGM 5026	
CH8-10 <i>Epicheloniceras subbuxtorfi</i>	IGM 5027	
CH8-11 <i>Epicheloniceras subbuxtorfi</i>	IGM 5028	
CH8-12 <i>Caseyella aguilerae</i>	IGM 5029	Fig. 4D
CH8-13 <i>Colombiceras?</i> sp.	IGM 5030	
CH8-14 <i>Epicheloniceras</i> sp.	IGM 5031	
CH8-15 <i>Colombiceras</i> sp.	IGM 5032	Fig. 4B
CH8-16 <i>Caseyella aguilerae</i>	IGM 5033	
CH8-17 <i>Epicheloniceras subbuxtorfi</i>	IGM 5034	
CH8-18 <i>Colombiceras</i> sp.	IGM 5035	Fig. 4H
CH8-19 <i>Kazanskyella?</i> sp.	IGM 5036	Fig. 4G
CH8-20 <i>Colombiceras</i> cf. <i>crassicoatum</i>	IGM 5037	Fig. 4C

4. Discusión

Desconocemos el motivo por el cual los amonites del Aptiano inferior terminal son muy escasos en la sección de Los Chorros. Los estratos que deberían contener dicha fauna están presentes CH5-CH7? Sin embargo, la sección muestra algunas particularidades como la restricción del Aptiano inferior de la Formación La Peña a dos (CH5-CH6) o como máximo tres estratos (CH5-CH7). En la sección de Los Chorros el contacto Cupido-La Peña no es tan evidente como suele ser en otras localidades. En la sección estudiada tomamos como criterio el incremento en el espesor y abundancia de los estratos margosos como el inicio de la Formación La Peña (Figura 3). Generalmente el Aptiano inferior de la Formación La Peña presenta un registro estratigráfico con mayor número de estratos, más de 10, por ejemplo 14 en la sección de la Presa Francisco Zarco (Moreno-Bedmar et al., 2013) o 12 en la sección de la Sierra del Mulato (Casados-Monroy, 2017). A la poca representación del Aptiano inferior se debe añadir otra característica particular de la sección de Los Chorros, el color negro intenso que muestran los estratos (CH7-CH9) debido a la alta cantidad de materia orgánica que poseen. Desconocemos la cantidad de materia orgánica de dichos estratos pero son más negruzcos que los estratos de la misma edad, dentro de la Formación La Peña, reportados en la sección estratigráfica de la Presa Francisco Zarco (=PFZ). En estos niveles del Aptiano superior basal en la localidad de la PFZ Núñez-Useche et al., (2015) reportan los valores de materia orgánica total (MOT) más altos para la Fm. La Peña alcanzando hasta el 18.39 %. Este intervalo estratigráfico,

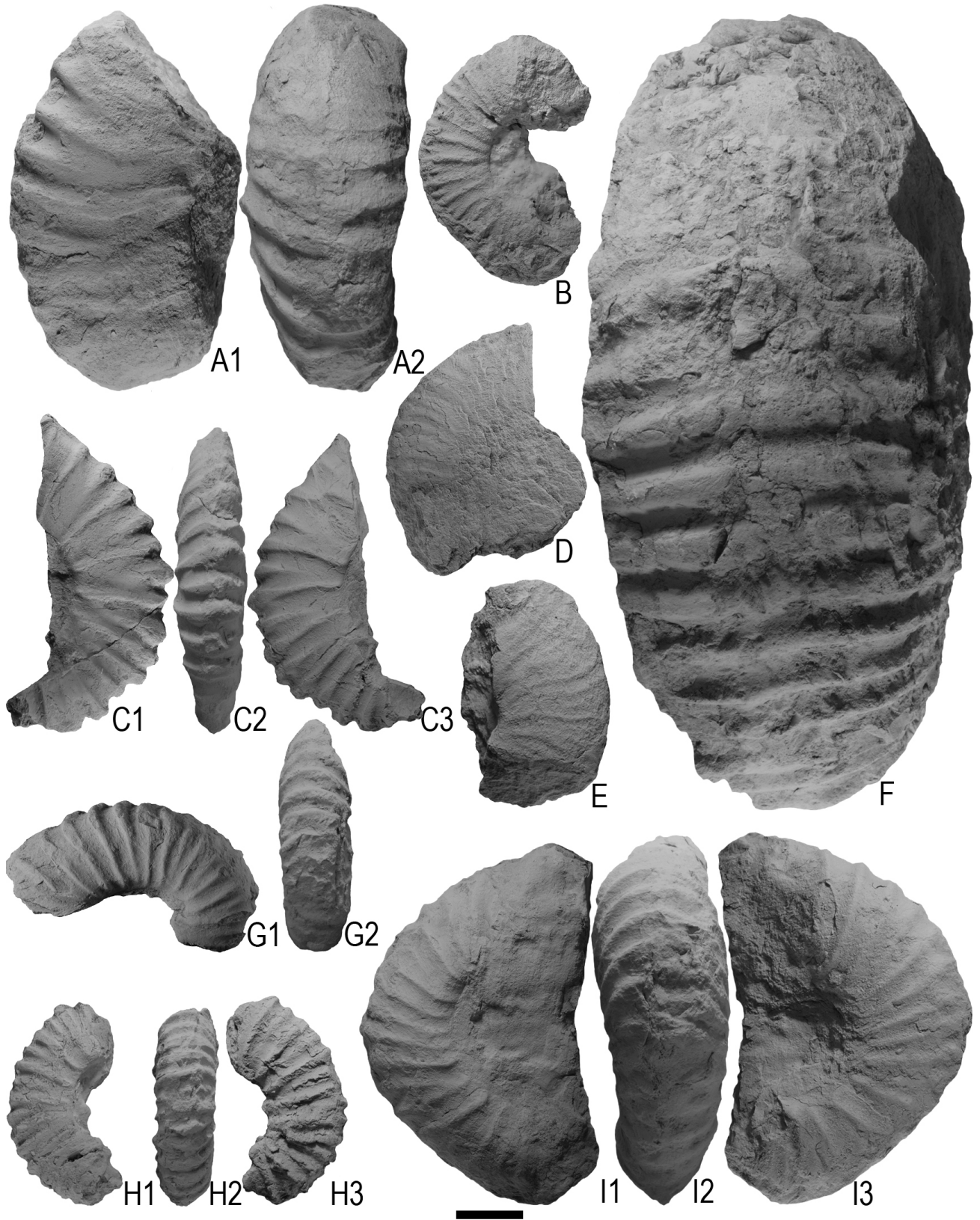


Figura 4. A1–A2: *Colombiceras* sp., vista ventral y lateral del ejemplar IGM 5021. B: *Colombiceras* sp., vista lateral del ejemplar IGM 5032. C1–C3: *Colombiceras* sp. cf. *C. crassicostatum*, vista laterales y ventral del ejemplar IGM 5037. D: *Caseyella aguilerae*, vista lateral del ejemplar IGM 5029. E: *Caseyella aguilerae*, vista lateral del ejemplar IGM 5023. F: *Epicheloniceras* sp., vista ventral del ejemplar IGM 5018. G1–G2: *Kazanskyella?* sp., vista lateral y ventral del ejemplar IGM 5036. H1–H3: *Colombiceras* sp., vistas laterales y ventral del ejemplar IGM 5035. I1–I3: *Epicheloniceras subbuxtorfi*, vistas laterales y ventral del ejemplar IGM 5020. La barra de escala corresponde a 1 cm.

dentro de la Fm. La Peña, enriquecido en materia orgánica se atribuye a un evento de anoxia equivalente al nivel Noire que fue caracterizado inicialmente en La Cuenca Vocontiana, Francia (Núñez-Useche *et al.*, 2015). Sería interesante realizar análisis de isótopos estables de carbono así como mediciones de MOT de la sección de Los Chorros para caracterizar de forma adecuada este intervalo de calizas enriquecidas en MOT en la sección de Los Chorros.

5. Conclusiones

Se identificaron seis taxones de amonites pertenecientes al Aptiano superior basal de la Formación La Peña que permitieron el reconocimiento de la Zona de intervalo *Caseyella aguilerae*.

Las formas características del Aptiano inferior terminal (*Dufrenoyia*, *Burkhardtites*, *Cheloniceris*) que suelen ser comunes en la base de la Formación La Peña son tan escasas en la sección estudiada que no se ha podido coleccionar ningún ejemplar. Desconocemos los motivos de dicha escasez extrema si bien podemos constatar que algunas características de la sección de Los Chorros son bastantes particulares tal como la poca representación en el registro estratigráfico del Aptiano inferior terminal y la alta concentración de materia orgánica sugerida por la coloración de los estratos en el Aptiano superior basal.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto PAPIIT IA102717 perteneciente a la DGAPA, Universidad Nacional Autónoma de México. Los autores quieren agradecer las correcciones y sugerencias realizadas por los revisores, el Dr. Miguel Company y la Dra. Beatriz Aguirre Urreta, que ayudaron a mejorar el trabajo. Agradecemos a Marco Antonio Argaez Martínez la preparación de los amonites aquí estudiados.

Referencias

- Barragán, R., 2001, Sedimentological and paleocological aspects of the Aptian transgressive event of Sierra del Rosario, Durango, northeast Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 189–202.
- Burkhardt, C., 1906, La faune Jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique Inférieur: *Boletín del Instituto Geológico de México*, 23, 1–216.
- Burkhardt, C., 1925, Faunas del Aptiano de Nazas (Durango): *Boletín del Instituto de Geología de México*, 45, 1–71.
- Cantú Chapa, C.M., 1976, Estratigrafía de la Formación La Peña (Aptiano Sup.) en el área de Monterrey, N. L.: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 8 (4), 7–16.
- Casados-Monroy, A.J., 2017, Taxonomía y bioestratigrafía de los amonites del Aptiano de la Sección El Mulato, Formación La Peña, N.E. del estado de Durango. México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura Unidad Profesional Ticoman, Tesis de Licenciatura no publicada, 163 pp.
- Casey, R., 1954, New genera and subgenera of Lower Cretaceous ammonites: *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 44 (4), 106–115.
- Contreras y Montero, B., 1977, Bioestratigrafía de las formaciones Taraises y La Peña (Cretácico Inferior), de la Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 9 (1), 8–29.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1989, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 50, 3–39.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1–26.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Gulf Coast Section: Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 85 pp.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of Sierra de Los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Bulletin of the Geological Society of America*, 60, 89–176.
- Hyatt, A., 1903, Pseudoceratites of the Cretaceous: *Monographs of the United States Geological Survey*, Washington, 44, 351.
- Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 47, 1091–1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America* 48, 587–630.
- Kilian, W., Reboul, P., 1915, La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar (Drôme) (Carrière de l'Homme d'Armes), en Kilian, W. (ed.), *Contribution à l'étude des faunes paléocrétacées du Sud-Est de la France, Mémoires pour servir à l'Explication de la Carte Géologique détaillée de la France* 14, 1–221.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., 1998, Controls on Cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila Platforms, northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1109–1130.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111 (7), 1010–1029.
- Matamales Andreu, R., 2015, Review of the genus *Caseyella* Cantú-Chapa, 1976 (Ammonoidea: Desmoceratidae) and its species from the upper Aptian (Lower Cretaceous) of Mexico: Spain, Universitat de Barcelona, Facultat de Biologia, Unpublished Bachelor Thesis, 26 pp.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko. Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes, Technische Hochschule Darmstadt, tesis doctoral, 247 pp. (Inédita).
- Moreno-Bedmar, J.A., Casados-Monroy, A., 2016, Bioestratigrafía con amonites del aptiense (Cretácico inferior) de la formación La Peña en la Sierra del Patrón, Estado de Durango, México: *Actas de las XXXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Cuadernos del Museo Geominero* 20, 457–463.
- Moreno-Bedmar, J.A., Bover-Arnal, T., Barragán, R., Salas, R., 2012, Uppermost Lower Aptian transgressive records in Mexico and Spain: chronostratigraphic implications for the Tethyan sequences: *Terra Nova*, 24, 333–338.
- Moreno-Bedmar, J.A., Barragán Manzo, R., Company Sempere, M., Bulot, L.G., 2013, Aptian (lower Cretaceous) ammonite biostratigraphy of the Francisco Zarco Dam stratigraphic section (Durango State, northeast Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 150–158.

- Núñez-Useche, F., Barragán, R., 2012, Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango State, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 204–218.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J.A., Canet, C., 2015, Geochemical and paleoenvironmental record of the early to early late Aptian major episodes of accelerated change: Evidence from Sierra del Rosario, Northeast Mexico: *Sedimentary Geology*, 324, 47–66.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Talavera-Mendoza, O., Jenchen, U., Valencia V.A., Medina-Ferrusquia, H.C., Guerrero-Suastegui, M., 2014, Procedencia de la Formación La Casita y la Arcosa Patula: implicaciones para la evolución tectono-magmática del NE de México entre el Carbonífero y el Jurásico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, 45–63.
- Padilla y Sánchez, R., 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 6, 1–20.
- Tinker, S.W., 1982, Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas, and depositional setting of the Aptian-Pearsall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico: Why is there not another Fairway Field?, M.Sc. Thesis, Ann Arbor, University of Michigan, 80 pp. (Inédita).
- Manuscrito recibido: Mayo 23, 2017.
Manuscrito corregido recibido: Junio 12, 2017.
Manuscrito aceptado: Junio 12, 2017.

Datos y registros bibliográficos de las cucarachas fósiles de México (Dictyoptera: Blattodea *sensu lato*)

Julio Cesar Estrada-Álvarez^{a,b,*}

^a Investigador adjunto, Museo Universitario de Historia Natural Dr. Manuel M. Villada UAEMex, Inst. Literario 100, Colonia Centro, Toluca, Estado México C.P. 50000.

^b Entomological Research, Metepec, Estado México.

* micraten@yahoo.com.mx

Resumen

Se presentan los registros fósiles de las cucarachas mexicanas, basados en una revisión bibliográfica; ampliando la información suministrada en el trabajo: Primera lista de las cucarachas (Insecta: Blattaria) de México de Estrada-Álvarez (2013), esta compilación es una propuesta para mejorar el conocimiento de los registros fósiles del grupo, siendo una base sólida para los futuros trabajos de cucarachas fósiles de México.

Palabras clave: Cucarachas, fósiles, Inclusión en Ámbar, impresión, México.

Abstract

The bibliographical information of the fossil cockroaches from Mexico is documented, enlarging the information in Estrada-Álvarez (2013). This compilation is a proposal to improve the knowledge of the fossil records of the Mexican cockroaches, being a solid base for future works.

Keywords: Cockroaches, fossils, Amber inclusion, impression, Mexico.

1. Introducción

En 2013 se presenta el primer listado del Orden Blattodea *sensu lato* para el territorio mexicano (Estrada-Álvarez, 2013), en este trabajo se refiere un solo registro de especie fósil descrita para territorio mexicano, lo cual dista de la realidad (ej. Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006). El presente trabajo es un *addendum* a la primera lista de cucarachas de México (Estrada-Álvarez, 2013). El Orden Blattodea Brunner von Wattenwyl, 1882 *sensu stricto* comprende a los insectos comúnmente llamados entre los hispanohablantes como cucarachas y termitas; las cucarachas propiamente dichas (Blattodea *sensu lato*) (excluyendo a la epifamilia Termitoidea Latreille, 1802 *sensu* Beccaloni y Eggleton, 2011, 2013; Beccaloni, 2007 [=Ord. Isoptera Brullé, 1832]), cuenta mundialmente con 4622 a 5000 especies actuales (Beccaloni, 2007; Bell *et al.*, 2007) y poco más

de 2000 registros fósiles (Mitchell, 2013). México cuenta con 9 familias (una fósil), 12 subfamilias, 58 géneros (uno fósil) y 156 especies actuales (Estrada-Álvarez, 2013), dos especies fósiles descritas (Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006; Vršanský *et al.*, 2011). Adicionalmente el registro fósil del grupo presenta varios registros de cucarachas incluidas en ámbar dentro de las familias actuales Anaplectidae, Blattidae, Ectobiidae y Pseudophyllodromiidae (Barna, 2015; Cifuentes-Ruiz y Vega, 2008; Engel, 2004, 2012; Greenwalt y Vidlička, 2015; Hurd *et al.*, 1962; Poinar, 1992; Ross *et al.*, 2016; Solórzano-Kraemer, 2007, 2010; Vega *et al.*, 2003; Zaragoza-Caballero y Velasco-de León, 2003) y otros registros determinados a nivel ordinal (Avendaño-Gil *et al.*, 2012; Engel 2004, 2012; Ross *et al.*, 2016; Solórzano-Kraemer, 2007, 2010).

2. Antecedentes

Hurd et al. (1962) presentan una compilación de las inclusiones biológicas del ámbar mexicano, con un listado de los artrópodos terrestres preservados en el ámbar de Simojovel, Chiapas, México. En dicho listado enumera a Blattaria: Anaplectidae; esta determinación se cambia en Cifuentes-Ruiz y Vega, 2008; Engel, 2004, 2012; Poinar, 1992.

Poinar (1992) expone los datos referentes al ámbar del mundo. Aporta datos del ámbar de las minas Ostuacan, Quechula, Chicosaen, San Pedro, Pabuchil, Slide, Mazantic, Portugal Slide, Jolpabuchil, Santa Lucia, Mango, Balamtum, Las cruces, Bachajón, Ixtapa, de Simojovel, Chiapas, datándolo para el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (22.2 – 26 m.a.). Menciona Blattidae para el ámbar mexicano, contra Anaplectidae de Hurd et al., 1962.

Cifuentes-Ruiz et al. (2002) presentan datos de insectos del Cretácico Superior de Coahuila y del Oligoceno inferior de Puebla. Se menciona por primera vez una impresión fósil de cucaracha para México, posteriormente descrita como *Xonpepetla rinconensis* (ver Cifuentes-Ruiz et al., 2006).

Vega et al. (2003) presentan los datos conocidos de los Artrópodos del Cretácico temprano, en los yacimientos de los estados de Coahuila, Chiapas, Hidalgo y Puebla. En la localidad Rincón Colorado, Coahuila, se menciona una cucaracha fósil, posteriormente descrita como *X. rinconensis* (ver Cifuentes-Ruiz et al., 2006).

Zaragoza-Caballero y Velasco-de León (2003) dentro de la introducción del trabajo donde se describe una especie nueva fósil de escarabajo del género *Epicauta* del Plioceno se menciona una cucaracha (blátido), del Cretácico Tardío de Coahuila, México, posteriormente descrita como *X. rinconensis* (ver Cifuentes-Ruiz et al., 2006).

Engel (2004) expone datos respecto a las 120 especies descritas de artrópodos fósiles procedentes de 11 depósitos ambaríferos de Simojovel, Chiapas. Refiere dos niveles taxonómicos de cucarachas fósiles, Blattaria y Blattidae “Undetermined” sensu Hurd et al., 1962, vs. Anaplectidae de Hurd et al., 1962. En Engel (2012) proporciona la misma información.

Cifuentes-Ruiz et al. (2006) se describen por primera vez un género y especie nuevas de cucaracha fósil mexicana *Xonpepetla rinconensis* Cifuentes-Ruiz et al., 2006; basados en dos ejemplares obtenidos de Rincón Colorado (Formación Cerro del Pueblo) Coahuila, México, la impresión de las alas anteriores (tegminas) y una pata aislada. Estos restos fósiles fueron referidos en Cifuentes-Ruiz et al., 2002; Vega et al., 2003 y Zaragoza-Caballero y Velasco-de León, 2003.

Cifuentes-Ruiz et al. (2007) exponen resultados respecto a un escorpión, la ninfa del plecóptero y los élitros de un coleóptero adulto del Oligoceno, Formación Coatzingo, Puebla, México. Se menciona a Blattulidae, refiriéndose al material perteneciente a *X. rinconensis*.

Solórzano-Kraemer (2007) revisa las tres colecciones más grandes de ámbar mexicano con inclusiones biológicas, Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart, Alemania; Department of Paleontology, University of California, Berkeley, E.U.A. y Museo de Paleontología, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México. Sus resultados muestran la gran diversidad paleo-biológica de México del Mioceno medio. En el apartado de Blattaria, se menciona que se encuentran dos ejemplares dentro de la colección de Stuttgart, uno determinado a nivel de Orden, el otro ejemplar es determinado con dudas a nivel genérico, *Ischnoptera* sp. Esta es la primera vez que se determina a nivel genérico una cucaracha fósil incluida en ámbar para México. Adicionalmente presenta los datos de Poinar (1992).

México cuenta con ocho especies actuales del género *Ischnoptera* Burmeister, 1838, con una distribución conocida en los estados de Baja California Sur, Guerrero, Hidalgo, Jalisco, Puebla, Sinaloa, Tamaulipas y Veracruz (Estrada-Álvarez, 2013).

Cifuentes-Ruiz y Vega (2008) exponen la información conocida de los insectos fósiles de México por eras geológicas; dentro del apartado Entomofauna mesozoica se dan los datos de *X. rinconensis*. Así en el apartado de Entomofauna cenozoica se presentan los datos de Hurd et al. (1962) y Solórzano-Kraemer (2007), también presenta el dato de una cucaracha determinada preliminarmente a nivel genérico Blattellidae: *Periplaneta* (sensu Vršanský). Con estos datos se amplía significativamente la representatividad del Orden en el registro fósil de México. Esta determinación fue tentativa y posiblemente errónea. Posteriormente descrita como *Supella (Nemosupella) miocenica* Vršanský et al., 2011.

El género *Periplaneta* Burmeister, 1838, es exótico para la fauna actual de México, cuenta con cuatro especies, todas consideradas plaga, su distribución debe de ser considerada antropogénica (Estrada-Álvarez, 2013).

Solórzano-Kraemer (2010) expone los datos del ámbar mexicano de Simojovel, Chiapas; presenta la datación en el Mioceno temprano y medio para las 13 localidades con ámbar de Simojovel. De cucarachas incluidas en ámbar menciona a dos Familias Blattidae y Blattellidae, un género, *Latiblattella* y 11 ejemplares determinados a nivel de Orden “Blattodea” (Ver Solórzano-Kraemer, 2010: pag. 49, fig. 4).

Latiblattella Hebard, 1917, es el segundo género más abundante en especies actuales de México, con 12 especies, el género se distribuye en Baja California Sur, Distrito Federal, Guerrero, Jalisco, Morelos, Sinaloa, San Luis Potosí, Tabasco y Veracruz (Estrada-Álvarez, 2013).

Vršanský et al. (2011) describen la segunda cucaracha mexicana fósil y la primera incluida en ámbar procedente de Los Pocitos, Simojovel de Allende, Chiapas (Mioceno inferior), *Supella miocenica* Vršanský et al., 2011.

Supella Shelford, 1911, es un género exótico para la fauna de México, únicamente se cuentan con registros

antropogénicos de *Supella longipalpa* (Fabricius, 1798), en Norte de México (Estrada-Álvarez, 2013).

Vršanský (2011) retoma los datos a manera de divulgación de *S. miocenica* (ver Vršanský *et al.*, 2011).

Avendaño-Gil *et al.* (2012) revisan 215 piezas con inclusiones biológicas de la Colección Paleontológica de la Secretaría de Medio Ambiente e Historia Natural, registran cuatro ejemplares de cucarachas incluidos en ámbar de Simojovel, Chiapas, del Oligoceno-Mioceno (23 m.a.).

Engel (2012) se retoma la información de Engel (2004) (ver en Engel, 2004).

Estrada-Álvarez (2013) da a conocer la primera lista para el Orden Blattodea, dentro del territorio mexicano; en la lista se presenta únicamente a *Supella miocenica*, como única especie fósil de México omitiendo los trabajos anteriores.

Barna (2015) expone la posibilidad de una nueva especie del género *Anaplecta* Burmeister, 1838, basándose en un ejemplar incluido en ámbar de Chiapas.

El género *Anaplecta* Burmeister, 1838, actualmente está presente en México con siete especies, distribuidas en los estados de sureste mexicano (Estrada-Álvarez, 2013).

Greenwalt y Vidlička (2015) describen una nueva especie fósil para E.U.A. Se presenta datos a nivel mundial de las cucarachas cenozoicas de la familia Ectobiidae. Para México se retoman los datos de Blattellinae: *Ischnoptera* sp. del Mioceno Chiapas México (Solórzano-Kraemer, 2007) y Pseudophyllodromiinae: *Supella miocenica* del Mioceno, Chiapas México (Vršanský *et al.*, 2011).

Serrano-Sánchez *et al.* (2015) retoman parcialmente los datos de Solórzano-Kraemer (2010), mencionando únicamente el “Orden Blattodea”.

Ross y Sheridan (2013) exponen el dato de un ejemplar determinado como *Anaplecta* para ámbar mexicano.

Ross *et al.* (2016) exponen la revisión de dos grandes colecciones de ámbar mexicano de Chiapas, en el Natural History Museum de Londres y en el National Museum de Escocia. En este catálogo se refieren 13 piezas de ámbar con inclusiones de cucarachas, de las cuales cinco se determinan a nivel de Orden (Blattodea); 8 de la familia Ectobiidae (=Blattellidae) y dos a nivel del género *Anaplecta*.

IHN enlista las determinaciones de las inclusiones en ámbar de Simojovel, de la colección paleontológica del IHN (Instituto de Historia Natural: Museo de Paleontología Eliseo Palacios Aguilera), destaca la determinación de la familia Blattidae, no presentada en Avendaño-Gil *et al.* (2012).

3. Localidades con cucarachas incluidas en ámbar de México

El ámbar es la fosilización de resina vegetal, con una estructura interna polimerizada con fases semicristalinas aumentadas por el proceso de fosilización (Riquelme *et al.*, 2014a, 2016), las plantas asociada al ámbar de

Simojovel son *Hymenaea mexicana* (Poinar y Brown, 2002) e *Hymenaea allendi* (Calvillo-Canadell *et al.*, 2010; Avendaño-Gil *et al.*, 2012). Siguiendo a Riquelme *et al.* (2014b, 2016), en México se conocen tres zonas donde se ha extraído ámbar (Fig. 1):

1) Ámbar de Coahuila o Coahuilita. México, Coahuila, Mina “Los Menores”; Formación Olmos, Cretácico Tardío (73 m.a.) (Riquelme *et al.*, 2014b, 2016; Galicia-Chávez *et al.*, 2015).

2) Ámbar de Chiapas, Simojovel o Simojovelita. México, Chiapas, formaciones Mazantic y Balumtum, Mioceno temprano-medio (23 – 13 m.a.) (Riquelme *et al.*, 2014b, 2016).

3) Ámbar de Baja California o Bacalita. México, Baja California, El Rosario, formación El Gallo. Cretácico tardío (73 m.a.) (Hurd *et al.*, 1962; Poinar, 1992; Riquelme *et al.*, 2014b, 2016).

De las tres localidades ambaríferas de México, en la bibliografía solamente se menciona las siguientes localidades con cucarachas incluidas en ámbar, todas estas de Chiapas (Fig. 1): México, Chiapas, Ixhuatan, Formación La Quinta (Blacker, 1969; UCMP); México, Chiapas, Oxtuahacan(sic) [Ostuacán] (UCMP); México, Chiapas, Simojovel de Allende, Los Pocitos (Estrada-Álvarez, 2013; Vršanský *et al.*, 2011).

4. Cucarachas fósiles mexicanas

El registro fósil de México cuenta con poco más de 100 registros de Insecta, en los estados Chiapas, Coahuila, Puebla e Hidalgo, consideradas dentro de la Entomofauna paleozoica, mesozoica y cenozoica (Cifuentes-Ruiz y Vega, 2008; Mitchell, 2013; Perrilliat, 1989, 2002), siendo el Cenozoico el más rico en registro fósil de cucarachas, por su preservación en ámbar; del registro fósil anterior solamente existen dos estados con cucarachas fósiles en México, Coahuila, del Mesozoico y Chiapas, del Cenozoico. Para Coahuila es la Formación Cerro del Pueblo, localidad Rincón Colorado, cercanías de pueblo Rincón Colorado, aproximadamente a 40 km. al Oeste de Saltillo, Coahuila, México, datado como Campaniano, Cretácico Superior (Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006). Las localidades para Chiapas se encuentran en la amplia zona dentro del Grupo Simojovel, en varias formaciones y 13 localidades en los municipios de Tecpatán, Soyoló, Ixtapa, Totolapa, Ostuacán, Chiapilla, Venustiano Carranza, La Concordia, Sabanilla, Yajalón, Pueblo Nuevo Solistahuacán, San Cristóbal de las Casas y Palenque (Solórzano-Kraemer, 2010), comúnmente denominada Simojovel en Chiapas, México (Fig. 1).

4.1. Estratigrafía

La edad del ámbar de Chiapas con cucarachas incluidas era controversial, pues a este ámbar se le ha considerado dentro del Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Avendaño-

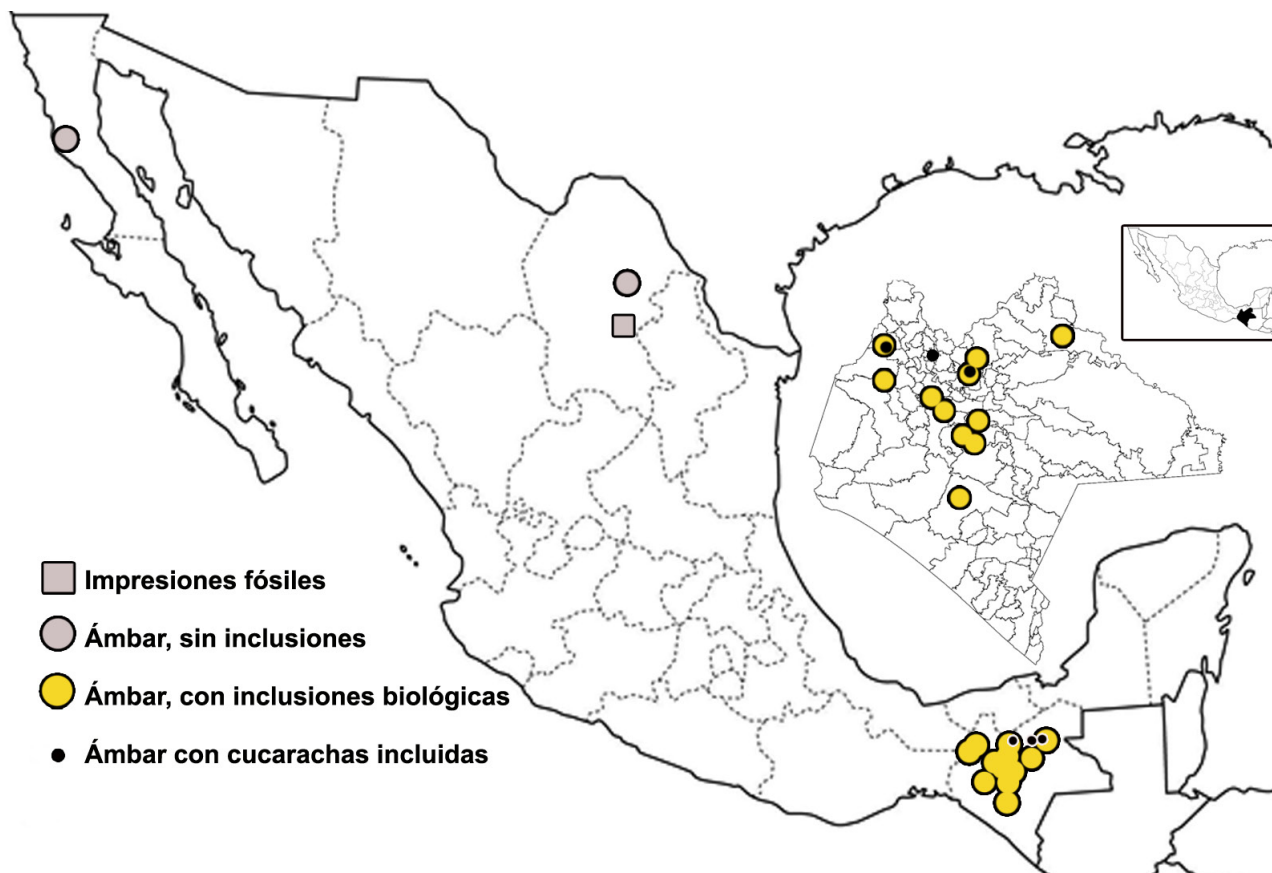


Figura 1. Mapa mostrando localidades con impresiones fósiles de cucarachas, localidades ambaríferas y localidades de cucarachas incluidas en ámbar en México.

Gil *et al.*, 2012; Barna, 2015; Engel, 2004, 2012; Hurd *et al.*, 1962; Poinar, 1992; Ross *et al.*, 2016), Mioceno (Blacker, 1969; Greenwalt y Vidlička, 2015), Mioceno temprano (Estrada-Álvarez, 2013; Vršanský *et al.*, 2011; Serrano-Sánchez *et al.*, 2015), y Mioceno Medio (Ross y Sheridan, 2013; Solórzano-Kraemer, 2007, 2010). Considerando los datos para la parte superior (portadora de ámbar estratificado), la Formación La Quinta corresponde al Mioceno Inferior (Allison, 1967; Frost y Langenheim, 1974; Serrano-Sánchez *et al.*, 2015: 247). La datación para el Oligoceno tardío es un error, originado en una mala interpretación del trabajo de Frost y Langenheim (1974), en el cual se expone una edad dentro del Mioceno temprano (ver Serrano-Sánchez *et al.*, 2015: 247). La datación de Ross y Sheridan (2013), Solórzano-Kraemer (2007, 2010) para el Mioceno medio a la fecha no cuenta con bases sólidas que sostengan esta datación (Vega com. pers.). Para la Lutita Mazantic, los datos de Vega *et al.* (2009) y Perrilliat *et al.* (2010), confirman una edad de 23 m.a., es decir más antigua que lo sugerido en Ross y Sheridan (2013) y Solórzano-Kraemer (2007, 2010). Conforme a los datos de Vega *et al.* (2009) y Perrilliat *et al.* (2010), se puede establecer una edad entre Mioceno temprano y medio para la Arenisca Balumtun, aunque se ha señalado que el ámbar que se encuentra en localidades de esta unidad, parece

haber sido retrabajado (Solórzano-Kraemer, 2007, 2010). Las principales formaciones ambaríferas de Simojovel, La Quinta y Lutita Mazantic, presentan rocas carbonatadas, areniscas y sedimentos terrígenos, con una edad estimada de 23 m.a., en la base del Mioceno temprano (Aquitaniense). Así, los registros de cucarachas fósiles incluidas en ámbar se encuentran en un periodo más corto que el reportado previamente, entre el Mioceno temprano – Mioceno Medio, con algunas dudas para el Mioceno Medio (Fig. 2).

5. Catálogo de las cucarachas fósiles de México

Arreglo Paleo-entomológico siguiendo a Beccaloni y Eggleton, 2011, 2013; Beccaloni, 2007; Estrada-Álvarez, 2013; Grandcolas, 1996 y Vršanský *et al.*, 2011. †=Taxa fósil. ?=Determinación dudosa.

Orden **Blattodea** Brunner von Wattenwyl, 1882

[=Blattariae Latreille, 1810]

[=Blattaria Latreille, 1810]

[=Blattida Latreille, 1810]

Blattaria Blacker, 1969: 168; Fig. 1c.

Blattaria Engel, 2004: 183. [vs Anaplectidae en Hurd *et al.*, 1962].

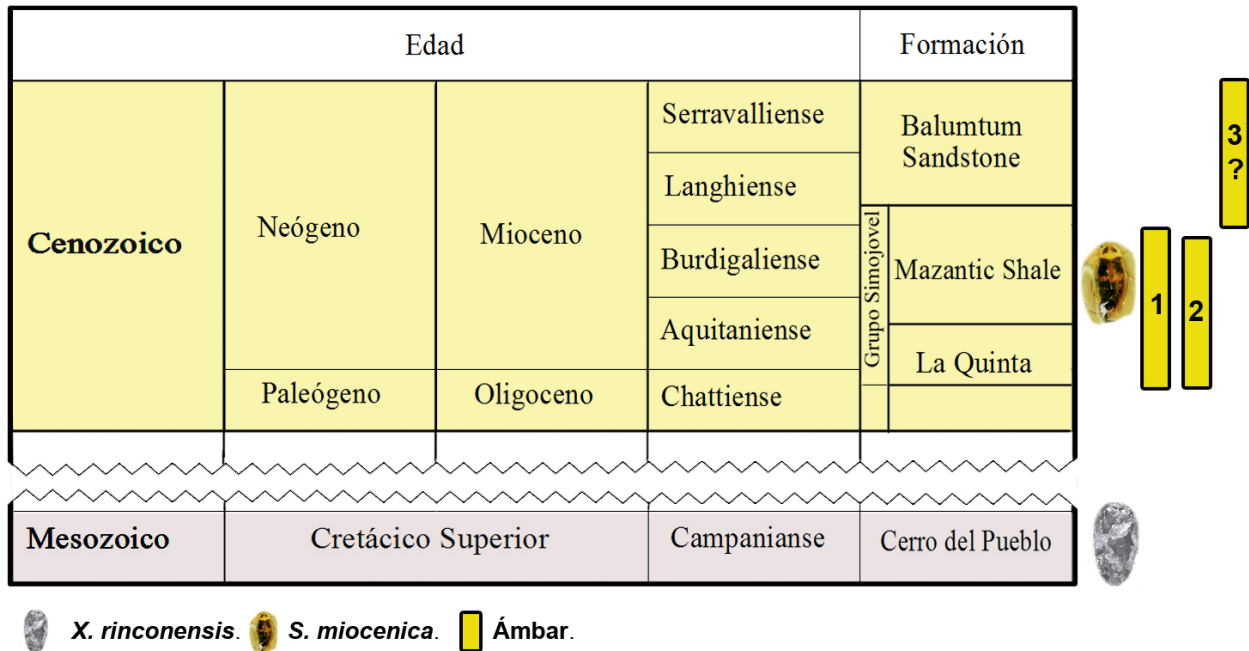


Figura 2. Estratigrafía de los registros fósiles de cucarachas mexicanas. 1) Registros del Mioceno temprano (Oligoceno tardío – Mioceno temprano *sic!*) (sensu Avendaño-Gil *et al.*, 2012; Barna, 2015; Engel, 2004, 2012; Hurd *et al.*, 1962; IHN; Poinar, 1992; Ross *et al.*, 2016). 2) Mioceno temprano (Estrada-Álvarez, 2013; Vršanský *et al.*, 2011). 3) Mioceno Medio (Ross y Sheridan, 2013; Solórzano-Kraemer, 2007, 2010).

Blattaria Solórzano-Kraemer, 2007: 13, 118.
 Blattodea Solórzano-Kraemer, 2010: 49.
 Blattodea Avendaño-Gil *et al.*, 2012: 25, 26.
 Blattaria Engel, 2012. [vs Anaplectidae en Hurd *et al.*, 1962].
 Serrano-Sánchez *et al.*, 2015: 252 [datos parciales de Solórzano-Kraemer, 2010].
 Blattodea [Indet.] Ross *et al.*, 2016: 48.
 Blattaria [Indet.] IHN.
 Blattaria UCMP.

Superfamilia †**Blattuloidea** Vishniakova, 1982 (*Sensu* Vršanský, 2008: 132)

Familia †**Blattulidae** Vishniakova, 1982

Género †**Xonpepetla** Cifuentes-Ruiz y Vršanský, 2006.

Xonpepetla Cifuentes-Ruiz y Vršanský, 2006: 350.

Xonpepetla Behrensmeyer y Turner, 2013.

†*Xonpepetla rinconensis* Cifuentes-Ruiz y Vršanský 2006

Localidad Tipo: Cerro del Pueblo, Rincón Colorado, aprox. a 40 km Oeste de Saltillo, Coahuila, 25°45'20" N, 101°10'21" W. Cretácico superior, Campaniense (Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006).

Blattodea (*blátido*) Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2002: 506.

Blattodea (*blátido*) Zaragoza-Caballero y Velasco-de León, 2003: 154.

Blattodea (Blattoid “cockroach”) Vega *et al.*, 2003: 188.

Xonpepetla rinconensis Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006: 351; Fig. 6.1, 6.2 [Holotipo].

Xonpepetla rinconensis [?] Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006: 351; Fig. 7 [pata posterior].

Blattulidae Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2007: 673.

Xonpepetla rinconensis Cifuentes-Ruiz y Vega, 2008: 929.

Xonpepetla rinconensis Behrensmeyer y Turner, 2013.

Superfamilia **Blaberoidea** Saussure, 1864

Familia **Ectobiidae** Brunner von Wattenwyl, 1865

Blattellidae Solórzano-Kraemer, 2010: 56.

Ectobiidae Ross *et al.*, 2016: 48.

Género **Ischnoptera** Burmeister, 1838

Ischnoptera sp. Solórzano-Kraemer, 2007: 13, 118, 126, 131; Pl. I, G, Texto, Fig 6. (Blattaria: Blattellidae: Pseudophyllodromiinae).

Ischnoptera Cifuentes-Ruiz y Vega, 2008: 929 (Blattaria: Blattellidae).

Ischnoptera sp. Greenwalt y Vidlička, 2015:2 (Ectobiidae).

Ischnoptera Behrensmeyer y Turner, 2013 (Blattellidae).

Superfamilia **Blattoidea** Latreille, 1810

Epifamilia **Blattoidea** Latreille, 1810

Familia **Blattidae** Latreille, 1810

Blattidae Poinar, 1992: 282. [vs Anaplectidae en Hurd *et al.*, 1962].

Blattidae Engel, 2004: 183.
 Blattidae Solórzano-Kraemer, 2007: 13.
 Blattidae Cifuentes-Ruiz y Francisco, 2008: 929 [vs
 Anaplectidae en Hurd *et al.*, 1962].
 Blattidae Solórzano-Kraemer, 2010: 56.
 Blattidae Engel, 2012.
 Blattidae IHN.

Familia **Pseudophyllodromiidae** Hebard, 1929
 [=Pseudophyllodromiinae]

Género *Latiblattella* Hebard, 1917
Latiblattella Solórzano-Kraemer, 2010: 46.

Género *Supella* Shelford, 1911
 Subgénero: *Nemosupella* Rehn, 1947
 †*Supella miocenica* Vrsansky *et al.*, 2011.

Localidad Tipo: Los Pocitos, Simojovel de Allende,
 Chiapas. Mioceno temprano (Vrsansky *et al.*, 2011).

Periplaneta [sp?] Cifuentes-Ruiz y Vega, 2008: 929
 [Det. provisional Vrsansky].

Supella (*Nemosupella*) *miocenica* Vršanský *et al.*,
 2011: 466; Fig. 2a-c, 3a-d. (Pseudophyllodromiinae).
 [Blattodea] Vršanský, 2011; Una figura sin numerar.

Supella miocenica Estrada-Álvarez, 2013: 280.

Supella miocenica Greenwalt y Vidlička, 2015:2
 (Pseudophyllodromiinae).

Supella (*Nemosupella*) *miocenica* Behrensmeyer y
 Turner, 2013 (Pseudophyllodromiinae).

Familia **Anaplectidae** Walker, 1868
 Anaplectidae Hurd *et al.*, 1962 110 (Blattaria).
 [? *Sensu* Engel, 2004, 2012; Cifuentes-Ruiz y
 Vega, 2008].

Género *Anaplecta* Burmeister, 1838
Anaplecta sp. [?] Ross y Sheridan, 2013:55, Fig. 8.
Anaplecta sp. n. [?] Barna, 2015: 61.
Anaplecta sp. [?] Ross *et al.*, 2016: 48; Fig. 5.

6. Colecciones con cucarachas incluidas en ámbar mexicano

Colección con su nombre original, Estado/ciudad y país; entre paréntesis () las silgas oficiales; entre corchetes [] número de piezas o ejemplares con cucarachas incluidas.

El código inicial (de contar con el) es el código de catalogación para cada colección; Material tipo (de contar con el); seguido de la taxa determinada dentro de la colección; y la(s) referencia(s), entre corchetes [] número de piezas o ejemplares, u observaciones de la pieza.

6.1. Nacionales

Museo de Paleontología Eliseo Palacios Aguilera (IHN). Chiapas, México (MUPAL). [3]

- Blattaria; [2 ejemplares]; IHN.
- Blattidae; [1 ejemplar]; IHN.

Museo Comunitario del Ámbar, Simojovel. Chiapas, México (MUCAS). [1]

- MUCAS-001; Holotipo; *Supella miocenica*; Vršanský *et al.*, 2011 [inclusión en ámbar].

Colección Nacional de Paleontología, Instituto de Geología, UNAM, México (IGM) [1]

- IGM 8827; Holotipo; *Xonpepetla rinconensis*; Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006; [impresión tegminas].
- IGM 8828; *Xonpepetla rinconensis*?; Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006; [Pata trasera.].

6.2. Extranjeras

Natural History Museum, London. Inglaterra (NHM). [6]

- II.1862; Blattodea Ross *et al.*, 2016.
- II.2159; Blattodea Ross *et al.*, 2016.
- II.1863; Ectobiidae Ross *et al.*, 2016.
- II.2165; Ectobiidae Ross *et al.*, 2016.
- II.2167; Ectobiidae Ross *et al.*, 2016.
- II.2168; *Anaplecta* sp. Ross *et al.*, 2016.

National Museums Scotland in Edinburgh. Escocia (NMS) [6]

- G.2014.50.9; Blattodea indet Ross *et al.*, 2016; NMS.
- G.2008.34.11; Blattodea indet Ross *et al.*, 2016; NMS.
- G.2014.50.7; Ectobiidae Ross *et al.*, 2016; NMS.
- G.2014.50.8; Ectobiidae Ross *et al.*, 2016; NMS.
- G.2006.42.1; *Anaplecta* sp. Ross *et al.*, 2016; Blattodea indet.; NMS.
- G.2011.31.10; *Anaplecta* sp. Ross *et al.*, 2016; Blattodea. NMS.

Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart. Alemania (SMNS) [2]

- ¿? Blattodea; Solórzano Kraemer, 2007.
- Mx-234. *Ischnoptera* sp ?; Solórzano Kraemer, 2007.

Department of Paleontology, University of California, Berkeley. EE.UU. (UCB) [6]

- 12652; Blattaria [Nymph]. Blacker, 1969; UCMP.
- 402657; Blattaria [Two pieces incomplete]; UCMP.
- 12769; Blattaria [Body and wing]; UCMP
- 401516; Blattaria [Incomplete]; UCMP
- 402296; Blattaria [Incomplete]; UCMP
- 402297; Blattaria [Decomposed]; UCMP.

7. Conclusiones

Se han descrito solamente dos especies fósiles de cucarachas dentro del territorio mexicano, la primera y más antigua, datada para el Cretácico Superior es *Xonpepetta rinconensis* Cifuentes-Ruiz *et al.*, 2006 dentro de la Formación Cerro del Pueblo, en Coahuila; la segunda y primera incluida en ámbar, datada para el Mioceno temprano, es *Supella miocenica* Vršanský *et al.*, 2011, Los Pocitos, Simojovel de Allende, Chiapas, los restantes ejemplares incluidos en ámbar de Chiapas, Simojovel, se encuentran en un periodo más corto que el reportado previamente, entre el Mioceno temprano, siendo muy probable que la datación para el Mioceno medio sea errónea (ver 4.1. Estratigrafía). Lo anterior muestra los pocos estudios del grupo Blattodea en México, ya sean de especies recientes o fósiles (impresiones o inclusiones en resina).

Agradecimientos

Al Museo Universitario de Historia Natural Dr. Manuel M. Villada de la Universidad Autónoma del Estado de México (UAEMéx), por su apoyo a este y otros proyectos. Al Dr. Francisco Javier Vega Vera, Instituto de Geología (UNAM), por sus correcciones y mejoras en los datos de la Estratigrafía del grupo; al Dr. Josep Anton Moreno Bedmar, Instituto de Geología (UNAM) por proponer nuevas conclusiones al trabajo y por su revisión y cordial trato; al revisor anónimo el cual me permitió observar desde otro punto los datos resultantes.

Referencias

- Allison, R.C., 1967, The Cenozoic Stratigraphy of Chiapas, Mexico, with Discussions of the Classification of the Turrillidae and Selected Mexican Representatives: Berkeley, California, University of California, Tesis Postdoctoral, 449 pp.
- Avendaño-Gil, J., Carbot-Chacona, G., Coutiño-José, M.A., 2012, Estudio del ámbar con inclusiones biológicas de la Colección Paleontológica de la Secretaría de Medio Ambiente e Historia Natural, Chiapas, México, *Lacandonia*, 6, 23–29.
- Barna, P., 2015, New Species of *Anaplecta* Burmeister, 1838 (Blattaria) from Chiapas Amber, Mexico, *Geology, Geophysics and Environment [XVIth International Conference of Young Geologists Herlany 2015]*, 41(1), 61–62.
- Beccaloni, G.W., Eggleton, P., 2011, Order Blattodea Brunner von Wattenwyl, 1882, *en* Zhang, Z.-Q. (ed.), *Animal biodiversity: An outline of higher-level classification and survey of taxonomic richness*, *Zootaxa*, 3148, 199–200.
- Beccaloni, G.W., Eggleton P., 2013, Order Blattodea, *en* Zhang, Z.-Q. (ed.), *Animal biodiversity: an outline of higher-level classification and survey of taxonomic richness* (addenda 2013), *Zootaxa*, 3703(1), 46–48.
- Beccaloni, G.W., 2007, Blattodea Species File Online. Version 1.2/4.0. World Wide Web electronic publication, *disponible en* <<http://Blattodea.Species.File.org>>, acceso libre, *consultado* 15 febrero 2017.
- Behrensmeyer, A.K., Turner, A., 2013, banner Gateway to the Paleobiology Database, *disponible en* <<http://fossilworks.org>>, acceso libre, *consultado* 16 febrero 2017.
- Bell, W., Roth, L., Nalepa, C., 2007, *Cockroaches Ecology, Behavior and Natural History*. The Johns Hopkins University Press. Baltimore, 1–230, *disponible en* <https://www.zin.ru/animalia/coleoptera/addpages/Andrey_Ukrainsky_Library/References_files/Bell07.pdf>, acceso libre, *consulta* 14 junio 2017.
- Blacker, A.A., 1969, Photography of insects in amber, *Journal of the Biological Photographic Association*, 37(3), 168–72.
- Calvillo-Canadell, L., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Rico-Arce, L., 2010, Miocene Hymenaea flowers preserved in amber from Simojovel de Allende, Chiapas, Mexico, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 160, 126–134.
- Cifuentes-Ruiz, P., González, E.S.S., Zaragoza-Caballero, S., Vega, F.J., 2002, Insectos del Cretácico Superior de Coahuila y del Oligoceno inferior de Puebla (resumen), *en* XXXVII Congreso Nacional de Entomología y South Annual Meeting of the Southwestern Branch of the Entomological Society of America, Reunión Conjunta: Guanajuato, México, Sociedad Mexicana de Entomología, 505–507.
- Cifuentes-Ruiz, P., Vega F., 2008, Insectos fósiles de México, *Revista Entomología Mexicana [Tópicos sobre Sistemática y Morfología]*, 928–931.
- Cifuentes-Ruiz, P., Vršanský, P., Vega, F.J., Cevallos-Ferriz, S.R.S., González-Soriano, E., Delgado de Jesús, C.R., 2006, Taxonomy, Campanian terrestrial arthropods from the Cerro del Pueblo Formation, Difunta Group in northeastern Mexico, *Geologica Carpathica* 57(5), 347–354.
- Cifuentes-Ruiz, P., Vega, F.J., Cevallos-Ferriz, S.R.S., González-Soriano, E., Zaragoza-Caballero, S., Garibay-Romero, L., 2007, Oligocene scorpion and insects (Plecoptera and Coleoptera) from the Los Ahuehuetes Locality, Puebla, Mexico: *Ameghiniana*, 44(4), 673–679.
- Engel, M.S., 2004, Arthropods in Mexican amber, *en* Llorente-Bousquets, J., Morrone, J. J., Yáñez-Ordóñez, O., Vargas-Fernández, I. (eds), *Biodiversidad, taxonomía y biogeografía de artrópodos de México: hacia una síntesis de su conocimiento Volumen IV: México D.F.* UNAM, 175–186.
- Engel, M.S., 2012, Arthropods in Mexican amber (Vol. IV, Cap. I. 10), *en* Llorente-Bousquets J. (ed. gal.), *Biodiversidad, taxonomía y biogeografía de artrópodos de México: hacia una síntesis de su conocimiento I-IV.* (cd-rom): México D.F. UNAM.
- Estrada-Álvarez, J.C., 2013, Primera lista de las Cucarachas (Insecta: Dictyoptera: Blattaria) de México, *Boletín de la Sociedad Entomológica Aragonesa*, 53, 267–284.
- Galicía Chávez, M., Riquelme, F., Porras-Múzquiz, H.G., 2015, Coahuilite: Cretaceous amber of Coahuila (resumen), *XIV Congreso Nacional de Paleontología: Paleontología Mexicana, Volumen especial*, 1, 37.
- Grandcolas, P., 1996, The phylogeny of cockroach families: a cladistic appraisal of morpho-anatomical data: *Canadian Journal of Zoology*, 74(3), 508–527.
- Greenwalt, D.E., Vidlička, L., 2015, *Latiblattella avita* sp. nov. (Blattaria: Ectobiidae) from the Eocene Kishenehn Formation, Montana, USA: *Palaeontologia Electronica*, 18.1(16A), 1–9.
- Hurd, P.D., Jr., Smith, R.F., Durham, J.W., 1962, The fossiliferous amber of Chiapas, México, *Ciencia (Revista hispano-americana de Ciencias puras y aplicadas)*, 21, 107–118.
- Instituto de Historia Natural: Museo de Paleontología (IHN). Cuadro 1. Inclusiones animales en ámbar de la colección paleontológica del IHN, *disponible en* <<http://www.semahn.chiapas.gob.mx/portal/descargas/paleontologia/coleccion.pdf>> acceso libre, *consultado* 13 enero 2017.
- Mitchell, A.A., 2013, The Fossil Insect Database (EDNA), *disponible en* <edna.palass-hosting.org/>, acceso libre, *consultado* 12 febrero 2017.
- National Museums Scotland (NMS), *disponible en* <<http://www.nms.ac.uk/explore/search-our-collections/>>, acceso libre, *consultado* 10 enero 2017.

- Perrilliat, M.C., 1989, Insecta, *en* Fósiles Tipo Mexicanos, Perrilliat M.C., Carreño, A.L. (eds), Publicación Especial del Centenario del Instituto de Geología, UNAM, 388-397.
- Perrilliat, M.C., 2002, Catálogo de ejemplares tipo de invertebrados y vertebrados fósiles en la Colección de Paleontología del Instituto de Geología, UNAM, Parte 2: Instituto de Geología, UNAM, 1–106.
- Perrilliat, M.C., Vega F.J., Coutiño, M.A., 2010, Miocene mollusks from the Simojovel area in Chiapas, southwestern Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 30, 111–119.
- Poinar, Jr. G.O., 1992, *Life in Amber*, Stanford University, 1–349.
- Poinar, Jr. G.O., Brown, A.E., 2002, *Hymenaea mexicana* sp. nov. (Leguminosae: Caesalpinioideae) from Mexican amber indicates Old World connections: *Botanical Journal of the Linnean Society*, 139, 125–132.
- Riquelme, F., Ruvalcaba, J.L., Galindo, L.B. (eds.), 2016, *Ámbar y Copal de México*, UNAM: Red de Ciencias Aplicadas a la Investigación y Conservación del Patrimonio y CONACYT, 95 pp.
- Riquelme, F., Northrup, P., Ruvalcaba-Sil, J.L., Stojanoff, V., Peter S., D., Alvarado-Ortega, J., 2014a, Insights into molecular chemistry of Chiapas amber using infrared-light microscopy, PIXE/RBS, and sulfur K-edge XANES spectroscopy, *Applied Physics A*, 116(1), 97–109.
- Riquelme, F., Ruvalcaba-Sil, J.L., Alvarado-Ortega, J., Estrada-Ruiz, E., Galicia-Chávez, M., Porras-Múzquiz, H., Stojanoff, V., Siddons, D.P., Miller, L., 2014b, Amber from México: Coahuilite, Simojovelite and Bacalite, *en* Sil, J.L.R., Trujeque, J.R., Castro, A.V., Pesqueira, M.E. (eds), 2013 IMRC Meeting, Symposium 8A: Cultural Heritage and Archaeological Issues in Materials Science: Materials Research Society Online Proceedings Library, 1618, 141–304, doi 10.1557/opl.2014.466.
- Ross, A.J., Sheridan, A., 2013, *Amazing Amber*, NMS Enterprises Limited.
- Ross, A.J., Mellish, C.J.T., Crighton, B., York, P.V., 2016, A catalogue of the collections of Mexican amber at the Natural History Museum, London and National Museums Scotland, Edinburgh, UK, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(1), 45–55.
- Serrano-Sánchez, M.L., Hegna, T.A., Schaaf, P., Pérez, L., Centeno-García, E., Vega F.J., 2015, The aquatic and semiaquatic biota in Miocene amber from the Campo La Granja mine (Chiapas, Mexico): Paleoenvironmental implications, *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 243–256.
- Solórzano-Kraemer, M.M., 2007, Systematic, Palaeoecology, and Palaeobiogeography of the insect fauna from Mexican amber: *Palaeontographica (A)*, 282, 1–133.
- Solórzano-Kraemer, M.M. 2010, Cap. 3. Mexican Amber, *en* Penney D. (Ed.), *Biodiversity of Fossils in Amber from the Major World Deposits*, 42–56.
- University of California Museum of Paleontology (UCMP), *disponible en* <<http://ucmpdb.berkeley.edu/>>, acceso libre, *consultado* 10 enero de 2017.
- Vega, F.J., García-Barrera, P., Coutiño, M., Nyborg, T., Cifuentes-Ruiz, P., González-Rodríguez, K., Martens, A., Delgado, C.R., Carbot, G., 2003, Early Cretaceous Arthropods from plattenkalk facies in Mexico: *Contributions to Zoology*, 72, 187–189.
- Vega F.J., Nyborg, T., Coutiño M.A., Solé, J., Hernández-Monzón, O., 2009, Neogene Crustacea from Southeastern Mexico: *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, 35, 51–69.
- Vršanský, P., 2008, New blattarians and a review of dictyopteran assemblages from the Lower Cretaceous of Mongolia: *Acta Palaeontologica Polonica*, 53(1), 129–136.
- Vršanský, P., 2011, Čo prezradila obrovská kvapka mexického jantáru, SME [seriál], *disponible en* <<http://veda.sme.sk/c/6058436/co-prezradila-kvapka-mexickeho-jantaru.html>>, acceso libre, *consultado* 12 febrero 2017.
- Vršanský, P., Cifuentes-Ruiz, P., Vidlička, E., Čiampor, F., Vega, F.J., 2011, Afro-Asian cockroach from Chiapas amber and the lost Tertiary American Entomofauna: *Geologica Carpathica*, 62(5), 463–475. doi: 10.2478/v10096-011-0033-8.
- Zaragoza-Caballero, S., Velasco-de León, P., 2003, Una especie nueva de *Epicauta* (Coleoptera: Meloidae) del Plioceno del Estado de Hidalgo, *México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(2), 154–159.

Manuscrito recibido: Abril 25, 2017.

Manuscrito corregido recibido: Junio 11, 2017.

Manuscrito aceptado: Junio 14, 2017.