



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA SUR

Área de Conocimiento de Ciencias del Mar
Departamento Académico de Geología Marina

TESIS

Estratigrafía de la Formación Tepetate al sur y norte de Las Pocitas, Baja California Sur

Que como requisito para obtener el título de:

Geóloga

Presenta:

María Guadalupe González Díaz

Director de tesis:

Dr. Tobias Schwennicke

La Paz, Baja California Sur, octubre de 2015



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA SUR



Fecha: 28 de septiembre de 2015

DR. TOBIAS SCHWENNICKE

Jefe del Departamento Académico de Geología Marina

Presente:

Los abajo firmantes, comunicamos a usted, que habiendo revisado el Trabajo de Tesis, que realizó la Pasante de Geología:

MARÍA GUADALUPE GONZÁLEZ DÍAZ

Con el título: "Estratigrafía de la Formación Tepetate al sur y norte de Las Pocitas, Baja California Sur"

Otorgamos nuestro voto aprobatorio y consideramos que dicho trabajo esta listo para su defensa a fin de obtener el título de Licenciado en Geología.

Dr. José Antonio Pérez Venzor
NOMBRE COMPLETO

[Firma] PRESIDENTE
FIRMA

Dr. Tobias Schwennicke
NOMBRE COMPLETO

Tobias Schwennicke SECRETARIO
FIRMA

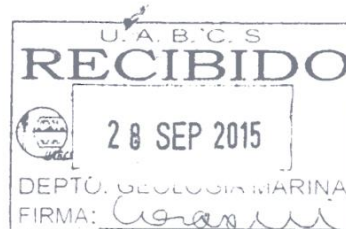
Dra. Mara Yadira Cortés Martínez
NOMBRE COMPLETO

[Firma] VOCAL
FIRMA

Dr. Tobias Schwennicke
NOMBRE COMPLETO

Tobias Schwennicke DIRECTOR
FIRMA

C.c.p.- Directora de Servicios Escolares.
C.c.p.- Interesada.
C.c.p.- Minutario.



González-Díaz, M. G.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Dios.

Dedicada con cariño a mis padres Guillermo González y Ma. Guadalupe Díaz, así como a mi pareja Raúl Ramos.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente agradezco a mis padres por su apoyo incondicional que me permitió estudiar esta hermosa profesión. Quiero dar gracias Raúl por su compañía en momentos buenos y complicados en la elaboración de este proyecto. Gracias a toda mi familia por ser un pilar significativo en mi trayecto educativo.

Tengo que agradecer especialmente a mi director de tesis el Dr. Tobias Schwennicke por permitirme trabajar con él, así como asignarme un espacio para la realización del estudio, proporcionarme material, equipo, libros, artículos, por acompañarme en las salidas al campo y por compartir su conocimiento; además, sus revisiones periódicas del proyecto fueron una guía fundamental en el desarrollo de la tesis y sobre todo por recordarme que con constancia y disciplina puedo lograr muchas cosas. Agradezco a la Dra. Mara Yadira Cortés Martínez y al Dr. José Antonio Pérez Venzor quienes también formaron parte de la comisión revisora y quienes señalaron valiosos comentarios para una mejor calidad de esta tesis. Manifiesto mi agradecimiento al Dr. Gerardo González Barba por auxiliarme en algunos trabajos durante la carrera, por proporcionarme información bibliográfica y revisar el *abstract* de este estudio. Doy gracias al Biol. Luis Alberto Herrera Gil por su disposición para la identificación de algunos fósiles. Gracias al M.C. Heriberto Rochín Bañaga por su revisión del *abstract*, al pasante de geólogo Efraín Pérez Espinoza y el estudiante Benicio Castro Martínez por el apoyo en la elaboración de las láminas petrográficas. Agradezco a la Geol. Bianca Saraí Córdova Castañeda por sus comentarios en la elaboración de mi tesis. Un especial agradecimiento a la Geol. Diana María Santisteban Mendivil por su agradable amistad, por la compañía laboral y por sus buenas críticas a mi trabajo.

Muchas gracias a la Universidad Autónoma de Baja California Sur y a cada uno de los profesores que fueron parte fundamental en mi formación durante la carrera de Geología. Gracias a mis amigos de la carrera: Aby, Ale, Daysi, Willy, Diego, Eric, Cepillo, Karla y Orlando; además, agradezco el apoyo moral de Paulina, Brenda, Edgar y Marvin.

RESUMEN

La Formación Tepetate aflora en la parte central oeste de Baja California Sur. Esta unidad se compone de rocas sedimentarias de origen marino; además, para toda la formación han sido reportadas edades desde finales del Maastrichtiano (?) a Eoceno medio y ambientes de depósito que varían de batial hasta costero. La zona de estudio comprende dos áreas, el área 1 es ubicada aproximadamente 5 km al sureste de Las Pocitas, cerca del rancho Dos Arbolitos, mientras que el área 2 está localizada aproximadamente a 6 km al norte de Las Pocitas aledaña al rancho Agua Amarga. Generalmente las capas inclinan hacia el NE. En el área 1 se levantaron dos columnas con un espesor acumulado de 54 m donde fueron identificadas las litofacies de lodolita y arenisca. Las lodolitas forman paquetes de hasta 15 m de espesor y mayoritariamente muestran una textura homogénea, laminación difusa y raramente marcada. También contienen foraminíferos, restos de plantas, así como algunos pequeños bivalvos. Se registra bioturbación difusa de abundancia variable; en ciertos niveles están presentes madrigueras de *Chondrites* isp. y escasos *Planolites* isp. Las areniscas forman paquetes de hasta 7 m de espesor; éstos pueden constituirse por varias capas con espesores individuales de hasta 30 cm. Las areniscas comúnmente varían de areniscas limosas hasta de grano grueso, predominando las de grano muy fino a fino y de buena selección. Su composición en general es cuarzo feldespática. La estratificación comúnmente es marcada, abarca laminación paralela hasta cruzada a ondulada; algunas capas exhiben gradación interna de más fino hacia arriba y en la base ocurren marcas de flauta (*flute marks*) las cuales indican una dirección de la corriente hacia el SW. Las capas de areniscas mayormente son bioturbadas. Además, localmente son exhibidas alternancias de estratos delgados de ambas litofacies: lodolita y arenisca. Se reconoce una icnocenosis donde predominan *Planolites* isp., *Chondrites intricatus*, *C. targionii* y *C. affinis*; además, son comunes *Ophiomorpha nodosa*, *Thalassinoides* isp. y *Helminthopsis* isp. En menor abundancia pudieron observarse *O. annulata* y *O. rudis*, además de escasos *Taenidium cameronensis*, *T. serpentinum*, *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Scolicia prisca* y *Megagraptus* isp. La icnocenosis encaja en la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis*, la cual en conjunto con ambas litofacies apuntan hacia un ambiente de aguas profundas con incidencia turbidítica en la zona proximal de un abanico submarino con aporte de una plataforma con sedimentación mixta de material siliciclástico proveniente de una fuente mixta (intrusiva-volcánica). De las 28 especies encontradas en el análisis micropaleontológico, los nanofósiles *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster sublodoensis*, *D. kuepperi*, *D. lodoensis* y

RESUMEN

Sphenolithus spiniger indican una edad que corresponde a la primera mitad de la nanozona NP14, equivalente a finales de Eoceno inferior (Ypresiano). En el área 2 aflora un paquete de 31 m de espesor donde es reconocida la facies limolita conformada por las subfacies limolita arcillosa y limolita con concreciones. La primera subfacies tiene un espesor de 2.60 m y es caracterizada por una textura homogénea. La bioturbación interna permite ver restos difusos de estratificación y laminación paralela a ondulada. La subfacies limolita con concreciones predomina con un espesor de 28.50 m. Consiste de capas de limolita poco arcillosa a limolita con poca arena fina de buena selección y ligeramente calcárea, estas capas miden desde 5 cm hasta 2.5 m. Existen múltiples niveles de concreciones inmaduras con grosores de hasta pocos decímetros. En general predomina la estratificación y laminación ondulada difusa hasta escasa laminación paralela y cruzada; así como, escasa estratificación convoluta. Son registrados abundantes macroforaminíferos, pocos gasterópodos y bivalvos como *Pinna llajasensis?* y *Pycnodonte (Phygraea) pacifica*, estos últimos sugieren un sustrato lodoso en ambientes marinos someros hasta de plataforma. Se identificaron *Planolites* isp., *Taenidium* isp. y *Teichichnus* isp., los cuales apuntan a la icnofacies *Cruziana* distal que junto con la litología indican un ambiente de plataforma continental, probablemente en la parte media o externa. En localidades cercanas afloran canales con anchos hasta más de 100 m, los cuales son interpretados como canales submarinos extendidos en la plataforma continental. La inclinación general de las capas sugiere que las rocas expuestas en el área 2 son más jóvenes con respecto a las que afloran en el área 1. Nanofósiles calcáreos, especialmente *Discoaster subladoensis* indica una edad de la base de NP14 a la mitad de NP15, lo cual corresponde a un rango desde finales de Eoceno inferior (Ypresiano) hasta principios de Eoceno medio (Lutetiano). Esta edad concuerda con datos reportados por autores anteriores. Los resultados de la presente investigación señalan que durante el Eoceno temprano a medio las condiciones generales en el ambiente de depósito cambiaron de batiales a plataforma. Así mismo, se sugiere que los sedimentos fueron depositados en una cuenca de antearco. Los datos obtenidos mejoran la interpretación de la evolución estratigráfica de la Formación Tepetate en la región de Las Pocitas.

ABSTRACT

The Tepetate Formation, composed of marine sedimentary rocks, crops out in the west central part of Baja California Sur; for the whole formation reported ages vary from late Maastrichtian (?) to middle Eocene and its depositional environments ranging from bathyal to the shallow marine. The study area comprises two localities. Area 1 is located about 5 km southeast of Las Pocitas, near rancho Dos Arbolitos, and area 2 approximately 6 km north of Las Pocitas, near rancho Agua Amarga. Beds generally dip towards the NE. In area 1 two stratigraphic columns have been measured with a cumulative thickness of 54 m composed of two lithofacies: mudstone and sandstone. The mudstones form packages up to 15 m in thickness; they mostly exhibit a homogeneous texture and diffuse lamination, well preserved lamination is rather rare. These rocks also contain foraminifera, plant remains as well as some small bivalves. Bioturbation is commonly diffuse and varies in abundance. *Chondrites* isp. burrows can be observed and rarely *Planolites* isp. occurs. The sandstones form up to 7 m thick packages; these may be composed of several beds each up to 30 cm in thickness. The sandstones commonly vary from silty to coarse-grained, most are fine-grained and well sorted. Composition is predominantly quartz feldspathic and some rocks have a slightly calcareous clay matrix. The internal bedding is commonly well preserved and includes parallel, cross, or wavy lamination; some beds exhibit internal grading and flute marks at their base that suggest a transport direction toward SW. The sandstones beds are mostly bioturbated. Furthermore, locally thin beds of both lithofacies (mudstone and sandstone) alternate alternating with thin strata. In area 1 one ichnocoenosis has been recognized which is dominated by *Planolites* isp., *Chondrites intricatus*, *C. targionii*, and *C. affinis*; *Ophiomorpha nodosa*, *Thalassinoides* isp., and *Helminthopsis* isp. are also common. In addition, a few traces of *Ophiomorpha annulata*, *O. rudis*, *Taenidium cameronensis*, *T. serpentinum*, *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Scolicia prisca*, and *Megagraption* isp. occur. The ichnocoenosis fits into the ichnosubfacies *Ophiomorpha rudis*, which together with the lithofacies point towards a deep water turbiditic depositional setting, in the proximal portion of a submarine fan with supply from a platform with predominantly siliciclastic sedimentation of material derived from a mixed source (intrusive and volcanic). Of the 28 species found in the micropaleontological analysis, nannofossils *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster sublodoensis*, *D. kuepperi*, *D. lodoensis*, and *Sphenolithus spiniger* indicate an age corresponding to the first half of the nannozone NP14, equivalent to late Eocene (Ypresian).

ABSTRACT

In area 2 a package of 31 m is exposed, composed of a siltstone facies. Two subfacies have been recognized, namely clayey siltstone and siltstone with concretions. The first subfacies show a thickness of 2.60 m and is characterized by its homogeneous texture. The internal bioturbation still allows identifying diffuse remains of parallel to wavy bedding, and horizontal lamination. However, the siltstone with concretions subfacies 28.50 m in thickness dominates most of the measured section. Individual packages consist of clayey siltstone to silt-dominated sandy calcareous siltstone and may vary from 5 cm to 2.5 m in thickness. There are multiple levels with abundant immature and irregularly shaped concretions. Generally diffuse wavy bedding and wavy lamination predominates but there is also some parallel and cross lamination; convoluted bedding is sparse. Rocks contain abundant macroforaminifera, few gastropods and bivalves including *Pinna llajasensis?* and *Pycnodonte (Phygraea) pacifica*, the latter generally colonizing muddy substrate in shallow water and shelf settings. Burrows of *Planolites* isp., *Taenidium* isp. and *Teichichnus* isp. point toward the distal *Cruziana* ichnofacies which, considering the general lithology, suggests a middle or outer shelf depositional environment. In nearby localities channels up to over 100 m wide are exposed, indicating the occurrence of submarine channels in this part of the continental shelf. The general tilt of strata in the Las Pocitas area suggests that beds exposed in area 2 are younger than those in area 1. Calcareous nannoplankton, especially *Discoaster subloboensis* recovered in area 2 reveals an age ranging from the base of NP14 to the lower half of NP15, which corresponds to late early Eocene (Ypresian) to middle Eocene (Lutetian). This range agrees with data from earlier workers in this area. The results of this investigation show that during the early to middle Eocene general conditions in the depositional environment changed from a bathyal to a continental shelf setting, and it is suggested that accumulation of sediments took place in a forearc basin. The data obtained improve the interpretation of the stratigraphic evolution of the Tepetate Formation in the Las Pocitas region.

ÍNDICE

ÍNDICE

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 Antecedentes | 3 |
| 1.1.1 Marco geológico | 3 |
| 1.1.1.1 Panorama regional | 3 |
| 1.1.1.2 Formación Tepetate | 5 |
| 1.2 Problemática y objetivos..... | 9 |
| 2. METODOLOGÍA | 11 |
| 3. ESTRATIGRAFÍA | 18 |
| 3.1. Descripción de las áreas | 19 |
| 3.1.1. Área 1: al sur de Las Pocitas (rancho Dos Arbolitos) | 19 |
| 3.1.1.1. Litología..... | 19 |
| 3.1.1.2. Interpretación | 27 |
| 3.1.2. Área 2: al norte de Las Pocitas (rancho Agua Amarga)..... | 29 |
| 3.1.2.1. Litología..... | 29 |
| 3.1.2.2. Interpretación | 34 |
| 3.2. Icnología..... | 36 |
| 3.2.1. Descripción de icnofósiles..... | 36 |
| 3.2.2. Icnofacies | 55 |
| 3.3. Bioestratigrafía | 60 |
| 3.3.1. Área 1: al sur de Las Pocitas (rancho Dos Arbolitos) | 60 |
| 3.3.2. Área 2: al norte de Las Pocitas (rancho Agua Amarga)..... | 74 |
| 4. DISCUSIÓN..... | 78 |
| 4.1 Modelo del ambiente de depósito | 78 |
| 4.2 Implicaciones regionales | 79 |
| 5. CONCLUSIONES | 84 |
| 6. REFERENCIAS | 85 |
| ANEXO 1: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS | |
| ANEXO 2: NANOFÓSILES CALCÁREOS DE LA REGIÓN DE LAS POCITAS | |
| ANEXO 3: OTROS MICROFÓSILES | |
| ANEXO 4: ABUNDANCIA RELATIVA DEL NANOFÓSILES CALCÁREOS EN EL ÁREA 1 | |

1. INTRODUCCIÓN

La Formación Tepetate, definida por Heim (1922), aflora en la parte central de Baja California Sur, al noroeste de la ciudad de La Paz (figura 1). Consiste de rocas sedimentarias de origen marino y se compone principalmente de las facies lodolita y arenisca, predominando la primera (Schwennicke et al., 2004). Los primeros autores (Heim, 1922; Beal, 1948 y Mina-Uhink, 1957) interpretaron un ambiente somero hasta deltaico. No obstante, las litofacies que afloran en diferentes regiones reflejan ambientes contrastantes. En algunas localidades (arroyo Santa Rita; figura 1B) las rocas indican un ambiente de depósito batial (Fulwider, 1976), mientras que en otros sitios (arroyo El Conejo; figura 1B) la litología posee características de depósito de plataforma externa a interna (Vázquez-García, 1996). Las rocas que componen la unidad corresponden a un lapso de tiempo posiblemente desde finales del Maastrichtiano (?) y Paleoceno al Eoceno medio (Heim, 1922; Mina-Uhink, 1957; Knappe, 1974; Fulwider, 1976; Coleman, 1979; Galli-Olivier et al., 1986; Ledesma et al., 1999; Schwennicke et al., 2004 y 2005 y Miranda-Martínez, 2005).

Los afloramientos de la Formación Tepetate está expuesta en una amplia extensión, por lo cual se han realizado diversas investigaciones con escalas y enfoques variados desde litoestratigráficos (Beal, 1948; Ledesma, et al., 1999), bioestratigráficos (Coleman, 1979; Miranda-Martínez y Carreño, 2008; García-Cordero y Carreño, 2009), cartográficos (SGM, 1999; SPP, 1987), paleontológicos (Squires y Demetron, 1994; Perrilliat, 1996; González-Barba, 2003) hasta litoestratigráficos y bioestratigráficos en conjunto (Heim, 1922; Mina-Uhink, 1957; Fulwider, 1976; Schwennicke et al., 2004; Miranda-Martínez, 2005; Estrada-Moreno, 2006; Cervantes-García, 2009, Córdova-Castañeda, 2013 y De la Cruz-Roblero, 2015). Los resultados de los trabajos muestran diferencias en las descripciones litológicas, interpretación de ambientes de depósito y determinación de edades en diversas localidades. Por tal motivo, desde hace varios años se han realizado trabajos de investigación del Departamento de Geología Marina de la UABCS en áreas estratégicas entre las localidades ya estudiadas, para obtener un mejor entendimiento sobre la evolución estratigráfica de la Formación Tepetate en la península (Estrada-Moreno, 2006; Cervantes-García, 2009; Córdova-Castañeda, 2013; De la Cruz-Roblero, 2015).

INTRODUCCIÓN

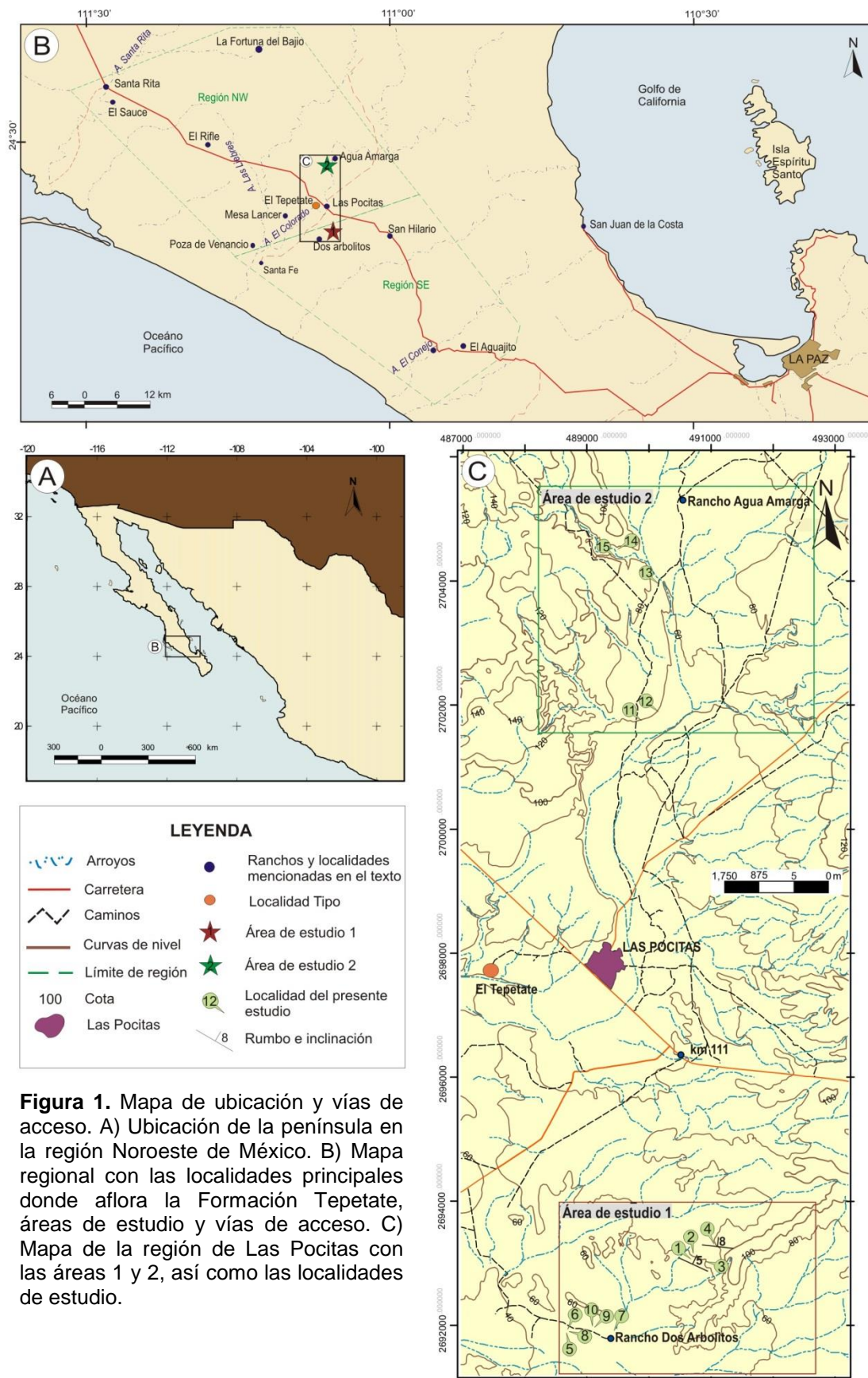


Figura 1. Mapa de ubicación y vías de acceso. A) Ubicación de la península en la región Noroeste de México. B) Mapa regional con las localidades principales donde aflora la Formación Tepetate, áreas de estudio y vías de acceso. C) Mapa de la región de Las Pocitas con las áreas 1 y 2, así como las localidades de estudio.

Este trabajo consistió en efectuar un estudio estratigráfico que incluya lito y bioestratigrafía de la Formación Tepetate en dos áreas establecidas a partir de la salida de reconocimiento. Las dos áreas están comprendidas en la región de Las Pocitas: la primera es localizada aprox. a 5 km al sur de esta población, al noreste del rancho Dos Arbolitos y la segunda área se ubica aprox. a 6 km al norte de Las Pocitas, al suroeste del rancho Agua Amarga (figura 1).

La vía de acceso principal es por la carretera federal transpeninsular No. 1 La Paz-Cd. Constitución. Para llegar al rancho Dos Arbolitos es necesario tomar un camino de terracería en el km 111, el cual tiene dirección al rancho Santa Fe. El rancho Dos Arbolitos se ubica aprox. a 6 km al sureste de la carretera. Por otro lado, la segunda área es accesible por terracería desde el poblado de Las Pocitas (figura 1).

1.1 Antecedentes

1.1.1 Marco geológico

1.1.1.1 Panorama regional

La península de Baja California ha experimentado una evolución geológica y tectónica compleja reflejada en distintos eventos ocurridos a lo largo del tiempo. Dichos eventos tienen evidencia en rocas y rasgos estructurales con diferentes características, las cuales están relacionadas con los márgenes tectónicos que dieron origen a la península y el golfo de California (Fletcher, et al., 2003; Umhoefer, 2011).

Desde el Cretácico hasta el Mioceno, en el noroeste de México se dio la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana (Hausback, 1984; Fletcher et al., 2003). Durante el Paleoceno-Eoceno el arco magmático generalmente estaba en una posición lejana, ubicándose hacia el Oeste en la región de Sonora, Sinaloa y Durango (McDowell y Keizer, 1977; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Ferrari et al., 2007; Loza et al., 2012). Mientras tanto, Baja California Sur formaba parte de una plataforma continental en la que eran depositados sedimentos de origen marino con influencia del arco magmático (Fletcher, et al., 2007). La plataforma era alimentada por materiales provenientes de tierra firme, entre los cuales había detritos volcánicos como producto de la actividad volcánica en la parte este y material de composición granítica (Hausback, 1984; Fletcher, et al., 2007). Actualmente, los depósitos marinos constituyen diversas formaciones rocosas en la porción central del estado; una de estas es la Formación Tepetate, originada en el periodo del

INTRODUCCIÓN

Maastrichtiano (?) y Paleoceno al Eoceno medio (Mina-Uhink, 1957; Fulwider, 1976; Coleman, 1979; Galli-Olivier et al., 1986 y Schwennicke et al., 2004 y 2005). El arco volcánico se desplazó a finales del Oligoceno, posiblemente por un aumento en el ángulo de subducción, el cual ocasionó migración del arco hacia la posición del actual golfo de California (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001). Esto causó el levantamiento del oeste de México y de la plataforma que formaba Baja California (Hausback, 1984). En ese periodo el aporte de sedimentos terrígenos podía extenderse desde la costa hasta una plataforma abierta, donde fueron originadas las rocas que actualmente corresponden al Miembro San Juan de la Formación El Cien (Fischer et al., 1995). Contemporáneo al depósito de la Formación El Cien, se desarrolló un ambiente fluvial de abanicos aluviales que se interdigitó con depósitos eólicos, los cuales constituyen a la Formación El Salto de edad de “Oligoceno Superior a Mioceno Inferior temprano” (Alvarado-Gastelum, 2007).

El aumento del ángulo de subducción influyó en la actividad volcánica que muestra un incremento en la región durante el Oligoceno tardío hasta el Mioceno temprano y medio, produciendo el material volcánico y volcanoclástico de la Formación Comondú (Hausback, 1984, Umhoefer et al. 2001).

Finalmente, en el Mioceno medio la subducción terminó (Hausback, 1984). A partir de ello se originaron depósitos en ambientes eólicos y fluviales en un clima seco los cuales contienen detritos volcánicos derivados de la erosión de rocas volcánicas de la Formación Comondú; estas rocas son conocidas como la Formación Lomas de La Virgen (Cota-Castro, 2011). Contemporáneamente fue depositada la Formación Salada en el margen oeste de la parte central de Baja California Sur, en un ambiente marino somero, por efecto del ascenso del nivel del mar, el aporte de sedimentos y las modificaciones continuas en el ambiente costero (Schwennicke et al., 2000).

A partir del Mioceno medio el régimen tectónico en la región del golfo cambió de convergente a extensional (Umhoefer, 2011). Dicho proceso geológico dio origen a la formación del golfo de California que a su vez separó a la península de Baja California del resto del territorio mexicano (Fletcher et al., 2007).

1.1.1.2 Formación Tepetate

La unidad estratigráfica cenozoica más antigua aflora en la parte central de Baja California Sur, incluyendo también el arroyo El Colorado (figura 1). Heim (1922) estimó por lo menos 1000 m de espesor para la formación y estableció la localidad tipo en el arroyo El Colorado cerca del rancho El Tepetate (figura 1). Por tal motivo, fue nombrada Formación Tepetate. Este autor propuso un origen marino somero y una edad de Eoceno superior. Así mismo, las capas tienen un echado general entre 3-5° hacia el noreste. Cabe mencionar que autores posteriores estimaron un espesor aún mayor para la formación: Beal (1948) calculó 4000 pies (aprox. 1300 m) y Mina-Uhink (1957) más de 1300 m.

De manera general, las primeras descripciones litológicas sobre la Formación Tepetate fueron documentadas por Darton (1921), Heim (1922), Beal (1948) y Mina-Uhink (1957). Estudios más recientes han sido realizados en diferentes áreas donde aflora la formación; por lo tanto, con la finalidad de comprender mejor las descripciones documentadas, es conveniente dividirla en dos regiones: región noroeste y región sureste (ver figura 1).

Región noroeste

En el área del arroyo Santa Rita (figura 1), las rocas que afloran consisten principalmente de areniscas masivas interestratificadas con capas calcáreas, lodolitas homogéneas con delgadas capas de arenisca, areniscas masivas nodulares y lodolitas con limolitas (Beal, 1948). Además, Beal (1948) reportó una columna estratigráfica con más de 2850 pies (aprox. 870 m) de espesor. Más tarde, en los arroyos Santa Rita y El Colorado (figura 1), Fulwider (1976) propuso algunas unidades litológicas informales: el *cannonball member* (miembro bola de cañón), que consiste principalmente de areniscas bioturbadas alternando con limolitas; el *interbedded member* (miembro interestratificado), el cual está dominado por lutitas y areniscas limosas; el *cross-bedded member* (miembro con estratificación cruzada) compuesto de una alternancia de limolitas y areniscas con presencia de canales. La interpretación del ambiente de depósito corresponde a un abanico submarino con una edad de finales del Maastrichtiano (?)-Eoceno inferior determinada con base en la identificación de foraminíferos y nanofósiles calcáreos (Fulwider, 1976; Coleman, 1979). Según Schwennicke et al. (2004), en los arroyos El Colorado y Santa Rita existen dos facies predominantes, una facies de lodolita con poca bioturbación en alternancia con una facies de arenisca, cuyo estudio litológico indica un ambiente batial (Schwennicke et al. 2004).

INTRODUCCIÓN

Recientemente un estudio fue realizado a lo largo del arroyo Santa Rita (figura 1) donde se determinaron cuatro áreas. El área 1 constituida de las facies lodolita y arenisca-limolita presenta una icnocenosis que apunta a la icnofacies *Ophiomorpha rudis*. Se considera una edad de Paleoceno para esta zona. El área 2 está compuesta de las facies lodolita y arenisca, predominando la última. Además, fue reconocida la misma icnofacies del área 1; también, con base en nanofósiles calcáreos fue determinada una edad de Eoceno inferior. Por otro lado, en el área 3 afloran lodolitas con contenido de nanofósiles calcáreos que indica una edad de Eoceno medio. Adicionalmente, en el área 4 afloran las facies lodolita, limolita y bentonita, con una edad de Eoceno medio. Por lo tanto, a partir de los datos obtenidos en esta región se interpreta un cambio de ambiente de batial a plataforma desde el Paleoceno a Eoceno Medio (De la Cruz-Roblero, 2015).

En la localidad de El Rifle (figura 1), las rocas aflorantes corresponden a un ambiente de depósito nerítico y eventualmente costero con una edad de Paleoceno determinada a partir de foraminíferos (Mina-Uhink, 1957). Por otro lado, cerca del rancho Tepetate en el arroyo El Colorado, Beal (1948) describió una secuencia conformada por capas de areniscas grises de hasta 25 pies (aprox. 7.50 m) de espesor, areniscas masivas con abundantes fósiles y areniscas desde finas hasta gruesas; además reconoció icnofósiles e “impresiones de algas marinas”. Más tarde, en el mismo arroyo El Colorado se describieron areniscas finas estratificadas y lutitas con abundantes foraminíferos e icnofósiles (Ledesma et al., 1999 y Carreño et al., 2000). La interpretación del ambiente sugiere una plataforma interna a externa, influenciada por eventos de tormenta y flujos gravitacionales turbidíticos (Ledesma et al., 1999). La edad definida en la localidad del arroyo El Colorado es de “Eoceno Inferior tardío a Eoceno Medio temprano” (Carreño et al., 2000).

En el área de Poza de Venancio (figura 1), un estudio litoestratigráfico-bioestratigráfico detallado fue realizado a partir de una columna compuesta con un espesor acumulado de 97 m. Dos litofacies principales fueron definidas: lodolita (fangolita) parcialmente calcárea (es la que predomina) y arenisca fina a limolita, con laminación paralela hasta laminación cruzada. En las capas se encontraron icnofósiles de ambientes profundos y representan un ambiente batial con influencia de eventos turbidíticos (facies de arenisca; Cervantes-García, 2009). Dicha autora reporta en la localidad Poza de Venancio una edad de Selandiano (Paleoceno superior) mediante el análisis de nanofósiles calcáreos.

INTRODUCCIÓN

En la localidad de Santa Fe (figura 1) se realizó una descripción a partir del levantamiento de dos columnas estratigráficas, la cual presenta facies de lodolita laminadas comúnmente bioturbadas y facies de caliza. Las lodolitas fueron formadas en un ambiente batial en el que existía deficiencia de oxígeno y la facies de caliza fue originada como producto de flujos gravitacionales ricos en carbonatos (Estrada-Moreno, 2006). Con base en nanofósiles calcáreos, el autor determinó una edad de Paleoceno superior. Por otra parte, Mina-Uhink (1957) reportó la presencia de *Scolicia* isp. en las inmediaciones de la localidad de Santa Fe.

En un estudio de cartografía y estratigrafía detallada se describieron las rocas que afloran en la localidad mesa Lancer (figura 1). Estas consisten de la facies lodolita que contiene laminación delgada hasta con intercalaciones de limolita, arenisca y toba retrabajada, facies de limolita laminada, bioturbada y con presencia de icnofósiles y foraminíferos, así como facies de arenisca fina con laminación paralela a ondulada y estratificación convoluta con gradación granulométrica de más fino hacia arriba (Rickli, 2003). Por consiguiente, el autor sugirió un ambiente de depósito de turbiditas provenientes de una fuente somera y una edad de “Eoceno Inferior” con base en la identificación de nanofósiles calcáreos.

Dentro de la localidad de Las Pocitas (figura 1) se han realizado estudios principalmente bioestratigráficos. García-Cordero y Carreño (2005) y García-Cordero y Carreño (2009) utilizaron un núcleo de un pozo perforado cerca de Las Pocitas e identificaron nanofósiles calcáreos con los cuales se determinó la edad en la parte final del Eoceno inferior. Además, el mismo material fue empleado nuevamente para identificar la edad con base en foraminíferos planctónicos, de los cuales fue obtenida una edad de “Eoceno Inferior tardío” (Miranda-Martínez, 2005; Miranda-Martínez y Carreño, 2008).

En Fortuna del Bajío (figura 1) se han reportado hasta 40 m de limolita y arenisca con abundantes macroforaminíferos, además de algunos ostras y dientes de tiburón (González-Barba, 2003). Se ha interpretado que las capas aflorantes representan un ambiente de plataforma (Schwennicke et al. 2004). La edad propuesta por González-Barba (2003) para estas rocas es de “Eoceno Medio Superior” basado en dientes de tiburón y rayas.

Región sureste

En la localidad del arroyo El Conejo (figura 1), Beal (1948) determinó una edad de Eoceno medio a partir del análisis de fósiles. Posteriormente, se interpretó que las rocas de dicha localidad tuvieron origen en un ambiente de depósito batial superior a medio, correspondiendo a una edad de Eoceno inferior, definida con base en foraminíferos

INTRODUCCIÓN

planctónicos (Knappe, 1974). Por otra parte, en una sección estratigráfica de 70 m de espesor fueron reconocidas dos facies principales: a) la primera caracterizada por arenisca, caliza y conglomerado y comúnmente horizontes bioclásticos constituidos por foraminíferos; b) la segunda facies constituida de arenisca bien seleccionada con abundancia de fragmentos de mica (Galli-Olivier et al., 1986). Los autores interpretaron un paleoambiente de canal o valle submarino de talud continental. Años más recientes en la misma localidad, se realizó un trabajo más detallado por Vázquez-García (1996) quien reconoció lodolitas, limolitas, coquina conglomerádica arenosa y areniscas feldespáticas. Las lodolitas presentan laminación mientras que las limolitas exhiben estratificación paralela, ondulada y cruzada. Las areniscas están caracterizadas por tener estructuras de deformación como estratificación convoluta y de flama. La coquina conglomerádica arenosa exhibe clastos de arenisca y caliza. La secuencia contiene abundantes fósiles de moluscos, fragmentos de foraminíferos y presencia de icnofósiles. El autor señaló que los depósitos pertenecen a una secuencia marina regresiva poco profunda de la plataforma interna a la playa frontal superior con influencia de tormentas. El rango de edad que determinó es de Paleoceno superior a Eoceno inferior con base en foraminíferos planctónicos y bentónicos.

En el área de San Hilario (figura 1) se describió una columna estratigráfica de 37 m de espesor. La parte inferior consiste de capas de limolita color gris-beige con intercalaciones de lodolita café. En la parte superior aflora una alternancia de limolita color gris-beige hasta amarilla con intercalaciones de arenisca limosa. Las rocas contienen abundantes macroforaminíferos, algunos fósiles y ocasionalmente dientes de tiburón. La edad propuesta para esta localidad es de “Eoceno Inferior hasta posiblemente Superior” con base en bioestratigrafía de dientes de tiburón y rayas (González-Barba, 2003). Por otra parte, Perrilliat (1996) estudió gasterópodos en una sección de 52.5 m de espesor en la cañada El Canelo, dentro de la región de San Hilario (figura 1). La litología documentada es limolita y arenisca calcárea feldespática de muy fina a fina, de color gris amarillento. A partir del análisis de foraminíferos planctónicos determinó una edad de “Eoceno Inferior tardío”. Schwennicke et al. (2004) en la misma región de San Hilario distinguió lodolita laminada con presencia de macroforaminíferos y arenisca con abundantes macroforaminíferos e intercalaciones de limolita y capas de biorudita. Los autores concluyeron que los depósitos reflejan un ambiente de plataforma externa a interna.

En la localidad El Aguajito (figura 1) afloran lodolitas laminadas hasta homogenizadas y capas de arenisca ricas en macroforaminíferos. En conjunto ambas facies reflejan ambientes

de plataforma externa a interna con influencia de tempestitas y corresponden a una edad de Eoceno inferior hasta medio (Schwennicke et al. 2004). González-Barba (2003) describió una sección de 21 m de espesor, donde la parte inferior consiste de limolita con lentes de lodolita y presencia de *Thalassinoides*. En la parte superior aflora una alternancia de lodolita, limolita y arenisca de grano fino. Con base en dientes de tiburón y rayas, el autor propone una edad de “Eoceno Medio Superior” para las localidades El Aguajito y El Horno (localidad descrita al oeste de El Aguajito; figura 1). Adicionalmente, estudios anteriores realizados en las cercanías de El Aguajito (arroyo El Conejo; figura 1) reportaron especies de equinodermos del Eoceno inferior (Squires y Demetron, 1994).

Finalmente, otro de los trabajos más recientes en la Formación Tepetate fue realizado en la localidad El Horno (en un tributario del arroyo El Aguajito; figura 1), donde se levantó una columna de 32 m de espesor. La litología documentada consiste de cinco facies, lodolita, caliza, arenisca lodosa, limolita y toba, predominando la primera. A partir del análisis de nanofósiles calcáreos, resultó una edad de finales del Eoceno medio (Bartoniano), la cual corresponde posiblemente a la más joven reportada para la Formación Tepetate (Córdova-Castañeda, 2013).

En general, los estudios realizados muestran que la unidad consiste principalmente de lodolitas en alternancia con areniscas siliciclásticas y mixtas en la región de Santa Rita y Las Pocitas (De la Cruz-Roblero, 2015), así como lodolitas y areniscas con abundancia de microfósiles en la región de El Conejo (Schwennicke et al. 2004). Dentro del área que abarca la Formación Tepetate, se ha propuesto un ambiente batial en su parte noroeste y de plataforma media a interna en su parte noreste y sur (Schwennicke et al. 2004; De la Cruz-Roblero, 2015).

1.2 Problemática y objetivos

La Formación Tepetate es una unidad estratigráfica extensa y de gran espesor. Los estudios realizados tienen enfoques litoestratigráficos, bioestratigráficos, cartográficos y otros pocos combinando lito y bioestratigrafía. Los diversos estudios han sido elaborados en distintas áreas aisladas y los trabajos pioneros son poco detallados; por lo tanto, dificultan la lito y biocorrelación entre afloramientos y resultan en controversia con la interpretación del ambiente y la edad del depósito. Cabe mencionar que de los trabajos detallados que existen en la actualidad, varios aún no han sido publicados.

INTRODUCCIÓN

En la parte norte y sur de la región de Las Pocitas (figura 1) no hay reportes estudios estratigráficos de las rocas de la Formación Tepetate. Por lo tanto, el presente trabajo contribuye al conocimiento de la estratigrafía, incluyendo lito y bioestratigrafía en conjunto. Las descripciones detalladas de los afloramientos de ambas localidades permiten comparar el ambiente y la edad de depósito, lo cual aporta conocimientos sobre la formación.

Los objetivos del presente estudio estratigráfico de la Formación Tepetate son:

- Documentar la litología a partir de la descripción detallada de las facies sedimentarias expuestas en las áreas ubicadas al sur y norte de Las Pocitas, con base en la medición de columnas estratigráficas.
- Determinar y comparar el ambiente de depósito en las dos localidades, así como conocer sus condiciones que prevalecieron para ese tiempo.
- Definir la edad con la identificación de nanofósiles calcáreos en ambas localidades.
- Relacionar los resultados en un contexto regional para la Formación Tepetate.

2. METODOLOGÍA

La elaboración de la tesis consistió básicamente de tres etapas; en cada una fueron realizadas varias actividades desarrolladas a la par. Las etapas son descritas a continuación.

Etapa 1. Gabinete: Elaboración del anteproyecto

Inicialmente la recopilación de trabajos previos y la revisión de bibliografía fueron fundamentales para conocer más sobre el tema a tratar, para determinar las áreas de estudio y la elaboración del anteproyecto. Así mismo, se emplearon mapas topográficos de INEGI y el programa *Google Earth*, para delimitar posibles zonas de estudio donde aflora la Formación Tepetate, las cuales más tarde serían reconocidas en campo para establecer las áreas definitivas.

Etapa 2. Campo: Levantamiento de las columnas estratigráficas y toma de muestras

El reconocimiento previo de las localidades consistió de una salida al campo. A partir de ésta pudieron planearse las diversas actividades del proyecto. Por lo tanto, para el levantamiento de columnas estratigráficas fueron realizadas cinco salidas a la región de Las Pocitas (figura 1). En la localidad ubicada al noreste del rancho Dos Arbolitos al sur de Las Pocitas (figura 2) se midieron dos columnas litoestratigráficas y en la localidad al suroeste del rancho Agua Amarga al norte de Las Pocitas fue medida una columna (figura 2).

El levantamiento de columnas estratigráficas fue realizado en afloramientos donde están expuestas secuencias de rocas sedimentarias marinas que tienen una inclinación de bajo ángulo. Por esta razón, en la medición de las columnas fue empleada una regla plegable para tomar una medición precisa (figura 3). También dicho instrumento sirvió para controlar la recolecta de muestras de roca de la secuencia (figura 3). Las columnas fueron descritas de manera detallada por paquetes constituidos de capas (Coe, 2010). Con base en un formato se documentaron datos generales de la litología, características petrográficas, estratificación, marcas, fósiles, grado de bioturbación, icnofósiles, concreciones, límites, así como la toma de fotografías con escala y el registro de muestras en intervalos por cada metro de separación o donde fue posible observar cambios litológicos (figura 3). En total fueron recolectadas 156 muestras, de las cuales 117 corresponden al área 1 (figura 2) y 39 al área 2 (figura 2). Cabe señalar que en la descripción litológica la ubicación de las rocas en las columnas se documenta con abreviaciones. Por ejemplo al señalar un nivel de la columna 2 en el paquete de capas 1 a la altura de 2.20 m, corresponde a C2PC1 en 2.20 m.

METODOLOGÍA

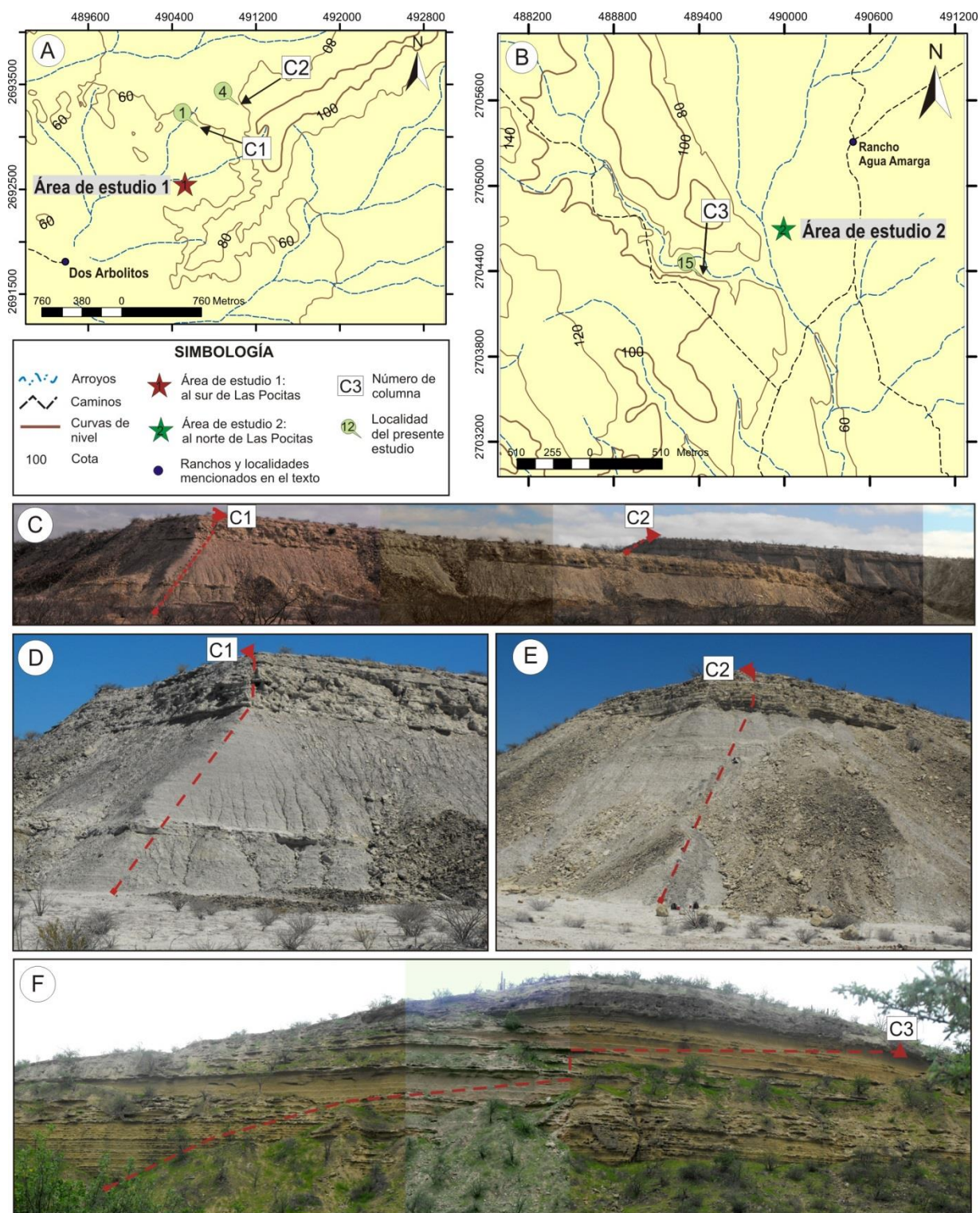


Figura 2. Áreas de estudio. A) Localización del área 1 e indicación de las localidades donde fueron medidas las columnas 1 (C1) y 2 (C2). B) Ubicación de la localidad 15 del área 2 donde se midió la columna 3 (C3). C) Vista panorámica de los afloramientos del área 1. D) Localidad 1 donde se levantó la C1. E) Afloramiento de la localidad 4 donde fue medida la C2. F) Secuencia de rocas del área 2, las cuales conforman la C3.



Figura 3. Levantamiento de columnas estratigráficas. A y B) Toma de muestras y descripción detallada de las rocas. C) Afloramiento con marcas de la toma de muestras. D y E) Medición con la regla de plegable y documentación de los paquetes de areniscas.

Etapa 3. Laboratorio-gabinete

Preparación de láminas petrográficas

Con la finalidad de obtener una descripción más completa de la textura y la composición mineralógica de la litología fueron elaboradas láminas petrográficas para muestras de areniscas y limolitas. De manera general se explican los pasos para la elaboración de las láminas según la metodología propuesta por Kerr (1977):

1. Se hace un corte de la muestra, con el uso de un disco de diamante, de un tamaño aproximado al del portaobjetos que se va a utilizar.
2. La superficie obtenida debe ser pulida y cubierta con epoxy (previamente preparado con sus correspondientes componentes).

3. El portaobjetos es adherido a la superficie de la muestra con epoxy.
4. Se deja secar la muestra con el portaobjetos. Una vez seca, la muestra es cortada y devastada hasta obtener un espesor lo más delgado posible.
5. Posteriormente, la muestra es desgastada con abrasivos de diferente granulometría, empezando con los más gruesos (400) a los más finos (1000). La superficie debe quedar lisa y sin bordes, alcanzando un espesor aproximadamente de 0.03 mm (3 μm).
6. Una vez que la lámina este lista y seca, es colocado el cubreobjetos con bálsamo de Canadá. Para evitar burbujas se presiona la superficie del cubreobjetos con un borrador. Dejarla secar, opcionalmente con una parrilla eléctrica.
7. Finalmente, las láminas petrográficas fueron analizadas en el microscopio (textura, composición mineralógica, etc.), y se tomaron fotografías.

Preparación de láminas micropaleontológicas

Para este estudio se prepararon varias láminas micropaleontológicas para la identificación de nanofósiles calcáreos en el área 1 y el área 2. De la primera área únicamente fueron utilizadas las muestras de lodolita recolectadas a cada metro en las columnas levantadas en campo. Por otro lado, debido a la litología presente en el área 2, se elaboraron láminas micropaleontológicas a partir de las muestras de concreciones que contenían carbonato de calcio. La preparación de las muestras fue realizada mediante la técnica de laboratorio llamada frotis o “*simple smear slide*” (figura 4) de acuerdo a Bown y Young (1998), la cual señala el uso de agua desmineralizada.

Cabe mencionar que otros autores basados en esta metodología han obtenido resultados favorables, tal es el caso de Lamolda et al. (1994). Más tarde, Andruleit et al. (2000) realizaron un experimento con distintos tipos de agua. Los mejores resultados fueron obtenidos con agua desmineralizada saturada con carbonato de calcio y un pH de 10.9. El uso de agua de la llave con un pH de 7.7 dio buenos resultados, no se observó disolución de nanofósiles. Los resultados con agua destilada con un pH de 6.9 disolvieron marcadamente el carbonato de calcio, eliminando algunas especies de nanofósiles calcáreos. Por otra parte, Perch-Nielsen (1985) menciona de manera general el uso de agua destilada (no especifica el pH). Retomando los resultados de los autores mencionados, se optó por utilizar agua destilada con un pH de 8.5.

Durante la elaboración de láminas micropaleontológicas, fue empleado el equipo del laboratorio integrado por parrilla eléctrica, palillos de madera, varilla de vidrio, bálsamo de Canadá, agua destilada con pH de 8.5, ácido clorhídrico al 10%, portaobjetos y cubreobjetos previamente lavados con jabón, sumergidos por pocos minutos en ácido clorhídrico al 10% y enjuagados con agua destilada. La metodología utilizada fue la siguiente (Bown y Young, 1998; figura 4):

1. Extraer un fragmento fresco de roca. Lavar el fragmento de muestra con agua destilada. Utilizando un palillo nuevo: raspar una superficie del fragmento de roca fresca, de manera perpendicular a la laminación. Colocar el material resultante en el portaobjeto.
2. Agregar gotas de agua destilada con pH de 8.5 en el material del portaobjeto hasta que sea necesario (evitando exceso).
3. Utilizando un palillo, se frota el material sacando los granos gruesos de arena y limo grueso y se unta (*smear*) el sedimento fino sobre el portaobjeto, con la finalidad de formar una película delgada.
4. Secar por pocos segundos el portaobjeto en la parrilla eléctrica y revisar en el microscopio para ver si es posible observar nanofósiles.
5. Adicionar una pequeña cantidad de bálsamo de Canadá (aprox. una gota) sobre el cubreobjeto seco y colocar encima del portaobjeto. Finalmente, se deja secar la lámina micropaleontológica.

Determinación de nanofósiles calcáreos

La identificación de nanofósiles calcáreos en las láminas delgadas se realizó bajo un microscopio de luz, con luz polarizada y objetivo de 100x.

Por otra parte, la determinación de especies fue posible empleando bibliografía que incluye libros y manuales de registro bioestratigráfico de nanofósiles calcáreos (Aubry, 1984; Perch-Nielsen, 1985a; Aubry, 1989; Young, 1998; Bown, 2005). Además, la página web <http://ina.tmsoc.org/Nannotax3/index.html> (Young et al., 2014) fue de gran utilidad. A partir de dicha identificación se logró definir la edad de las rocas. Cabe mencionar que las edades reportadas en la tesis son redactadas según la última versión actualizada de la tabla del tiempo geológico (Cohen et al., 2013). Otros aspectos como la abundancia relativa de los nanofósiles calcáreos y la preservación de especies fueron determinados con base en la metodología de Kanazawa et al. (2001).

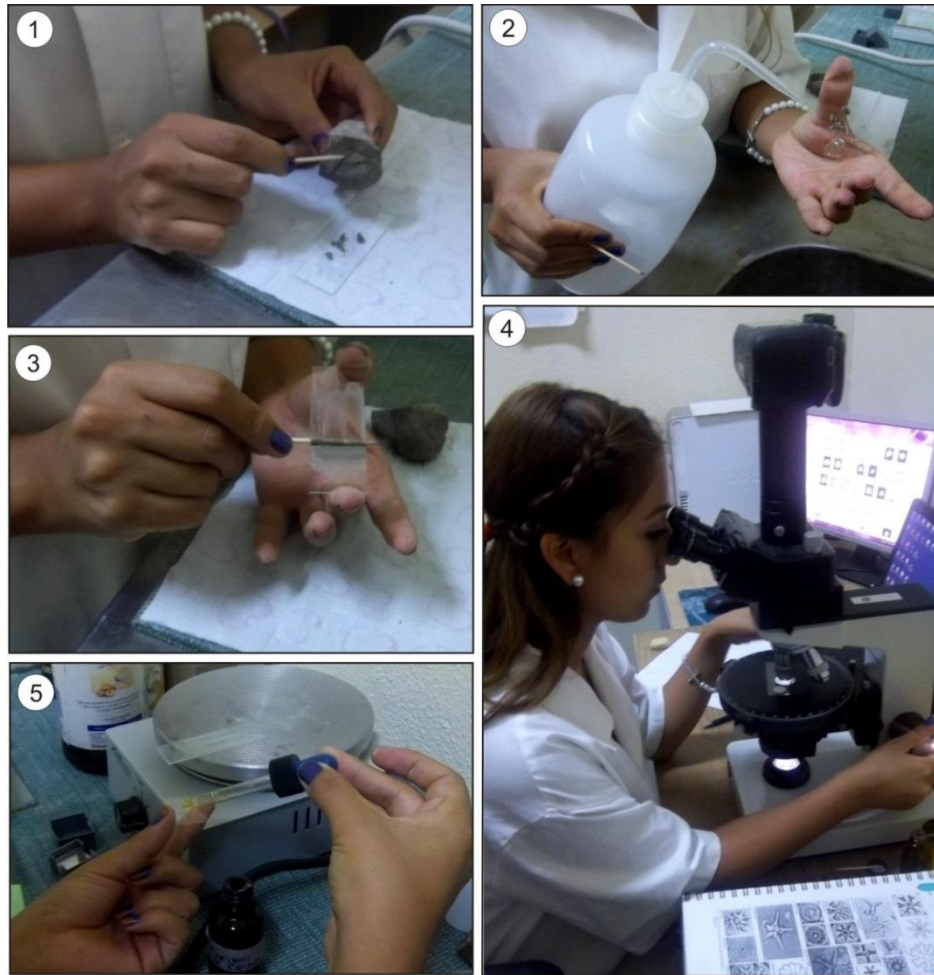


Figura 4. Técnica empleada en laboratorio: frotis o “*simple smear slide*”. Se muestran los pasos del 1 al 5.

Identificación de icnofósiles

La identificación y descripción de los icnofósiles fue realizada utilizando literatura especializada en icnología (Uchman, 1995; Uchman, 1998; Seilacher, 2007; Uchman, 2009; Uchman et al., 2012, entre otros) y se tomaron fotos con escala a cada uno de los fósiles traza. Dichos resultados ayudaron a interpretar el ambiente de depósito de las rocas de la región de Las Pocitas.

Los icnofósiles fueron recolectados en campo directamente del afloramiento de las columnas estratigráficas. No obstante, también existen fósiles trazas registrados como material caído que al momento de muestrearlos se documentó la ubicación de la localidad y en algunos casos fue posible reconocer los paquetes de rocas de los cuales provenían. Para la

documentación de los fósiles traza fue considerada la clasificación según el Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (*International Code of Zoological Nomenclature* (ICZN, 1999); Rindsberg, 2012), lo que permitió reconocer icnogéneros e icnoespecies. De esta manera, fueron considerados criterios morfológicos llamados bases de icnotaxones (*ichnotaxobases*) de los cuales, los más comunes son forma general del icnofósil, así como su orientación, la presencia o ausencia de pared o *lining*, ramificaciones, tipo de relleno y *spreiten* (Rindsberg, 2012). En la descripción de los ejemplares son incluidas características morfológicas y tafonómicas (como base para la clasificación taxonómica). Los aspectos tafonómicos son referentes a la descripción de la preservación tafonómica de los icnofósiles (figura 5), donde puede utilizarse la terminología propuesta por Savrda (2007; figura 5).

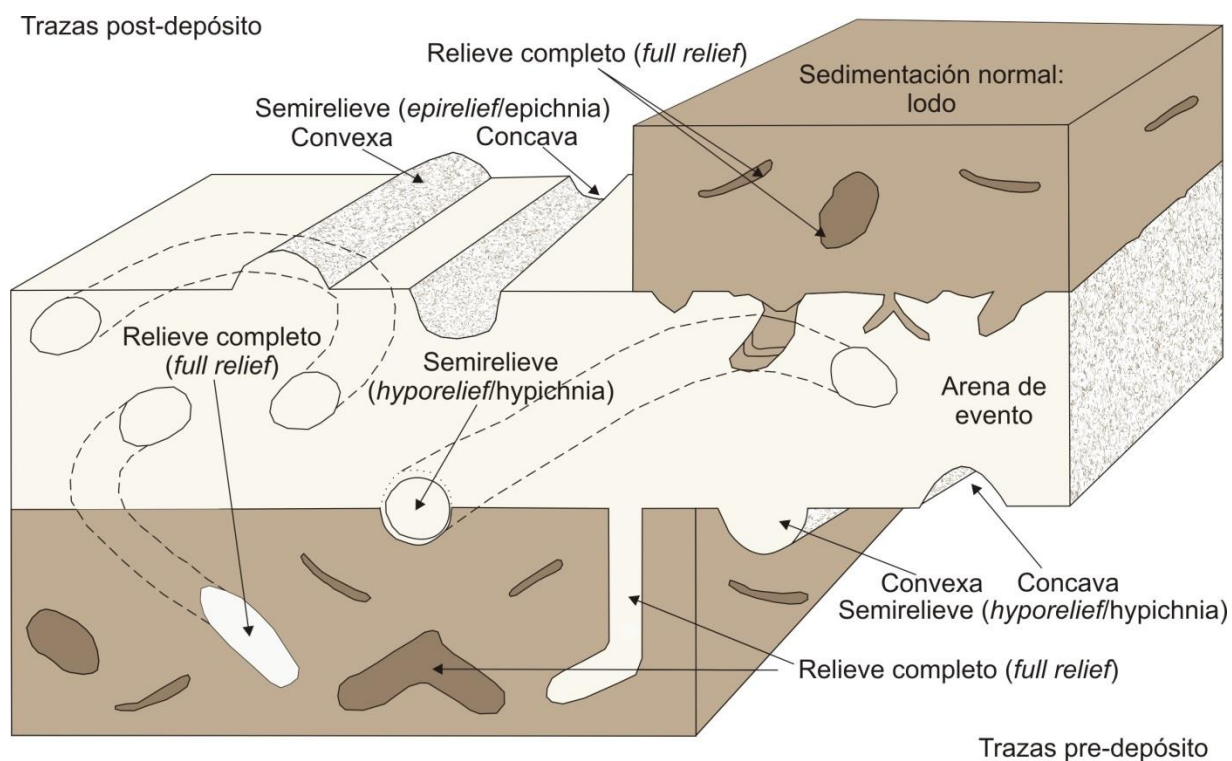


Figura 5. Fósiles traza post- y pre-depositacionales asociados con eventos de capas en una secuencia (basado en Seilacher, 1964 y Martinsson, 1970; tomado y modificado de Savrda, 2007).

3. ESTRATIGRAFÍA

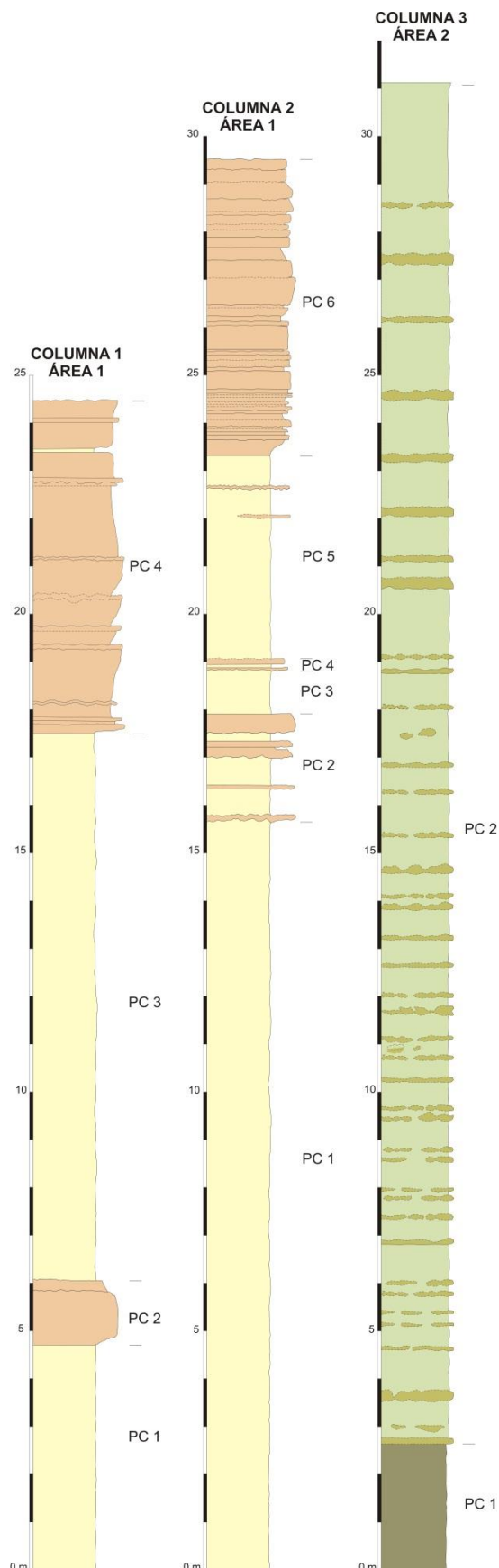
Los estratos de la Formación Tepetate expuestos en la región de Las Pocitas por lo general inclinan al NE. Este buzamiento de las capas sugiere que las rocas expuestas en el norte de Las Pocitas son más jóvenes con respecto a las del sur de la región.

La zona de estudio fue dividida en dos áreas (ver capítulo 1). En el área 1 fueron levantadas dos columnas con un espesor total de 54 m y están conformadas por lodolita y arenisca (figura 6; anexo 1). En el área 2 aflora una secuencia de 31 m compuesta de limolita (figura 6; anexo 1).

Los resultados obtenidos a partir de la metodología (ver capítulo 2) son descritos a continuación.



Figura 6. Representación generalizada de las columnas estratigráficas en las áreas 1 y 2 de la región de Las Pocitas (ver anexo 1).



3.1. Descripción de las áreas

3.1.1. Área 1: al sur de Las Pocitas (rancho Dos Arbolitos)

Esta área incluye las localidades de la 1 a la 10 (figura 1). Las rocas están expuestas en cerros de forma de mesetas (figura 2). En las localidades 1 y 4 se levantaron dos columnas estratigráficas con un espesor total de 54 m (figura 2; figura 6; anexo 1) y los estratos tienen una inclinación general de aproximadamente 6° al NE.

3.1.1.1. Litología

La secuencia de rocas está compuesta de las facies lodolita (1-FL) y arenisca (1-FA), predominando la primera (anexo 1). Sus espesores varían desde centímetros hasta metros. Existen alternancias entre ambas litofacies; además, exhiben una diversidad de estructuras sedimentarias, contenido fósil e icnofósiles.

Facies lodolita (1-FL)

La facies consiste de lodolita “promedia” caracterizada por tener una coloración con variaciones de gris oscuro a café en roca fresca y en muestras de roca intemperizada se distingue un tono gris claro. Ocasionalmente la lodolita posee mayor contenido de arcilla que limo, por lo cual tiene una coloración más rosada hasta rojiza (C2PC1 en 2.20 m). Los espesores de capas de esta facies son variables, existen capas individuales desde 3 cm hasta 15 cm, predominando las de 5 cm (anexo 1); además, se observan paquetes desde 40 cm hasta 15 m de espesor (anexo 1; figura 7). Las rocas fracturan de manera curvada a irregular, poseen una dureza alta, son poco resistentes al intemperismo y su contenido de carbonato relativamente es bajo.

Generalmente la roca exhibe variaciones texturales. Parcialmente existen zonas con mayor proporción de arcilla y otras de limo (figura 7); además, en ciertos niveles las lodolitas contienen arena fina distribuida de manera dispersa (C1PC3 en 6.20 m y C2PC3 en 18 m). Por lo tanto, considerando la clasificación ternaria de arcilla-limo-arena (Potter et al., 1980), las rocas de la facies que predominan son clasificadas como lodolita regular limosa (*silty mudstone*), con menor tendencia hacia lodolita arcillosa (*claystone mudstone*) y esporádicamente a lodolita arenosa (*sandy mudstone*). Además, localmente es posible identificar cristales de biotita menores a 1 mm.

La facies lodolita se interestratifica en ciertos niveles en la facies arenisca (C2PC6 a los 26.15 m y 26.25 m; anexo 1). Las capas interestratificadas tienen espesores de 3 cm a 10

cm, consisten de lodolita limosa a ligeramente arenosa y están bioturbadas. Por otro lado, la facies lodolita contiene intercalaciones de la facies arenisca en diferentes niveles (C2PC3 a 18.85 m; C2PC5 a 22.10 m y 22.70 m; anexo 1); localmente se distinguen películas de arenisca fina lodosa bien seleccionada con restos de laminación paralela (figura 8).

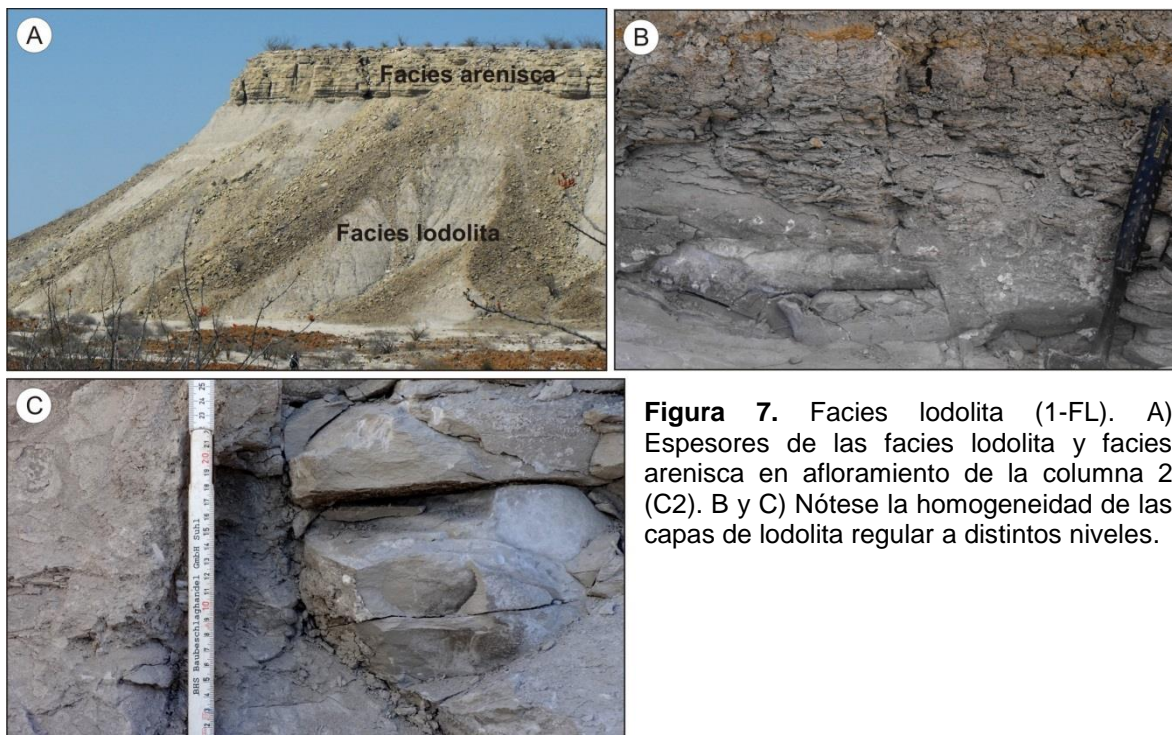


Figura 7. Facies lodolita (1-FL). A) Espesores de las facies lodolita y facies arenisca en afloramiento de la columna 2 (C2). B y C) Nótese la homogeneidad de las capas de lodolita regular a distintos niveles.

Los límites de esta facies comúnmente son marcados, no obstante, existen variaciones de difuso a transicional con superficies irregulares y planares; así mismo, pueden ser erosivos y bioturbados. Algunos límites superiores muestran una superficie ondulada.

Escasamente puede distinguirse estratificación paralela difusa en las lodolitas; no obstante, internamente se preserva laminación paralela difusa (C1PC1 en 1 m y C2PC3 en 18 m; anexo 1; figura 8) y raramente restos de laminación paralela marcada (C1PC1 en 0.5 m; anexo 1). En general, la bioturbación es intensa variando de difusa a marcada, por lo que la mayor parte de las rocas están homogenizadas. Así mismo, considerando el índice de bioturbación (*bioturbation index*) las rocas de esta facies corresponden a BI 5 (Taylor y Goldring, 1993). En algunos niveles de las columnas, la bioturbación en las lodolitas posee una coloración rojiza por presencia de óxidos de hierro, por lo tanto, es posible reconocer estructuras. Se identificaron madrigueras finas tubulares y ramificadas

en direcciones horizontal e inclinada, determinadas como *Chondrites* isp. (ver subcapítulo 3.2). También existen estructuras simples de forma tubular orientadas en diferentes direcciones que suelen observarse de manera difusa a marcada y ocasionalmente están rellenas con material litológico distinto al de esta facies; estos rastros probablemente son *Planolites* isp.

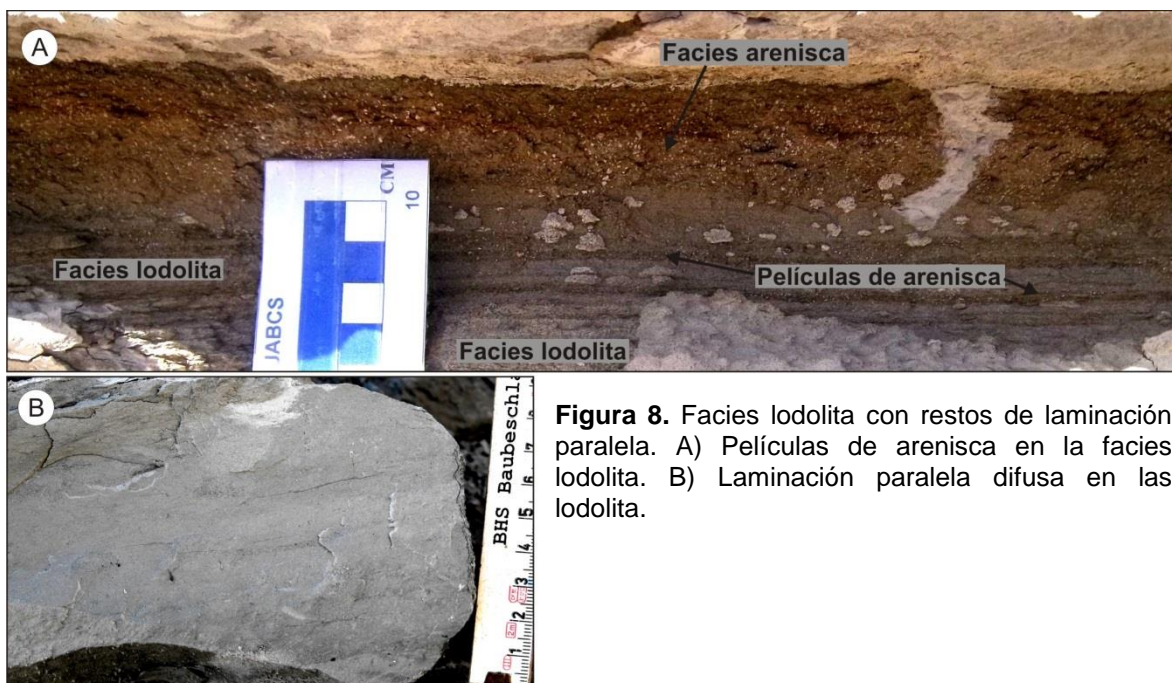


Figura 8. Facies lodolita con restos de laminación paralela. A) Películas de arenisca en la facies lodolita. B) Laminación paralela difusa en las lodolita.

El contenido fósil es común, consiste de bivalvos frecuentemente bien preservados, algunos con ambas valvas, por lo que se sugiere que están *in situ* y algunos otros como impresiones; tienen un tamaño que va desde 2 mm hasta 3 mm y excepcionalmente mayor de 1 cm. Estos fósiles son más comunes en la columna 2 (anexo 1). Otros fósiles documentados son gasterópodos, los cuales son menos frecuentes que los bivalvos. El tamaño de estos gasterópodos usualmente es alrededor de 4 mm a 1cm. Los restos vegetales son fósiles comunes en estas rocas, pueden observarse como semillas y fragmentos de plantas. Las primeras miden menos de 1mm y usualmente ocurren en toda la facies; por otro lado, los fragmentos de plantas muestran tamaños de hasta 6 cm de largo y 1 cm de ancho. En ciertos niveles se identifican más fragmentos con respecto a otros (C1PC3, C2PC1 y C2PC5; anexo 1). Las rocas contienen microforaminíferos en concentraciones variadas a diferentes posiciones en las secciones (anexo 3).

Las lodolitas poseen glauconita con concentraciones variadas a lo largo de las columnas siendo común en la columna 1 y más abundante en la columna 2. Algunas veces la glauconita se observa en el contorno de estructuras de las madrigueras.

Facies arenisca (1-FA)

Esta facies generalmente está conforma por capas de arenisca de grano muy fino a fino de selección moderada con variaciones de arena media y eventualmente gruesa, lo cual según la clasificación de Folk et al. (1970) corresponde a *silty sand* a *sand*. Parcialmente existen intercalaciones de arenisca limosa (*silty sand*) y arenisca lodosa (*clayey sand*). Las areniscas forman paquetes de hasta 7 m de espesor (figura 7A y figura 9), los cuales pueden constituirse por estratos de un grosor máximo de 1.70 m, predominando capas individuales con espesores de 5 cm a 30 cm (figura 9); además, localmente se exhiben alternancias de ambas litofacies con grosores desde 1 cm.

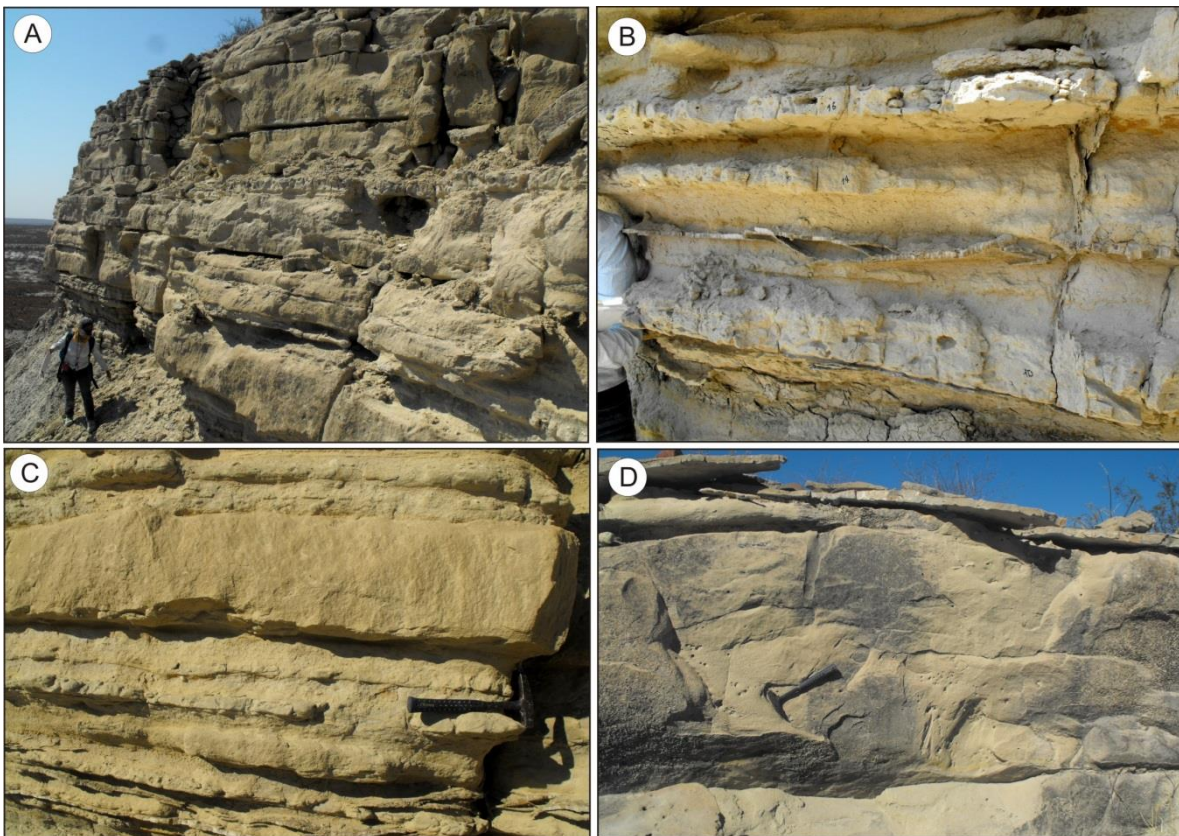


Figura 9. Facies arenisca (1-FA). A) Paquete de areniscas de aproximadamente 6 m de espesor. B) Las capas de la facies arenisca tienen espesores variados y localmente se alternan en la facies lodolita, exhiben contactos marcados planares a transicionales y comúnmente erosivos y bioturbados. C) Capas individuales con espesores que varían de 5 a 30 cm. D) Arenisca masiva de hasta 1.70 m.

ESTRATIGRAFÍA

Por otro lado, las intercalaciones de arenisca limosa miden en promedio 30 cm y las de arenisca lodosa 4 a 12 cm. Las areniscas poseen un color gris claro con presencia de óxidos de hierro, tienen una fractura irregular, dureza variable y poca resistencia al intemperismo que varía con respecto al contenido de carbonato de calcio, el cual es concentrado de manera regular; sin embargo, algunas capas están mejor cementadas.

Generalmente las capas de arenisca consisten de arena muy fina a fina predominando muy fina con buena selección y una matriz calcárea a ligeramente arcillosa. Macroscópicamente pueden identificarse ciertos minerales como biotita, cuarzo y feldespatos; además, parcialmente contiene componentes líticos de hasta 3 mm de diámetro y es común observar bioclastos.

Del análisis de las láminas petrográficas (ver capítulo 2) de muestras representativas de la facies pudo identificarse la composición mineralógica de las areniscas. Consiste de cuarzo (intrusivo y volcánico), plagioclasa, escasa ortoclasa, biotita, cristales de hornblenda (intrusivos), pocos fragmentos líticos volcánicos y raramente granos de hematita, así como impregnación difusa con óxidos de hierro. Escasamente aparecen intraclástos-peloides calcáreos (figura 10). También fueron identificadas algunas capas más calcáreas (hasta en un 60-70% de carbonato de calcio), las cuales presentan micrita, microesparita, esparita, pseudoesparita y reemplazamiento de granos donde muchos de estos desaparecieron por calcificación. Esporádicamente existen variaciones de lodolita arenosa (con 90% de matriz y 10% de limo grueso hasta arena muy fina; figura 10F). El contenido de microforaminíferos y macroforaminíferos es común y frecuentemente muestran una preservación regular con formas diversas (figura 10). En algunas partes son observados posibles fragmentos de algas calcáreas y poca microbioturbación.

Los límites entre las capas frecuentemente son marcados (figura 9B), pero también pueden ser transicionales a difusos. Los inferiores comúnmente son erosivos y exhiben superficies irregulares, planares y hasta onduladas (figura 11); los límites superiores tienden a ser irregulares y ocasionalmente planares. En algunas bases y cimas de los estratos de arenisca se observan madrigueras con estructuras definidas hasta difusas. Existen capas con cimas perturbadas por bioturbación asociada a colonizaciones posteriores al evento de depósito (Seilacher, 2007; figura 11C).

La facies está caracterizada por una estratificación paralela a cruzada (figura 11), marcada y de escala media; así mismo incluye laminación paralela y parcialmente laminación

ESTRATIGRAFÍA

cruzada a ondulada, con visibilidad buena a regular. También puede observarse la ausencia de estructuras sedimentarias en algunos niveles de las areniscas, las cuales posiblemente fueron homogenizadas por la bioturbación.

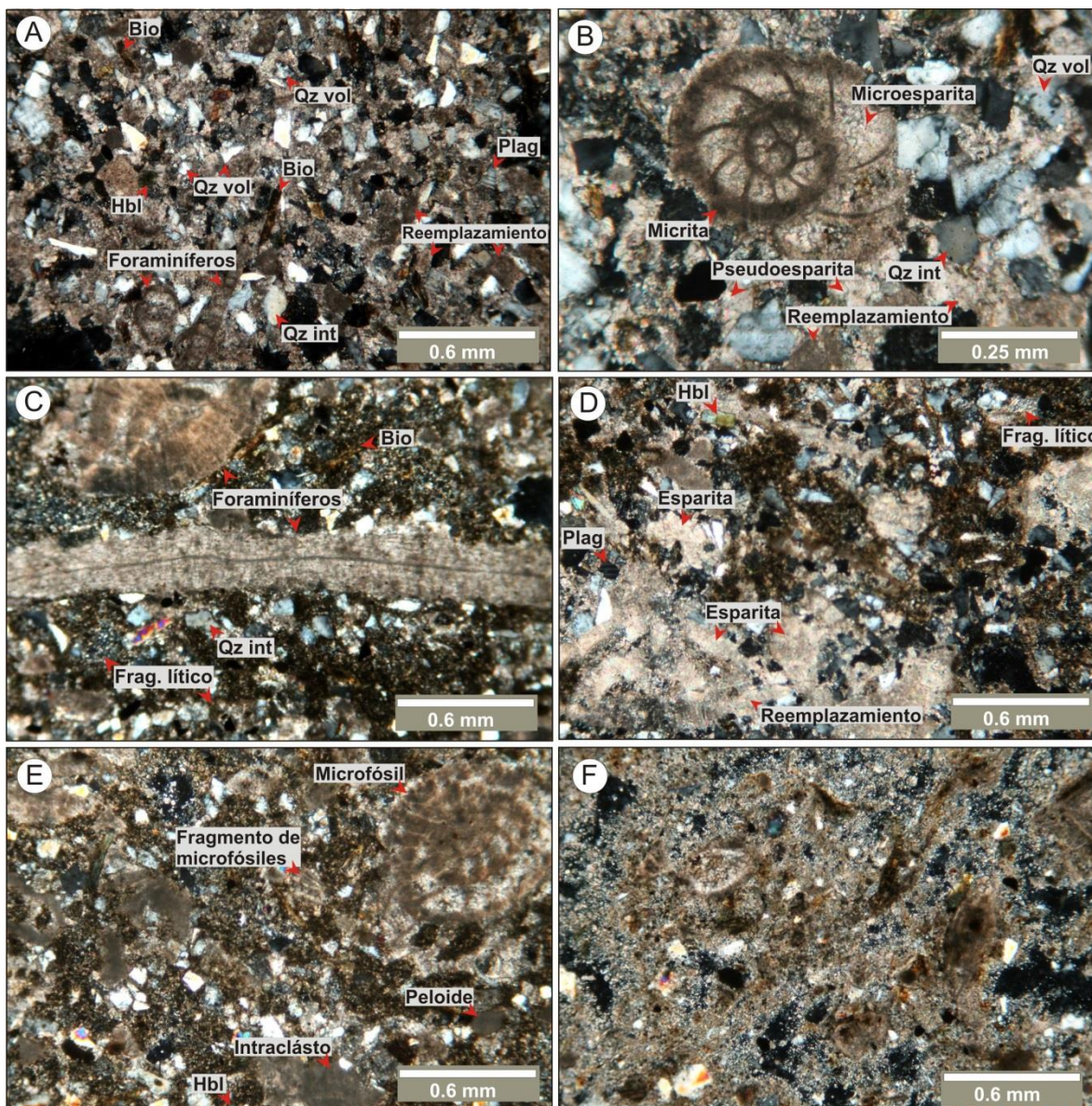


Figura 10. Láminas petrográficas de la facies arenisca (1-FA). A) Arenisca de arena fina a muy fina predominando muy fina bien seleccionada con matriz calcárea a ligeramente arcillosa. Contiene foraminíferos. B) Foraminífero reemplazado con micrita y microesparita. C) Macroforaminíferos reemplazados por carbonato de calcio. D) y E) Fragmentos de foraminíferos que sugieren transporte del material. Peloides e intraclástos calcáreos, se encuentran de manera escasa. F) Variaciones de lodolita calcárea-marga limosa (con 90% de matriz y 10% de limo grueso hasta arena muy fina).

Adicionalmente, afloran capas con gradación interna con una tendencia de más fino hacia arriba (*fining upward*; C1PC2 a los 5 m, C1PC4 en 21 m, C2PC2 en 17 m y C2PC6 en 24

a 29 m; figura 12). La facies contiene escasos intraclastos de carbonato de calcio de hasta 2 cm con formas irregulares (C2PC6 en 25 m). Por otro lado, en la base de ciertas capas de arenisca y material caído existen marcas de flauta (*flute marks*; C2PC6 en 23 m y en la localidad 3; figura 12) que indican una dirección de la corriente hacia el Suroeste, estructuras de carga (C2PC6 en 24m y en la localidad 10) y estructuras de erosión tipo *longitudinal scours* (*longitudinal ridges and furrows*; Collison et al., 2006; figura 12).

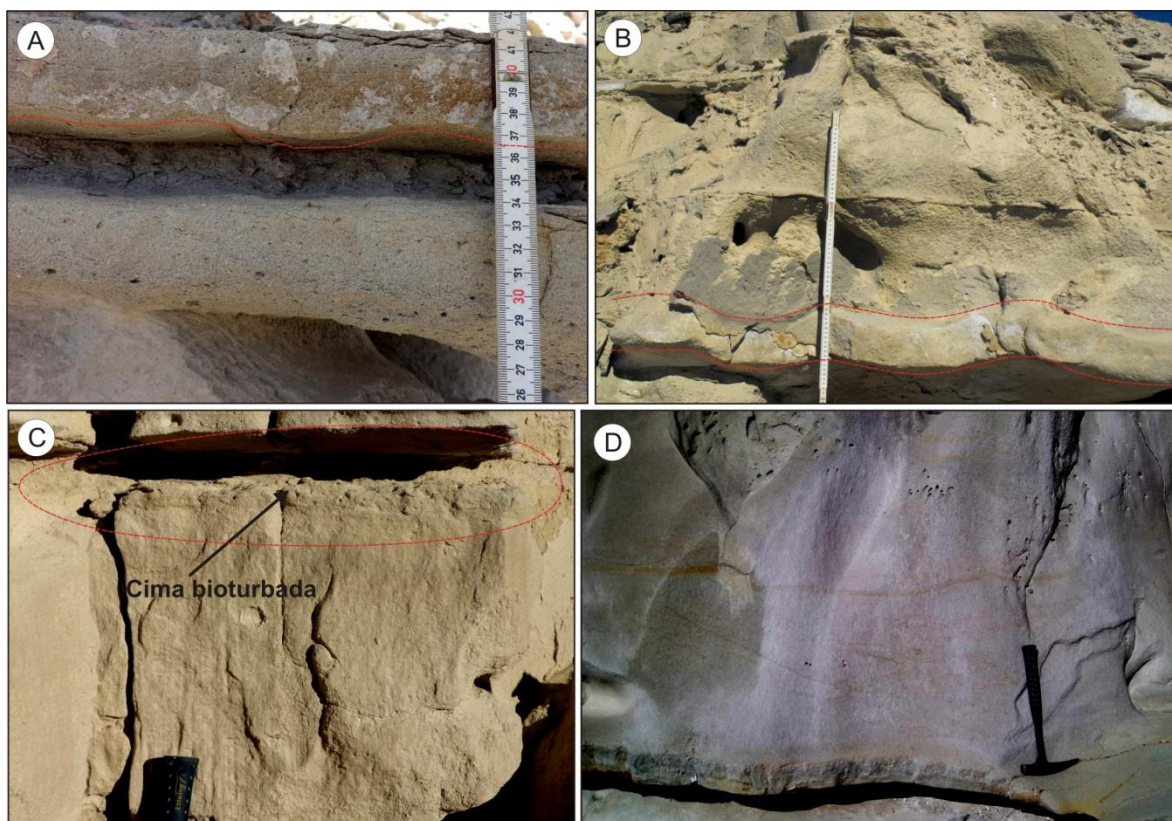


Figura 11. Límites entre capas de la facies arenisca. A y B) Capas con límites irregulares a ondulados bien marcados. C) Cima de capa perturbada por la bioturbación. D) Difusa laminación cruzada en areniscas. En la parte inferior la capa tiene un límite transicional con otro estrato.

La bioturbación de los estratos es abundante y localmente regular, suelen observarse rastros marcados a difusos. Se distinguen madrigueras en la base y en la cima de capas con estructuras desde bien definidas hasta difusas. Los icnofósiles preservados que fueron identificados corresponden a los icnogéneros de *Planolites* isp., *Chondrites* isp., *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp., *Helminthopsis* isp., *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Taenidium* isp., *Megagraption* isp. y *Scolicia* isp. (ver subcapítulo 3.2, área 1). El contenido fósil en las areniscas consiste de macroforaminíferos generalmente abundantes y distribuidos de manera irregular en la mayoría de las capas (C1 y C2 en anexo 1). Es

ESTRATIGRAFÍA

posible identificar escasos fragmentos de bivalvos (C1PC4 en 18 m y C2PC6 a los 28.54 m), así como restos de vegetales con presencia de óxidos de hierro de pocos milímetros de tamaño (C2PC2 en 18.80 m).

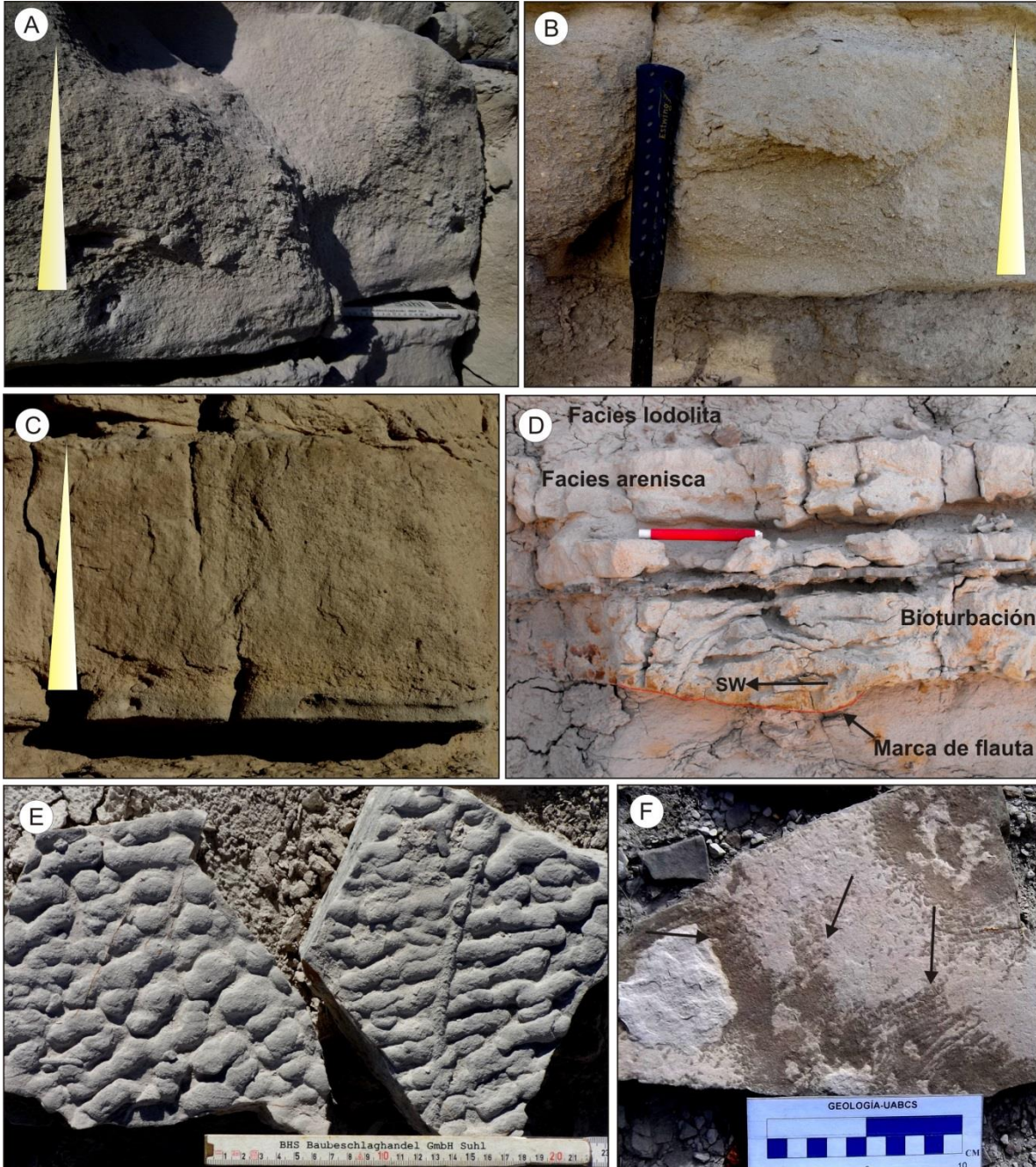


Figura 12. Gradación interna y estructuras sedimentarias en capas de la facies arenisca. A, B y C) Gradación con tendencia más fino hacia arriba (*fining upward*) en capas de arenisca. D) Marca de flauta (*flute mark*) en la base de una capa, la cual indica una dirección de la corriente al Suroeste. E) Material caído con estructuras de carga en areniscas. F) Material caído con estructuras de erosión tipo *longitudinal scours* (*longitudinal ridges and furrows*) en arenisca.

Esporádicamente se identifican concentraciones de óxidos de hierro que reflejan la formación de concreciones (C1PC2 en 4.70 m), y en algunos niveles la facies contiene concreciones ferrosas de hasta 10 cm con una forma ovoide (cima de C1; figura 13). Las areniscas exhiben lentes cementados de carbonato de calcio de geometría irregular (C1PC2 en 5.20 m); además, pudo observarse poca glauconitización (en C2PC6 en 23 m). Es posible encontrar icnofósiles en concreciones de óxidos de hierro y carbonato de calcio (en C1PC4, en la cima de la C1 y en la localidad 3; figura 13).



Figura 13. Concreciones encontradas en la facies arenisca. A) Concreciones ferrosas. B) Concreciones de carbonato de calcio alrededor de icnofósiles. C) Concreciones de óxidos de hierro que cubren icnofósiles.

3.1.1.2. Interpretación

Las facies lodolita y arenisca son de origen marino, así mismo, la alternancia de estas dos litofacies es común en secuencias de *flysch*, las cuales atribuyen a diferentes procesos de depósito y variaciones de energía. El paleoambiente para la Formación Tepetate dentro de esta región es de mar abierto en el talud continental, entre el dominio batial superior y medio superior (García-Cordero y Carreño, 2009; Miranda-Martínez y Carreño, 2008).

La textura mayormente homogénea de las lodolitas, la estratificación paralela difusa, la existencia de *Chondrites* isp., *Planolites* isp., microforaminíferos, bivalvos y gasterópodos de tamaño de pocos milímetros son la evidencia de que estas capas tuvieron origen en un ambiente profundo depositadas en condiciones de baja energía, en el cual el material pudo ser transportado por suspensión o corrientes (Boggs, 2009). No obstante, la

presencia de material arenoso disperso en algunas partes revela posibles variaciones del nivel de energía o bioturbación que mezcló el sedimento. Adicionalmente, la presencia de bivalvos y gasterópodos con tamaños excepcionalmente grandes indica que había oxígeno dentro del sedimento. Algunas madrigueras rellenas por material más grueso en las lodolitas pueden ser interpretadas como tempestitas tubulares originadas a partir de eventos de alta energía (Bromley, 1996). Por otra parte, la glauconita fue producto de la diagénesis temprana en el sedimento semianóxico (Odin, 1988).

Las características litológicas que posee la facies arenisca indican eventos de sedimentación de mayor energía y los estratos pueden reconocerse como producto de incidencia de corrientes de turbidez (Einsele y Seilacher, 1991), las cuales ocurren desde el talud hasta la parte distal de los abanicos submarinos. En esta región se encuentran diversos subambientes sedimentarios, los cuales constan de material transportado por corrientes originando secuencias turbidíticas, por lo tanto, cada una de estas zonas es distinguida por litofacies específicas. La facies arenisca con su peculiar granulometría fina y variaciones de media a gruesa es común para depósitos de lóbulo proximal de los abanicos submarinos. Además, la presencia de gradación de más fino hacia arriba (*fining upward*) pudo ser producto de los cambios eventuales durante el depósito. Adicionalmente las estructuras de estratificación paralela, laminación paralela, cruzada y ocasionalmente ondulada son frecuentes en este ambiente. El transporte rápido de los sedimentos está evidenciado por marcas preservadas en las bases de las capas de areniscas, incluyendo bases erosivas, marcas de flauta (que indican una dirección de la corriente al Suroeste), estructuras de carga y estructuras de erosión tipo *longitudinal scours* (*longitudinal ridges and furrows*; Collison et al., 2006; Boggs, 2009). El contenido de micro y macroforaminíferos mal preservados (fragmentados) también sugiere un transporte del material al ser depositado. Cabe mencionar que la composición mineralógica de las rocas revela un aporte de una plataforma con sedimentación mixta de material siliciclástico proveniente de una fuente mixta (intrusiva-volcánica). Por otro lado, la presencia de glauconita, concreciones de óxidos de hierro (hematita) y algunos lentes de carbonato de calcio en ciertos niveles de las facies indican una etapa de diagénesis temprana de los sedimentos (Prothero y Schwab, 1996; Boggs, 2009).

En conjunto ambas litofacies y los icnofósiles encontrados (*Planolites* isp., *Chondrites* isp., *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp., *Helminthopsis* isp., *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Taenidium* isp., *Megagraption* isp. y *Scolicia* isp.), que componen la icnosubfacies

Ophiomorpha rudis (ver subcapítulo 3.2), apuntan hacia un ambiente de aguas profundas con incidencia turbidítica en la zona proximal de un abanico submarino. No obstante, la icnofacies típica de una zona de canal es similar a la icnofacies presente en este estudio, sin embargo, las rocas no muestran suficientes evidencias litológicas características de canales (Hubbard et al., 2014).

3.1.2. Área 2: al norte de Las Pocitas (rancho Agua Amarga)

Esta área es ubicada al norte de Las Pocitas e incluye las localidades 11-15 (figura 1 y 2). Las rocas estudiadas afloran sobre la parte oeste del arroyo a lo largo de un acantilado y en un tributario. La columna estratigráfica 3 con un espesor de 31 m (figura 2; figura 6; anexo 1), se midió 12 m por encima del nivel del arroyo principal.

3.1.2.1. Litología

El área 2 está conformada por la facies limolita (2-FLI) que fue dividida en la subfacies limolita arcillosa (2-SFLI) y la subfacies limolita con concreciones (2-SFLIC), dominando la última. Los espesores son variados y la textura de las rocas es mayormente homogénea.

Facies limolita (2-FLI)

Subfacies limolita arcillosa (2-SFLI)

Esta subfacies consiste de limolita arcillosa y aflora en la base de la columna 3 (C3) como un paquete (conformando el paquete de capas 1 (PC1) de 0 m a 2.60 m). De manera general, la textura de la limolita es homogénea (figura 14). Poseen un color gris en roca fresca y un tono beige en muestra intemperizada. Las rocas de esta subfacies muestran una fractura irregular, una dureza regular y son poco resistentes al intemperismo; además, tienen un contenido regular de carbonato de calcio.

El límite inferior de la subfacies no está expuesto, mientras que el superior es difuso y bioturbado; no obstante, el intemperismo diferencial ayuda a distinguirlo. Debido a la bioturbación interna, solamente fue posible identificar restos difusos de estratificación paralela a ligeramente ondulada e internamente exhibe laminación difusa paralela y ondulada-cruzada de escala pequeña.

El contenido fósil consiste de escasas impresiones de bivalvos con tamaños menores a 1 cm. Adicionalmente, pueden observarse escasos macroforaminíferos que por lo general están dispersos; sin embargo, puntualmente éstos ocurren con mayor concentración, lo

cual probablemente sugiere que sean el relleno de madrigueras. La bioturbación es abundante y comúnmente difusa, aunque la presencia de óxidos de hierro permite identificar ocasionalmente estructuras difusas a escasamente marcadas (figura 14). Considerando el índice de bioturbación (*bioturbation index*), propuesto por Taylor y Goldring (1993), las rocas de esta subfacies corresponden a BI 5.

Por otro lado, pudieron reconocerse icnofósiles de formas tubulares con direcciones horizontal e inclinada y esporádicamente vertical, miden hasta 2 cm de diámetro y no exhiben ramificaciones a simple vista. Son reconocidos como *Planolites* isp. (ver subcapítulo 3.2, área 2).

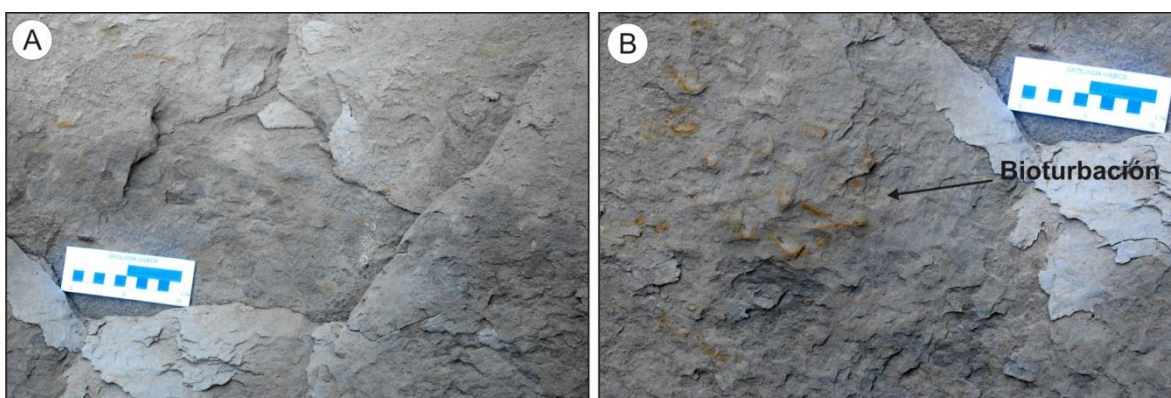


Figura 14. Subfacies limolita arcillosa (2-SFLI) A) Limolita arcillosa con textura homogénea. B) Difusas estructuras de bioturbación con óxidos de hierro.

Subfacies limolita con concreciones (2-SFLIC)

El paquete de la subfacies limolita con concreciones abarca un espesor de 28.50 m y está constituido por capas individuales de limolita que van desde 5 cm a 2.5 m, siendo más comunes las que miden entre 30 cm y 90 cm. Existen múltiples niveles con concreciones inmaduras hasta muy maduras que muestran variaciones laterales en su espesor, el cual frecuentemente varía de 10 cm a 30 cm y excepcionalmente de 3 cm a 5 cm; además, éstos exhiben cierta continuidad lateral, pero pueden desaparecer lateralmente en el afloramiento (figura 15). Esta subfacies es caracterizada por una coloración gris, rojiza por la presencia de óxidos de hierro y un tono beige en rocas intemperizadas; así mismo, las rocas son fracturadas de forma irregular. Las limolitas poseen una dureza variable y una resistencia regular al intemperismo, su contenido en carbonato de calcio varía de nulo a poco. En contraste, las concreciones exhiben una dureza y resistencia mayor debido a su alto contenido de carbonato de calcio; por lo tanto sobresalen en el afloramiento (figura 15).

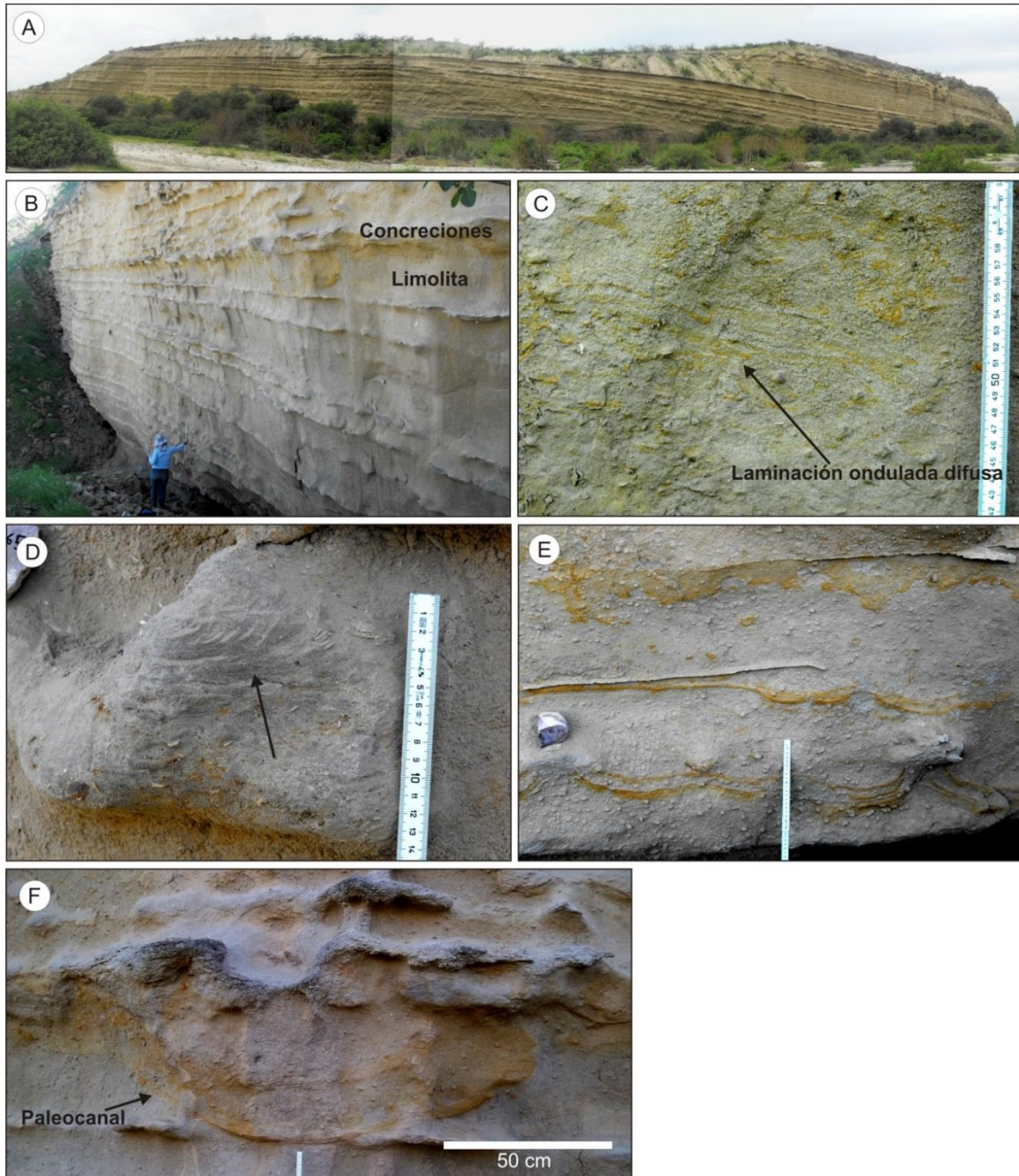


Figura 15. Subfacies limolita con concreciones (2-SFLIC). A) Panorámica de un afloramiento con rocas inclinadas. B) Los múltiples niveles de concreciones sobresalen en el afloramiento por mayor cementación de carbonato de calcio. C) Limolita con laminación ondulada difusa. D) Concreciones con restos difusos de laminación cruzada unidireccional que indica incidencia de una corriente. E) Estratificación convoluta en la limolita. F) Paleocanal de escala menor en C3 PC2.

La textura en esta subfacies varía de limolita fina poco arcillosa a limolita más gruesa con poca presencia de arena fina. La selección en general es buena. Son comunes los minerales de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda de origen intrusivo (figura 16). A nivel microscópico es posible observar que las rocas son calcáreas y poseen variaciones

ESTRATIGRAFÍA

de micrita a esparita con distribución irregular; además, localmente puede identificarse reemplazamiento de granos por carbonato de calcio. También se reconocen micro y macroforaminíferos, así como concentraciones de óxidos de hierro, las cuales permiten identificar estructuras de microbioturbación y algunos bivalvos pequeños mal preservados (figura 16).

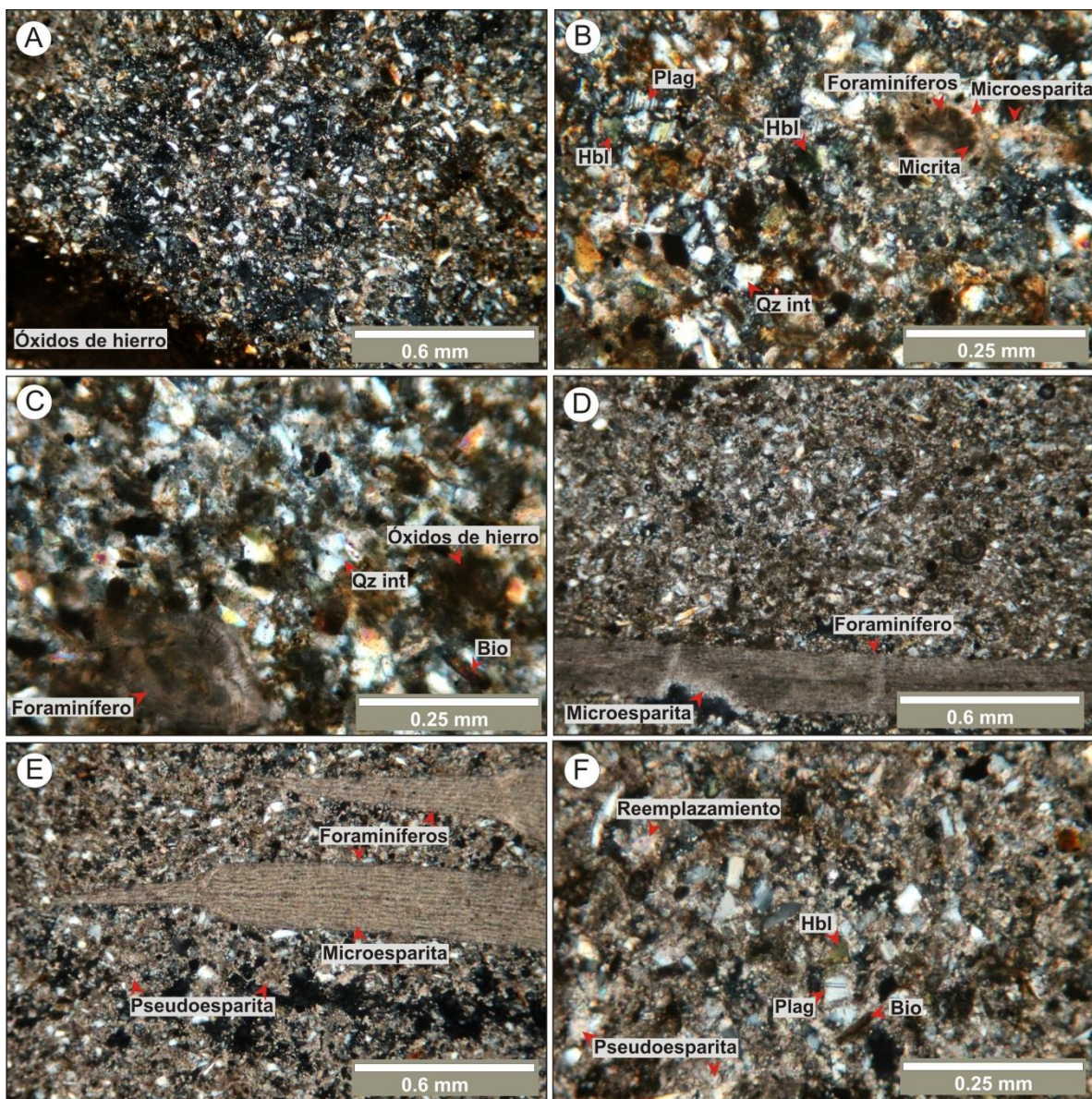


Figura 16. Láminas petrográficas de la subfacies limolita con concreciones (2-SFLIC). A) Limolita con una buena selección y ligeramente calcárea. B) Limolita con distribución irregular de microesparita y con minerales de cuarzo, plagioclasa y biotita. C) Es común la presencia de óxidos de hierro y foraminíferos. D y E) Concreciones de limolita arenosa calcárea con una buena sección. El carbonato se expone con variaciones de micrita a esparita. Contienen macroforaminíferos. F) Parcialmente pueden observarse reemplazamientos de granos por calcita.

Los límites entre limolita y niveles con concreciones frecuentemente son difusos y raramente marcados; además, muestran superficies irregulares. Por lo general las rocas son homogéneas debido a la intensa bioturbación, correspondiendo a BI 5 y BI 6 según el índice de bioturbación (*bioturbation index*) de Taylor y Goldring (1993).

Pocos relictos de la estratificación original quedaron visibles y en general predomina la estratificación y laminación ondulada difusa (figura 15). En pocos niveles se observa laminación paralela difusa (C3PC2 de 17 a 21 m y de 25 a 30 m; anexo 1) y excepcionalmente laminación cruzada de visibilidad regular. Cabe mencionar que la subfacies posee escasa estratificación convoluta marcada (C3PC2 en 6 y 11 m; anexo 1; figura 15). Esporádicamente es posible observar restos difusos de estratificación y laminación cruzada a ondulada dentro de concreciones (C3PC2 en 14.70 m; anexo 1; figura 15). En el afloramiento donde se levantó la columna (C3) se encontraron escasos canales pequeños con anchos no mayores a 1 m (figura 15). Localmente pudieron registrarse bandas difusas de *Liesegang* en algunas concreciones (C3PC2 a los 7.70 m).

La presencia de óxidos de hierro permite ver estructuras difusas de madrigueras simples con direcciones horizontales, verticales e inclinadas. Por lo tanto, es posible identificar icnofósiles como *Planolites* isp., *Taenidium* isp., *Teichichnus* isp. (ver subcapítulo 3.2, área 2).

De manera general, el contenido fósil está compuesto por abundantes macroforaminíferos distribuidos de manera irregular en las capas. También se identifica la presencia de algunos moluscos con preservación regular (figura 17), generalmente son valvas individuales y ocasionalmente completos con tamaños desde 2 cm hasta 12 cm. Algunos ejemplares de bivalvos fueron identificados como *Pinna llajasensis?* y *Pycnodonte (Phygraea) pacifica* (Moore, 1983; Squires y Demetron, 1990; Squires y Demetron, 1992; figura 17). Escasamente se ven gasterópodos que en promedio miden 12 cm de largo, con mala preservación, lo cual impide reconocer una mejor clasificación taxonómica; además, existen erizos de mar con tamaños de hasta 2 cm distribuidos con mayor frecuencia en la parte superior de la secuencia de rocas (figura 17).

Paleocanales

En el área 2 a lo largo del arroyo principal desde Las Pocitas hasta la localidad 15 (figura 1) se identificaron estructuras de paleocanales, los cuales alcanzan hasta más de 100 m de ancho (figura 18). Las estructuras tienen un perfil suave y su ancho es varias veces

mayor que su profundidad. El relleno de estos canales corresponde a las subfacies descritas anteriormente. Adicionalmente, en el afloramiento puede observarse que canales más jóvenes cortan estructuras anteriores, creando a gran escala estratificación cruzada de relleno de canal (*channel-fill cross-bedding*, Boggs, 2009). Lo anterior indica que alternaban etapas de erosión y de relleno.

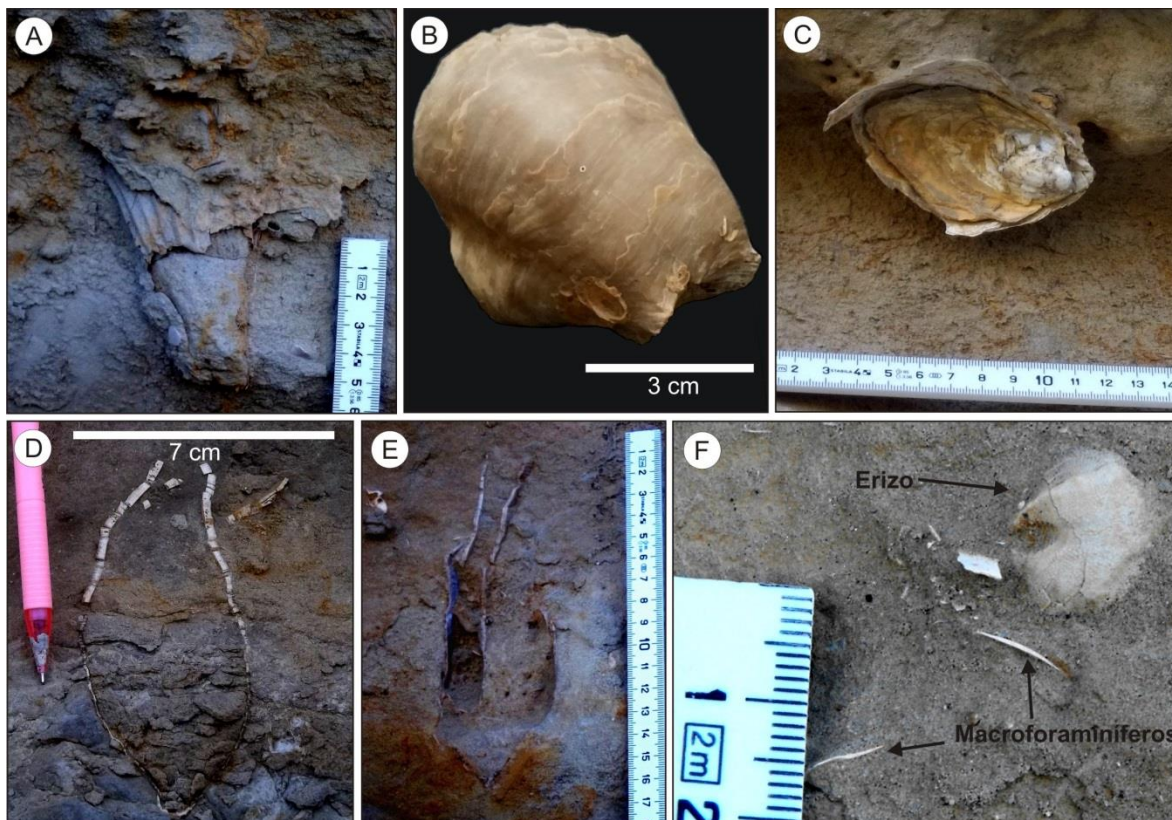


Figura 17. Fósiles de moluscos encontrados en el área 2. A) Fósil de *Pinna llajasensis?* en el afloramiento (C3PC2) y probablemente se encuentra en posición de vida. B) Ejemplar de *Pycnodonte (Phygraea) pacifica* registrado como material caído en C3. C, D y E) Ejemplares no clasificados debido a su mala preservación. F) Erizo encontrado de manera *in situ*.

3.1.2.2. Interpretación

La litofacies limolita, constituida por su dos subfacies, indica un ambiente marino más somero con respecto al del área 1. Se propone un ambiente de plataforma continental, posiblemente en su zona media o externa con sedimentación siliciclástica y ligeramente mixta. La intensa bioturbación en las rocas en conjunto con la presencia de fósiles endobentónicos (macroforaminíferos, moluscos y erizos) sugiere valores normales de oxígeno y condiciones de energía moderada, por lo cual la preservación de estructuras sedimentarias físicas es escasa. Los pocos relictos de estratificación y laminación cruzada

difusa, laminación ondulada y pequeños canales indican que esporádicamente había influencia de oleaje o de corrientes, especialmente durante tormentas. La presencia de la estratificación convoluta en las capas es producto del escape de agua contenida en los sedimentos que son sobreyacidos por el depósito de material más denso (Boggs, 2009). Por otro lado, las estructuras de paleocanales a gran escala sugieren una cierta cercanía al borde de la plataforma continental y por lo tanto, se interpretan como las porciones más proximales de valles submarinos del talud continental. Cabe mencionar que los canales submarinos pueden extenderse hacia la plataforma continental, como es el caso del actual cañón de Monterrey en California.

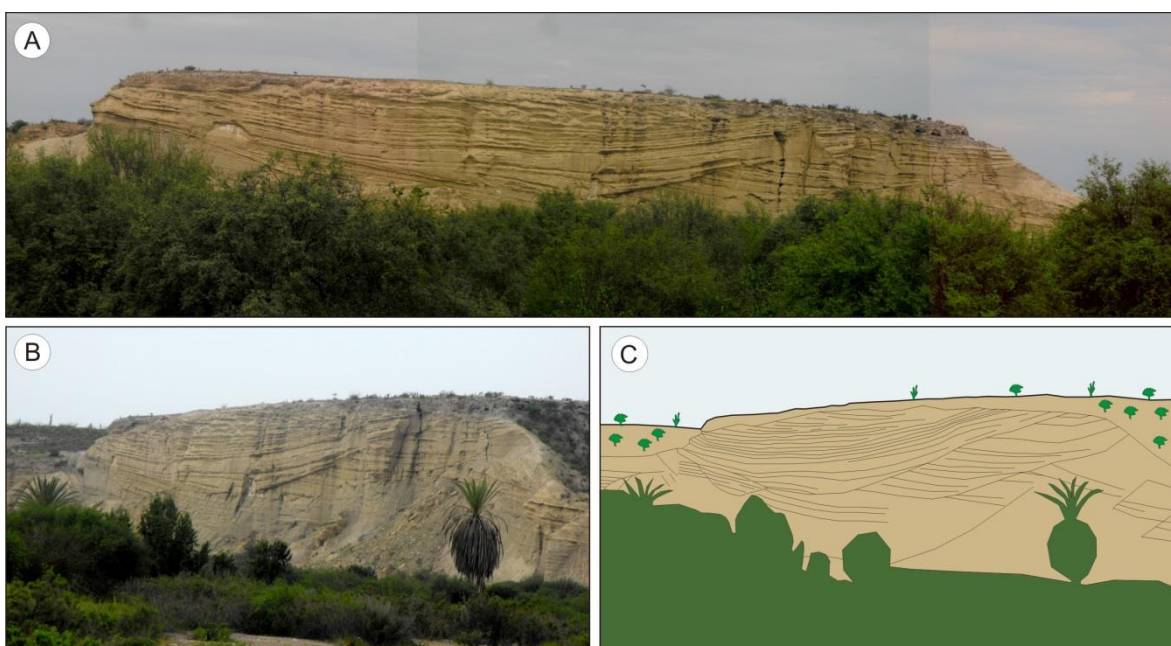


Figura 18. Paleocanales en la región de Las Pocitas. A y B) Estructura de un paleocanal que mide más de 100 m de ancho (ubicado en las localidades 11 y 12). C) Esquema del paleocanal donde se muestra la estratificación cruzada a gran escala.

Los múltiples niveles de concreciones de la segunda subfacies reflejan un ambiente de depósito con disponibilidad de carbonato de calcio y la precipitación del mismo en el sedimento durante la diagénesis temprana. Los bivalvos fósiles *Pinna llajasensis?* (Paleógeno) y *Pycnodonte (Phygraea) pacifica* (ocurre desde el piso “Capay” del Eoceno temprano al piso “Tejon” del Eoceno medio) aparecen en sustratos lodosos de ambientes someros hasta de plataforma (Moore, 1983; Squires y Demetron, 1990; Squires y Demetron, 1992).

Finalmente, la icnocenosis presente en esta litofacies (*Planolites* isp., *Taenidium* isp. y *Teichichnus* isp.) probablemente corresponde a la icnofacies *Cruziana* distal (ver subcapítulo 3.2, área 2) la cual ocurre en la plataforma continental, probablemente en la parte media o externa y confirma el ambiente para las rocas del área 2.

3.2. Icnología

En el siguiente apartado de este capítulo son descritos los icnofósiles encontrados en las áreas 1 y 2 (figura 1), posteriormente, se interpretan las icnofacies correspondientes.

3.2.1. Descripción de icnofósiles

Se hallaron icnofósiles no solamente en las columnas estratigráficas, sino también en varias localidades adicionales. Algunas piezas corresponden a material caído. La descripción de los icnofósiles se realizó según su abundancia.

En las columnas estratigráficas 1 y 2, así como en las localidades 3, 5, 6, 7, 8 y 9 del área 1 (figura 1) se encontraron ejemplares con preservación buena a regular, debido a esto fue posible identificar los icnogéneros *Planolites* isp., *Chondrites* isp., *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp., *Taenidium* isp., *Helminthopsis* isp., *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Scolicia* isp. y *Megagraption* isp. De estos, *Chondrites* isp., *Ophiomorpha* isp., *Helminthopsis* isp., *Taenidium* isp. y *Scolicia* isp. permitieron reconocer icnoespecies.

Dentro del área 2 se registraron fósiles traza a lo largo de la columna 3 en diferentes niveles (localidad 15; ver figura 1). En general, las estructuras simples son abundantes pero con preservación mala y difusa. No obstante, es posible determinar una icnocenosis constituida por icnofósiles que corresponden a los icnogéneros *Planolites* isp., *Taenidium* isp. y *Teichichnus* isp.

Los criterios considerados para la identificación y clasificación taxonómica de los icnofósiles son explicados en el capítulo 2 (figura 5). A continuación se documentan los icnofósiles encontrados.

***Planolites* isp. Nicholson, 1873**

Material: En del área 1 es identificado dentro la columna 1 en el paquete de capas 1 (C1PC1) a 2 y 3 m, en C1PC4 a 19 m; además, en la muestra 40 (M40) de C2PC1 a 1 m, M43 (C2PC1 a 2m), en C2PC1 a 3 m, M60 (C2PC1 a los 13 m), M61 (C2PC1 a 14 m),

M65 (C2PC1 a 15 m), M66 (C2PC2 a 15.70 m), en C2PC2 (a 17 m), C2PC3 (a 18.5 m), C2PC4 (a 19 m), C2PC5 (a 22 m) y en C2PC6 (a 23.50 m, 24 m, 24.50 m, 25 m, 26 m, 27 m y a 28 m); también se encuentra como material *in situ* en las localidades 3 y 7, así como material caído en la localidad 9 (M149). En el área 2, los ejemplares pueden exhibirse como estructuras desde bien marcadas hasta difusas. Son identificados en la mayor parte de la columna 3, sin embargo, se exponen mejor preservadas y con mayor abundancia en C3PC1 de 0 m a 2.50 m. También pueden observarse en C3PC2 en los niveles de 2.80 m a 5.00 m, a la altura de 6.50 m y 9.00 m, así como de 16.00 m a 18.00 m y desde 20.50 m hasta 31.00 m.

Diagnóstico: Según Uchman (1995), *Planolites* isp. consiste de madrigueras lisas, de formas sencillas y raramente ramificadas. Estos icnofósiles son de forma circular a elíptica en sección transversal, de dimensiones y configuraciones variables. Pemberton y Frey (1982), Keighley y Pickerill (1995) y Uchman (1995) mencionan que el relleno de la estructura normalmente es pasivo y difiere de la litología de la roca huésped.

Descripción: *Planolites* isp. es el icnofósil más frecuente en el área de estudio con respecto a todas las especies registradas. Se exhibe con mayor abundancia en varios niveles de las columnas estratigráficas 1, 2 y 3, así como en las localidades 3, 7 y 9. En el área 1 es posible identificar las estructuras en capas de lodolita y arenisca desde lodosa hasta gruesa, predominando en arenisca muy fina a fina. Dentro del área 2, las estructuras están expuestas en limolitas con concreciones (figura 19H). En general, los túneles son rectos y están orientados en todas las direcciones posibles, horizontales, verticales e inclinadas (figura 19). Muestran un diámetro variado desde 1 mm hasta 2 cm y una longitud de 1 cm a 15 cm; además, no existen ramificaciones de los túneles. Las estructuras están impresas en planos de capas de semirelieve (capítulo 2; figura 5) en forma cóncava y convexa, así como relieve completo (figura 19). En algunos ejemplares es posible identificar el límite externo por la presencia de óxidos de hierro y comúnmente el relleno es de tipo pasivo (figuras 19E, 19F y 19G). Las estructuras no poseen un *lining*.

***Chondrites* isp. Sternberg, 1833**

El icnofósil *Chondrites* isp. está conformado por sistemas de túneles delgados y ramificados de forma sistemática o no sistemática (Fu, 1991; Uchman, 1995). Estos están constituidos por ejes principales abiertos que conectan a la superficie, los cuales a profundidad son ramificados para formar una red dendrítica (Uchman et al., 2012; figura

20D). En el material analizado el icnofósil se presenta con abundantes ramificaciones dendríticas. Así mismo, con base en variaciones morfológicas es posible identificar tres diferentes especies (figura 20): *Chondrites intricatus*, *C. targionii* y *C. affinis*.

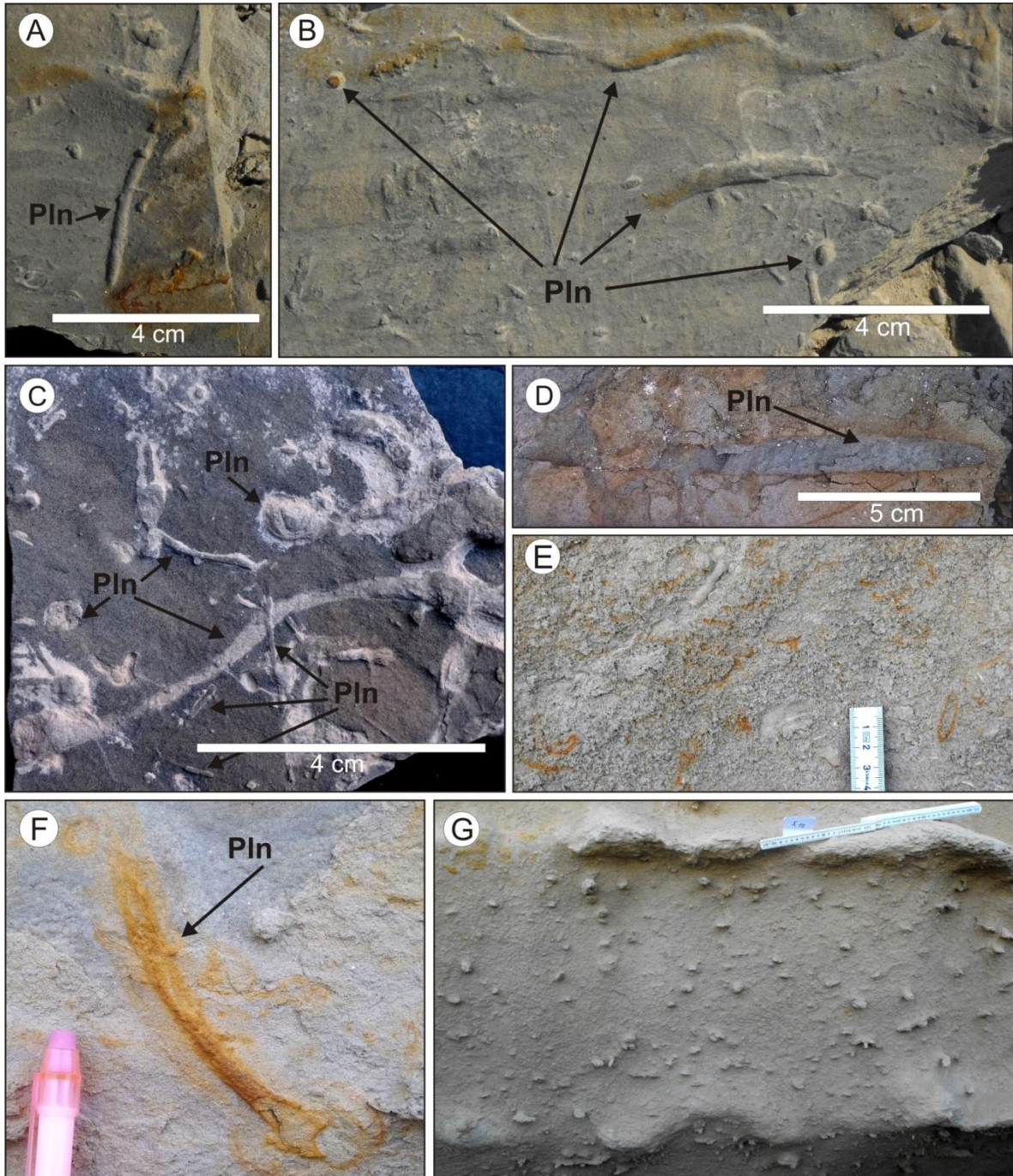


Figura 19. *Planolites* isp. (Pln). A y B) Madrigueras con direcciones horizontales, verticales e inclinadas. C) Estructuras con diámetros que varían desde 1mm hasta 2 cm. D, E y F) *Planolites* isp. con un límite externo marcado por óxidos de hierro. E, F y G) Ejemplares del área 2 expuestos en la facies limolita de la columna 3.

***Chondrites intricatus* Sternberg, 1833**

Material: Aparece in situ dentro de la columna 1, paquete de capas 1 (C1PC1) en los 2 m, en la muestra 12 (M12) en C1PC3 a 7.20 m, C1PC3 a los 8 m, M47 (C2PC1 a 5.20 m), M63 (C2PC1 a 15.20 m), M65 (C2PC1 a 15.40 m), en C2PC3 a 18.75 m y M82 (C2PC5 a los 21 m y 22 m); además M146 (localidad 8, material caído).

Diagnóstico: Según Uchman (1995), *C. intricatus* está caracterizado por un sistema de madrigueras con numerosas ramificaciones radiales hacia abajo. Los túneles tienen diámetros desde 0.4 mm hasta 1 mm; además, los sistemas de madrigueras llegan a medir de 20 a 65 mm (Fu, 1991; Uchman et al., 2012).

Descripción: Es uno de los icnofósiles más comunes en el área de estudio. La icnoespecie *C. intricatus* es muy abundante en varios niveles de las columnas 1 y 2 del área 1. No ha sido observado en las localidades 3, 4, 5, 6 y 7. Estos icnofósiles son más frecuentes en la facies lodolita con respecto a la de arenisca (figura 20C). Generalmente los túneles son rectos, exhiben una orientación inclinada hasta horizontal y van en distintas direcciones (figura 20C). El diámetro de los túneles comúnmente es de 0.5 mm; además, las ramificaciones son abundantes en forma dendrítica. Las estructuras están impresas en planos de capas de relieve completo (capítulo 2; figura 5; figura 20C). El límite externo es liso y su relleno es de tipo pasivo, el cual es contrastante por el color diferente respecto al de la roca huésped.

***Chondrites targionii* Sternberg, 1833**

Material: En la columna 2 dentro del paquete de capas 1 (C2PC1) a los 15.40 m, en la muestra 65 (M65), M76 (localidad 3, material caído), M145 y M146 de la localidad 8 (material caído).

Diagnóstico: Con base en Monaco y Checconi (2008), la icnoespecie *C. targionii* se reconoce por ramificaciones sucesivas primarias, que por lo general son ligeramente curvadas; además, el ángulo de estas frecuentemente es agudo. Comúnmente exhibe túneles de 1.5 a 2.5 mm de diámetro (Uchman et al., 2012).

Descripción: *C. targionii* ocurre con menor abundancia con respecto a *C. intricatus* y es observado en la columna 2 y en las localidades 3 y 8 (figura 1 y anexo 1). Es ausente en las demás localidades. *C. targionii* se encuentra en capas de lodolita (M65 en C2PC1) y arenisca (M76, M145 y M146); sin embargo, están mejor preservados en areniscas de

grano fino a medio y en areniscas finas (figura 20). Los túneles son rectos a ligeramente curvados, tienen una orientación inclinada hasta horizontal y pueden reconocerse con distintas direcciones. El ancho de los túneles varía entre 1 y 2 mm. Una de las características esenciales de este icnofósil es la ramificación primaria y de manera dendrítica (figura 20). En los planos de capas, el fósil traza ocurre como semirelieve (capítulo 2; figura 5) en forma cóncava, así como relieve completo. El límite externo es liso sin *lining* y su relleno es de tipo pasivo.

***Chondrites affinis* Sternberg, 1833**

Material: En la muestra 145 (M145) y M146 de la localidad 8 (material caído).

Diagnóstico: Según Uchman et al. (2012), *C. affinis* exhibe ramificaciones que comúnmente son poco curvadas y con ángulos de ramificación agudos; la mayoría de los túneles poseen diámetros entre 4 a 5.5 mm y los conjuntos de madrigueras tienen una extensión de 150 mm.

Descripción: El icnofósil *C. affinis* es escaso con respecto a las otras icnoespecies de *Chondrites* isp. y se encuentra como material caído en la localidad 8 (figura 1); está ausente en el resto de las localidades. Las madrigueras son más frecuentes y están mejor preservadas en capas de areniscas de grano fino a medio (figura 20). Comúnmente los túneles son ligeramente curvados, muestran una orientación inclinada en la mayoría de los casos y van en distintas direcciones. El rango de tamaño del diámetro en túneles es 4 a 5 mm. Exhibe ramificaciones en forma dendrítica (figura 20). Las madrigueras están plasmadas en planos de capas de semirelieve en forma cóncava (capítulo 2; figura 5). El límite externo no muestra un *lining* y el relleno es pasivo.

***Ophiomorpha* isp. Lundgren, 1891**

Ophiomorpha isp. Lundgren (1891) es diagnosticada como un sistema de madrigueras simples a complejas y lineales, el cual exhibe *pellets* de sedimento en las paredes (Bromley y Frey, 1974; Frey et al., 1978; Uchman, 2009). Hay ramificaciones horizontales y verticales creadas por crustáceos y en los puntos de ramificación comúnmente exhiben abultamientos (Uchman, 1995).

En el presente estudio se identificaron las icnoespecies *Ophiomorpha nodosa*, *O. annulata* y *O. rudis*, las cuales fueron definidas a partir de diferencias morfológicas (Frey et al., 1978; Uchman, 2009). *Ophiomorpha* isp. también fue encontrada en concreciones

(cima de C1 y material caído en la localidad 3), estas impidieron identificar aspectos taxonómicos para su clasificación a nivel de icnoespecie (figura 23). A continuación son descritas las características generales de cada icnoespecie.

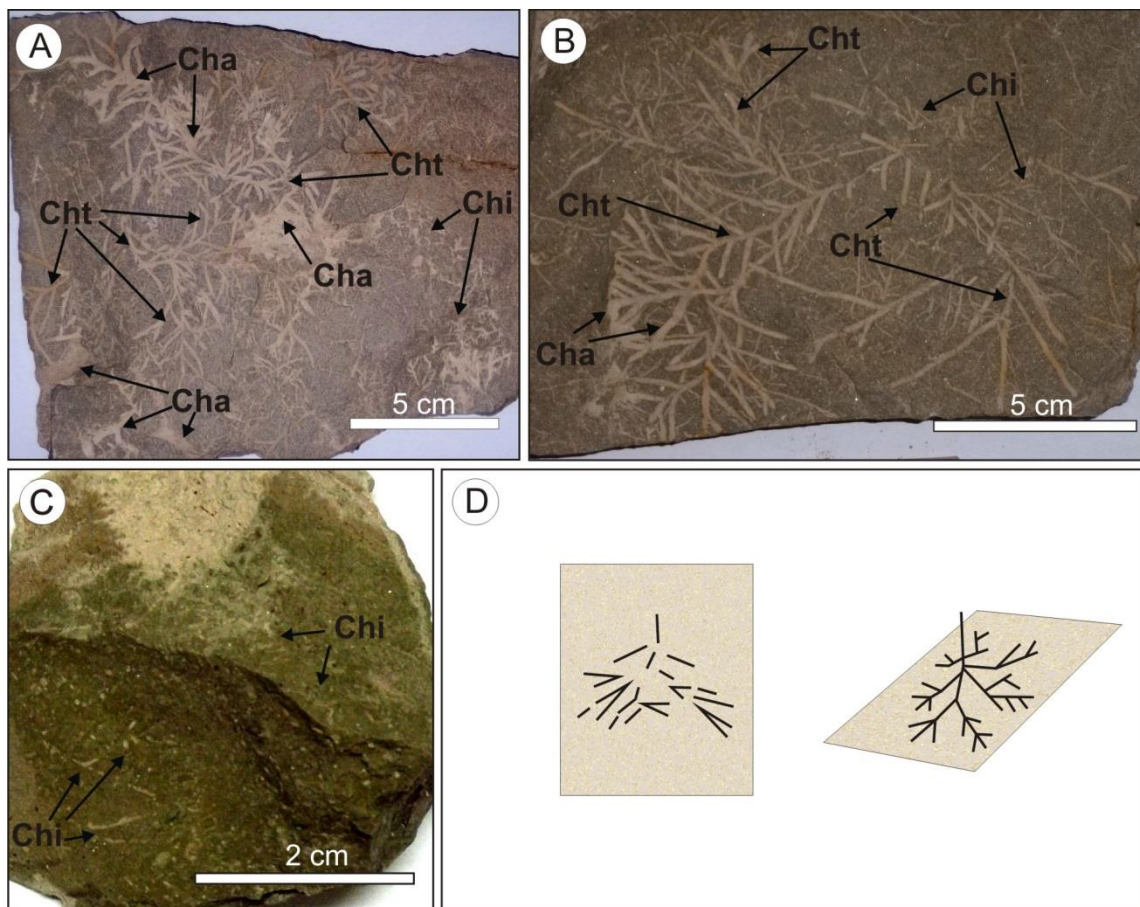


Figura 20. *Chondrites* isp. A y B) *C. intricatus* (Chi) y *C. targionii* (Cht) y *C. affinis* (Cha) en capas de arenisca, esta última icnoespecie posee túneles con un diámetro mayor. C) *C. intricatus* (Chi) en la litofacies lodolita. D) Esquema general de *Chondrites* isp., a la izquierda es la proyección del icnofósil observado de manera bidimensional y a la derecha vista tridimensional (modificado de Wetzel y Uchman, 2001).

***Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891**

Material: Dentro de la columna 1 en el paquete de capas 4 (C1PC4) a los 24 m, en C2PC6 (a los 23.60 m, 28 m, 28.30 m, 29 m y 29.30 m); además, en la muestra 33 (M33) y M37 (*in situ* en la localidad 3).

Diagnóstico: Según Uchman (1995), *O. nodosa* consta de madrigueras comúnmente verticales, subverticales u horizontales, con un diámetro desde 2 cm hasta 3 cm. Los túneles de las madrigueras exhiben paredes, las cuales en su mayor parte son densas, es

decir se componen de numerosos *pellets* generalmente ovalados y distribuidos de manera irregular (Frey et al., 1978; Uchman, 1995; Uchman, 2009).

Descripción: *O. nodosa* aparece frecuentemente en la columna 2; sin embargo, es aún más abundante como material *in situ* en la localidad 3. Generalmente, las madrigueras ocurren en capas de arenisca de grano muy fino a medio (figura 21). Los túneles son rectos a ligeramente curvos con ramificaciones regulares y en la mayoría de las veces en forma de Y (figura 21). Las estructuras llegan a medir desde 1 cm hasta 3 cm de diámetro y están dispuestos de manera horizontal e inclinada. Comúnmente son preservadas como semirelieve (capítulo 2; figura 5) en forma cóncava y algunas como relieve completo. Poseen una pared de *pellets* con aspecto de gránulos subredondeados a redondos y comúnmente regulares de aproximadamente 3 mm a 5 mm de diámetro (figura 21). No hay un patrón de distribución de los *pellets*. Ocasionalmente la pared presenta óxidos de hierro y el relleno interno es pasivo o activo en el mismo sistema (figura 21C).

***Ophiomorpha annulata* Lundgren, 1891**

Material: Se reconoce en la columna 2 en el paquete de capas 6 (C2PC6), en la localidad 7 y en M150 de la localidad 9 (los ejemplares fueron registrados como material caído).

Diagnóstico: Conforme a Uchman (2009), *O. annulata* está caracterizada por su tamaño más pequeño en comparación con otras especies de *Ophiomorpha* isp. y comúnmente muestra diámetros de 3 mm a 6 mm; además, presenta gránulos alargados en la pared y éstos están organizados en forma de anillos con orientación perpendicular al eje de la madriguera. Los túneles disponen de una posición común de horizontal a subhorizontal, cilíndricos y son raramente ramificados (Uchman, 1995).

Descripción: *O. annulata* se encuentra en menor abundancia que *O. nodosa*. Fue identificada únicamente en la columna 2 y en la localidad 7 (figura 1). Las madrigueras están preservadas en arenisca de grano muy fino a medio (figura 22). La forma de los túneles varía de rectos a ligeramente curvados y no es posible identificar ramificaciones en dicho material (figura 22). El diámetro de las estructuras mide desde 5 mm hasta 1.5 cm y la disposición de los ejes es de manera horizontal e inclinada. La preservación es de semirelieve (ver figura 5) y de forma cóncava. La pared es granulada (*pellets*) con aspecto de gránulos alargados e irregulares los cuales constituyen anillos orientados perpendicularmente al túnel (figura 22). Los *pellets* alargados miden aproximadamente 3 a 5 mm de ancho y 5 a 9 mm de largo. Los túneles tienen un relleno interno pasivo.

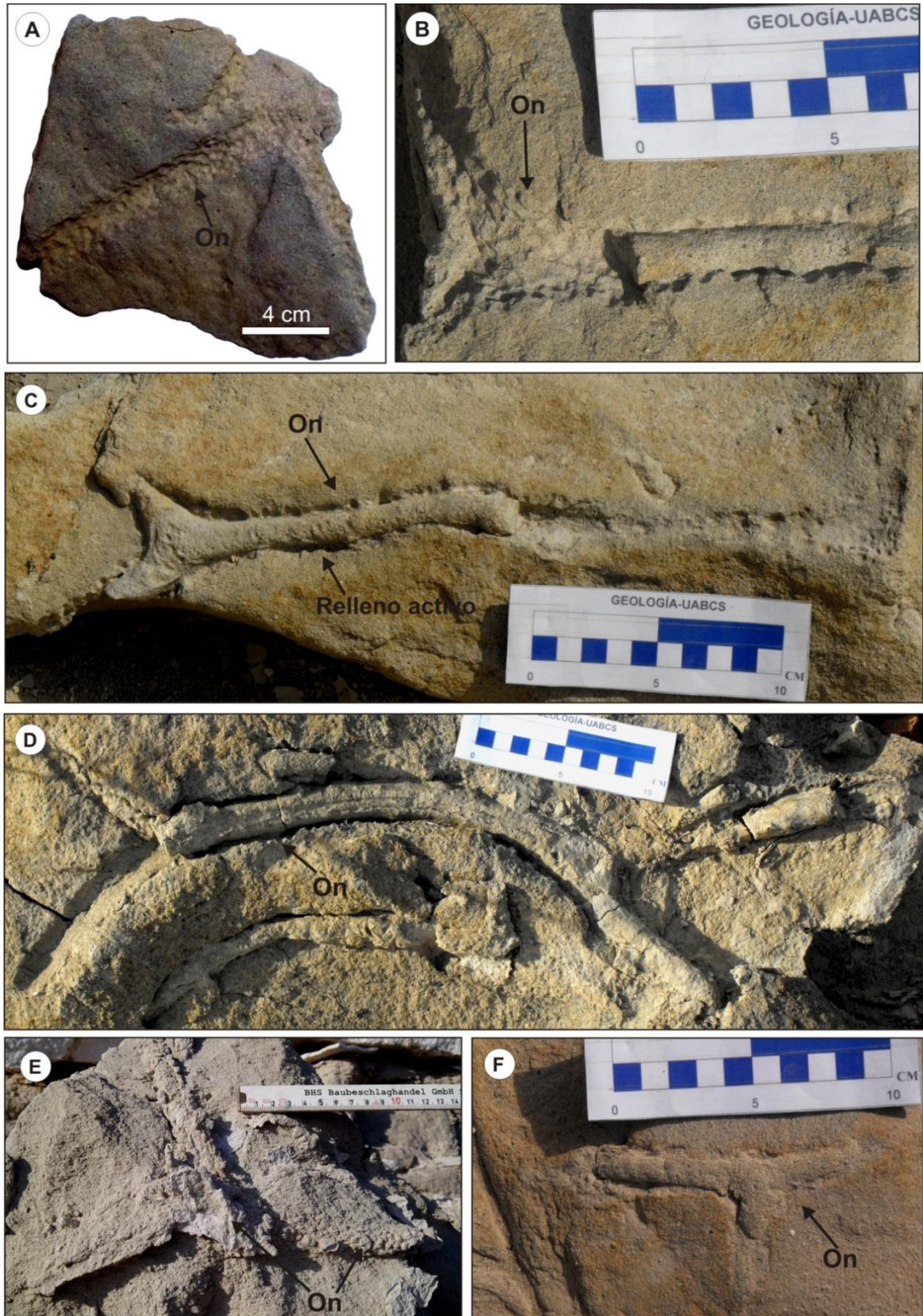


Figura 21. *Ophiomorpha nodosa* (On). A, B, C y D) Ejemplares con la característica esencial de la pared de *pellets*. Los túneles varían de rectos a ligeramente curvados. La disposición de los túneles es horizontal e inclinada y la preservación es como semirelieve y en forma cóncava. C) Relleno activo en *O. nodosa*. E) Preservación de relieve completo. F) *O. nodosa* posee un límite con presencia de óxidos de hierro.

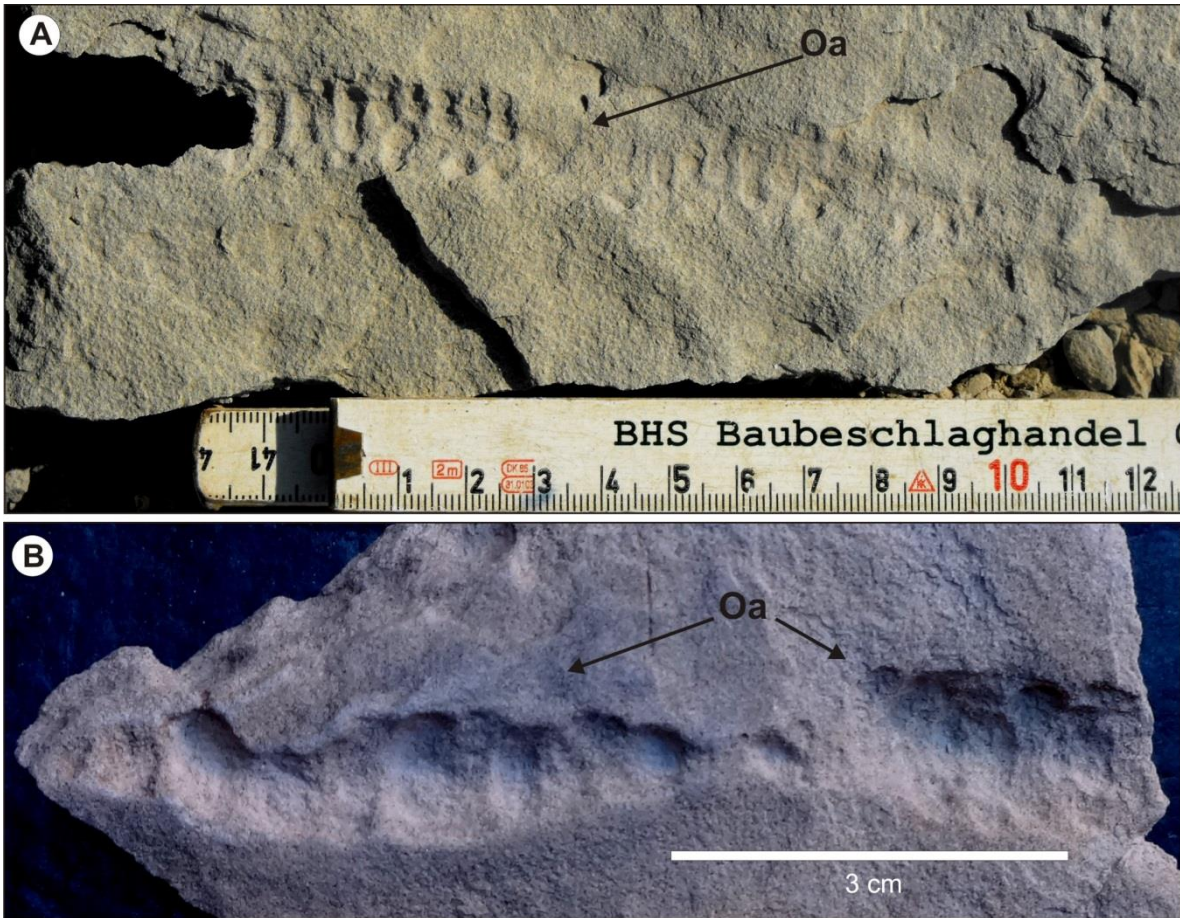


Figura 22. *Ophiomorpha annulata* (Oa). A y B) *O. annulata* con pared de pellets que se disponen perpendicularmente al túnel y sin ramificaciones. Es preservado como semirelieve en forma cóncava.

***Ophiomorpha rudis* Lundgren, 1891**

Material: Este icnofósil fue observado dentro de la columna 2 en el paquete de capas 6 (C2PC6), en la muestra 27 (M27) de la localidad 1 y en la localidad 9 (los ejemplares corresponden a material caído).

Diagnóstico: Según Uchman (2009), el icnofósil *O. rudis* es constituido parcialmente de paredes con gránulos irregulares (pellets con diámetros entre 2 y 4 mm); sin embargo, los segmentos más largos comúnmente tienen paredes lisas o localmente es posible observar arañazos. Los ejes de *O. rudis* por lo general son oblicuos y rectos, ligeramente sinuosos y ramificados en túneles horizontales. Los túneles poseen un diámetro característico entre 0.4 cm a 3.6 cm, pero es más común entre 0.7 cm a 1.8 cm (Uchman, 2009).

Descripción: El icnofósil *O. rudis* esporádicamente está presente en las columnas 1 y 2; además, es común en la localidad 1 y 9. Las madrigueras están contenidas en capas de arenisca de grano muy fino a grueso (figura 23). Los túneles son rectos a ligeramente curvos con ramificaciones regulares en forma de Y. Generalmente los túneles llegan a medir hasta 1 cm de diámetro y están dispuestos de manera horizontal e inclinada. Son preservadas como semirelieve (capítulo 2; figura 5) en forma cóncava y esporádicamente como relieve completo. Poseen una pared granulada (*pellets*) con aspecto de gránulos subredondeados e irregulares que tienen aproximadamente entre 2 mm y 6 mm de diámetro (figura 23). La pared puede presentar límites oxidados y un relleno interno pasivo. No existe un patrón de distribución de los *pellets*.

Adicionalmente, se encontraron sistemas de madrigueras, las cuales muestran un cambio de una pared con *pellets* a otra con ausencia de *pellets* o escasamente con *scratch marks* (arañazos) dentro de un mismo sistema, característica esencial de la icnoespecie. Cabe mencionar que diversos autores han clasificado este tipo de cambios morfológicos como combinaciones de diferentes icnofósiles en un solo sistema (Bromley y Frey, 1974), reconociendo *Ophiomorpha* isp. (pared con *pellets*), *Thalassinoides* isp. (límite externo liso) y *Spongeliomorpha* isp. (límite externo con *scratch marks*).

***Thalassinoides* isp. Ehrenberg, 1944**

Material: Se encuentra en la columna 2 dentro del paquete de capas 6 (C2PC6) a los 26 m y como material caído; además, fue registrado material *in situ* en la localidad 3 y en la muestra 38 (M38) de esta misma localidad (material caído).

Diagnóstico: De acuerdo a Bromley y Frey (1974) y Uchman (1995) el icnofósil *Thalassinoides* isp. consiste de un sistema de madrigueras tridimensional y esencialmente está compuesto de túneles cilíndricos que tienen un diámetro variable; además, la ramificación de estos exhiben una forma de Y y/o de T, y comúnmente se amplían en los puntos de bifurcación. La madriguera muestra con frecuencia una pared lisa (Bromley y Frey, 1974; Uchman, 1995).

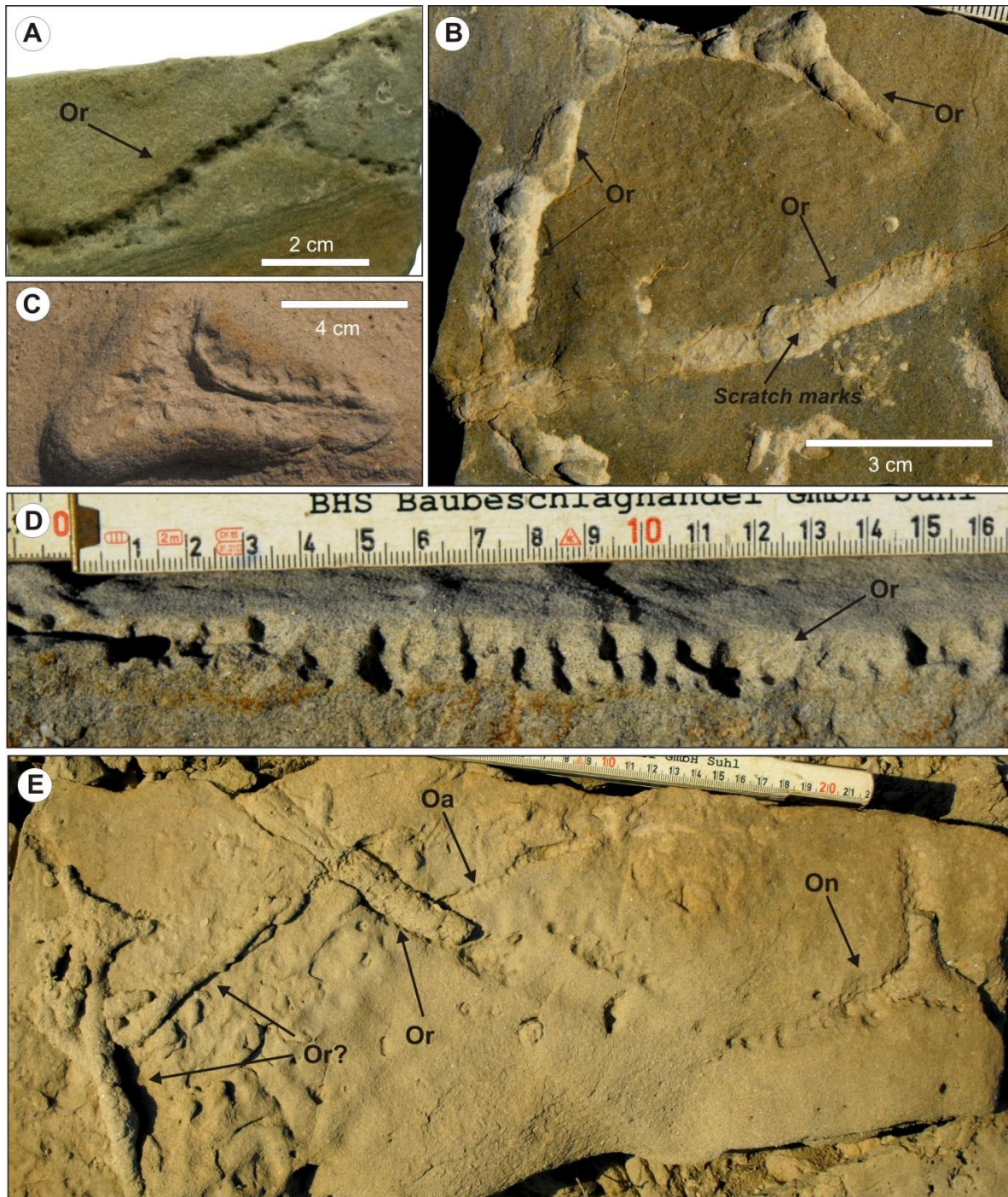


Figura 23. *Ophiomorpha rudis* (Or). A) *O. rudis* con una pared característica de *pellets* irregulares. B) Madriguera con *scratch marks*. Hacia la parte izquierda y parte superior de la muestra hay un sistema de túneles ramificados con *pellets*, así como partes lisas. C) *Ophiomorpha* isp. en concreciones. D) *O. rudis* preservada como semirelieve en forma cóncava conformada por *pellets* irregulares. E) Material con ejemplares de *O. nodosa*, *O. annulata* y *O. rudis*, esta última icnoespecies exhibe partes con *pellets* y sin *pellets* en el mismo sistema.

Descripción: En general *Thalassinoides* isp. es escaso en comparación con otros icnofósiles; tal es el caso en la localidad 3, donde pueden presentarse pocos especímenes con respecto a *Ophiomorpha* isp. Las madrigueras de *Thalassinoides* isp. identificadas, comúnmente son observadas en estratos de arenisca de grano muy fino a medio. La estructura del sistema de madrigueras es tridimensional y ramificado en forma de Y. Los túneles frecuentemente son rectos dispuestos de manera horizontal e inclinada (figura 24), llegan a medir desde 1 cm hasta 1.5 cm de diámetro y hasta 17 cm de largo. Los icnofósiles están preservados en forma de semirelieve cóncavo y convexo (capítulo 2; figura 5), así como relieve completo (figura 24). Las paredes están lisas y en algunos casos remarcadas por la presencia de óxido de hierro; además, el relleno interno generalmente es pasivo y en algunos casos es activo (figura 24).

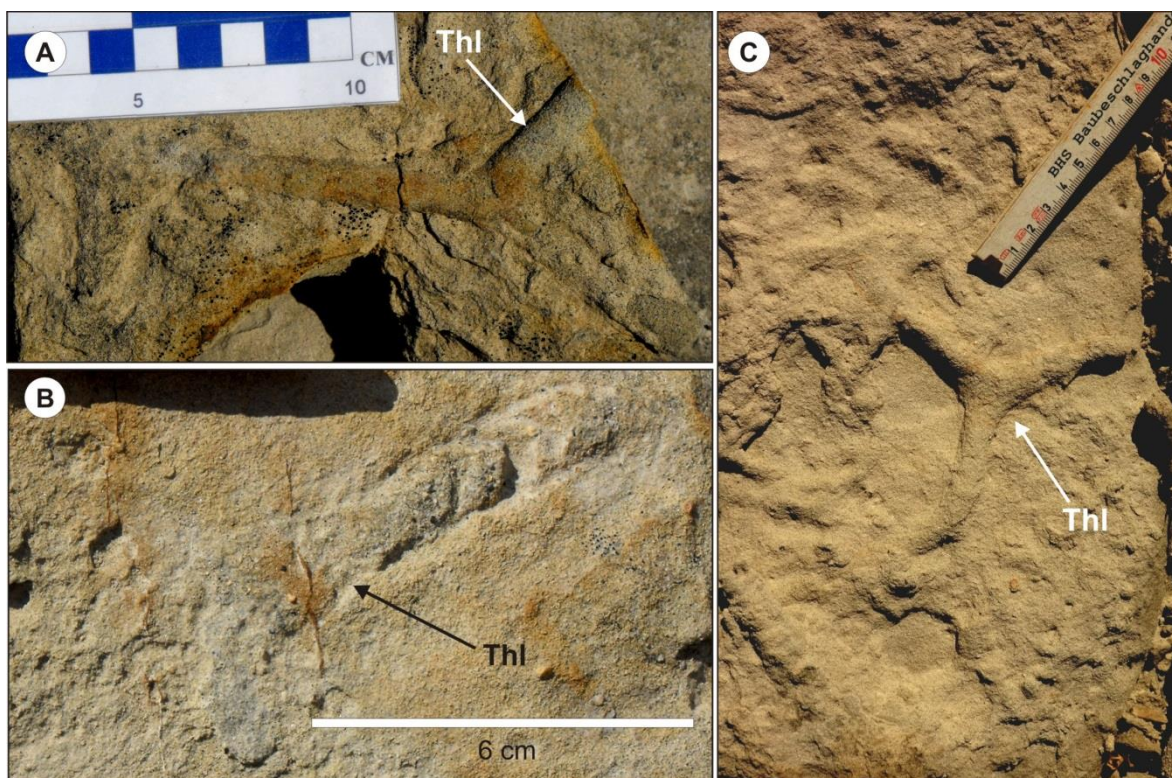


Figura 24. *Thalassinoides* isp. (Thl). A) Material *in situ* con preservación de semirelieve. La ramificación en Y es característica de este icnofósil. B) Icnofósil con un relleno activo. C). Sistema de *Thalassinoides* isp. en material caído con ramificaciones en forma de Y.

***Taenidium* isp. Heer, 1877**

Conforme a Uchman (1995) es un icnofósil sin una pared o con una pared muy fina, sin ramificaciones y está caracterizado por túneles simples de forma cilíndrica con un relleno activo (segmentos en forma de meniscos). Así mismo, tiene una disposición recta,

curvada o sinuosa (D' Alessandro y Bromley, 1987). Este icnogénero se integra por cuatro icnoespecies que son diferenciadas por la forma de los segmentos de menisco: *Taenidium serpentinum*, *T. satanassi*, *T. cameronensis* y *T. barretti* (Keighley y Pickerill, 1994).

Con base en las características del relleno de menisco que presentan los ejemplares del área 1, es posible distinguir dos icnoespecies diferentes *Taenidium cameronensis* y *T. serpentinum*. No obstante, en el área 2 debido a la mala preservación del material no fue posible diferenciar icnoespecies.

***Taenidium cameronensis* Brady, 1947**

Material: Se encontró un ejemplar como material caído en la localidad 7.

Diagnóstico: Es un icnofósil que generalmente posee segmentos de menisco más largos que el ancho del túnel y al unirse entre sí se observa una forma cóncava; los túneles no tienen una pared y las ramificaciones secundarias e intersecciones pueden estar presentes (Keighley y Pickerill, 1994; D' Alessandro y Bromley, 1987).

Descripción: *T. cameronensis* es un icnofósil escaso con respecto a otras especies registradas. El icnotaxón es identificado en arenisca de grano fino a medio con buena selección. En general la disposición del túnel es curvada y horizontal (figura 25A). Posee un diámetro que va de 3 a 5 mm y alcanza 10 cm de largo. No exhibe ramificaciones. La estructura puede mostrarse en planos de capas en forma de semirelieve (capítulo 2; figura 5) en forma cóncava (figura 25A). El relleno es de tipo activo y los segmentos en forma de menisco tienen forma cónica a subredonda (figura 25A). No se observa un *lining*.

***Taenidium serpentinum* Heer, 1877**

Material: Pueden reconocerse dos ejemplares de esta icnoespecies en la muestra 148 (M148, material caído) de la localidad 9.

Diagnóstico: Consiste de madrigueras con relleno de menisco; la distancia entre cada menisco es aproximadamente igual o menor al ancho de la madriguera. Generalmente tienen orientaciones variadas, sin pared, con forma recta a curvada o sinuosa y comúnmente son cilíndricas. Pueden exhibir ramificaciones secundarias (Keighley y Pickerill, 1994; D' Alessandro y Bromley, 1987).

Descripción: El icnofósil *T. serpentinum* es escaso; solo se documenta en la localidad 9 y es identificado en arenisca de grano medio con buena selección. Consiste de túneles rectos y horizontales (figura 25C), con un diámetro de 2 cm y una longitud de aproximadamente 10 cm y 15 cm. No exhiben ramificaciones y están preservados como relieve completo (*full relief*, Seilacher (1964); capítulo 2; figura 5) y con una forma cóncava (figura 25C). El relleno es de tipo activo con una forma curvada y la distancia entre los segmentos de menisco frecuentemente es menor que el ancho del túnel (figura 25C). Los icnofósiles no muestran *lining*.

Cabe mencionar que en algunas localidades (en el área 1 dentro de C2PC2, en las localidades 7 y 9, así como en el área 2 en la C3PC2 en 9.30 m; ver figura 1 y figura 25B) se observaron icnofósiles con características similares a *T. cameronensis*, *T. serpentinum* y hasta *T. barretti*; sin embargo, la mala preservación del material no permitió determinar con exactitud el nombre de los ejemplares.

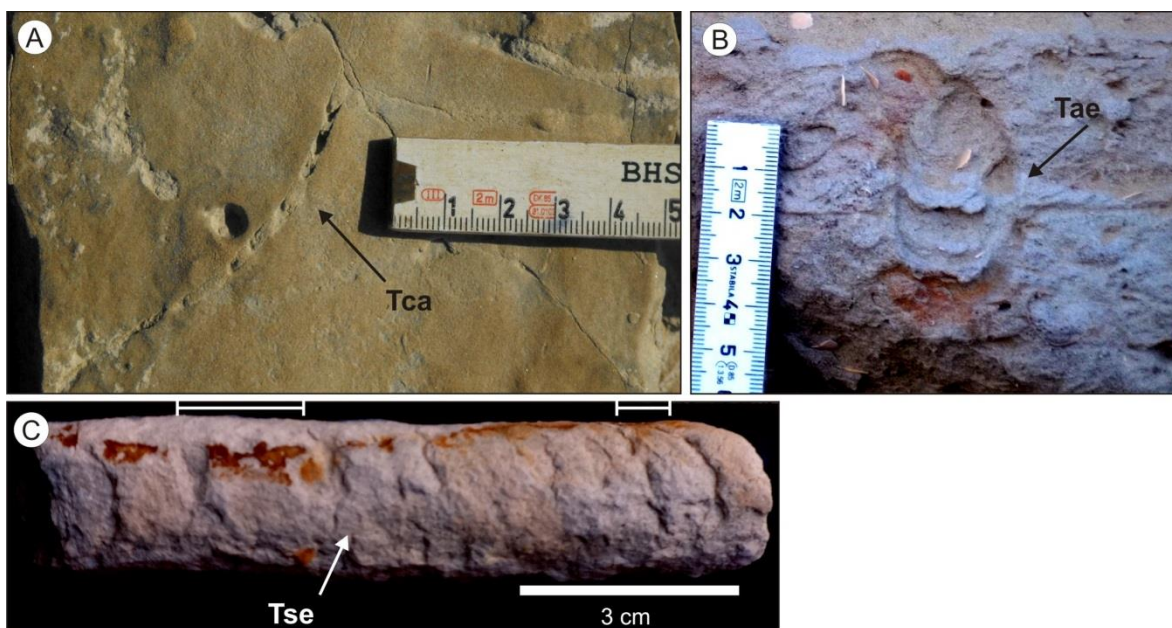


Figura 25. *Taenidium* isp. A) *T. cameronensis* (Tca) con un túnel angosto con relleno de meniscos de forma cónica a subredonda. B) *Taenidium* isp. (Tae) en la columna 3 del área 2, dentro de la facies limolita. El túnel muestra una disposición recta a curvada y orientado en dirección vertical, además, las estructuras de menisco son difusas. C) *T. serpentinum* (Tse) con meniscos cuya distancia es igual o menor con respecto al ancho de la madriguera (aprox. 2 cm).

***Helminthopsis* isp. Heer, 1877**

Según Han y Pickerill (1995) y Uchman (1995) es un icnofósil relativamente simple, no ramificado, irregularmente sinuoso o de forma meándrica y consiste de túneles

horizontales que no se tocan ni cruzan entre sí. Es una madriguera con relleno pasivo. Únicamente puede estar presente un orden de meandros.

Helminthopsis abeli?

Material: Como material caído en la muestra 75 (M75) de la localidad 5, en M147 de la localidad 8 y M151 de la localidad 9.

Diagnóstico: Conforme a Han y Pickerill (1995) esta icnoespecie es preservada como *hypichnia* (capítulo 2; figura 5). La forma de la madriguera es sinuosa hasta meándrica. Los túneles se muestran completos y ocasionalmente incompletos. El ancho de la madriguera varía entre 6 mm a 22 mm (Han y Pickerill, 1995; Monaco y Checconi, 2008).

Descripción: *H. abeli?* es hallado con poca frecuencia en el área de estudio; sin embargo, el material colectado contiene ejemplares suficientemente bien preservados que permiten la asignación a este icnogénero. Las estructuras de este icnofósil están impresas en arenisca de grano fino a medio. En general, su forma es meándrica, no ramificada y predomina una orientación horizontal (figura 26). El diámetro de los túneles mide desde 0.2 cm hasta 0.5 cm; además, el fósil traza está plasmado en planos de capas como semirelieve (capítulo 2; figura 5) en forma cóncava. Ocasionalmente tiene un límite externo marcado por óxidos de hierro y su relleno es de tipo pasivo (figura 26). Los especímenes no exhiben *lining*.

***Zoophycos* isp. Massalongo, 1855**

Material: Muestra 77 (M77) en material caído de la localidad 6 y material *in situ* de la localidad 9.

Diagnóstico: Según Uchman (1995), *Zoophycos* isp. está compuesto de numerosas estructuras laminadas llamadas *spreiten* que se distinguen en la madriguera por su forma aproximada de U o J; su longitud y orientación son variadas. La madriguera que contiene estas estructuras sigue un patrón de espiral helicoidal, el cual puede tener un forma general circular, elíptica y/o lobulada (Olivero, 2007). Otra de sus características es la presencia de un tubo marginal que rodea el *spreiten* (figura 4 en Olivero, 2003). Cabe mencionar, que Olivero (2003) establece cuatro morfotipos de *Zoophycos* isp. Los especímenes del presente trabajo tienen similitud con el morfotipo D (figura 27).

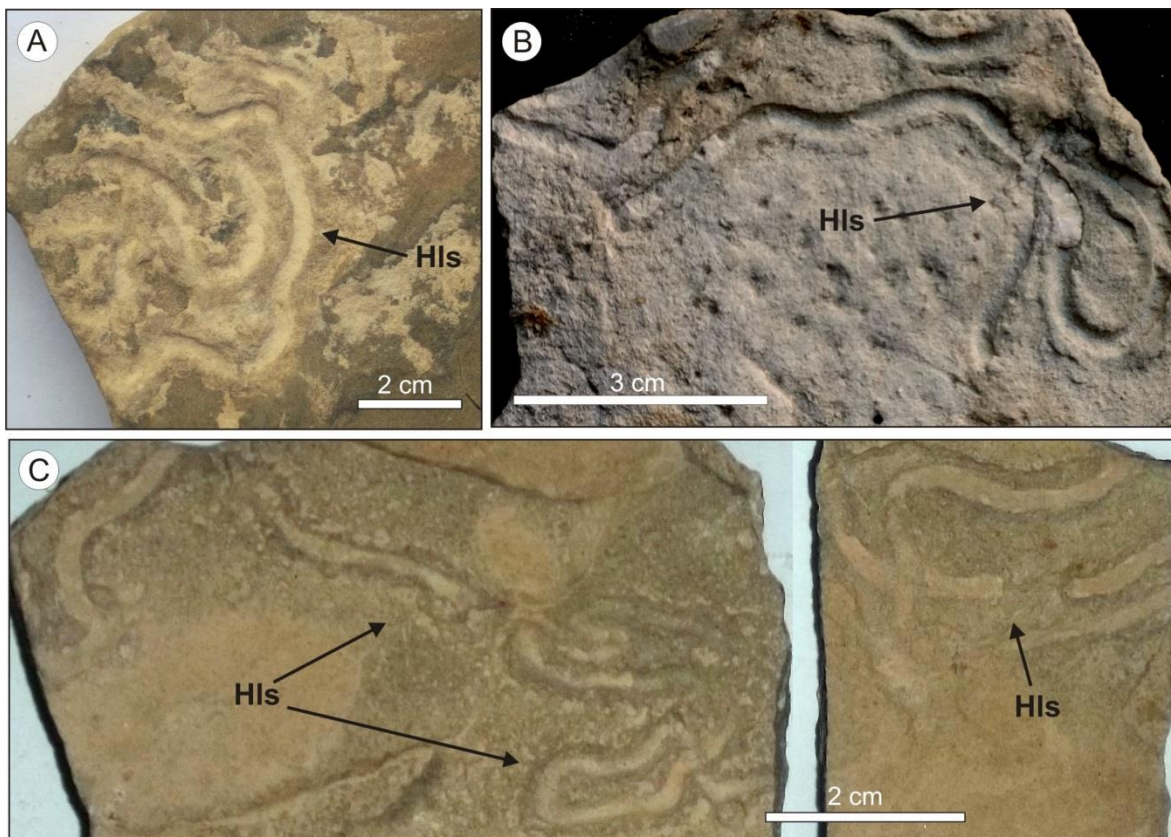


Figura 26. *Helminthopsis abeli?* (Hls). A) Icnofósil gráfico con forma meándrica, no ramificado y orientación horizontal. B y C) Estructuras preservadas como semirelieve con forma cóncava.

Descripción: *Zoophycos* isp. es un icnofósil escaso, ya que solamente ha sido identificado en las localidades 6 y 9, dentro del área 1 (figura 1), donde está expuesto en arenisca de grano muy fino a medio. El icnofósil exhibe *spreiten* con una orientación horizontal y un tamaño promedio de 2 mm, así mismo, el diámetro del área total cubierta por estas estructuras alcanza 12 cm (figura 27). El *spreiten* posee una forma curvada y presenta un tubo marginal. La preservación del icnofósil es en forma de semirelieve cóncava y convexa (capítulo 2; figura 5). El tubo marginal no tiene *lining*. En el material *in situ* de la localidad 9 se distingue una morfología lobulada (figura 27C).

***Palaeophycus* isp. Hall, 1847**

Material: Es encontrado como material *in situ* en la columna 2, paquete de capas 2 (C2PC2) a 15.70 y 17.20 m.

Diagnóstico: Según Pemberton y Frey (1982), *Palaeophycus* isp. es una madriguera con *lining* y con relleno de sedimentos típicamente idénticos a los de la roca circundante. El icnofósil no muestra ramificaciones, su límite externo comúnmente es liso y su forma

esencialmente cilíndrica. Predominan las madrigueras horizontales de diámetros variables (Keighley y Pickerill, 1995; Uchman, 1995).

Descripción: *Palaeophycus* isp. está escaso en el área de estudio con respecto a los icnofósiles ya descritos anteriormente. Ocurre en dos niveles de la columna estratigráfica 2, estando ausente en el resto de las localidades. Las estructuras son identificadas en capas de arenisca desde lodosa hasta media, predominando en arenisca media. En general los túneles son rectos y tienen una orientación en direcciones horizontales e inclinadas. Exhiben un diámetro que va de 1 a 1.5 cm y una longitud de aproximadamente 5 cm; además, no existen ramificaciones de los túneles. Las estructuras están impresas en planos de capas de relieve completo (capítulo 2; figura 5). Este icnofósil comúnmente tiene un relleno de tipo pasivo y las estructuras poseen un *lining*.

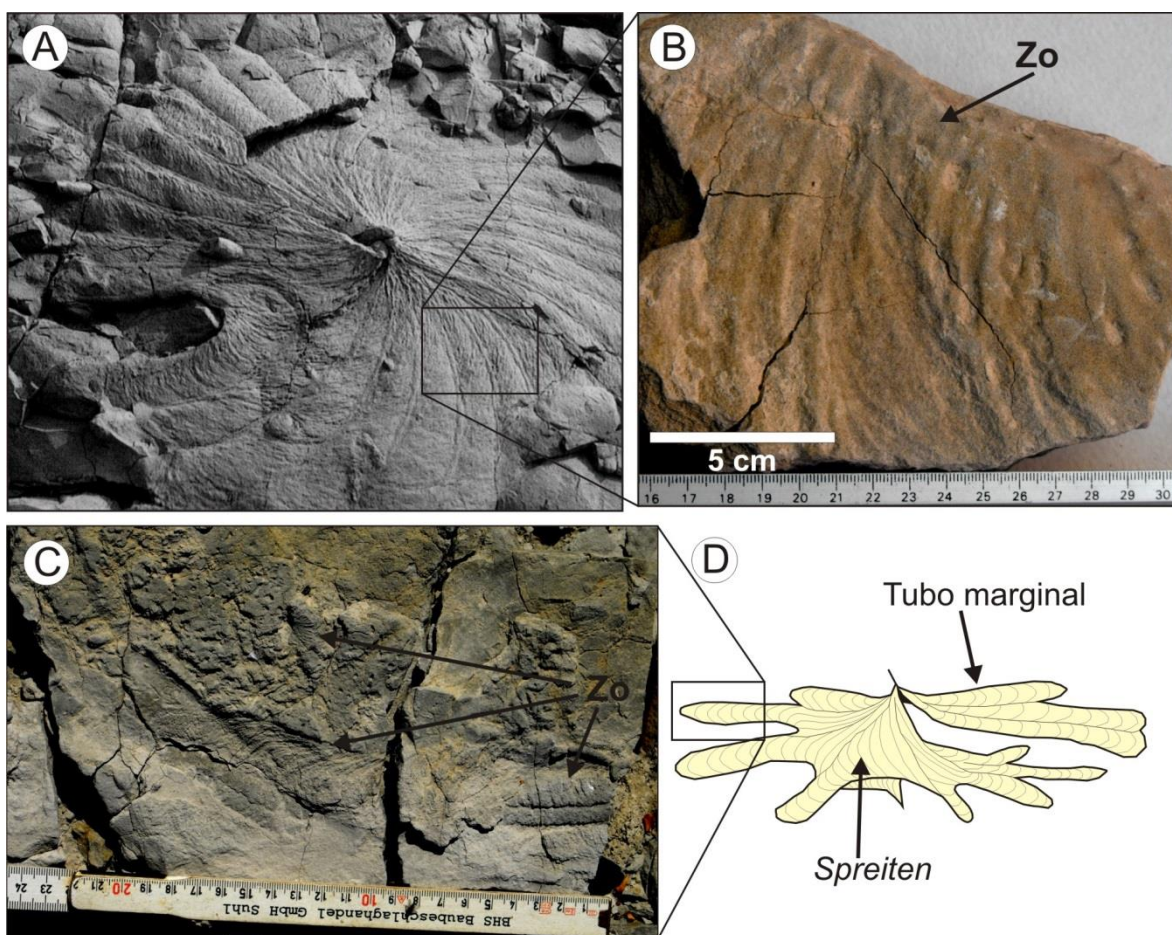


Figura 27. *Zoophycos* isp. (Zo). A) Imagen de un espécimen (tomada de Bromley, 1996) con estructuras bien preservadas. B) Ejemplar (M77) de la localidad 6 del área de estudio. Equivale solo a un fragmento de lo que representa el *Zoophycos* isp. de la imagen A. C) *Zoophycos* isp. de la localidad 9 (material *in situ*), con una morfología lobular y muestra una preservación de semirelieve. D) Morfotipo D (modificado de Olivero, 2003).

Scolicia isp. De Quatrefages, 1849

El grupo *Scolicia* comprende huellas de equinodermos, estructuras bilobuladas y trilobuladas (Uchman, 1998). El grupo *Scolicia* incluye las icnoespecies *S. prisca* De Quatrefages (1849), *Scolicia strozzii* Savi y Meneghini (1850), *S. plana* Książkiewicz (1970), *Bichordites* Plaziat y Mahmoudi (1988) y *Bichordites monastiriensis* Plaziat y Mahmoudi (1988) (Uchman, 1995 y 1998). El análisis del ejemplar encontrado demuestra que corresponde a la icnoespecie *S. prisca* De Quatrefages (1849).

***Scolicia prisca* De Quatrefages, 1849**

Material: Material caído registrado como muestra 152 (M152) de la localidad 9.

Diagnóstico: Según Uchman (1995), *S. prisca* es conformada de estructuras horizontales de forma simple hasta meándrica. Es una madriguera trilobulada y generalmente preservada como *epichnia* (capítulo 2; figura 5), de forma ligeramente cóncava y semicircular. Comúnmente exhibe relleno activo que exhibe finas laminillas transversales en la parte interna y en los costados de la parte externa muestra laminillas asimétricas más gruesas y amplias. Las dos series paralelas ocurren a lo largo del borde en la parte interna (Uchman, 1998).

Descripción: *S. prisca* es un icnofósil poco frecuente en el área de estudio. La icnoespecie es identificada en arenisca de grano medio con buena selección. Consiste de túneles de doble hendidura que tienen una disposición irregular y están orientados en dirección horizontal (figura 28A). Las madrigueras poseen un diámetro que va desde 1.5 cm hasta 2.5 cm y alcanzan una longitud de aproximadamente 7 cm; además, no muestran ramificaciones. Las estructuras están expuestas en planos de capas de semirelieve (*epichnia*; capítulo 2; figura 5) en forma cóncava (figura 28A). El material no permite identificar la naturaleza del relleno, debido a su mala preservación (figura 28A). No posee un límite externo marcado.

Megagraption isp. Książkiewicz 1968

Material: Se encontró como material caído en la localidad 9 (muestra 153).

Diagnóstico: Según Uchman (1998), *Megagraption isp.* es un icnofósil conformado por túneles delgados generalmente preservados como semirelieve, con un patrón poco irregular (sinuoso). Los túneles están ramificados, formando una red irregular horizontal.

Es encontrado en sistemas de turbiditas (Wetzel et al., 2007; Monaco y Checconi, 2008 y Buatois y Mángano, 2011).

Descripción: *Megagraption* isp. es escaso con respecto a otros icnofósiles, ya que solo fue encontrado un ejemplar en el área de estudio. Sus estructuras son expuestas en arenisca de grano fino y la forma del icnofósil varía desde recta hasta curva en ciertas partes. Exhibe ramificaciones formando una red abierta e irregular y predomina una orientación horizontal (figura 28B). El diámetro de los túneles comúnmente es de 0.3 cm a 0.8 cm; además, las estructuras están preservadas en planos de capas como semirelieve en forma cóncava y convexa (capítulo 2; figura 5). Ocasionalmente el límite externo es difuso y su relleno es de tipo pasivo (figura 28B). No exhibe *lining*.

Cabe mencionar que para este icnofósil existen las icnoespecies de *M. irregulare* Książkiewicz (1968) y *M. submontanum* (Azpeitia-Moros, 1933; Uchman, 1998). Sin embargo, las características del ejemplar encontrado no permiten determinar icnoespecies.

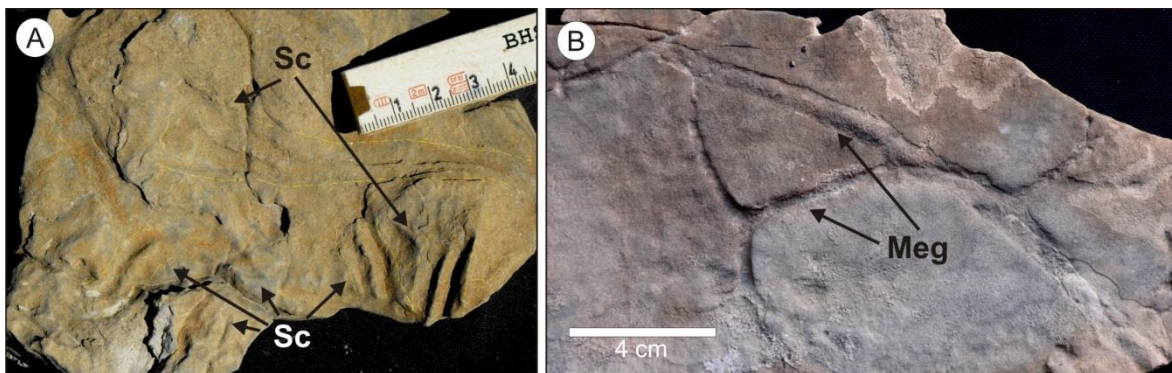


Figura 28. *Scolicia* isp. y *Megagraption* isp. A) *S. prisca* (Sc), con estructuras de doble hendidura con un surco en el centro y preservados como semirelieve. B) *Megagraption* isp. (Meg) caracterizado por una forma recta a curvada, con ramificaciones.

***Teichichnus* isp. Seilacher, 1955**

Material: Se registra dentro del área 2 en la columna 3 en el paquete de capas 2 (C3PC2), a los 16.00 m.

Diagnóstico: Según Uchman y Wetzel (2011), *Teichichnus* isp. es una madriguera tubular no ramificada y con orientación horizontal o inclinada. Se distingue por exhibir *spreiten* vertical, el cual es formado por el desplazamiento del tubo; éste puede ser hacia

arriba o hacia abajo y además puede haber desvíos hacia los lados, creando *spreiten* no perfectamente verticales (Pedersen y Surlyk, 1983; Seilacher, 2007).

Descripción: *Teichichnus* isp. es documentado solamente en un nivel de la columna estratigráfica 3, por lo que en general es un icnofósil escaso. La madriguera tubular puede observarse en limolita con una disposición curvada y orientación en dirección inclinada. Exhibe *spreiten* orientado de manera vertical respecto al túnel que muestra un desplazamiento hacia arriba (figura 29). Las estructuras tubulares tienen un diámetro de aproximadamente 2 cm y miden 38 cm de largo. No exhibe ramificaciones; por otra parte, las estructuras son identificadas en planos de capas de relieve completo (capítulo 2; figura 5; figura 29). Presenta óxidos de hierro en el contorno de las estructuras y no muestra un *lining* (figura 29).

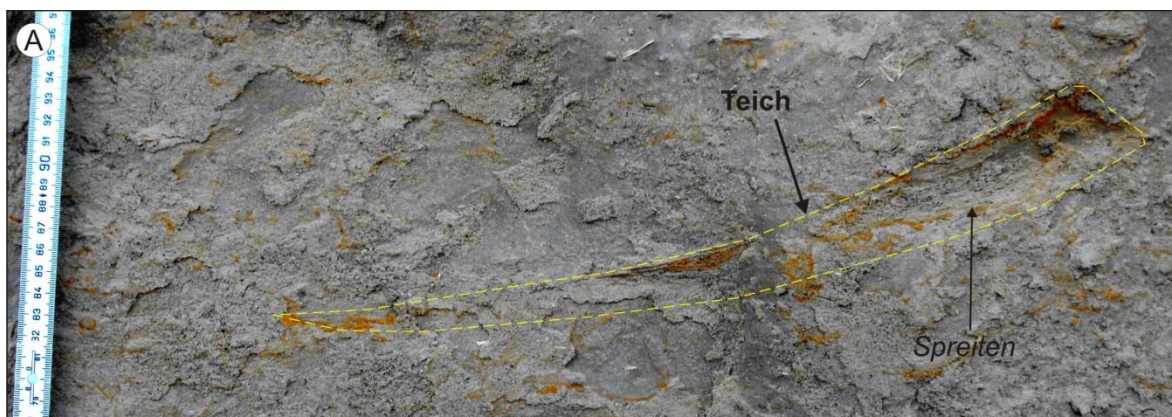
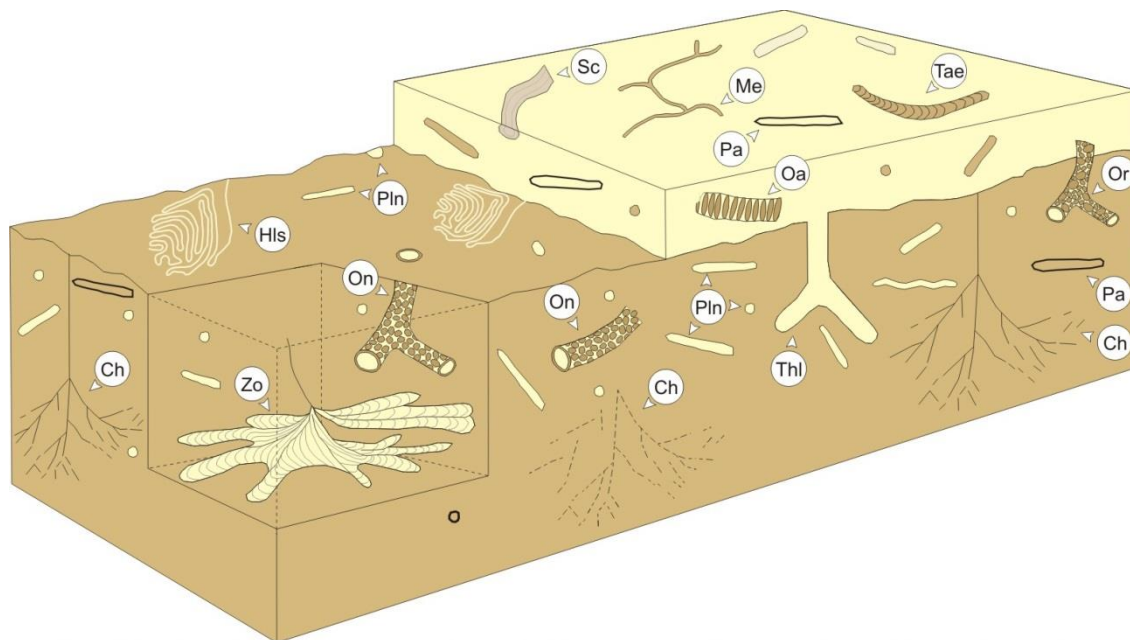


Figura 29. A) *Teichichnus* isp. (Teich) con *spreiten* formado por el desplazamiento del túnel hacia arriba.

3.2.2. Icnofacies

Área 1: al sur de Las Pocitas (rancho Dos Arbolitos)

En este apartado se interpreta la icnofacies correspondiente para el área 1 (figura 1 y 2). Los icnofósiles encontrados en esta zona comprenden una icnocenosis (figura 30) donde predominan *Planolites* isp., *Chondrites intricatus*, *C. targionii* y *C. affinis*; además son comunes *Ophiomorpha nodosa*, *Thalassinoides* isp. y *Helminthopsis* isp. En menor abundancia se observaron *Ophiomorpha annulata* y *Ophiomorpha rudis*; los icnofósiles *Taenidium cameronensis*, *Taenidium serpentinum*, *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Scolicia prisca* y *Megagraption* isp. son escasos.



| | | | | | |
|-----|-----------------------------|-----|----------------------------|-----|--------------------------|
| Pln | <i>Planolites</i> isp. | Or | <i>Ophiomorpha rudis</i> | Pa | <i>Palaeophycus</i> isp. |
| Ch | <i>Chondrites</i> isp. | Thl | <i>Thalassinoides</i> isp. | Tae | <i>Taenidium</i> isp. |
| On | <i>Ophiomorpha nodosa</i> | Hls | <i>Helminthopsis</i> isp. | Me | <i>Megagraption</i> isp. |
| Oa | <i>Ophiomorpha annulata</i> | Zo | <i>Zoophycos</i> isp. | Sc | <i>Scolicia</i> isp. |

Figura 30. Icnocoenosis del área 1, compuesta por los respectivos icnotaxones.

Ninguno de los icnofósiles que constituyen la icnocoenosis de esta área aparece en una sola icnofacies sino pueden ser elementos hasta en varias icnofacies, reflejando que diversos organismos pueden crear el mismo icnofósil en ambientes diferentes. Por ejemplo, *Planolites* isp. se ubica desde ambientes fluviales y eólicos hasta marinos de aguas profundas (MacEachern et al., 2007). El icnofósil *Chondrites* isp. ocurre desde deltas hasta en secuencias de turbiditas (Buatois y Mángano, 2011).

No obstante, la litología y los icnofósiles, en conjunto, apuntan hacia un ambiente de depósito de aguas profundas. Para estas regiones tradicionalmente son conocidas dos icnofacies; la primera es la icnofacies de *Zoophycos*, la cual ocurre desde la parte externa de la plataforma continental hasta la región de la subida continental (Buatois y Mángano, 2011) y la segunda es la icnofacies de *Nereites*, la cual se distribuye en sistemas turbidíticos desde canales submarinos hasta la zona distal de abanicos submarinos (Buatois y Mángano, 2011).

La icnofacies de *Zoophycos* es caracterizada por la presencia de *Zoophycos* isp., *Helminthopsis* isp., *Phycosiphon* isp., *Cosmorhapha* isp. y *Planolites* isp.; además ocurren *Thalassinoides* isp., *Chondrites* isp., *Scolicia* isp. y *Spirophyton* isp. (MacEachern et al.,

2007). Esta icnofacies tradicionalmente puede ubicarse entre las icnofacies de *Cruziana* y *Nereites* y se relaciona con el talud continental y condiciones con valores reducidos en oxígeno (MacEachern et al., 2007 y 2012).

La icnofacies *Nereites* está compuesta de distintos icnofósiles de los cuales los gráficos son los más característicos; aparece en ambientes desde talud continental hasta partes distales de los sistemas turbidíticos (Uchman y Wetzel, 2012). Seilacher (1974) dividió esta icnofacies en las icnosubfacies *Nereites* e icnosubfacies *Paleodictyon*. La primera se caracteriza por la presencia de *Nereites* isp., *Phycosiphon* isp., *Dictyodora* isp. y *Zoophycos* isp.; ocurren en la parte más distal de los sistemas turbidíticos. Por otra parte, la icnosubfacies *Paleodictyon* está conformada por icnofósiles como *Paleodictyon* isp., *Helicolithus* isp., *Urohelminthoida* isp. y *Desmograption* isp., y puede localizarse en partes proximales de los sistemas turbidíticos (Seilacher, 1974).

Varios autores (ver discusión en Uchman y Wetzel, 2012) han señalado que la icnofacies *Zoophycos*, debido a su icnocenosis y distribución, está poco definida y recientemente Uchman y Wetzel (2012: figura 3) indican una distribución más amplia, abarcando desde la porción externa de la plataforma hasta la región abisal. Cabe mencionar que hasta el Cretácico *Zoophycos* isp. ocurrió en ambientes de plataforma continental y a partir de este periodo su distribución cambió hacia depósitos de aguas profundas (Seilacher, 2007).

En caso de la icnofacies *Nereites*, Uchman (2009) ha sugerido la existencia de una tercera icnosubfacies, llamada *Ophiomorpha rudis*. Esta subfacies está caracterizada por la presencia del fósil traza del mismo nombre *Ophiomorpha rudis*, además de *Ophiomorpha annulata* y *Scolicia* isp. Con menor frecuencia se conocen *Nereites irregularis*, *Chondrites* isp. y pocos icnofósiles gráficos tales como *Paleodictyon* isp. Esta icnosubfacies típicamente ocurre en canales y depósitos de lóbulos proximales en abanicos submarinos (Uchman, 2009; Buatois y Mángano, 2011; Uchman y Wetzel, 2012). Además, en diversos estudios han sido reconocidas diferentes icnocenosis en estas icnosubfacies (Uchman, 2009; Monaco et al., 2010; Buatois y Mángano, 2011; Uchman y Wetzel, 2012). Cabe mencionar que autores recientemente señalan que la icnosubfacies *Nereites* se encuentra desde los sedimentos lodosos en el talud continental hasta la parte distal de abanicos submarinos (Uchman y Wetzel, 2012: figura 3).

Adicionalmente, la icnofacies *Nereites* puede aparecer de manera puntual en los canales submarinos junto con otras icnofacies como la *Glossifungites* y *Skolithos* (Buatois y

Mángano, 2011; Hubbard et al., 2012). La icnofacies *Glossifungites* incluye icnogéneros comunes como *Diplocraterion* isp., *Skolithos* isp., *Arenicolites* isp., *Gastrochaenolites* isp., *Thalassinoides* isp., *Spongiomorpha* isp., *Rhizocorallium* isp., raramente la presencia de *Fuersichnus* isp. y *Zoophycos* isp. Esta icnofacies se origina en sustratos lodosos firmes cohesivos (*firmgrounds*) y parcialmente en arenas compactadas, por lo cual puede reconocerse en ambientes marinos someros hasta ambientes profundos asociados a cañones submarinos (Buatois y Mángano, 2011; Hubbard et al., 2012). Por otro lado, la icnofacies *Skolithos* abarca los icnogéneros de *Skolithos* isp., *Ophiomorpha* isp., *Arenicolites* isp. y *Diplocraterion* isp. La icnofacies *Skolithos* puede ocurrir en diferentes ambientes marinos de energía moderada a alta, como en la parte frontal de deltas, barras de arena, estuarios, en márgenes de bahías hasta en sistemas turbidíticos, en canales submarinos y lóbulos proximales de abanicos submarinos caracterizados por la alta energía; además, esta icnofacies puede estar presente en ambientes lacustres (Buatois y Mángano, 2011; Hubbard et al., 2012).

Por consiguiente, la icnocenosis presente en el área 1 está compuesta de icnotaxones, los cuales pueden ocurrir en las icnofacies de *Nereites* y *Zoophycos*. Sin embargo, a pesar de identificar ciertos fósiles traza que frecuentemente aparecen en la icnofacies *Zoophycos* (*Zoophycos* isp. y *Chondrites* isp.), el icnofósil *Zoophycos* isp., como elemento representativo de la icnofacies (MacEachern et al., 2007; Buatois y Mángano, 2011) es escaso en la icnocenosis del área 1. Por lo tanto, debido a la falta de elementos característicos, esta icnofacies fue descartada.

Como ya ha sido mencionado, la icnocenosis contiene ciertos icnofósiles que ocurren en la icnofacies *Nereites*, específicamente en la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis* incluyendo *Ophiomorpha annulata*, *Ophiomorpha rudis*, *Scolicia* isp., icnoespecies de *Chondrites* isp. (*Chondrites intricatus*, *C. targionii* y *C. affinis*) y los icnofósiles gráficos *Helminthopsis* isp. y *Megagraption* isp. (Heard y Pickering, 2007; Uchman, 2009; Buatois y Mángano, 2011; Hubbard et al., 2012). Con base en lo anterior, el conjunto de icnotaxones afirma que el registro icnológico del depósito sedimentario del área 1 corresponde a la icnofacies *Nereites*, dentro de la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis* (figura 31).

Área 2: al norte de Las Pocitas (rancho Agua Amarga)

A pesar de los pocos icnofósiles documentados en el área 2 (figura 1 y 2), es posible proponer la icnofacies correspondiente para esta icnocenosis, donde predomina el

ESTRATIGRAFÍA

icnogénero *Planolites* isp., mientras que los icnogéneros de *Taenidium* isp. y *Teichichnus* isp. son escasos.

De esta manera, la litología y los icnofósiles documentados indican un ambiente de moderada a baja energía, posiblemente en la plataforma continental. Para esta región puede conocerse la icnofacies *Cruziana*, la cual comúnmente ocurre en ambientes desde la playa frontal inferior (MacEachern et al., 2007; Buatois y Mángano, 2011; Hubbard et al., 2012) hasta la región de la plataforma continental (Hubbard et al., 2012; figura 31); además puede aparecer en lagunas, estuarios, en la parte frontal de deltas y en bahías (MacEachern et at., 2007).

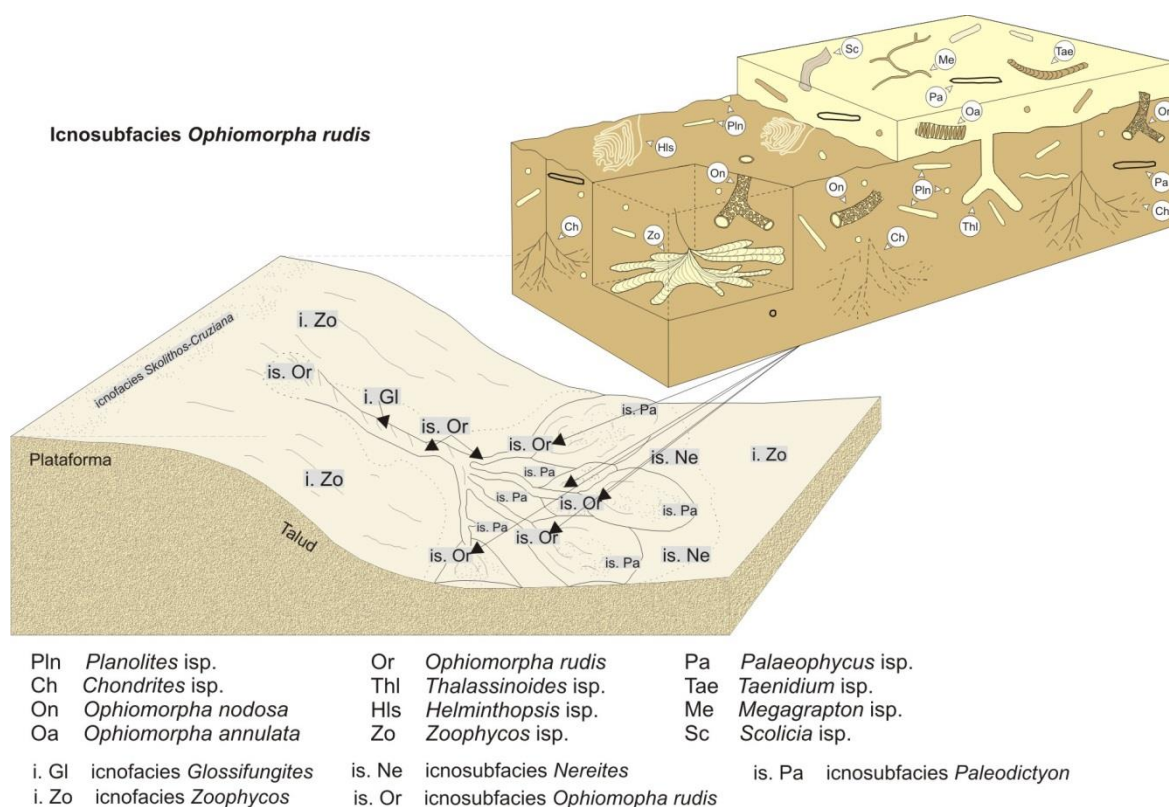


Figura 31. Icnocenosis del área de estudio correspondiente a la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis* en la icnofacies *Nereites*, la cual apunta hacia un ambiente de aguas profundas en la parte proximal de los abanicos submarinos. La imagen inferior izquierda es modificada de Uchman y Wetzel (2011).

La icnofacies de *Cruziana* es típica de sustratos no consolidados cohesivos a semi-cohesivos y zonas de baja a moderada energía (MacEachern et al., 2007; Hubbard et al., 2012). Generalmente los icnogéneros que conforman esta icnofacies son *Chondrites* isp., *Palaeophycus* isp., *Planolites* isp., *Taenidium* isp., *Teichichnus* isp., *Thalassinoides* isp., *Zoophycos* isp., *Siphonichnus* isp., *Cylindrichnus* isp., *Rosselia* isp., *Rhizocorallium* isp.,

Phoebichnus isp., *Phycodes* isp., *Asterosoma* isp., *Phycosiphon* isp. y *Helminthopsis* isp. (MacEachern et al, 2007; Buatois y Mángano, 2011; Hubbard et al., 2012). De éstos, muy pocos han sido reconocidos en el área 2.

La icnofacies *Cruziana* se subdivide en proximal, arquetípica y distal (MacEachern et al., 2007). La icnofacies *Cruziana* proximal ocurre después de la icnofacies *Skolithos*, desde la playa frontal inferior hasta la zona de transición. Por otro lado, la subdivisión de la icnofacies *Cruziana* arquetípica prevalece desde la parte transicional hasta la plataforma continental. Posteriormente inicia la parte distal de la icnofacies *Cruziana*, abarcando hasta la plataforma continental; por lo tanto, esta subdivisión de la icnofacies es transicional con la icnofacies *Zoophycos* (Buatois y Mángano, 2011). Los icnofósiles característicos de la *Cruziana* distal son *Phycosiphon* isp., *Helminthopsis* isp., *Chondrites* isp., *Teichichnus* isp., *Thalassinoides* isp., *Zoophycos* isp. y el icnotaxón que tiende a dominar es *Planolites* isp. (MacEachern et al., 2007, Buatois y Mángano, 2011).

Cabe mencionar que en la icnocenosis de esta área es notable la ausencia de *Thalassinoides* isp., el cual es un icnofósil común en la icnofacies *Cruziana*. Sin embargo, con base en la información anterior, la icnocenosis presente en esta área, compuesta por los icnotaxones *Planolites* isp., *Taenidium* isp. y *Teichichnus* isp., apunta a la icnofacies de *Cruziana* distal.

3.3. Bioestratigrafía

A partir de la medición de columnas (capítulo 2) fueron obtenidas muestras de la facies lodolita en el área 1 y de la subfacies limolita con concreciones en el área 2. Dichas rocas permitieron realizar un estudio micropaleontológico para determinar la edad de las rocas expuestas en la región de Las Pocitas.

3.3.1. Área 1: al sur de Las Pocitas (rancho Dos Arbolitos)

El estudio de las láminas micropaleontológicas del área 1 (figura 1) permitió reconocer diversas especies de nanofósiles calcáreos e identificar la abundancia relativa de las mismas, a partir de esto se logró determinar la edad de las rocas que afloran en esta zona.

Especies identificadas

En las láminas frotis fueron determinadas 28 especies de nanofósiles calcáreos (anexo 2), las cuales corresponden a las familias *Braarudosphaeraceae*, *Coccolithaceae*, *Discoasteraceae*, *Noelaerhabdaceae*, *Pontosphaeraceae*, *Rhabdosphaeraceae*, *Sphenolithaceae* y *Zygodiscaceae*; además de holococolitos (Haq, 1984; Bown y Young, 1998; Young et al., 2014). Adicionalmente, se encontraron algunas especies de foraminíferos, los cuales no han sido considerados para determinar la edad debido a sus amplios rangos bioestratigráficos (anexo 3).

A continuación son documentados los nanofósiles identificados en las láminas micropaleontológicas del área 1. La descripción de cada nanofósil abarca ciertos aspectos como nomenclatura (quien lo describió, sinónimos o variantes), características taxonómicas y los intervalos bioestratigráficos que asignan diferentes autores, los cuales también se muestran en la tabla 1. Así mismo, son citados los trabajos consultados para la determinación de las especies. Cabe mencionar que en el presente proyecto fueron identificadas primordialmente las especies que son relevantes para determinar la edad de las rocas; además de ser las especies más comunes en el material analizado.

Familia *Braarudosphaeraceae*

Las especies de esta familia son comunes en el material estudiado. No obstante, los nanofósiles calcáreos de la familia *Braarudosphaeraceae*, con pocas excepciones, son de insuficiente utilidad bioestratigráfica debido a que la mayoría de especies tienen amplios rangos (Aubry, 1989). Sin embargo, algunos autores los consideran buenos indicadores paleosedimentológicos en sedimentos epicontinentales, en aguas de baja salinidad y alta turbulencia (Martini, 1965). Por otro lado, la morfología de estas especies consiste de pentáfitos, los cuales son constituidos de cinco segmentos cristalinos unidos entre sí (Young et al., 2014).

Braarudosphaera bigelowii (Grand y Braarud, 1935) Deflandre, 1947. Sinónimos. *Eodiscoaster danicus* Martini, 1961; *Braarudosphaera deflandrei* Lecal-Schalauder, 1949 y *B. deflandrei maroccana* Lecal-Schalauder, 1951. En las muestras estudiadas esta especie posee una morfología de un pentáfito conformado por placas trapezoidales, con lados o bordes marginales rectos y una superficie plana. Los ejemplares suelen medir entre 15 μm a 20 μm y existen excepciones de hasta 28 μm . Ocasionalmente, los especímenes muestran retrabajamiento y disolución. La edad de este nanofósil es amplia,

su FAD ocurre en el Cretácico Inferior (Aubry, 1989; Young, 1998) y su LAD en el Holoceno (Aubry, 1989). En contraste según Young (1998) el LAD de la especie es en NN21 (reciente; ver tabla 1).

Micrantholithus attenuatus Bramlette y Sullivan, 1961. Sinónimos. *M. aequalis* Sullivan, 1964; *M. articulatus* Bucky y Percival, 1971 y *M. inaequalis* Martini, 1961. Son pentábitos formados por placas con suturas laterales profundas y con frecuencia se observan como un esquema de estrella (Aubry, 1989; Young et al., 2014). Por otro lado, pueden encontrarse como placas individuales que poseen las mismas características en los lados marginales. En este estudio los especímenes de *M. attenuatus* observadas son segmentos individuales de pentábitos. Los lados marginales de los segmentos tienen una sutura que generalmente es angular y pocas veces es ligeramente redondeada. Las placas observadas en las láminas micropaleontológicas tienen tamaños entre 10 a 20 μm . Autores reportan que esta especie tiene su FAD en la base de NP9 y su LAD en la cima de NP23 (Young et al., 2014; ver tabla 1). Únicamente Aubry (1989) reporta una edad de Paleoceno a Eoceno temprano para este nanofósil.

Micrantholithus flos Deflandre en Deflandre y Fert, 1954. Sinónimos. *Braarudosphaera undata* Stradner, 1959 y *M. truncus* Bramlette y Sullivan, 1961. Es un pentábito con cinco segmentos que en los lados marginales poseen suturas menos angulosas con respecto a las especies *M. attenuatus* y *M. fornicatus*. Los bordes marginales suelen ser relativamente rectos y/o con suturas ligeramente irregulares. Los ejemplares observados en promedio tienen un tamaño de 10 μm , pero ocasionalmente pueden llegar a medir hasta 16 μm o más. Su rango es muy amplio, tiene su FAD en el inicio de NP6 y su LAD en la cima de NP23 (Young et al., 2014). Aubry (1989) menciona de manera general una edad de Eoceno temprano (ver tabla 1).

Micrantholithus fornicatus Martini, 1961. Este nanofósil calcáreo está compuesto de cinco segmentos con márgenes que exhiben suturas redondeadas, por lo que es posible observar un patrón en forma de estrella. El tamaño de los especímenes identificados varía de 9 μm a 18 μm y comúnmente se encuentra de 14 μm . *M. fornicatus* tiene una amplia edad de Paleoceno a Eoceno medio (Aubry, 1989; ver tabla 1).

Familia Coccolithaceae

En general el contenido de nanofósiles de esta familia es relativamente abundante. Las especies determinadas fueron las siguientes:

Campylosphaera dela (Bramlette y Sullivan, 1961) Hay y Mohler, 1967. Sinónimos. *Cruciplacolithus delus* (Bramlette y Sullivan 1961) Perch-Nielsen, 1971 y *Campylosphaera bramlettei* Kamptner, 1963. Variantes. *Campylosphaera eodela* Bukry y Percival, 1971. Las láminas micropaleontológicas contienen esta especie que generalmente es pequeña, de forma elíptica alargada con un contorno arqueado y angosto. El área central es abierta y exhibe barras delgadas axiales diagonales. Los especímenes ocurren con un tamaño entre 8 a 10 μm . Su rango es relativamente amplio desde la mitad de NP10 hasta principios de NP16 (Perch-Nielsen, 1985). Sin embargo, Young et al. (2014) reporta una edad de NP6 (base) a NP17 (cima; ver tabla 1).

Chiasmolithus grandis (Bramlette y Riedel, 1954) Radomski, 1968. En el material analizado este *Chiasmolithus* elíptico es muy grande con un área central amplia y con numerosos elementos en el escudo proximal. La parte central presenta barras diagonales curvadas en forma de H. Los especímenes observados con mejor preservación, generalmente exhiben cuatro pequeños “dientes” que se proyectan hacia la zona central a lo largo de los principales ejes. Muestran tamaños variados entre 16 μm y 23 μm . *C. grandis* tiene una edad de la base de NP11 a la cima de NP17 (Perch-Nielsen, 1985). Según las nanozonas de Varol (1998) el LAD de este nanofósil está en la cima de NNTe11b (ver tabla 1).

Chiasmolithus solitus (Bramlette y Sullivan, 1961) Locker, 1968. Sinónimos. *Coccolithus solitus* Bramlette y Sullivan, 1961. Variantes. *Chiasmolithus solitus inversus* Wise y Wiegand en Wise, 1983. Este cocolito fue identificado por su forma elíptica con escudo distal amplio y un área central estrecha. Exhibe barras diagonales anchas, dos que se curvan y están desplazadas en el punto de unión (parte central). Las barras muestran birrefringencia. En promedio el tamaño de esta especie es de 16 μm . La edad propuesta por algunos autores varía. Perch-Nielsen (1985) señala un FAD en la parte media de NP10 y un LAD en la cima de NP16, así mismo, Young et al. (2014) proponen un FAD en la base de NP9. Martini (1971) asigna un rango desde la mitad de NP12 hasta la cima de NP16 para esta especie; además, Varol (1998) sugiere un LAD en la terminación de NNTe10b (ver tabla 1).

Coccolithus eopelagicus (Bramlette y Riedel, 1954) Bramlette y Sullivan, 1961. La especie es de forma elíptica con amplia abertura central y posee numerosos elementos en el primer escudo. Tiene gran similitud con *C. pelagicus* subsp. *pelagicus*. Existe una

diferencia de tamaño entre las dos especies, *C. eopelagicus* (>14 µm) es más grande que *C. pelagicus* subsp. *pelagicus* (Young et al., 2014). La edad de este nanofósil se define por su FAD en la base de NP14 y por su LAD en la cima de NP23 (Young et al., 2014). Por otro lado, Perch-Nielsen (1985) de manera general señala una edad de Eoceno medio a Oligoceno medio, mientras Young (1998) menciona el LAD de esta especie en el Mioceno temprano (ver tabla 1).

Coccolithus pelagicus subsp. *pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930. Es una subespecie de forma elíptica con abertura central y relativamente pequeña. Los especímenes identificados miden hasta 10 µm de diámetro. La edad asignada para *C. pelagicus* subsp. *pelagicus* es muy amplia y es definida por su FAD en la base de NP1 hasta el reciente (Young et al., 2014); sin embargo, Varol (1998) señala el FAD en la base de NNTp2c (ver tabla 1).

Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise, 1973. Sinónimos. *Coccolithus lusitanicus* Black, 1964 (Wise, 1973); *Ericsonia alternans* Black, 1964 (Wise, 1973); *Cyclococcolithus orbis* Gartner y Smith, 1966 (Wise, 1973). Cocolito relativamente grande que tiene una forma circular y una estrecha área central abierta. Exhibe un primer escudo amplio con elementos en dirección radial. Los especímenes identificados en las muestras miden en promedio 10 µm. El rango de esta especie es amplio con un FAD en la mitad de NP12 y un LAD en el final de NP21 (Perch-Nielsen, 1985; ver tabla 1).

Familia Discoasteraceae

Discoaster barbadiensis Tan, 1927. Sinónimos. *Heliodiscoaster barbadiensis* (Tan Sin Hok) Deflandre, 1934. Variantes. *D. elegans* Bramlette y Sullivan, 1961; *D. robustus* Haq, 1969 y *D. subbarbadiensis* Haq, 1971. Especie distinguida por tener forma de roseta en plano cóncavo. En plano convexo, la parte central está definida por un botón alto. Usualmente exhibe de 9 a 13 rayos que se unen a lo largo de la mayor parte de su longitud y en la parte terminal se estrechan, terminando redondeados o puntiagudos. Este nanofósil calcáreo mide desde 10 µm hasta 18 µm, no obstante, comúnmente predominan tamaños alrededor de 12 µm. Martini (1971) marca una edad de principios de NP12 a finales de NP20, mientras que Perch-Nielsen (1985) sugiere un rango mayor, desde la base de NP10 hasta la cima de NP20. Por otro lado, la edad que proponen Young et al. (2014) es de la base de NP11 a NP19-20. De manera general, Aubry (1984) asigna una edad de Eoceno tardío (ver tabla 1).

Discoaster binodosus Martini, 1958. Variantes. *D. binodosus* subsp. *binodosus* Martini, 1958; *D. binodosus* subsp. *hirundinus* Martini, 1958 y *D. monstratus* Martini, 1961. Esta especie presenta un área central grande conformada por un botón plano, normalmente tiene de 6 a 8 rayos unidos a lo largo de la mitad de su longitud y ramificados en las puntas; además, exhiben nodos laterales cerca de la parte media, entre el área central y las puntas de los rayos. El tamaño de los ejemplares encontrados en general es de 12 μm a 14 μm . La edad de este espécimen varía según algunos autores. Martini (1971) define su FAD en la base de NP10 y su LAD en la parte media de NP21. Por otro lado, Perch-Nielsen (1985) asigna un rango de finales de NP9 a la parte superior de NP15 y según Young et al. (2014) el FAD está a principios de NP10 y su LAD en la terminación de NP15 (ver tabla 1).

Discoaster deflandrei Bramlette y Riedel, 1954. Sinónimos. *D. woodringi* Bramlette y Riedel, 1954; *D. subdeflandrei* Furrázola y Iturralde, 1967 y *D. cubensis* Furrázola y Iturralde, 1967. Variantes. *D. moorei* Bukry, 1971 y *D. calculosus* Bukry, 1971. Nanofósil calcáreo con un área central plana a ligeramente elevada. Comúnmente presenta 6 rayos que son bifurcados en la parte terminal. El espacio entre los rayos es subcircular. Generalmente el tamaño de los especímenes es de 14 μm pero hay excepciones, algunos llegan a medir hasta 20 μm . La edad para esta especie es definida por su FAD en la parte inferior de NP11 y su LAD en la cima de NN7 (Perch-Nielsen, 1985); Aubry (1984) asigna una edad general de Eoceno temprano a Mioceno (ver tabla 1).

Discoaster kuepperi Stradner, 1959. Este nanofósil posee forma de roseta. El botón central está constituido por una protuberancia cónica, la cual muestra birrefringencia cuando es vista con nicols cruzados. Los ejemplares identificados se componen de 8 a 12 rayos redondeados o puntiagudos; sin embargo, es común encontrarlo con 9 rayos. El tamaño reportado en la bibliografía es de 8 a 14 μm (Aubry, 1984); sin embargo, en el material estudiado en promedio se observan especímenes con 8 a 10 μm . El FAD reportado para esta especie es ubicado en la cima de NP11 y el LAD está en la parte media de NP14 (equivalente a la cima de CP12 a; Young et al., 2014). Perch-Nielsen (1985) asigna una edad de la mitad de NP12 a finales de NP14 (mitad de CP12b; Okada y Bukry, 1980) y Martini (1971) indica un rango mayor de finales NP11 a principios de NP15. Por otro lado, Varol (1998) señala un FAD en la base de NNTe1d y un LAD en la cima de NNTe7b; sin embargo, más recientemente Varol (1998) considera a *D. kuepperi*

como una de las especies que define el límite entre Eoceno inferior y Eoceno medio (ver tabla 1).

Discoaster lodoensis Bramlette y Riedel, 1954. Variantes. *D. currens* Stradner, 1959. Es un *Discoaster* que en el centro está constituido por un botón bien definido por una cresta; además, la parte izquierda de cada brazo es más gruesa del centro hacia la parte distal. Usualmente tiene 6 rayos y raramente 5, 7 o más, estos rayos se unen entre sí en la parte proximal (aproximadamente a $\frac{1}{2}$ ó $\frac{1}{3}$ de lo largo del brazo). Este nanofósil es caracterizado por exhibir una curvatura en la parte distal de sus rayos puntiagudos. En el material analizado únicamente fueron observados ejemplares con 5 y 6 rayos y comúnmente el rango de tamaño es desde 14 μm hasta 24 μm . Varios autores proponen la misma edad para *D. lodoensis*, el FAD que se asigna es la base de NP12 (Martini, 1971; Aubry, 1984; Perch-Nielsen, 1985 y Young et al., 2014), mientras que el LAD puede variar desde la mitad de NP14 (cima de CP12a; Perch-Nielsen, 1985 y Young et al., 2014) hasta finales de NP14 (Martini, 1971; Aubry, 1984). Según Varol (1998), el FAD de este nanofósil calcáreo es la base de NNTe2 y el LAD es la cima de NNTe7b, además señala que es una de las especies que puntualiza el límite entre Eoceno inferior y Eoceno medio (ver tabla 1).

Discoaster sublodoensis Bramlette y Sullivan, 1961. Esta especie posee un área central definida por un pequeño botón central. La característica esencial es que usualmente tiene 5 y raramente 6 rayos, los cuales son rectos y puntiagudos desde la mitad de la longitud del brazo hasta la punta. El tamaño de los ejemplares en las muestras puede ser variado de 8 a 13 μm , pero el común es de 10 μm . En el material analizado existe una marcada diferencia con *D. lodoensis* porque éste tiene rayos curvos y con crestas; además, el tamaño de *D. lodoensis* es mayor que el de *D. sublodoensis*. La edad de *D. sublodoensis* corresponde a NP14-NP15 (Martini, 1971; Perch-Nielsen, 1985, Young et al., 2014). La primera aparición (FAD) de esta especie marca la base de la zona NP14 (Martini, 1971; Perch-Nielsen, 1985, Young et al., 2014); su última aparición (LAD) se ubica en la parte media de NP15 (Martini, 1971; Perch-Nielsen, 1985). Por otro lado, Aubry (1984) menciona de manera general una edad de Eoceno medio para este nanofósil (ver tabla 1).

Familia Noelaerhabdaceae

Cyclicargolithus abisectus (Müller, 1970) Wise, 1973. Cocolito grande (>11 μm), comúnmente de forma subcircular con abertura central ovalada a subredonda. Posee

elementos en dirección radial en ambos escudos. En vista con nicoles cruzados presenta birrefringencia en el escudo distal y las líneas de extinción entre la pared y los escudos, típicamente son disyuntivas. Pocos autores han indicado un rango para este nanofósil y la información resulta controversial. Perch-Nielsen (1985), asigna una edad de la base NP24 a la parte media de NN1; no obstante, para este trabajo el rango más acertado es propuesto por Young (1998), quien indica una edad de Paleógeno a NN1 (ver tabla 1).

Reticulofenestra dictyoda (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Stradner en Stradner y Edwards, 1968. Sinónimos. *R. samodurovii* (Hay et al., 1966) Roth, 1970; *R. caucasica* Hay et al., 1966 y *R. clatrata* Müller, 1970. Especie de forma elíptica con una abertura central relativamente estrecha. Es un cocolito que varía de tamaño pequeño hasta muy grande, entre 3 y 14 μm (Young et al. 2014); no obstante, en el material analizado los especímenes miden en promedio 8 μm . La edad de esta especie es de la base de NP13 a la cima de NP16 (Perch-Nielsen, 1985); sin embargo, Young et al. (2014) señalan una edad de inicios de NP13 a Oligoceno (ver tabla 1).

Familia Pontosphaeraceae

Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948 ex Deflandre en Deflanfre y Fert, 1954) Roth, 1970. Sinónimos. *P. turgida* Müller et al., 1974 y *Discolithus vigintiforatus* Kamptner, 1948. Es una especie de forma elíptica con borde elevado y amplio. Este nanofósil es caracterizado por exhibir poros o perforaciones que varían ligeramente en tamaño y disponen de un patrón radial. Los especímenes analizados tienen un tamaño promedio de 11 μm . *P. multipora* tiene un rango muy amplio, generalmente se reporta su aparición en la base del Eoceno y su registro va hasta el reciente (Young et al., 2014; ver tabla 1).

Pontosphaera plana (Bramlette y Sullivan, 1961) Haq, 1971. Sinónimos. *P. ovata* (Levin y Joerger, 1967) Aubry, 1986 y *P. segmenta* (Bukry y Percival, 1971) Knuttel, 1986. Variantes. *P. inconspicua* (Sullivan, 1964) Perch-Nielsen, 1984. Es un nanofósil de forma elíptica con un área central simple. Posee dos ranuras longitudinales estrechas y tiene una pared constituida de un escudo angosto y poco visible. Los ejemplares identificados tienen un tamaño promedio de 12 μm . La especie tienen su FAD en el inicio de NP9 y su LAD se ubica en la terminación de NP23 (Young et al., 2014; ver tabla 1).

Pontosphaera versa (Bramlette y Sullivan, 1961) Sherwood, 1974. Sinónimos. *Discolithina scissura* Perch-Nielsen, 1971 y *Pontosphaera scissura* (Perch-Nielsen, 1971) Romein, 1979. La especie tiene una forma elíptica caracterizada por un área central grande

sencilla, la cual exhibe dos ranuras longitudinales que en ocasiones son poco visibles. Posee un margen elevado y amplio. En promedio, los especímenes encontrados miden 8 μm de largo. La edad de este nanofósil es amplia, desde la base de NP9 hasta la cima de NP23 (Young et al., 2014; ver tabla 1).

Familia Rhabdosphaeraceae

Blackites gladius (Locker, 1967) Varol, 1989. Sinónimos. *Rhabdosphaera gladius* Locker, 1967. La especie está caracterizada por tener forma de “espina”. En el interior de la estructura existe un espacio estrecho que inicia en la base hasta la parte media y termina relativamente más amplio en la parte distal. La base de los especímenes está caracterizada por un collar. Los ejemplares analizados tienen en promedio un largo de 8 μm y un ancho de 2 μm . El rango de *Blackites gladius* considerado en este trabajo inicia en la parte inferior de NP14 y termina en la cima de NP17 (Bown, 2005). Perch-Nielsen (1985) propone una edad general de Eoceno, mientras que Varol (1998) señala que esta especie es limitada por un FAD en la base de NNTe8b y un FAD en la cima de NNTe9b (ver tabla 1).

Blackites morionum (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Varol, 1989. Sinónimos. *Calyptrolithus morionum* Deflandre in Deflandre y Fert, 1954. Es un nanofósil con un cuerpo inflado, de forma bulbosa. En algunos especímenes se observa una espina terminal. La base de *B. morionum* es relativamente amplia, volviéndose más estrecha hacia el área central y ensanchándose en la parte terminal. En el material analizado esta especie comúnmente mide 9 μm de largo y 3 μm de ancho. De manera general, Perch-Nielsen (1985) menciona que *B. morionum* aparece en el Eoceno. Sin embargo, la edad más precisa para este nanofósil va de la parte media de NP9 (Bown, 2005) a la parte media-superior de NP14 (Young et al., 2014; ver tabla 1).

Blackites perlongus (Deflandre, 1952) Shafik, 1981. Sinónimos. *Rhabdolithus pinguis* Deflandre, 1954. *Rhabdolithus* en forma de “clavo” distinguido por “espinas” altas y que son separadas por un espacio relativamente estrecho en la parte proximal a la base, hacia la parte media es más amplia la separación y en la parte distal tiende a reducirse. Se conforma por una base. Los especímenes son más largos con respecto a *Blackites gladius*. Los ejemplares encontrados en promedio miden 18 μm de largo y 4 μm de ancho. Perch-Nielsen (1985) menciona de manera general que el nanofósil ocurre en Eoceno

medio. La edad mejor definida para esta especie es de la base de NP9 (Bown, 2005) a la cima de NP21 (Young et al., 2014; ver tabla 1).

Familia Sphenolithaceae

Sphenolithus radians Deflandre en Grassé, 1952. Es una especie de tamaño mediano con respecto a los nanofósiles de la familia *Rhabdosphaeraceae* y está caracterizado por una base similar a la forma de un cuadrado con cuadrantes equidimensionales. La altura del espécimen consiste de una espina que se vuelve más fina hacia la parte distal. Bajo luz polarizada, la espina es oscura pero visible a 0°, se identifica por una línea de sutura media y a 45° es más brillante. Los ejemplares observados frecuentemente tienen una longitud total de 8 µm y 3 µm de ancho. La edad de *S. radians* ha sido propuesta por distintos autores: para Aubry (1989) el FAD de la especie es la base de NP10, mientras que Varol (1998) señala un LAD en la cima de NNTe1d. Perch-Nielsen (1985) indica que esta especie abarca desde la parte inferior de NP11 hasta la parte superior de NP19 y Martini (1971) propone un rango de principios de NP12 a la parte media de NP18 (ver tabla 1).

Sphenolithus spiniger Bukry, 1971. Este nanofósil es de tamaño menor con respecto a *S. radians*. *S. spiniger* también se caracteriza por una espina corta con sutura media y una forma triangular angosta donde los cuadrantes inferiores son más grandes y bajo luz polarizada, la espina es oscura a 0°. En las muestras observadas el tamaño promedio de *S. spiniger* es de 5 µm. La edad considerada en este estudio es señalada por Perch-Nielsen (1985), donde el FAD ocurre en la parte inferior-media de NP14 y el LAD está en la parte superior de NP15 (Perch-Nielsen, 1985). Por otro lado, Aubry (1989) señala el FAD en la base de NP15 y el LAD en el límite Eoceno-Oligoceno (ver tabla 1).

Familia Zygodiscaceae

Neococcolithes dubius (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Black, 1967. Sinónimos. *Zycolithus pediculatus* Perch-Neilsen, 1967 y *Zycolithus pyramidus*, Perch-Neilsen, 1967. En general es una especie de tamaño moderado. Consiste de un único disco elíptico que sostiene los rayos de una estructura central muy delgada en forma de H. En promedio los especímenes miden 10 µm de largo. La especie tiene su FAD a principios de NP12 y su LAD a finales de NP18 (Perch-Nielsen, 1985; ver tabla 1).

Holococolitos

Zygrhablithus bijugatus subsp. *bijugatus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Deflandre, 1959. Sinónimos. *Zygrhablithus kerabyi* (Perch-Nielsen, 1971) Varol, 1989. Es el holococolito más común en los sedimentos del Eoceno (Perch-Nielsen, 1985). En general es un nanofósil de tamaño medio con respecto a las especies ya descritas. Se caracteriza por tener forma de una espina comprendida por un proceso central que es dividido por una sutura uniforme y estrecha en la parte central. Hacia su parte distal, la columna termina más angosta que la base, ocasionalmente en forma de punta. Los especímenes encontrados miden en promedio hasta 10 µm de largo y 5 µm de ancho. Tiene un rango muy amplio desde la base de NP11 hasta la parte inferior de NN1 (Perch-Nielsen, 1985). No obstante, Young (1998) propone un FAD dentro de NP6 y un LAD en la parte media de NN1 (ver tabla 1).

Abundancia relativa y distribución de los nanofósiles calcáreos

La abundancia relativa de los nanofósiles calcáreos fue obtenida con base en Kanazawa et al. (2001) y es definida de la siguiente manera:

| | |
|---------------|--|
| Muy abundante | Más de 10 especímenes por campo visual |
| Abundante | De 1-10 especímenes por campo visual |
| Común | 1 espécimen por 2-10 campos visuales |
| Poco | 1 espécimen por 11-50 campos visuales |
| Raro | 1 espécimen por 51 o más campos visuales |
| Ausente | No observado en ningún campo visual |

Las especies de nanofósiles más abundantes son *Chiasmolithus solitus*, *Discoaster barbadiensis*, *Micrantholithus attenuatus*, *Micrantholithus flos*, *Blackites perlongus*, *Sphenolithus spiniger* y *Zygrhablithus bijugatus* subsp. *bijugatus*; además, *Reticulofenestra dictyoda* generalmente aparece desde abundante hasta muy abundante en muestras de la columna 2 (C2; ver anexo 4). Así mismo, los especímenes comunes son *Braarudosphaera bigelowii*, *Campylosphaera dela*, *Chiasmolithus grandis*, *Coccolithus eopelagicus*, *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster kuepperi*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster sublodoensis*, *Coccolithus formosus*, *Pontosphaera versa* y *Sphenolithus radians* (anexo 4). Cabe señalar que *Chiasmolithus grandis* y *Chiasmolithus solitus* son especies que con mayor frecuencia ocurren en la columna 2, mostrando una mejor preservación y mayor

ESTRATIGRAFÍA

tamaño de los especímenes. Por otro lado, las especies con poca abundancia en la secuencia estudiada son *Micrantholithus fornicatus* y *Blackites morionum*, mientras que *Blackites gladius*, *Discoaster binodosus*, *Neococcolithes dubius*, *Pontosphaera multipora* y *P. plana* corresponden a los especímenes de ocurrencia rara hasta ausente en ciertos niveles de las columnas estratigráficas (anexo 4).

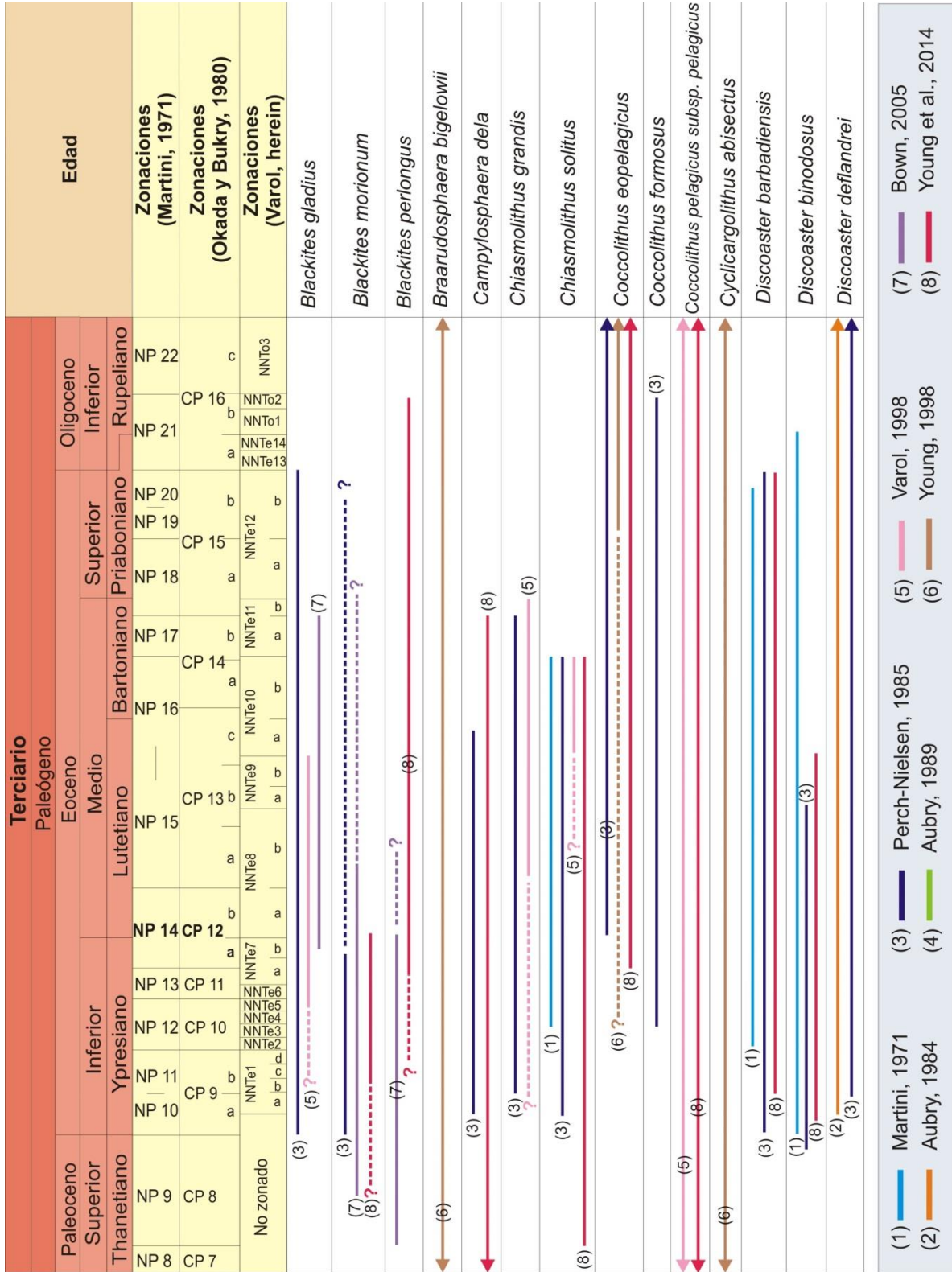
La mayoría de las especies están distribuidas a lo largo de ambas columnas litológicas. Las especies que aparecen a lo largo de C1 y C2 son *Braarudosphaera bigelowii*, *Campylosphaera dela*, *Chiasmolithus grandis*, *Chiasmolithus solitus*, *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster sublodoensis*, *Coccolithus formosus*, *Micrantholithus attenuatus*, *Micrantholithus flos*, *Micrantholithus fornicatus*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Sphenolithus radians*, *Sphenolithus spiniger* y *Zygrhablithus bijugatus* subsp. *bijugatus*.

Algunos nanofósiles solo ocurren en ciertos niveles de las columnas C1 y C2. *Blackites gladius* puede encontrarse en la base de la C1 desde 1m hasta 6.20 m; así mismo, aparece en 10.20 m y de 15.20 m a 16.20 m. En la C2 ocurre desde 2.10 m hasta 17.40 m. *Coccolithus eopelagicus* está distribuido en ambas columnas; no obstante, desaparece en la columna 1 en 12.20 m (C1 en 12.20 m) y en C2 a los 2.10 m. También la especie *Discoaster binodosus* es ausente en la C1 desde 8.20 m hasta 11.20 m y de 16.20 m a 17.20; además, dentro de la C2 no tiene registro en 0.20 m, 3.20 m y tampoco en 12.20m. *Discoaster kuepperi* y *D. lodoensis* son nanofósiles que generalmente aparecen a lo largo de ambas columnas C1 y C2; sin embargo, la primera especie está ausente en 0.20 m de la C2 y *D. lodoensis* no se observa en 16.20 m de la C1.

Adicionalmente, *Neococcolithes dubius* es una especie que solo se identifica en la C2, desde 14.20 m hasta 17.40 m. Así mismo, *Pontosphaera multipora* se encuentra a partir del nivel de 10.20 m a 17.40 m de la C2. Los especímenes de *Pontosphaera plana* se distribuyen regularmente, de manera que solo desaparecen en la C1 de 7.20 m a 9.20 m y en la C2 de 2.10 m a 3.20 m. *P. versa* es registrada en la mayor parte de las columnas estratigráficas; sin embargo, en la C1 es ausente de 7.20 m a 8.20 m y en la C2 a los 3.20 m. Por último, *Blackites perlongus* se presenta en varios niveles a lo largo de las columnas C1 y C2 a excepción del nivel de 0.20 m de la C2.

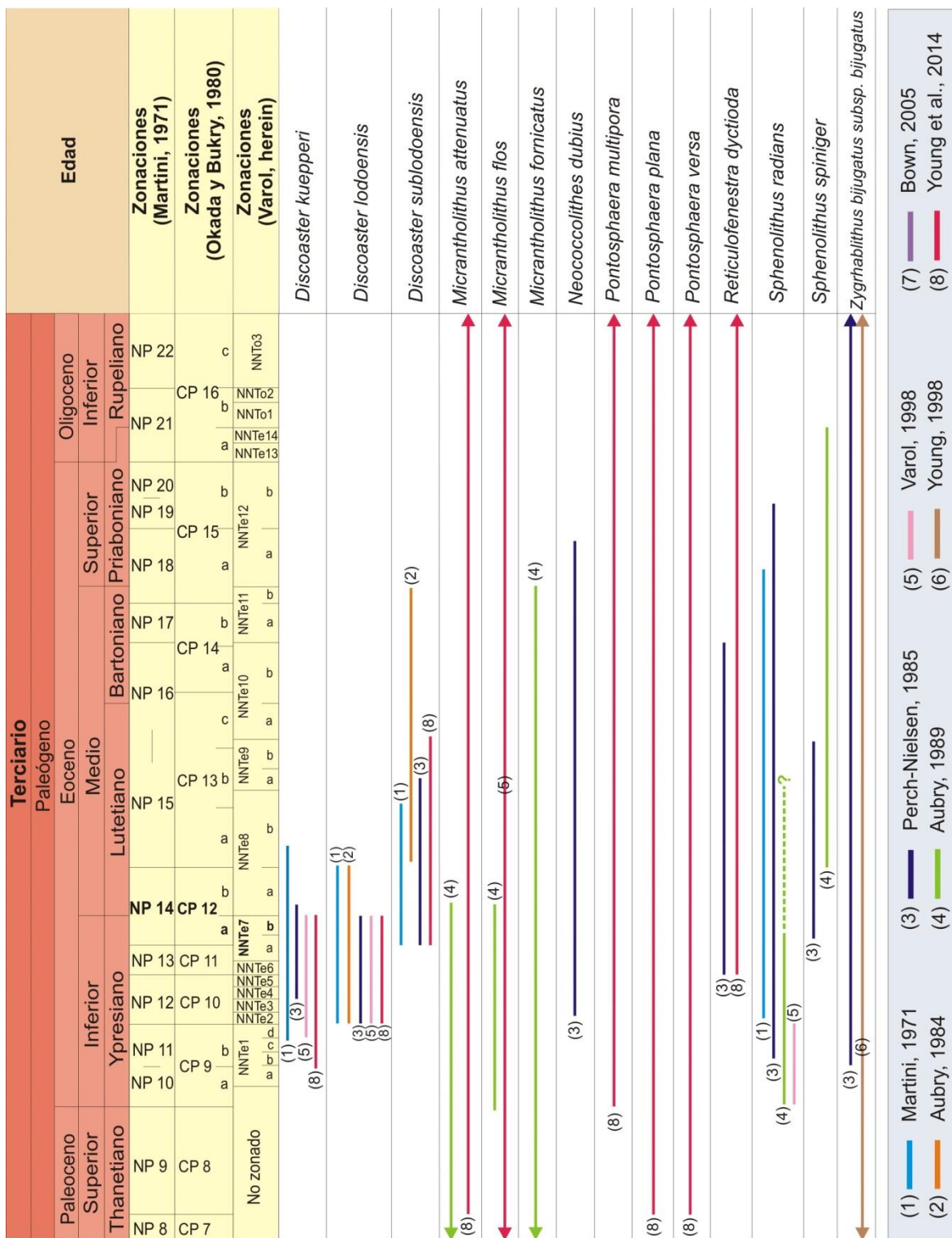
ESTRATIGRAFÍA

Tabla 1. Intervalos bioestratigráficos de las especies de nanofósiles calcáreos determinadas en el área 1. Los intervalos de edad se indican según autores diferentes.



ESTRATIGRAFÍA

Continuación de la tabla 1.



Edad

El estudio bioestratigráfico realizado con base en nanofósiles calcáreos permitió determinar la edad de las rocas del área 1. En las láminas micropaleontológicas se identificaron 28 especies de nanofósiles, entre los cuales las especies índices más relevantes para asignar una edad son *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster kuepperi*, *D. lodoensis*, *D. sublodoensis* y *Sphenolithus spiniger* (tabla 2). Para estas especies se consideraron los rangos señalados por distintos autores (tabla 2). El límite inferior de la edad de los estratos es definido por las especies *Coccolithus eopelagicus* con un FAD en la base de NP14 y un LAD en NP23; *D. sublodoensis* con un FAD en la base de la nanozona NP14 y *S. spiniger* con su FAD en NP14. Por otro lado, los LAD de *D. kuepperi* y *D. lodoensis* marcan el límite superior aproximadamente en la mitad de la nanozona NP14 (tabla 2). Cabe mencionar que las especies de *Blackites gladius* con su FAD en NP14 y *Blackites morionum* con un LAD en NP14 no son considerados para determinar la edad, debido a que sus rangos señalados en la información bibliográfica no son establecidos con exactitud (tabla 2).

Con base en este estudio bioestratigráfico, la edad propuesta para las capas del área 1 corresponde a la primera mitad de nanozona NP14 de Martini (1971), así como a CP12a de Okada y Bukry (1980) y a la última mitad de NNTe4a-b de Varol (1998; tabla 2), equivalentes a finales de Eoceno inferior (Ypresiano).

3.3.2. Área 2: al norte de Las Pocitas (rancho Agua Amarga)

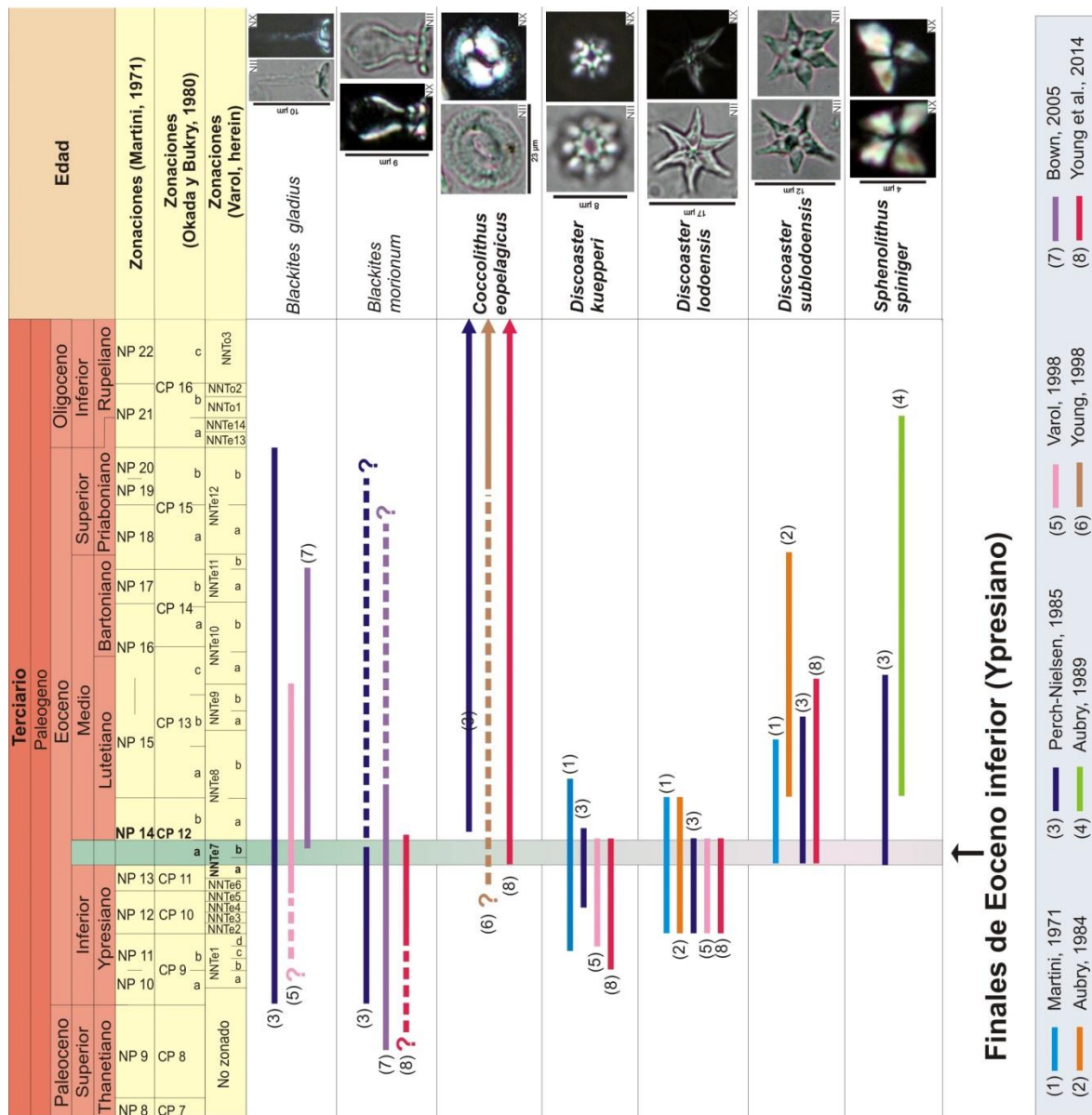
Se analizaron láminas micropaleontológicas del área 2 para identificar especies de nanofósiles calcáreos. La litología presente en esta área consiste de limolitas homogéneas y múltiples horizontes concrecionales, por lo cual se utilizaron 6 muestras de concreciones de carbonato de calcio para la elaboración de láminas frotis.

Para esta secuencia de rocas, pocos nanofósiles fueron identificados con respecto al área 1. Sin embargo, las especies identificadas también estuvieron presentes en la primera zona de estudio; aunque, en las rocas del área 2 muchos especímenes exhiben sobrecrecimiento por precipitación de carbonato de calcio y posible retrabajamiento de sus formas (anexo 2), lo cual dificultó identificar las características morfológicas para asignar sus nombres. De esta manera, con base en la evaluación cualitativa de la preservación de nanofósiles calcáreos empleada en Kanazawa et al. (2001), se considera

ESTRATIGRAFÍA

una preservación pobre (fragmentación, disolución y sobrecrecimiento excesivo que dificulta la identificación a nivel especie) para las especies del área 2.

Tabla 2. Edad asignada a las rocas que afloran en el área 1 (franja vertical). Los intervalos de edad son señalados por diversos autores.



Discoaster binodosus, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster sublodoensis* y la familia *Noelaerhabdaceae* con la especie *Reticulofenestra dictyoda* (anexo 2; tabla 1).

Edad

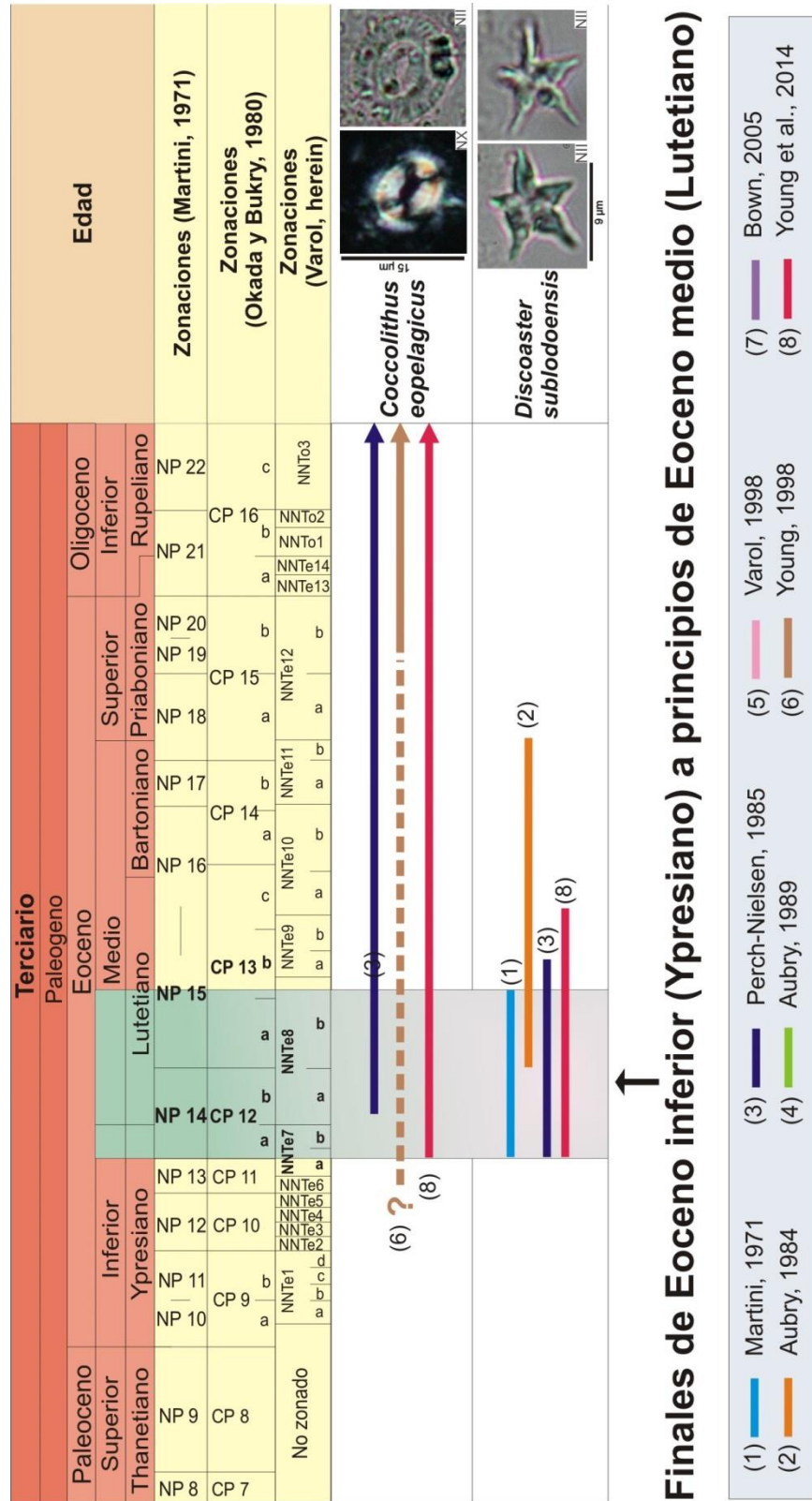
El material analizado desafortunadamente no permitió definir una edad tan precisa para las rocas del área 2, al norte de Las Pocitas. No obstante, el rango más corto que puede determinarse lo marcan 2 especies: *Coccolithus eopelagicus* y *Discoaster sublodoensis* cuyos FAD definen la base de la nanozona NP14, mientras el LAD de *D. sublodoensis* establece el límite superior en la parte media de NP15 (ver tabla 3). En conclusión, la edad asignada para las capas es de la base de NP14 a la mitad de NP15 de Martini (1971), lo que corresponde de finales de Eoceno inferior (Ypresiano) a principios de Eoceno medio (Lutetiano; ver tabla 3). Cabe mencionar que el límite entre Ypresiano/Lutetiano es definido por la ocurrencia de *Blackites inflatus* (NP14b-NP15a; Molina, 2011), el cual no se reconoce en las capas de esta zona. Adicionalmente, un criterio que apoya a la edad ya mencionada es la ausencia de las especies *Discoaster kuepperi* y *Discoaster lodoensis* que aparecen en el área 1, indicando una edad más antigua. Así mismo, otro aspecto que confirma la edad propuesta es que la presencia de *D. sublodoensis* es común.

La edad propuesta en esta área es comparada con la asignada por los autores García-Cordero (2005), García-Cordero y Carreño (2009), Miranda-Martínez (2005) y Miranda-Martínez y Carreño (2008). Los estudios de estos autores fueron realizados a partir de un núcleo de un pozo perforado en las inmediaciones del poblado de Las Pocitas. García-Cordero (2005) y García-Cordero y Carreño (2009) identificaron nanofósiles calcáreos con los que determinaron una edad en la parte final del Eoceno inferior. Por consiguiente, con base en foraminíferos planctónicos, pudo definirse una edad de “Eoceno Inferior tardío” (Miranda-Martínez, 2005; Miranda-Martínez y Carreño, 2008).

Debido a la inclinación general de las capas en la región de Las Pocitas, el área 2 de este trabajo corresponde litoestratigráficamente a un nivel por encima del núcleo estudiado por los autores mencionados. Por lo tanto, puede inferirse que la edad de las rocas del área 2 es ligeramente más joven que las rocas expuestas en el pozo de Las Pocitas, correspondiendo a las biozonas de NP14 y la parte media de NP15 de Martini (1971), así como CP12a-b y CP13a de Okada y Bukry (1980; ver tabla 3) o bien conforme a Varol (1998) abarcando NNTe7a y NNTe8b.

ESTRATIGRAFÍA

Tabla 3. Edad asignada a las rocas que afloran en el área 2. Los intervalos de edad son señalados por diversos autores.



4. DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten aspectos importantes acerca del ambiente de depósito en las áreas de estudio, así como las implicaciones regionales de la Formación Tepetate.

4.1 Modelo del ambiente de depósito

Los resultados lito y bioestratigráficos obtenidos en este trabajo permitieron interpretar los ambientes de depósito de la Formación Tepetate en la región de Las Pocitas. Se asume que las capas más antiguas están expuestas al sur de Las Pocitas (área 1; figura 1 y 2), mientras que, debido a la inclinación general de los estratos, éstos son más jóvenes hacia el Norte (área 2; figura 1 y 2). Así mismo, las distintas litofacies reconocidas en las columnas estratigráficas indican cambios en el ambiente de depósito que ocurrieron para ese tiempo (figura 32).

Se han sugerido ambientes de depósito para la Formación Tepetate en localidades cercanas a las áreas de estudio, que van desde mar abierto cerca de la parte superior del talud continental, el dominio batial superior y medio superior (García-Cordero y Carreño, 2009; Miranda-Martínez y Carreño, 2008) hasta plataforma interna a externa, influenciado por eventos de tormenta y flujos gravitacionales turbidíticos (Ledesma et al., 1999).

A finales del Eoceno inferior (NP14a) fueron depositados los sedimentos del área 1, dentro de un ambiente de aguas profundas con incidencia turbidítica en la parte proximal de un abanico submarino, en el cual prevalecieron condiciones normales donde eventualmente ocurrieron eventos turbidíticos evidenciados por marcas de flauta que indican una dirección de la corriente hacia el Suroeste. Adicionalmente, la composición mineralógica revela un aporte de una plataforma con sedimentación siliciclástica hasta mixta donde el material terrígeno es proveniente de una fuente mixta con rocas intrusivas y volcánicas. En el ambiente de depósito y dentro del sustrato existía suficiente oxígeno, lo cual permitió la supervivencia de organismos creadores de los icnofósiles preservados en las rocas de este sitio (ver subcapítulo 3.2). En esta zona no afloran rastros de paleocanales con sus estructuras sedimentarias e icnofósiles característicos y por lo tanto, no aplica la idea de un ambiente de canal submarino.

Las capas del área 2 se depositaron durante la parte final del Eoceno inferior (Ypresiano) y la parte inicial del Eoceno medio (Lutetiano). En ese tiempo el ambiente de depósito se

DISCUSIÓN

volvió más somero. Las limolitas con concreciones reflejan un ambiente de plataforma continental, probablemente en la parte media o externa, con sedimentación siliciclástica y mixta con disponibilidad de carbonato de calcio. Además, los paleocanales grandes expuestos en los afloramientos del área son interpretados como canales submarinos que se extendían en la plataforma continental.

En la región de estudio, el cambio de los ambientes de depósito ocurrido de finales del Eoceno inferior a principios del Eoceno medio al parecer fue la consecuencia del avance de la plataforma continental durante el Paleoceno-Eoceno (Schwennicke et al., 2004).

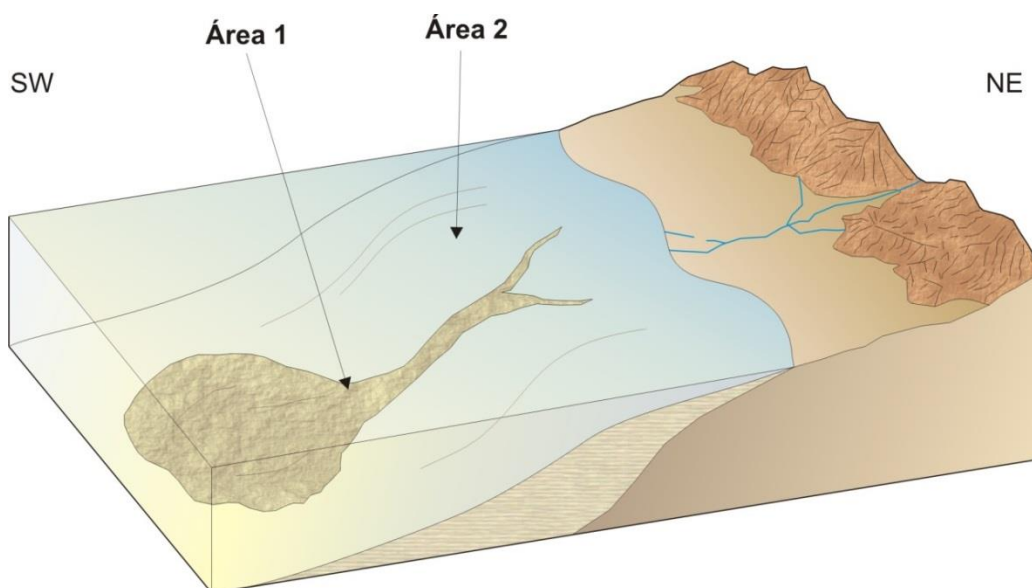


Figura 32. Modelo del ambiente de depósito del área 1 y 2 en la región de Las Pocitas para finales del Eoceno inferior a principios del Eoceno medio. El ambiente del área 1 ocurre en aguas profundas con incidencia turbidítica en la parte proximal de un abanico submarino (como lo indica la litología y la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis*). El ambiente de depósito del área 2 corresponde a la plataforma continental, probablemente en la parte media o externa.

4.2 Implicaciones regionales

El presente estudio de la Formación Tepetate en la región de Las Pocitas comprende dos áreas. La primera es ubicada al sur de Las Pocitas (al noreste del rancho Dos Arbolitos) y el área 2 al norte de dicha población. A partir del análisis de columnas estratigráficas, observaciones y datos adicionales de algunas otras localidades se propone un modelo de la evolución estratigráfica de la Formación Tepetate en esta zona.

En el área 1 afloran dos secuencias de rocas que en conjunto dan un espesor total de 54 m y se constituyen por las litofacies lodolita y arenisca. La primera es predominante,

DISCUSIÓN

exponiendo paquetes de hasta 15 m de espesor y mayoritariamente muestra una textura homogénea con laminación difusa y raramente marcada. Las lodolitas contienen foraminíferos, restos de plantas así como algunos pequeños bivalvos y exhiben bioturbación difusa de abundancia variable; en algunos niveles se presentan madrigueras de *Chondrites* isp. y son escasas las de *Planolites* isp.

La facies arenisca está caracterizada por formar paquetes de hasta 7 m de espesor, los cuales pueden constituirse por varias capas individuales, generalmente con espesores de hasta de pocos decímetros; además, localmente existen alternancias de capas delgadas de ambas litofacies. Generalmente varían de areniscas limosas hasta de grano grueso, predominando las de grano muy fino a fino y de buena selección. La estratificación abarca laminación paralela hasta laminación cruzada a ondulada; algunas capas exhiben gradación interna de más fino hacia arriba (*fining upward*) y en la base de estas ocurren marcas de flauta (*flute marks*) que indican una dirección de la corriente hacia el Suroeste, lo cual coincide con datos reportados en otras localidades por Cervantes-García (2009), De la Cruz-Roblero (2015) y se opone a la dirección al W-E reportada por Ledesma et al. (1999). Por consiguiente, es claro que la facies arenisca fue depositada bajo condiciones de mayor energía con un transporte del sedimento al SW. También existen estructuras de carga y estructuras de erosión tipo *longitudinal scours* (*longitudinal ridges and furrows*; Collison et al., 2006). Las areniscas mayormente son bioturbadas. Es posible reconocer una icnocenosis donde predominan *Planolites* isp., *Chondrites intricatus*, *C. targionii* y *C. affinis*; además son comunes *Ophiomorpha nodosa*, *Thalassinoides* isp. y *Helminthopsis* isp. En menor abundancia se observaron *Ophiomorpha annulata* y *Ophiomorpha rudis*; los icnofósiles *Taenidium cameronensis*, *Taenidium serpentinum*, *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Scolicia prisca* y *Megagraption* isp. son escasos. Estos icnofósiles encajan en la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis*, la cual, en conjunto con ambas litofacies apuntan hacia un ambiente de aguas profundas con incidencia turbidítica en la zona proximal de un abanico submarino con aporte de una plataforma con sedimentación mixta de material siliciclástico proveniente de una fuente mixta (intrusiva-volcánica).

Con base en nanofósiles calcáreos se propone una edad para las rocas del área 1 correspondiente a la primera mitad de la nanozona NP14 de Martini (1971) y CP12a de Okada y Bukry (1980), equivalente a finales de Eoceno inferior (Ypresiano). Las especies que lo definen son *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster sublodoensis*, *D. kuepperi*, *D. lodoensis* y *Sphenolithus spiniger*.

DISCUSIÓN

Por otro lado, en el área 2 las rocas de la columna estratigráfica de 31 m, están compuestas de la facies limolita que se divide en la subfacies limolita arcillosa y en la subfacies limolita con concreciones. La primera subfacies tiene un espesor de 2.60 m y es caracterizada por una textura homogénea de limo ligeramente arcilloso. Debido a la abundante bioturbación interna, pudieron preservarse solamente difusos restos de estratificación y laminación que varía de paralela a ligeramente ondulada. Se distinguen escasas impresiones de bivalvos y pocos macroforaminíferos.

La subfacies limolita con concreciones con un espesor de 28.50 m constituye la mayor parte de la columna. Su composición varía de limolita poco arcillosa a limolita con poca arena fina de buena selección y ligeramente calcárea; estratos individuales miden desde pocos centímetros hasta 2.5 m. Además, existen múltiples niveles de concreciones inmaduras hasta maduras con grosores de pocos decímetros, éstos se exhiben con cierta continuidad lateral, pero pueden desaparecer lateralmente. En general predomina la estratificación y laminación ondulada difusa hasta escasa laminación paralela y cruzada; también se exhibe escasa estratificación convoluta. Fueron encontrados paleocanales de pequeña y gran escala que son interpretados como canales submarinos que se extendían en la plataforma continental. La preservación de fósiles consiste de abundantes macroforaminíferos, gasterópodos y bivalvos como *Pinna llajasensis?* y *Pycnodonte (Phygraea) pacífica*, estos últimos sugieren un sustrato lodoso para ambientes marinos someros hasta de plataforma (Moore, 1983; Squires y Demetron, 1990; Squires y Demetron, 1992). Pueden reconocerse madrigueras como *Planolites* isp., *Taenidium* isp., *Teichichnus* isp. Estos icnofósiles apuntan hacia la icnofacies *Cruziana* distal que junto con la litología indica un ambiente de plataforma continental, probablemente en la parte media o externa. La edad de las rocas de esta área fue determinada con base en nanofósiles calcáreos; sin embargo, las especies encontradas desafortunadamente no permiten definir una edad tan precisa. El rango es de la base de NP14 a la mitad de NP15 de Martini (1971) o CP12a-b y CP13a de Okada y Bukry (1980), lo que corresponde de finales de Eoceno inferior (Ypresiano) a principios de Eoceno medio (Lutetiano). Un núcleo de un pozo perforado en las inmediaciones del poblado de Las Pocitas reveló una edad basada en nanofósiles calcáreos en la parte final del Eoceno inferior (García-Cordero, 2005 y García-Cordero y Carreño, 2009). Adicionalmente, foraminíferos planctónicos del mismo material sugieren una edad de “Eoceno Inferior tardío” (Miranda-Martínez, 2005; Miranda-Martínez y Carreño, 2008). Por lo tanto, considerando lo anterior

DISCUSIÓN

y la inclinación general de las capas en la región, se puede inferir que las capas del área 2 tienen una edad ligeramente más joven que las rocas expuestas en el pozo de Las Pocitas; por lo tanto parece razonable la edad propuesta de finales del Eoceno inferior a principios del Eoceno medio. Esta edad coincide con De La Cruz-Roblero (2015). A su vez, es evidente que las rocas del área 2 son más jóvenes que las del área 1.

El análisis de las rocas de la región de Las Pocitas revela un cambio de facies que corresponden a diferentes ambientes de depósito. Las facies del área 1 reflejan condiciones de mar profundo con depósitos turbidíticos a diferencia de la secuencia de rocas del área 2 que apunta a un ambiente de plataforma continental. Cabe mencionar que esta tendencia de ambientes más profundos a más someros también ha sido reportada en otros estudios realizados en diferentes localidades de la región del arroyo El Colorado-Las Pocitas, así como hacia el noroeste de la región de Las Pocitas, en el arroyo Santa Rita (Schwennicke et al. 2004; De la Cruz-Roblero, 2015). En general los cambios de los ambientes en la región de Las Pocitas reflejan una progradación de la plataforma continental durante este tiempo (Schwennicke et al., 2004).

Adicionalmente, los resultados obtenidos revelan que dentro del ambiente sedimentario la dirección del transporte de sedimentos fue al Suroeste; por tal motivo, hace poco probable la dirección propuesta por Ledesma et al. (1999). Además, la composición mineralógica de las rocas en el área 1 y 2 conformada por minerales de origen intrusivo y extrusivo indican un arco disectado como área de procedencia (Dickinson et al., 1983), lo cual coincide con estudios petrográficos realizados por autores anteriores (Cervantes-García, 2009; Ledesma et al., 1999).

Por otro lado, una edad similar como el área de estudio tiene la Formación Tepetate en la región de El Conejo-El Aguajito (figura 1), donde diversos autores han reportado edades que van de Eoceno inferior (Vázquez-García, 1996) a Eoceno medio temprano (Squires y Demetrion, 1991; Córdova-Castañeda, 2013). No obstante, los ambientes sedimentarios indicados por estos autores abarcan la plataforma hasta la playa frontal superior con frecuente incidencia de tormentas (Vázquez-García, 1996; Córdova-Castañeda, 2013). Estas diferencias sugieren que existían cambios laterales en la cuenca sedimentaria.

Durante el Cretácico al Mioceno, el noroeste de México era un margen continental activo, debido a la subducción de la placa Farallón. La trinchera estaba ubicada al Oeste de la actual península (Hausback, 1984; Bonini y Baldwin et al., 1998; Aranda-Gómez et al.,

DISCUSIÓN

2003). Durante el Eoceno los centros volcánicos generalmente estaban en una posición lejana, ubicándose hacia el Oeste en la región de Sinaloa hasta Durango (McDowell y Keizer, 1977; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Ferrari et al., 2007; Loza et al., 2012). Mientras tanto, durante el Cretácico al Paleógeno en el margen activo existía una cuenca de antearco (*forearc basin*) (Busby et al., 1998), donde se propone que fueron acumulados los depósitos de la Formación Tepetate. No es conocida la geometría precisa de esta cuenca. De manera general, las cuencas de antearco muestran una morfología y ambientes sedimentarios variables, desde ambientes fluviales y marinos someros hasta profundidades mayores a 5000 m con sistemas turbidíticos (Susilohadi et al., 2005; Fuller et al., 2006; Frisch et al., 2011).

Se descarta la posibilidad que la Formación Tepetate haya sido formada en una posición más cercana a la trinchera, en una cuenca sobre el talud de la trinchera (*trench-slope basin*). Estas cuencas son del tipo *piggyback* (*piggyback basins*) y son comunes en zonas de acreción donde constantemente ocurre deformación de los depósitos dentro de la cuenca (Ori y Friend, 1984, Takano et al., 2013). Con base en lo anterior puede eliminarse esta opción, puesto que las rocas de la Fm. Tepetate no exhiben una deformación relevante y además considerando la distancia del área de estudio a la paleotrinchera (Busby et al., 1998). La figura 33 muestra de manera esquemática el modelo propuesto en el presente estudio.

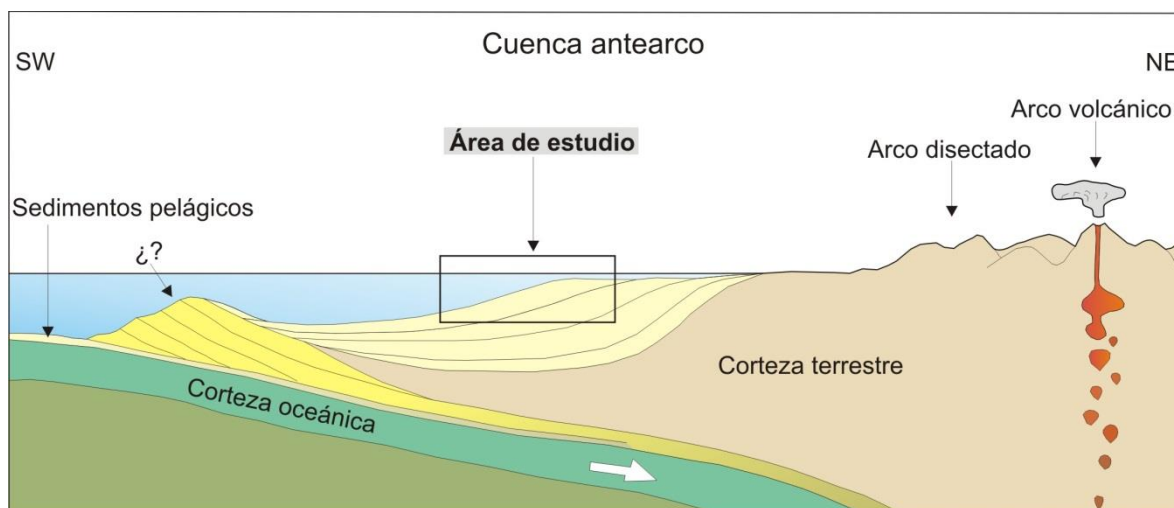


Figura 33. Esquema del margen continental activo en la parte noreste de México. Los cuerpos volcánicos estaban localizados a varios kilómetros de la zona de subducción. Dentro de la cuenca antearco (*forearc*) fueron depositadas las rocas del área de estudio (ver figura 32). No existe la documentación de evidencias sobre un prisma de acreción, por lo tanto, puede sugerirse que la trinchera se localizaba a kilómetros de los depósitos de la cuenca antearco.

5. CONCLUSIONES

Se realizó un estudio estratigráfico de la Formación Tepetate en la región de Las Pocitas que incluye dos áreas, la primera es localizada al sur de Las Pocitas cerca del rancho Dos Arbolitos y la segunda al norte de Las Pocitas aledaña al rancho Agua Amarga. Los resultados más relevantes se concentran en las siguientes conclusiones:

- Este trabajo demuestra la importancia de estudios que incluyen litoestratigrafía y bioestratigrafía. La documentación icnológica ayudó a definir el ambiente de depósito.
- La litología presente en el área 1 está conformada por las facies lodolita y arenisca. La facies lodolita pudo depositarse por suspensión de sedimento y la facies arenisca por incidencia turbidítica, ambas en un ambiente profundo. La icnocenosis encontrada en esta área corresponde a la icnosubfacies *Ophiomorpha rudis*. Ésta icnosubfacies, junto con las facies lodolita y arenisca indican un ambiente de aguas profundas en la parte proximal de un abanico submarino.
- La litología del área 2 consiste de la facies limolita que a su vez se divide en la subfacies limolita arcillosa y la subfacies limolita con concreciones. Los icnofósiles de esta localidad encajan en la icnofacies *Cruziana* distal. Tanto como la litología y los icnofósiles encontrados sugieren un ambiente de depósito de plataforma continental, posiblemente en la parte media o externa.
- El análisis de nanofósiles calcáreos permitió determinar la edad de las rocas en las dos áreas. La primera tiene una edad de finales de Eoceno inferior (Ypresiano) y la segunda corresponde a una edad desde finales de Eoceno Inferior (Ypresiano) hasta principios de Eoceno medio (Lutetiano).
- La inclinación general de las capas sugiere que las rocas expuestas en el área 1 son más antiguas con respecto a las que afloran en el área 2.
- Se sugiere que los sedimentos de la Formación Tepetate fueron depositados en una cuenca de antearco con un aporte de material proveniente de un arco disectado localizado al Noreste.
- Los resultados obtenidos contribuyen al conocimiento de la evolución estratigráfica de la Formación Tepetate; además se confirma que los ambientes de depósito varían desde batial hasta plataforma y que la edad más joven de las rocas es hasta Eoceno medio, lo cual concuerda con lo reportado anteriormente.

6. REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G. J. y McDowell, F. W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 96 (1), 13373-13388.
- Andruleit, H., Köthe, A., Stäger, S. y Bruns, A., 2000, Some comments concerning sample processing and dissolution: *Journal of Nannoplankton Research*, 22 (3), 201.
- Alvarado-Gastelum, R., 2007, Estratigrafía de capas rojas y unidades adyacentes en el área de Punta Coyote, Baja California Sur, México: La Paz, Baja California Sur, Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis de licenciatura, 87 pp.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C. D., Luhr, J. y McDowell, F. W., 2003, Cenozoic volcanic-tectonic development of northwestern Mexico—a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extensión-related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California Tectonic Provinces, *en* *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Annual Meeting of Cordilleran Section of the Geological Society of America: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Centro de Geociencias, Publicación Especial 1, 5, 71-121.
- Aubry, M. P., 1984, *Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton*, libro1: Ortholithae (Discoasters): New York, Micropaleontology Press, 266 pp.
- Aubry, M. P., 1989, *Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton*, libro 3: Ortholithae (Pentaliths and others) y Heliolithae (Fasciculiths, Sphenoliths and others): New York, Micropaleontology Press, 279 pp.
- Azpeitia-Moros, F., 1933., Datos para el estudio paleontológico del Flysch de la costa Cantábrica y de algunos otros puntos de España: *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 53, 1-65.
- Beal, C. H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico: *Geological Society of America, Memory*, 31, 44-51.
- Boggs, S., 2009, *Petrology of Sedimentary Rocks: segunda edición*, Cambridge University Press, 600 pp.
- Bonini, J. A y Baldwin, S. L., 1998, Mesozoic metamorphic and middle to late Tertiary magmatic events on Magdalena and Santa Margarita Islands, Baja California Sur, Mexico: Implications for the tectonic evolution of Baja California continental borderland: *Geological Society of America Bulletin*, 110 (8), 1094-1104.
- Bown, P.R. y Young, J. R., 1998, Techniques, *en* Bown, P. R. (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*: Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 16-17.
- Bown, P. R., 2005, Paleogene calcareous nannofossils from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania (Tanzania Drilling Project 2003-4): *Journal Nannoplankton Research*, 27 (1), 21-95.
- Brady, L. F., 1947, Invertebrate tracks from the Coconino Sandstone of northern Arizona: *Journal of Paleontology*, 21, 466-472.
- Bromley, R. G. y Frey, R. W., 1974, Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 23 (1), 311-335.
- Bromley, R. G., 1996, *Trace Fossil: Biology, Taphonomy and Applications*: Chapman y Hall, segunda edición, 384 pp.
- Buatois, L. A. y Mángano M. G., 2011. *Iconology: Organism-substrate interactions in space and time*: New York, Cambridge University Press, 358 pp.

REFERENCIAS

- Busby, C., Smith, D., Morris, W. y Fackler-Adams, B., 1998, Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico: *Geological Society of America*, 26 (3), 227-230.
- Carreño, A. L., Ledesma-Vázquez, J. y Guerrero-Arenas, R., 2000, Bioestratigrafía e historia deposicional de la Formación Tepetate en el arroyo Colorado (Eoceno medio-temprano), Baja California Sur, México: *Ciencias Marinas*, 26 (1), 177–200.
- Cervantes-García, N. D., 2009, Estudio estratigráfico de la Formación Tepetate, localidad Poza de Venancio, arroyo Las Liebres, Baja California Sur, México: La Paz, Baja California Sur, Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis de licenciatura, 87pp.
- Coe, A. L., 2010, Recording features of sedimentary rocks and constructing graphic logs, *en* Coe, A. L., Argles, T. W., Rothery, D. A. y Spicer, R. A. (eds.), *Geological field techniques: United Kingdom*, Wiley-Blackwell, The Open University, 102-138.
- Cohen, K.M., Finney S. y Gibbard, P.L., 2013, International Chronostratigraphic Chart (en línea): 2013 (actualizado), International Commission Stratigraphy, <<http://www.stratigraphy.org>>, acceso libre, consulta: febrero, de 2014.
- Coleman, T. A., 1979, Nannoplankton Bioestratigraphy of the Tepetate Formation, Baja California: Universidad del Sur de California, tesis de maestría, 64 pp.
- Collison, J., Mountney, N. y Thompson, D., 2006, *Sedimentary structures: England*, Terra Publishing, 292 pp.
- Córdova-Castañeda, B. S., 2013, Estratigrafía de la Formación Tepetate en la localidad El Horno, arroyo El Aguajito, Baja California Sur, México: La Paz, Baja California Sur, Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis de licenciatura, 51 pp.
- Cota-Castro, R., 2011, Transición entre los depósitos miocénicos sin arco y posteriores al arco, en el área de Alfredo V. Bonfil, arroyo Seco, municipio de La Paz, Baja California Sur: La Paz, Baja California Sur, Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis de licenciatura, 128 pp.
- D'Alessandro, A. y Bromley, R. G., 1987, Meniscate trace fossils and the *Muensteria-Taenidium* problem: *Paleontology*, 30, 743-763.
- Darton, N. H., 1921, Geologic reconnaissance in Baja California: *Journal of Geology*, 56, 720–748.
- De la Cruz-Robledo, C. Y., 2015, Estratigrafía de la Formación Tepetate en el Arroyo Santa Rita, Baja California Sur, México: La Paz, Baja California Sur, Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis de licenciatura, 84 pp.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geologic Society America Bulletin*, 94, 222-235.
- Ehrenberg, K., 1994, Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse: *Paläontologische Zeitschrift*, 23, 354-359.
- Einsele, G. y Seilacher, A., 1991, Distinction of tempestites and turbidites, *en* Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*, Berlin-Heidelberg, Springer Verlag, 377-382.
- Estrada-Moreno, E., 2006, Bioestratigrafía de nanoplancton calcáreo en la localidad de Santa Fe, Formación Tepetate, Baja California Sur, México: Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis de licenciatura, 52 pp.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America, *en* Alaniz-Álvarez, S. A. y Nieto-Samaniego, Á. F., (eds.), *Geology of México: Celebrating the*

REFERENCIAS

- Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America, Special Paper, 422, 1-39.
- Fischer, R., Galli-Olivier, C. Gidde, A. y Schwennicke, T., 1995, The El Cien Formation of southern Baja California, Mexico: Stratigraphic precisions. Newsletters in Stratigraphy, 32, 137– 161.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., y Gehrels, J. E., 2007, Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas: Geological Society of America Bulletin, 119 (11/12), 1313–1336.
- Fletcher, J.M., Pérez-Venzor, J. A., González Barba, G. y Aranda Gómez, J. J., 2003, Ridge trench interactions and the ongoing capture of the Baja California microplate: new insights from the southern Gulf extensional province. Geological transects across Cordilleran Mexico: Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of American Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta. Marzo 29-31, 2003. México, D.F., Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 2, 13-31.
- Folk, R. L., Andrews, P. B. y Lewis, D. W. 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland: New Zeland Journal of Geology and Geophysics, 13: 937 968.
- Frey, R. W., Howard, J. D. y Pryor, W. A., 1978, *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 23, 199-223.
- Frisch, W., Meschede, M. y Blakey, R., 2011, Subduction zones, island arcs and active continental margins, *en* Frisch, W., Meschede, M. y Blakey, R. (eds.), Plate Tectonics, Continental Drift and Mountain Building: Heidelberg, German, Springer, 91-122.
- Fu, S., 1991, Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophocteniider Lebensspuren: Courier Forschungsinstitut, Senckenberg 135, 1-79.
- Fuller, C., Willet, S. D. y Brandon, M. T., 2006, Formation of forearc basins and their influence on subduction zone earthquakes: Geological Society of America, 34 (2), 65-68.
- Fulwider, R. W., 1976, Biostratigraphy of the Tepetate Formation, Baja California Sur: Universidad del Sur de California, tesis de maestría, 111 pp.
- Galli-Olivier, C., Márquez-Enriquez, T. E., Reyes-Sarabia, J. A. y Rosas-Cortés, C. X., 1986, Estructuras sedimentarias primarias y litofacies de corrientes densas de un paleoambiente de talud, El Conejo, Baja California Sur, México: Ciencias Marinas, 12 (2), 7–15.
- García-Cordero, E. y Carreño A. L., 2005, Estudio bioestratigráfico basado en nanoplancton calcáreo del núcleo Las Pocitas, Formación Tepetate, Baja California Sur, México (resumen), *en* Séptima Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, Ensenada, Baja California, México, Memoria, 47.
- García-Cordero, E. y Carreño A. L., 2009, Upper lower Eocene calcareous nannoplankton from the Las Pocitas core (Tepetate Formation), Baja California Sur, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26 (1), 37-47.
- González-Barba, G., 2003, Descripción de asociaciones faunísticas de elasmobranquios fósiles del Eoceno Superior (Priaboniano) de las Formaciones Tepetate y Bateque de Baja California Sur, México: Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional, tesis de maestría, 195 pp.
- Hall, J., 1847, Palaeontology of New York: C. Van Benthuyssen, Albany, 1, 1-362.
- Han, Y. y Pickerill, R. K., 1995, Taxonomic review of the icnogenus *Helminthopsis* Heer 1877 with a statistical analysis of selected ichnospecies: Ichnos, 4, 83-118.
- Haq, B. U., 1984, Introduction, *en* Haq, B. U. (ed.), Nannofossil biostratigraphy: New York, Hutchinson Ross, 78, 1-7.

REFERENCIAS

- Hausback, B. P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *en* Frizzell V.A., Jr. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 39, 219–236.
- Heard, T. G., y Pickering, K. T., 2007, Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees: *Sedimentology*, 55, 809–844.
- Heim, A., 1922, The Tertiary of Southern Lower California (Mexico): *Geological Magazine*, 59, 529–547.
- Heer, O., 1877, *Flora fossilis Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz*: J. Wurster y Company, Zurich, 182 pp.
- Hubbard, S. M., MacEachern, J. A. y Bann, K. L., 2012, Slope, *en* Knaust, D. y Bromley, R. G., (eds.), *Trace fossils as indicators of sedimentary environments: Developments in Sedimentology*, 64, 607–642.
- Hubbard, S. M., Covault, J. A., Fildani, A. y Romans, B.W., 2014, Sediment transfer and deposition in slope channels: Deciphering the record of enigmatic deep-sea processes from outcrop: *Geological Society of America Bulletin*, 126 (5-6), 857–871.
- ICZN-International Commission on Zoological Nomenclature, 1999, *International Code of Zoological Nomenclature*. 4th Edition: International Commission on Zoological Nomenclature, London, 106 pp.
- Kanazawa, T., Sager, W. W. y Escutia, C., 2001, 2. Exploratory Notes, Shipboard Scientific Party: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 191, 1–49.
- Keighley, D. G. y Pickerill, R. K., 1994, The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*: *Palaeontology*, 37, 305–337.
- Keighley, D. G. y Pickerill, R. K., 1995, The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: historical perspectives and recommendations: *Ichnos*, 3, 301–309.
- Kerr, P. F., 1977. *Optical Mineralogy* (cuarta edición): New York, McGraw Hill, 492 pp.
- Knappe, R. J., 1974, The micropaleontology of a section of the Tepetate Formation and a paleogeographic comparison with equivalent foraminifera along the West Coast of United States: Universidad de Ohio, tesis de maestría, 114 pp.
- Książkiewicz, M., 1968, On some problematic organic traces from the Flysch of the Polish Carpathians. Part 3 (in Polish): *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38, 3–17.
- Książkiewicz, M., 1970, Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians, *en* Crimes, T. P. y Harper, C. (eds.), *Trace fossils: Geological Journal, Special Issue*, 3, 283–322.
- Lamolda, M. A., Gorostidi, A. y Paul, C. R. C., 1994, Quantitative estimates of calcareous nannofossil changes across the Plenus Marls (latest Cenomanian) Dover, England: implication for the generation of the Cenomanian-Turonian Boundary Event: *Cretaceous Research*, 14, 143–164.
- Ledesma-Vázquez, J., Rendón- Márquez, G. y Carreño, A. L., 1999, Ambientes sedimentarios en la sección Arroyo Colorado, Formación Tepetate (Eoceno Temprano-Medio), Baja California Sur, México: *GEOS, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana*, A.C., 19 (2), 78–83.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A. y Ortega-Obregón, C., 2012, Cenozoic volcanism and extensión in northwestern Mesa Central, Durango, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64 (2), 243–263.
- Lundgren, B., 1891, Studier öfver fossiliförande lösa block: *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 13, 111–121.

REFERENCIAS

- MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Gingras, M. K. y Bann, K. L., 2007, The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective, *en* Miller III, W., (ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*: Amsterdam, Elsevier, 52–77
- MacEachern, J. A., Bann, K. L., Gingras, M. K., Zonneveld, J. P., Dashtgard, S. E. y Pemberton, S. G., 2012, The ichnofacies paradigm, *en* Knaust, D. y Bromley, R. G., (eds.), *Trace fossils as indicators of sedimentary environments: Developments in Sedimentology*, 64, 103-138.
- Martini, E., 1965, Mid Tertiary calcareous nannoplankton from Pacific deep sea cores, *en* Whittard, W. F. y Bradshaw, R. (eds.), *Submarine Geology and Geophysics: Proceedings of the 17th Symposium of the Colston Research Society*: London, Butterworths, 393-410.
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, *en* Farinacci, A., (ed.), *Proceedings of the Second Conference on Planktonic Microfossils*: Roma, 1970. Rome: Edizioni Tecnoscienza, 2, 739-785.
- Martinsson, A., 1970, Toponomy of trace fossils, *en* Crimes, T. P. y Harper, J. C., (eds.), *Trace Fossils: Geological Journal, Special Issue 3*, 323-330.
- Massalongo, A. 1855: *Zoophycos*, novum genus plantarum fossilium: *Studi Paleontologici*, 5, 1-4.
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1479-1487.
- Mina-Uhink, F., 1957, Bosquejo geológico del Terciario de Baja California: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 9, 141–169.
- Miranda-Martínez, A. Y., 2005, Bioestratigrafía y ambiente de depósito de la formación Tepetate en el área de Las Pocitas, Baja California Sur, México: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 60 pp.
- Miranda-Martínez, A. Y. y Carreño, A. L., 2008, Foraminíferos de la Formación Tepetate (Heim) en el área de Las Pocitas, Baja California Sur, México: *Ciencias Marinas*, 34 (2), 179–195.
- Molina, E., Alegret, L., Apellaniz, E., Bernaola, G., Caballero, F., Dinarès-Turell, J., Hardenbol, J., Heilmann-Clausen, C., Larrasoaña, J. C., Luterbacher, H., Monechi, S., Ortiz, S., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Pujalte, V., Rodríguez-Tovar, F. J., Tori, F., Tosquella, J. y Uchman, A., 2011, The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain: *Episodes*, 34 (2), 86-108.
- Monaco, P. y Checconi, A., 2008, Stratigraphic indications by trace fossils in Eocene to Miocene turbidites and hemipelagites of the Northern Apennines (Italy): *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 83 (2), 86-108.
- Monaco, P., Milighetti, M. y Checconi, A., 2010, Ichnocoenosis in the Oligocene to Miocene foredeep basins (Northern Apennines, central Italy) and their relation to turbidite deposition: *Acta Geologica Polonica*, 60 (1), 53-70.
- Moore, E.J., 1983, Tertiary Marine Pelecypods of California and Baja California: Nuculidae through Malleidae: *Geological Survey Professional Paper*, 99 pp.
- Nicholson, H. A., 1873, Contributions to the study of the errant annelids of the older Paleozoic rock: *Proceedings of the Royal Society of London*, 21, 288-290.
- Odin, G. S., 1988, Glaucony from the Gulf of Guinea, *en* Odin, G. S. (ed.), *Green Marine Clays*, Amsterdam, Elsevier, 225-247.
- Okada, H. y Bukry, D., 1980, Supplementary Modifications and Introduction of Code Numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation (Bukry, 1973;1975): *Marine Micropaleontology*, 5, 321- 325.

REFERENCIAS

- Olivero, D., 2003, Early Jurassic to Late Cretaceous evolution of *Zoophycos* in the French Subalpine Basin (southeastern France): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 192, 59-78.
- Olivero, D., 2007, *Zoophycos* and the Role of Type Specimens in Ichnotaxonomy, *en* Miller, W. III (ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*: Amsterdam, Elsevier, 219–231.
- Ori, G.G. y Friend, P. F., 1984, Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets: *Geology*, 12, 475-478.
- Pedersen, G. K. y Surlyk, F., 1983, The Fur Formation, a late Paleocene ash-bearing diatomite from northern Denmark: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 32, 43-65.
- Pemberton, S.G. y Frey, R. W., 1982, Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma: *Journal of Paleontology*, 56 (4), 843-881.
- Perch-Nielsen, K., 1985, Cenozoic calcareous nannofossils, *en* Bolli, H. M., Saunders, J. B. y Perch-Nielsen, K. (eds.), *Plankton Stratigraphy*: New York, Cambridge University Press, 427-554.
- Perrilliat, M. C., 1996, Occurrence of the Tethyan Gastropods *Campanile* and *Gisortia* in the Lower Eocene Part of the Tepetate Formation, Baja California Sur, Mexico: *The Veliger*, 39 (2), 178–183.
- Plaziat, J. C. y Mahmoudi, M., 1988, Trace fossils attributed to burrowing echinoids: a revisión including new ichnogenus and ichnospecies: *Geobios*, 21, 209-233.
- Potter, P. E., Maynard, J. B. y Pryor, W. A., 1980, *Sedimentology of shale*: New York, Springer-Verlag.
- Prothero, D. R. y Schwab, F. 1996, *Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy*: New York, W. H. Freeman and Company, 575 pp.
- Quatrefages De, M. A., 1849, Note sur la Scolicia Prisca (A. de Q.) annélide fossile de la Craie: *Annales des Sciences Naturelles, serie 3, Zoologie*, 12, 265-266.
- Rickli, J., 2003, Geological map of the Tepetate Formation west of Las Pocitas, Baja California Sur, Mexico: Depositional environment and age: Instituto de Geología, Eidgenössische Technische Hochschule Zurich, mapa anexo y perfil, 12 pp.
- Rindsberg, A., 2012, Ichnotaxonomy: finding patterns in a welter of information, *en* Knaust, D. y Bromley, R. G. (eds.), *Trace fossils as indicators of sedimentary environments: Developments in Sedimentology*, Elsevier, 64, 45-78.
- Savi, P. y Meneghini, G.G., 1850, Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche concernati la geologia della Toscana e dei paesi limitrofi, *in* Murchinson, R.I. (ed.), *Memoria sulla struttura geologica delle Alpi, degli Apennini e dei Carpazi*: Firenze, Appendix, 246-528.
- Savrda, C. E., 2007, Taphonomy of trace fossils, *en* Miller III, W. (ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*: Amsterdam, Elsevier, 92-109.
- Schwennicke, T., Hernández-Bernal P., González-Barba G., Plata-Hernández E. y Rosales-Lomelí, J., 2000, Sedimentología y Estratigrafía de la Formación Salada en Baja California Sur, México (resumen), *en* V Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California: Loreto, Baja California Sur, 26-28.
- Schwennicke, T., Cortés-Martínez, M. Y., Rickli, J., Plata-Hernández, E. y Estrada-Moreno, E., 2004, Ambientes de depósito contrastantes en la Formación Tepetate, Baja California Sur, México (resumen), *en* IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Juriquilla, Querétaro, 123.
- Schwennicke, T., Estrada-Moreno, E., Rickli, J. y Cervantes-García, N. D., 2005, Lito y bioestratigrafía de la Formación Tepetate en la región del arroyo Colorado, Baja California

REFERENCIAS






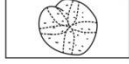
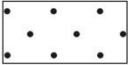


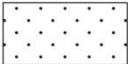




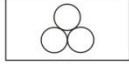
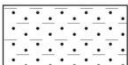
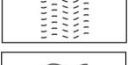



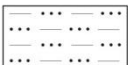




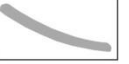
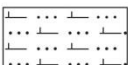
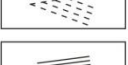


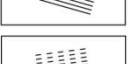


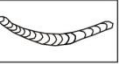
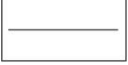
















- Sur, México (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: Puerto Vallarta, GEOS, 25 (1), 161.
- Seilacher, A., 1964, Sedimentological classification and nomenclature of trace fossil: *Sedimentology*, 3, 253-256.
- Seilacher, A., 1974, Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep sea: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 223-245.
- Seilacher, A., 1955, Spuren und Fazies im Unterkambrium, in Schindewolf, O., Seilacher, A. (eds.), *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan): Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, 10, 261–446.
- Seilacher, A., 2007, *Trace Fossil Analysis*: Berlin, Springer, 226 pp.
- SGM-Servicio Geológico Mexicano, 1999, La Paz G12-10-11, Carta Geológica Minera, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo.
- SPP-Secretaria de Programación y Presupuesto, 1987, La Paz, Carta Geológica, escala 1:1,000,000: Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática, Dirección General de Geografía, México, D.F.
- Squires, R. L. y Demetron, R.A., 1990, New Eocene marine bivalves from Baja California Sur, Mexico: *Journal of Paleontology*, 64 (3), 382-391.
- Squires, R. L. y Demetron, R.A., 1991, Early Eocene macrofaunal comparisons between the Tepetate and Bateque Formations, Baja California Sur, Mexico, in 1991 Annual Meeting, San Diego: EUA, Geological Society of America, 21238, 194.
- Squires, R. L. y Demetron, R.A., 1992, Paleontology of the Eocene Bateque Formation, Baja California Sur, Mexico: *Contributions of Science, Natural History Museum of Los Angeles Country*, 434, 1-55.
- Squires, R. L. y Demetron, R. A., 1994, A new species of the oligopygoind equinoid *Haimea* from the Lower Eocene of Baja California Sur, Mexico: *Journal of Paleontology*, 68 (4), 846–851.
- Sternberg, K. y Von Graf, M., 1833, Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt: Johann Spurny, Praga, 5 y 6, 1-80.
- Susilohadi, S., Gaedicke, C. y Ehrhardt, A., 2005, Neogene structures and sedimentation history along the Sunda forearc basin off southwest Sumatra and southwest Java: *Marine Geology*, 219, 133-154.
- Takano, O., Itoh, Y. y Kusumoto S., 2013, Variation in Forearc Basin Configuration and Basin-filling Depositional Systems as a Function of Trench Slope Break Development and Strike-Slip Movement: Examples from the Cenozoic Ishikari-Sanriku-Oki and Tokai-Oki-Kumano-Nada Forearc Basins, Japan, en Itoh, Y. (ed.), *Mechanism of Sedimentary Basin Formation-Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*: InTech, 5-25.
- Taylor, A. M., y Goldring, R., 1993, Description and analysis of bioturbation and ichnofabric: *Journal of the Geological Society, London*, 150 (1), 141-148.
- Uchman, A., 1995, Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy): *Würzburg, Beringeria*, 15, 3-115.
- Uchman, A., 1998, Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: a revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material: *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 68, 105-218.
- Uchman, A., 2009, The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the *Nereites* ichnofacies: characteristics and constraints: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276, 107-119.

REFERENCIAS

- Uchman, A. y Wetzel, A., 2011, Deep-Sea Ichnology: The Relationships Between Depositional Environment and Endobenthic Organisms, *en* Hüneke, H. y Mulder, T. (eds.), Deep-sea sediments: Developments in Sedimentology, Elsevier, 63, 517-556.
- Uchman, A., Caruso, C. y Sonnino, M., 2012, Taxonomic review of *Chondrites affinis* (Sternberg, 1833) from Cretaceous-Neogene offshore-deep-sea Tethyan sediments and recommendation for its further use: *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 118 (2), 313-324.
- Uchman, A. y Wetzel, A., 2012, Deep-sea fans, *en* Bromley, R. G. y Knaust, D. (eds.), Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments: Developments in Sedimentology, Elsevier, 64, 643-671.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., Willsey, S., Mayer, L. y Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, 144, 125–147.
- Umhoefer, P. J., 2011, Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?-Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin: *Geological Society of America Today*, 21 (11), 4-10.
- Varol, O., 1998, Paleogene, *en* Bown, P. R. (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*: Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 200-224.
- Vázquez-García, A., 1996, Litología y ambientes de depósito de la Formación Tepetate en el arroyo El Conejo, Baja California Sur., México: Universidad Autónoma de Baja California Sur, tesis de licenciatura, 94 pp.
- Wetzel, A. y Uchman, A., 2001, Sequential colonization of muddy turbidites in the Eocene Belovea Formation, Carpathians, Polonia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168, 171-186.
- Wetzel, A., Blechschmidt, I., Uchman, A. y Matter, A., 2007, A highly diverse ichnofauna in Late Triassic deep-sea fan deposits of Oman: *Palaíos*, 22, 567-576.
- Young, J. R., 1998, Neogene, *en* Bown, P. R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*: Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 225-241.
- Young, J. R., Bown, P. R. y Lees, J., 2014, Nannotax3 website (en línea): International Nannoplankton Association, 21 de abril de 2014, <<http://ina.tmsoc.org/Nannotax3/index.html>>, acceso libre, consulta: junio de 2014.

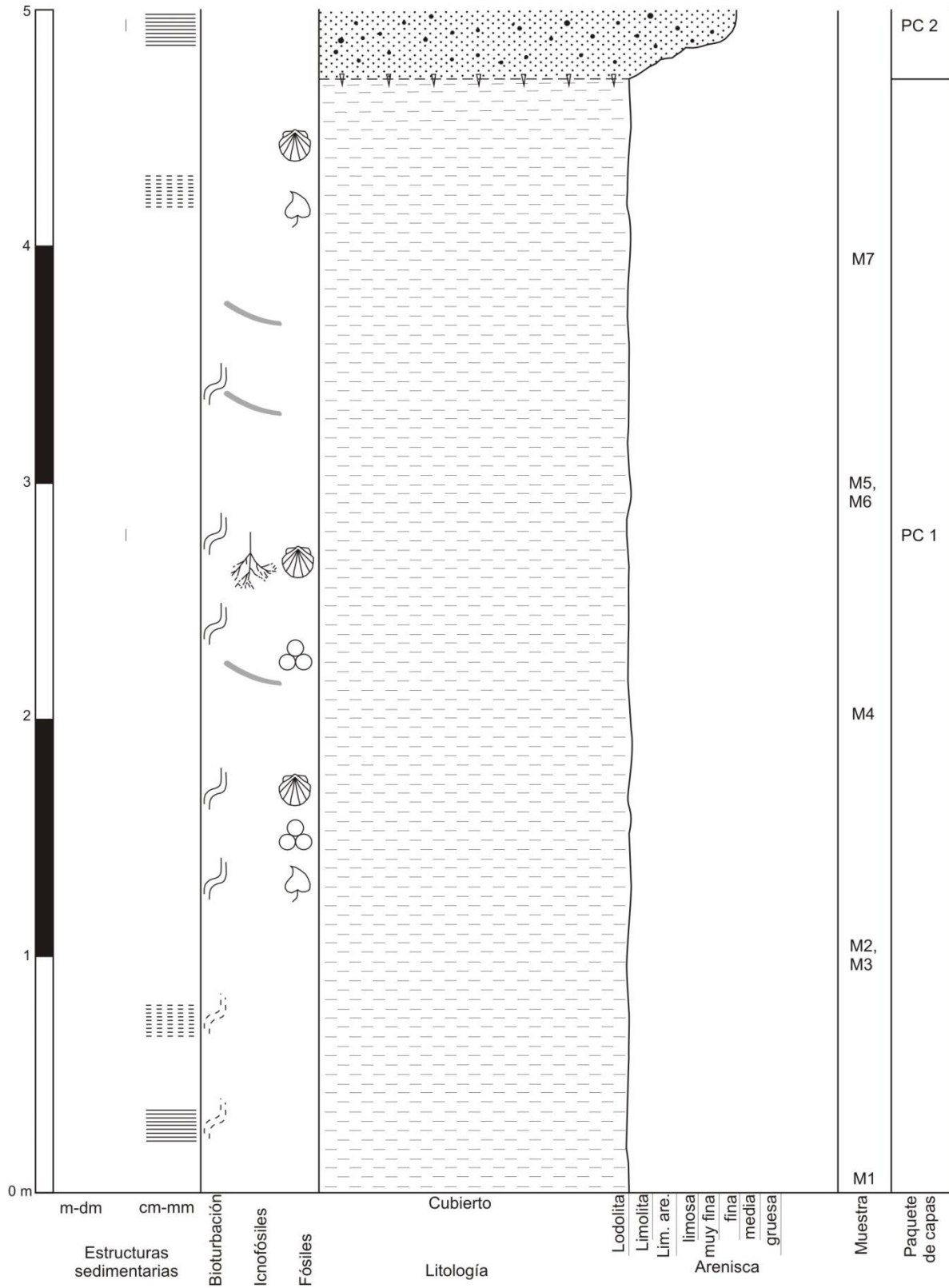
ANEXO1: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

SIMBOLOGÍA

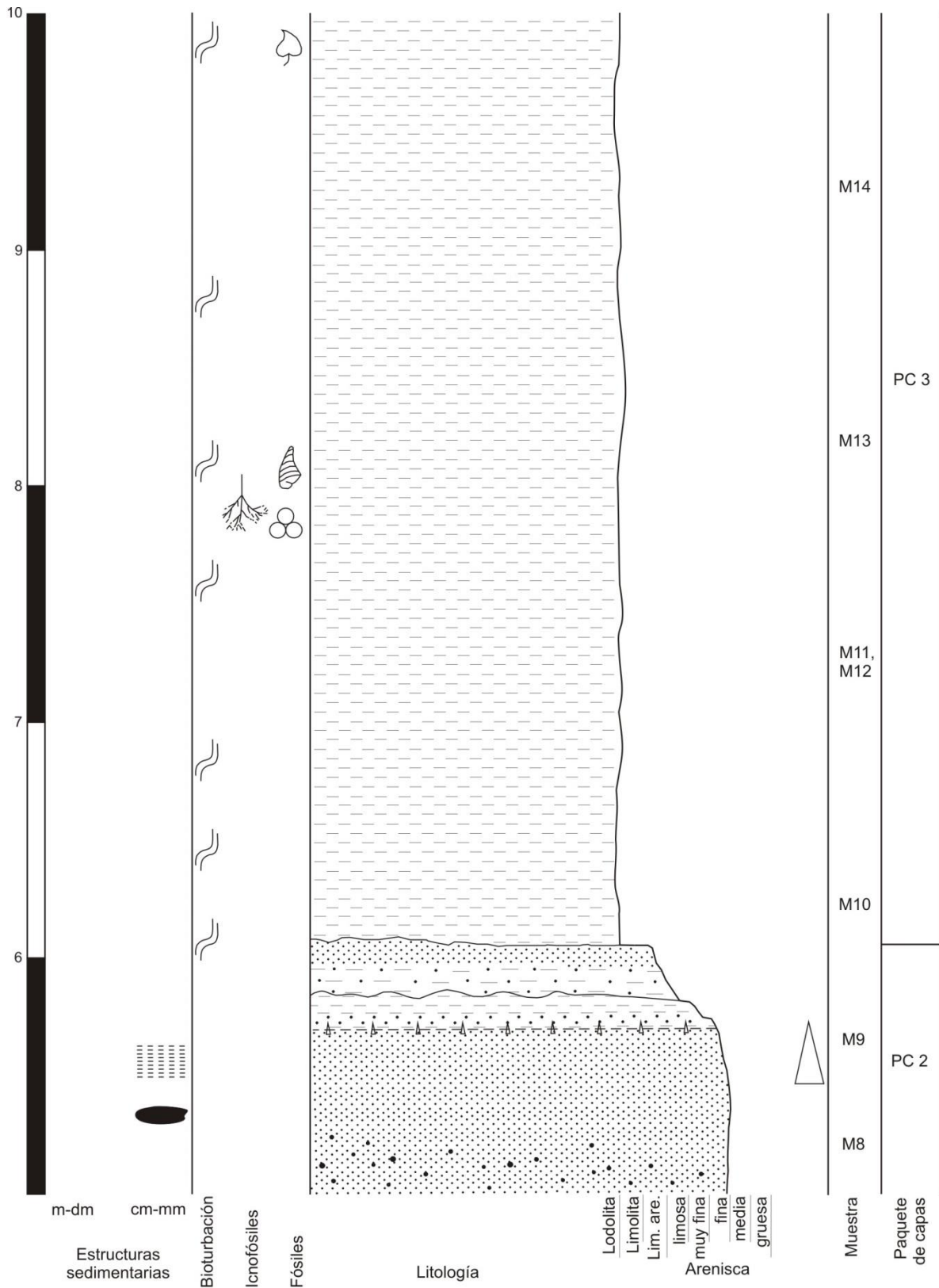
| LITOLOGÍA | ESTRATIFICACIÓN Y LAMINACIÓN | FÓSILES |
|--|--|--|
|  Lodolita |  Estratificación paralela |  Bivalvos |
|  Arenisca gruesa |  Estratificación paralela difusa |  Erizos |
|  Arenisca media |  Laminación paralela |  Gasterópodos |
|  Arenisca fina |  Laminación paralela difusa |  Restos de plantas |
|  Arenisca muy fina |  Estratificación ondulada |  Foraminíferos |
|  Arenisca lodosa |  Estratificación ondulada difusa | ICNOFÓSILES |
|  Arenisca limosa |  Laminación ondulada |  <i>Thalassinoides</i> isp. |
|  Limolita |  Laminación ondulada difusa |  <i>Ophiomorpha</i> isp. |
|  Limolita arcillosa |  Estratificación cruzada |  <i>Planolites</i> isp. |
|  Limolita arenosa calcárea (concreciones) |  Estratificación cruzada difusa |  <i>Palaeophycus</i> isp. |
|  Depósitos pleistocénicos |  Laminación cruzada |  <i>Chondrites</i> isp. |
| LÍMITES |  Laminación cruzada difusa |  <i>Taenidium</i> isp. |
|  Marcado planar |  Estratificación convoluta |  <i>Teichichnus</i> isp. |
|  Erosivo | OTRAS ESTRUCTURAS | |
|  Ondular |  Más fino hacia arriba |  Estructuras de carga |
|  Bioturbado |  Más grueso hacia arriba |  Lentes |
|  Gradual |  Bioturbación |  Intraclastos |
|  Difuso |  Bioturbación difusa |  Paleocanales |
| |  Marcas de flauta | |

ANEXO 1

COLUMNA 1 (1-5)

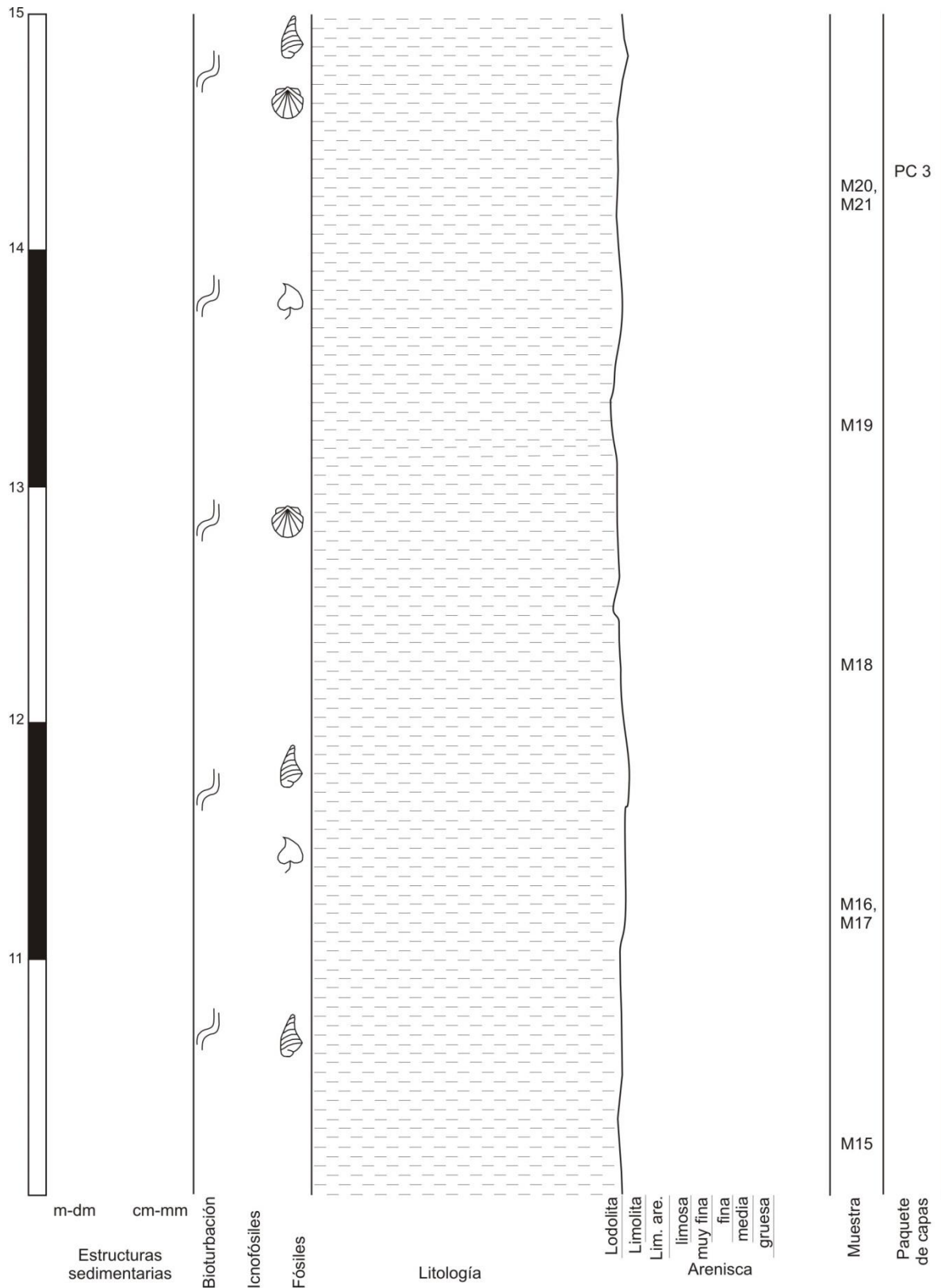


COLUMNA 1 (2-5)



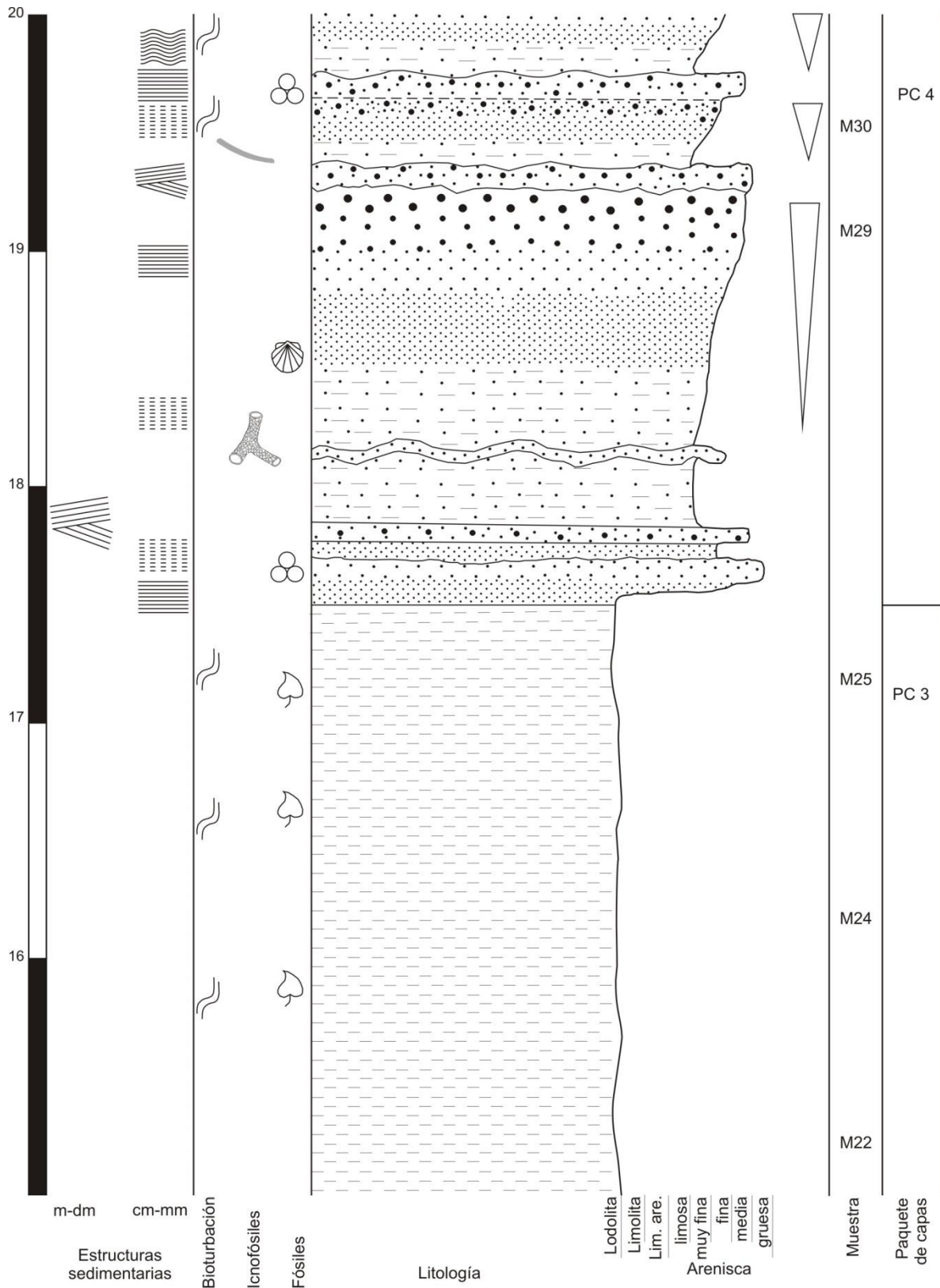
ANEXO 1

COLUMNA 1 (3-5)

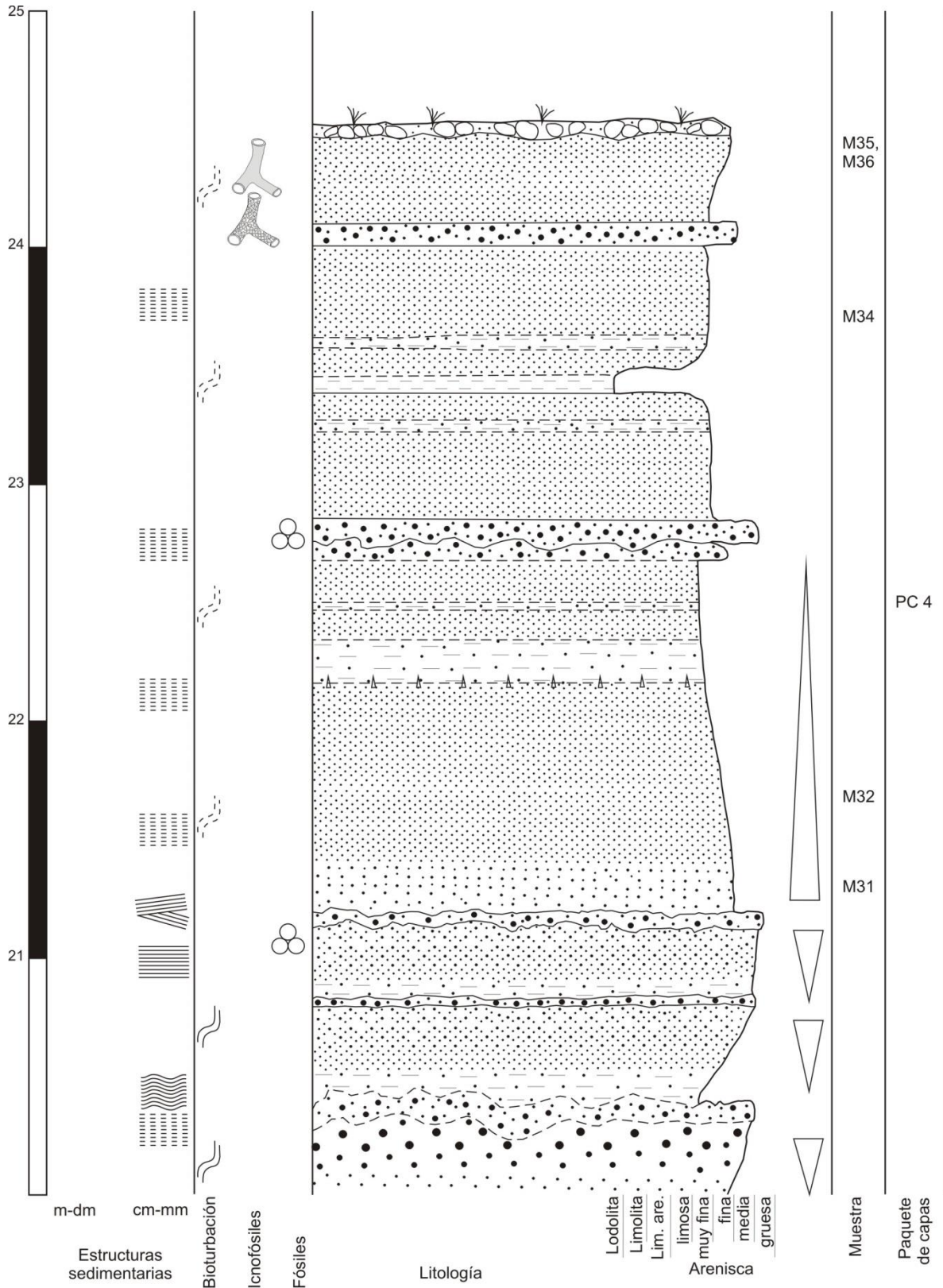


ANEXO 1

COLUMNA 1 (4-5)

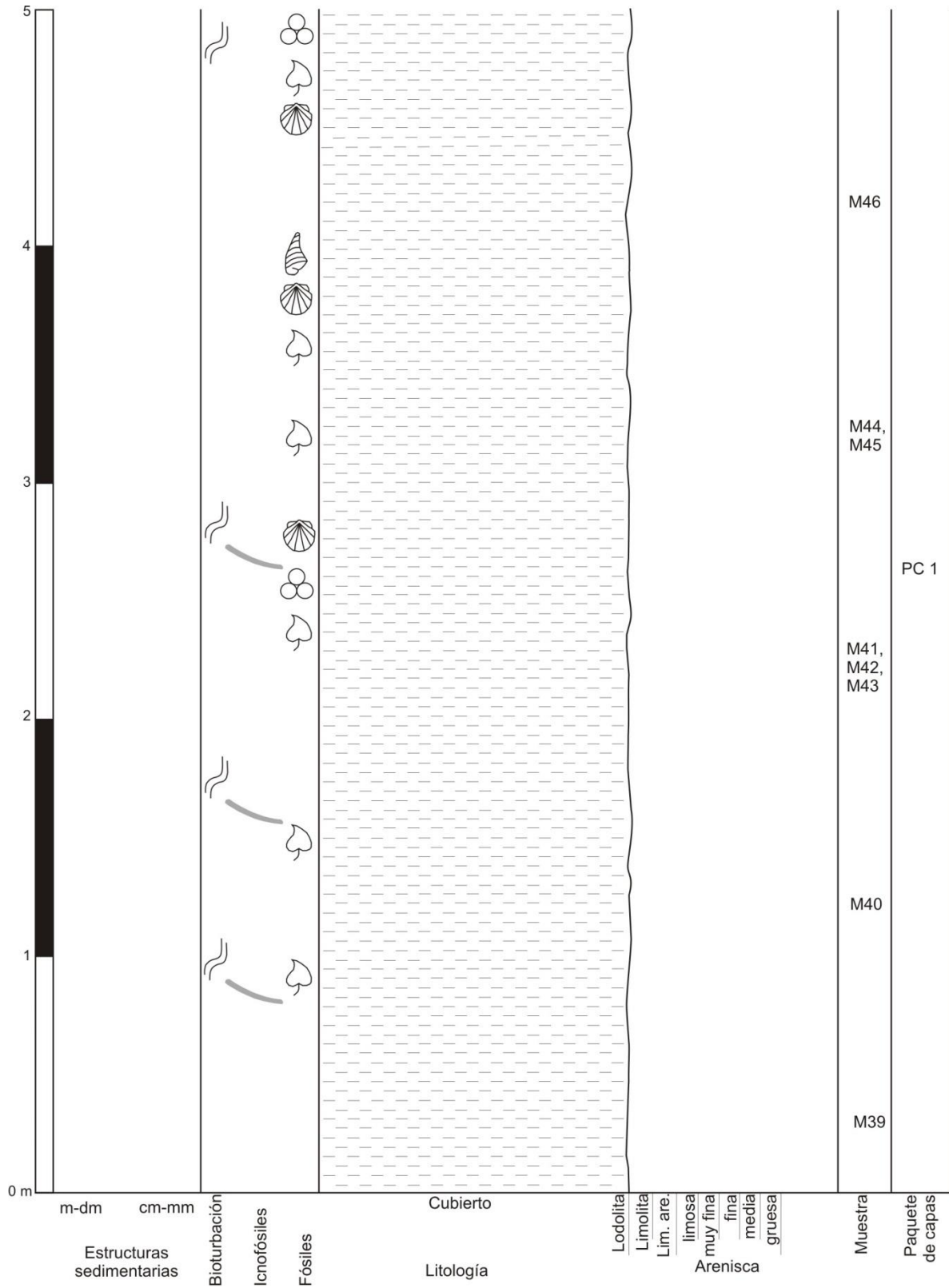


COLUMNA 1 (5-5)



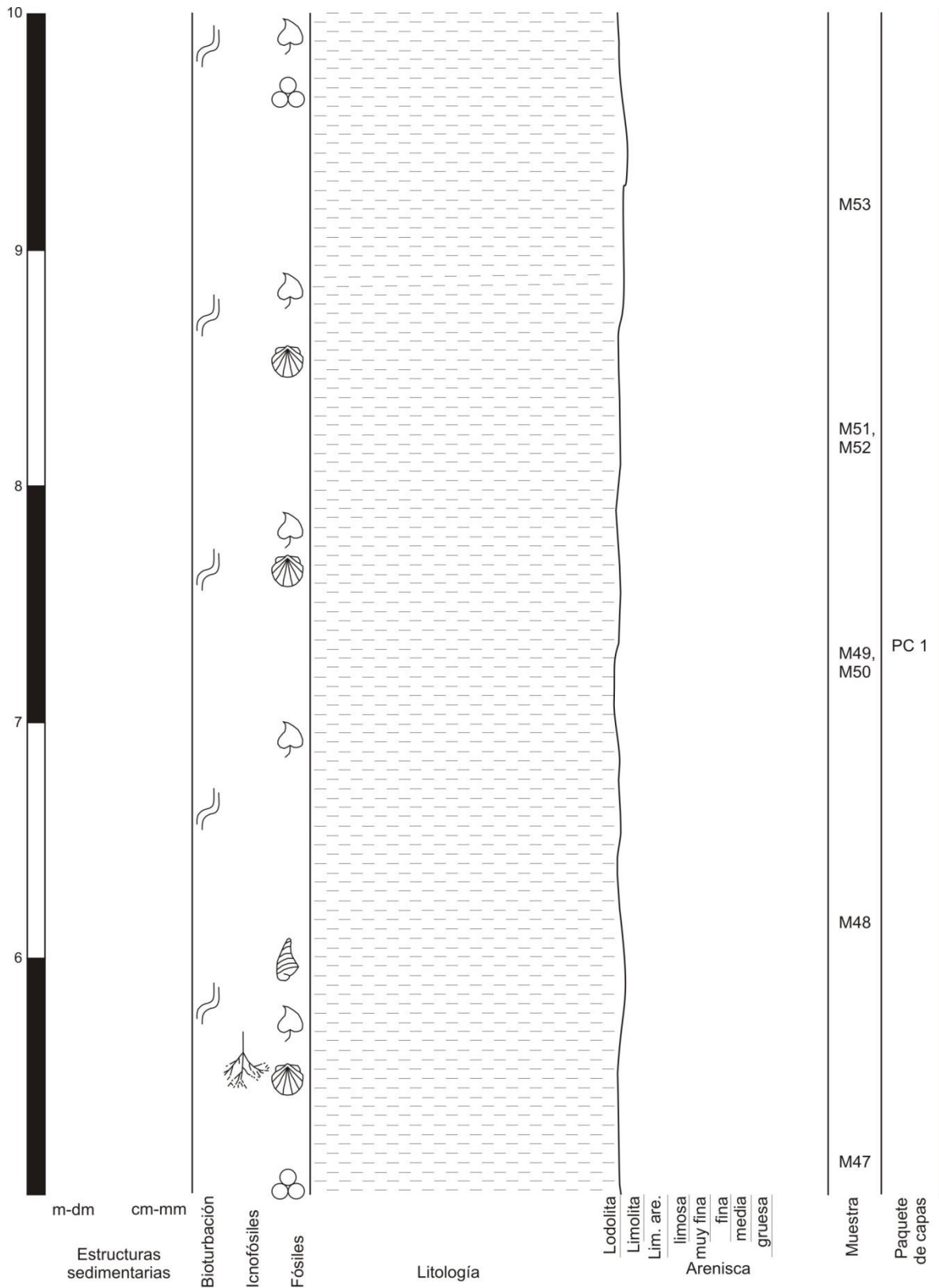
ANEXO 1

COLUMNA 2 (1-6)



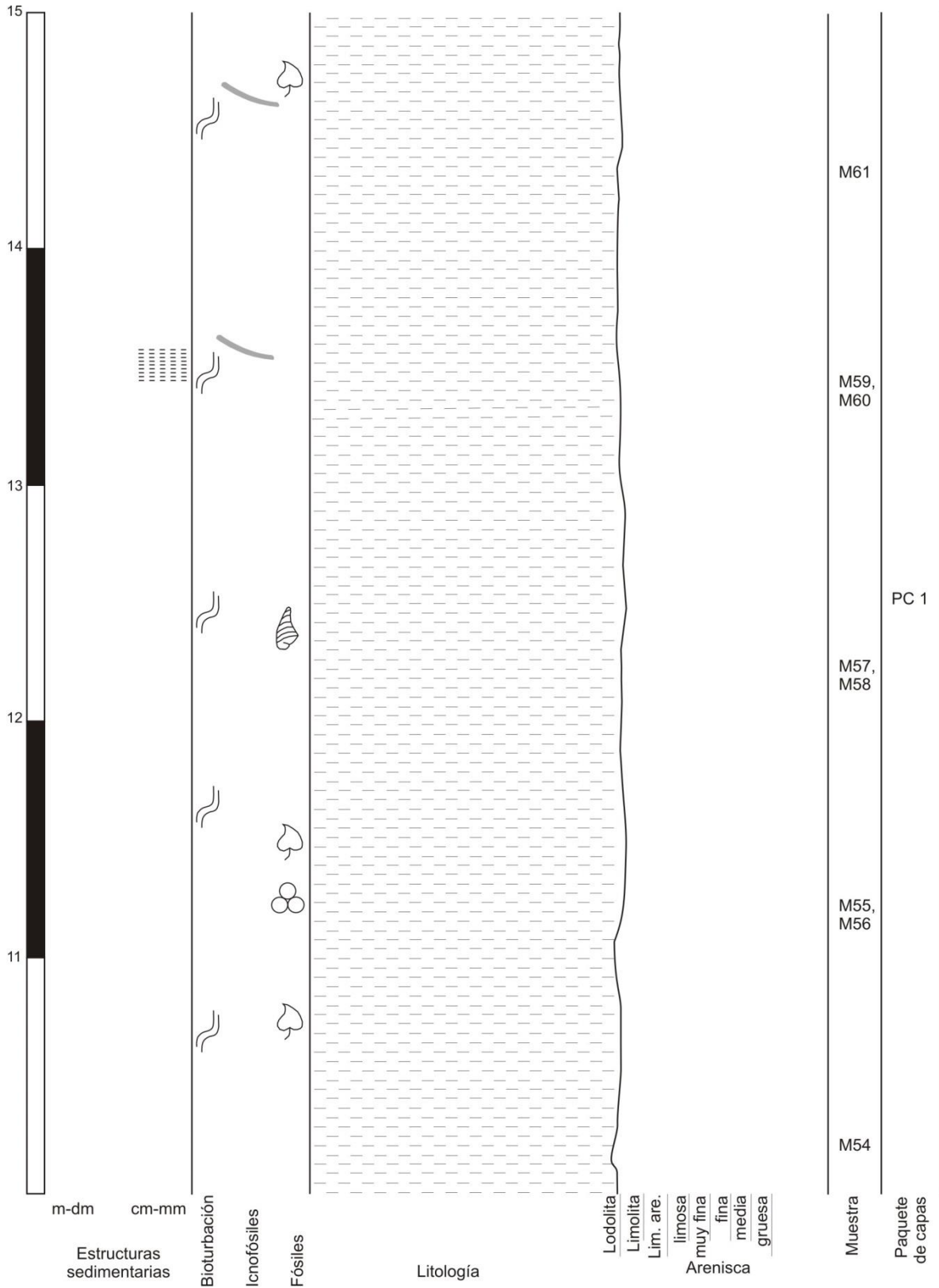
ANEXO 1

COLUMNA 2 (2-6)



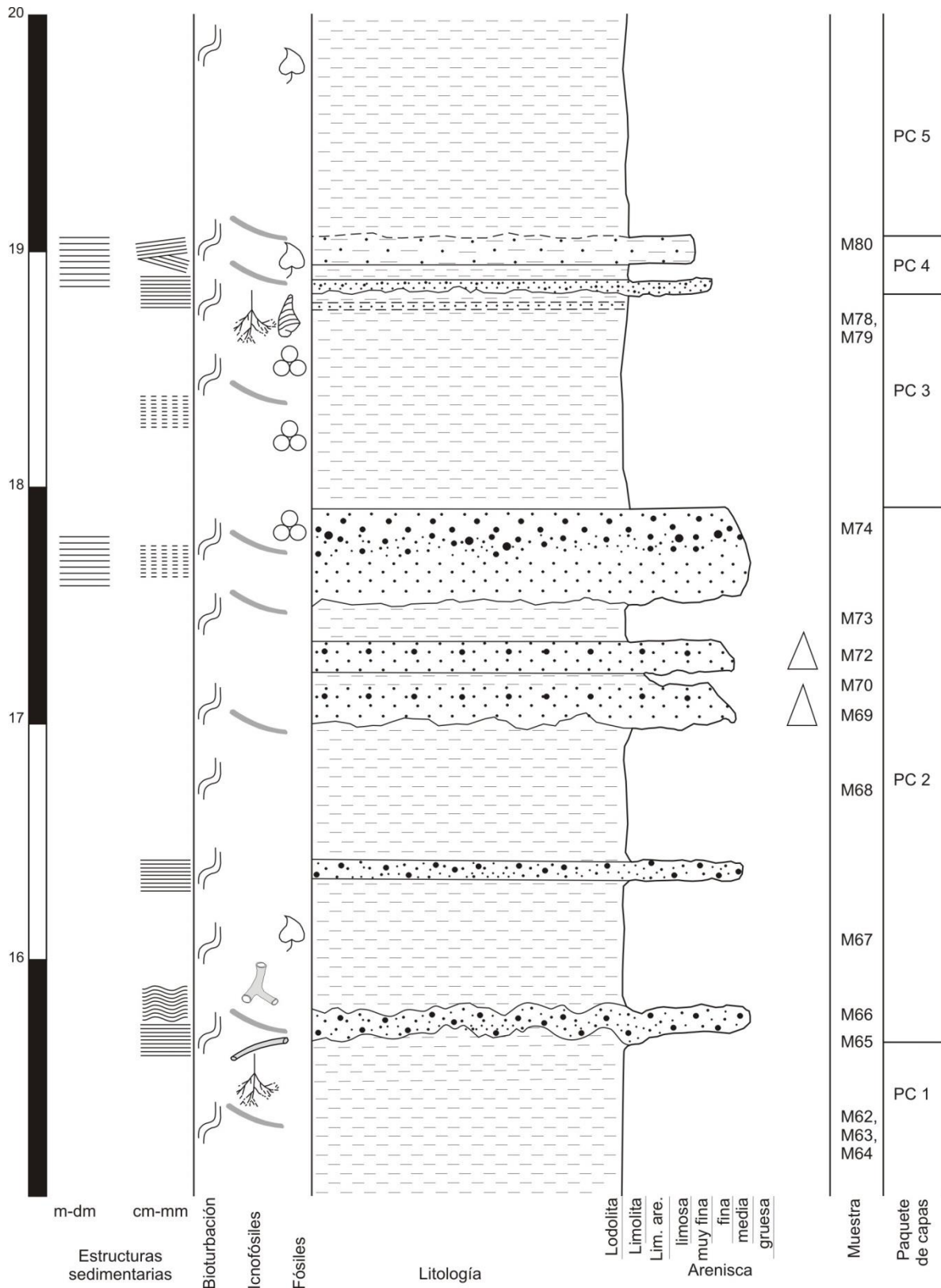
ANEXO 1

COLUMNA 2 (3-6)

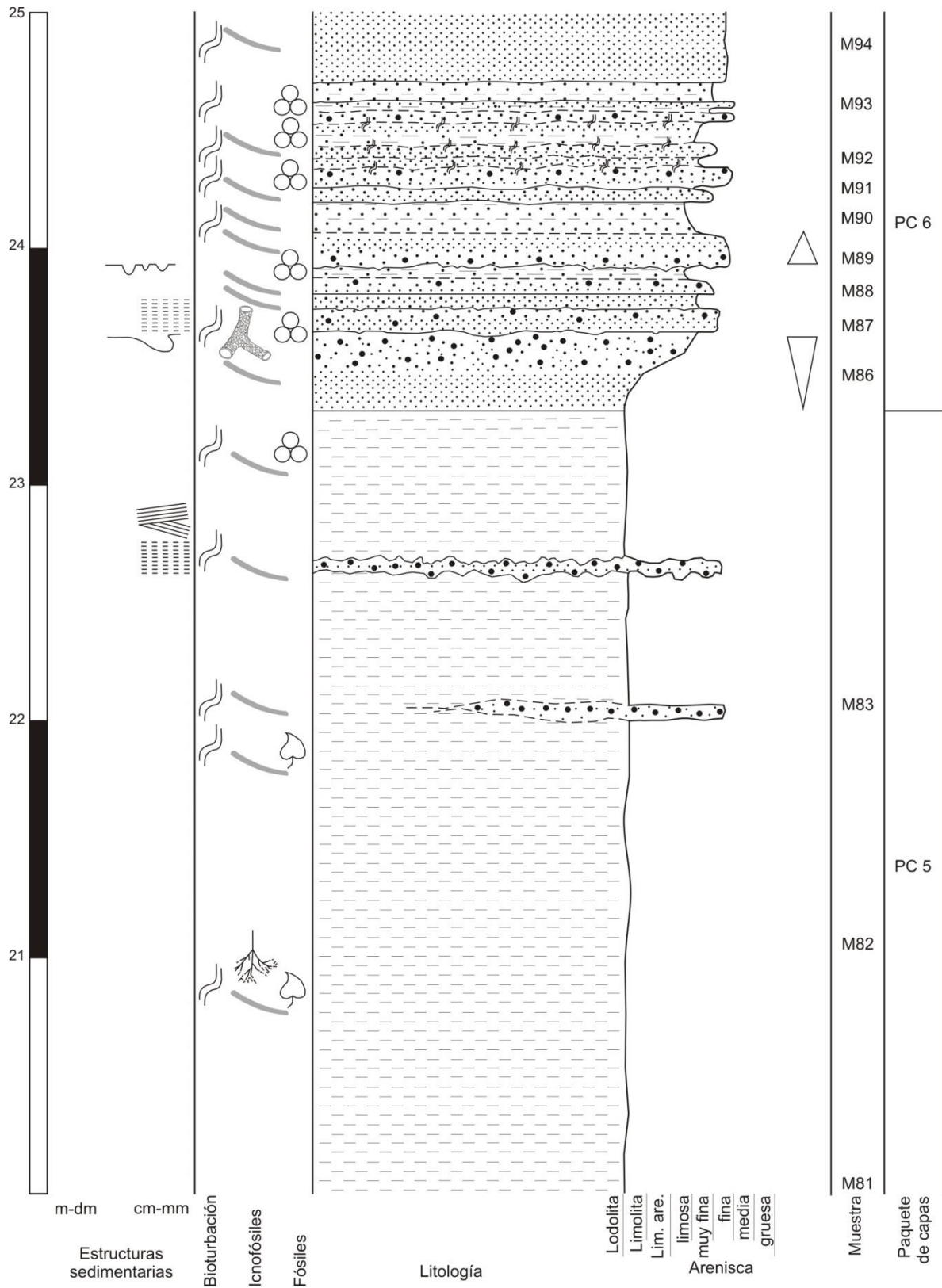


ANEXO 1

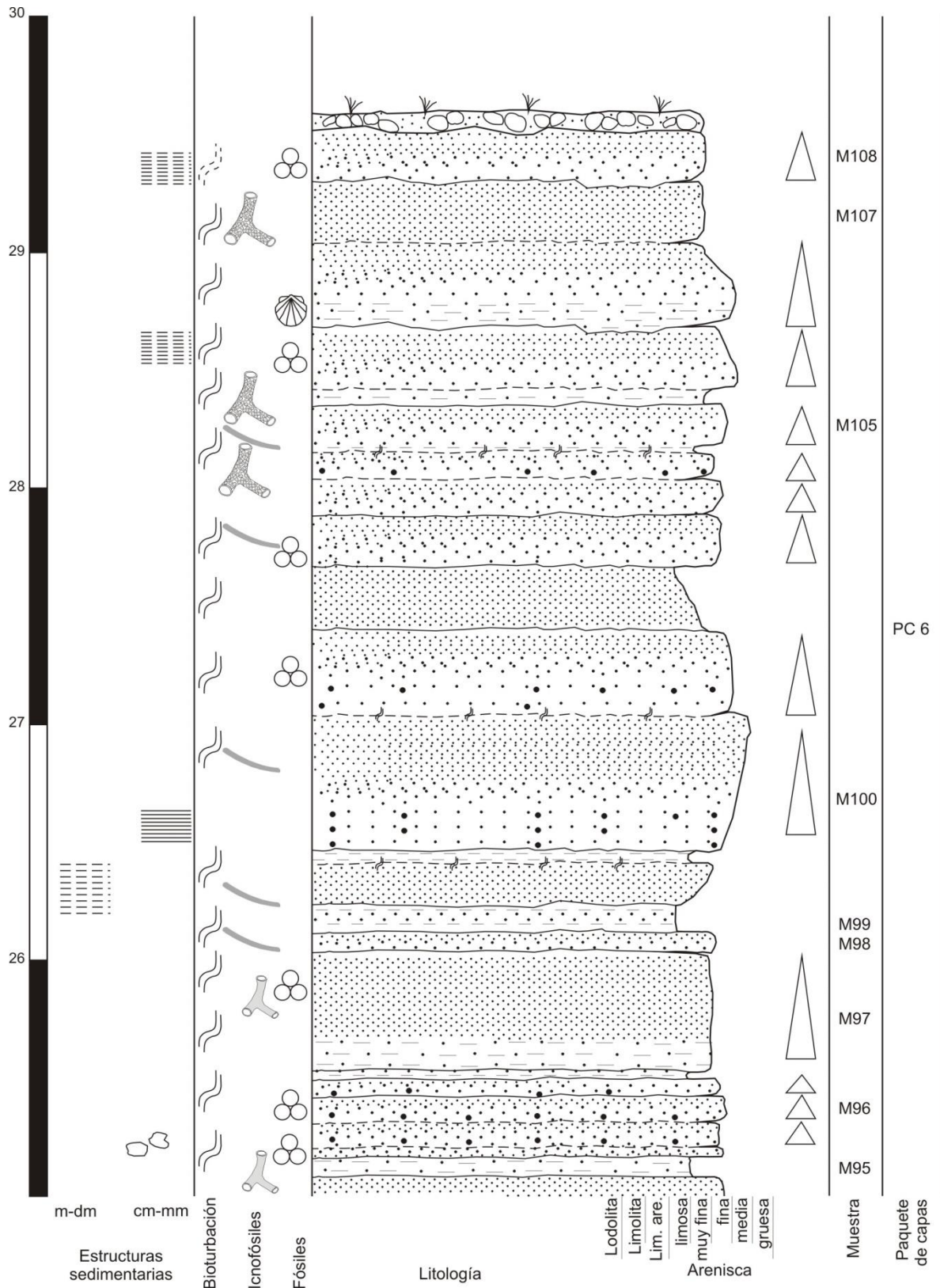
COLUMNA 2 (4-6)



COLUMNA 2 (5-6)

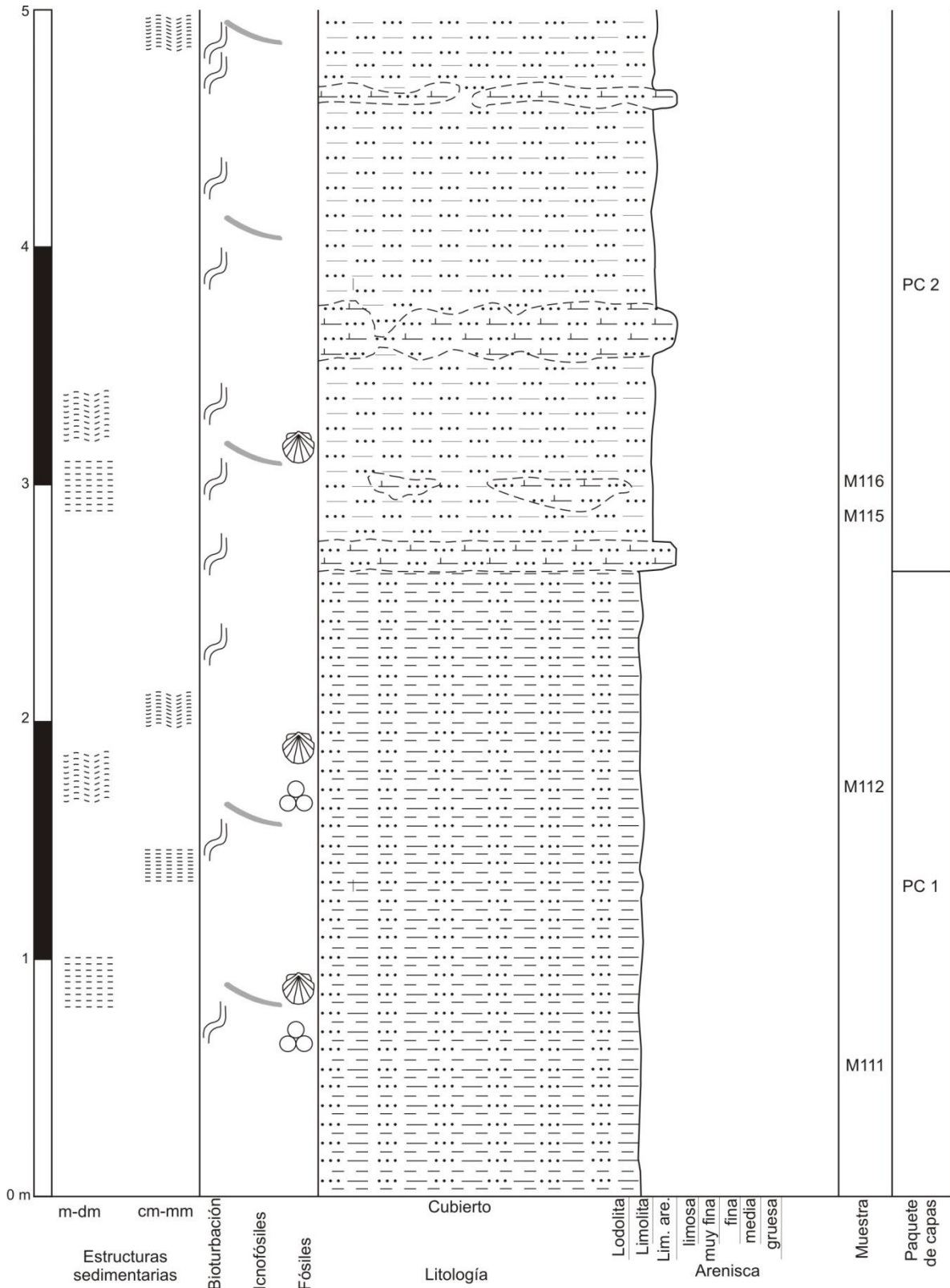


COLUMNA 2 (6-6)

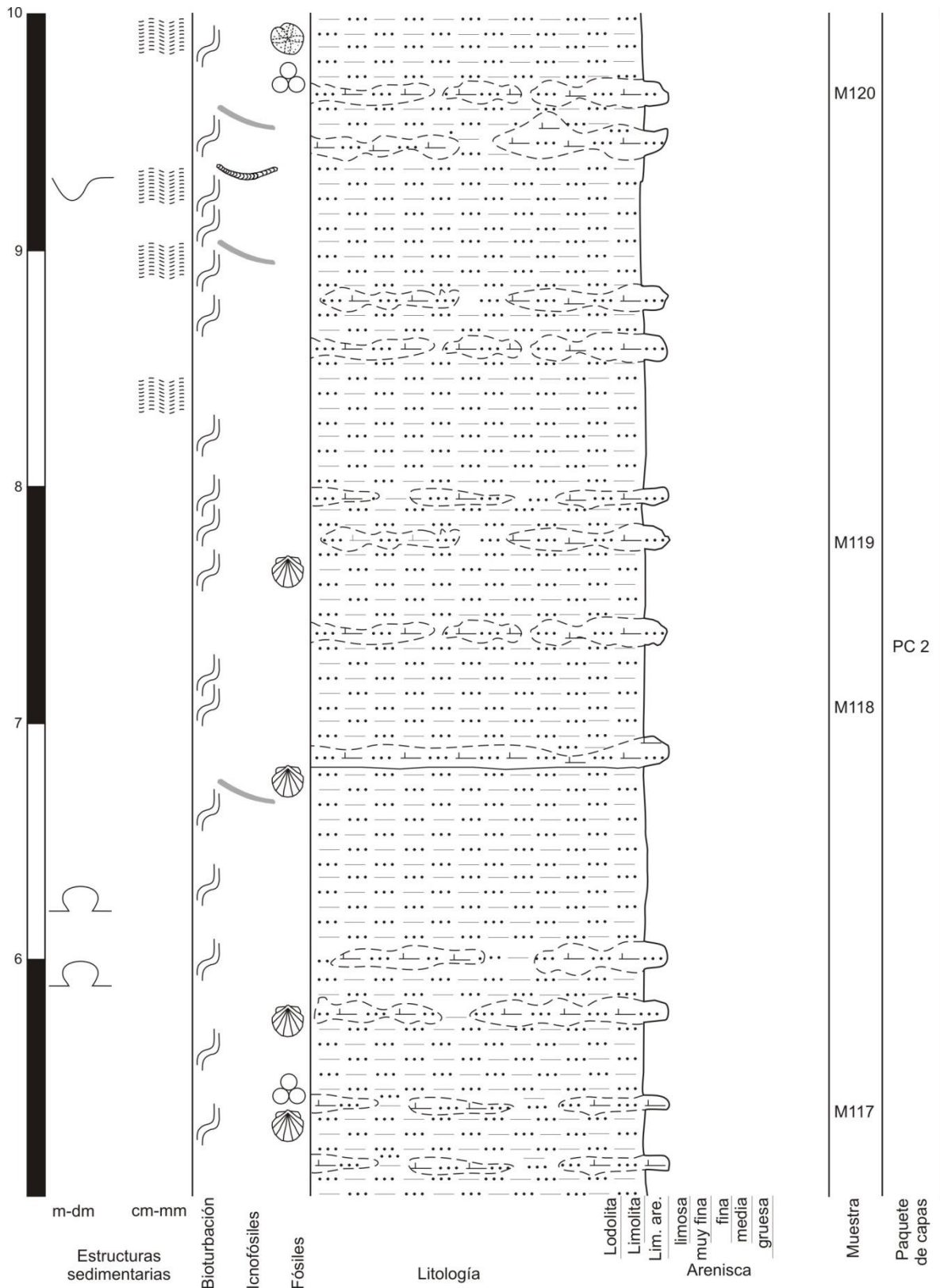


ANEXO 1

COLUMNA 3 (1-7)

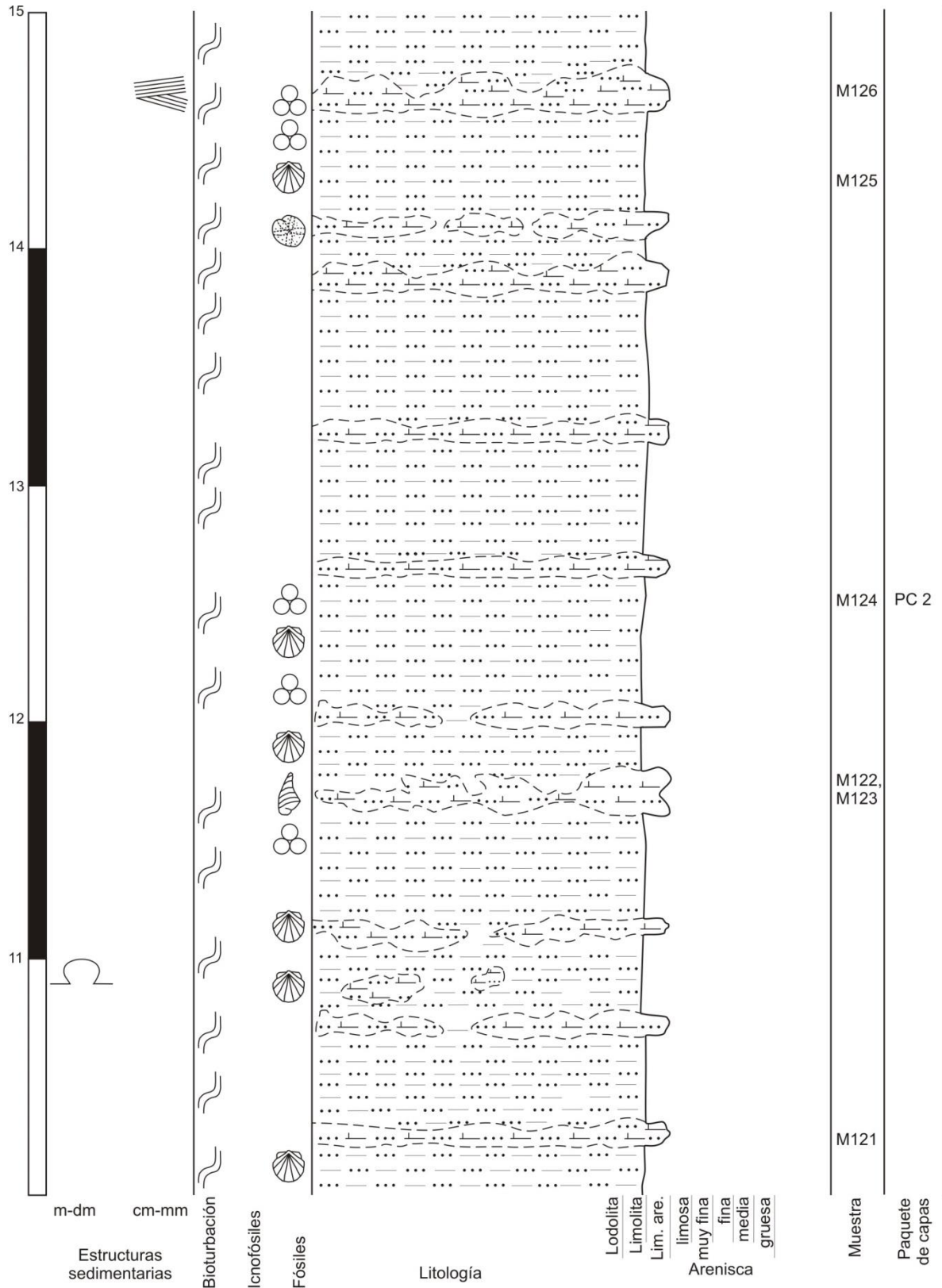


COLUMNA 3 (2-7)

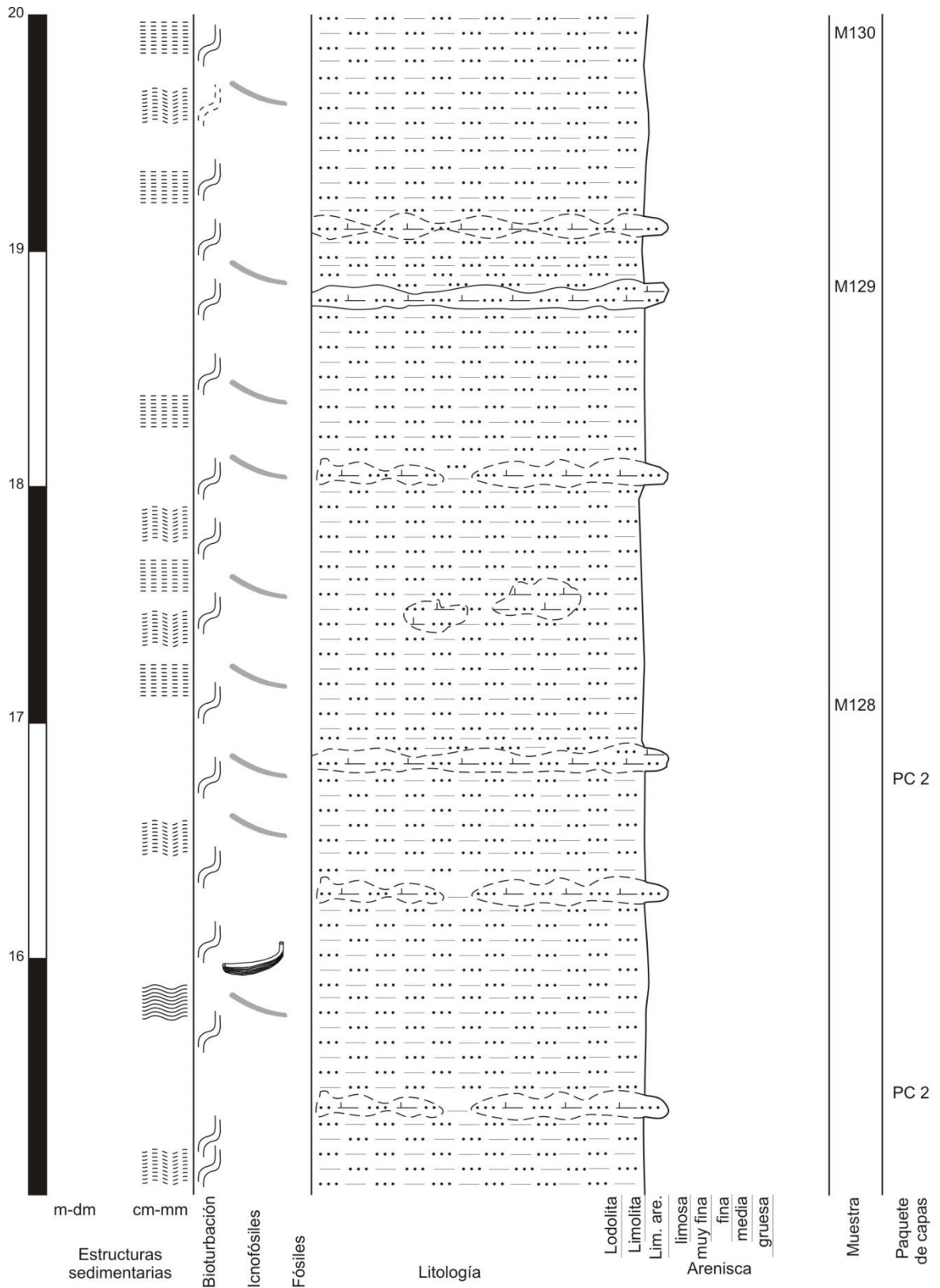


ANEXO 1

COLUMNA 3 (3-7)

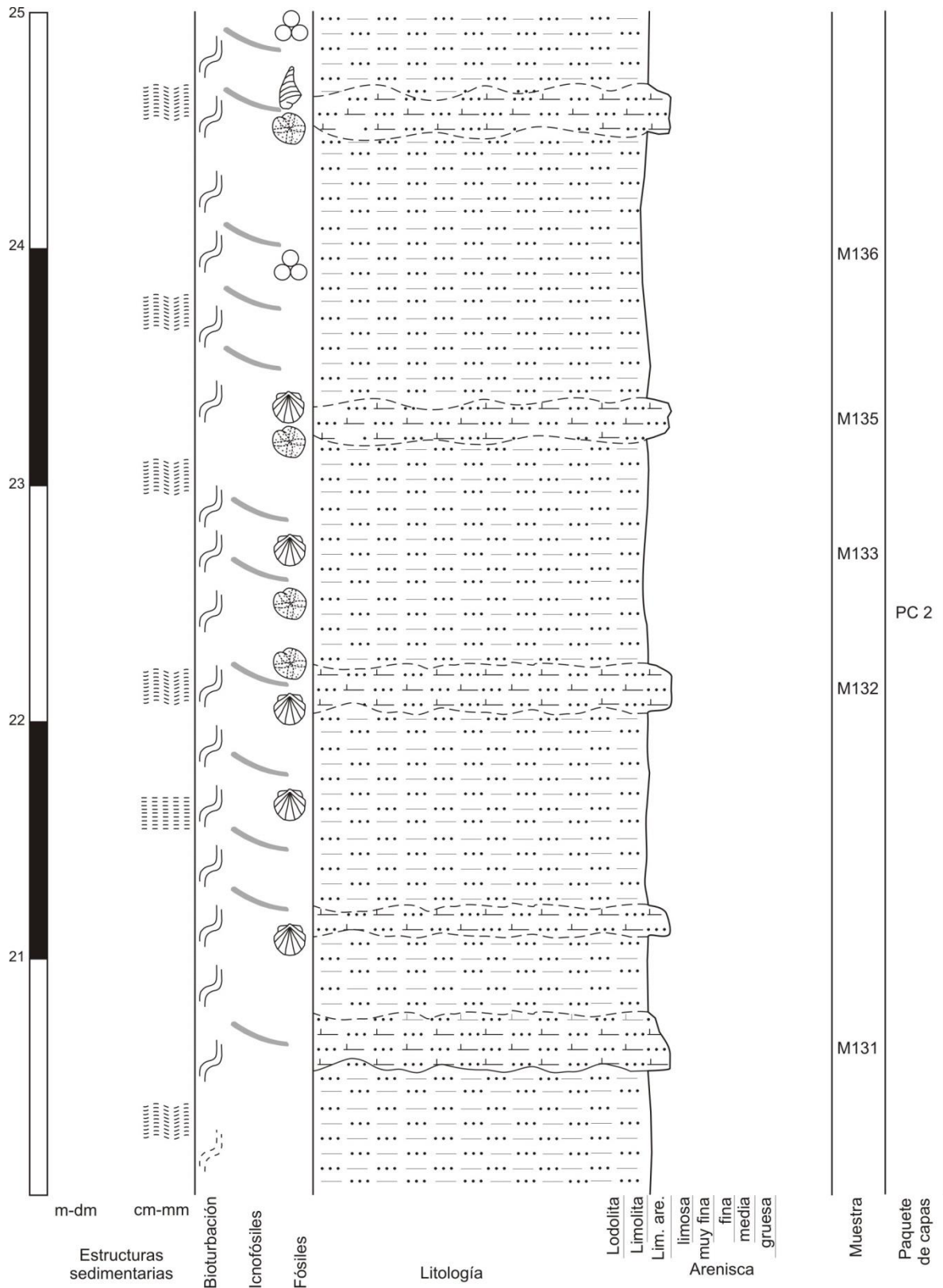


COLUMNA 3 (4-7)

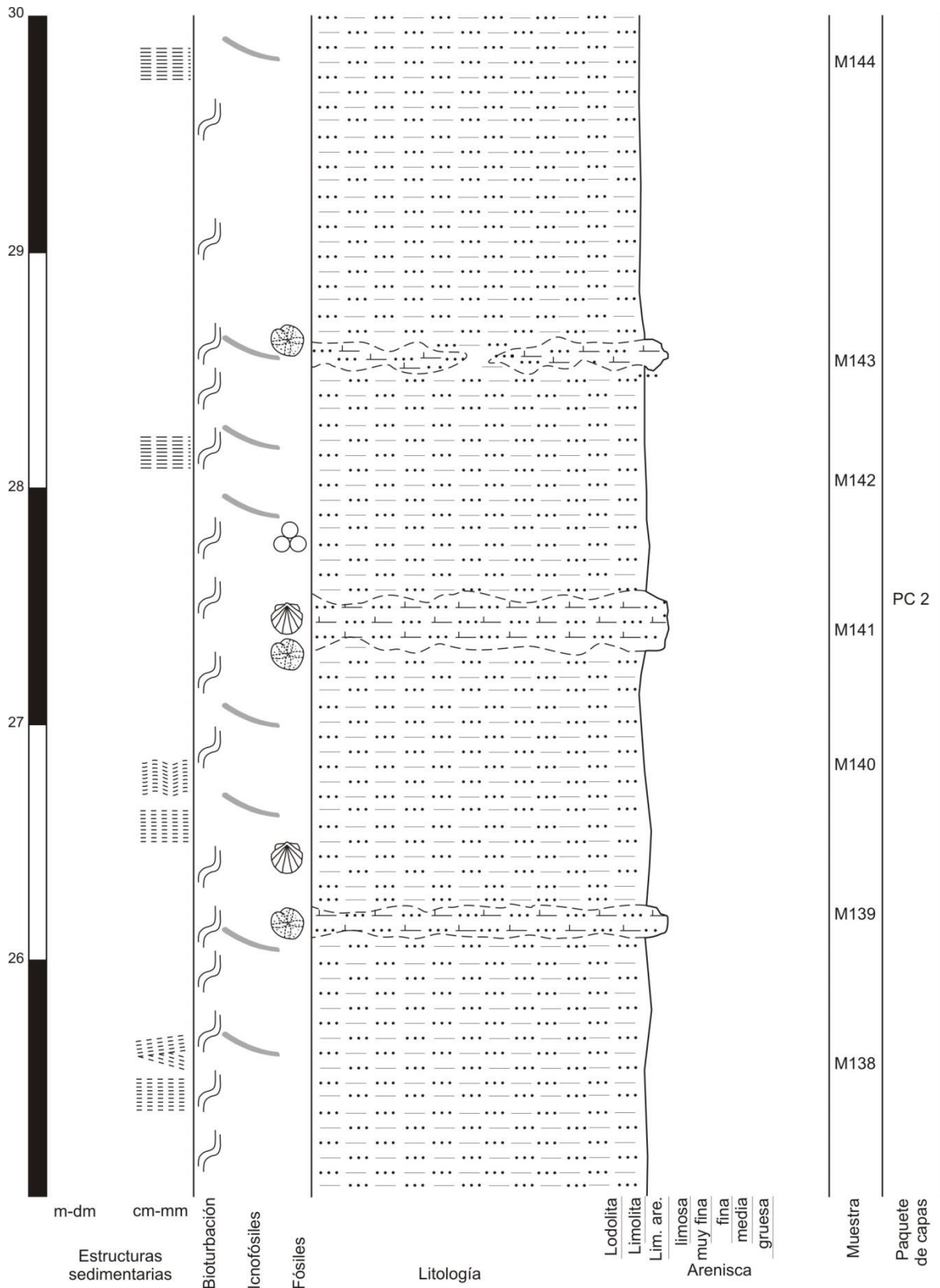


ANEXO 1

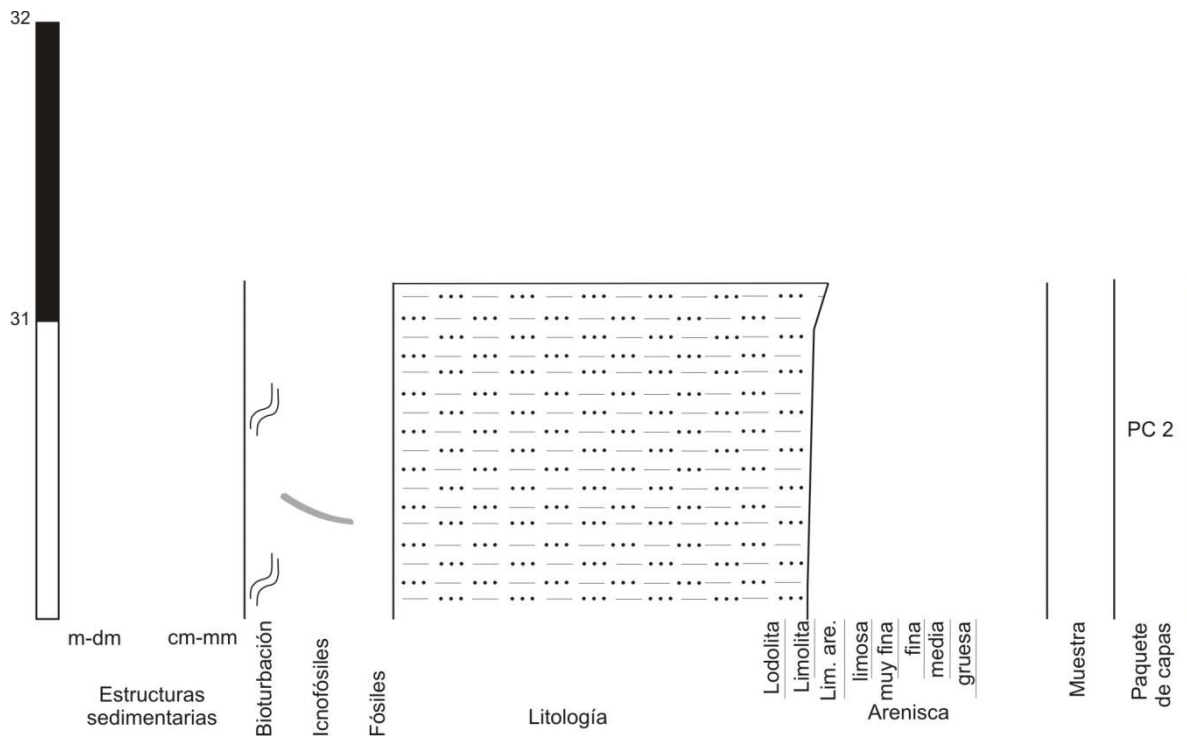
COLUMNA 3 (5-7)



COLUMNA 3 (6-7)

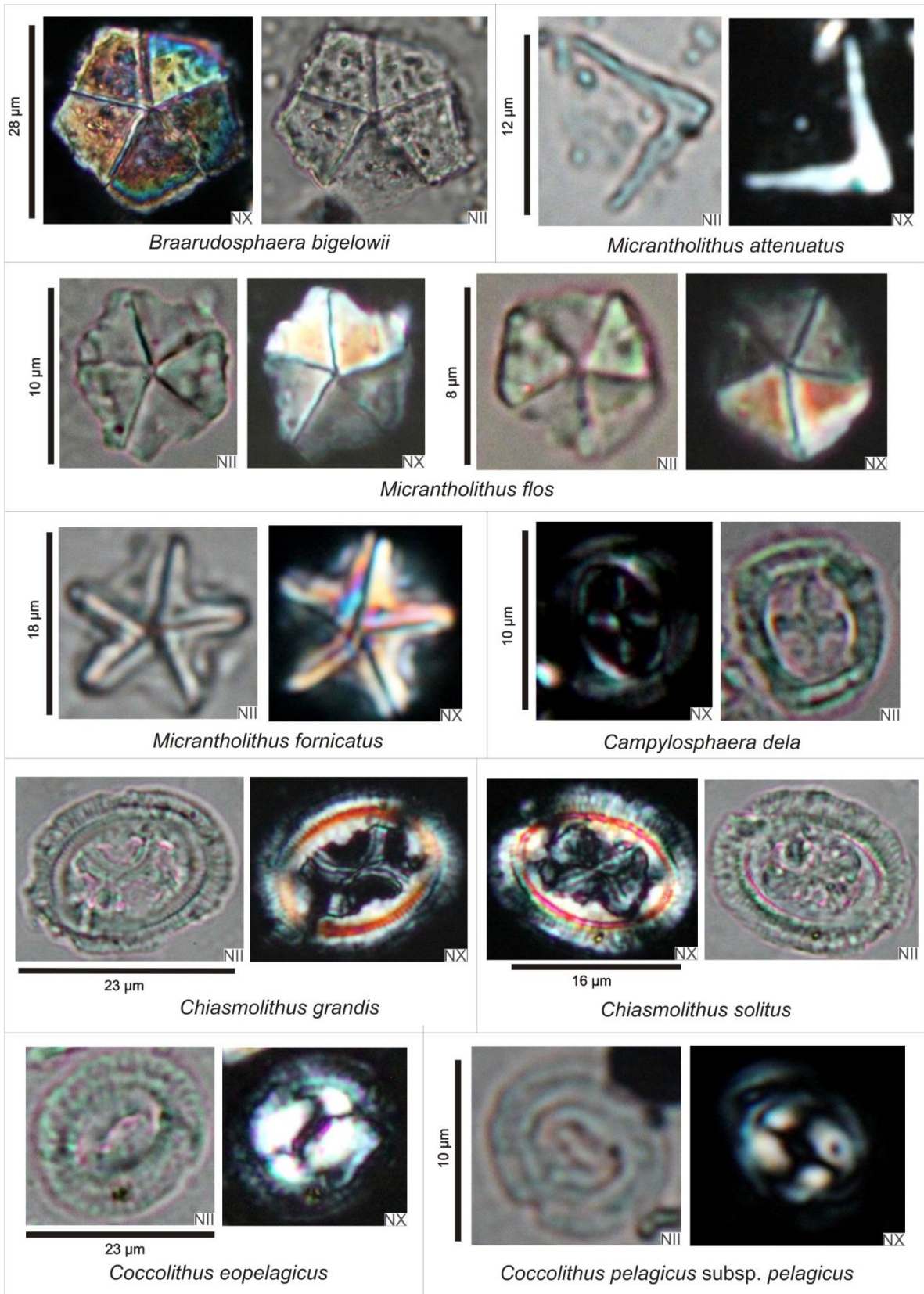


COLUMNA 3 (7-7)

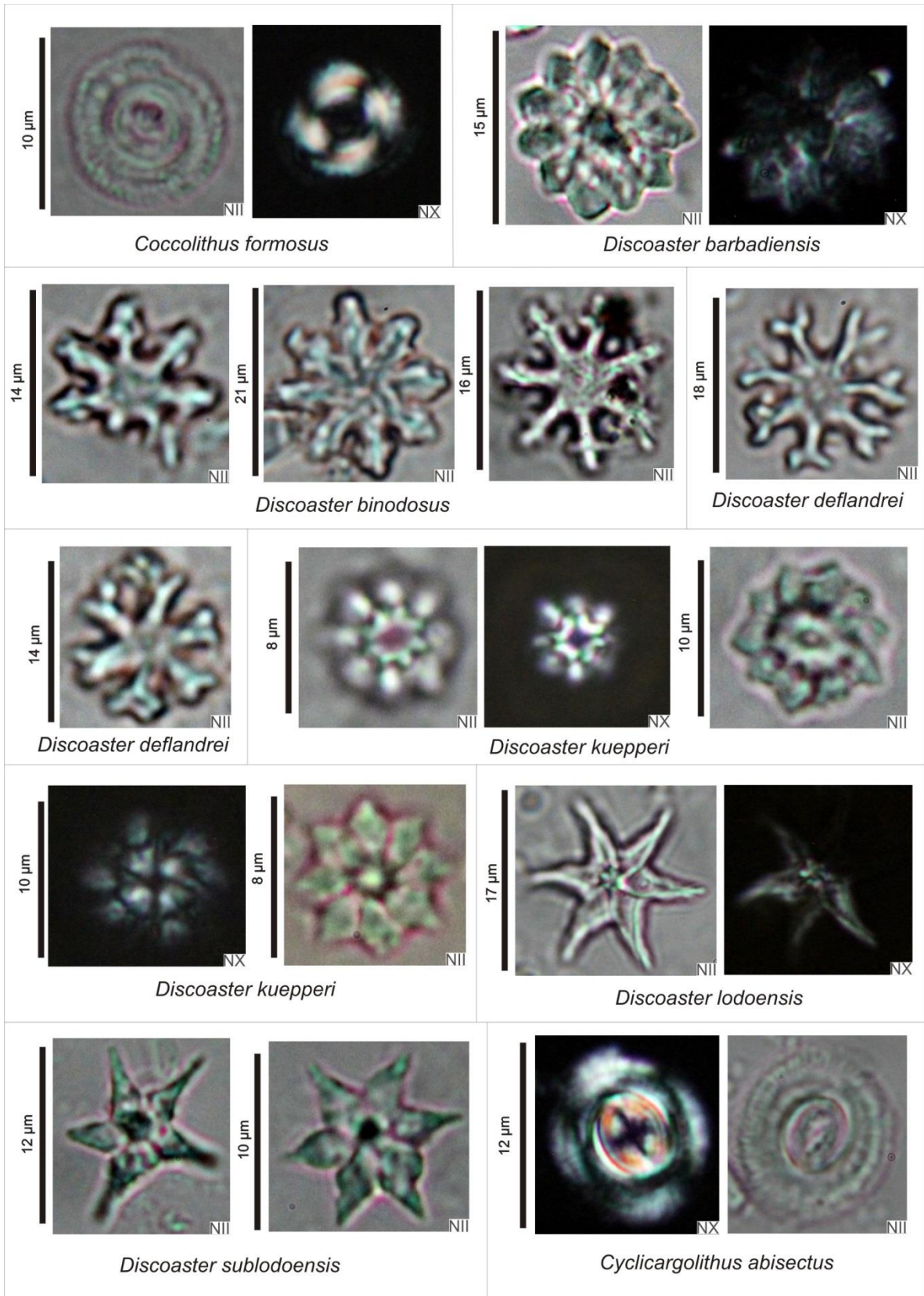


**ANEXO 2: NANOFÓSILES CALCÁREOS DE LA REGIÓN DE LAS
POCITAS**

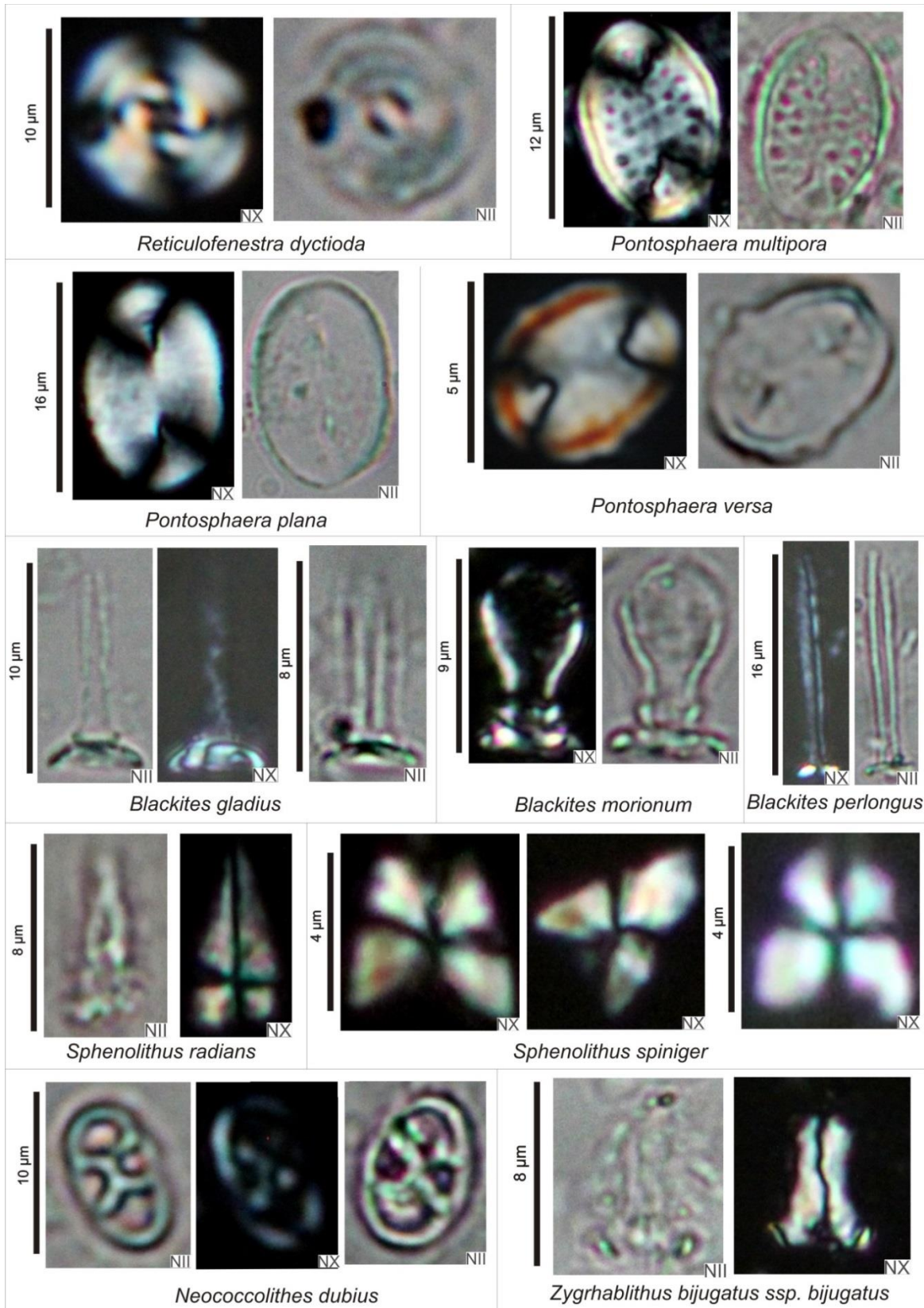
NANOFÓSILES CALCÁREOS DEL ÁREA 1 (1-3)



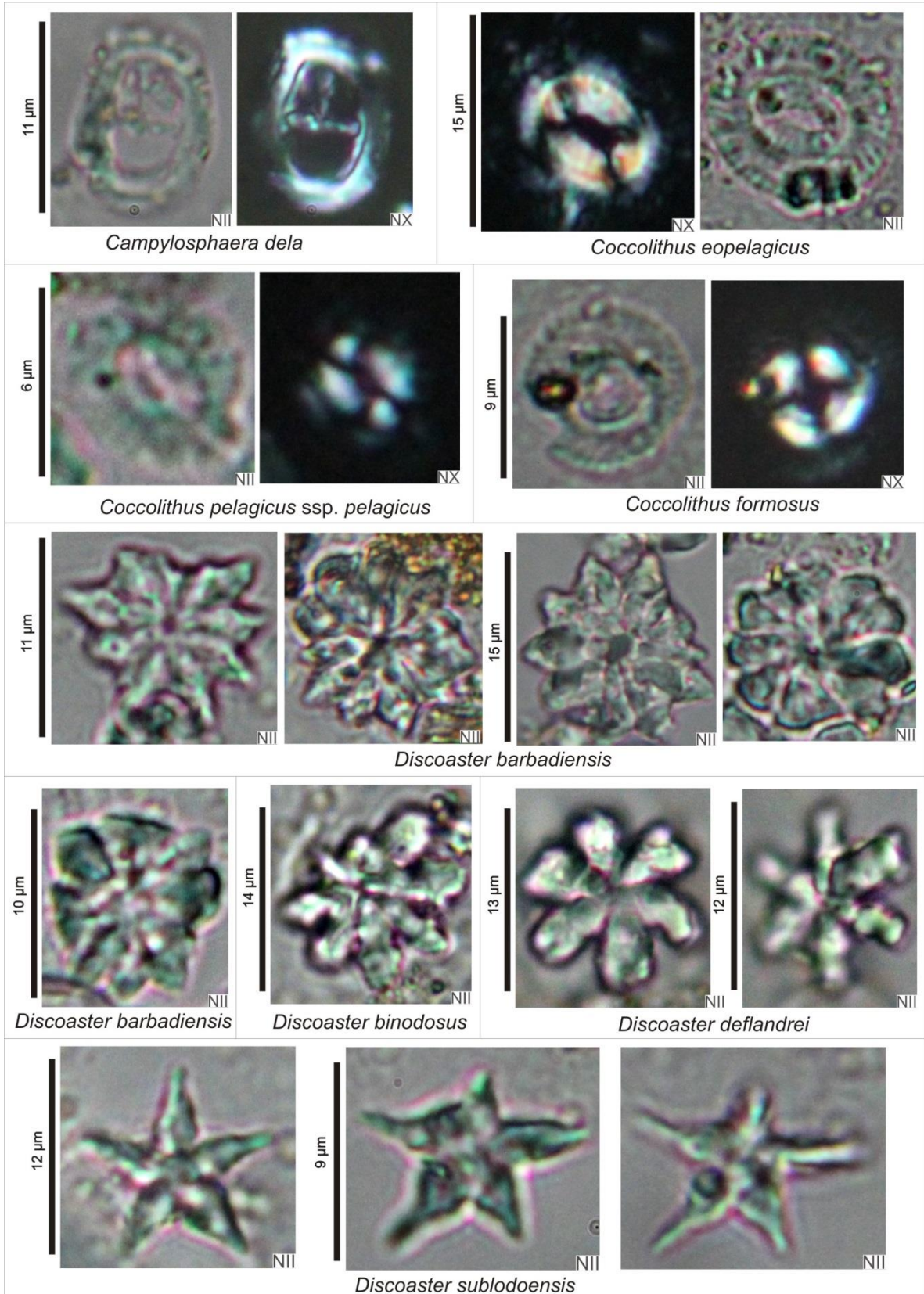
NANOFÓSILES CALCÁREOS DEL ÁREA 1 (2-3)



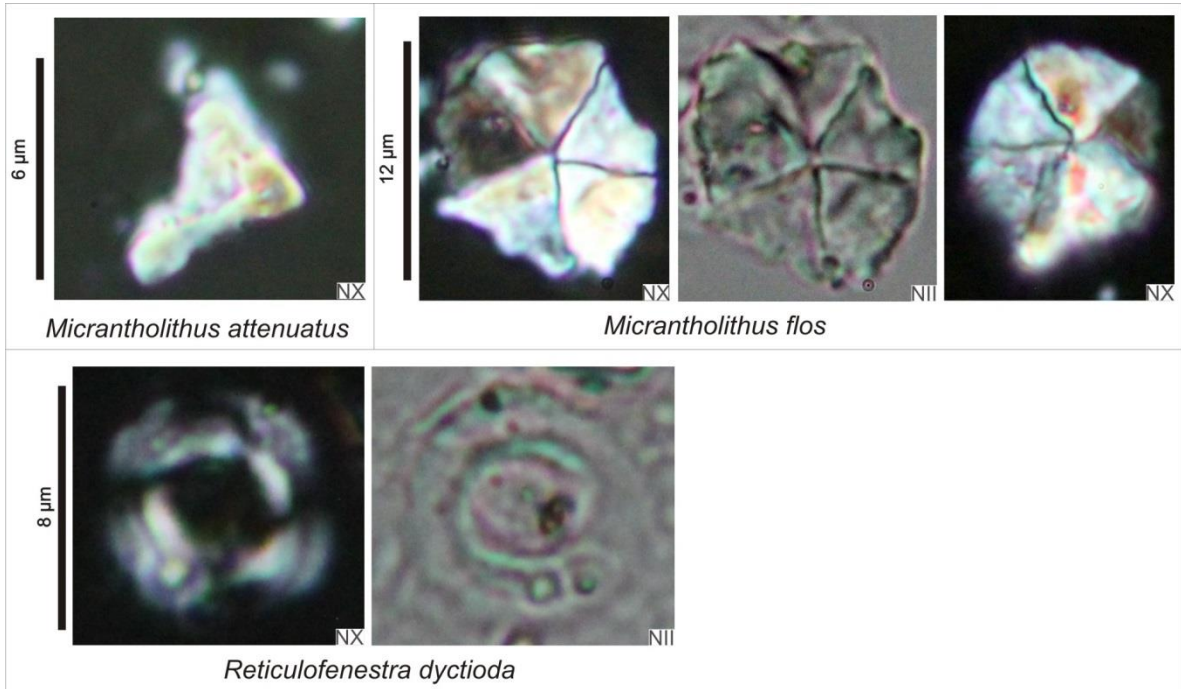
NANOFÓSILES CALCÁREOS DEL ÁREA 1 (3-3)



NANOFÓSILES CALCÁREOS DEL ÁREA 2 (1-2)

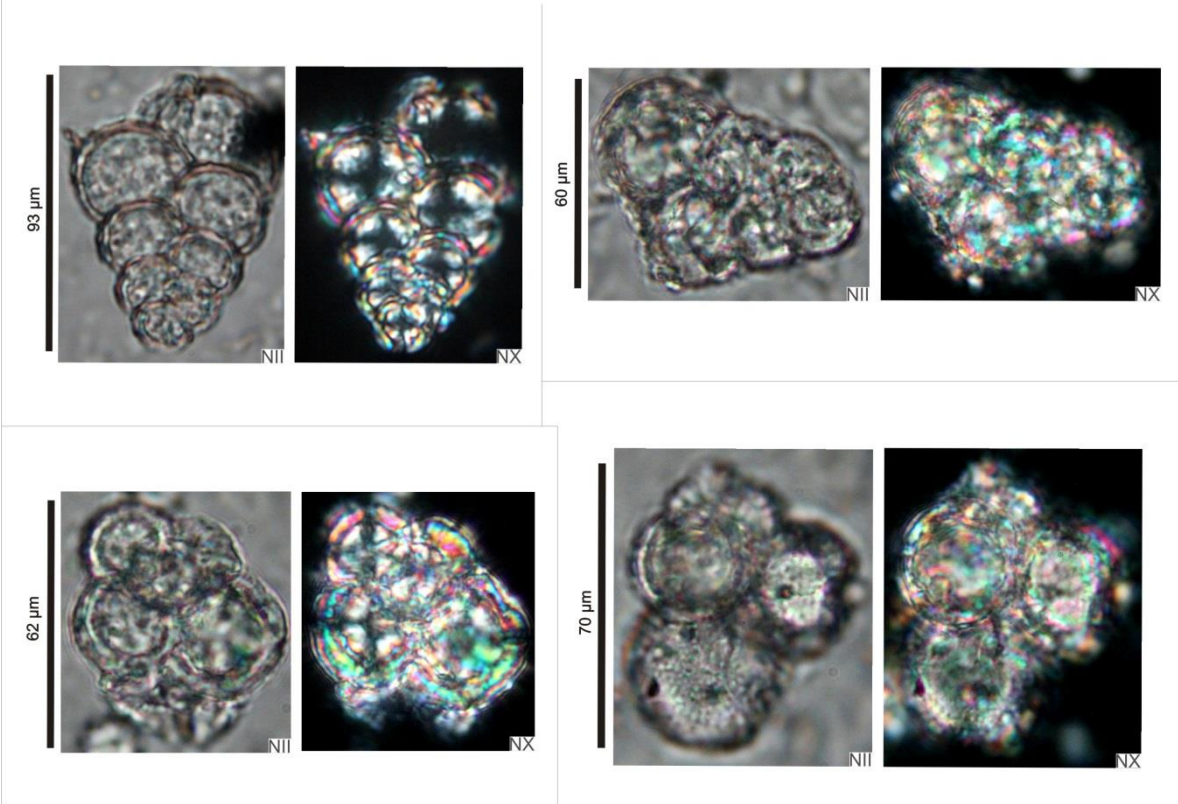


NANOFÓSILES CALCÁREOS DEL ÁREA 2 (2-2)



ANEXO 3: OTROS MICROFÓSILES

Foraminíferos



**ANEXO 4: ABUNDANCIA RELATIVA DE NANOFÓSILES
CALCÁREOS EN EL ÁREA 1**

ANEXO 4

| Especie | Muestra | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|-------------|-------------|-------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|--------|--------|--------|--------|---|---|
| | M73_17.40C2 | M68_16.70C2 | M67_15.81-16.35C2 | M63_15.20C2 | M62_14.20C2 | M59_13.20C2 | M57_12.20C2 | M55_11.20C2 | M54_10.20C2 | M53_9.20C2 | M51_8.20C2 | M50_7.20C2 | M48_6.20C2 | M46_5.20C2 | M44_3.20C2 | M41_2.10C2 | M40_1.20C2 | M39_0.20C2 | M25_17.20C1 | M24_16.20C1 | M22_15.20C1 | M20_14.20C1 | M19_13.20C1 | M18_12.20C1 | M16_11.20C1 | M15_10.20C1 | M14_9.20C1 | M13_8.20C1 | M11_7.20C1 | M10_6.20C1 | M7_4C1 | M5_3C1 | M4_2C1 | M2_1C1 | | |
| <i>Reticulofenestra dyctioda</i> | M | M | M | M | M | M | A | A | A | M | A | A | A | A | M | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A | A |
| <i>Neococcolithes dubius</i> | P | P | P | C | C | C | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pontosphaera multipora</i> | P | P | C | C | C | C | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pontosphaera plana</i> | P | C | C | P | R | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pontosphaera versa</i> | P | C | C | P | R | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Blackites gladius</i> | C | C | C | P | R | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Blackites morionum</i> | P | P | P | P | P | P | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Blackites perlongus</i> | P | C | C | P | A | A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Sphenolithus radicans</i> | C | A | C | C | C | C | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Sphenolithus spiniger</i> | A | A | A | C | A | A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Zygrhablithus bijugatus</i> subsp. <i>bijugatus</i> | A | A | A | A | A | A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

M: muy abundante (más de 10 especímenes por campo visual)
A: abundante (de 1-10 especímenes por campo visual)
C: común (1 espécimen por 2-10 campos visuales)
P: poco (1 espécimen por 11-50 campos visuales)
R: raro (1 espécimen por 51 o más campos visuales)
 : ausente