

Irene Pérez Rodríguez

Biocronoestratigrafía y evolución
ambiental del Coniaciense
superior al Maastrichtiense con
foraminíferos planctónicos

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
Arz Sola, José Antonio
Arenillas Sierra, Ignacio

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Tesis Doctoral

**BIOCRONOESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN
AMBIENTAL DEL CONIACIENSE SUPERIOR AL
MAASTRICHTIENSE CON FORAMINÍFEROS
PLANCTÓNICOS**

Autor

Irene Pérez Rodríguez

Director/es

Arz Sola, José Antonio
Arenillas Sierra, Ignacio

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Ciencias de la Tierra

2013

Biocronoestratigrafía y evolución ambiental del Coniaciense superior al Maastrichtiense con foraminíferos planctónicos

Irene Pérez Rodríguez



Tesis Doctoral dirigida por:
José Antonio Arz Sola e Ignacio Arenillas Sierra
Área de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza

**Biocronoestratigrafía y evolución ambiental del
Coniaciense superior al Maastrichtiense con foraminíferos
planctónicos**

Irene Pérez Rodríguez

2013

Tesis Doctoral dirigida por :

José Antonio Arz Sola e Ignacio Arenillas Sierra
Área de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza

Agradecimientos

Principalmente estoy sinceramente agradecida a mis directores de Tesis, José Antonio Arz y Nacho Arenillas, que me han dado la oportunidad de realizar este trabajo, me han enseñado, ayudado y motivado con muchísima paciencia y ánimo.

A los investigadores que me han acogido durante varias estancias realizadas a lo largo de mi Tesis Doctoral: del University College de Londres a Stuart Robinson, Paul Bown, Jim Davy y muy especialmente a Jackie Lees; de la Universidad de Milán a Maria Rose Petrizzo y a Francesca Falzoni y de la Universidad de Granada a Marcos Lamolda. Agradezco a todos ellos sus aportaciones y gran ayuda.

Asimismo quería dar las gracias a todos las personas que me han ayudado en mi investigaciónn: Jorge Luis Ojeda Cabrera me ha aportado muchas ideas sobre cuestiones estadísticas, Juan Cruz ha realizado la magnetoestratigrafía de Zumaia, Stephen Paker que me echó una mano con los radiolarios de Olazagutía. A Asier Hilario, que me ha ayudado con varias asuntos relacionados con Zumaia. Y a Cristina, que realizó las fotografías del SEM.

También le doy las gracias a todos los investigadores que han aceptado formar parte del tribunal de mi Tesis: Eustoquio Martínez Molina, Laia Alegret Badiola, Juan Manuel Usera Mata, Carolina Náñez, Hanspeter Luterbacher, José Ignacio Canudo y Silvia Ortiz Sainz Aja.

Han sido de una inestimable ayuda las personas que me han acompañado al campo: mis directores de Tesis, Alba, Francesca, Victoria, Damian y en especial a Jorge Colmenar.

Asimismo estoy muy contenta con todos los compañeros que he tenido, han sido buenos compañeros y amigos: mis compis de foraminíferos Raquel Fenero, Alba y Gabi, a mis compañeros de despacho Ester, Jara, María, Jorge Esteve, Colás, y también a todos los del otro, Colmenar, Raquel, Miguel, Gasca, Penélope, Víctor, Penélope, Samuel, Diego, Diana, Luismi, Isa, Edu y Andrea. Todos han sido muy buenos compañeros, agradezco las discusiones, los buenos momentos y la excelente compañía.

A los amigos que he hecho aquí, en especial a Carlota, Fabi, Paloma, Dani, Victoria y Saúl. Sin olvidarme de todos los otros que veo menos frecuentemente pero que no por ello estoy menos agradecida

A Roque, por su empeño, apoyo e ideas siempre bajo otra perspectiva. A mis hermanos Uxío y Bea y a mis padres Javier y Luisa que me han apoyado siempre en lo que decida. Y por supuesto, sin olvidarme de Filomena.

Este trabajo se ha realizado gracias a una beca concedida por el Ministerio de Educación y Ciencia, una beca FPI de referencia BES-2008-006773 y varios proyectos: CGL2004-00738 del Ministerio de Ciencia y Tecnología, CGL2011-22912 del Ministerio de Educación y Ciencia (cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional) y por el Departamento de Educación y Ciencia Aragonés (DGA grupo EO5).

Índice

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	3
1.2. Metodología	4
1.2.1. Trabajo de campo	4
1.2.2. Trabajo de laboratorio	4
1.2.3. Estudio de las muestras y tratamiento de datos	5
1.2.4. Metodología empleada en otro tipo de análisis	6
2. Localidades estudiadas	9
2.1. Sección de Olazagutía	9
2.2. Sección de Oued Assila (Barranco de Assila)	13
2.3. Sondeo de Shuqualak	17
2.4. Sección de Zumaia	19
3. Taxonomía	23
3.1. Clasificación supragenérica de las especies	24
3.2. Descripción de los géneros y especies de foraminíferos planctónicos	29
Láminas	164
4. Bioestratigrafía y Estratigrafía integrada	185
4.1. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos	185
4.2. Estratigrafía integrada	212
4.2.1. Coniaciense superior-base del Maastrichtiense	212
4.2.2. Maastrichtiense	220
5. Cronoestratigrafía	225
5.1. Límite Coniaciense/Santonicense	225
5.1.1. Criterios de correlación con foraminíferos planctónicos	226
5.1.2. Otros criterios de correlación	228
5.1.3. Conclusiones en torno al límite Coniaciense/Santonicense	229
5.2. Límite Santoniense/Campaniense	230
5.2.1. Criterios de correlación con foraminíferos planctónicos	230

5.2.2. Otros criterios de correlación	233
5.2.3. Conclusiones en torno al límite Santoniense/Campaniense	235
5.3. Límite Campaniense/Maastrichtiense	235
5.3.1. Criterios de correlación con foraminíferos planctónicos	236
5.3.2. Otros criterios de correlación	237
5.3.3. Conclusiones en torno al límite Campaniense/Maastrichtiense	239
5.4. Límite Cretácico/Paleógeno	240
6. Evolución paleoambiental	241
6.1. Reconstrucción paleoambiental con isótopos estables	241
6.1.1. Relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$	241
6.1.2. Relación isotópica $\delta^{18}\text{O}$	247
6.2. Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos planctónicos	244
6.2.1. Índices de diversidad	244
6.2.2. Índice de foraminíferos planctónicos/bentónicos (P/B)	245
6.2.3. Asociaciones-tipo	246
6.3. Reconstrucción paleoambiental y cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos	255
6.3.1. Olazagutía	255
6.3.2. Oued Assila	262
6.3.3. Shuqualak	268
6.3.4. Zumaia	274
6.4. Aportaciones al conocimiento de la evolución ambiental del Cretácico Superior	280
6.4.1. Coniaciense superior-Campaniense medio	282
6.4.2. Campaniense medio-Maastrichtiense final	285
7. Conclusiones	295
8. Bibliografía	299
Anexo	327

1. Introducción

Los foraminíferos son organismos marinos unicelulares pertenecientes al reino Protista, presentes desde el Cámbrico hasta la actualidad. Las primeras formas poseían un modo de vida bentónico, apareciendo los primeros foraminíferos meroplanctónicos hacia finales del Triásico y principios del Jurásico. Estos organismos de modo de vida intermedio se extendieron hacia mediados del Jurásico y posteriormente colonizaron los océanos adoptando un comportamiento planctónico (BouDagher-Fadel, 2012). Debido a la abundancia, variedad, basta extensión geográfica y rápida evolución que desarrollaron a partir de entonces, este grupo de microfósiles presenta diversas aplicaciones, dentro de los campos de la bioestratigrafía, cronoestratigrafía, reconstrucción paleoambiental y paleobiogeocímica. El estudio de los foraminíferos tiene también utilidad en sedimentos actuales, ya que son indicadores de la contaminación, acidificación de las aguas, temperatura, salinidad, etc.

Las primeras descripciones de foraminíferos planctónicos comenzaron en el siglo XIX por autores como Félix Dujardin, Alcide d'Orbigny (quien realizó la primera clasificación) o Henry B. Brady; durante el siglo XX continuaron estos trabajos y se asentaron las bases de la bioestratigrafía gracias a diferentes autores, entre ellos Joseph A. Cushman, Nina N. Subbotina y más tarde Alfred R. Loeblich, Helen Tappan y Hans M. Bolli. Más recientemente se desarrollaron las aplicaciones paleoambientales de este grupo basadas en el estudio cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos o en los análisis geoquímicos de sus conchas. Se puede encontrar una revisión de los principales hitos históricos y etapas de la Micropaleontología en el mundo y, en particular en España, en Molina (2004).

La aplicación bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos contribuye a la elaboración de una detallada y precisa escala de tiempo, lo cual es imprescindible para entender las escalas temporales de los procesos físicos, químicos y biológicos que actuaron en la Tierra. De esta manera, partiendo de un sólido control cronoestratigráfico, estaremos en condiciones de desarrollar una posterior reconstrucción paleoambiental más fiable. Dado que los foraminíferos planctónicos son extremadamente sensibles a los cambios en las propiedades químicas y físicas de la parte superior de la columna de agua marina (reflejando los cambios que se producen en la productividad primaria, temperatura superficial y el grado de estratificación de las aguas [Hemleben et al., 1989]), estos microfósiles pueden aportar datos acerca de las causas y efectos de diferentes procesos geológicos y paleoceanográficos, resultando especialmente útiles en Eventoestratografía.

El Cretácico es un periodo geológico de gran interés, debido a que es un ejemplo clásico de clima cálido (modo climático de greenhouse), consecuencia de una alta concentración de CO₂ en la atmósfera proveniente de una elevada actividad volcánica. Este hecho lo convierte en un posible modelo al que puede llegar a asemejarse la Tierra como consecuencia del aumento de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera por parte de la actividad humana (Hay, 2011). Durante la mayor parte del Cretácico no había glaciares en los polos, grandes extensiones de continente estaban inundadas por el mar y la temperatura media era más alta que hoy, especialmente en las regiones polares, lo que hacía que el gradiente de temperaturas polo-ecuador fuera mucho más bajo que hoy en día (Hay, 2008). El intervalo temporal en el que se centra esta Tesis Doctoral (Coniaciense superior-Maastrichtiense final) excluye los grandes eventos que acaparan gran parte de los estudios sobre el Cretácico (los Eventos Oceánicos Anóxicos y el límite Cretácico/

Paleógeno). Sin embargo, durante este intervalo se registran importantes fenómenos geológicos y paleoceanográficos, tales como el desarrollo de grandes provincias ígneas, principalmente las del Decán (India), Madagascar, Kerguelen (sur del Océano Índico), Caribe, Broken Ridge (sur del Océano Índico) y Ontong Java (Océano Índico) (Larson, 1991; Skelton, 2003), la formación de capas oceánicas rojas (Hu et al., 2012a), pequeños episodios de glaciación (Hu et al., 2012b) y variaciones en la circulación oceánica global causados por cambios en la termohalina y/o por apertura de pasos oceánicos (p. ej. Barrera y Savin, 1999; Frank y Arthur, 1999; Pucéat et al., 2005) que, a día de hoy, todavía no son entendidos completamente.

Con el objetivo de contribuir al desarrollo de la bioestratigrafía, cronoestratigrafía e interpretar la evolución climática y oceanográfica de este período, se han analizado los cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos de 4 localidades, todas ellas pertenecientes a los dominios del Tetis o del proto-Atlántico Norte. La situación geográfica de éstas se ilustra en la figura 1.1. y el intervalo temporal que abarcan en la figura 1.2. Las secciones y sondeo estudiados son:

- Olazagutía (Navarra) de edad Coniaciense superior-Santonicense inferior.
- Oued Assila (región de Kalaat Senan, Túnez) de edad Santoniense superior-Campaniense medio.
- Sondeo de Shuqualak (Estado de Mississippi, EE.UU.) de edad Campaniense inferior-Maastrichtiense superior.
- Zumaia (País Vasco) de edad Maastrichtiense inferior-límite Cretácico/Paleógeno.

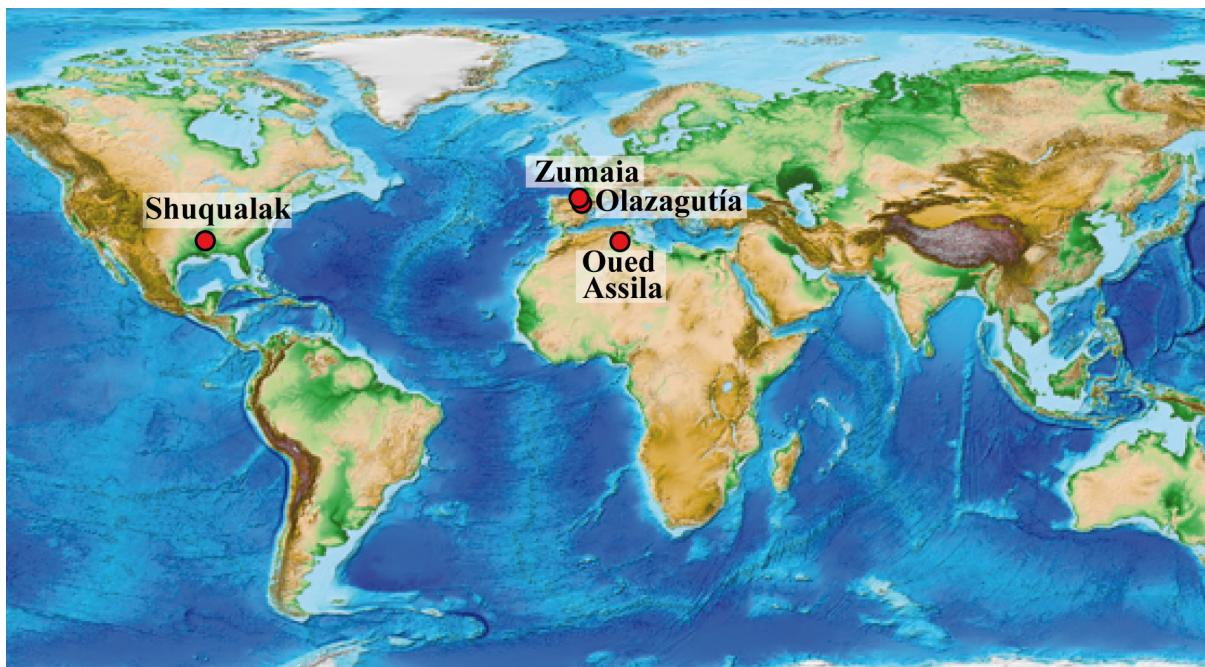


Figura 1.1. Situación geográfica de las localidades estudiadas.

A continuación se desarrollan los objetivos de esta Tesis Doctoral (apartado 1.1.) y la metodología empleada para el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos; así como para la utilizada en los análisis complementarios de nanofósiles calcáreos, la magnetoestratigrafía y los isótopos estables (apartado 1.2).

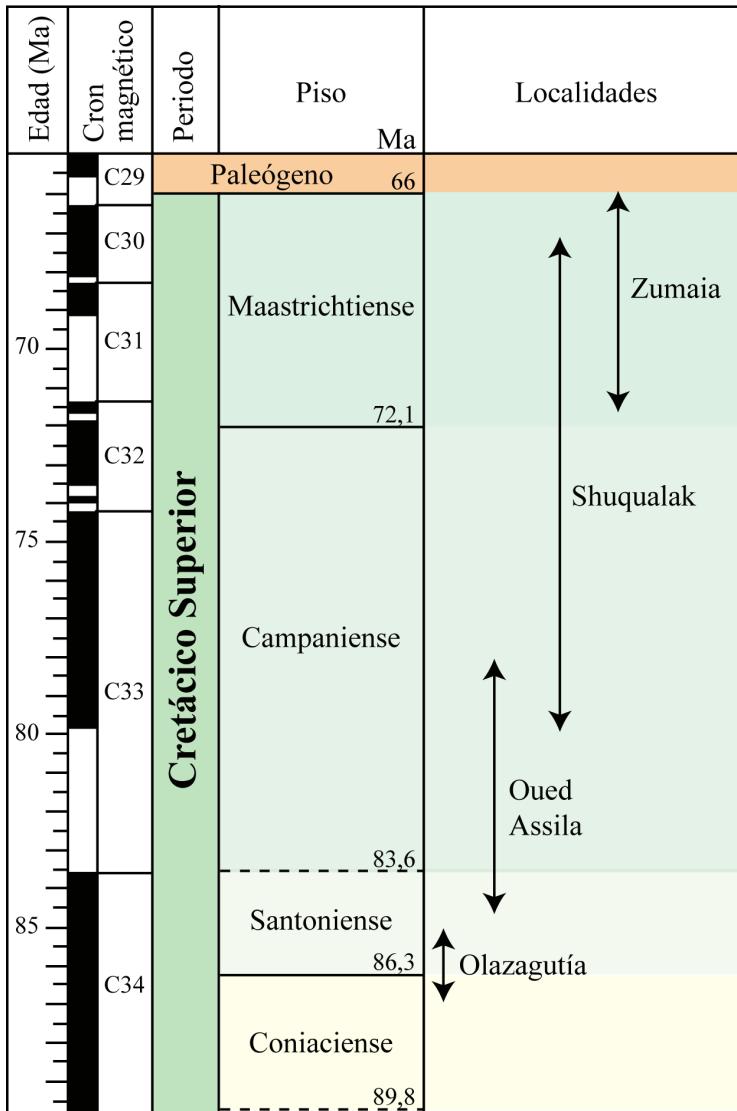


Figura 1.2. Cronoestratigrafía de las localidades estudiadas. Las edades absolutas, así como la extensión de las cronozonas, han sido tomadas de Ogg y Hinnov (2012). Los límites entre pisos señalados con línea discontinua indican que sus estratotípicos (*Global Section Stratotypes and Points, GSSP*) todavía no han sido definidos.

1.1. Objetivos

Se pretende llevar a cabo un estudio detallado de las asociaciones de foraminíferos planctónicos desde el Coniaciense superior al Maastrichtiense final, ahondando en sus aplicaciones bioestratigráficas, cronoestratigráficas y paleoambientales. Los principales objetivos son:

- Revisar la taxonomía de los foraminíferos planctónicos presentes en las localidades estudiadas mediante la consulta de las descripciones originales de las especies, así como de los artículos específicos más recientes. Se pretende contribuir a clarificar las confusiones taxonómicas existentes y sentar una base sólida para los posteriores análisis cualitativos y cuantitativos.
- Analizar la distribución vertical de las especies identificadas en cada localidad para proponer y establecer una biozonación precisa que mejore la resolución y la correlación entre diferentes cuencas. Esta zonación será aplicable en bajas y medias latitudes del Hemisferio Norte, si bien se ha tratado de seleccionar límites de zona isócronos en las diferentes cuencas de las que se tienen datos, para contribuir al establecimiento de una biozonación global.
- Integrar datos multidisciplinares haciendo hincapié en la correlación entre las escalas bioestratigráficas de foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos, magnetoestratigráfica e isotopoestratigráfica (fundamentalmente de isótopos estables del carbono realizados en roca).

- Estudiar la aplicación cronoestratigráfica de los bioeventos identificados con foraminíferos planctónicos en la definición de límites entre pisos, y comparar estos posibles marcadores con los demás eventos estratigráficos que se registran alrededor del límite. Se pretenden revisar los siguientes límites de pisos: Coniaciense/Santoniense, Santoniense/Campaniense y Campaniense/Maastrichtiense.
- Analizar los cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos para inferir variaciones paleoceanográficas en las cuencas estudiadas, posiblemente relacionados con cambios climáticos, oceanográficos o a etapas de vulcanismo intenso.
- Comparar la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, y las inferencias paleoambientales de cada sección, con los datos obtenidos por otros autores, con el fin de integrar datos y mejorar el conocimiento geológico global de los últimos 21 millones de años del Cretácico.

1.2. Metodología

1.2.1. Trabajo de campo

La selección de las localidades requirió de un estudio bibliográfico previo que comprendió la consulta de mapas geológicos, fotos aéreas y publicaciones existentes sobre geología, estratigrafía y paleontología de la zona objeto de estudio. En un corte se valoró positivamente el interés e importancia cronoestratigráfica, una buena accesibilidad, continuidad y exposición, poca complejidad estructural, potencias elevadas (alta tasa de sedimentación), facies poco litificadas de preferiblemente ambientes profundos, así como la abundancia y buena conservación de los foraminíferos.

Una vez que las localidades más idóneas fueron elegidas, se levantó la columna estratigráfica, con detalladas observaciones estratigráficas y sedimentológicas, y se recogieron las muestras a intervalos métricos o decimétricos, según el interés del intervalo. El muestreo se realizó preferentemente sobre arcillas y margas, más que sobre calizas, ya que los foraminíferos se extraen más fácilmente y se evitan fenómenos diagenéticos de disolución y recristalización, reduciéndose el sesgo tafonómico. Además no se muestreó en facies detríticas, ya que estos niveles contienen taxones alóctonos.

1.2.2. Trabajo de laboratorio

Para el estudio de los foraminíferos planctónicos las muestras se trajeron mediante la técnica del levigado. Esta metodología consistió en machacar las muestras en un mortero y disgregarlas después, empleando dos diferentes reactivos: 1) ácido acético diluido al 80% siguiendo la técnica de Lirer (2000), método utilizado en las litologías calcáreas y litificadas de Zumaia (el tiempo de reacción fueron 4 horas), en Olazagutía (dos horas y media) y en la parte alta de Oued Assila (del metro 120 al 170 se dejaron reaccionar 4 horas; y del 175 al 197, 5 horas), o 2) agua oxigenada aplicada en las muestras menos litificadas y más margosas, al 10% en el caso del sondeo de Shuqualak y al 20% en el caso de la parte baja de Oued Assila (se dejaron reaccionar hasta que se disgregaron sin tener en cuenta el tiempo de reacción). Posteriormente la suspensión se lavó y se pasó por una torre de tamices con luces de malla de 1 mm, 100 µm y 63 µm. La fracción mayor de 1 mm se desechó, ya que suelen ser fragmentos de roca que quedan sin disregar, y el residuo resultante se secó en un horno a menos de 50º (ya que, en

el caso de que se analicen los isótopos estables en concha, temperaturas mayores alterarían la señal isotópica), se recogió en botes y se sigló.

Cabe señalar que el tratamiento con ácido acético es muy útil para extraer los foraminíferos de los sedimentos fuertemente litificados y facilita el estudio de los mismos ya que dicho ácido elimina mejor la ganga, sin embargo puede corroer parcialmente la ornamentación de las conchas.

1.2.3. Estudio de las muestras y tratamiento de datos

Para la obtención, tratamiento de datos y su posterior interpretación se han seguido los siguientes pasos:

- División de la fracción mayor de 100 µm de manera sucesiva mediante un microcuarteador tipo Otto para obtener una muestra representativa, separando alrededor de 300 foraminíferos planctónicos para su posterior identificación, al mismo tiempo que se contabiliza también el número de foraminíferos bentónicos para calcular su abundancia relativa con respecto a los planctónicos. Una vez terminado este proceso, se revisó el residuo para identificar las especies menos frecuentes en la misma fracción de 100 µm y también en la de 63. Los foraminíferos identificados fueron fijados en celdillas con goma tragacanto y se conservan en el Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), en la Universidad de Zaragoza.
- Identificación taxonómica de las especies separadas, en algunos casos se realizaron y analizaron fotografías tomadas con un microscopio electrónico de barrido (JEOL JSM 6400 SEM del Servicio de Microscopía de la Universidad de Zaragoza) que por su mayor detalle ayuda en este proceso. Asimismo se realizaron láminas con algunas de estas fotografías mediante el programa Adobe Photoshop.
- Análisis bioestratigráfico de las localidades basados en la presencia o ausencia de taxones índice.
- Selección de los bioeventos de foraminíferos planctónicos con utilidad cronoestratigráfica.
- Cálculo de las abundancias relativas de las especies y géneros de las diferentes localidades realizados mediante el programa Microsoft Excel y Origin.
- Estudio paleoecológico de las asociaciones de foraminíferos planctónicos mediante la obtención de varios índices de diversidad (riqueza específica, heterogeneidad, equitabilidad y dominancia) calculados con el programa PAST.
- Cálculo del índice foraminíferos planctónicos/bentónicos: es el porcentaje de foraminíferos planctónicos con respecto a los foraminíferos totales (planctónicos+bentónicos), este índice presenta relación con la paleobatimetría.
- Tratamiento estadístico de datos cuantitativos con el objetivo de agrupar géneros con la misma afinidad paleoecológica (siguiendo el ejemplo de Parker y Arnold, 1999). Partiendo de los datos de abundancia de los géneros se realizaron clústers según el método de correlación de Pearson, mediante el programa PAST, que resultó en la creación de varios grupos de géneros con un comportamiento similar. Posteriormente se analizó cómo evolucionan las abundancias de dichos grupos de géneros afines a lo largo de la sección.

- Integración de los resultados obtenidos mediante los foraminíferos planctónicos con otros tipos de análisis disponibles en las mismas localidades (nanofósiles calcáreos, isótopos estables del carbono y del oxígeno y magnetoestratigráficos).
- Se realizaron gráficos que ilustran y sintetizan la información mediante los programas Adobe Illustrator y Freehand.
- Las conclusiones obtenidas hasta este momento se integraron con otros resultados bio-quimio-magneto-estratigráficos, sedimentológicos, paleoceanográficos, etc. aportados por otros autores para las mismas, o diferentes, localidades.

1.2.4. Metodología empleada en otro tipo de análisis

Para la integración de los resultados de foraminíferos planctónicos con otros estudios se está colaborando con investigadores del University College de Londres (Jacqueline A. Lees y Stuart Robinson), así como del Instituto Geológico y Minero (Juan C. Larrasoña). Las técnicas empleadas por estos científicos para el tratamiento de las muestras fueron las siguientes:

1) Nanofósiles calcáreos (Jacqueline A. Lees)

Los nanofósiles calcáreos fueron analizados en las mismas muestras en las que se estudiaron los foraminíferos planctónicos, utilizándose la técnica del frotis. En esta metodología la superficie de la muestra se raspó con un cuchillo sobre un portaobjetos, al que se le añadió una gota de agua destilada; esta mezcla se extendió con un palillo plano hasta que el sedimento estuvo completamente deshecho, retirando cualquier partícula resistente de tamaño limo o arena. Después, el portaobjetos se secó en una placa caliente. Se montó el cubreobjetos utilizando dos gotas de adhesivo óptico Norland nº61, las burbujas se presionaron hasta ser expulsadas y la lámina se endureció mediante una lámpara de rayos UVA. Las láminas se estudiaron utilizando un microscopio de luz transmitida Zeiss Axio Imager.A1. Se realizaron 5 transectos a lo largo de cada lámina para registrar la abundancia de los nanofósiles, de manera semicuantitativa. Todas las muestras y láminas se conservan en el Área de Micropaleontología del University College de Londres (Reino Unido).

2) Magnetoestratigrafía (Juan C. Larrasoña)

El estudio magnetoestratigráfico se llevó a cabo recogiendo muestras orientadas mediante un taladro de gas portátil. Los análisis paleomagnéticos se realizaron con un magnetómetro superconductor 2G en el Laboratorio de Paleomagnetismo del *Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera* (CSIC, Universitat de Barcelona), que tiene un nivel de ruido $< 10-7 \text{ A/m}$ por 10 cm^3 de volumen de roca. La desmagnetización termal de cada muestra se realizó mediante un horno MMTD-80. El tratamiento termal comprendió de 7 a 14 pasos, a intervalos de 150° , 100° , 50° , 30° y 20°C , hasta una temperatura máxima de 650°C . La desmagnetización de un conjunto de muestras experimentales, representativas de todas las litologías, favorecen la optimización de los pasos de desmagnetización, permitiendo el cálculo preciso de las direcciones características de magnetización remanente, minimizando el calentamiento y la formación de nuevas fases magnéticas en el horno. Las direcciones características de magnetización remanente se calcularon mediante el ajuste de líneas de tendencia en tramas de desmagnetización ortogonal, usando el método de componentes principales (Kirschvink, 1980).

3) Isótopos estables del carbono y oxígeno en muestra de roca (Stuart Robinson)

El estudio isotópico del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ se realizó sobre muestras de roca total en el UCL Chemistry Mass Spectrometry Facility, dentro de las instalaciones del Departamento de Química del University College de Londres (Reino Unido). Las muestras se perforaron mediante un pequeño taladro hasta obtener un polvo fino. Este polvo se introdujo en cápsulas que se colocaron en un soporte para la combustión dentro de un analizador de elementos, el gas emitido se purificó para analizarlo a través de un espectrómetro de masas Thermo Finnigan MAT253.

2. Localidades estudiadas

En este capítulo se contextualizan brevemente desde los puntos de vista geológico, paleoambiental, estratigráfico y paleontológico, las 4 localidades analizadas en esta Tesis Doctoral, todas ellas pertenecientes a los dominios del Tetis o del Atlántico Norte (fig. 2.1).



Figura 2.1. Mapas paleogeográficos donde se muestran las posiciones de las secciones y el sondeo estudiados. Las reconstrucciones son para una edad de 75 Ma y fueron obtenidas de la página web <http://cpgeosystems.com/paleomaps.html>

2.1. Sección de Olazagutía

Localización geográfica: Se sitúa en el monte Eguibil (Cordillera Cantábrica), dos kilómetros al sur del pueblo de Olazagutía, al Norte de la Comunidad Autónoma de Navarra; concretamente se encuentra en la parte este de la cantera de margas explotada por Cementos Portland S.A., en una rampa situada en el lado izquierdo de la entrada (fig. 2.2). Sus coordenadas geográficas son 42° 52' 1" N, 2° 11' 46" O.

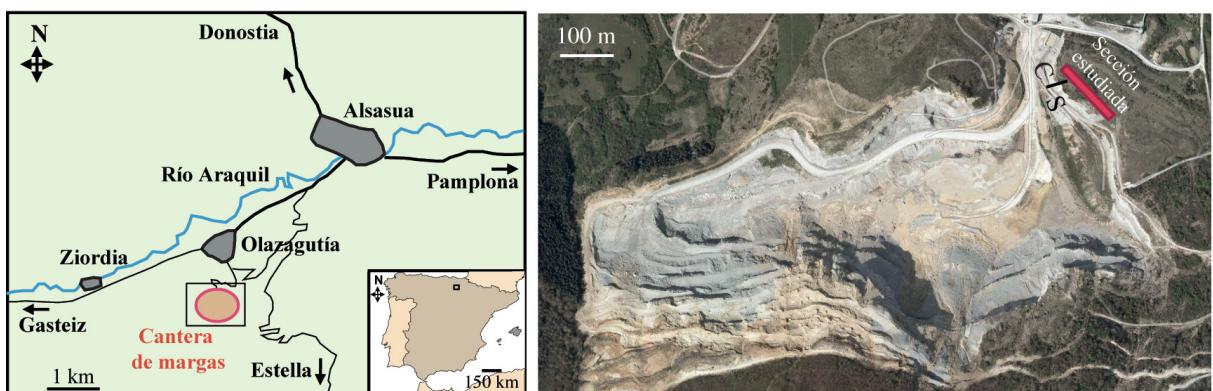


Figura 2.2. Localización geográfica de la cantera de margas de Olazagutía. A la derecha, fotografía aérea de la cantera obtenida a través de la herramienta *Google maps*, en la que se ha incluido la situación de la sección estudiada así como la posición del límite Coniaciense/Santoniente (C/S).

Contexto geológico: La sección pertenece a la zona oriental de la Cordillera Cantábrica, específicamente al llamado sector de La Barranca, en el Surco Navarro-Cántabro de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Amiot, 1982; Vera, 2004) (fig. 2.3).

La etapa de “*rifting*” que se produjo a finales del Jurásico resultó en la rotura de las plataformas jurásicas de las placas Ibérica y Europea y en la emersión de antiguas zonas marinas. Una nueva fase de extensión produjo la apertura de la Bahía de Bizkaia durante el intervalo Aptiense-Albiense, que conformó la Cuenca Vasco-Cantábrica: una gran cuenca sedimentaria desarrollada en una fina corteza continental entre las placas Ibérica y Europea. Su relleno está formado por materiales mesozoicos, especialmente del Cretácico, y posee un gran espesor debido a que estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica. Esta cuenca estaba limitada al oeste y suroeste por la zona emergida del Macizo Ibérico y conectaba hacia el este con las Cuencas Pirenaica e Ibérica (Martín-Chivelet et al., 2002) (fig. 2.4).

La evolución de la Cuenca Vasco-Cantábrica es compleja y está ligada a las relaciones cinemáticas de las placas Ibérica y Europea, así como a la apertura del Atlántico Norte y de la Bahía de Bizkaia (Malod y Mauffret, 1990). Se produjeron múltiples fases de *rifting* (principalmente durante el Cretácico Inferior) con direcciones de estiramiento diferentes que finalmente resultaron en pequeñas subcuenca de *pull-apart* (Martín-Chivelet et al., 2002), y un estadio post-*rift* (durante el Cretácico Superior) con nuevas subcuenca *pull-apart* generadas por movimientos transtensivos de las placas, y vulcanismo alcalino durante el Albiense superior-Santoniano (Castañares et al., 2001). La separación de la Bahía de Bizkaia cesó a principios del Campaniense, cuando comenzó la convergencia de sus márgenes debido a un cambio de dirección hacia el norte en el movimiento de Iberia, lo que propició la acumulación de depósitos siliciclásticos en zonas marinas someras y sedimentos de tipo *flysch* en zonas profundas; este movimiento de placa se mantuvo hasta que culminó en la Orogenia Pirenaica durante el Paleógeno (Engeser y Schwentke, 1986).

En la Cuenca Vasco-Cantábrica se distinguen 3 dominios paleogeográficos (figs. 2.3 y 2.4): (1) El Arco Vasco (al que pertenece la sección de Zumaia) es el sector donde las condiciones marinas se mantienen más profundas (Vera, 2004), acumulándose potentes sucesiones de sedimentos marinos pelágicos y acumulaciones turbidíticas de tipo *flysch*; (2) el Surco Navarro-Cántabro (Olazagutía pertenece a la parte distal de este surco) representa las áreas de plataforma marina más externas y profundas del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y (3) La Plataforma Norcastellana donde son frecuentes facies litorales e incluso continentales.

El Surco Navarro-Cántabro, al que pertenece la sección de Olazagutía, sufrió una fuerte subsidencia pero nunca llegó a alcanzar condiciones marinas profundas (Rodríguez Lázaro et al., 2003). Durante el Cretácico Superior se manifiesta en esta cuenca una tendencia general regresiva que comenzó en el Santoniano superior y que llegó a alcanzar condiciones de plataforma interna durante el Maastrichtiense (Ramírez del Pozo, 1971). Otra particularidad de este dominio es que los indicios de metamorfismo y magmatismo son escasos (Vera, 2004).

Contexto paleoambiental: Olazagutía se situaba a unos 30° N durante el intervalo Coniaciense-Santoniano, formando parte del proto-Atlántico Norte. Esta cuenca se encontraba conectada con el Tetis, y con las aguas algo más frescas de la Cuenca Londres-París hacia el norte (Lamolda et al., 2008). Se trataba de un paleoambiente de plataforma externa (zona sublitoral) con una profundidad menor de los 200 m según Rodríguez Lázaro et al. (2003) y con condiciones marinas

abiertas. Jiménez Berrocoso et al. (2008), basándose en el contenido de arcillas, interpretan que esta zona poseía un clima cálido con probables estaciones húmedas y secas. Durante el Coniaciense superior y Santoniense, el área de Olazagutía estuvo sometida a una sedimentación hemipelágica y poseyó una considerable biodiversidad, a juzgar por el importante registro fosilífero de macro- y microfauna.

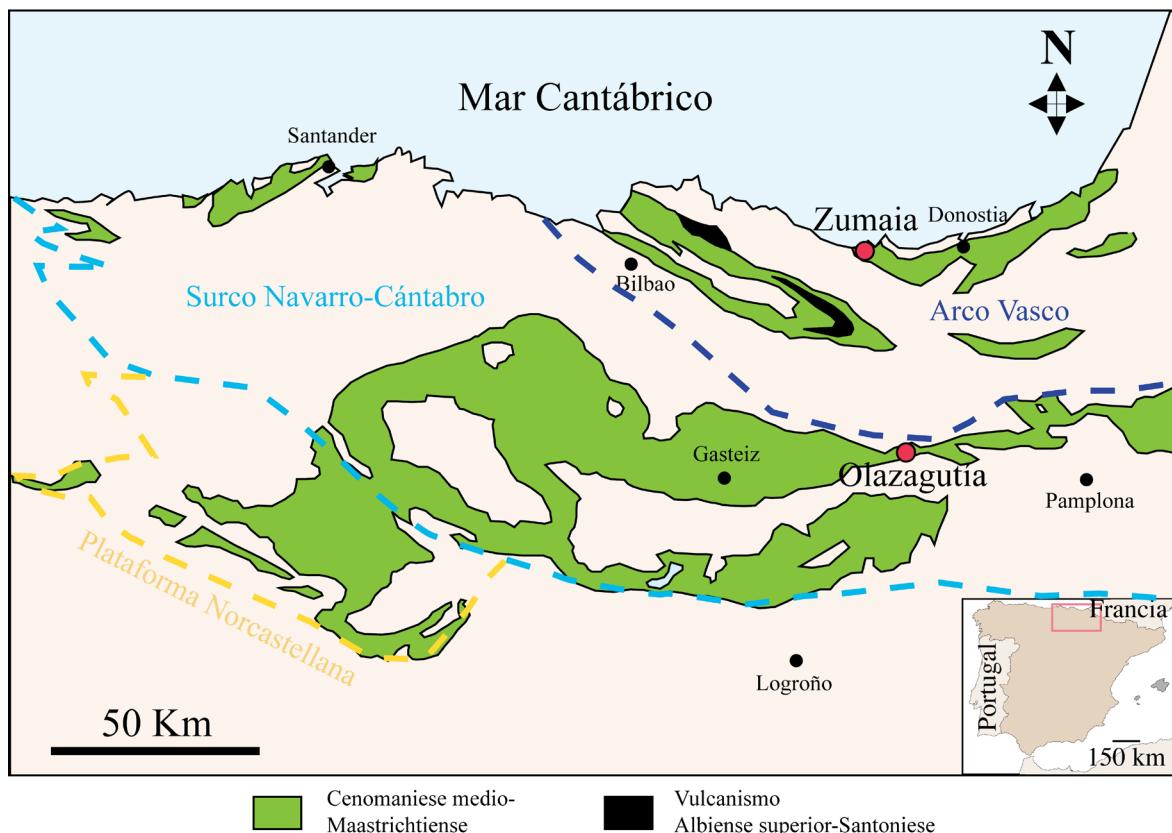


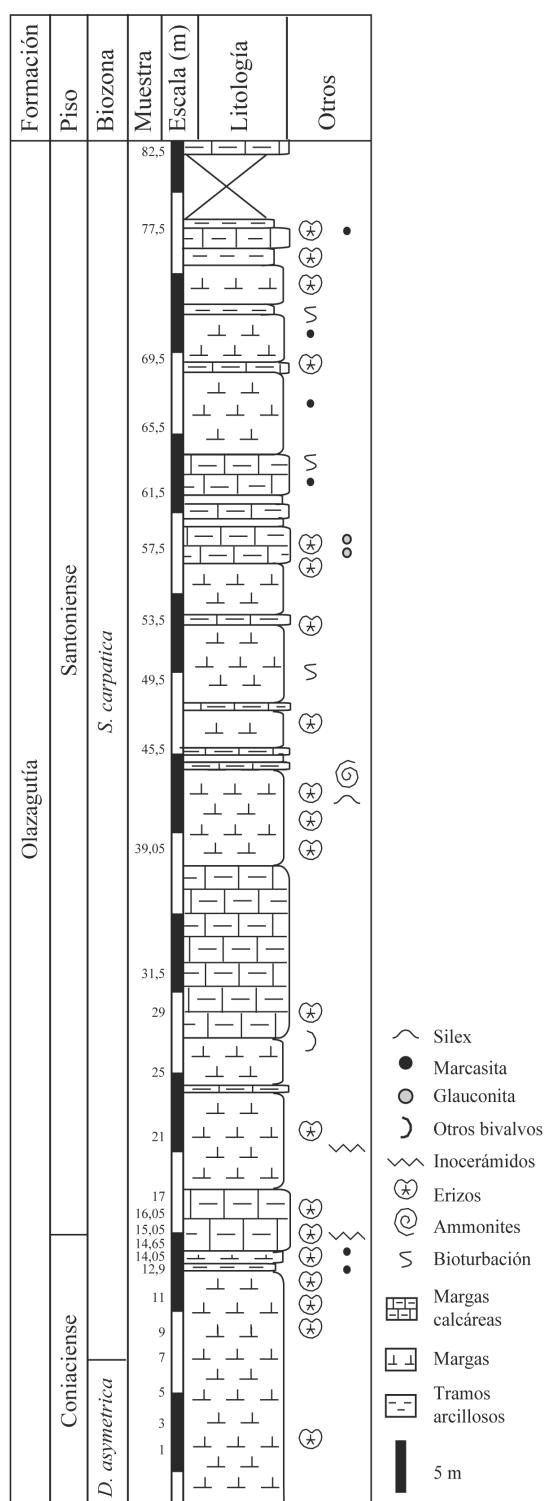
Figura 2.3. Esquema de la división de la Cuenca Vasco-Cantábrica en sus tres dominios y afloramientos de rocas del Cretácico Superior, modificado de Martín Chivelet et al. (2002) y de Vera (2004), con la posición geográfica de las secciones de Olazagutía y Zumaia.



Figura 2.4. Situación paleogeográfica de Olazagutía dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica durante el Cretácico Superior (modificado de Jiménez Berrocoso et al., 2008). Con línea blanca se indica la actual línea de costa.



Figura 2.5. Panorámica de la sección de Olazagutía donde se observa el afloramiento, así como la posición del límite Coniaciense/Santoniente dentro del intervalo estudiado.



Estratigrafía y contenido paleontológico:

Los primeros estudios estratigráficos y bioestratigráficos de la sección de Olazagutía fueron llevados a cabo por Ramírez del Pozo (1971). En la misma zona, Gräfe y Wiedmann (1993, 1998) analizaron la estratigrafía secuencial y Kühler (1998, 2000) realizó un estudio integrado de la lito-, bio- y eventoestratigrafía. Este corte pertenece a la Formación Olazagutía, definida formalmente por Amiot (1982), situando la localidad tipo en la cantera de margas de Olazagutía. En la sección que aflora en la cantera se exponen unos 140 m, de los que, por el difícil acceso, solo se han muestreado los 82 primeros. Litológicamente, se caracteriza por una alternancia de margas y margas calcáreas con nódulos frecuentes de marcasita, estratificadas en capas decimétricas (figs. 2.5 y 2.6). En la base de la sección hay unos gruesos paquetes margosos.

En cuanto al contenido macropaleontológico de esta sección, Gallemí et al. (1997, 2007) revisaron los inocerámidos y equinídos y Kühler (2002) analizó los ammonites, inocerámidos y equinídos. Destaca la abundancia de los equinídos, especialmente los del género *Micraster*, los cuales presentan muy frecuentemente signos de bioerosión (Zamora et al., 2008). Les siguen en abundancia los inocerámidos, sobre todo después del límite Coniaciense/Santoniente (Gallemí et al., 2007), y con algo menos de frecuencia se registran esponjas, bivalvos y ammonites. Algunos niveles aparecen bioturbados.

Figura 2.6. Columna estratigráfica de la sección de Olazagutía donde también se ilustran las muestras estudiadas y la biozonación propuesta.

Los microfósiles son abundantes y diversos, habiéndose identificado la presencia de radiolarios (Howe et al., 2007), nanofósiles calcáreos (Lamolda et al., 1999; Melinte y Lamolda, 2002), foraminíferos planctónicos (Lamolda et al., 1999; Lamolda et al., 2007) y bentónicos (Peryt y Lamolda, 2007). Los foraminíferos planctónicos son moderadamente abundantes a lo largo de todo el intervalo, sin embargo lo son menos que los foraminíferos bentónicos y los radiolarios. Su preservación es moderada, además el uso de ácido acético para el lavado de las muestras produce cierta corrosión en la ornamentación de los especímenes.

2.2. Sección de Oued Assila (Barranco de Assila)

Localización geográfica: Esta sección aflora en la región de Kalaat Senan, en el extremo oriental del Atlas africano y dentro de las montañas Aurès al noreste de Túnez (ver en detalle en fig. 2.7). Sus coordenadas geográficas son 35° 46' 27" N, 8° 29' 54" E.



Figura 2.7. Fotografía aérea obtenida a través de la herramienta *Google maps* y localización de la sección estudiada.

Contexto geológico: La geología de esta zona es el resultado de una compleja evolución tectónica que comenzó en el Pérmico Superior, con la rotura de la Pangea, y terminó con la orogenia Alpina, y que se traduce en su alta complejidad estructural como consecuencia de la reactivación polifásica de fallas heredadas paleozoicas y mesozoicas durante el Cenozoico (Bouaziz, et al., 2002). En Túnez pueden distinguirse 3 grandes dominios geológicos (fig. 2.8): (1) La Plataforma Sahariana, plataforma continental estable emergida desde el Campaniense; (2) El Dominio del Atlas tunecino, que constituye la cuenca de antepaís de la Orogenia Alpina y consiste en pliegues de dirección NE-SO (los cuales tienen en su núcleo generalmente carbonatos jurásicos y cretácicos), fallas de strike-slip y diapirismo (Tawadros, 2011); y (3) El Dominio del Tell, al noroeste de Túnez, que consta de diversas unidades alóctonas consecuencia de un evento tectónico neógeno producido por esfuerzos compresivos entre las placas africana y euroasiática.

La región de Kalaat Senan pertenece al Dominio Atlásico. Durante el Cretácico Superior, este sector estuvo formado por un complejo mosaico de cuencas y altos separados por grandes fallas;

el más importante de estos altos sería el de Kasserine. La sección de Oued Assila formó parte de un dominio subsidente hacia el norte y noroeste del alto de Kasserine, que acumuló grandes espesores de materiales sintectónicos. Litológicamente, los materiales del Cretácico Superior de esta área están formados predominantemente por margas (desde el Turoniense superior al Campaniense inferior); posteriormente comenzó una sedimentación predominantemente carbonatada, con la formación de dos gruesos bancos de calizas; y hacia la mitad del Maastrichtiense se reanudaría el depósito de margas que continuó, al menos, hasta el límite K/Pg (Robaszynski et al., 2000).

Contexto paleoambiental: Oued Assila se encontraba a unos 15° de latitud en el margen sur del Tetis, en una cuenca subsidente de ambiente de plataforma externa (fig. 2.8) y condiciones marinas abiertas con sedimentación pelágica. Algunos autores consideran que el alto de Kasserine llegó a formar una isla (Li et al., 2000; Robaszynski et al., 2000; Bey et al., 2012), constituyendo su erosión uno de los aportes principales de sedimentos siliciclásticos hacia la cuenca (Sprong et al., 2013). Por el contrario, Jarvis et al. (2002) proponen que este alto podría no haber llegado a emerger completamente, si bien constituiría un ambiente más somero que el resto de la plataforma adyacente.

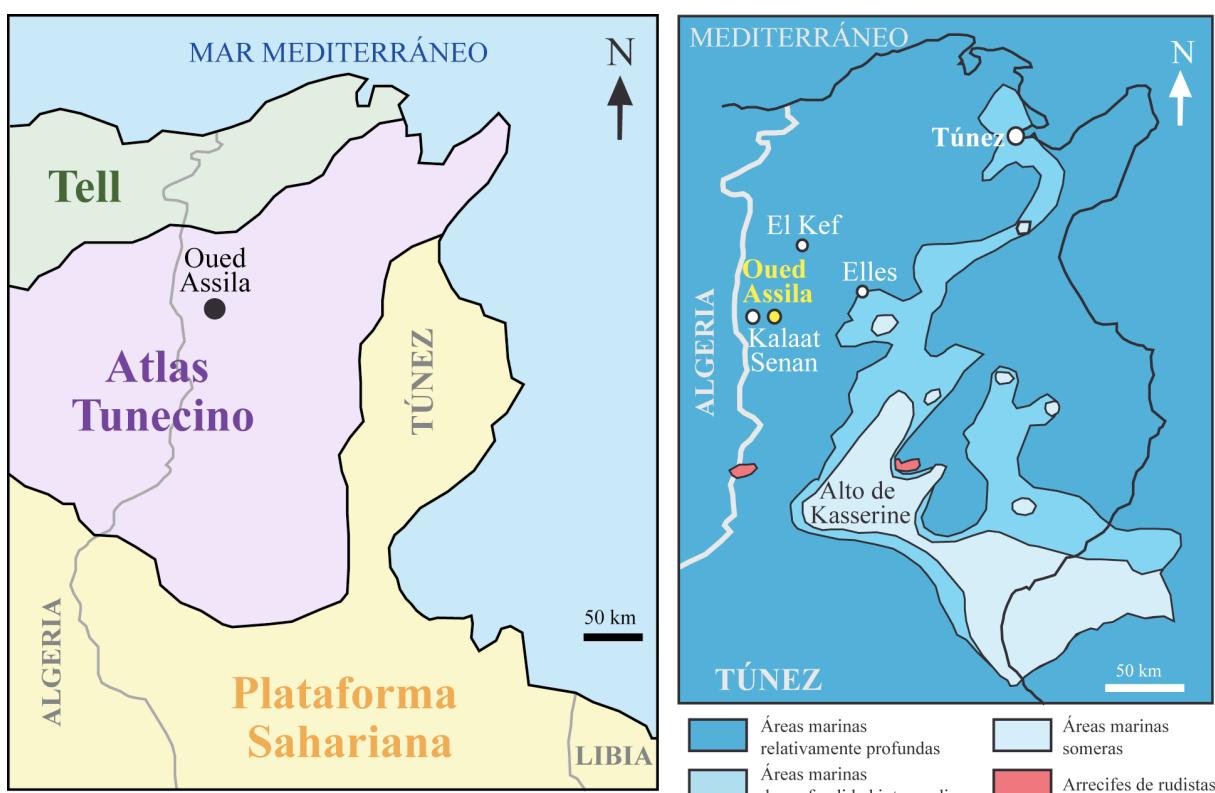


Figura 2.8. Dominios geológicos de Túnez a la izquierda, figura simplificada de Bouaziz, et al. (2002). A la derecha se muestra una reconstrucción paleogeográfica de Túnez para el Cretácico Superior, modificada de Jarvis et al. (2002).

Estratigrafía y contenido paleontológico: La principal revisión sobre la estratigrafía integrada de la región de Kalaat Senan fue realizada por Robaszynski et al. (2000). Además, cabe señalar otros trabajos más específicos del Cretácico Superior de esta región que versan sobre mineralogía (Sdiri et al., 2010), geoquímica (Jarvis et al., 2002; Mabrouk et al., 2006), cicloestratigrafía (Hennebert et al., 2009; Hennebert, 2012) o sobre diferentes aspectos estratigráficos (Li et al., 1999, 2000; Robaszynski y Mzoughi, 2010; Bey et al., 2012). La importancia del noroeste tunecino en cronoestratigrafía viene dada por la abundancia de publicaciones sobre el límite Cretácico/Paleógeno, ya que cerca de la vecina ciudad de El Kef se definió el estratotipo oficial del límite Cretácico/Paleógeno (p. ej. Keller, 1988; Bensalem, 2002; Molina et al., 2006). También hay cierto número de publicaciones donde se estudia el límite K/Pg en otras secciones cercanas, como por ejemplo los cortes de Aïn Settara (Dupuis et al., 2001) o Elles. Esta última localidad ha sido propuesta para albergar un nuevo estratotipo, o al menos paraestratotipo del límite K/Pg, ya que es completa alrededor del límite, está mejor expuesta y es más expandida (Zaghbib-Turki et al., 2001).

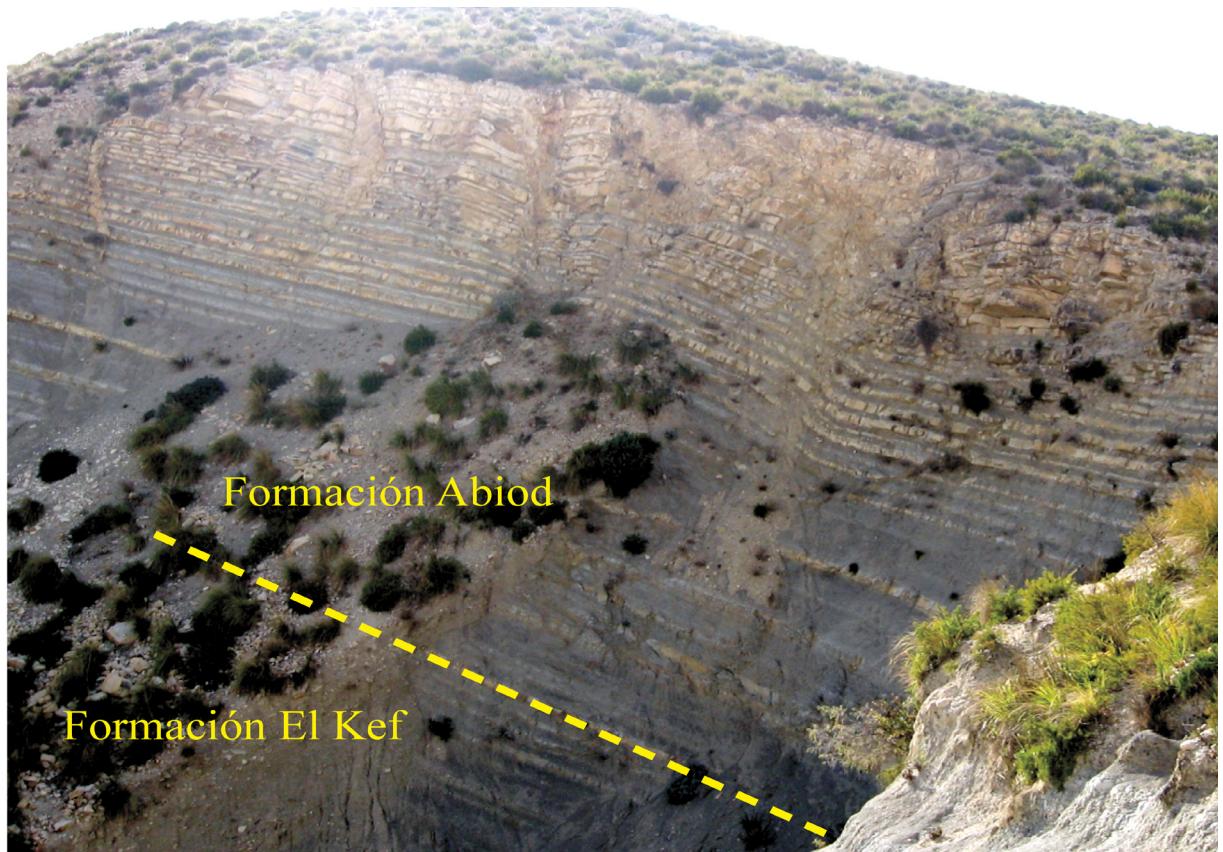
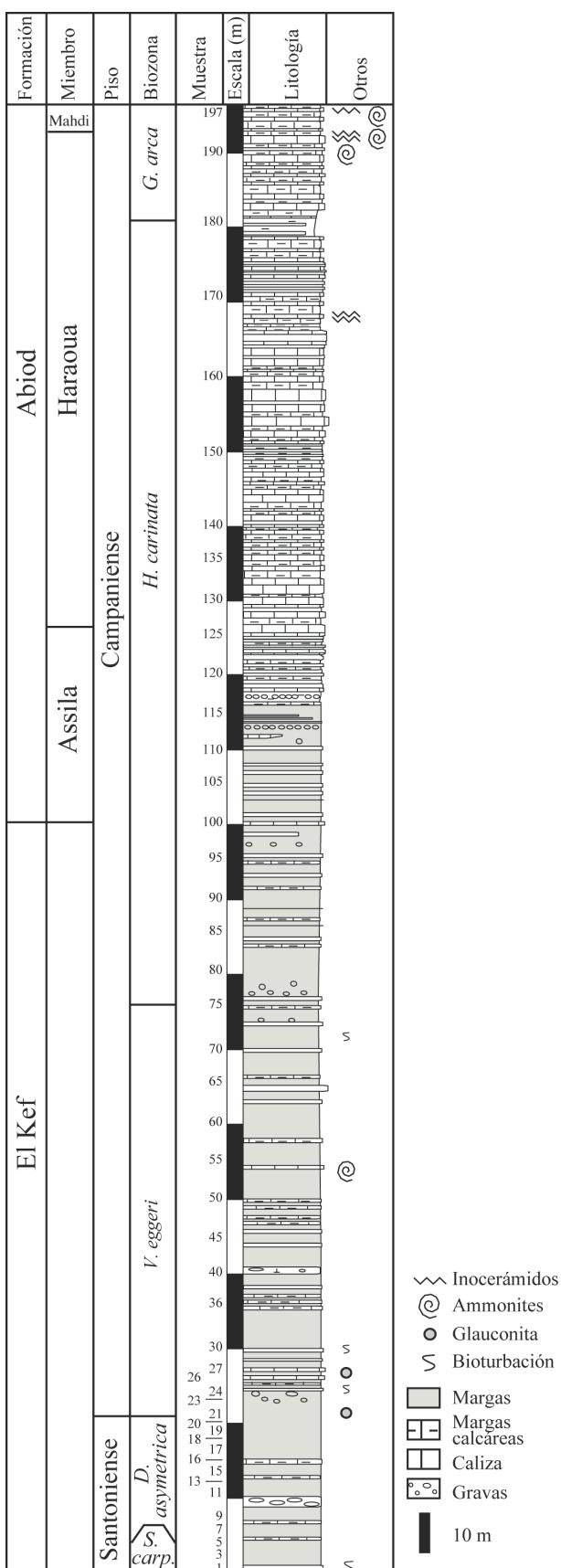


Figura 2.9. Vista del barranco donde aflora la sección de Oued Assila donde se señala el tránsito entre las formaciones El Kef y Abiod.

El corte de Oued Assila está constituido por dos formaciones bien expuestas denominadas El Kef y Abiod (fig. 2.9, 2.10). La Formación El Kef, definida por Fournié (1978), tiene un espesor en la región de unos 1200 m (Robaszynski et al., 2000) y una edad Turoniense inferior-Campaniense inferior. La componen facies margosas con pocas calizas o calizas arcillosas intercaladas. En Oued Assila aflora la parte superior, que consiste en unos 100 m de margas grises azuladas con algunas intercalaciones de calizas, margas calcáreas, gravas y algunos horizontes ricos en glauconita. La Formación Abiod, definida por Burollet et al. (1954), está formada por calizas blanquecinas reconocibles fácilmente en el campo por el color y los relieves que forman.



En Oued Assila esta formación constituye los 97 m superiores de la serie y se reconocen 3 miembros, que de base a techo son los siguientes: (1) Miembro Assila: calizas blanco-amarillentas en bandas decimétricas, separadas por margas grises, algo bioturbadas, cuyo espesor disminuye hacia la parte alta de la sección (desde 1 metro en su base hasta centímetros a techo); (2) Miembro Haraoua: calizas blancas de grano fino en bancos métricos a decimétricos, separados por capas de margas grises decimétricas a centimétricas; y (3) Miembro Mahdi: alternancia de calizas blancas y margosas grises a amarillentas. La columna estratigráfica de esta sección se muestra en la figura 2.10.

En cuanto al contenido macropaleontológico se registran inocerámidos y ammonites y también pistas, sobre todo de *Zoophycos*. Los microfósiles consisten en nanofósiles calcáreos y foraminíferos; dominando los planctónicos sobre los bentónicos. Estos foraminíferos planctónicos son muy abundantes a lo largo de todo el intervalo, decreciendo tan solo su frecuencia hacia los últimos metros de la sección. Los especímenes de la Formación El Kef están muy bien preservados, sin embargo, los de la Formación Abiod presentan un grado de conservación moderada, acorde con el mayor contenido en carbonato de las rocas. Además, parte de las muestras de la parte superior de la sección han sido lavadas con ácido acético, lo que provoca algo de corrosión en la ornamentación.

Figura 2.10. Columna estratigráfica de la sección de Oued Assila donde también se ilustran las muestras estudiadas y la biozonación propuesta (modificada de Robaszynski et al., 2000). *S. carp.* = *S. carpatica*.

2.3. Sondeo de Shuqualak

Localización geográfica: El sondeo fue extraído al sur de Shuqualak, población del centro-este del estado de Mississippi (EE.UU.). Sus coordenadas geográficas son $32^{\circ} 58' 49''$ N, $80^{\circ} 34' 8''$ O. Se trajeron un total de 253 m, si bien en esta Tesis Doctoral se estudiaron los 175 m superiores.

Contexto geológico: Mississippi es un estado costero del Golfo de México, dicho golfo se formó por un episodio de *rifting* durante la rotura de la Pangea, en el intervalo Triásico Superior-principios del Cretácico, causando la separación de las placas de América del Norte y del Sur (Galloway, 2008). A principios del Cretácico Superior se produjo una prolongación hacia el norte del Golfo de México (fig. 2.11) conocida como la Ensenada del Mississippi. Esta pequeña cuenca se formó cuando la zona atravesó el punto caliente volcánico de las Bermudas, coincidiendo con el “Evento Superpluma del Cretácico medio” (periodo de intenso magmatismo, donde los puntos calientes expulsaron enormes volúmenes de magma en todo el mundo). Este episodio finalizó con una fuerte subsidencia hace aproximadamente 90 Ma, que sumergió esta zona conformando la Ensenada del Mississippi (Morgan, 1983; Cox y Van Arsdale, 1997, 2002). Su relleno comenzó en el Cretácico Superior, superponiéndose estos sedimentos sobre el cráton paleozoico de facies de plataforma en el norte y sobre rocas del orógeno paleozoico de Ouachita y sobre estructuras mesozoicas anteriores al Cretácico Superior en el sur (Cox y Van Arsdale, 2002).

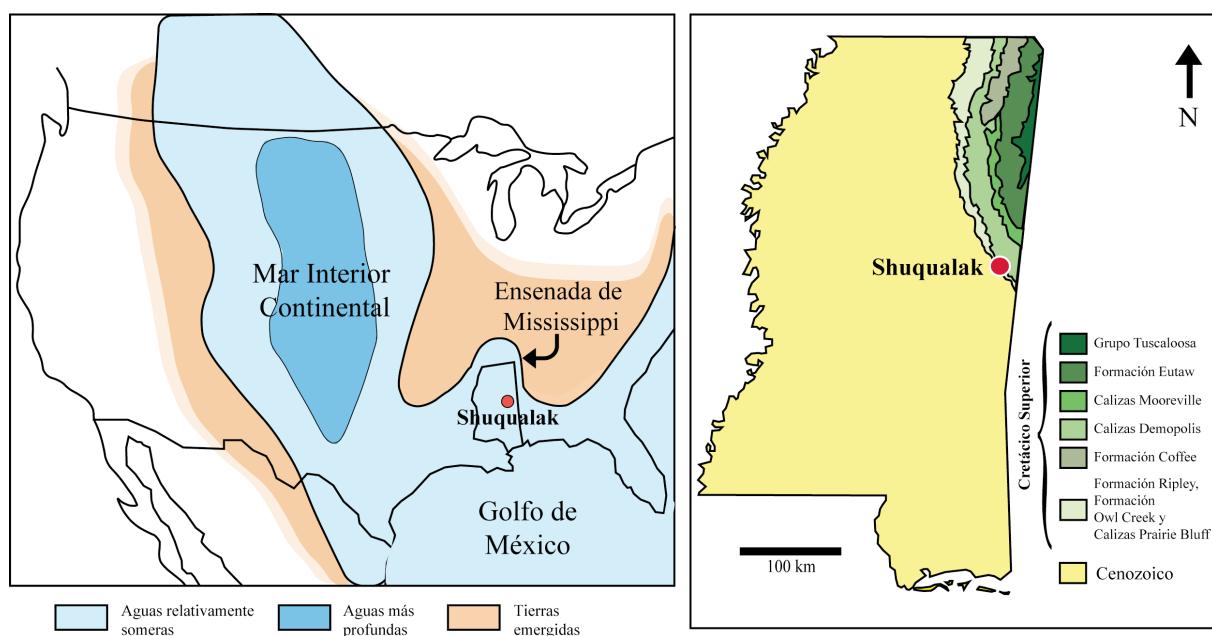


Figura 2.11. A la izquierda, reconstrucción paleogeográfica de Estados Unidos donde se muestra la Ensenada de Mississippi y la posición de la localidad donde se ha extraído el sondeo (modificado de He et al., 2005 y Coulson et al., 2011). A la derecha, mapa geológico del Estado de Mississippi donde se detalla la extensión de los afloramientos del Cretácico Superior y del Cenozoico, modificado de Liu (2009).

Contexto paleoambiental: Durante el Cretácico Superior Shuqualak estaba localizado a unos 35° de latitud, en el oeste del Tetis, aunque también con conexiones directas con el proto-Atlántico Norte, así como conectado con el Mar Interior Continental (“Western Interior seaway”) (fig. 2.11). Concretamente se situaba dentro de la ensenada del Mississippi, en un ambiente marino somero, con una profundidad estimada entre 35 y 90 m (según un trabajo de Puckett [1991] realizado en ostrácodos); y siempre por encima del nivel de base del oleaje en tormenta ya que no se han encontrado estructuras de alta energía en los sedimentos (Heydari, 2000). Regionalmente se registra una gran actividad volcánica: así el complejo volcánico-ígneos de Jackson (Mississippi) muestra una actividad datada entre los 79 y 69 Ma (Saunders y Harrelson, 1992) y también se ha reconocido la presencia de volcanes con gran actividad durante el Cretácico Superior en otros puntos del estado de Mississippi, v.

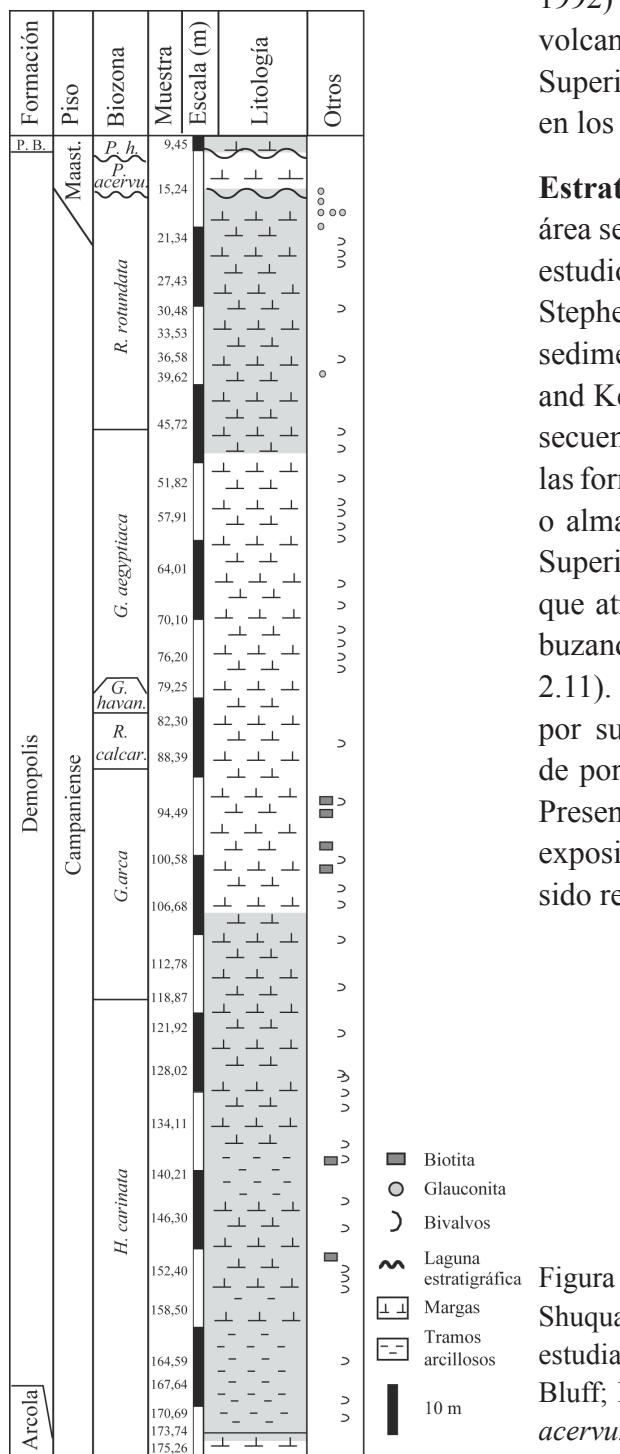


Figura 2.12. Columna estratigráfica del sondeo de Shuqualak donde también se ilustran las muestras estudiadas y la biozonación propuesta. P. B. = Prairie Bluff; Maast. = Maastrichtiense; *P. h.* = *P. hariaensis*; *P. acervu.* = *P. acervulinoides*; *G. havan.* = *G. havanensis*; *R. calcar.* = *R. calcarata*.

sido realizados en testigos.

Las rocas estudiadas en esta Tesis Doctoral pertenecen al llamado Grupo Selma, de edad Santoniense-Maastrichtiense, que está constituido por las Formaciones Mooreville, Demopolis, Ripley y Prairie Bluff (o Owl Creek, que es el tramo equivalente hacia el norte de la formación, de facies más detriticas) (Cushing et al., 1964). En Shuqualak, los 3,05 m de la base de la sección estudiada se corresponden con la parte más alta del miembro Arcola, el más moderno de la Formación Mooreville. Superpuesta a ésta se encuentra la Formación Demópolis, que en Shuqualak consta de 162,73 m, y sobre ésta, la Formación Prairie Bluff, de la que solamente contamos con 1,52 m. Los materiales estudiados son de color blanco o grisáceo (las tonalidades se ilustran en la columna, fig. 2.12), no sufrieron una diagenesis severa y contienen una importante proporción de arcilla, limo y arena (Bottjer, 1986) por lo que, aunque se las conoce por el nombre de cretas ("chalks"), el término marga es más apropiado (Heydari, 2001). La considerable presencia de siliciclásticos ha sido interpretada como una posible consecuencia del vulcanismo extensivo contemporáneo de áreas adyacentes (Heydari, 2000).

En cuanto al contenido fosilífero, aunque son frecuentes los restos de bivalvos, no se conoce registro de ammonites y belemnites (Mancini et al., 1996), por lo que la bioestratigrafía está basada en estudios de asociaciones de foraminíferos planctónicos y de ostrácodos (Puckett, 1994, 2005; Mancini et al., 1996). También son muy abundantes los nanofósiles calcáreos, los foraminíferos bentónicos y los restos de dientes de peces. La preservación de los especímenes de foraminíferos planctónicos es muy buena, aunque la diversidad de sus asociaciones es menor que en otras localidades analizadas en esta Tesis Doctoral (en concreto los especímenes de globotruncánidos no son demasiado comunes). Puckett (2005) ya hizo referencia a este hecho achacándolo al ambiente deposicional poco profundo, sin embargo *Rugotruncana calcarata* no se ve afectada por este sesgo y se pueden precisar los límites de la biozona homónima con exactitud.

2.4. Sección de Zumaia

Localización geográfica: La sección costera de Zumaia se localiza en la provincia de Gipuzkoa (País Vasco). Sus coordenadas geográficas son 43° 17' 56" N, 2° 16' 04" O. Los afloramientos se producen en los acantilados próximos a la Punta Aitzgorri, cerca del pueblo de Zumaia y al suroeste de la playa de Itzurun (fig. 2.13).

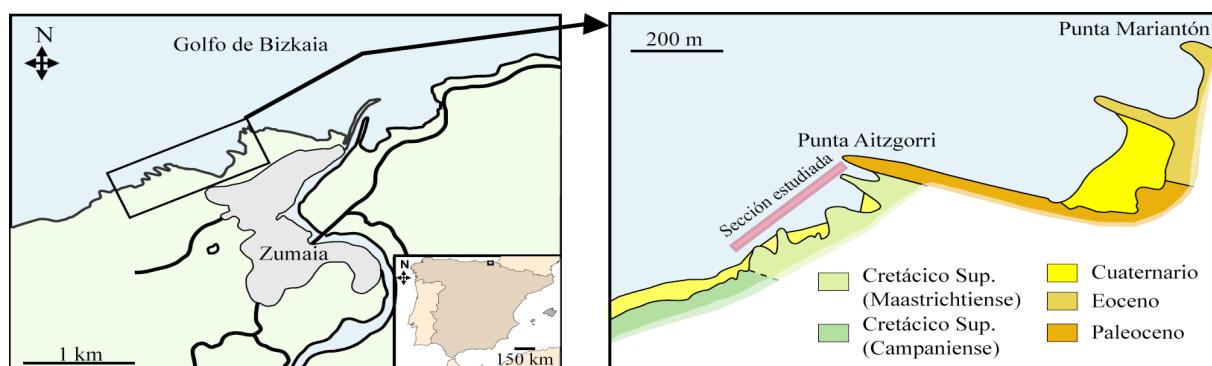


Figura 2.13. Mapa geográfico de Zumaia a la izquierda, así como su posición en la Península Ibérica. A la derecha se muestra un esquema geológico de la zona.

Contexto geológico: Esta sección pertenece al Arco Vasco de la Cuenca Vasco-Cantábrica (ver descripción de esta cuenca en el apartado 2.1 y localización de Zumaia dentro de ella en la figura 2.3). Se trata de la zona de mayor complejidad estructural de la Cuenca Vasco-Cantábrica, con registro de magmatismo cretácico (Castañares et al., 2001) y algo de metamorfismo, sobre todo térmico (Cuevas y Tubía, 1999). Este dominio está compuesto por cuencas más pequeñas en las que se mantuvieron condiciones marinas profundas (Vera, 2004) debido a una subsidencia tectónica considerable. Dicha subsidencia favoreció la acumulación de potentes sucesiones de sedimentos marinos pelágicos y turbiditas en el llamado “surco flysch” (Martín-Chivelet et al., 2002).

La sección se localiza en el sinclinalio de Bilbao, donde la sedimentación se mantuvo continua desde el Aptiense hasta el Eoceno, cuando ocurrió una fase de reactivación tectónica en la que los continentes africano y europeo colisionaron y la pila sedimentaria fue plegada y fallada (Plaziat, 1981).

Contexto paleoambiental: La cuenca Vasco-Cantábrica fue una estrecha bahía abierta hacia el Atlántico Norte por el oeste (fig. 2.14), situada a una paleolatitud de unos 30-35° N y con una profundidad estimada que variaría entre 800 y 4000 m (Pujalte et al., 1998). El intervalo estudiado en esta Tesis Doctoral consiste en facies calcáreo-pelíticas depositadas en un ambiente pelágico o hemipelágico (Mathey, 1982) a una profundidad de entre 800-1500 m (Schwentke and Kuhnt, 1992).

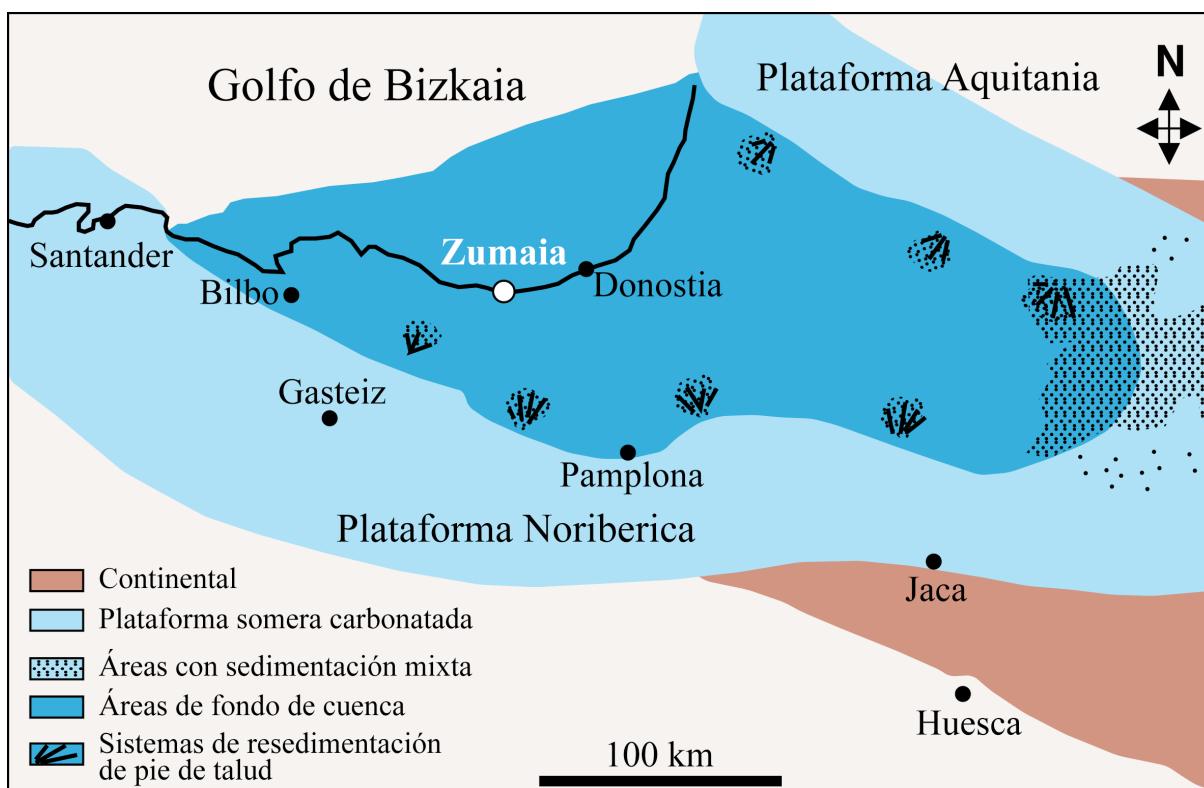


Figura 2.14. Mapa paleogeográfico de Zumaia en el límite Cretácico/Paleógeno, modificado de Baceta et al. (2005).

Estratigrafía y contenido paleontológico: El Maastrichtiense de Zumaia presenta una soberbia exposición y continuidad, además de una alta tasa de sedimentación (Ward, 1988). Estas cualidades hacen que sea una sección muy valorada y en ella se han llevado a cabo un considerable número de estudios relacionados con diferentes aspectos estratigráficos (p. ej. Gómez de Llerena, 1954, 1956; Mount y Ward, 1986; Mount et al., 1986; Wiedmann, 1988; Pujalte et al., 1995, 2000; Baceta et al., 2004, 2005; Paul y Lamolda, 2007; Odin, 2010; Pérez-Rodríguez et al., 2012). Se localizan pocas fallas a lo largo de la sección que son fácilmente reconocibles y no dificultan el muestreo. Cabe destacar el marcado control orbital que muestra la estratificación (ten Kate y Sprenger, 1993; Batenburg et al., 2012). El intervalo objeto de estudio está comprendido por 190,4 m de margas y calizas hemipelágicas con finas capas turbidíticas distales. Dicho intervalo pertenece a la Formación Zumaia-Algorri, definida por Mathey en 1982, y se corresponde con las unidades 2 a 12 de Wiedmann (1988) (fig. 2.15), representando la mayor parte del Maastrichtiense. La figura 2.16 muestra la columna estratigráfica estudiada.

En esta sección los macrofósiles más comunes son los ammonites e inocerámidos (Wiedmann, 1986; Ward et al., 1991; MacLeod y Orr, 1993; Ward y Kennedy, 1993). En cuanto a la micropaleontología se encuentran abundantes foraminíferos planctónicos (Herm, 1965; Lamolda, 1983; Arz y Molina, 2002) y nanofósiles calcáreos (Burnett et al., 1992a; Lamolda y Gorostidi, 1994). Los foraminíferos planctónicos de Zumaia están moderadamente preservados en la mitad superior de la sección y de mal a moderadamente preservados en la mitad inferior (de 2,9 m hasta el techo de la Unidad 6 de Wiedmann [1988]), dificultando ligeramente la identificación taxonómica de los ejemplares.



Figura 2.15. Panorámica de la sección Maastrichtiense de Zumaia donde se observan las unidades litoestratigráficas de Wiedmann (1988) y la extensión de los muestreos micropaleontológico (barra inferior gris) y magnetoestratigráfico (barras marillas).

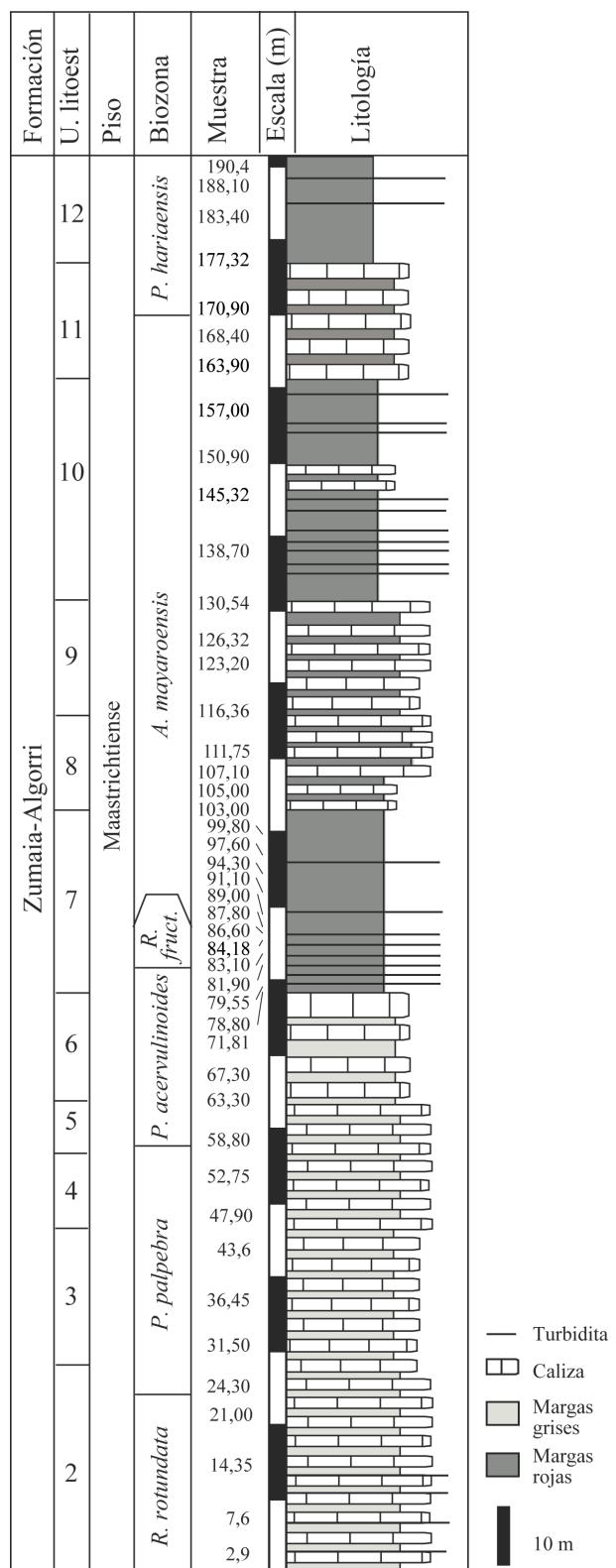


Figura 2.16. Columna estratigráfica de la sección de Zumaia donde también se ilustran las muestras estudiadas y la biozonación propuesta. Los macrofósiles no se han indicado en la columna por ser muy comunes a lo largo de la sección. *R. fruct.* = *R. fructicosa*.

3. Taxonomía

La definición y aplicación del concepto de especie, tanto en Biología como en Paleontología, presenta ciertas dificultades y conlleva un debate filosófico y científico todavía no resuelto (p. ej. Simpson, 1951; Donoghue, 1985; Mayr, 1996; de Queiroz, 2007; Georgescu y Huber, 2007). La división específica en foraminíferos planctónicos del Cretácico se basa principalmente en caracteres morfológicos (aunque también filogenéticos, estratigráficos y, cada vez más, morfoestadísticos) y presupone un profundo estudio de las características de los taxones que no está exento de cierta subjetividad.

No es uno de los objetivos de esta Tesis Doctoral realizar una exhaustiva revisión taxonómica de las especies, ya que esto se ha realizado en otras Tesis (p. ej. Linares, 1977; Arz, 1996). Más bien se ha partido de estos trabajos y se ha llevado a cabo una puesta al día donde se ofrecen descripciones originales, tanto de los géneros como de las especies, y se discuten los trabajos más recientes. La Taxonomía es la base sobre la que se sustentan todos los resultados posteriores de esta Tesis, tanto bioestratigráficos como paleoambientales, por lo que es preciso ser riguroso en las identificaciones y aclarar cual es la interpretación dada a cada una de las especies estudiadas.

En este capítulo se describen todos los taxones identificados en las localidades de Olazagutía, Oued Assila, Shuqualak y Zumaia, de edades comprendidas entre el Coniaciense superior y el Maastrichtiense final. En el apartado 3.1 se introduce una relación de los taxones descritos ordenados en categorías supragénéricas según Loeblich y Tappan (1987). En el apartado 3.2 se organizan las especies a nivel genérico y por orden alfabético, con el objetivo de agilizar su búsqueda; cabe aclarar que se ha evitado el uso de la categoría subespecie, ya que se considera que complica innecesariamente la clasificación de los taxones. En este apartado se describen y discuten todos los géneros y especies de foraminíferos planctónicos identificados. Para cada una de las especies se incluyen imágenes del holotipo (o en su defecto del lectotipo, neotipo u otro material tipo figurado) y se indica la procedencia de las mismas a pie de figura. Además, se citan las sinonimias que han podido ser contrastadas, se incluye una descripción y una discusión donde se hace hincapié sobre las características distintivas del género o especie descritas, y se exponen las principales diferencias con taxones cercanos. Se menciona también la distribución estratigráfica que presenta el taxón en nuestros materiales, y por último se indica la localidad de la que procede el material tipo. Las descripciones se completan con las láminas, situadas al final de este capítulo, donde se ilustran ejemplares de todas las especies descritas fotografiados con un microscopio electrónico de barrido.

Para las identificaciones de los taxones, se han utilizado principalmente los trabajos de Robaszynski et al. (1979, 1984), Caron (1985), y Nederbragt (1991). Siempre contrastando las descripciones de los atlas con el material tipo ilustrado en el Catalogue of Foraminifera de Ellis y Messina (1940) y en la web del proyecto Chronos. El “Catalogue of Foraminifera” (Ellis y Messina, 1940) es una obra impresa, aunque también Micropaleontology Press mantiene una página web con dirección <http://www.micropress.org/>, que recopila las ilustraciones y descripciones originales de los taxones y a la que se accede mediante suscripción. El proyecto Chronos (<http://>

www.chronos.org/es) es una página web desarrollada por el Grupo de Trabajo de Foraminíferos Planctónicos del Mesozoico, formado por varios especialistas en foraminíferos planctónicos de varios países coordinados por el Dr. Brian Huber, del Smithsonian National Museum of Natural History de Washington. El objetivo de este proyecto es estabilizar los conceptos taxonómicos de los foraminíferos planctónicos del Mesozoico para facilitar las identificaciones a las comunidades que trabajan con foraminíferos y en paleoceanografía. En esta página web se encuentran la mayoría del material tipo fotografiado con un microscopio electrónico de barrido, así como las descripciones originales, posteriores enmiendas y diversas fotografías aportadas por los diferentes miembros de este Grupo de Trabajo que ponen de manifiesto la variabilidad intraespecífica de los taxones. Considero estas dos fuentes de información importantes puntos de referencia taxonómica para cualquier investigador de este campo.

En cuanto a las últimas tendencias metodológicas, caben destacar los métodos morfométricos en los que se tratan estadísticamente datos obtenidos mediante medidas de la concha que permiten llegar a conclusiones taxonómicas o sistemáticas (p. ej. Georgescu et al., 2008; Arz et al., 2010). Además, el estudio de la pared del foraminífero, facilitado por el uso del microscopio electrónico de barrido, se utiliza cada vez más como herramienta para realizar estudios evolutivos y sistemáticos (p. ej. Georgescu, 2010). Considero que utilizar estas nuevas herramientas es imprescindible para avanzar en el conocimiento de la sistemática de este grupo de microfósiles; sin embargo creo que hay que tener cierta prudencia a la hora de definir nuevos géneros y especies y que debería prevalecer cierto sentido práctico para no complicar en exceso las identificaciones taxonómicas. Así por ejemplo, creo que es especialmente útil definir nuevas especies que se encuentren en diferentes cuencas y que presenten cierta permanencia en el tiempo, ya que estas cualidades dotarían a estos nuevos taxones de potencial bioestratigráfico.

En mi opinión, todavía queda mucho trabajo taxonómico por hacer en cuanto a los foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior se refiere, y un esfuerzo dirigido en este sentido podría suponer una mejora en cuanto a sus aplicaciones bioestratigráficas (que conllevaría a una obtención de escalas de mayor resolución) y a su uso como herramienta paleoambiental, paleogeográfica y paleoceanográfica.

3.1. Clasificación supragenérica de las especies

A continuación se presenta el listado de los taxones descritos en categorías supragenéricas según Loeblich y Tappan (1987):

Orden Foraminiferida Eichwald, 1830

Suborden Globigerinina Delage y Hérouard, 1896

Superfamilia Heterohelicacea Cushman, 1927

Familia Guembelitiidae Montanaro Gallitelli, 1957

Género *Guembelitria* Cushman, 1933

Guembelitria blowi Arz, Arenillas y Náñez, 2010

Guembelitria cretacea Cushman, 1933

Guembelitria dammula Voloshina, 1961

Familia Heterohelicidae Cushman, 1927

Subfamilia Heterohelicinae Cushman, 1927

Género *Laeviheterohelix* Nederbragt, 1991

Laeviheterohelix dentata (Stenestad, 1968)

Laeviheterohelix glabrans (Cushman, 1938)

Laeviheterohelix pulchra (Brotzen, 1936)

Laeviheterohelix turgida Nederbragt, 1991

Género *Heterohelix* Ehrenberg, 1843

Heterohelix carinata (Cushman, 1938)

Heterohelix globulosa (Ehrenberg, 1840)

Heterohelix labellosa Nederbragt, 1991

Heterohelix navarroensis Loeblich, 1951

Heterohelix papula (Belford, 1960)

Heterohelix planata (Cushman, 1938)

Heterohelix punctulata (Cushman, 1938)

Heterohelix sphenoides Masters, 1976

Género *Planoglobulina* Cushman, 1927

Planoglobulina acervulinoides (Egger, 1899)

Planoglobulina carseyae (Plummer, 1931)

Planoglobulina manuelensis (Martin, 1972)

Planoglobulina multicamerata (de Klasz, 1953)

Planoglobulina riograndensis (Martin, 1972)

Género *Pseudotextularia* Rzehak, 1891

Pseudotextularia elegans (Rzehak, 1891)

Pseudotextularia intermedia de Klasz, 1953

Pseudotextularia nuttalli (Voorwijk, 1937)

Género *Racemiguembelina* Montanaro Gallitelli, 1957

Racemiguembelina fructicosa (Egger, 1899)

Racemiguembelina powelli Smith y Pessagno, 1973

Género *Ventilabrella* Cushman, 1928

Ventilabrella eggeri Cushman, 1928

Subfamilia Gublerininae Aliyulla, 1977

Género *Gublerina* Kikoine, 1948

Gublerina acuta de Klasz, 1953

Gublerina cuvillieri Kikoine, 1948

Género *Sigalia* Reiss, 1957

Sigalia carpatica Salaj y Samuel, 1963

Sigalia deflaensis (Sigal, 1952)

Sigalia rugocostata Nederbragt, 1991

Subfamilia Pseudoguembelininae Aliyulla, 1977

Género *Pseudoguembelina* Brönniman y Brown, 1953

Pseudoguembelina costellifera Masters, 1976

Pseudoguembelina costulata (Cushman, 1938)

Pseudoguembelina excolata (Cushman, 1926)

Pseudoguembelina hariaensis Nederbragt, 1991

Pseudoguembelina kempensis Esker, 1968

Pseudoguembelina palpebra Brönnimann y Brown, 1953

Superfamilia Planomalinae Bolli et al., 1957

Familia Globigerinelloididae Longoria, 1974

Subfamilia Globigerinelloidinae Longoria 1974

Género *Globigerinelloides* Cushman y ten Dam, 1948

Globigerinelloides alvarezi Eternod Olvera (1959)

Globigerinelloides bentonensis (Morrow, 1934)

Globigerinelloides bollii (Pessagno, 1967)

Globigerinelloides caseyi (Bolli et al. 1957)

Globigerinelloides multispina (Lalicker, 1948)

Globigerinelloides praevolutus Petters, 1977

Globigerinelloides prairiehillensis (Pessagno, 1967)

Globigerinelloides rosebudensis (Smith y Pessagno, 1973)

Globigerinelloides subcarinatus (Bönnimann, 1952)

Globigerinelloides ultramicra (Subbotina, 1949)

Globigerinelloides volutus (White, 1929)

Globigerinelloides yaucoensis (Pessagno, 1960)

Familia Schackoinidae Pokorný, 1958

Género *Schackoina* Thalmann, 1932

Schackoina multispinata (Cushman y Wickenden, 1930)

Superfamilia Rotaliporacea Sigal, 1958

Familia Hedbergellidae Loeblich y Tappan, 1961

Subfamilia Hedbergellinae Loeblich y Tappan, 1961

Género *Costellagerina* Petters et al., 1983

Costellagerina bulbosa (Belford, 1960)

Costellagerina pilula (Belford, 1960)

Género *Hedbergella* Brönnimann y Brown, 1958

Hedbergella atlantica Petters, 1977

Hedbergella delrioensis (Carsey, 1926)

Hedbergella flandrini Porthault, 1970

Hedbergella holmdelensis Olsson, 1964

Hedbergella monmouihensis (Olsson, 1960)

Hedbergella planispira (Tappan, 1940)

Hedbergella simplex (Morrow, 1934)

Género *Whiteinella* Pessagno, 1967

Whiteinella aprica Loeblich y Tappan, 1961

Whiteinella archaeocretacea Pessagno, 1967

Whiteinella baltica Douglas y Rankin, 1969

Whiteinella brittonensis (Loeblich y Tappan, 1961)

Whiteinella inornata (Bolli, 1957)

Whiteinella paradubia (Sigal, 1952)

Superfamilia Globotruncanacea, Brotzen 1942

Familia Globotruncanidae Brotzen, 1942

Subfamilia Globotruncaninae Brotzen, 1942

Género *Contusotruncana*, Korchagin 1982

Contusotruncana contusa (Cushman, 1926)

Contusotruncana fornicata (Plummer, 1931)

Contusotruncana morozovae (Vasilenko), 1961

Contusotruncana patelliformis (Gandolfi, 1955)

Contusotruncana plicata (White, 1929)

Contusotruncana plummertae (Gandolfi, 1955)

Contusotruncana walfischensis (Todd, 1970)

Género *Dicarinella* Porthault, 1970*

Dicarinella asymetrica (Sigal, 1952)

Dicarinella concavata (Brotzen, 1934)

Dicarinella primitiva (Dalbiez, 1955)

Género *Gansserina* Caron y González Donoso, Robaszynski y Wonders, 1984

Gansserina gansseri (Bolli, 1951)

Gansserina wiedenmayeri (Gandolfi, 1955)

Género *Globotruncana* Cushman, 1927

Globotruncana aegyptiaca Nakkady, 1950

Globotruncana arca (Cushman, 1926)

Globotruncana bulloides (Vogler, 1941)

Globotruncana falsostuarti Sigal, 1952

Globotruncana linneiana (d'Orbigny, 1839)

Globotruncana mariei Banner y Blow, 1960

Globotruncana orientalis El-Naggar, 1966

Globotruncana rosetta (Carsey, 1926)

Globotruncana subcircumnodifer Gandolfi, 1955

Globotruncana ventricosa White, 1929

Género *Globotruncanita* Reiss, 1957

Globotruncanita angulata (Tilev, 1951)

Globotruncanita atlantica (Caron, 1972)

Globotruncanita conica (White, 1929)

Globotruncanita dupeublei (Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders, 1984)

Globotruncanita elevata (Brotzen, 1934)

Globotruncanita fareedi (El-Naggar, 1966)

Globotruncanita insignis (Gandolfi, 1955)

Globotruncanita stuarti de Lapparent, 1918

Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez, 1955)

Género *Marginotruncana* Hofker, 1956

Marginotruncana coronata (Bolli, 1945)

Marginotruncana marginata (Reuss, 1845)

Marginotruncana paraconcavata Porthault, 1970

Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, 1967

Marginotruncana renzi (Gandolfi, 1942)

Marginotruncana scheneegansi (Sigal, 1952)

Marginotruncana sigali (Reichel, 1950)

Marginotruncana sinuosa Porthault, 1970

Marginotruncana tarfayensis (Lehman, 1963)

Marginotruncana undulata (Lehman, 1963)

Género *Radotruncana* El-Naggar, 1971

Radotruncana calcarata (Cushman, 1927)

Radotruncana subspinosa (Pessagno, 1960)

Subfamilia *Globotruncanellinae* Maslakova, 1964

Género *Globotruncanella* Reiss, 1957

Globotruncanella havanensis (Voorwijk, 1937)

Globotruncanella minuta Caron y González Donoso, 1984

Globotruncanella petaloidea (Gandolfi, 1955)

Subfamilia *Abathomphalinae* Pessagno, 1967

Género *Abathomphalus* Bolli et al., 1957

Abathomphalus intermedius (Bolli, 1951)

Abathomphalus mayaroensis (Bolli, 1951)

Familia *Rugoglobigerinidae* Subbotina, 1959

Género *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967

Archaeoglobigerina blowi Pessagno, 1967

Archaeoglobigerina bosquensis Pessagno, 1967

Archaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny, 1840)

Género *Rugoglobigerina* Brönnimann, 1952

Rugoglobigerina hexacamerata Brönnimann, 1952

Rugoglobigerina macrocephala Brönnimann, 1952

Rugoglobigerina milamensis Smith y Pessagno, 1973

Rugoglobigerina pennyi Brönnimann, 1952

Rugoglobigerina rotundata Brönnimann, 1952

Rugoglobigerina rugosa (Plummer, 1926)

Rugoglobigerina scotti (Brönnimann, 1952)

Rugoglobigerina spinosa Masters, 1993

* Género de status incerto dentro de las categorías de mayor rango en la clasificación de Loeblich y Tappan (1987), justificada por no disponer de material tipo adecuado, sin embargo se puede adscribir a la familia Globotruncanidae tal y como hacen Caron (1985) y Caron y Spezzaferri (2006) y concretamente a la subfamilia Globotruncaninae, de acuerdo al trabajo de Neagu (2012).

3.2. Descripción de los géneros y especies de foraminíferos planctónicos

Género *Abathomphalus* Bolli et al., 1957

Especie tipo: *Globotruncana mayaroensis* Bolli, 1951.

1957. *Abathomphalus* Bolli, Loeblich y Tappan, p. 43.

Descripción: Concha trocoespiralada que presenta una altura de espira de moderada a muy baja, la pared es calcárea con pústulas orientadas meridionalmente en el lado umbilical y dispersas en el lado espiral. En vista umbilical se aprecia una abertura primaria extraumbilical-umbilical, con el ombligo ocupando de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo, y con un sistema umbilical formado por pórticos coalescentes que llegan a formar una tegilla con aberturas distales en individuos adultos. Suelen poseer 5 cámaras trapezoidales en la última vuelta de espira, separadas por suturas radiales y deprimidas. El lado espiral exhibe un contorno lobulado, las cámaras son de petaloideas a semilunares y crecen moderadamente lento. Las suturas son de deprimidas a algo elevadas y pustulosas. Lateralmente, este taxón es de biconvexo a cóncavo-convexo presentando dos carenas que suelen ser arrosariadas. La banda periférica está inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Este género se caracteriza por tener dos carenas (a diferencia de *Globotruncanella* Reiss), un sistema umbilical con aberturas distales (al menos en las formas adultas) y por la presencia de pústulas dispuestas meridionalmente en el lado umbilical. Se diferencia además de *Globotruncana* Cushman en tener las suturas umbilicales más deprimidas y radiales. Cabe destacar la revisión morfológica y filogenética que realiza Solakius (1983a) de este género, donde concluye que desciende de *Globotruncanella* Reiss por un aumento del tamaño de la concha y por presentar carenas más desarrolladas. Además define la especie *Abathomphalus salajensis* Solakius y la propone como ancestro de *A. intermedius* (Bolli).

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Abathomphalus intermedius (Bolli, 1951)

Lámina 1, figura 1

1951. *Globotruncana intermedia* Bolli, p. 197-198, lám. 35, figs. 7-9.

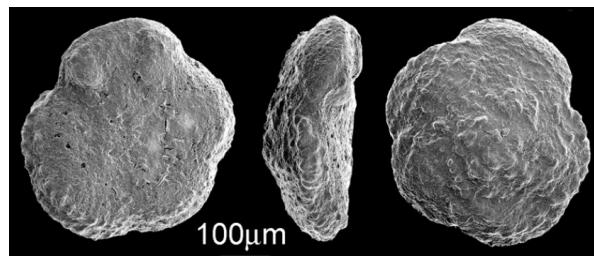
1955. *Globotruncana (Globotruncana) intermedia Bolli difformis* Gandolfi, p. 49, lám. 3, figs. 4-5.

1983a. *Abathomphalus salajensis* Solakius, p. 141-144, lám 1, figs. 1-3, 5; lám. 2, figs. 7-9; lám. 3, figs. 1-3, 10-12; lám. 4, figs. 6, 8-9.

1984. *Abathomphalus intermedius* (Bolli);

Robaszynski et al., p. 272, lám. 45, figs. 1-4;

lám. 46, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared macroperforada y con pústulas (dispuestas meridionalmente en el lado umbilical y dispersas en el lado espiral), el diámetro oscila entre 0,3 y 0,6 mm. En vista umbilical la abertura primaria es extraumbilical-umbilical, el ombligo ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo y el sistema umbilical está formado por pórticos coalescentes que pueden llegar a formar una tegilla en las últimas cámaras. Generalmente exhibe de 4,5 a 5,5 cámaras trapezoidales, en la última vuelta de espira, con suturas deprimidas y radiales.

En vista espiral el contorno es ligeramente lobulado, las cámaras tienen forma petaloidea y son algo infladas, y las suturas son deprimidas uniéndose con la sutura espiral en ángulos rectos.

En vista lateral la trocoespira es de baja a moderadamente elevada, exhibiendo un perfil algo asimétrico, de planoconvexo a ligeramente biconvexo. Presenta dos carenas paralelas, la ventral está peor desarrollada y en ocasiones solamente se presenta en las primeras cámaras de la última vuelta. La banda intercarenal se encuentra inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar pústulas dispuestas meridionalmente en el lado espiral y por tener dos carenas con diferente grado de desarrollo, inclinadas hacia el lado umbilical. Se diferencia de *G. havanensis* (Voorwijk) y de *Globotruncanella pschadæ* (Keller, 1946) en la presencia de dos carenas (al menos en las primeras cámaras de la última vuelta), en tener un perfil menos convexo y en la presencia de pústulas en el lado umbilical. De *A. mayaroensis* (Bolli) se diferencia en que las cámaras del lado espiral están más infladas, la banda intercarenal es más estrecha, presenta un perfil más convexo y la carena ventral está menos desarrollada. *A. intermedius* (Bolli) es una especie intermedia entre *G. pschadæ* (Keller) y *A. mayaroensis* (Bolli). Solakius (1983a) propuso la nueva especie *A. salajensis* Solakius, con algunos rasgos ligeramente primitivos (tamaño algo más pequeño y carenas débilmente arrosariadas), que considero sinónima de este especie.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en el sondeo de Shuqualak y en la sección de Zumaia de manera muy esporádica. En Zumaia se encuentra desde la base de la sección y en Shuqualak directamente sobre la laguna estratigráfica que afecta a los materiales en torno al límite Campaniense/Maastrichtiense). Su aparición se situaría pues hacia la parte alta de la Biozona de *R. rotundata*. Robaszynski et al. (1984) proponen que su dato de primer registro (DPR) se produce hacia la mitad de la Biozona de *G. gansseri*, edad compatible con la aquí propuesta.

El dato de último registro (DUR) en Zumaia se registra en la Biozona de *P. acervulinoides*, mientras que en Shuqualak se identifica en la Biozona de *P. hariaensis*. En la literatura también existe cierta discrepancia en cuanto al momento de su extinción, probablemente debido a su escasa abundancia. Así coincidiría con el límite Cretácico/Paleógeno según Robaszynski et al. (1984) o Arz et al. (1999), mientras que en www.chronos.org la sitúan dentro de la Biozona de *P. hariaensis* y Gradstein et al. (2012) en la parte superior de la Biozona de *A. mayaroensis*.

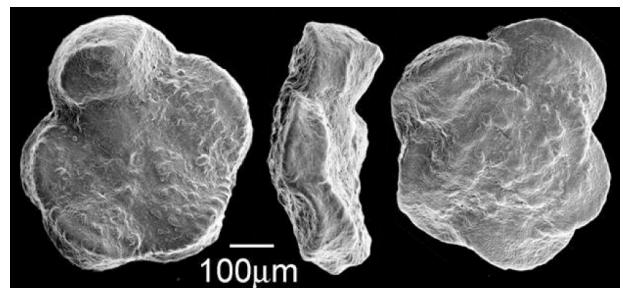
Localidad tipo: Carretera Guaracara-Tabaquite en la “Lantern Marl” en la isla de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

Abathomphalus mayaroensis (Bolli, 1951)

Lámina 1, figura 2

1951. *Globotruncana mayaroensis* Bolli, p. 198, lám. 35, figs. 10-12.

1984. *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli); Robaszynski et al., p. 274, lám. 45, fig. 5; lám. 46, figs. 5, 6, 9.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada, pared finamente perforada y con pústulas dispuestas meridionalmente en el lado umbilical y dispersas en el lado espiral. El tamaño de la concha oscila entre 0,4 y 1 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical. El ombligo ocupa aproximadamente 1/3 de la concha, el sistema umbilical está compuesto por pórticos que se unen desarrollando una tegilla con varias aberturas en los individuos más evolucionados. Posee de 4 a 6 cámaras, en la última vuelta de espira, siendo los individuos con 5 los más frecuentes. Dichas cámaras tienen una forma trapezoidal y se encuentran inclinadas hacia el ombligo. Las suturas son deprimidas y radiales.

El lado espiral presenta un contorno lobulado; las cámaras iniciales de la última vuelta de espira tienen forma semilunar, pasando a ser las siguientes petaloideas y algo infladas. Todas ellas crecen lentamente y están dispuestas algo oblicuas con respecto a sus contiguas. Las suturas son curvas, elevadas y pustulosas e inciden en la sutura espiral con un ángulo variable.

En vista lateral la trocoespira es muy baja, con el lado umbilical algo cóncavo y el lado espiral ligeramente convexo. Presenta dos carenas pustulosas e igualmente desarrolladas, separadas por una banda imperforada ancha ligeramente inclinada hacia el ombligo y que se ensancha en el medio de cada cámara.

Discusión: Esta especie tiene una vista umbilical difícil de confundir con otras especies, con pústulas dispuestas meridionalmente, suturas radiales y cámaras inclinadas hacia el ombligo. Se diferencia de *A. intermedius* (Bolli) en que presenta las dos carenas hasta el final de la última

vuelta y una vista lateral más plana, y de *G. linneinana* (d'Orbigny) en que su lado ventral presenta pústulas alineadas y carece de suturas elevadas y de reborde periumbilical.

Distribución estratigráfica: Especie presente de manera esporádica en Zumaia; en Shuqualak no está presente, probablemente debido a la naturaleza somera del ambiente deposicional. *A. mayaroensis* es registrado por primera vez en el Maastrichtiense superior de Zumaia después del cambio de polaridad magnética C31r/C31n, en la base de la biozona homónima, si bien se ha comprobado que es un bioevento diacrónico ya que también ha sido registrado en el crón C31r en el Hemisferio Sur (Huber y Watkins, 1992; Li y Keller, 1998). Estudios de alta resolución concluyen que la extinción de este taxón coincide con el límite Cretácico/Paleógeno en Zumaia (Arz et al., 1999), en el estratotipo de El Kef (Arenillas et al., 2000) y en Aïn Settara (Dupuis et al., 2001). Sin embargo no se ha podido identificar esta especie en los últimos centímetros del Maastrichtiense de Zumaia en este trabajo.

Localidad tipo: Guayaguayare, en el Condado de Mayaro, al sudeste de la isla de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

Género *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967

Especie tipo: *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, 1967.

1967. *Archaeoglobigerina* Pessagno, p. 315.

1984. *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967, enmend. Robaszynski et al., p. 275.

Descripción: Concha trocoespiralada con pústulas y rugosidades no alineadas. La abertura primaria es umbilical-extraumbilical, con un ombligo que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesorias distales y proximales. En vista umbilical el contorno es de lobulado a subcircular, presenta de 4 a 6 cámaras globulares en la última vuelta de espira, con suturas radiales y deprimidas en ambos lados. En vista lateral se aprecia en ocasiones banda imperforada que puede estar bordeada por dos hileras de pústulas.

Discusión: Se diferencia de *Hedbergella* Brönnimann y Brown por la presencia de tegilla y la ausencia de pórticos, de *Rugoglobigerina* Brönnimann por la ausencia de costillas meridionales, de *Rugotruncana* Brönnimann y Brown por que sus pústulas no están alineadas, de *Globotruncana* Cushman en la ausencia de carenas muy desarrolladas y de *Whiteinella* Pessagno porque la abertura primaria no suele proyectarse hacia la periferia y por que posee tegilla y generalmente banda periférica imperforada. Robaszynski et al. (1984) enmendaron este género para incluir los morfotipos que presentan la periferia fuertemente truncada y aquellos que presentan costillas sin orientar, considero que este género sí que puede llegar a desarrollar ambas características, si bien no frecuentemente. Huber (1994) realizó estudios de morfometría ontogénética de, entre otros, este género, donde reconoció 4 estadios ontogenéticos (prolocular, juvenil, neánico y adulto) que pueden ayudar a la identificación de taxones juveniles contenidos en fracciones del residuo más pequeñas, sin embargo en este trabajo se ha estudiado la fracción mayor de 100

micras por lo que no se suelen encontrar taxones juveniles. Por otra parte Georgescu (2005) revisó la sistemática de la familia Rugoglobigerinidae, donde este género está contenido, creando la subfamilia Archaeoglobigerininae para incluir los taxones en los que su ornamentación no se dispone meridionalmente, considero que la disposición de la ornamentación puede no ser criterio suficiente para erigir una nueva subfamilia por lo que no he adoptado su uso.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

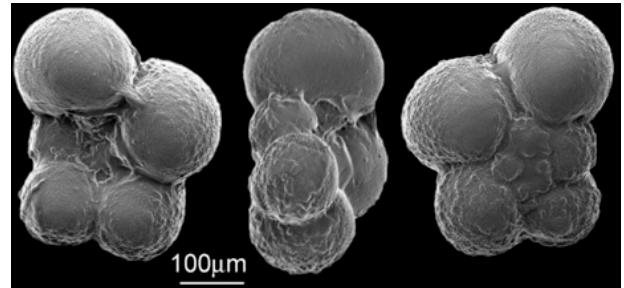
Archaeoglobigerina blowi Pessagno, 1967

Lámina 1, figura 3

1967. *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, p. 316, lám. 59, figs. 1-10; lám. 94, figs. 2-3.

1971. *Rugoglobigerina* (*Archaeoglobigerina*) *blowi* (Pessagno); El-Naggar, lám. 4, figs. a-c.

1984. *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno; Robaszynski et al., p. 276, lám. 47, fig. 1.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie rugosa y un tamaño que oscila entre 0,4 y 0,5 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical y un ombligo estrecho que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha. El sistema umbilical está compuesto por tegilla en ejemplares con buena preservación. Este taxón tiene de 4 a 5 cámaras globulares, en la última vuelta de espira, y suturas radiales y deprimidas.

El lado espiral exhibe un contorno lobulado con cámaras globulares que crecen rápidamente. Las suturas son radiales y deprimidas.

Lateralmente se observa que la trocoespira es baja y que la periferia axial de las cámaras es redondeada. En las primeras cámaras de la última vuelta se puede desarrollar vagamente una doble carena formada por un alineamiento de pústulas. En algunos ejemplares se observa también banda imperforada.

Discusión: Esta especie se caracteriza por el rápido crecimiento de sus cámaras; además se diferencia de *A. cretacea* (d'Orbigny) en tener un menor tamaño, menor número de cámaras y presentar un contorno más lobulado; de *A. bosquensis* Pessagno en su trocoespira más baja, menor número de cámaras y un ombligo mayor.

Distribución estratigráfica: Esta especie se identifica en las secciones de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia. Su DPR se identifica desde la Biozona de *S. carpatica* en Oued Assila, sin embargo su aparición ha sido situada por Robaszynski et al. (1984), aunque con cierto nivel de

incertidumbre, en la Biozona de *D. concavata*. Su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Taylor, en Tradinghouse Creek, Condado de McLennan, Texas (EEUU).

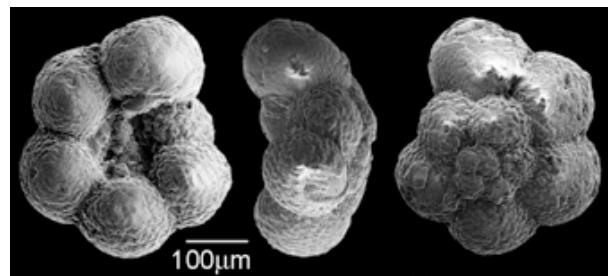
Archaeoglobigerina bosquensis Pessagno, 1967

Lámina 1, figura 4

1967. *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, p. 316-317.

1994. *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno; Huber, p. 41-43, lám 7, fig. 1-11.

2000. *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno; Petrizzo, fig. 14. 1.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada, la pared es rugosa y finamente perforada y el tamaño de su diámetro varía entre 0,4 y 0,7 mm.

La abertura primaria es umbilical-extraumbilical con un ombligo profundo que ocupa 1/3 del diámetro máximo, no se observa tegilla quizás debido a una mala preservación del material. Tiene de 5 a 6 cámaras globulares, en la última vuelta de espira, que se van inclinando hacia el ombligo según avanza el enrollamiento, las suturas son radiales y deprimidas.

El lado espiral exhibe un contorno de circular a lobulado, las cámaras son globulares y crecen moderadamente lento y las suturas radiales y deprimidas.

En vista lateral la trocoespira es relativamente alta con simetría plano-convexa, no se desarrollan ni carenas ni banda imperforada.

Discusión: Esta especie se diferencia de *A. blowi* Pessagno por crecer más lentamente y tener mayor número de cámaras en la última vuelta de espira; de *A. cretacea* (d'Orbigny) por su más alta trocoespira y por la ausencia de carenas así como de banda imperforada.

Distribución estratigráfica: Esta especie se encuentra en las secciones de Oued Assila y Shuqualak, concretamente desde la base de la Biozona de *S. carpatica* de Oued Assila, si bien Caron (1985) identifica este biohorizonte previamente, dentro de la Biozona de *D. concavata*. Su DUR se produce hacia la mitad de la Biozona de *R. rotundata* en Shuqualak, dicho biohorizonte parece ser algo tardío con respecto a los registrados por otros autores (final del Santoniense según Caron [1985] o Campaniense inferior según el proyecto Chronos). Esto puede ser debido a que es una especie que vivió muy superficialmente en la columna de agua (Huber, 1994), por lo que el ambiente somero de Shuqualak podría haberle sido especialmente favorable.

Localidad tipo: Lover's Leap, Condado de McLennan, Texas (EEUU).

Archaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny, 1840, sensu Banner y Blow 1960)

Lámina 1, figura 5

1840. *Globigerina cretacea* d'Orbigny, p. 34, lám. 3, figs. 12-14.

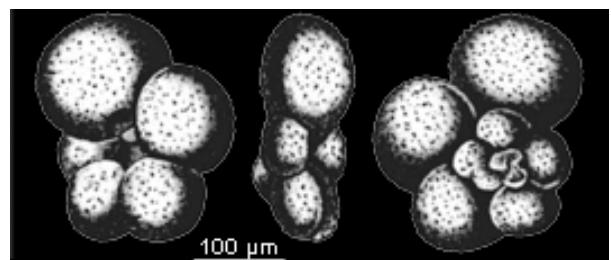
1936. *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, p. 177, lám. 12, fig. 3; lám. 13, fig. 3.

1960. Lectotipo: *Globotruncana cretacea* (d'Orbigny);

Banner y Blow, lám. 11, fig. 1.

1984. *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny);

Robaszynski et al., p. 278, lám. 48, figs. 3-6.



Material original figurado, obtenido del Catálogo de Ellis y Messina

Descripción: Concha trocoespiralada con pústulas sin disposición meridional, el tamaño de la concha varía entre 0,5 y 0,7 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical con un ombligo ancho y profundo que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha. El sistema umbilical está compuesto por tegilla con aberturas proximales y distales. Presenta de 5 a 6 cámaras globulares, en la última vuelta de espira, con suturas radiales y deprimidas.

En el lado espiral el contorno es de lobulado a subcircular, exhibiendo cámaras globulares que crecen moderadamente lento. Las suturas son de radiales a ligeramente curvas.

En vista lateral la trocoespira es baja y el perfil es biconvexo bastante simétrico. Presenta una banda imperforada ancha y generalmente dos filas de pústulas alineadas (a veces ausente en las últimas cámaras).

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar un buen desarrollo de la banda periférica imperforada y dos líneas de pústulas alineadas (que pueden no estar presentes en la última cámara). Además se diferencia de *A. blowi* Pessagno en tener un mayor número de cámaras y un contorno menos lobulado y de *A. bosquensis* Pessagno en tener una trocoespira más baja. Comúnmente se asignan a esta especie los morfotipos similares al lectotipo designado e ilustrado por Banner y Blow (1960), ya que la figuración original presenta ciertas diferencias con el lectotipo (no se distinguen estructuras periféricas, tales como carenas o banda periférica imperforada, y las cámaras en vista lateral parecen algo más comprimidas lateralmente que en el lectotipo); en esta Tesis Doctoral hemos seguido esta práctica.

Distribución estratigráfica: Esta especie se encuentra en todos los cortes estudiados, por lo que su primera aparición se situaría anterior al Coniaciense superior, hacia la mitad del Conaciense según Robaszynski et al. (1984) o en el Turoniense según el proyecto Chronos. Su DUR se registra en Zumaia en la parte superior de la Biozona de *A. mayaroensis*.

Localidad tipo: No se ha designado, las localidades dadas por el autor son Saint Germain en la cuenca de París (Francia) e Inglaterra.

Género *Contusotruncana*, Korchagin 1982

Especie tipo: *Pulvinulina arca* var. *contusa* Cushman, 1926.

1982. *Contusotruncana* Korchagin, p. 119.

1984. *Rosita* Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders, p. 244.

Descripción: Concha trocoespiralada de pared calcárea y perforada (exceptuando las carenas, tegilla y banda periférica intercarenal). Abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo y con un sistema umbilical formado por pórticos imbricados dispuestos helicoidalmente. Las suturas en el lado umbilical normalmente son de curvas a radiales y elevadas o deprimidas. Tiene rebordes periumbilicales con variable desarrollo. El lado espiral posee un contorno de subcircular a lobulado o poligonal, las cámaras son globulares inicialmente, pasando después a ser alargadas con una superficie de plana a ondulada o inflada. Las suturas pueden ser de elevadas a deprimidas. En vista lateral la trocoespira es de moderada a muy elevada, presentando un perfil generalmente asimétrico. Las cámaras están provistas de dos carenas separadas por una banda intercarenal estrecha, en ocasiones la segunda carena no está desarrollada hasta la última cámara.

Discusión: Este género se caracteriza por el desarrollo de conchas espiroconvexas y cámaras con superficies alabeadas; además de por estas características, se diferencia de *Globotruncana* Cushman en la presencia de pórticos en vez de tegilla; de *Marginotruncana* Hofker en el desarrollo de cámaras globulares en las primeras vueltas de espira; de *Globotruncanita* Reiss en poseer una sola carena en lugar de dos y de *Gansserina* Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders por tener las cámaras en vista umbilical alargadas según el eje de enrollamiento. *Contusotruncana* Korchagin fue separado de *Globotruncana* Cushman por Korchagin (1982), por poseer un margen periférico muy estrecho con carenas poco espaciadas y cámaras que en su lado espiral suelen tener forma semilunar. Poco después, Caron et al. (1984) definieron el género *Rosita*, que se diferencia de *Globotruncana* Cushman por tener pórticos, y que prácticamente presentaba las mismas características que *Contusotruncana* Korchagin, por lo que en este trabajo se utiliza el término más antiguo.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Contusotruncana contusa (Cushman, 1926)

Lámina 1, figuras 6 y 7

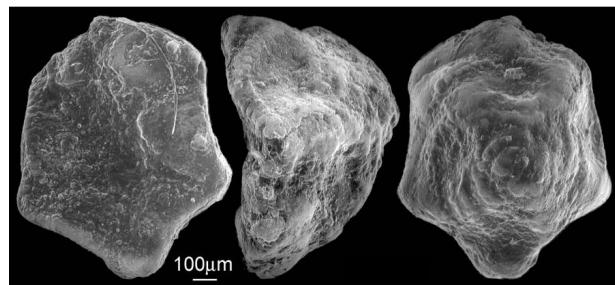
1926. *Pulvinulina arca* var. *contusa* Cushman, p. 23, lám. 62, fig. 6.

1962. *Globotruncana contusa* (Cushman) *galeoidis*; Herm, p. 74, lám. 1, figs. 3-4; lám. 9, figs. 7-14.

1966. *Globotruncana contusa* (Cushman) *contusa* (Cushman); El-Naggar, p. 90-93, lám. 7, figs. 2-3; lám. 11, fig. 1.

1984. *Rosita contusa* (Cushman); Robaszynski et al., p. 246, lám. 36, figs. 1-2; lám. 37, figs. 1-3.

1985. *Rosita contusa* (Cushman); Caron, p. 67, fig. 28. 2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada y ligeramente pustulosa en el lado umbilical y en las primeras cámaras del lado espiral. El diámetro de la concha varía entre 0,7 y 1,5 mm.

El lado umbilical se caracteriza por tener una abertura primaria umbilical con un ombligo relativamente ancho y profundo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo y con un sistema umbilical formado por pórticos imbricados dispuestos helicoidalmente. Generalmente presenta de 5 a 7 cámaras subtrapezoidales, en la última vuelta de espira, algo inclinadas hacia el ombligo. Las suturas son curvas a subradiales, ligeramente deprimidas y sin pústulas alineadas, con los rebordes periumbilicales pobemente desarrollados.

El lado espiral presenta un contorno de subcircular a poligonal, en los ejemplares que presentan la superficie más ondulante. Las cámaras crecen lentamente dispuestas en 4 a 5 vueltas de espira, las iniciales son globulares convirtiéndose después en alargadas en la dirección de enrollamiento y con superficie ondulada. Presenta las suturas curvas, elevadas y arrosariadas incidiendo en la sutura espiral con ángulo generalmente agudo.

En vista lateral el perfil es fuertemente asimétrico, con el lado espiral fuertemente convexo con forma cónica o piramidal y el lado umbilical plano o cóncavo. Las dos carenas están relativamente juntas y desarrolladas hasta el final de la última vuelta, aunque en ocasiones puede desaparecer una de ellas en la última cámara. La banda carenal está inclinada hacia el lado umbilical.

Discusión: Esta especie se caracteriza por tener la trocoespira más alta dentro de este género, un contorno muy alabeado y suturas marcadas. Se diferencia de *C. plicata* (White) en ser de mayor tamaño, presentar mayor número de cámaras (siendo éstas más alargadas en la dirección de enrollamiento) y un mayor número de vueltas de espira. De *C. patelliformis* (Gandolfi) se diferencia por exhibir un mayor número de cámaras más alabeadas, alargadas y de mayor tamaño. De *C. walfischensis* (Todd) en sus suturas elevadas y en presentar un perfil lateral diferente, pues *C. contusa* (Cushman) no tiene forma de domo.

El holotipo presenta la pared muy ondulada en el lado espiral (morfotipo similar al ilustrado en la lám. 1, fig. 6), si bien también se han considerado como *C. contusa* (Cushman) los ejemplares con una muy alta trocoespira pero con la superficie algo menos ondulada que la del holotipo. Estos ejemplares mostrarían un contorno algo más subredondeado y tendrían una morfología similar a *Globotruncana contusa* (Cushman) *galeoidis* Herm (lám. 1, fig. 7).

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en Zumaia, su DPR se produce en la parte superior de la Biozona de *P. palpebra* y su registro se extiende hasta el final del Maastrichtiense.

Localidad tipo: De 78 a 81 m. por encima de la base de la sección de Wadi El-Sharawna, 19 Km., al suroeste del Nilo en Esna, en la región de Esna, Egipto.

Contusotruncana fornicata (Plummer, 1931)

Lámina 1, figura 8

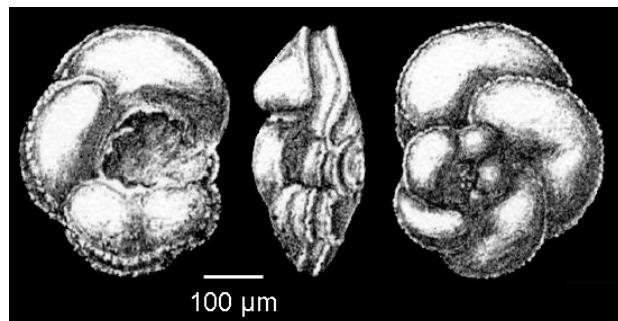
1931. *Globotruncana fornicata* Plummer, p. 130, lám. 13, fig. 4-6.

1962. *Globotruncana fornicata* Plummer *motaï*; Petri, p. 126, lám. 19, fig. 2.

1984. *Rosita fornicata* (Plummer); Robaszynski et al.,

p. 250, lám. 38, figs. 1-5.

1985. *Rosita fornicata* (Plummer); Caron, p. 67, fig. 28. 2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada, lisa o con algunas pústulas. El diámetro tiene una longitud aproximada de 0,4 a 0,5 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo. El sistema umbilical está compuesto por pórticos. Generalmente presenta de 4 a 5 cámaras en la última vuelta de espira, de forma arriñonada, alargadas en la dirección de enrollamiento. Las suturas son ligeramente deprimidas aunque con frecuencia se disciernen pústulas alineadas o rebordes suturales hacia el final de la vuelta; además están fuertemente curvadas en las últimas cámaras mientras que en las primeras son más deprimidas y radiales. Los rebordes periumbilicales son de tangenciales a oblicuos y están presentes en todas las cámaras, salvo en ocasiones en la última.

El lado espiral muestra un contorno generalmente subcircular. Las cámaras crecen rápidamente y tienen forma globular inicialmente y fuertemente alargada en la dirección de enrollamiento en la última vuelta, su superficie está suavemente alabeada. Las suturas son elevadas o débilmente deprimidas y arrosariadas, muy oblicuas y poco curvadas e inciden en la sutura espiral en ángulos de agudos a rectos.

En vista lateral la trocoespira es de baja a moderadamente elevada, con un perfil ligeramente asimétrico. Se identifican dos carenas igualmente desarrolladas salvo a veces en la última cámara, donde la carena umbilical puede ser menos aparente. Presenta una banda periférica imperforada de anchura variable.

Discusión: Esta especie de pequeño tamaño se caracteriza por sus cámaras con forma de media luna en el lado espiral y en su relativamente baja trocoespira; además se diferencia de *C. plummereae* (Gandolfi) en la ausencia de inflación de sus cámaras y de *M. sinuosa* Porthault en poseer una trocoespira algo más alta y por la presencia de cámaras globulares en las primeras vueltas.

Distribución estratigráfica: Su primera aparición no ha sido registrada en este trabajo ya que

se produce con anterioridad al Coniaciense superior (según Robaszynski et al. [1984] tiene lugar en la bizona de *D. concavata*), y el DUR se identifica en Zumaia en la parte inferior de la Biozona de *A. mayaroensis*.

Localidad tipo: En la orilla derecha del río Onion Creek, cerca del puente de Moore y Berrys Crossing, a 13,7 Km. en línea recta al sureste del Capitol en Austin, en el Condado de Travis, Texas (EEUU).

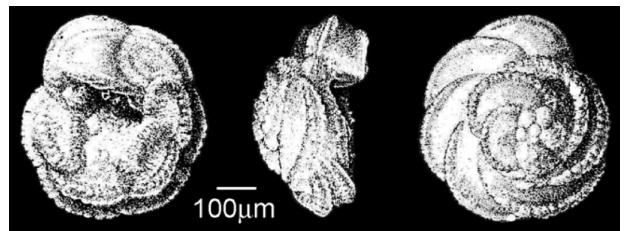
Contusotruncana morozovae (Vasilenko), 1961

Lámina 1, figura 9

1961. *Globotruncana morozovae* Vasilenko, p. 161-164, lám. 36, figs. 2-4.

1969. *Globotruncana morozovae* Vasilenko; Douglas, p. 169, lám. 7, figs. 4-5.

2000. *Globotruncana?* *morozovae* Vasilenko; Petrizzo, p. 496, lám. 17, figs. 4-6.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada y lisa, con algunas pústulas. El diámetro tiene una longitud aproximada de 0,4 a 0,55 mm.

La parte umbilical muestra una abertura primaria con el ombligo ocupando casi la mitad de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira presenta de 6 a 7 cámaras convexas, fuertemente inclinadas hacia el ombligo, sin casi crecimiento y separadas por suturas débilmente curvadas.

El lado espiral presenta un contorno subcircular débilmente lobulado. Las cámaras de la primera vuelta de espira son pequeñas y esféricas sin mostrar suturas, las siguientes son semicirculares y planas y están separadas por suturas elevadas y arrosariadas.

En vista lateral la concha es fuertemente asimétrica, con el lado espiral fuertemente convexo y el umbilical plano. Las dos carenas son anchas hasta la última cámara de la última vuelta, sin embargo, tanto las suturas como las carenas están menos arrosariadas hacia el final de esta última vuelta. La carena espiral es discontinua y la umbilical está completa, desde esta vista se aprecia claramente que la carena espiral sobresale del margen periférico como una cornisa. La banda intercarenal es ancha y cóncava y se vuelve aún más ancha hacia el final de la vuelta de espira.

Discusión: Esta especie tiene una morfología intermedia entre *C. fornicata* (Plummer) y *C. patelliformis* (Gandolfi), si bien se diferencia de la primera en tener mayor número de cámaras en la última vuelta de espira, siendo la última cámara de forma subrectangular a petaloidea en vista espiral, muy diferente a las cámaras de forma de media luna que presenta *C. fornicata* (Plummer). De *C. patelliformis* (Gandolfi) se diferencia en que las carenas están más separadas y en que las cámaras crecen lentamente. También presenta cierto parecido con *G. arca* (Cushman) aunque en *C. morozovae* (Vasilenko) no se ha observado tegilla y presenta un perfil más asimétrico,

con su lado espiral algo más convexo. Korchagin (1982) incluyó esta especie en el género *Contusotruncana* Korchagin, con lo que estoy de acuerdo ya que no se ha observado tegilla. A pesar de que este hecho pueda deberse a un problema de conservación, considero que al tratarse de un morfotipo intermedio entre *C. fornicata* (Plummer) y *C. patelliformis* (Gandolfi) se puede adscribir a este género. No es una especie muy utilizada en la literatura.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en el corte de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia. Su DPR se observa en el Santoniense superior, hacia la parte final de la Biozona de *D. asymetrica* en el corte de Oued Assila. Su DUR se produce en Shuqualak en la Biozona de *G. aegyptiaca*, si bien este DUR podría no ser el real, dada la naturaleza somera de la cuenca en la que se depositaron los materiales del sondeo, siendo más fiable el DUR de Zumaia, que se identifica hacia la mitad de la Biozona de *P. acervulinoides*.

Localidad tipo: Buzachi, en la Península de Mangyshlak, Kazakhstan, Rusia.

Contusotruncana patelliformis (Gandolfi, 1955)

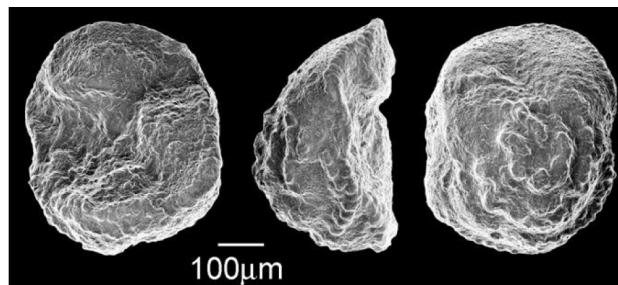
Lámina 1, figura 10

1955. *Globotruncana (Globotruncana) contusa* (Cushman) *patelliformis*; Gandolfi, p. 54, lám. 4, fig. 2.

1966. *Globotruncana contusa* (Cushman) *witwickae* El-Naggar, p. 95-97, lám. 7, fig. 1.

1973. *Globotruncana patelliformis* Gandolfi; Smith y Pessagno, p. 50-51, lám. 21, figs. 6-8.

1984. *Rositapatelliformis* (Gandolfi); Robaszynski et al., p. 252, lám. 39, figs. 1-3.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada finamente pustulosa y cuyo tamaño suele oscilar entre 0.6 y 1 mm.

La abertura primaria es umbilical y el ombligo ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo; el sistema umbilical está formado por pórticos. Presenta de 4 a 5 cámaras en la última vuelta de espira, trapezoidales, alargadas en la dirección del enrollamiento e inclinadas hacia el ombligo. Las suturas son de curvas a subradiales, ligeramente deprimidas y se encuentran más o menos englobadas por la cámara siguiente. Los rebordes periumbilicales son tangenciales y están poco desarrollados.

El lado espiral presenta un contorno subpoligonal. Las cámaras son inicialmente globulares y posteriormente se vuelven alargadas y con superficie algo alabeada; el crecimiento de éstas es moderadamente rápido. Las suturas son curvas, oblicuas, elevadas y arrosariadas, incidiendo en la sutura espiral con ángulos de rectos a agudos.

En vista lateral la trocoespira es bastante elevada, exhibiendo un perfil asimétrico ya que el lado espiral es convexo mientras que el lado umbilical es de plano a cóncavo. Las dos carenas están

bien espaciadas con igual desarrollo en todas las cámaras, salvo en ocasiones en la última; la banda intercarenal está inclinada hacia el lado umbilical.

Discusión: El nombre de esta especie viene dado por presentar una morfología similar a la de una lapa, lo que considero muy acertado. Tiene mayor altura de trocoespira que *C. fornicata* (Plummer) pero menor que *C. contusa* (Cushman), además es de menor tamaño que esta última especie. De *C. plicata* (Gandolfi) se diferencia en tener menor trocoespira y un contorno más poligonal no acanalado.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en los cortes de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia, su DPR se produce hacia el primer tercio inferior de la Biozona de *V. eggeri* en Oued Assila y su distribución estratigráfica se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia. En Shuqualak aparece en una muestra aislada.

Localidad tipo: Sección cerca del Km. 92 en la carretera de Fonseca-Riohacha, en el Valle de Ranchería, 40 Km. al norte de Fonseca, en la parte noreste del Estado de la Magdalena, norte de Colombia.

Contusotruncana plicata (White, 1929)

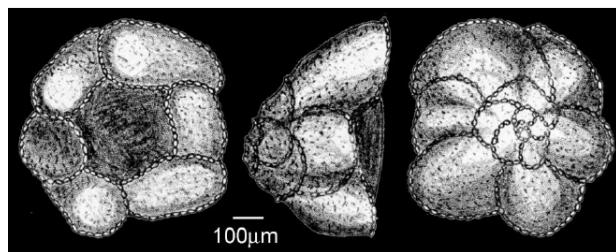
Lámina 1, figura 11

1929. *Globotruncana conica* (White) *plicata*
White, p. 285, lám. 38, fig. 8.

1971. *Globotruncana* sp. El-Naggar, lám. 6, figs. i, j, k, l.

1973. *Globotruncana navarroensis* Smith y Pessagno, p. 49-50, lám. 22, figs. 1-10.

1984. *Rosita plicata* (White); Robaszynski et al., p. 254, lám. 40, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada con finas pústulas. El tamaño oscila entre 0,6 y 0,8 mm.

La abertura es primaria umbilical, con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo. El sistema umbilical está compuesto por pórticos dispuestos helicoidalmente. Presenta de 4 a 5 cámaras, en la última vuelta de espira, subtrapezoidales alargadas en la dirección de enrollamiento, con una superficie lisa e inclinada hacia el ombligo. Las suturas están deprimidas y se disponen de una manera de subradial a curva. Los rebordes periumbilicales están pobres de desarrollados.

El contorno en vista espiral es lobulado debido a la ondulación de su pared. La forma que presentan las cámaras es globulosa inicialmente, pasando luego a ser alargadas según el eje de enrollamiento e infladas con una pared lisa o ligeramente pustulosa. En la parte media de la última cámara se suele presentar una depresión radial. Las cámaras crecen moderadamente

rápido. Las suturas son de subradiales a curvas, ligeramente deprimidas pero con pústulas alineadas e incidiendo en la sutura espiral con ángulos de rectos a agudos.

En vista lateral la trocoespira es alta con un perfil fuertemente asimétrico de forma acampanada, con un lado espiral muy convexo y el umbilical de plano a cóncavo. Presenta dos carenas bastante juntas, aunque la carena umbilical se pierde en las 2 ó 3 últimas cámaras de la última vuelta de espira. La banda intercarenal está muy inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de su género por su aspecto acanalado que le da un contorno lobulado en vista espiral, por su morfología acampanada en vista lateral, por tener suturas deprimidas sin alineamiento de pústulas (salvo en ocasiones en las primeras vueltas) y por la ausencia de la segunda carena en las cámaras finales de la última vuelta de espira. Además presenta menos vueltas de espira y las cámaras son más grandes que en *C. contusa* (Cushman). Se diferencia de *C. walfischensis* en ser más grande y tener cámaras menos globulares. De *C. plummerae* (Gandolfi) se distingue por ser más convexa en vista lateral y por tener un mayor número de cámaras en la última vuelta de espira. También tiene una trocoespira más elevada que *C. patelliformis* (Gandolfi).

Distribución estratigráfica: Esta especie solo se encuentra registrada en Zumaia, produciéndose su DPR coincidiendo con la base de la Biozona de *P. palpebra*, y su DUR en la parte inferior de la Biozona de *P. hariaensis*.

Localidad tipo: 2,2 Km. al este de Guerrero, en la bahía de Tampico, México.

Contusotruncana plummerae (Gandolfi, 1955)

Lámina 1, figura 12

1955. *Globotruncana (Globotruncana) fornicata* (Plummer) *plummerae* Gandolfi, p. 42, lám. 2, figs. 3-4.

1955. *Globotruncana (Globotruncana) fornicata* Plummer *ackermannii* Gandolfi, p. 42, lám. 2, figs. 5-7.

1955. *Globotruncana (Globotruncana) fornicata* Plummer *cesarensis* Gandolfi, p. 45, lám. 2, fig. 10.

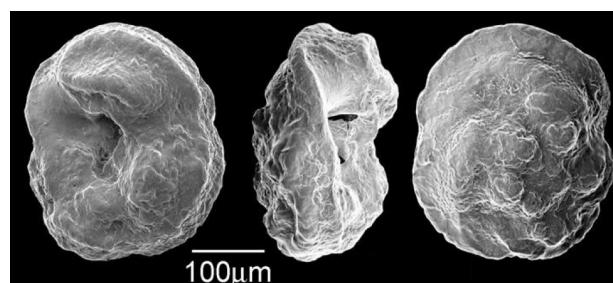
1966. *Globotruncana fornicata* Plummer

globulocamerata El-Naggar, p. 108-109, lám. 13, fig. 1; lám. 14, fig. 2.

1973. *Globotruncana plummerae* Gandolfi; Smith y Pessagno, p. 51, lám. 21, figs. 1-9.

1976. *Globotruncana lunaris* Masters, p. 328-329, lám. 2, figs. 4-6

1984. *Rosita plummerae* (Gandolfi); Robaszynski et al., p. 256, lám. 41, figs. 1-6.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada, finamente pustulosa, con un tamaño que oscila entre 0,3 y 0,4 mm.

La abertura es umbilical primaria, el ombligo ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo y está cubierto por pórticos. Presenta de 4 a 5 cámaras arriñonadas en la última vuelta de espira, algo alargadas en la dirección del enrollamiento con una superficie algo inflada y pustulosa, exceptuando la última cámara. Las suturas son curvas y están algo deprimidas aunque presentan bordes suturales elevados. Los rebordes periumbilicales son tangenciales y están desarrollados en todas las cámaras.

En el lado espiral el contorno es de subcircular a lobulado. Cámaras inicialmente globulares que pasan a ser alargadas, muy infladas y con una superficie pustulosa y en ocasiones ondulada, aunque la última cámara suele exhibir una superficie lisa. Las cámaras crecen rápidamente. Las suturas son curvas y oblicuas, deprimidas pero alineadas por rebordes arrosariados y se unen a la sutura espiral en ángulos de rectos a agudos.

En vista lateral la trocoespira es baja, tiene un perfil ligeramente asimétrico, con el lado espiral de convexidad variable y el umbilical de plano a ligeramente凸. Presenta dos carenas igualmente bien desarrolladas, separadas por una banda periférica estrecha que se ensancha hacia la parte anterior de cada cámara, en ocasiones está algo inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por la inflación de sus cámaras en el lado espiral (en ocasiones también en el umbilical) y su perfil casi simétrico. Además se diferencia de *G. bulloides* Vogler en tener cámaras alargadas en vez de petaloideas en el lado espiral.

Distribución estratigráfica: Esta especie registra su DPR en Oued Assila en la parte alta de la Biozona de *D. asymmetrica*, en el Santoniense superior y su DUR se identifica hacia la mitad de la Biozona de *A. mayaroensis* en Zumaia. Petrizzo et al. (2011) mencionan que su DPR se identifica en las biozonas de *G. elevata* o de *G. ventricosa*, sin embargo Arz (1996) y Geoergescu (2006) señalan que, al igual que en mis materiales, esta especie se registra al final del Santoniense y Robaszynski et al. (2000) la sitúan al menos desde la base del Campaniense.

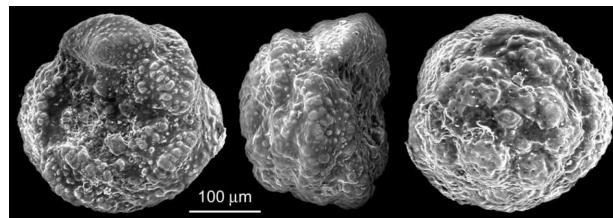
Localidad tipo: Parte inferior de la Formación Colón, al noreste de Magdalena, norte de Colombia.

Contusotruncana walfischensis (Todd, 1970)

Lámina 2, figura 1

1970. *Globotruncana walfischensis* Todd, p. 153, lám. 5, fig. 8.

1984. *Rosita walfischensis* (Todd); Robaszynski et al., p. 258, lám. 42, figs. 1-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada, finamente pustulosa, con un diámetro máximo que oscila entre 0,3 y 0,6 mm.

Presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa aproximadamente 1/3 de su diámetro máximo. Sistema umbilical formado por pórticos. Tiene de 4,5 a 5 cámaras en la última vuelta de espira, arriñonadas, de superficie plana y rugosa e inclinadas hacia el ombligo. Las suturas son curvas a subradiales, débilmente deprimidas aunque se observa alineamiento de pústulas. Los rebordes periumbilicales no están demasiado desarrollados.

En el lado espiral el contorno es de subcircular a poligonal. Cámaras globulares inicialmente, petaloideas posteriormente y alargadas las de la última vuelta, la superficie de las cámaras es pustulosa, exceptuando la última, que suele ser más lisa. Inicialmente crecen despacio, en la parte media más rápidamente para después volver a crecer lentamente en la última vuelta. Las suturas son ligeramente curvas, oblicuas, deprimidas en las primeras cámaras y con rebordes arrosariados en las últimas, uniéndose a la sutura espiral con ángulos agudos.

En vista lateral la trocoespira es muy alta presentando un perfil muy asimétrico, con el lado espiral redondeado con forma de domo y el lado umbilical ligeramente cóncavo. Posee dos carenas relativamente juntas e igualmente desarrolladas, poco marcadas en las últimas cámaras, la banda intercarenal está muy inclinada hacia el lado umbilical.

Discusión: Esta especie se caracteriza por tener mayor número y desarrollo de cámaras globulares y por su aspecto de domo en vista lateral. Además de *C. contusa* (Cushman) se diferencia por no presentar ondulación de sus cámaras y por que sus carenas son menos prominentes.

Distribución estratigráfica: Su DPR se produce hacia el techo de la Biozona de *R. rotundata* en el corte de Zumaia y su distribución se prolonga hasta el Maastrichtiense final.

Localidad tipo: 710 cm. de profundidad del testigo V 12-65 extraído del flanco este de Walfish Ridge, en la costa suroeste de África.

Género *Costellagerina* Petters, El-Nakhal y Cifelli, 1983

Especie tipo: *Rugoglobigerina bulbosa* Belford, 1960.

1983. *Costellagerina*, p. 248, 250.

Descripción: Concha trocoespiralada con costillas dispuestas meridionalmente. Abertura primaria umbilical-extrumbilical con un ombligo pequeño que ocupa aproximadamente 1/4 del tamaño total de la concha, la abertura está bordeada por un pórtico. Presentan de 4 a 6 cámaras en la última vuelta de espira, globulares, infladas, con suturas radiales y deprimidas en vista umbilical. El lado espiral muestra un contorno lobulado y unas suturas de radiales a ligeramente curvas y deprimidas. En vista lateral la trocoespira es bastante baja y el perfil de plano a ligeramente convexo.

Discusión: Este género se diferencia de *Archaeoglobigerina* Pessagno y *Whiteinella* Pessagno por la presencia de costillas dispuestas meridionalmente, y de *Rugoglobigerina* Brönnimann en la ausencia de tegilla y en que las costillas son más discontinuas y débiles mostrando alguna pústula aislada. Cabe destacar el trabajo de Huber (1994) donde realiza estudios morfométricos

de este género y concluye que las morfologías de los estadios ontogenéticos de *C. pilula* (Belford) (única especie de este género para este autor) son muy diferentes a especies similares de otros géneros y que este hecho puede ayudar a la identificación taxonómica. Por otra parte Petrizzo y Premoli Silva (2000) revisan los holotipos de las especies asignadas a *Costellagerina* Petters et al. y *Meridionalla* El-Nakhal (1982), ambos géneros creados para incluir las especies que presenten costillas dispuestas meridionalmente, concluyendo que el género *Meridionalla* El-Nakhal no es apropiado ya que su especie tipo no presenta la ornamentación diagnóstica de este género.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

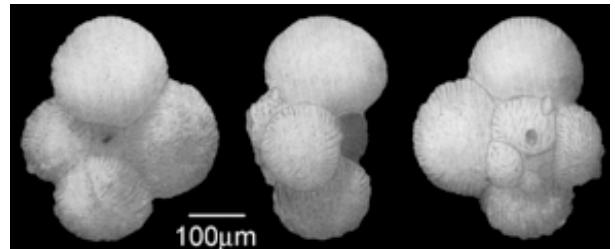
Costellagerina bulbosa (Belford, 1960)

Lámina 2, figura 2

1960. *Rugoglobigerina (Rugoglobigerina) bulbosa* Belford, p. 94, lám. 26, figs. 1-10, text-fig. 7.

1983. *Costellagerina pilula* (Belford); Petters et al., p. 250, lám. 1, figs. 1-14.

2000. *Costellagerina pilula* (Belford); Petrizzo, p. 495, fig. 14. 3.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada finamente perforada y con la superficie cubierta por pústulas que tienden a fusionarse formando costillas discontinuas sobre todo en las últimas cámaras, tiene un tamaño de 0,3 a 0,4 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical relativamente grande y arqueada, ombligo profundo ocupando aproximadamente de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por un pórtico. Generalmente tiene 4 cámaras en la última vuelta de espira, globulares, infladas y separadas por suturas radiales y deprimidas.

El contorno en vista espiral es muy lobulado, las cámaras se disponen en 2 ó 2,5 vueltas y crecen moderadamente, aunque en ocasiones la última cámara es menor que la penúltima. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral se aprecia una espira muy baja y un perfil ligeramente convexo. Periferia axial redondeada sin estructuras periféricas.

Discusión: Esta especie es similar a *R. macrocephala* Brönnimann pero las cámaras de *C. bulbosa* Belford crecen más lentamente, además de tener una distribución estratigráfica distinta. De *R. rugosa* (Plummer) se distingue en tener menor número de cámaras, en que éstas crecen más lentamente y en estar ornamentadas con costillas más débiles y discontinuas.

En la descripción original de la especie se menciona que el sistema umbilical está provisto de tegilla en los ejemplares bien preservados. Sin embargo en la descripción original del género, así como en Huber (1994) y Petrizzo y Premoli Silva (2000), se considera un rasgo distintivo

la ausencia de tegilla y la presencia de un pórtico. En mis materiales no puedo concretar la naturaleza de su sistema umbilical al no haberse preservado en ningún ejemplar.

Distribución estratigráfica: Este taxón se encuentra en los cortes de Olazagutía y Oued Assila. Su DPR se produce en Olazagutía en la base de la Biozona de *S. carpatica* y su DUR en la parte superior de la Biozona de *V. eggeri* en Oued Assila.

Localidad tipo: Calcilutitas de Toolonga de la cuenca de Carnarvon, en Pillarawa Hill, área del río Murchison al oeste de Australia.

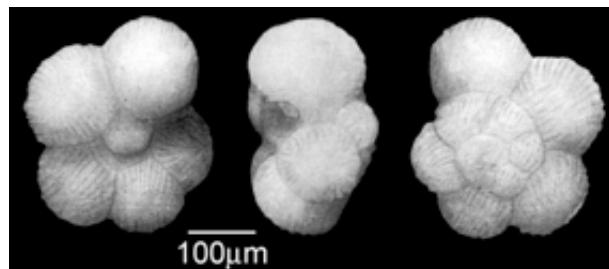
Costellagerina pilula (Belford, 1960)

Lámina 2, figura 3

1960. *Rugoglobigerina (Rugoglobigerina) pilula* Belford, p. 92, lám. 25, figs. 1-13, text-fig. 6.

1994. *Costellagerina pilula* (Belford); Huber, lám. 4, figs. 5-10.

2000. *Costellagerina pilula* (Belford); Petrizzo, p. 495, fig. 14. 4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada finamente perforada con la superficie cubierta con pústulas que se unen meridionalmente formando costillas, sobre todo en las cámaras de la última vuelta; el tamaño oscila entre 0,3 y 0,4 mm.

Abertura primaria umbilical-ligeramente extraumbilical, ombligo pequeño ocupando aproximadamente de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha, la abertura está bordeada por un pórtico. Presenta de 5 a 6 cámaras, en la última vuelta de espira, globulares e infladas separadas por suturas radiales y deprimidas.

El contorno en vista espiral es lobulado, las cámaras se disponen en 2 ó 3 vueltas creciendo lentamente. Las suturas son de radiales a ligeramente curvas y deprimidas.

La espira es baja y el perfil ligeramente convexo. Periferia axial redondeada sin estructuras periféricas.

Discusión: Esta especie se diferencia de *C. bulbosa* (Belford) en poseer un mayor número de cámaras que crecen más lentamente. De *R. rugosa* (Plummer) se distingue en que las cámaras crecen más lentamente y en presentar unas costillas más débiles y discontinuas.

Huber (1994) puso en sinonimia ambas especies, sin embargo Petrizzo y Premoli Silva (2000) mencionan que en ciertas asociaciones solo se encuentra uno de los dos morfotipos y que, en el caso de que aparezcan las dos, no se observan ejemplares con características intermedias que sugieran que las diferencias entre ambas se deben al rango de su variabilidad intraespecífica, por lo que las consideran como dos especies diferentes. Estoy de acuerdo con las observaciones de Petrizzo y Premoli Silva (2000), además ambas especies tienen tamaños similares, excluyendo

la hipótesis de que *C. bulbosa* (Belford) sea un estadio juvenil de *C. pilula* (Belford).

Distribución estratigráfica: Esta especie se encuentra en los cortes de Olazagutía y Oued Assila. Su DPR se registra en Olazagutía en la parte inferior de la Biozona de *Sigalia carpatica* y su DUR en la parte media-superior de la Biozona de *V. eggeri* en Oued Assila.

Localidad tipo: Calcilitas de Toolonga de la cuenca de Carnarvon, en Pillarawa Hill, área del río Murchison al oeste de Australia.

Género *Dicarinella* Porthault, 1970

Especie tipo: *Globotruncana indica* Jacob y Sastry, 1950.

1970. *Praeglobotruncana* (*Dicarinella*), p. 70.

Descripción: Concha trocoespiralada con abertura primaria umbilical-extraumbilical y un ombligo profundo que ocupa de 1/4 a 1/3 de la concha, cubierto por pórticos con aberturas accesorias infralaminares. Las cámaras están infladas en el lado umbilical, que suele ser pustuloso; las suturas son de radiales a ligeramente curvas y deprimidas. El lado espiral muestra cámaras petaloideas con suturas curvas y elevadas. En vista lateral la concha es asimétrica, de biconvexa a plano-convexa y con dos carenas (que en ocasiones no están presentes en las últimas cámaras).

Discusión: Se diferencia de *Globotruncana* Cushman en que la abertura es umbilical-extraumbilical y en la presencia de pórticos; de *Marginotruncana* Hofker en que las suturas del lado umbilical son deprimidas y de radiales a ligeramente curvas.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

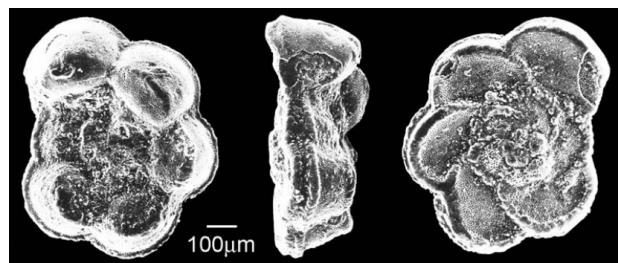
Dicarinella asymmetrica (Sigal, 1952)

Lámina 2, figura 4

1952. *Globotruncana asymmetrica* Sigal, p. 35, text-fig. 35.

1955. *Globotruncana (Globotruncana) ventricosa* White carinata; Dalbiez, p. 168, fig. 8.

1979. *Dicarinella asymmetrica* (Sigal); Robaszynski et al., p. 66, lám. 51, figs. 1-2; lám. 52, figs. 1-2; lám. 55, fig. 2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie microperforada y pustulosa en el lado umbilical y lisa en el espiral, el tamaño de la concha oscila entre 0,6 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura de umbilical a ligeramente extraumbilical con un ombligo muy profundo y amplio que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha; el sistema umbilical está formado por pórticos. Suele tener de 5 a 6 cámaras en la última vuelta de espira, subrectangulares y muy infladas, separadas por suturas radiales y deprimidas. Pústulas concentradas alrededor del ombligo formando un reborde periumbilical muy marcado.

El lado espiral tiene un contorno de subcircular a lobulado. Las cámaras son petaloideas y crecen lentamente. Las primeras vueltas de espira se elevan de la vuelta más externa formando una pequeña protuberancia en el centro. Las suturas son curvas, arrosariadas y elevadas en el lado espiral; inciden en la sutura espiral casi perpendicularmente.

Lateralmente se aprecia que la trocoespira es baja y que el perfil es muy asimétrico, variando entre plano-convexo a cóncavo-convexo. Tiene dos carenas muy juntas separadas por una banda imperforada; el reborde periumbilical se aprecia también en esta vista dotando a esta especie de un perfil subrectangular muy característico.

Discusión: Se diferencia de *D. concavata* (Brotzen) por presentar un reborde periumbilical bien desarrollado, de *M. paraconcavata* Porthault en sus suturas radiales en vista umbilical y de *G. ventricosa* White en sus suturas radiales y en la presencia de pórticos en vez de tegilla.

Distribución estratigráfica: Especie presente desde la base de los cortes de Olazagutía y Oued Assila, por lo que no se ha podido precisar su DPR en mis materiales, sin embargo, ya que se produce con anterioridad al límite Coniaciense/Santonense en el GSSP, se puede afirmar que el DPR de *D. asymmetrica* tiene lugar en el Coniaciense. El DUR de esta especie se utiliza como criterio para situar el límite Santonense/Campaniense en esta Tesis Doctoral.

Localidad tipo: No se conoce concretamente, aunque probablemente fue recogida en el norte de Argelia (Ellis y Messina, 1940).

Dicarinella concavata (Brotzen, 1934)

Lámina 2, figura 5

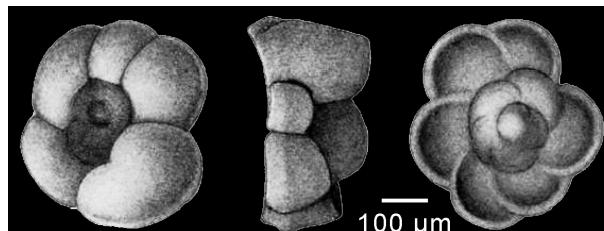
1934. *Rotalia concavata* Brotzen, p. 66, lám 39, fig. b.

1966. *Globotruncana vridhachalensis* Banerji, p. 67-68, lám 5, figs. 1, 2, 5.

1970. Lectotipo: *Globotruncana concavata* (Brotzen); Kuhry, p. 299-300, lám. 2, figs. 16-18.

1972. *Globotruncana concavata* (Brotzen) *cyrenaica* Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Barr, p. 19, lám 8, figs. 1-2.



1979. *Dicarinella concavata* (Brotzen); Robaszynski

et al., p. 77-78, lám. 54, figs. 1-2; lám. 55, fig. 2.

Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie finamente perforada y pustulosa por el lado umbilical y más lisa en el espiral; el tamaño de la concha oscila entre 0,6 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura de umbilical-extraumbilical con un ombligo profundo y amplio que ocupa al menos 1/3 del diámetro máximo de la concha; el sistema umbilical está formado por pórticos. Posee de 5 a 7 cámaras en la última vuelta de espira, subrectangulares muy infladas, con suturas de radiales a ligeramente curvas y deprimidas. Las pústulas se concentran y alinean alrededor del ombligo.

El lado espiral tiene un contorno de circular a lobulado. Las cámaras tienen forma petaloidea y crecen lentamente. Las primeras vueltas de espira son algo más infladas y rugosas, y se elevan de la vuelta más externa; las cámaras de la última vuelta son ligeramente cóncavas. Posee suturas curvas, arrosariadas y elevadas en el lado espiral incidiendo en la sutura espiral casi con ángulo recto.

Exhibe una baja trocoespira y un perfil muy asimétrico de plano-convexo a cóncavo-convexo. Tiene dos carenas muy juntas separadas por una banda imperforada.

Discusión: Se diferencia de *D. asymmetrica* (Sigal) por la ausencia de reborde periumbilical desarrollado. De *D. primitiva* (Dalbiez) en tener las cámaras en vista umbilical más infladas y en que el ángulo entre las dos caras de la última cámara forma casi 90°.

Distribución estratigráfica: Tanto en Olazagutía como en Oued Assila esta especie está presente desde la base del corte por lo que no se puede precisar su DPR. Robaszynski et al. (1984) sitúan su aparición en el Coniaciense inferior. Su DUR se produce casi en el techo de la Biozona de *D. asymmetrica* en Oued Assila.

Localidad tipo: Calizas amarillentas en Wadi Mahdi, al sureste de Monte Carmel (Israel).

Dicarinella primitiva (Dalbiez, 1955)

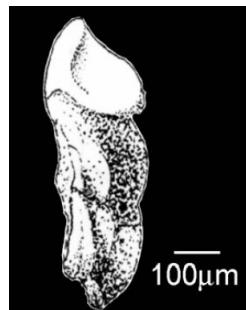
Lámina 2, figura 6

1955. *Globotuncana (Globotruncana) ventricosa* White *primitiva* (Dalbiez), p. 168, text-fig. 6.

1979. Lectotipo: *Dicarinella primitiva* (Dalbiez); Robaszynski et al., vol. 2, p. 96, lám. 60, fig. 1.

1979. *Dicarinella primitiva* (Dalbiez); Robaszynski et al., p. 96, lám. 60, figs. 1-2.

1985. *Dicarinella primitiva* (Dalbiez); Caron, p. 45, figs. 18. 6-8.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie microperforada y ligeramente pustulosa; el tamaño de la concha oscila entre 0,4 y 0,8 mm. El lado umbilical posee una abertura umbilical-extraumbilical con un ombligo ancho y profundo que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. Presenta de 5 a 6 cámaras en la última vuelta de espira, subtrapezoidales muy infladas con pústulas concentradas alrededor del ombligo. Suturas de radiales a ligeramente curvas y deprimidas.

El lado espiral muestra un contorno lobulado. Las cámaras son petaloideas y pueden estar levemente infladas, creciendo moderadamente rápido. Las primeras vueltas de espira son algo más infladas y rugosas, y se elevan de la vuelta más externa a modo de pequeña protuberancia central. Las suturas son curvas, arrosariadas y elevadas en el lado espiral incidiendo en la sutura espiral casi perpendicularmente.

Baja trocoespira y perfil asimétrico plano-convexo a ligeramente biconvexo. Presenta dos carenas muy juntas que pasan a una sola al final de la última vuelta de espira. Las dos caras de la última cámara forman un ángulo de 45 a 65°.

Discusión: Esta especie se diferencia de *D. concavata* (Brotzen) en que las cámaras en vista umbilical no están tan infladas y de *M. schneegansi* (Sigal) en tener dos carenas bien desarrolladas.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra esporádicamente en el corte de Olazagutía, desde su base hasta la parte inferior de la Biozona de *S. carpatica*. Según Robaszynski et al. (1984) su primera aparición se produce próxima al límite Turoniense/Coniaciense y según Caron (1985) coincidiendo con dicho límite.

Localidad tipo: Le-Kef-Mellegue, noroeste de Túnez.

Género *Gansserina* Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders, 1984

Especie tipo: *Globotruncana gansseri* Bolli, 1951.

1984. *Gansserina* Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders, p. 292.

Descripción: Concha trocoespiralada de pared pustulosa y en ocasiones con rugosidades, especialmente en su lado umbilical. Abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo. El sistema umbilical está formado por pórticos que dejan aberturas proximales, aunque puede desarrollarse una pequeña tegilla. La forma de las cámaras es trapezoidal. Las suturas son de radiales a ligeramente curvas y deprimidas. Suele carecer de reborde periumbilical, aunque en ocasiones sí se puede presentar alcanzando diferentes grados de desarrollo. En vista espiral el contorno es ligeramente lobulado a subcircular. Las cámaras tienen forma petaloidea o semilunar, siendo globulares las iniciales;

crecen rápidamente y están separadas por suturas curvas y elevadas. En vista lateral se aprecia una trocoespira muy baja, muy asimétrica con el lado espiral plano y el umbilical muy convexo. Posee una o dos carenas no demasiado desarrolladas.

Discusión: Este género se diferencia tanto de *Globotruncana* Cushman como de *Globotruncanita* Reiss en el menor desarrollo de las carenas, su lado umbilical pustuloso con suturas deprimidas y sus cámaras iniciales globulares. De *Dicarinella* Porthault se diferencia por su abertura primaria umbilical, además de que presentan distribuciones estratigráficas diferentes. El paso de *G. wiedenmayeri* (Gandolfi) a su descendiente *G. gansseri* (Bolli) se caracteriza por la perdida gradual del reborde periumbilical (cuando existe) y una de sus carenas.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Gansserina gansseri (Bolli, 1951)

Lámina 2, figura 7

1951. *Globotuncana gansseri* Bolli; p. 196, lám 35, figs. 1-3.

1951. *Globotuncana lugeoni* Tilev; p. 41, lám 1, figs. 5-6; lám.2, fig. 1-12, text-figs. 11-12.

1954. *Globotuncana qabeliatensis* Nakkady y Osman, p. 83, text-figs. a-c.

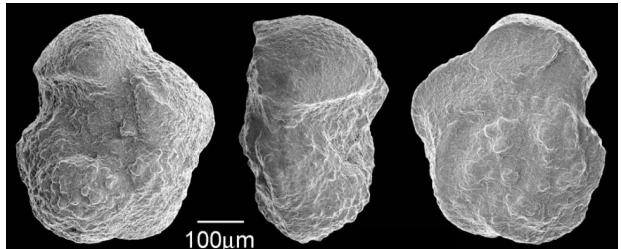
1966. *Globotuncana youssefi* El-Naggar, p. 144- Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/> 145,

lám. 6, fig. 4.

1966. *Globotruncana gansseri* Bolli *gandolfii* El-Naggar, p. 115-116, lám. 5, fig. 2.

1966. *Globotruncana arabica* El-Naggar, p. 81, 83, lám. 6, fig. 3; lám. 11, fig. 4.

1984. *Gansserina gansseri* (Bolli); Robaszynski et al., p. 294, 296, lám. 52, figs. 1-5; lám. 53, figs. 1-5.



Descripción: Concha trocoespiralada pustulosa y esporádicamente con rugosidades, especialmente en el lado umbilical. El tamaño de la concha oscila entre 0,3 y 0,6 mm.

Abertura primaria umbilical, ombligo profundo que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha. Sistema umbilical compuesto por pórticos; en ocasiones se desarrolla una tegilla al final de la última vuelta. Posee de 4 a 7 cámaras en la última vuelta de espira, muy infladas y de forma trapezoidal; las suturas están moderadamente deprimidas y son ligeramente curvas. Carece normalmente de reborde periumbilical. La pared es muy pustulosa aunque la última cámara es algo más lisa.

En vista espiral el contorno es ligeramente lobulado, las cámaras iniciales son globulares, después petaloideas o semilunares, y crecen rápidamente. Las suturas generalmente son elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulo agudo o, más raramente, casi recto.

La trocoespira es muy baja, exhibiendo en vista lateral un perfil muy asimétrico con el lado espiral plano o ligeramente cóncavo y el lado umbilical fuertemente convexo, muy inflado y con cámaras semiesféricas muy características. Presenta una única carena moderadamente desarrollada.

Discusión: Esta especie es muy característica por su perfil planoconvexo con cámaras semiesféricas, formando 90° las dos caras de la última cámara, por la presencia de una carena y por la pared pustulosa que exhibe su lado umbilical. De *G. wiedenmayeri* (Gandolfi) se diferencia en la presencia de una única carena, del resto de las especies de *Globotruncanita* Reiss con perfil planoconvexo (principalmente *G. elevata* [Brotzen] y *G. angulata* [Tilev]) porque el lado umbilical posee suturas deprimidas y no suele presentar rebordes periumbilicales tan desarrollados.

Distribución estratigráfica: Esta especie es poco frecuente en el sondeo de Shuqualak y no se ha identificado en Zumaia ni en la cuenca pirenaica seguramente por cuestiones paleobiogeográficas (Lamolda, 1983; Arz y Molina, 2002). Su DPR se produce en Shuqualak en la parte media de la Biozona de *R. rotundata*. Su extinción no se puede precisar en mis materiales debido a los hiatos que presenta la parte alta del sondeo, aunque su registro llega hasta la Biozona de *P. hariaensis* en Shuqualak. Diversos autores sitúan también su DUR posteriormente al DPR de *P. hariaensis*, pero antes del límite K/Pg (Robaszinski y Caron, 1995; Li y Keller, 1998; Arz y Molina, 2002).

Localidad tipo: Área de Brighton, cerca del lago Pitch, suroeste de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

Gansserina wiedenmayeri (Gandolfi, 1955)

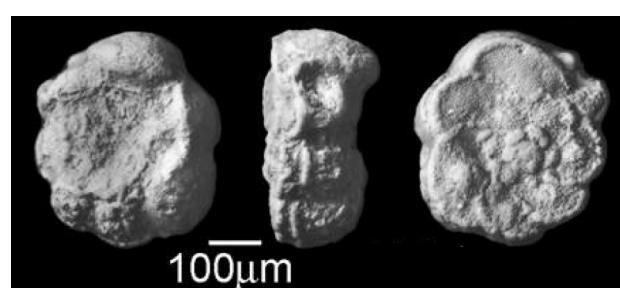
Lámina 2, figura 8

1955. *Globotuncana (Globotruncana) wiedenmayeri wiedenmayeri* Gandolfi, p. 71, lám 7, fig. 4.

1955. *Globotuncana (Globotruncana) wiedenmayeri magdalenaensis* Gandolfi, p. 72, lám 7, fig. 3.

1966. *Globotuncana bahiae* El-Naggar, p. 86-87, lám 6, fig. 2.

1984. *Gansserina wiedenmayeri* (Gandolfi); Robaszynski et al., p. 298, lám. 54, figs. 1-6.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada, muy pustulosa por el lado umbilical salvo en la última cámara. El tamaño de la concha oscila entre 0,4 y 0,5 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical y un ombligo profundo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha. El sistema umbilical está compuesto por pórticos,

posee de 5 a 7 cámaras, en la última vuelta de espira, muy infladas, trapezoidales; las suturas están moderadamente deprimidas y son de ligeramente curvas a radiales. En ocasiones se reconoce un margen periumblical imperforado.

En vista espiral el contorno es de subcircular a ligeramente lobulado, las cámaras iniciales son globulares, las siguientes petaloideas con superficie plana y crecen moderadamente lento. Las suturas generalmente son curvas, elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulo de agudo a recto.

La trocoespira es muy baja, exhibiendo en vista lateral un perfil muy asimétrico con el lado espiral plano o ligeramente cóncavo y el lado umbilical fuertemente convexo, muy inflado y con cámaras semiesféricas. Posee dos carenas moderadamente desarrolladas, la carena umbilical no se presenta en las últimas cámaras de la última vuelta o se ve reducida a una hilera de pústulas. Exhibe una estrecha banda periférica imperforada.

Discusión: Esta especie es muy similar a *G. gansseri* (Bolli), difiriendo en la presencia de dos carenas, en que generalmente alcanza un mayor número de cámaras en la última vuelta de espira y en que puede presentar un reborde periumblical más marcado. Sus dos carenas no excesivamente desarrolladas, sus suturas radiales y deprimidas del lado umbilical y la presencia de pórticos la hacen diferente de cualquier especie de los géneros *Globotruncana* Cushman o *Globotruncanita* Reiss.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en el sondeo de Shuqualak desde la parte superior de la Biozona de *G. aegyptiaca* hasta el hiato que se produce en el intervalo Campaniense superior/Maastrichtiense inferior. Su extinción ha sido registrada en la Biozona de *P. hariaensis* (Arz y Molina, 2002) y en la de *A. mayaroensis* (Robaszynski et al., 2000).

Localidad tipo: Sección cerca del Km. 92 de la carretera de Fonseca-Río Hacha, en el valle de Ranchería a 40 Km. al norte de Fonseca, noreste del Estado de Magdalena (norte de Colombia).

Género *Globigerinelloides* Cushman y Ten Dam, 1948

Especie tipo: *Globigerinelloides algeriana* Cushman y Ten Dam, 1958.

1948. *Globigerinelloides*, p. 42.

1948. *Biglobigerinella* Lalicker, p. 624.

Descripción: Concha planiespiralada biumbilicada con enrollamiento involuto o parcialmente evoluto, de pared calcárea perforada lisa o pustulosa. Las cámaras varían entre esféricas a ovoides; en ocasiones, la última cámara se reemplaza por cámaras biseriadas a cada lado del plano de enrollamiento. Las suturas son de rectas a curvas, radiales y deprimidas, conservando las aberturas sucesivas relictas visibles en el área umbilical. La abertura es primaria, ecuatorial o interiomarginal, consistente en un arco ancho y generalmente bajo bordeado por un labio imperforado.

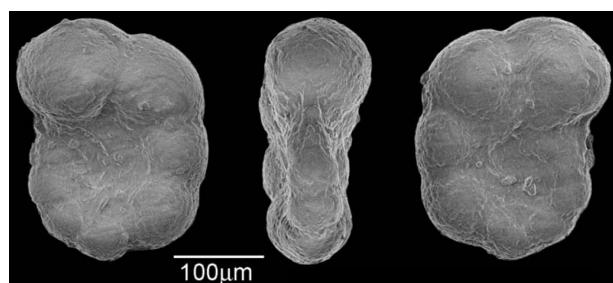
Discusión: Este género se diferencia de los demás del Cretácico Superior por tener una concha planoespiralada y biumbilicada y sin tubuloespinas (esta última característica es lo que lo diferencia de *Schackoina* Thalmann).

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Globigerinelloides alvarezi Eternod Olvera (1959)

Lámina 2, figura 9

1959. *Planomalina alvarezi* Eternod Olvera, p. 91-92, lám. 4, figs. 5-7.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha planiespiralada biumbilicada involuta o semi-involuta, finamente perforada lisa o algo híspida. El tamaño de la concha oscila entre 0,2 y 0,3 mm.

En vista umbilical el contorno es subcircular, la última vuelta de espira está formada por de 7 a 8 cámaras que crecen lentamente, la última de éstas es bastante grande y con forma pseudocuadrada. Las suturas son moderadamente curvas y deprimidas y el ombligo ancho y poco profundo. Se distinguen aberturas relictas a modo de solapa en el área umbilical.

En vista apertural la abertura primaria es ecuatorial formando un arco moderadamente alto con un pequeño labio, en ocasiones se preservan aberturas relictas alrededor del ombligo. Las cámaras son subesféricas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por un alto número de cámaras en la última vuelta y por su última cámara, bastante grande y algo cuadriforme. De *G. praevolutus* Petters se diferencia en la menor compresión lateral y por tener un contorno menos lobulado. De *G. prairiehillensis* Pessagno se diferencia por que sus cámaras en vista apertural son tan anchas como altas y su pared suele ser más lisa. Es una especie poco citada en la literatura.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra de manera esporádica en el corte de Olazagutía desde la base de la Biozona de *S. carpatica* hasta el final de la sección, sin embargo este rango de distribución está pendiente de confirmación ya que no es una especie frecuente y además no ha sido comúnmente utilizada.

Localidad tipo: Pozo 1 Bustos, Formación Méndez, cuenca de Tampico-Tuxpan, Estado de Tamaulipas, México.

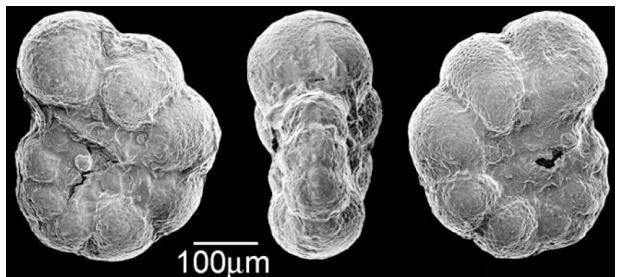
Globigerinelloides bentonensis (Morrow, 1934)

Lámina 2, figura 10

1934. *Anomalina bentonensis* Morrow, p. 201, lám. 30, fig. 4.

1957. *Planomalina caseyi* Bolli, Loeblich y Tappan, p. 24, lám. 1, fig. 4-5.

1985. *Globigerinelloides bentonensis* Morrow; Caron, p. 47, figs. 29. 8-9.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha planiespiralada biumbilicada ligeramente involuta, de pared perforada lisa. El tamaño de la concha oscila entre 0,3 y 0,4 mm.

En vista umbilical el contorno es subcircular, la última vuelta de espira está formada por de 7 a 9 cámaras globulares que crecen de manera moderadamente lenta y gradual. Las suturas son curvas y deprimidas y el ombligo ancho y poco profundo. Presenta aberturas relictas en el área umbilical.

En vista apertural la abertura primaria es ecuatorial formando un arco bajo con un pequeño labio. Las cámaras son globulares bastante infladas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por sus suturas curvadas y su contorno subredondeado en vista umbilical. Además, se diferencia de *G. alvarezi* Eternod Olvera por presentar un mayor achatamiento de las cámaras que, en vista apertural, le hacen ser ligeramente más anchas que altas.

Distribución estratigráfica: esta especie se registra a lo largo de todo el corte de Olazagutía, desde la Biozona de *P. nuttalli* hasta la de *S. carpatica*. En la literatura le suelen asignar edades más antiguas, comprendidas entre el Albienense y el Cenomanienense (Caron, 1985; www.chronos.org), sin embargo Lamolda et al. (2007) también han identificado la presencia de esta especie en Olazagutía.

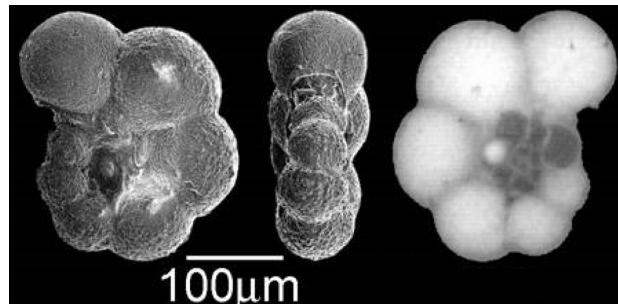
Localidad tipo: Formación Greenhorn, miembro “Hartland shale”, Condado de Hodgeman, Kansas (EEUU).

Globigerinelloides bollii (Pessagno, 1967)

Lámina 2, figura 11

1967. *Globigerinelloides bollii* Pessagno, p. 275-276, lám. 62, fig. 5; lám. 81, fig. 7-8; lám. 97, figs. 1-2; lám. 100, fig. 3.

2000. *Globigerinelloides bollii* Pessagno; Petrizzo, fig. 10. 1.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha planiespiralada biumbilicada ligeramente involuta, con pared finamente perforada de lisa a híspida. El tamaño de la concha oscila entre 0,2 y 0,3 mm.

En vista umbilical el contorno es ligeramente lobulado; posee 6 ó 7 cámaras en la última vuelta de espira, que crecen de manera moderadamente lenta y gradual. Las suturas son rectas, radiales y deprimidas y el ombligo ancho y poco profundo. Presenta solapas correspondientes a aberturas relictas en el área umbilical.

En vista apertural la abertura primaria es ecuatorial, formando un arco moderadamente alto bordeado por un labio fino que se extiende hacia el lado umbilical. Las cámaras son bastante comprimidas, globulares las primeras, ovoides las últimas.

Discusión: Sus conchas exhiben un menor grado de compresión lateral que las de *G. praevolutus* Petters y *G. subcarinatus* (Bönnemann). De *G. prairiehillensis* (Pessagno) se diferencia por tener cámaras más comprimidas y de *G. alvarezi* Eternod Olvera por sus suturas más rectas y su contorno algo más lobulado.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra a lo largo de los cortes de Olazagutía, Oued Assila y hasta la laguna estratigráfica que se produce en el sondeo de Shuqualak en el intervalo Campaniense superior/Maastrichtiense inferior, por lo que su rango temporal abarcaría al menos desde el Coniaciense superior hasta el Campaniense superior. Esta distribución bioestratigráfica concordaría con la que propone el proyecto Chronos, desde la Biozona de *D. concavata* hasta la Biozona de *G. gansseri*.

Localidad tipo: Formación Taylor, Colina de Prairi, Condado de Limestone, Texas (EEUU)

Globigerinelloides multispinosa (Lalicker, 1948)

Lámina 2, figura 12

1948. *Biglobigerinella multispinosa* Lalicker, p. 624, lám. 92, figs. 1-3.

1956. *Globigerinella biforaminata* Hofker, p. 53, text-figs. 2, 5.

1973. *Globigerinelloides subcarinatus* (Brönnemann); Smith y Pessagno, p. 38-39, lám. 13, figs. 1-7.

Descripción: Concha planoespiralada biumbilicada involuta, la pared es finamente perforada e híspida y el tamaño de la concha oscila entre 0,3 y 0,4 mm.

En vista umbilical el contorno es de subcircular a lobulado; formado por 5 ó 6 cámaras en la última vuelta de espira, subcirculares y fuertemente infladas, que crecen lentamente.

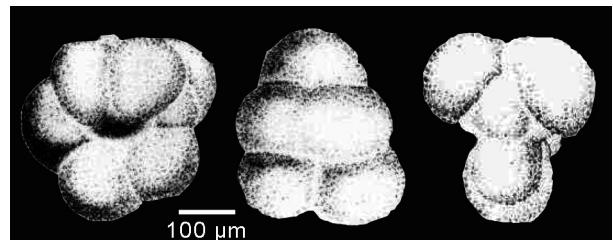
Las suturas son radiales y deprimidas y el ombligo moderadamente pequeño y profundo. Se distinguen aberturas relictas a modo de solapa en el área umbilical.

En vista apertural se distingue una abertura primaria ecuatorial en forma de arco bordeado por un pequeño labio, o bien dos aberturas interiormarginales altas, arqueadas y bordeadas por labios. Las cámaras tienen forma globular, estando las últimas cámaras de la última vuelta achatadas perpendicularmente al eje de enrollamiento. La última cámara es extremadamente achatada, o bien está dividida parcialmente o en su totalidad en dos cámaras globulares, dispuestas a cada uno de los lados del plano de enrollamiento.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su distintivo achatamiento de la última cámara que llega a ser, en vista apertural, el doble de ancha que de larga o bien está dividida en dos, parcial o totalmente.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en todos los cortes estudiados, su DPR se identifica en Olazagutía en la parte inferior de la Biozona de *S. carpatica*, si bien su registro es bastante discontinuo por lo que este dato no es del todo fiable; este DPR sería anterior al propuesto por el proyecto Chronos, que lo sitúan en el Campaniense. Su distribución estratigráfica llega hasta la Biozona de *P. hariaensis* en Shuqualak y hasta la parte alta de la Biozona de *A. mayaroensis* de Zumaia.

Localidad tipo: Formación “Marlbrook Marl”, 2,4 km al norte de Saratoga, Condado de Howard, Arkansas (EEUU).



Holotipo, imagen obtenida del Catálogo de Ellis y Messina

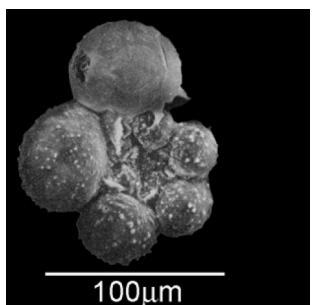
Globigerinelloides praevolutus Petters, 1977

Lámina 2, figura 13

1952. Parte *Globigerinella messinae* Brönniman, p. 42, 47, text-figs. 20 d, e, f, g.

1977. *Globigerinelloides praevolutus* Petters, p. 180, lám. 2, figs. 15-16.

1973. *Globigerinelloides volutus* (White); Smith y Pessagno, p. 41-42, lám. 16, figs. 1-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha planoespiralada biumbilicada evoluta de pared finamente perforada, puede presentar pared lisa o algo pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,1 y 0,2 mm.

En vista umbilical el contorno es muy lobulado, formado por 5 ó 6 cámaras, en la última vuelta de espira, de globulares a ovoides que crecen rápidamente. Las suturas son radiales y deprimidas y el ombligo ancho y poco profundo. Se distinguen aberturas relictas a modo de solapa en el área umbilical.

En vista apertural la abertura primaria es ecuatorial, formando un arco bajo subcircular con un pequeño labio dotado de proyecciones laterales que se extienden hasta el ombligo. Las cámaras son ovoides, bastante comprimidas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por la compresión lateral que presentan las cámaras y por su ombligo ancho y poco profundo. De *G. subcarinatus* Brönnimann se diferencia en la menor compresión lateral, por tener un ombligo más ancho y menos profundo y por carecer de banda periférica imperforada. De *G. prairiehillensis* Pessagno por su contorno más lobulado y porque sus cámaras crecen más rápidamente. Esta especie suele identificarse como *G. volutus* (White), sin embargo las cámaras de *G. praevolutus* Petters muestran una compresión lateral que no se corresponde con la figuración original de *G. volutus* (White), donde las cámaras son casi perfectamente esféricas.

Distribución estratigráfica: Esta especie se encuentra en todas las localidades estudiadas, desde la base de Olazagutía hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia.

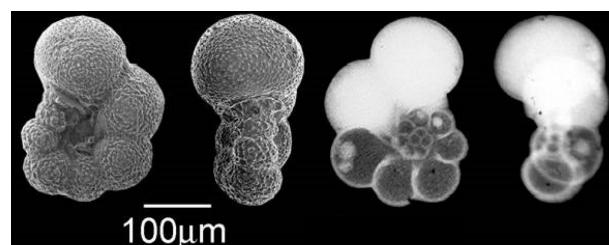
Localidad tipo: “Woodbury Clays”, pozo Dickinson 1 de la llanura costera de New Jersey (EEUU).

Globigerinelloides prairiehillensis Pessagno, 1967

Lámina 2, figura 14

1967. *Globigerinelloides prairiehillensis* Pessagno, p. 277-278, lám. 60, figs. 2-3; lám. 83, fig. 1; lám. 90, figs. 1,2,4, lám. 97, figs. 3-4.

1973. *Globigerinelloides prairiehillensis* Pessagno; Smith y Pessagno, p. 39, lám. 14, figs. 1-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha planoespiralada biumbilicada involuta de pared de lisa a fuertemente pustulosa. El tamaño de la concha varía entre 0,2 y 0,4 mm.

En vista umbilical el contorno es moderadamente lobulado, la última vuelta de espira está formada por 6 ó 7 cámaras esféricas que crecen rápidamente. Las suturas son radiales y deprimidas y el ombligo moderadamente ancho y profundo. Posee solapas rodeando el ombligo, resultantes de aberturas relictas.

En vista apertural la abertura primaria es ecuatorial poco arqueada con un pequeño labio. Las cámaras son de esféricas a subesféricas muy infladas, en ocasiones más anchas que largas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por sus cámaras esféricas que crecen rápidamente en vista apertural. Además se diferencia de *G. praevolutus* Petters en tener un ombligo más profundo y una abertura más baja.

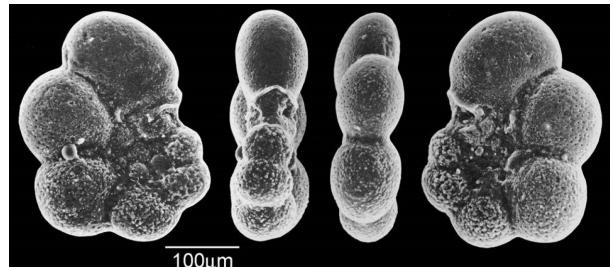
Distribución estratigráfica: Esta especie se encuentra en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia, su registro más antiguo se produce en la Biozona de *S. carpatica* de Oued Assila, en la Biozona de *S. carpatica*. Su distribución se prolonga hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Taylor en la colina de Prairie, Condado de Limestone, Texas (EEUU).

Globigerinelloides rosebudensis (Smith y Pessagno, 1973)

Lámina 3, figura 1

1973. *Globigerinelloides(?) rosebudensis* Smith y Pessagno, p. 39-40, lám. 15, figs. 1-8.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha de planoespacialada a ligeramente trocoespacialada, espiroumbilicada, de involuta a débilmente evoluta; pared macroperforada lisa. El diámetro de la concha varía entre 0,2 y 0,3 mm.

En vista umbilical el contorno es lobulado, la última vuelta de espira está formada por 6 ó 7 cámaras ovoides poco infladas que crecen gradualmente. Las suturas son radiales, de rectas a, más frecuentemente, curvas y siempre deprimidas; el ombligo es moderadamente ancho y poco profundo. Se aprecian aberturas relictas en el área umbilical.

En vista apertural la concha se encuentra comprimida lateralmente. La abertura primaria es de ecuatorial a ligeramente interiomarginal, el arco es ancho y puede ser algo asimétrico, posee un labio bien desarrollado. Las primeras cámaras son subesféricas mientras que las dos o tres últimas cámaras se estrechan y alargan llegando a presentar una forma elipsoidal; presentan una ancha banda periférica imperforada.

Discusión: Resulta inconfundible del resto de las especies de su género por su concha débilmente trocoespacialada, sus cámaras ovoides poco infladas, las suturas curvas que suele presentar y su banda periférica imperforada.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra a lo largo de la sección de Zumaia, desde su base en la Biozona de *R. rotundata*, hasta el Maastrichtiense final. Por su rango de edad, debería estar también presente en la parte superior del sondeo de Shuqualak; sin embargo no es así, quizás debido a cuestiones paleoambientales.

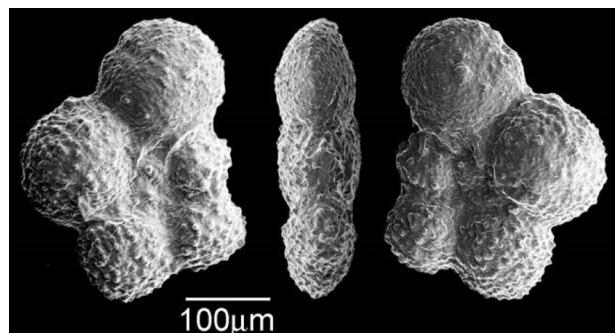
Localidad tipo: Formación Corsinaca, en la “Farm Road” 413, Condado de Falls, Texas (EEUU).

Globigerinelloides subcarinatus (Bönnemann, 1952)

Lámina 3, figura 2

1952. *Globigerinella messinae subcarinata* Brönnimann, p. 44, 47, lám. 1, figs. 10-11, text-fig. 21.

1973. *Globigerinelloides subcarinatus* (Brönnimann); Smith y Pessagno, p. 40-41, lám. 16, figs. 10-12.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha planoespiralada biumbilicada involuta, con pared finamente perforada de híspida a lisa, el tamaño de la concha oscila entre 0,3 y 0,4 mm.

En vista umbilical el contorno es lobulado, la última vuelta de espira está formada por 4 a 5,5 cámaras subcirculares o petaloideas que crecen rápidamente, salvo la última cámara de la última vuelta, que suele ser menor que la antepenúltima. Las suturas son radiales y deprimidas y el ombligo poco profundo.

En vista apertural la concha está comprimida, la abertura primaria es ecuatorial y arqueada y con un pequeño labio algo proyectado sobre las cámaras de la vuelta anterior; las cámaras son subcarenadas y están comprimidas exhibiendo una forma elipsoidal, generalmente presentan una banda periférica imperforada.

Discusión: Esta especie se caracteriza por la alta compresión lateral y la banda periférica imperforada que presenta su concha. Se diferencia de *G. praevolutus* Petters por una mayor compresión lateral de las cámaras y por poseer un ombligo más estrecho.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en Zumaia y en Shuqualak, su DPR se produce en el sondeo de Shuqualak en la parte inferior de la Biozona de *R. rotundata* y su presencia se extiende hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

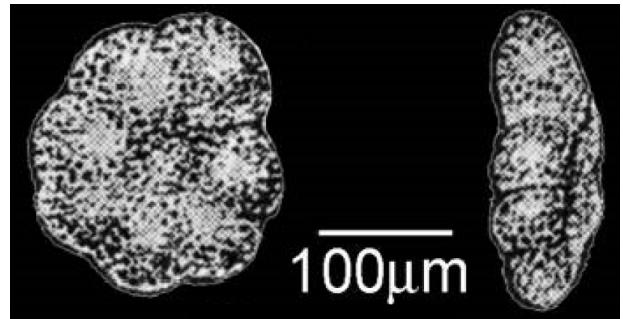
Localidad tipo: Área de Guayaguayare, al sureste de Trinidad, República de Trinidad y Tobago.

Globigerinelloides ultramicra (Subbotina, 1949)

Lámina 3, figura 3

1949. *Globigerinella ultramicra* Subbotina, p. 33, lám. 2, figs. 17-18.

2000. *Globigerinelloides ultramicrus* (Subbotina); Petrizzo, fig. 10. 9.



Descripción: Concha planoespiralada biumbilicada evoluta, con pared finamente pustulosa, el diámetro de la concha oscila entre 0,1 y 0,2 mm.

Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

En vista umbilical el contorno es circular, la última vuelta de espira está formada por de 6 a 8 cámaras que apenas crecen. Las suturas son radiales, de rectas a ligeramente curvas y deprimidas, y el ombligo es moderadamente ancho y profundo.

En vista apertural la concha está algo comprimida, la abertura primaria es ecuatorial con un arco bajo y un labio fino, las cámaras iniciales son subesféricas mientras que las últimas son más elipsoidales.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su pequeño tamaño, su contorno circular y el tamaño uniforme que muestran las cámaras de la última vuelta en vista umbilical. Se diferencia de *G. yaucoensis* (Pessagno) porque las suturas no son tan rectas y el contorno es más lobulado.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra a lo largo de las localidades de Olazagutía, Oued Assila y Shuqualak, desde los materiales más antiguos (la Biozona de *P. nuttalli* de Olazagutía); mientras que su DUR se produce coincidiendo con el techo de la Biozona de *G. arca*. Según Caron (1985) su aparición se produce en el Albiense superior y su extinción algo posterior a la aquí encontrada, concretamente en la Biozona de *G. havanensis*.

Localidad tipo: Kapustnaya Gorge, en la cara sur de los Cáuculos (Rusia).

Globigerinelloides volutus (White, 1929)

Lámina 3, figura 4

1929. *Globigerina voluta* White, p. 197, lám. 28, fig. 5.

Descripción: Concha planoespiralada biumbilicada evoluta, con pared finamente perforada y algo pustulosa, el diámetro de la concha oscila entre 0,4 y 0,6 mm.

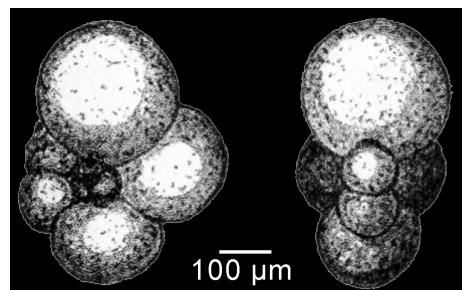
En vista umbilical el contorno es muy lobulado, la última vuelta de espira está formada por 4 ó 5 cámaras esféricas que crecen muy rápidamente. Las suturas son radiales, de rectas a ligeramente curvas y muy deprimidas, y el ombligo es moderadamente pequeño y profundo.

En vista apertural la abertura primaria es ecuatorial con un arco bajo y un labio fino, las cámaras son esféricas muy infladas.

Discusión: Esta especie se distingue del resto de las de su género por que sus cámaras son casi perfectamente esféricas y crecen muy rápidamente. Se diferencia de *G. praevolutus* Petters por una mayor compresión lateral de las cámaras y por poseer un ombligo más estrecho.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra esporádicamente en las localidades de Olazagutía, Oued Assila y Shuqualak. Su DPR se registra en la base de la Biozona de *S. carpatica* de Olazagutía, si bien su registro es bastante discontinuo por lo que este dato no es del todo fiable; su DUR tiene lugar en la Biozona de *R. rotundata* de Shuqualak, coincidiendo con el hiato que afecta a los materiales del Campaniense superior/Maastrichtiense inferior.

Localidad tipo: Formación Méndez, próximo a los railes del tren al Este de Méndez, en la bahía de Méndez (Méjico).



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

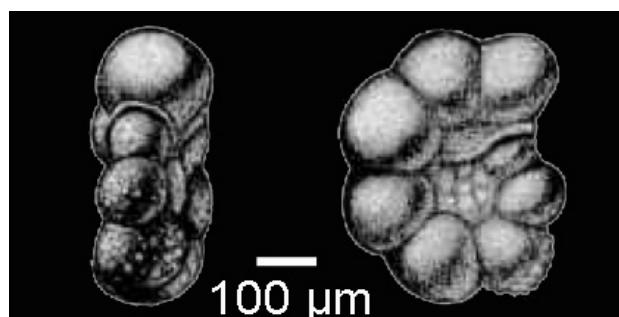
Globigerinelloides yaucoensis (Pessagno, 1960)

Lámina 3, figura 5

1960. *Planomalina yaucoensis* Pessagno, p. 98, lám. 2, figs. 14-15; lám. 5, fig 4.

1973. *Globigerinelloides subcarinatus* (Brönnimann); Smith y Pessagno, p. 42, lám. 16, figs. 8-9.

1991. *Globigerinelloides* sp. Pessagno; Van Eijden y Smit, p. 109, lám. 1, figs. 8-9.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha planoespiralada biumbilicada de involuta a evoluta, la pared es moderadamente pustulosa y su tamaño oscila entre 0,2 y 0,4 mm.

En vista umbilical el contorno es de moderadamente lobulado a subcircular. En la última vuelta de espira presenta 7 ó 8 cámaras, esféricas las primeras y más ovoides las últimas; estas cámaras crecen lentamente. Las suturas son radiales, muy rectas, radiales y deprimidas. Ombligo moderadamente ancho y de poco a moderadamente profundo. Presenta solapas, resultantes de

aberturas relictas, que se proyectan desde la abertura primaria hasta el ombligo.

En vista apertural la abertura primaria es ecuatorial semicircular con una arco bajo y un labio fino, las cámaras son subesféricas, las últimas están ligeramente achatadas llegando a ser algo más anchas que altas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por un número elevado de cámaras en la última vuelta con un crecimiento moderadamente lento, unas suturas muy rectas y una pared algo pustulosa. Se diferencia de *G. prairiehillensis* Pessagno por una menor inflación de sus cámaras, un crecimiento más lento y un ombligo menos profundo.

Distribución estratigráfica: El sondeo de Shuqualak y la sección de Zumaia registran esta especie. Su DPR se produce en Shuqualak hacia la mitad de la Biozona de *G. arca* (algo anteriormente a la que propone el proyecto Chronos, en la Biozona de *G. aegyptiaca*). Su distribución estratigráfica llega hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Lutitas del Río Yauco, grupo Mayagüez, en el Distrito de Mayagüez-Yauco, al norte de Puerto Rico.

Género *Globotruncana* Cushman, 1927

Especie tipo: *Pulvinulina arca* (Cushman, 1927).

1927. *Globotruncana* Cushman, p. 91, lám. 1.

1941. *Rosalinella* Marie, p. 237, 256-258.

Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie perforada y generalmente algo pustulosa. El lado umbilical presenta una abertura umbilical con un ombligo profundo que ocupa aproximadamente 1/4 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegillas que cubren las sucesivas aberturas, cada una cubre parte del ombligo dejando aberturas accesorias distales y proximales. Las suturas son de rectas a curvas, elevadas o deprimidas. Suele presentar rebordes periumbilicales más o menos desarrollados. El lado espiral tiene un contorno de lobulado a subcircular. Las suturas son de curvas a rectas, elevadas y arrosariadas. Lateralmente se observa una trocoespira de altura variable. Tiene dos carenas separadas por una banda periférica imperforada.

Discusión: Este género se caracteriza por poseer una abertura primaria umbilical, dos carenas (aunque en ocasiones la umbilical no está presente hasta el final de la última vuelta de espira) y un sistema umbilical cubierto por tegilla. Se diferencia de *Globotruncanita* Reiss en poseer dos carenas, al menos en las primeras cámaras de la última vuelta de espira, y en que su sistema umbilical está formado por tegilla; de *Marginotruncana* Hofker en que su sistema umbilical está cubierto por tegilla, en que en vista umbilical no presenta suturas sigmoidales elevadas, y en que la abertura es umbilical (aunque considero este criterio no del todo fiable porque generalmente el carácter umbilical o extraumbilical de las aberturas de ambos géneros no es del todo claro); de *Abathomphalus* Bolli, Loeblich y Tappan en que su abertura primaria es umbilical y en que

sus suturas umbilicales son algo más elevadas y curvas y de *Contusotruncana* Korchagin y *Gansserina* Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders en la presencia de tegilla en vez de pórticos.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

***Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950**

Lámina 3, figura 6

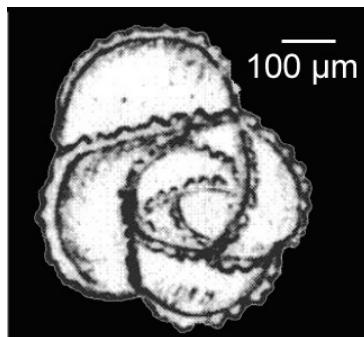
1950. *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, p. 690, lám. 90, figs. 20-22.

1950. *Globotruncana aegyptiaca duwi* Nakkady, p. 690, lám. 90, figs. 17-19.

1951. *Globotruncana gagnebini* Tilev, p. 50, lám. 3, figs. 2-5, text-fig. 14-17.

1956. *Rugotruncana skewesae* Brönnimann y Brown, p. 550, lám. 23, figs. 4-6.

1984. *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady; Robaszynski et al., p. 178, lám. 2, figs. 4-6; lám. 3, figs. 1-4. Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>



Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie finamente perforada y algo pustulosa. El diámetro de la concha oscila entre 0,3 y 0,6 mm.

El lado umbilical presenta abertura umbilical con un ombligo profundo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 3 a 5 cámaras subtrapezoidales pustulosas, exceptuando la última que es más lisa. Las suturas son de rectas a ligeramente curvas, radiales y comúnmente algo deprimidas. Los rebordes periumbilicales son tangenciales y están moderadamente desarrollados.

El lado espiral tiene un contorno lobulado. Las cámaras iniciales son globulares, posteriormente de petaloideas a semilunares pudiendo llegar a estar algo infladas, éstas crecen rápidamente. Las suturas son de rectas a moderadamente curvas, elevadas y arrosariadas; inciden en la sutura espiral con ángulo variable, de agudo a recto.

Lateralmente se aprecia una trocoespira baja y un perfil muy asimétrico, con el lado espiral plano y el lado umbilical convexo. Tiene dos carenas igualmente desarrolladas, separadas por una banda imperforada generalmente paralela al eje de enrollamiento o ligeramente inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su perfil planoconvexo y un bajo número de cámaras, generalmente 4; además se diferencia de *G. wiedenmayeri* (Gandolfi) por tener un lado umbilical menos pustuloso; de *G. ventricosa* White en que tiene menor tamaño, en que las suturas del lado espiral son más anchas y elevadas y en que el reborde periumbilical es más estrecho y algo menos prominente; y de *G. angulata* (Tilev) en que presenta dos carenas y tegilla. *G.*

aegyptiaca Nakkady es similar a *G. aff. subcircumnodiffer* Gandolfi, si bien se diferencia de ella por tener el lado espiral algo más plano (resultando una concha menos simétrica) y por tener los rebordes periumbilicales algo menos desarrollados; creo que en ocasiones ha podido producirse confusión entre ambas especies y que estas diferencias taxonómicas podrían ser las causantes de ciertas discrepancias bioestratigráficas (ver distribución bioestratigráfica y la descripción de la Biozona de *G. aegyptiaca* en el capítulo 4) ya que, a mi entender, los ejemplares designados por Robaszynski et al. (1984) como topotipos (lám. 2, figs. 1, 2) podrían no tratarse de *G. aegyptiaca* sensu stricto, si no que más bien podrían ser *G. aff. subcircumnodiffer* Gandolfi. Estas figuraciones podrían haber dado lugar a errores en la determinación de ambas especies por parte de los diferentes autores; considero ejemplares menos dudosos de *G. aegyptiaca* Nakkady los figurados por Robaszynski et al. (1984) en la lámina 3.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en la sección de Zumaia y en el sondeo de Shuqualak, su DPR se produce en Shuqualak en el Campaniense superior, al inicio de la biozona homónima. Esta especie podría presentar problemas de diacronía ya que ha sido identificada anteriormente al DUR de *R. calcarata* (Chacón y Martín-Chivelet, 2005; Wendler et al., 2011; Robaszynski et al., 2000), sin embargo estas discrepancias podrían también deberse a un problema taxonómico por confusión de esta especie con *G. aff. subcircumnodiffer* que sí se registra por debajo del Campaniense medio. Su extinción se produce coincidiendo con el límite Cretácico/Paleógeno según estudios de detalle de este límite en Zumaia (Arz et al., 1999) y otros autores (Robaszynski et al., 1984; Caron, 1985), sin embargo no se ha identificado en el Maastrichtiense más alto de Zumaia en este trabajo.

Localidad tipo: Campos de petróleo anglo-egipcios, Abu Durba, en el oeste de Sinai, al sureste de Suez, Egipto.

Globotruncana arca (Cushman, 1926)

Lámina 3, figura 7

1926. *Pulvinulina arca* Cushman, p. 23, lám. 3, fig. 1.

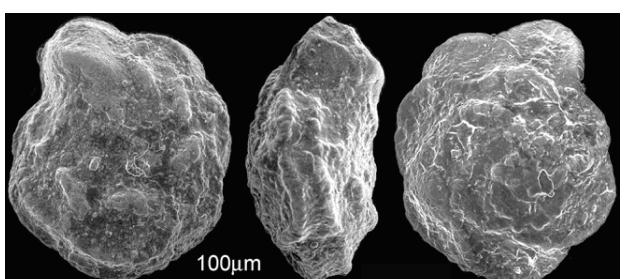
1941. *Rosalinella rugosa* Marie, p. 240, lám. 36, fig. 340.

1945. *Globotruncana leupoldi* Bolli, p. 235, lám. 9, fig. 17, text-fig. 1.

1964. *Globotruncana churchi* Martin, p. 79, lám. 9, fig. 5.

1964. *Globotruncana goudkoffi* Martin, p. 80, lám. 10, fig. 1.

1984. *Globotruncana arca* (Cushman); Robaszynski et al., p. 182, 184, lám. 4, figs. 1-3.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie finamente perforada y en ocasiones algo pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,4 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo y amplio que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. Suele tener de 5 a 8 cámaras en la última vuelta de espira, subrectangulares y de planas a ligeramente cóncavas; las suturas son curvas, arrosariadas y elevadas. Las cámaras poseen rebordes periumbilicales de tangenciales a oblicuos. La carena y los rebordes sutural y periumbilical crean una especie de elevación en forma de herradura.

El lado espiral tiene un contorno de subcircular a lobulado. Las cámaras iniciales son semilunares y las finales petaloideas, éstas últimas crecen moderadamente lento. Las suturas son curvas, arrosariadas y elevadas e inciden en la sutura espiral con ángulo agudo las primeras y casi recto las últimas.

Lateralmente se observa una trocoespira moderadamente alta con un perfil de simétrico a ligeramente asimétrico con el lado espiral más convexo. Tiene dos carenas igualmente desarrolladas y paralelas, separadas por una banda imperforada bastante ancha e inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar dos carenas bien desarrolladas separadas por una banda imperforada ancha. Se diferencia de *Globotruncana falsostuarti* Sigal en que sus carenas son paralelas y de ancho constante, de *Globotruncana mariei* Banner y Blow en poseer un mayor número de cámaras que crecen más lento y unas carenas más desarrolladas y separadas.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en todas las localidades estudiadas, desde la base de Olazagutía, en el Coniaciense superior. Según Caron (1985), Premoli Silva y Sliter (1995) y el proyecto Chronos su DPR se produce posteriormente al DPR de *Dicarinella asymmetrica*, lo cual sería compatible con mis datos, sin embargo otros autores sitúan dicho DPR próximo a la extinción de *D. asymmetrica* (Robaszynski et al., 2000) o coincidiendo con ella (Robaszynski et al., 1984). Su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Lutitas Méndez en Papagayo cerca de Huiches, Hacienda El Limón, San Luis Potosí (Méjico).

Globotruncana bulloides Vogler, 1941

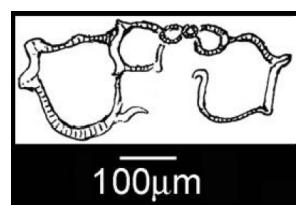
Lámina 3, figura 8

1941. *Globotruncana linnei* (d'Orbigny) *bulloides* Vogler, p. 287, lám. 23, figs. 32-39.

1941. *Rosalinella globigerinoides* Marie, p. 239, lám. 36, fig. 338.

1956. *Marginotruncana pauperata* Hofker, p. 331, text-figs. 21-22.

1956. *Globotruncana linneiformis* Hofker, p. 326, text-figs. 11-13.



Lectotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

1964. *Globotruncana fresnoensis* Martin, p. 80, lám. 9, fig. 8.

1967. Lectotipo: *Globotruncana bulloides* Vogler; Pessagno, p. 325, fig. 33.

1984. *Globotruncana bulloides* Vogler; Robaszynski et al., p. 186, 300, lám. 6, figs. 1-4.

Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie finamente perforada y algo pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,4 y 0,5 mm.

El lado umbilical posee una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa de 1/2 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. Suele tener 6 ó 7 cámaras trapezoidales en la última vuelta de espira, algo infladas, las primeras ligeramente pustulosas y más lisas las últimas; las suturas son de curvas a rectas y moderadamente deprimidas. Las cámaras poseen rebordes periumbilicales de tangenciales a ligeramente oblicuos.

El lado espiral tiene un contorno lobulado. Las cámaras son petaloideas o semicirculares y están infladas, éstas crecen moderadamente lento. Las suturas son curvas, elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulo agudo las primeras y casi recto las últimas.

Lateralmente se observa una trocoespira baja y un perfil simétrico a ligeramente asimétrico con el lado espiral más convexo. Tiene dos carenas igualmente desarrolladas y paralelas, separadas por una banda imperforada paralela al eje de enrollamiento o ligeramente inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar un alto grado de inflación en sus cámaras tanto en el lado umbilical como espiral. Se diferencia de *C. plummereae* (Gandolfi) en tener las cámaras más petaloideas, un perfil generalmente biconvexo más simétrico y tegilla; de *M. marginata* (Reuss) por poseer carenas más desarrolladas y tegilla.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en todas las localidades estudiadas, desde la base de la Biozona de *S. carpatica* en Olazagutía. Su DUR se produce en Zumaia en la parte media-alta de la Biozona de *A. mayaroensis*; y en Shuqualak coincidiendo con el hiato que afecta a los materiales en torno al límite Campaniense/Maastrichtiense.

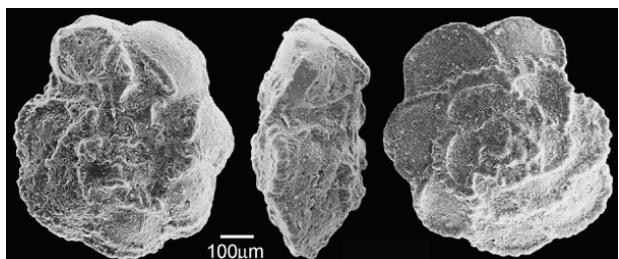
Localidad tipo: Indonesia, no se precisa una localidad concreta.

Globotruncana falsostuarti Sigal , 1952

Lámina 3, figura 9

1952. *Globotruncana falsostuarti* Sigal, p. 43, text-fig. 46.

1984. *Globotruncana falsostuarti* Sigal; Robaszynski et al., p. 194, lám. 10, figs. 1-3.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada, superficie finamente perforada y lisa. El tamaño de la concha oscila entre 0,5 y 0,8 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa de 1/2 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 7 a 8 cámaras trapezoidales de superficie plana a cóncava; las suturas son elevadas y arrosariadas aunque generalmente la última suele ser deprimida. Las cámaras poseen rebordes periumbilicales tangenciales o ligeramente oblicuos. La carena y los rebordes sutural y periumbilical crean una especie de elevación en forma de herradura.

El lado espiral tiene un contorno de subcircular a ligeramente lobulado. Las cámaras son petaloideas y crecen lentamente. Las suturas son rectas o ligeramente curvas, elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulo agudo las primeras y casi recto las últimas.

Lateralmente se observa una trocoespira moderadamente alta y un perfil simétrico o ligeramente asimétrico con cualquiera de los dos lados más convexo. Tiene dos carenas, la umbilical está algo menos desarrollada, y en ocasiones no se conserva hasta el final de la última vuelta de espira, las carenas coalescen en la parte media de las cámaras. La banda periférica imperforada está inclinada hacia el ombligo.

Discusión: Esta especie se caracteriza por tener un relativo alto número de cámaras que crecen lentamente, también porque su banda periférica imperforada tiene una anchura variable debido a que las carenas convergen y divergen, aproximándose en el centro de cada cámara, además la carena umbilical puede estar más debilitada o incluso desaparecer hacia el final de la última vuelta de espira. Esta especie es similar a *G. stuarti* (de Lapparent) y *G. stuartiformis* (Dalbiez) pero *G. falsostuarti* Siga posee dos carenas y un sistema umbilical formado por tegilla.

Distribución estratigráfica: Esta especie tan solo se registra en Zumaia donde está presente desde la base, en Shuqualak no se registra probablemente por razones paleoecológicas. Su primera aparición se produce en el Campaniense superior, según diferentes autores, aunque variando ligeramente: p. ej. Robaszynski et al. (1984) la sitúan posteriormente al DUR de *R. calcarata* y Robaszynski et al. (2000) y Bey et al. (2012) algo anterior al DPR de *R. calcarata*. Su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Probablemente norte de Algeria aunque no se da una localidad tipo concreta.

Globotruncana linneiana (d'Orbigny, 1839)

Lámina 3, figura 10

1839. *Rosalina linneiana* d'Orbigny, p. 101, lám. 5, figs. 10-12.

1893. *Pulvulina tricarinata* Quereau, p. 89, lám. 5, fig. 3.

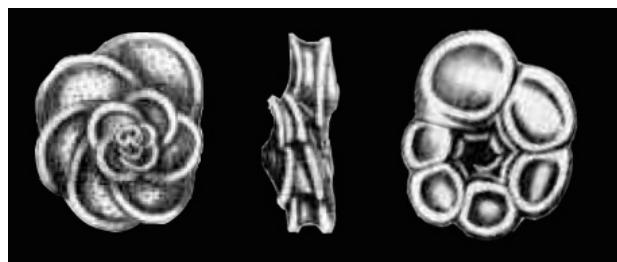
1955. *Globotruncana (Globotruncata) lapparenti* Brotzen *longilocula* Gandolfi, p. 17, lám. 1, figs. 1, text-figs. 3, 4(8).

1956. Neotipo: *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny); Brönnimann y Brown, p. 542, lám. 20, figs. 13-15.

1959. *Globotruncana riojai* Eternod Olvera, p. 116-117, lám. 7, figs. 3-5.

1965. *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny) *obliqua* Herm, p. 336-338, lám. 8, figs. 1-4, textfig. 14.

1984. *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny); Robaszynski et al., p. 200, 202, lám. 13, figs. 1-4; lám. 14, figs. 1-5.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie finamente perforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha oscila de 0,3 a 0,6 mm.

El lado umbilical posee una abertura primaria umbilical con un ombligo relativamente poco profundo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira exhibe de 5 a 7 cámaras subtrapezoidales, pustulosas las primeras y más lisas las últimas; las suturas son curvas y deprimidas, aunque en ocasiones presentan un reborde sutural elevado y arrosariado. Las cámaras poseen rebordes periumbilicales desarrollados que son tangenciales o ligeramente oblicuos. La carena y los rebordes sutural y periumbilical crean una elevación en forma de herradura.

El lado espiral tiene un contorno de subcircular a ligeramente lobulado. Las cámaras son de petaloideas a semilunares y generalmente crecen moderadamente lento. Las suturas son curvas, elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulos que se aproximan a los 90°.

Lateralmente se caracteriza por presentar una trocoespira muy baja y un perfil simétrico (con los dos lados planos) o ligeramente asimétrico (con alguno de los dos lados ligeramente más convexo). Tiene dos carenas igualmente desarrolladas, paralelas y continuas, o bien algo desplazadas entre cámaras contiguas. Posee una ancha banda periférica imperforada paralela al eje de enrollamiento. En ocasiones, las cámaras contiguas pueden disponerse de manera algo oblicua.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por presentar tanto el lado umbilical como el espiral rectos, dotando a la concha de un perfil rectangular, similar al de una caja. Es muy similar a *M. pseudolinneiana* Pessagno, pero *G. linneiana* (d'Orbigny) posee una abertura umbilical protegida por una tegilla. Se diferencia de *A. mayaroensis* (Bolli) en que su lado ventral no presenta pústulas alineadas y el lado umbilical exhibe suturas y reborde periumbilical elevados.

Distribución estratigráfica: Esta especie se encuentra en todos los cortes estudiados, desde la base del corte de Olazagutía, en la Biozona de *P. nuttalli*. Esta posición estratigráfica es consistente con la que proponen Premoli Silva y Sliter (1995), quienes sitúan su DPR próximo al DPR de *D. asymmetrica*. Su DUR se produce en la parte inferior de la Biozona de *A. mayaroensis* en Zumaia, y coincidiendo con el hiato que afecta a los materiales del límite Campaniense/Maastrichtiense en Shuqualak.

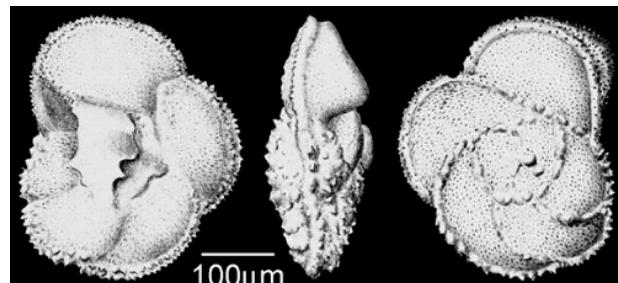
Localidad tipo: Cuba, sin especificar.

Globotruncana mariei Banner y Blow, 1960

Lámina 3, figura 11

1960. *Globotruncana mariei* Banner y Blow, p. 8, lám. 11, fig. 6.

1984. *Globotruncana mariei* Banner y Blow; Robaszynski et al., p. 204, lám. 15, figs. 1-6.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie macroperforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha oscila de 0,3 a 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 4,5 a 5,5 cámaras subtrapezoidales pustulosas las primeras y más lisas las últimas; las suturas son curvas y ligeramente deprimidas aunque en ocasiones presentan un reborde sutural elevado y arrosariado. Las cámaras poseen rebordes perumbilicales desarrollados de tangenciales a ligeramente oblicuos.

El lado espiral tiene un contorno moderadamente lobulado. Las primeras cámaras son semilunares y las últimas petaloideas a semicirculares y éstas crecen relativamente rápido. Las suturas son curvas (aunque algo más rectas las finales) elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulos agudos.

Lateralmente se caracteriza por presentar una trocoespira baja y un perfil casi simétrico (con los dos lados planos), o bien puede ser ligeramente asimétrico (con su lado espiral algo más convexo). Tiene dos carenas paralelas y juntas, la umbilical está menos desarrollada. Posee una banda periférica imperforada.

Discusión: Esta especie se diferencia de *G. arca* (Cushman) en poseer un menor número de cámaras y una banda periférica estrecha que no está tan inclinada hacia el lado umbilical, además las cámaras crecen más rápidamente y generalmente el diámetro de la concha tiene un menor tamaño. La figura tipo es *G. cretacea* Cushman (1938), sin embargo esta especie es homónima de *A. cretacea* (d'Orbigny) por lo que Banner y Blow (1960) propusieron el nuevo nombre de *G. mariei*.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en todos los cortes estudiados, aparece en la base de la Biozona de *S. carpatica* en Olazagutía, si bien otros autores le atribuyen una aparición algo más tardía, p. ej. Robaszynski et al. (1984) sitúan su DPR algo antes del límite Santoniense/Campaniense y el proyecto Chronos lo localiza ya en la base del Campaniense. *G. mariei* está presente hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: “Selma Chalk” en la carretera de Sardis-Henderson, Condado de Henderson, Tennessee

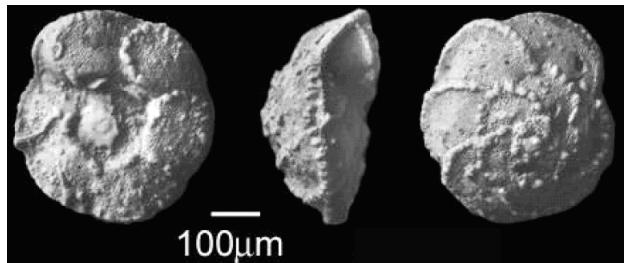
Globotruncana orientalis El-Naggar, 1966

Lámina 3, figura 13

1966. *Globotruncana orientalis* El-Naggar, p. 125-127, lám. 12, fig. 4.

1967. *Globotruncana stephensi* Pessagno, p. 354-356, lám. 69, figs. 1-7; lám. 96, figs. 5-6.

1984. *Globotruncana orientalis* El-Naggar; Robaszynski et al., p. 206, 208, lám. 16, figs. 1-3; lám. 17, figs. 1-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie macroperforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha varía entre 0,4 y 0,8 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 5 a 7 cámaras, de rectangulares a trapezoidales, pudiendo ser algo convexas; las suturas son curvas y generalmente algo deprimidas aunque en ocasiones presentan un reborde sutural elevado y arrosariado. Las cámaras exhiben rebordes periumbilicales desarrollados, especialmente en las primeras cámaras, y éstos son de tangenciales a ligeramente oblicuos. Los rebordes periumbilical y sutural y la carena forman elevaciones continuas en forma de herradura presentes en las primeras cámaras.

El lado espiral tiene un contorno subcircular. Las primeras cámaras son semilunares y las últimas petaloideas, y éstas crecen lentamente. Las suturas son de ligeramente curvas a casi rectas en las cámaras finales, elevadas y arrosariadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos de agudos a casi rectos.

Lateralmente se caracteriza por presentar una trocoespira moderadamente alta y generalmente un perfil asimétrico, con el lado espiral convexo y el umbilical casi plano. Posee dos carenas paralelas y juntas, la umbilical está menos desarrollada y a veces no se presenta hasta el final de la última vuelta; posee una estrecha banda periférica imperforada que se estrecha hacia el final de la vuelta de espira.

Discusión: Esta especie es diferente del resto de las de su género por su contorno subcircular, por presentar un lado espiral bastante convexo y un lado umbilical casi plano y por tener dos carenas paralelas muy juntas en la primera parte de la ultima vuelta de espira, que se reduce a una sola en las últimas cámaras. Se diferencia de *G. arca* (Cushman) en que las carenas están más juntas y generalmente pierde una de ellas hacia el final de la última vuelta de espira y en su periferia menos lobulada; de *G. rosetta* (Carsey) en que las cámaras crecen más lentamente y en que presenta un contorno menos lobulado.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia, desde la Biozona de *S. carpatica* de Oued Assila; sin embargo parece que hay ciertas diferencias en la literatura acerca de la distribución temporal de este taxón, así Premoli Silva y Sliter (1995) sitúan su aparición en la Biozona de *G. ventricosa*, Robaszynski et al. (2000) desde la parte alta de la Biozona de *D. asymmetrica* y el proyecto Chronos desde la Biozona de

G. elevata. Su distribución se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia. Otros estudios identifican su extinción en coincidencia con el límite Cretácico/Paleógeno (Premoli Silva y Sliter, 1995; Arz et al., 1999; Robaszynski et al., 2000); si bien el proyecto Chronos lo sitúa en la Biozona de *G. gansseri*.

Localidad tipo: “Sharawna Shale”, sección Wadi El-Sharawna, región de Esna-Idfu, Egipto.

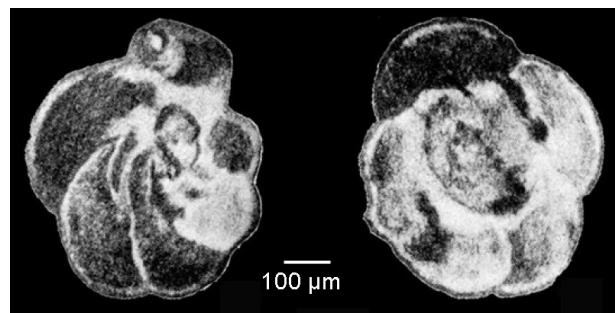
Globotruncana rosetta (Carsey, 1926)

Lámina 3, figura 14

1926. *Globigerina rosetta* Carsey, p. 44, lám. 5, fig. 3.

1952. *Globotruncana lamellosa* Sigal, p. 42, text-fig. 45.

1984. *Globotruncana rosetta* (Carsey); Robaszynski et al., p. 210, 301, lám. 18, figs. 1-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared macroperforada y finamente pustulosa. El tamaño de la concha oscila de 0,4 a 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 4 a 6 cámaras trapezoidales, pudiendo ser de planas a algo convexas; las suturas son curvas o rectas, generalmente deprimidas aunque suelen estar alineadas por un reborde sutural elevado en las primeras cámaras. Dichas cámaras exhiben rebordes periumbilicales desarrollados tangenciales o ligeramente oblicuos.

El lado espiral tiene un contorno lobulado, especialmente marcado al final de la última vuelta de espira. Las primeras cámaras tienen forma semilunar y las últimas petaloideas, y crecen moderadamente rápido. Las suturas son de ligeramente curvas a casi rectas hacia el final de la vuelta de espira, elevadas y arrosariadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos de agudos a casi rectos.

Lateralmente tiene una trocoespira moderadamente baja y generalmente un perfil asimétrico o casi simétrico, con el lado espiral ligeramente convexo y el lado umbilical de plano a algo convexo. Posee dos carenas paralelas separadas por una banda periférica imperforada, algo inclinada hacia el lado umbilical, la carena umbilical está menos desarrollada y no se presenta hasta el final de la última vuelta.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su contorno lobulado (especialmente en la parte

final de la última vuelta de espira) y por el menor desarrollo de su carena umbilical que no se presenta en las cámaras finales. Además se diferencia de *G. orientalis* El-Naggar porque sus cámaras son más petaloideas y crecen más rápidamente. Falzoni y Petrizzo (2011) realizan una profunda discusión acerca de esta especie señalando ciertos problemas taxonómicos derivados de una escueta definición y a una imprecisa ilustración del holotipo.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Zumaia. Su DPR se produce en la parte superior de la Biozona de *R. rotundata* en Zumaia. En otros trabajos ha sido registrado con anterioridad, desde el Campaniense inferior (Robaszynski et al., 1984; Premoli Silva, 1995), si bien Falzoni y Petrizzo (2011) mencionan que estas citas en la literatura podrían estar afectadas por ciertos desacuerdos taxonómicos y que Petrizzo et al. (2011) no encuentran especímenes que se ciñan estrictamente a la descripción de este taxón en materiales del Campaniense medio en diferentes secciones (Bottaccione, Tanzania o en los océanos Pacífico ecuatorial, Atlántico o Índico). Su registro se prolonga hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia. Otros autores (Arz et al., 1999; Robaszynski et al., 1984; Premoli Silva, 1995) prolongan también su registro hasta el límite Cretácico/Paleógeno.

Localidad tipo: Onion Creek, Condado de Travis, Texas.

Globotruncana aff. subcircumnodifer Gandolfi, 1955

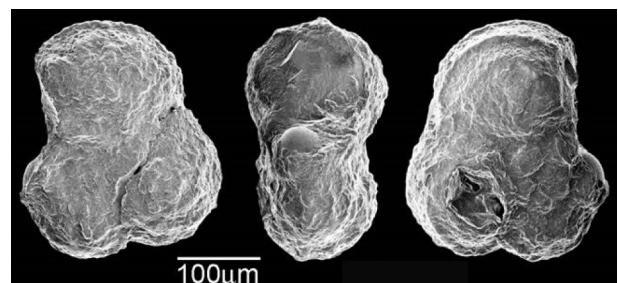
Lámina 4, figura 1

1955. *Globotruncana circumnodifer* (*Rugoglobigerina*) (*Finlay*) *subcircumnodifer* Gandolfi, p. 44, lám. 2, fig. 8.

1985. *Rugotruncana subcircumnodifer* (Gandolfi); Caron, p. 76, fig. 34. 12.

1990. *Globotruncana subcircumnodifer* Gandolfi; Huber, lám. 5, figs. 7-8, 12.

2005. *Rugotruncana subcircumnodifer* (Gandolfi); Georgescu, lám. 3, figs. 7-9.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie perforada y pustulosa. El tamaño de la concha oscila de 0,2 a 0,4 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 4 a 5 cámaras subtrapezoidales. Las suturas son de rectas a ligeramente curvas, radiales y deprimidas. Puede presentar rebordes periumbilicales poco desarrollados, pustulosos y tangenciales.

El lado espiral tiene un contorno lobulado. Las cámaras muestran formas petaloideas o semilunares e infladas, éstas crecen rápidamente. Las suturas son curvas elevadas y arrosariadas;

inciden en la sutura espiral con ángulo agudo.

Lateralmente se aprecia una trocoespira baja y un perfil casi simétrico biconvexo, aunque el lado umbilical puede ser algo más convexo. Tiene dos carenas igualmente desarrolladas y pustulosas, separadas por una banda imperforada generalmente paralela al eje de enrollamiento.

Discusión: Esta especie se parece a *G. aegyptiaca* Nakkady, si bien se diferencia de ella por tener el lado espiral algo más convexo, resultando una concha más simétrica que *G. aegyptiaca* Nakkady y por poseer los rebordes periumbilicales algo menos desarrollados.

Ha sido adscrita al género *Rugotruncana* Brönniman y Brown por varios autores (i.e. Caron, 1985; Georgescu, 2005), sin embargo este género presenta disposición meridional de pústulas, según la enmienda de Pessagno (1967), y paralela a la periferia en el lado espiral y meridional en el lado umbilical según Georgescu y Huber (2007). Ya que *G. aff. subcircumnodifer* Gandolfi carece de pústulas con disposición alineada, Georgescu y Huber (2007) incluyen a esta especie provisionalmente en el género *Globotruncana* Cushman. Así, siguiendo a estos autores y la definición original (Gandolfi, 1955), he optado por incluirlo en el género *Globotruncana* Cushman, porque si bien hay ejemplares con bastante ornamentación en la que hasta pueden llegar a fundirse pústulas, éstas no siguen ningún tipo de patrón.

Ahora bien, la especie a la que nosotros nos referimos la nombramos *G. aff. subcircumnodifer* Gandolfi ya que no parece tratarse del mismo morfotipo que el descrito en la definición original y sus enmiendas (Gandolfi, 1955; Pessagno, 1967; Georgescu y Huber, 2007), porque presenta las carenas más desarrolladas y puede poseer un reborde periumbilical. Además el holotipo de esta especie posee cámaras globulares, mientras que en *G. aff. subcircumnodifer* Gandolfi las cámaras están infladas pero no son globulares. Más similar al holotipo es el morfotipo de *Rugotruncana subcircumnodiffer* (Gandolfi) al que se refiere Petrizzo et al. (2001) y que pone en sinonimia con *Rugotruncana tilevi* Brönniman y Brown (1956); existen claras diferencias entre este morfotipo y al que nosotros nos referimos como *G. aff. subcircumnodifer* Gandolfi.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en el corte de Oued Assila y en el sondeo de Shuqualak, siendo su DPR identificado en la parte inferior de la Biozona de *D. asymetrica* en Oued Assila. Su DUR coincide con la base de la laguna estratigráfica que afecta a los materiales del Campaniense superior/Maastrichtiense inferior del sondeo de Shuqualak.

Localidad tipo: Formación Colón aflorando en una sección en el Km 92 en la carretera Fonseca-Río Chaca, en el Valle de Ranchería, parte noreste del estado de Magdalena (norte de Colombia).

Globotruncana ventricosa White, 1929

Lámina 4, figura 2

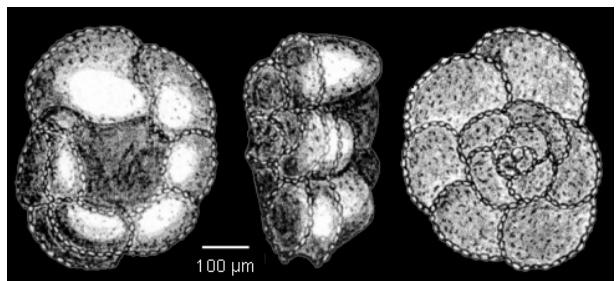
1929. *Globotruncana canaliculata ventricosa* White, p. 284, lám. 38, fig. 5.

1953. *Globotruncana fundiconulosa* Subbotina, p. 200, lám. 14, figs. 1-4.

1955. *Globotruncana lobata* de Klasz, p. 43, lám. 7, fig. 2.

1978. *Globotruncana ventricosiformis* Maslakova, p. 100, lám. 22, fig. 4.

1984. *Globotruncana ventricosa* White; Robaszynski et al., p. 214, 216, lám. 20, figs. 1-3; lám. 21, figs. 1-3.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha varía entre 0,4 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo amplio y profundo que ocupa aproximadamente 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. Generalmente la última vuelta de espira posee 6 ó 7 cámaras trapezoidales, pudiendo ser algo convexas o planas, además de pustulosas, sobre todo las primeras; las suturas son de ligeramente curvas a rectas, generalmente algo oblicuas y deprimidas aunque en ocasiones están formadas por un alineamiento de pústulas. Las cámaras poseen rebordes periumbilicales fuertemente desarrollados a excepción de la última o últimas cámaras.

El lado espiral tiene un contorno de subcircular a lobulado. Las primeras cámaras tienen forma semilunar pasando después a ser semicircular, estas últimas cámaras crecen lentamente. Las suturas son de curvas a casi rectas en las cámaras finales, muy elevadas y anchas, arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulos agudos a casi rectos hacia el final de la vuelta de espira.

Lateralmente se caracteriza por presentar una trocoespira muy baja, con un perfil muy asimétrico con el lado espiral plano y el umbilical muy convexo. Posee dos carenas paralelas bien desarrolladas y separadas por una banda periférica imperforada paralela al eje de enrollamiento.

Discusión: Esta especie es fácilmente identificable, presenta fuertes suturas en el lado espiral, carenas y reborde periumbilical muy anchos y elevados, además tiene un perfil típicamente planoconvexo. Petrizzo et al. (2011) revisan el concepto taxonómico de esta especie señalando que en ocasiones no ha sido correctamente identificada (p. ej. lám. 21, fig. 4 de Robaszynski et al. [1984]) ya que se identifican como *G. ventricosa* White morfotipos que son similares pero que realmente son su especie antecesora denominada *Globotruncana neotricarinata* Petrizzo, Falzoni y Premoli Silva (2011). Esta última especie presenta rasgos intermedios entre *G. ventricosa* White y *G. linneiana* (d'Orbigny). Los ejemplares intermedios entre *G. ventricosa* White y *G. linneiana* (d'Orbigny) se han incluido dentro de la variabilidad intraespecífica de alguna de ellas, aunque no se descarta considerar a estos morfotipos como una especie con entidad propia en un futuro.

Distribución estratigráfica: Este taxón está presente en los cortes de Oued Assila y Zumaia y en el sondeo de Shuqualak, siendo su DPR en la parte inferior de la Biozona de *G. arca*, tanto en Shuqualak como en Oued Assila. Petrizzo et al. (2011) discuten sobre la fiabilidad de esta especie como marcador biozonal, concluyendo que su aparición se produce más tarde de lo que se suponía en el área del Tetis, debido a los problemas taxonómicos mencionados

en la discusión de esta especie. Su DUR se identifica hacia la parte inferior de la Biozona de *A. mayaroensis* de Zumaia; y en la misma Biozona de *G. arca* en Shuqualak, sin embargo este DUR demasiado temprano es de carácter local, posiblemente ocasionado por la naturaleza somera de los materiales del sondeo.

Localidad tipo: Formación Méndez, Papagayo, carretera de Aldama, bahía de Tampico (Méjico).

Género *Globotruncanella* Reiss, 1957

Especie tipo: *Globotruncana citae* Bolli, 1951.

1957. *Globotruncanella* Reiss, p. 136-137, figs. 5c, 6h.

Descripción: Concha trocoespiralada generalmente cubierta por pústulas de desarrollo variable. La abertura primaria es umbilical-extraumbilical, el sistema umbilical está formado por pórticos. Las suturas espirales son radiales y deprimidas. El contorno en vista espiral es muy lobulado. Las suturas son radiales, de rectas a ligeramente curvas, y deprimidas. En vista lateral la espira es de baja a moderadamente alta. Periferia axial de redondeada a comprimida, pudiendo desarrollarse, según la especie, banda periférica imperforada, alineamiento de pústulas o carena.

Discusión: Este género se diferencia de *Abathomphalus* Bolli, Loeblich y Tappan en que la única estructura periférica que llega a desarrollar es una sola carena, y en que las suturas espirales son deprimidas; de *Hedbergella* Brönnimann y Brown en la presencia de pórticos y generalmente un mayor desarrollo de pústulas; de *Archaeglobigerina* Pessagno en la ausencia de tegilla. En nuestros materiales no hemos identificado *G. pschadæ* (Keller), esta especie es la más evolucionada filogenéticamente dentro de su género y se caracteriza por poseer una verdadera carena. Dicha ausencia se debe a razones bioestratigráficas en los cortes de Olazagutía y Oued Assila y probablemente a cuestiones paleoecológicas o paleobiogeográficas en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

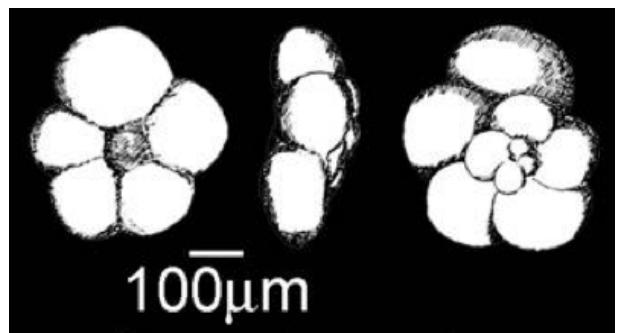
Globotruncanella havanensis (Voorwijk, 1937)

Lámina 4, figura 3

1937. *Globotruncana havanensis* Voorwijk, p. 195, lám. 1, figs. 25, 26, 29.

1985. *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk); Caron, p. 51, figs. 21. 3-4.

1984. *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk); Robaszynski et al., p. 265, lám. 44, figs. 4-6.



Material original figurado, obtenido del Catálogo de Ellis y Messina

Descripción: Concha trocoespiralada finamente perforada, pudiendo ser algo pustulosa sobre todo en las primeras cámaras de la última vuelta de espira; tiene un tamaño de 0,3 a 0,4 mm.

La abertura primaria es umbilical-extraumbilical relativamente grande y arqueada, el ombligo profundo y ocupa de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha; el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 4,5 a 5,5 cámaras subtrapezoidales o petaloideas separadas por suturas radiales y deprimidas.

El contorno en vista espiral es lobulado, las cámaras tienen forma petaloidea y crecen moderadamente rápido. Las suturas son de radiales a curvas y deprimidas, incidiendo en la sutura espiral con ángulos rectos.

En vista lateral se aprecia una espira de baja a moderadamente alta, un perfil asimétrico cóncavo-convexo, con el lado espiral convexo y el umbilical de plano a cóncavo. Periferia axial de las primeras cámaras es de subredondeada a algo comprimida, y las de las últimas de ovalada a comprimida. Presenta una banda imperforada y en ocasiones un ligero alineamiento de pústulas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por tener de 4,5 a 5,5 cámaras algo comprimidas (especialmente las últimas) e inclinadas hacia el lado umbilical. Se diferencia de *G. pschadai* (Keller) en que, aunque puede desarrollar cierto alineamiento de pústulas en la periferia, no posee una verdadera carena, de *G. petaloidea* (Gandolfi) en que tiene más de 4 cámaras y es algo menos lobulada y de *G. minuta* Caron y González Donoso en que las cámaras son más comprimidas.

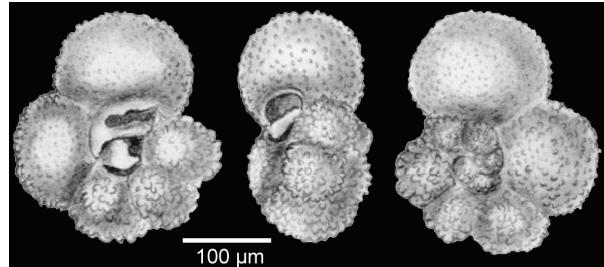
Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, produciéndose su DPR en la base de la Biozona de *R. calcarata* en Shuqualak y llegando su distribución hasta el final del Maastrichtiense en Zumaia.

Localidad tipo: localidad 64, La Habana, Cuba.

Globotruncanella minuta Caron y González Donoso, 1984

Lámina 4, figura 4

1984. *Globotruncanella minuta* Caron y González Donoso; Robaszynski et al., p. 266, 302, lám. 43, figs. 5-8.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada finamente perforada y fuertemente pustulosa, el diámetro de la concha oscila entre 0,15 y 0,3 mm.

En vista umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical con un ombligo profundo que ocupa aproximadamente de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 4 a 5 cámaras globulares separadas por suturas radiales y deprimidas.

Exhibe un contorno en vista espiral muy lobulado. Las primeras vueltas están hundidas con respecto a las siguientes, las cámaras tienen forma globular y crecen rápidamente. Las suturas son de radiales a curvas y deprimidas, incidiendo en la sutura espiral con ángulos rectos.

En vista lateral la espira es muy baja y el perfil casi simétrico. Periferia axial redondeada sin estructuras periféricas.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por la forma globular de sus cámaras y por su pared fuertemente pustulosa, y de las especies de *Hedbergella* Brönnimann y Brown por la presencia de pórticos y por que su pared es más pustulosa.

Distribución estratigráfica: Esta especie se ha registrado esporádicamente en el corte de Zumaia y en el sondeo de Shuqualak, desde la parte inferior-media de la Biozona de *R. rotundata* de Shuqualak; estudios de detalle del límite Cretácico/Paleógeno de Zumaia sitúan su extinción en este límite (Arz et al., 1999).

Localidad tipo: Formación Corsinaca, en la parte sur de Corsinaca, Condado de Navarro, Texas (EEUU).

Globotruncanella petaloidea (Gandolfi, 1955)

Lámina 4, figura 5

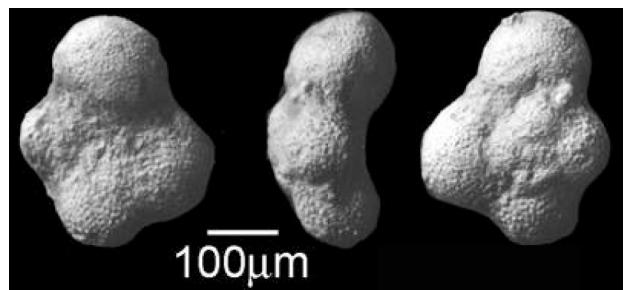
1955. *Globotruncana (Rugoglobigerina) petaloidea* petaloidea Gandolfi, p. 52, lám. 3, fig. 13.

1955. *Globotruncana (Rugoglobigerina) petaloidea subpetaloidea* Gandolfi, p. 52, lám. 3, fig. 12, text-fig. 8.

1960. *Rugoglobigerina jerseyensis* Olsson, p. 49, lám. 10, figs. 19-21.

1983b. *Globotruncana kefennsoura* Solakius, p. 115, 118, figs. 1-10, text-figs. 3.

1984. *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi);
Robaszynski et al., p. 268, lám. 44, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de concha finamente perforada que puede ser algo pustulosa, el diámetro de la concha oscila entre 0,15 y 0,4 mm.

En vista umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical con un ombligo profundo que ocupa de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee 4 cámaras de trapezoidales a subglobulosas separadas por suturas radiales y deprimidas. La última cámara puede preservar un fino labio bordeando la abertura primaria.

El contorno en vista espiral es muy lobulado. Exhibe cámaras petaloideas que crecen rápidamente. Las suturas son radiales, rectas (aunque la de la última cámara puede ser ligeramente curva) y deprimidas, incidiendo en la sutura espiral con ángulos rectos.

En vista lateral la espira se presenta ligeramente alta. Periferia axial redondeada sin estructuras periféricas.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por tener 4 cámaras petaloideas inclinadas hacia el ombligo y comprimidas en vista lateral. Es similar a *Hedbergella flandrini* Porthault sin embargo tiene las cámaras más inclinadas hacia el ombligo y más comprimidas en vista lateral.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, su DPR se produce hacia la mitad de la Biozona de *G. aegyptiaca* en Shuqualak y su distribución llega hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Colón, norte de Fonseca, en la parte noreste del estado de Magdalena, norte de Colombia.

Género *Globotruncanita* Reiss, 1957

Especie tipo: *Rosalina stuarti* de Lapparent, 1918.

1957. *Globotruncanita* Reiss, p. 136.

Descripción: Concha trocoespiralada con una superficie perforada y lisa o ligeramente pustulosa. El lado umbilical presenta abertura umbilical, en ocasiones ligeramente extraumbilical, que ocupa aproximadamente de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha; el sistema umbilical

está formado por pórticos y más raramente por tegilla. Las suturas son de rectas a curvas, elevadas o deprimidas. Suele presentar rebordes periumbilicales más o menos desarrollados. El lado espiral tiene un contorno de lobulado a circular. Las suturas son de curvas a rectas y elevadas y arrosariadas. Lateralmente se observa una trocoespira de altura variable. Tiene una carena, que al principio de la última vuelta de espira puede ser sustituída por dos filas de pústulas alineadas.

Discusión: Este género se caracteriza por poseer una sola carena y un sistema umbilical compuesto por pórticos u ocasionalmente tegilla. Sin embargo Robaszynski et al. (1984) incluyen las especies con tegilla en el género *Globotruncana* Cushman, dándole mayor importancia a esta característica que a la presencia de una sola carena. Se diferencia de *Gansserina* Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders por poseer unos rebordes periumbilicales más marcados y por la ausencia de pústulas muy desarrolladas en su lado umbilical. De *Marginotruncana* Hofker se diferencia que que solo tiene una carena, presenta pórticos más desarrollados y una abertura primaria umbilical. De *Contusotruncana* Korchagin se diferencia por tener una sola carena y generalmente no presenta una superficie ondulada en su lado espiral.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

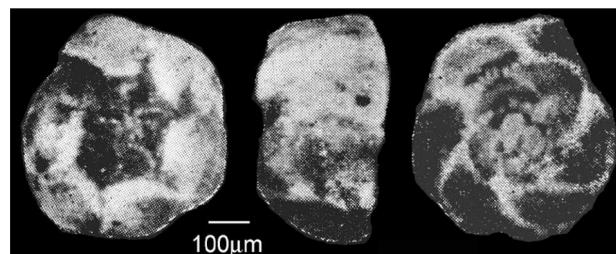
Globotruncanita angulata (Tilev, 1951)

Lámina 4, figura 6

1951. *Globotruncana lugeoni* Tilev *angulata*, p. 46, lám. 2, figs. 13-16; lám. 3, figs. 1, text-fig. 13.

1984. *Globotruncanita angulata* (Tilev), Robaszynski et al., p. 220, lám. 23, figs. 1-5.

2010. *Globotruncanita angulata* (Tilev), Robaszynski y Mzoughi, lám. 5, fig. 1.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie finamente perforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,5 y 0,6 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos que se introducen en el ombligo por sus bordes distales. Generalmente la última vuelta de espira exhibe de 5 a 7 cámaras trapezoidales o triangulares, convexas y a veces algo pustulosas, sobre todo las primeras; las suturas son ligeramente curvas y deprimidas y en ocasiones presentan un alineamiento de pústulas, sobre todo las finales. Las cámaras poseen rebordes periumbilicales tangenciales u oblicuos.

El lado espiral exhibe un contorno de circular a subcircular. Las primeras cámaras tienen forma semilunar pasando después a ser semicirculares o triangulares, todas ellas crecen lentamente. Las suturas son ligeramente curvas y casi rectas hacia el final de la última vuelta de espira,

elevadas y arrosariadas; éstas inciden en la sutura espiral con ángulos agudos y algo más rectos hacia el final de la última vuelta de espira.

Lateralmente presenta una trocoespira muy baja, con un perfil muy asimétrico debido a la existencia de un lado espiral plano y uno umbilical fuertemente convexo. Posee una carena, algo menos desarrollada en la última cámara.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su contorno casi circular y su perfil planoconvexo. Se diferencia de *G. gansseri* (Bolli) por sus rebordes periumbilicales bien desarrollados y por sus rebordes suturales formados por alineación de pústulas, además de que las cámaras no adquieren formas petaloideas y el lado umbilical es menos pustuloso; de *G. insignis* (Gandolfi) se distingue por tener un contorno menos lobulado con cámaras menos petaloideas en el lado espiral.

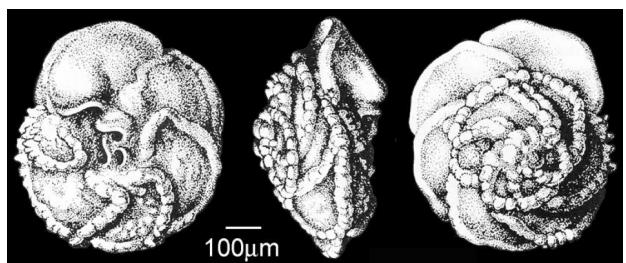
Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, su primer registro se produce hacia la parte superior de la Biozona de *G. aegyptiaca* en Shuqualak y estudios de detalle del límite Cretácico/Paleógeno sitúan su extinción coincidente con dicho límite en Zumaia (Arz et al., 1999), si bien yo no la he encontrado en los últimos cm del Maastrichtiense.

Localidad tipo: Pozo Ramandag 6, Ramandag (sureste de Turquía).

Globotruncanita atlantica (Caron, 1972)

Lámina 4, figura 7

1972. *Globotruncana atlantica* Caron, p. 553, lám. 1, fig. 5, text-figs. 1-2.
 1984. *Globotruncanella atlantica* (Caron); Robaszynski et al., p. 222, lám. 24, figs. 1-4.
 2011. *Globotruncanita atlantica* (Caron), Petrizzo et al., p. 404-405, figs. 4. 4-10.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada macroperforada y ligeramente pustulosa. El diámetro de la concha oscila entre 0,4 y 0,6 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos que se introducen en el ombligo. Generalmente la última vuelta de espira exhibe de 6 a 8 cámaras subtrapezoidales y planas que pueden ser algo pustulosas, sobre todo las primeras; las suturas son curvas y sinuosas, deprimidas o con reborde sutural elevado formado por alineamiento de pústulas, sobre todo en las primeras cámaras. Se exhiben rebordes periumbilicales oblicuos, que a veces están menos desarrollados hacia el final de la vuelta.

El lado espiral exhibe un contorno subcircular. Las cámaras son semilunares o subtriangulares,

alargadas en la dirección del enrollamiento, éstas crecen lentamente. Las suturas son de rectas a curvas, elevadas y arrosariadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos agudos.

Lateralmente se observa que la trocoespira es alta, mostrando un perfil asimétrico con el lado espiral fuertemente convexo y el umbilical de plano a ligeramente convexo. Posee una carena, aunque en ocasiones, ésta se sustituye por dos filas de pústulas alineadas al principio de la última vuelta.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su contorno circular y su perfil asimétrico resultado de un lado espiral muy convexo y un lado umbilical de plano a ligeramente convexo. Además, se diferencia de *G. dupeublei* (Caron et al.) por presentar un contorno menos lobulado, un perfil más asimétrico y por no tener tegilla; de *G. stuartiformis* (Dalbiez) por poseer una trocoespira más alta y las cámaras en su lado espiral más alargadas según el eje de enrollamiento; de *G. conica* (White) en la forma alargada y semilunar de las cámaras en el lado espiral y en que el ángulo con que inciden las suturas en la sutura espiral es más agudo.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente únicamente en la sección de Oued Assila, identificándose su DPR en la parte media de la Biozona de *V. eggeri* y la última en la zona de *G. arca*, a una altura equivalente a la que la registran Robaszynski et al. (2000). Petrizzo et al. (2011) sitúan la extinción de esta especie algo posteriormente, en la Biozona de *R. calcarata* en Shatsky Rise y en Tanzania.

Localidad tipo: Testigo 98, del Deep Sea Drilling Project en el norte del Océano Atlántico.

Globotruncanita conica (White, 1929)

Lámina 4, figura 8

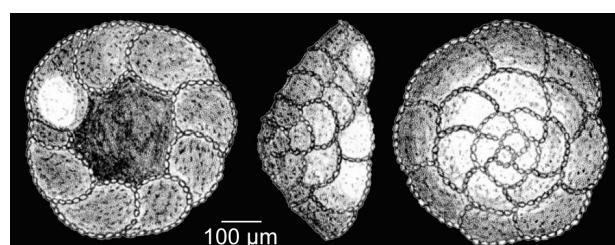
1929. *Globotruncana conica* White, p. 285, lám. 38, fig. 7.

1966. *Globotruncana sharawnaensis* El-Naggar, p. 130-131, lám. 12, fig. 3.

1984. *Globotruncanella conica* (White); Robaszynski et al., p. 226, lám. 26, figs. 1-3.

1985. *Globotruncanita conica* (White); Caron, p. 51,

figs. 22. 1-2.



Descripción: Concha trocoespiralada de pared macroperforada y ligeramente pustulosa. El diámetro de la concha oscila entre 0,6 y 0,8 mm.

El lado umbilical posee una abertura primaria umbilical que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos que se introducen en el ombligo. La última vuelta de espira, posee generalmente de 6 a 9 cámaras trapezoidales planas y predominantemente lisas. Las suturas son casi rectas, aunque se curvan cerca del

ombligo, y deprimidas, pero presentando generalmente pequeñas pústulas alineadas. Se exhiben rebordes periumbilicales moderadamente desarrollados y tangenciales.

El lado espiral tiene un contorno circular. Las cámaras son de trapezoidales a subrectangulares planas y éstas crecen lentamente. Las suturas se muestran de rectas a ligeramente curvas, elevadas y arrosariadas, e inciden en la sutura espiral en ángulo recto.

Lateralmente se observa que la trocoespira es alta, exhibiendo un perfil asimétrico con el lado espiral fuertemente convexo y el umbilical plano. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su alta trocoespira que dota a la concha de un perfil asimétrico de forma cónica. Se diferencia de *G. atlantica* (White) en que las cámaras en el lado espiral son más trapezoidales o subrectangulares y de *G. stuarti* (de Lapparent) en su perfil cónico y sus rebordes periumbilicales y suturales menos marcados en el lado umbilical.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en el corte de Zumaia desde la parte superior de la Biozona de *P. palpebra*, de manera muy escasa. Ha sido registrada con anterioridad por otros autores en la Biozona de *G. gansseri* (Robaszynski et al., 1984, Caron, 1985, Premoli y Silva, 1995; proyecto Chronos) o en la Biozona de *G. ventricosa* (Robaszynski et al., 2000). Su registro se prolonga hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia, también otros autores sitúan su distribución estratigráfica hasta el final del Cretácico (Robaszynski et al., 1984; Caron, 1985; Arz et al., 1999).

Localidad tipo: 2,2 km al este de Guerrero, en la bahía de Tampico (Méjico).

Globotruncanita dupeublei (Caron, González Donoso, Robaszynski y Wonders, 1984)

Lámina 4, figura 9

1969. *Globotruncana falsostuarti* Sigal enmend. Dupeuble, p. 156-157, lám. 3, fig. 10.

1984. *Globotruncana dupeublei* Caron et al.; Robaszynski et al., p. 188-190, lám. 7, figs. 1-2.

2010. *Globotruncana dupeublei* Caron et al., Robaszynski y Mzoughi, lám. 2, fig. 1.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared microperforada lisa. El tamaño de la concha varía entre 0,8 y 0,9 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 7 a 9 cámaras trapezoidales o rectangulares planas y lisas, separadas por suturas rectas o ligeramente curvas, deprimidas generalmente. Desarrolla rebordes periumbilicales dispuestos oblicuamente a la abertura umbilical.

El lado espiral exhibe un contorno lobulado consecuencia de la forma petaloidea de sus cámaras,

éstas además son planas y lisas y crecen lentamente. Las suturas son de rectas a curvas, elevadas y arrosariadas, e inciden en la sutura espiral con casi ángulos rectos.

En vista lateral la trocoespira es variable, exhibiendo un perfil simétrico o ligeramente asimétrico con el lado umbilical algo más convexo. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se diferencia de *G. falsostuarti* Sigal y *G. orientalis* El-Naggar en que solo tiene una carena, y de *G. stuartiformis* (Dalbiez) en sus cámaras petaloideas. *G. dupeublei* (Caron et al.), junto con *G. fareedi* (El-Naggar), son las únicas del género *Globotruncanita* Reiss que presentan tegilla en vez de pórticos.

Distribución estratigráfica: Esta especie ha sido identificada en Zumaia, desde la Biozona de *Pseudoguembelina palpebra*, no habiendo demasiado consenso en cuanto a su primera aparición, así ha sido registrada en las Biozonas de *G. falsostuarti* (Robaszynski et al., 1984), *G. ventricosa* (Robaszynksi et al., 2000) o *G. gansseri* (Robaszynski et al., 2010; proyecto Chronos). Su presencia se identifica hasta el final del Maastrichtiense.

Localidad tipo: Aquitania, en la margen izquierda del río Gave de Pau, a unos 200 ó 300 m. al sureste del pueblo de Bellocq, Pirineos (Francia).

Globotruncanita elevata (Brotzen, 1934)

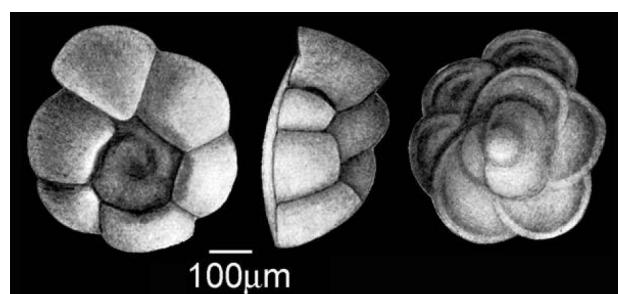
Lámina 4, figura 10

1934. *Rotalia elevata* Brotzen, p. 66, lám. 3, fig. c.

1953. *Globotruncana andori* de Klasz, p. 233, lám. 6, fig. 1.

1970. Lectotipo: *Globotruncana elevata* (Brotzen); Kuhry, p. 292-4, 296-9, lám. 1, figs. 1-3.

1984. *Globotruncanita elevata* (Brotzen); Robaszynski et al., p. 228, 230, lám. 27, figs. 1-3; lám. 28, figs. 1-3. Material original figurado, obtenido de <http://www.chronos.org/>



Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha varía entre 0,6 y 0,9 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos que se introducen en el ombligo. La última vuelta de espira posee de 5 a 9 cámaras trapezoidales convexas y lisas o algo pustulosas, separadas por suturas curvas y deprimidas aunque con alineamiento de pústulas en las primeras cámaras. Desarrolla rebordes perumbilicales muy marcados ausentes a veces en las últimas cámaras, dispuestos oblicua o tangencialmente.

El lado espiral exhibe un contorno de lobulado a subcircular, con cámaras semilunares, planas y lisas que crecen lentamente. Las suturas son de rectas a curvas, elevadas y arrosariadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos agudos.

En vista lateral la trocoespira es baja, presentando un perfil muy asimétrico, con el lado espiral plano a cóncavo y con las primeras vueltas elevadas formando un cono central; el lado umbilical se muestra fuertemente convexo. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su perfil planoconvexo, y por la elevación de las primeras vueltas del lado espiral que forman un pronunciado cono en la parte central. Además, se diferencia de *G. stuartiformis* (Dalbiez) en su perfil planoconvexo, en sus cámaras semilunares en vez de triangulares en el lado espiral y en poseer un ombligo más grande; *G. subspinosa* (Pessagno) se distingue por presentar un perfil más regular y cámaras semilunares.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Oued Assila y en el sondeo de Shuqualak, su DPR se identifica en Oued Assila en la Biozona de *S. carpatica*. Su DUR se produce en Shuqualak en la parte inferior de la Biozona de *G. arca*.

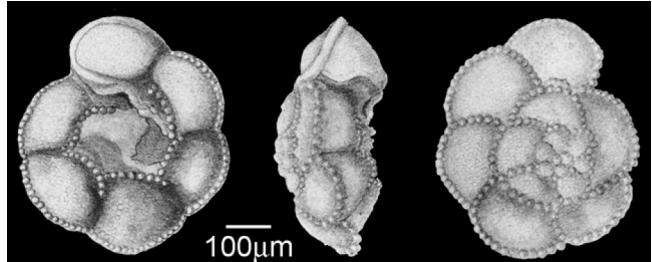
Localidad tipo: Wadi Madi, en la cara sureste de Monte Carmelo, Jerusalén (Israel).

Globotruncanita fareedi (El-Naggar, 1966)

Lámina 4, figura 11

1966. *Globotruncana fareedi* El-Naggar, p. 100-102, lám. 9, fig. 4.

1984. *Globotruncana esnehensis* Nakkady, Robaszynski et al., p. 192, lám. 9, fig. 4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha varía entre 0,5 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla. La última vuelta de espira posee de 5 a 7 cámaras trapezoidales que son ligeramente infladas y algo pustulosas en sus primeras cámaras, separadas por suturas que oscilan entre ligeramente curvas a casi rectas, radiales y deprimidas. Desarrolla rebordes perumbilicales dispuestos oblicuamente.

El lado espiral exhibe un contorno lobulado, posee cámaras de petaloideas a subtrapezoidales que crecen lentamente. En las primeras cámaras las suturas son curvas, mientras que en las finales de la última vuelta de espira son casi rectas; además se muestran elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulos casi rectos.

En vista lateral la trocoespira es moderadamente baja, presentando un perfil generalmente biconvexo, que puede ser ligeramente asimétrico por una mayor convexidad del lado espiral,

suele presentar su lado espiral arqueado. Posee una carena arrosariada.

Discusión: Esta especie se caracteriza por la presencia de una sola carena, por su perfil biconvexo y por sus cámaras petaloideas en el lado espiral, que dotan a la concha de un contorno lobulado. Junto con *G. dupeublei* (Caron et al.) son las únicas especies del género *Globotruncanita* Reiss que presentan tegilla en vez de pórticos.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en el corte de Zumaia, desde la parte inferior de la Biozona de *P. palpebra* hasta el final del Maastrichtiense. Es una especie poco citada en la literatura, Arz y Molina (2002) la registran desde la Biozona de *R. calcarata* en Zumaia y algo posterior al DUR de *R. calcarata* en Tercis.

Localidad tipo: Sección Wadi-Sharawna, 19 km al sureste del Nilo, Esna, región de Esna-Idfu (Egipto).

***Globotruncanita insignis* (Gandolfi, 1955)**

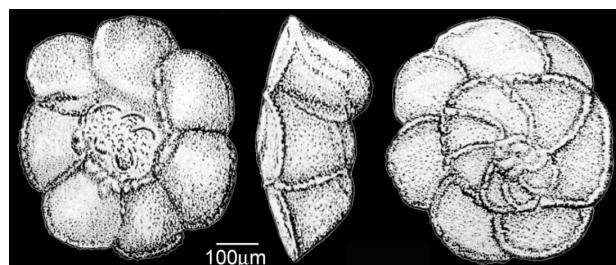
Lámina 4, figura 12

1955. *Globotruncana rosetta insignis* Gandolfi, p. 67, lám. 6, fig. 2.

1983. *Globotruncanita insignis* (Gandolfi); Caron, p. 184, fig. 2.

1984. *Globotruncana* (?) *insignis* Gandolfi; Robaszynski et al., p. 196, 198, lám. 11, figs. 1-3; lám. 12, figs. 1-3.

2011. *Globotruncanita insignis* (Gandolfi); Falzoni y Petrizzo, p. 378, 380, figs. 10. 3-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,5 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 7 cámaras trapezoidales convexas, separadas por suturas deprimidas ligeramente curvas o rectas. Desarrolla rebordes periumbilicales dispuestos oblicua o tangencialmente.

El lado espiral exhibe un contorno de subcircular a lobulado, posee cámaras de semilunares a petaloideas que crecen lentamente. Las suturas son de curvas a rectas, elevadas y arrosariadas e inciden en la sutura espiral con ángulos rectos.

En vista lateral la trocoespira es muy baja, presentando un perfil asimétrico con el lado espiral plano y el umbilical convexo, generalmente su lado espiral está algo arqueado. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su perfil planoconvexo, el cual es similar al de *G. angulata* (Tilev) pero *G. insignis* (Gandolfi) tiene un contorno más lobulado, resultado de sus cámaras más petaloideas. Falzoni y Petrizzo (2011) hacen una revisión de esta especie concluyendo que desciende de *G. stuartiformis* (Dalbiez) ya que existen taxones intermedios entre ambas.

Distribución estratigráfica: Especies registradas en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia, su DPR se identifica en la Biozona de *H. carinata* tanto en Oued Assila como en Shuqualak. Según estudios de detalle del límite Cretácico/Paleógeno su extinción se produce coincidiendo con dicho límite en Zumaia (Arz et al., 1999), si bien en este trabajo no se ha reconocido su presencia justo al final del Maastrichtiense.

Localidad tipo: Formación Colón en la carretera de Fonseca-Ríohacha, al noreste del Estado de Magdalena, al norte de Colombia.

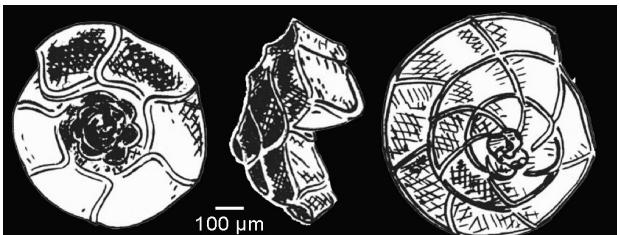
Globotruncanita stuarti (de Lapparent, 1918)

Lámina 5, figura 1

1918. *Rosalina stuarti* de Lapparent White, p. 11, lám. 1, figs. 5-7; text-figs. 4-5 .

1967. Lectotipo: *Globotruncana stuarti* (de Lapparent); Pessagno, p. 356.

1984. *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent); Robaszynski et al., p. 234, lám. 30, figs. 1-3; lám. 31, figs. 1-3 .



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,7 y 0,9 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 7 a 9 cámaras planas de forma trapezoidal o casi cuadrangular, las suturas son rectas aunque se curvan ligeramente cerca del área umbilical, deprimidas ligeramente pero con bordes suturales. Desarrolla rebordes perumbilicales tangenciales y casi continuos.

El lado espiral muestra un contorno circular, posee cámaras trapezoidales a subrectangulares planas que crecen muy lentamente. Las suturas son rectas, elevadas y arrosariadas incidiendo en la sutura espiral con ángulos de ligeramente agudos a casi rectos.

En vista lateral la trocoespira es moderadamente alta dotando a la concha de un perfil simétrico, aunque en ocasiones el lado umbilical es más convexo. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su concha biconvexa bastante simétrica, su contorno circular y sus cámaras subtrapezoidales en vista espiral, casi cuadrangulares que crecen muy

lentamente. Se diferencia de *G. dupeublei* (Caron et al.) en que su contorno no es lobulado; de *G. stuartiformis* (Dalbiez) en sus cámaras trapezoidales; de *G. conica* (White) porque posee un perfil más simétrico y en que las suturas del lado umbilical, así como el reborde periumbilical, son más prominentes.

Distribución estratigráfica: Esta especie es registrada a lo largo de todo el corte de Zumaia, desde su base en la Biozona de *R. rotundata*; si bien este DPR es algo tardío ya que según Robaszynski et al. (1984) éste se produce hacia la mitad de la Biozona de *G. falsostuarti*, según Robaszynski et al. (2000) hacia el final de la Biozona de *G. ventricosa*; y según Premoli Silva y Sliter (1995) en la Biozona de *G. havanensis*. Según las distribuciones estratigráficas propuestas en los trabajos mencionados, el sondeo de Shuqualak debería contener esta especie, si bien su ausencia podría deberse a la naturaleza somera de la cuenca. Su distribución estratigráfica se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia

Localidad tipo: La Pointe Sainte-Anne, Hendaya, Pirineos (Francia).

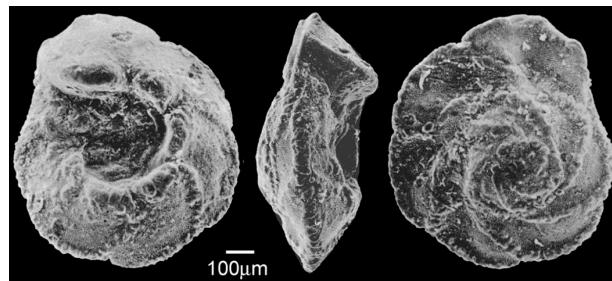
Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez, 1955)

Lámina 5, figura 2

1955. *Globotruncana (Globotruncana) elevata* Brotzen *stuartiformis* Dalbiez, p. 169, text-fig. 10.

1984. *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez); Robaszynski et al., p. 238, lám. 32, figs. 1-4.

2011. *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez); Falzoni y Petrizzo, figs. 5. 5.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,5 y 0,8 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 7 cámaras subtrapezoidales planas o ligeramente convexas, separadas por suturas curvas generalmente algo deprimidas pero comúnmente con rebordes suturales elevados. Desarrolla rebordes periumbilicales oblicuos o tangenciales.

El lado espiral exhibe un contorno subcircular, posee cámaras triangulares que crecen lentamente. Las suturas son rectas, elevadas y arrosariadas incidiendo en la sutura espiral con ángulos muy agudos.

En vista lateral la trocoespira es moderadamente alta, desarrollando un perfil biconvexo simétrico o ligeramente asimétrico por una mayor convexidad en cualquiera de los dos lados. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se diferencia de *G. stuarti* de Lapparent, especie que más se le asemeja, en

la forma triangular de sus cámaras espirales; de *G. elevata* (Brotzen) en su forma biconvexa.

Distribución estratigráfica: Esta especie se presenta en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia, su DPR se registra desde la base de Oued Assila, en la Biozona de *S. carpatica*, lo cual es compatible con los datos de otros autores, que sitúan su primer registro con anterioridad a la extinción de *D. asymmetrica* (Robaszynski et al., 1984; Caron, 1985; Premoli y Silva, 1995; Robaszynski et al., 2000). Su distribución estratigráfica se prolonga hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia.

Localidad tipo: Le Kef-Mollegue, noroeste de Túnez.

Género *Gublerina* Kikoïne, 1948

Especie tipo: *Gublerina cuvillieri* Kikoïne, 1948.

1948. *Gublerina* Kikoïne, p. 26.

Descripción: Concha biseriada en el estadio juvenil con lados divergentes conectados entre sí por un área central deprimida no septada, en el estadio adulto la concha pasa a ser multiseriada presentando cámaras dispersas. De superficie macroperforada, con ornamentación reticulada o con costillas. En vista frontal las cámaras crecen rápidamente dotando a la concha de un contorno más o menos triangular; las suturas son deprimidas. En vista lateral la concha está comprimida presentando un margen periférico redondeado. La abertura consiste en un arco situado en la base de la cámara final.

Discusión: Este género es inconfundible por presentar un estadio juvenil biseriado con lados divergentes conectados entre sí por un área central deprimida no septada. En el estadio adulto la concha pasa a ser multiseriada presentando cámaras dispersas. Cabe destacar el trabajo que realizan Georgescu et al. (2008) en el que se revisa este género, proponiendo que los gublerinidos constan de dos géneros *Gublerina* Kikoïne y *Praegublerina* Georgescu, Saupe y Huber (2008), ambos descendientes de *Heterohelix planata* (Cushman) y que se diferencian en la arquitectura de la concha, ornamentación, tamaño de los poros y morfología interna de la concha. En este trabajo se ha optado por mantener las dos especies de *Gublerina* Kikoïne en el mismo género siguiendo el trabajo de Nederbragt (1991), ya que tradicionalmente es común adscribir las a un solo género.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Gublerina acuta de Klasz, 1953

Lámina 5, figura 3

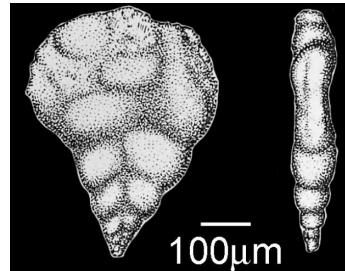
1953. *Gublerina acuta* de Klasz, p. 246, lám. 8, fig. 3.

1953. *Gublerina acuta* de Klasz *robusta* de Klasz, p. 247, lám. 8, figs. 4-5.

1953. *Gublerina hedbergi* Brönniman y Brown, p. 155, text-figs. 11-12.

1991. *Gublerina acuta* de Klasz; Nederbragt, p. 339, lám. 1, figs. 1-2.

2008. *Praegublerina acuta* (de Klasz); Georgescu et al., p. 408, lám. 4, figs. 1-4; lám. 6, figs. 4-6.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada en el estadio juvenil y multiseriada en el adulto, con filas de cámaras divergentes conectadas entre sí por un área central deprimida no septada. De superficie macroperforada, con ornamentación reticular y con finas costillas visibles especialmente en la lámina no septada. Tiene una altura aproximada de 0,4 a 0,5 mm., una anchura de 0,3 a 0,4 mm. y un grosor de 0,05 a 0,1 mm.

En vista frontal, las cámaras del estadio biseriado son más anchas que altas y de forma subglobular a subrectangular las primeras y de reniforme a subglobular las últimas, todas ellas crecen gradualmente dotando a la concha de un contorno más o menos triangular. La fina lámina que separa las cámaras en el estadio biseriado suele ocupar también la mayor parte de la concha en el estadio multiseriado, soportando cámaras dispersas. Las suturas son deprimidas, rectas y oblicuas respecto del eje central en la parte biseriada y curvas en el estadio adulto.

En vista lateral la concha es muy comprimida, exhibiendo un margen periférico redondeado. Las aberturas de las cámaras del estadio multiseriado consisten en arcos altos bordeados por labios.

Discusión: Esta especie se diferencia de *G. cuvillieri* Kikoïne por presentar costillas más finas y ornamentación reticulada, por tener las cámaras del estadio multiseriado infladas y por presentar un estadio biseriado divergente menos desarrollado, además en vista lateral la concha es comprimida conservando el mismo grosor a lo largo de toda la concha. Georgescu et al. (2008) revisan esta especie incluyéndola en el género *Praegublerina* Georgescu Saupe y Huber.

Distribución estratigráfica: Esta especie solamente está presente en el corte de Zumaia, desde la parte superior-media de la Biozona de *P. palpebra* hasta el final del Maastrichtiense, si bien Nederbragt (1991) y Georgescu et al. (2008) sitúan la primera aparición en una posición estratigráfica anterior, en la Biozona de *R. calcarata*. En Shuqualak existen materiales de esta edad que puede que no contengan esta especie debido a la naturaleza somera de la sección.

Localidad tipo: Al sur de Siegsdorf, Alta Bavaria (sureste de Alemania).

Gublerina cuvillieri Kikoïne, 1948

Lámina 5, figura 4

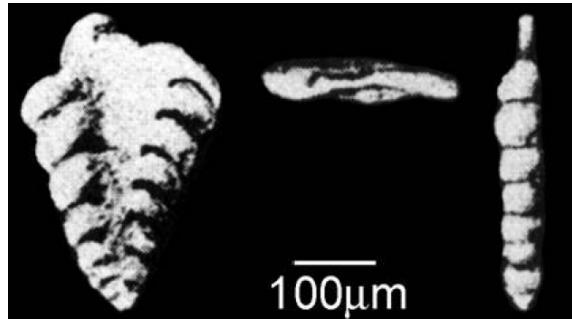
1948. *Gublerina cuvillieri* Kikoïne, p. 26, lám. 2, fig. 10.

1953. *Gublerina cuvillieri* Kikoïne, enmend. de Klasz, p. 245-246, lám. 8, fig. 1.

1953. *Gublerina glaessneri* Brönnimann y Brown, p. 155, text-figs. 13-14.

1991. *Gublerina cuvillieri* Kikoïne; Nederbragt, p. 339-340, lám. 1, figs. 3-4.

2008. *Gublerina cuvillieri* Kikoïne; Georgescu et al., p. 412-414, lám. 5, figs. 6-11; lám. 6, figs. 7-9.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada en el estadio juvenil y multiseriada en estadio adulto, con filas de cámaras divergentes conectadas entre sí por un área central deprimida no septada. De superficie macroperforada y con costillas fuertemente desarrolladas, especialmente en la porción inicial de la concha. Tiene una altura aproximada de 0,4 a 0,5 mm., una anchura de 0,3 a 0,4 mm. y un grosor de 0,05 a 0,1 mm.

En vista frontal las cámaras del estadio biseriado son más anchas que altas, de forma subrectangular; éstas crecen gradualmente, a veces más moderadamente en el estadio adulto, pero en general el contorno de la concha es triangular. La fina lámina que une los lados de la porción divergente ocupa la mayor parte de la concha en el estadio multiseriado, donde contiene camarillas irregularmente dispersas. Las suturas son deprimidas y de rectas a moderadamente curvas, oblicuas al eje central.

En vista lateral la concha está moderadamente comprimida resultando más gruesa la porción inicial. El margen periférico se encuentra redondeado. Las aberturas son únicas en las cámaras del estadio biseriado y dobles en las cámaras del estadio multiseriado, presentando en este último caso dos rebordes paralelos en cada abertura que se unen a las cámaras contiguas.

Discusión: Esta especie se diferencia de *G. acuta* de Klasz por presentar una fuerte ornamentación, especialmente desarrollada en el estadio inicial de la concha y por no exhibir ornamentación reticulada, por poseer un estadio biseriado divergente con más pares de cámaras y con un área deprimida mayor, y por que en vista lateral la parte inicial de la concha es más ancha que la parte final.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Zumaia, desde la base de la Biozona de *P. palpebra*; esta posición estratigráfica es compatible con la propuesta por otros autores (Nederbragt, 1991; Georgescu et al., 2008) quienes sitúan su primera aparición en la Biozona de *G. gansseri*. Su registro se prolonga hasta el final del Maastrichtiense en Zumaia.

Localidad tipo: Región de Orthez y sur de Gan, Pirineos (Francia).

Género *Guembelitria* Cushman, 1933

Especie tipo: *Guembelitria* Cushman, 1933.

1933. *Güembelitria* Cushman, p. 37.

Descripción: Concha triseriada de muy pequeño tamaño que presenta forma subcónica y pared finamente perforada, ornamentada con pequeñas pústulas o con poros en túmulo. La abertura es intraumbilical y presenta un pequeño labio imperforado. Posee cámaras esféricas y suturas muy deprimidas.

Discusión: Este género de foraminíferos planctónicos es el único que presenta una disposición triseriada de sus cámaras durante el Cretácico Superior. Una reciente revisión de este género y de las especies del Maastrichtiense fue llevada a cabo por Arz et al. (2010). Estos autores realizan medidas biométricas y análisis morfoestadísticos concluyendo que, según la altura de sus conchas y la rapidez del crecimiento de sus cámaras, existen tres especies de *Guembelitria* Cushman en el Maastrichtiense. También Georgescu et al. (2011) realizan una discusión sobre este género y el tipo de ornamentación que presenta, sugiriendo que este género podría descender de alguna especie del género de foraminíferos bentónicos *Neobulimina* Cushman y Wickenden (1928).

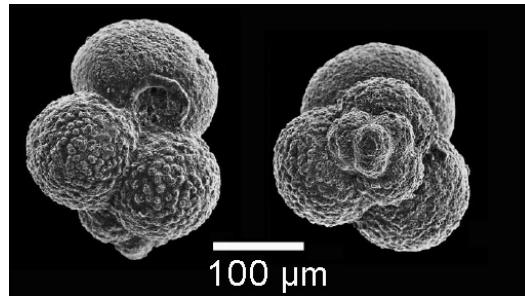
Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Guembelitria blowi Arz, Arenillas y Náñez, 2010

Lámina 5, figura 5

1979. *Guembelitria? trifolia* (Morozova); Blow, p. 1384, lám. 61, fig. 9.

2010. *Guembelitria blowi* Arz et al., p. 161-162, lám. 9, figs. 1-15.



Descripción: Concha triseriada de forma subcónica generalmente algo más alta que ancha, la superficie de la concha está finamente perforada y ornamentada con pequeñas pústulas o con poros en túmulo. Su altura oscila entre 0,08 y 0,15 mm y su anchura entre 0,9 y 0,16 mm.

La abertura es intraumbilical y presenta un pequeño labio imperforado.

Posee de 6 a 8 cámaras esféricas que crecen rápidamente, dispuestas en 2 ó 2,5 vueltas. Las suturas son muy deprimidas.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de *Guembelitria* Cushman por la relativa corta

altura de su espira y por que las cámaras crecen rápidamente. Ciertos autores (p. ej. Blow, 1979; MacLeod, 1993; Abramovich y Keller, 2003) nombraron a los morfotipos triseriados de baja trocoespira con el nombre específico de *trifolia*, sin embargo *Globigerina (Eoglobigerina) trifolia* Morozova (1961) es una especie trocoespiralada del Daniense basal que fue posteriormente considerada como *Globoconusa* Khalilov (1956) por Olsson et al. (1999). Estas circunstancias llevaron a Arz et al. (2010) a proponer la nueva especie *G. blowi* para nombrar a estos morfotipos triseriados de baja trocoespira.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en el sondeo de Shuqualak, desde la base de la Biozona de *G. aegyptiaca* hasta la Biozona de *P. hariaensis*. La edad de su primer registro aquí propuesta es anterior a la establecida por los autores de esta especie (Arz et al., 2010), quienes le asignan un intervalo temporal comprendido entre el Maastrichtiense y el Daniense inferior.

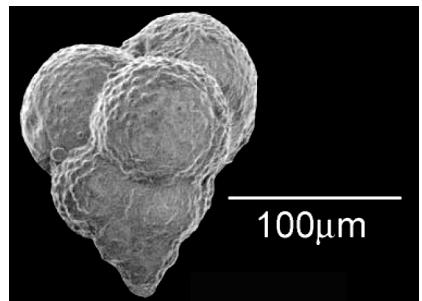
Localidad tipo: 7,5 m. bajo el límite Cretácico/Paleógeno en la Formación El Haria, sección de El Kef (Túnez).

Guembelitria cretacea Cushman, 1933

Lámina 5, figura 6

1933. *Güembelitria cretacea* Cushman, p. 37, lám. 4, fig. 12.

1973. *Guembelitria cretacea* Cushman; Smith y Pessagno, p. 15-16, lám. 1, fig. 6.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha triseriada de forma subcónica más alta que ancha; la superficie de la concha está finamente perforada y ornamentada con poros en túmulo, aunque también puede presentar pequeñas pústulas no perforadas. Su altura varía entre 0,11 y 0,17 mm y su anchura entre 0,9 y 0,14 mm.

La abertura es intraumbilical y está bordeada por un pequeño labio imperforado.

Presenta de 10 a 12 cámaras esféricas que crecen moderadamente y que se disponen en 3 ó 4 vueltas. Las suturas son muy deprimidas.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las especies de *Guembelitria* Cushman del Maastrichtiense por la altura media que presenta su espira y por el moderado crecimiento de las cámaras. Además se diferencia de *Guembelitria turrita* Kroon y Nederbragt (1990) en que la abertura es algo más estrecha y en la ornamentación, ya que *G. turrita* Kroon y Nederbragt tiene la pared cubierta con pústulas triangulares concentradas en las primeras vueltas de espira. Según Arz et al. (2010) es el ancestro de *Guembelitria dammula* Voloshina y de *G. blowi* Arz

et al.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en el sondeo de Shuqualak y muy raramente en Olazagutía y Zumaia. Debido a su baja frecuencia es difícil establecer su rango estratigráfico, según Kroon y Nederbragt (1990) éste abarca desde el Coniaciense al Daniense inferior, y según Georgescu et al. (2011) desde la Biozona de *D. asymmetrica*, sobreviviendo al límite Cretácico/Paleógeno (Smit, 1982; Arz, et al., 1999; Arenillas et al., 2000).

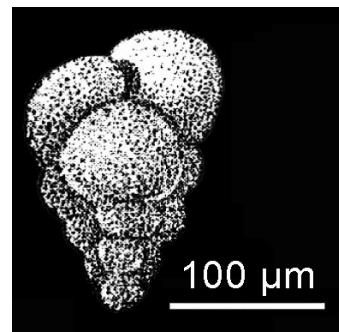
Localidad tipo: 1,3 km al sur de la estación de McQueney, Condado de Guadalupe, Texas (EEUU).

***Guembelitria dammula* Voloshina, 1961**

Lámina 5, figura 7

1973. *Güembelitria cretacea* Cushman; Smith y Pessagno, lám. 1, figs. 2-5, 7-8.

2004. *Guembelitria dammula* Voloshina; Keller y Pardo, lám. 1, fig. 6.



Holotipo, obtenido de
Arz et a. (2010)

Descripción: Concha triseriada de forma subcónica mucho más alta que ancha, la superficie de la concha está finamente perforada y ornamentada con pequeñas pústulas o con poros en túmulo. Su altura oscila entre 0,12 y 0,18 mm y su anchura entre 0,08 y ,013 mm.

La abertura es intraumbilical y presenta un pequeño labio imperforado.

Presenta de 11 a 18 cámaras esféricas que crecen de moderada a lentamente, dispuestas en de 3,5 hasta 6 vueltas.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las especies de *Guembelitria* Cushman del Maastrichtiense por su alta trocoespira y por el crecimiento de moderado a lento que presentan sus cámaras.

Distribución estratigráfica: Encontramos esta especie de manera discontinua, pero prácticamente a lo largo de todo el sondeo de Shuqualak, desde la Biozona de *H. carinata*; este DPR sería anterior al registrado en otros trabajos en los que se cita una distribución temporal comprendida entre el Maastrichtiense y el Daniense inferior (Keller y Pardo, 2004; Arz et al., 2010).

Localidad tipo: Meseta de Volin-Podolsk (oeste de Rusia).

Género *Hedbergella* Brönnimann y Brown, 1958

Especie tipo: *Anomalina lorneiana* d'Orbigny *trocoidea* Gandolfi, 1942.

1958. *Hedbergella* Brönnimann y Brown, p. 15.

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada lisa o pustulosa. La abertura primaria es umbilical-extraumbilical y arqueada y se extiende hasta la periferia, está bordeada por un labio que no llega a cubrir el ombligo. Dicho ombligo es profundo y relativamente estrecho. Las cámaras suelen ser subglobulares y están separadas por suturas radiales y deprimidas. El lado espiral posee un contorno de subcircular a lobulado y las suturas son deprimidas, de curvas a casi rectas. En vista lateral la espira es generalmente baja dotando a la concha de un perfil generalmente biconvexo. La periferia de las cámaras es redondeada y no presenta estructuras.

Discusión: Este género se diferencia de *Archaeoglobigerina* Pessagno en la ausencia de estructuras periféricas y de tegilla, y porque la abertura es umbilical-extraumbilical. De *Globotruncanella* Reiss se distingue por poseer un labio en lugar de pórticos. De *Whiteinella* Pessagno por la ausencia de pórticos, por la presencia de labio y por desarrollar una abertura que se extiende hacia la periferia.

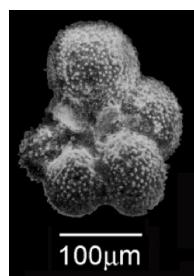
Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Hedbergella atlantica Petters, 1977

Lámina 5, figura 8

1977. *Hedbergella atlantica* Petters, p. 180, 183, lám. 2, figs. 11-14.

2006. *Hedbergella atlantica*; Georgescu, figs. 5. 17-19.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada finamente perforada y moderadamente pustulosa, a excepción de la última cámara que suele ser más lisa; tiene un tamaño de 0,2 a 0,3 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical que se extiende hasta la periferia; el labio es relativamente ancho y tapa un ombligo profundo que ocupa aproximadamente 1/4 del diámetro máximo de la concha. La última vuelta de espira posee de 5 a 6,5 cámaras globulares bastante infladas, separadas por suturas radiales y deprimidas.

El lado espiral posee un contorno lobulado, y las cámaras de las primeras vueltas están algo hundidas con respecto a la última, las cámaras tienen forma globular y crecen rápidamente. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral se aprecia una espira muy baja y un perfil casi simétrico, con ambos lados casi planos o con el lado espiral exhibiendo una leve concavidad, la última cámara está desplazada hacia el lado umbilical. Las primeras cámaras tienen una periferia axial redondeada y las últimas ovalada.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por presentar una trocoespira muy baja, con las primeras vueltas de espira deprimidas respecto a la última y un mayor número de cámaras.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en la sección de Oued Assila y en el sondeo de Shuqualak, su primer registro se produce desde la base de la sección de Oued Assila, en la Biozona de *S. carpatica*. Es una especie poco utilizada, si bien Gerogescu (2006) cita la presencia de esta especie en el Santoniense superior de New Jersey. Su último registro coincide con la laguna estratigráfica que afecta a los materiales del Campaniense superior/Maastrichtiense inferior en Shuqualak.

Localidad tipo: Llanura costera de Nueva Jersey.

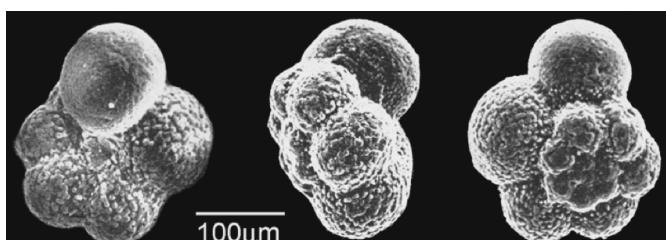
Hedbergella delrioensis (Carsey, 1926)

Lámina 5, figura 9

1926. *Globigerina cretacea delrioensis* Carsey, en Tappan 1943, p. 43, lám. 82, fig. 16.

1937. *Globigerina infracretacea* Glaessner, p. 28, text-fig. 1.

1948. *Globigerina portsdownensis* Williams-Mitchell, p. 96, lám. 8, fig. 4.



Neotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

1974. Neotipo: *Hedbergella delrioensis* (Carsey); Longoria, p. 54-55, lám. 10, figs. 1-3.

1979. *Hedbergella delrioensis* (Carsey); Robaszynski et al., p. 128, lám. 22, figs. 1-2; lám. 23, figs. 1-3.

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y pustulosa, aunque la última cámara suele ser más lisa, tiene un tamaño de 0,2 a 0,3 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical que se extiende hasta la periferia, el arco posee un labio relativamente ancho que se extiende sobre un ombligo profundo que ocupa aproximadamente de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha. La última vuelta de espira posee 5 cámaras generalmente, aunque este número puede variar de 4 a 6, tienen forma globular y son fuertemente infladas, separadas por suturas radiales y deprimidas.

El lado espiral posee un contorno lobulado, las cámaras son globulares y crecen rápidamente. Las suturas se muestran radiales y deprimidas.

En vista lateral se observa una espira baja, con un perfil ligeramente asimétrico debido a un lado espiral levemente convexo; las últimas cámaras se desplazan hacia el lado umbilical y están muy infladas. Periferia axial de las cámaras redondeada.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por presentar unas cámaras fuertemente infladas y una pared más pustulosa. Se diferencia de *H. mounmouthisis* (Olsson) en que las últimas cámaras se inclinan hacia el lado umbilical.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en las secciones de Olazagutía y de Oued Assila, su aparición es muy anterior a la edad de los materiales más antiguos estudiados en esta Tesis Doctoral (anterior al Albiense según Robaszynski et al. [1979] y anterior al Hauteriviense según Premoli Silva y Sliter [2002]). Su último registro se produce en Oued Assila hacia la mitad de la Biozona de *V. eggeri*.

Localidad tipo: Miembro arcillas Del Río de la Formación Grayson, Austin, Texas (EEUU).

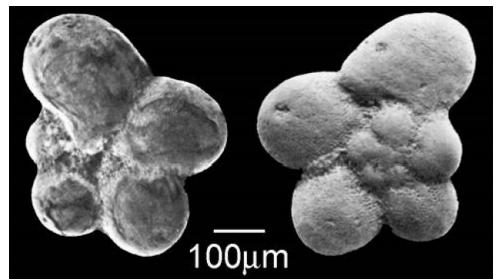
Hedbergella flandrini Porthault, 1970

Lámina 5, figura 10

1970. *Hedbergella flandrini* Porthault, p. 64-65, lám. 10, figs. 1-3.

1979. *Hedbergella flandrini* Porthault; Robaszynski et al., p. 134, lám. 24, figs. 1-2; lám. 25, figs. 1-3.

1985. *Hedbergella flandrini* Porthault; Caron, p. 57, 59, figs 25. 12-14.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y lisa o muy levemente pustulosa, su tamaño oscila aproximadamente de 0,4 a 0,5 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical en forma de arco que se extiende hasta la periferia y que está bordeada por un labio relativamente ancho que se prolonga sobre el ombligo, dicho ombligo es profundo y ocupa aproximadamente 1/5 del diámetro máximo de la concha. La última vuelta de espira posee de 5 a 6 cámaras de forma subglobular a ovalada, las suturas son radiales y deprimidas.

El lado espiral desarrolla un contorno fuertemente lobulado, con cámaras subglobulares a ovaladas que crecen rápidamente. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral se observa una espira muy baja, con un perfil comprimido casi simétrico biconvexo, la última cámara puede estar algo desplazada hacia el ombligo. La periferia axial de las cámaras posee forma ojival.

Discusión: Esta especie se caracteriza por la forma ojival de las cámaras en vista lateral. Se diferencia de *H. simplex* (Morrow) en que la última cámara no está tan alargada axialmente y en que las cámaras están algo más comprimidas.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente desde las bases de las secciones de Olazagutía y Oued Assila por lo que su aparición es anterior al Coniaciense superior (en el Turoniense según Robaszynski et al. [1979] y Premoli Silva y Sliter [2002]). Su último registro se identifica en Oued Assila hacia la mitad de la Biozona de *H. carinata*, si bien Robaszynski et al. (1984) y Premoli Silva y Sliter (2002) localizan su extinción en la parte superior de la Biozona de *D. asymmetrica*.

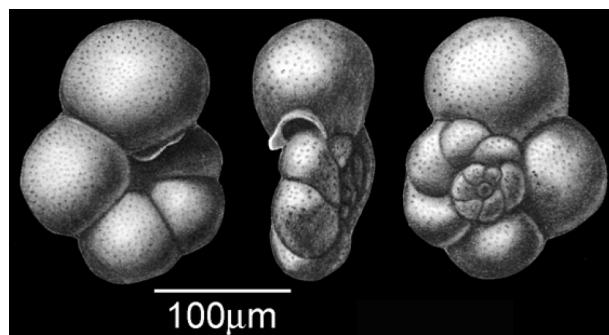
Localidad tipo: Al norte de Puget-Theniers, Alpes Marítimos (sureste de Francia).

Hedbergella holmdelensis Olsson, 1964

Lámina 5, figura 11

1964. *Hedbergella holmdelensis* Olsson, p. 160, lám. 1, fig. 2.

1984. *Hedbergella holmdelensis* Olsson; Rozaszynski et al., p. 261, lám. 43, fig. 1.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada lisa o muy levemente pustulosa, tiene un tamaño de 0,2 a 0,3 mm. En vista umbilical se observa una abertura primaria umbilical-extrームilical con forma de arco moderadamente bajo que se extiende hasta la periferia y que está bordeada por un labio fino y relativamente estrecho; el ombligo es profundo y ocupa aproximadamente 1/8 del diámetro máximo de la concha. Generalmente, la última vuelta de espira posee 5 cámaras, aunque puede llegar a tener 6, su forma es de globular a subtrapezoidal y las suturas son radiales y deprimidas.

El lado espiral posee un contorno lobulado, las cámaras tienen forma subglobular y crecen moderadamente rápido. Las suturas son deprimidas, de curvas a casi rectas.

En vista lateral se observa una espira muy baja, con un perfil biconvexo casi simétrico; las cámaras son ovaladas, tienen periferia redondeada y están algo comprimidas.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por presentar una superficie lisa, o levemente pustulosa, y unas cámaras en vista lateral comprimidas y de forma ovalada. Además se diferencia de *H. monmouthensis* (Olsson) en que las cámaras están menos infladas y generalmente son de pared más lisa.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en todas las localidades estudiadas, desde el Coniaciense superior de Olazagutía hasta el Maastrichtiense final de Zumaia. Robaszynski et al. (1984) proponen que su aparición se produce en el Coniaciense, aunque con cierto grado de incertidumbre, y ya con seguridad hacia la base del Campaniense; su distribución se prolonga según los mismos autores, al menos, hasta el final del Cretácico.

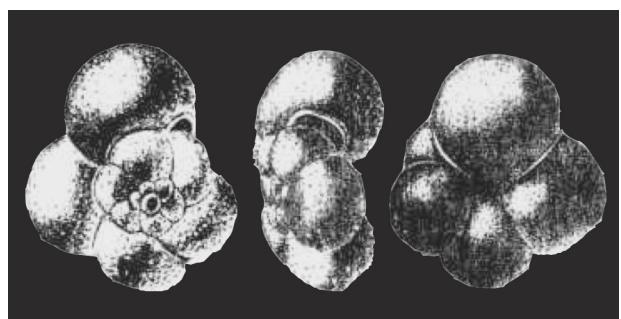
Localidad tipo: Formación Navesink, Nueva Jersey (EEUU).

Hedbergella monmouthensis (Olsson, 1960; sensu Robaszynski et al., 1984)

Lámina 5, figura 12

1960. *Globorotaria monmouthensis* Olsson, p. 47, lám. 9, figs. 22-24.

1984. *Hedbergella monmouthensis* Olsson; Rozaszynski et al., p. 262, lám. 43, figs. 2-3.



Holotipo, imagen obtenida del Catálogo de Ellis y Messina

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ligeramente pustulosa, tiene un tamaño aproximado de entre 0,1 y 0,25 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical que se extiende hasta la periferia en forma de arco moderadamente ancho y alto, bordeado por un pequeño labio, el ombligo es profundo y ocupa aproximadamente 1/6 del diámetro máximo de la concha. La última vuelta de espira generalmente posee 4,5 ó 5 cámaras globulares, fuertemente infladas separadas por suturas radiales y deprimidas.

El lado espiral posee un contorno lobulado, las cámaras son globulares y crecen muy rápidamente. Las suturas suelen ser deprimidas, oblicuas en las primeras cámaras de la última vuelta y rectas hacia el final.

En vista lateral la concha desarrolla una espira muy baja, llegando a ser casi planoespiralada, con un perfil biconvexo, casi simétrico; la última cámara está desplazada hacia el lado umbilical. Periferia axial de las cámaras redondeada, éstas tienen forma esferoidal y están fuertemente infladas.

Discusión: Esta especie se diferencia de *H. holmdelensis* Olsson por presentar unas cámaras más infladas con una periferia axial más redondeada, y por, generalmente, poseer un menor número de cámaras; de *G. minuta* (Caron y González Donoso) se distingue en que su pared es más lisa y en que no posee pórticos. Acerca del número de cámaras que suele presentar esta especie, cabe señalar que Robaszynski et al. (1984) le atribuyen de 4,5 a 5 mientras que en la descripción del holotipo se afirma que presentan de 5 a excepcionalmente 6 cámaras. En este trabajo se ha seguido la descripción de Robaszynski et al., 1984 y la mayoría de las especies

identificadas como esta especie presentan 4,5 cámaras.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en todas las localidades estudiadas, desde el Coniaciense superior en Olazagutía hasta el Maastrichtiense final de Zumaia. Robaszynski et al. (1984) le asignan un intervalo estratigráfico comprendido entre la parte inferior de su Biozona de *G. elevata* hasta el Maastrichtiense final.

Localidad tipo: Highlands, en el centro este de Nueva Jersey (EEUU).

Hedbergella planispira (Tappan, 1940)

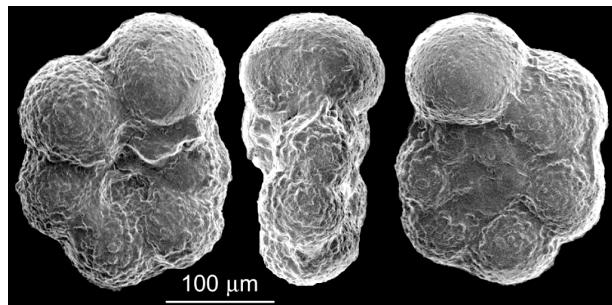
Lámina 5, figura 13

1940. *Globigerina planispira* Tappan, p. 122, lám. 19, fig. 12.

1949. *Globigerina globigerinellinoides* Subbotina, p. 32, lám. 2, figs. 11-16.

1954. *Globorotalia? youngi* Fox, p. 119, lám. 26, figs. 15-18.

1979. *Hedbergella planispira* (Tappan); Robaszynski et al., p. 144, lám. 27, figs. 1-3; lám. 28, figs. 1-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ligeramente pustulosa, aunque esta ornamentación se atenúa hacia el final de la última vuelta de espira; tiene un tamaño de 0,15 a 0,25 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical que se extiende hasta la periferia, el arco posee un labio estrecho que se extiende sobre un ombligo profundo; dicho ombligo ocupa aproximadamente de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha. En ocasiones se aprecian labios sucesivos resultantes de aberturas relictas alrededor del área umbilical. La última vuelta de espira posee de 6 a 8 cámaras de forma globular, infladas, separadas por suturas radiales y deprimidas.

El lado espiral posee un contorno de subcircular a ligeramente lobulado, las cámaras tienen forma globular y crecen lentamente. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral se observa una espira muy baja, con un perfil casi simétrico, biconvexo; la última cámara se puede desplazar hacia el lado umbilical. Las cámaras tienen forma esférica muy inflada, en ocasiones son más anchas que altas; la periferia axial es redondeada.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por presentar una trocoespira muy baja y un número elevado de cámaras que crecen uniforme y lentamente.

Distribución estratigráfica: Especie registrada únicamente a lo largo de la sección de Olazagutía, desde su base en el Coniaciense superior (Biozona de *P. nuttalli*) hasta el techo (Biozona de

S. carpatica). Premoli Silva y Sliter (2002) sitúan su primera aparición en el Aptiense, y su extinción en la Biozona de *G. havanensis*; mientras que Robaszynski et al. (1984) identifican su extinción alrededor del límite Turoniense/Coniaciense.

Localidad tipo: Orillas del arroyo de Denton, Condado de Denton, Texas (EEUU).

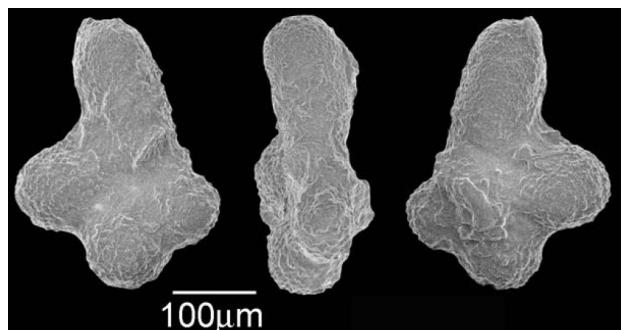
Hedbergella simplex (Morrow, 1934)

Lámina 5, figura 14

1934. *Hastigerinella simplex* Morrow, p. 198, lám. 30, fig. 6.

1970. *Hedbergella simplex* (Morrow); Eicher y Worstell, lám. 10, fig. 4-7.

1979. *Hedbergella simplex* Morrow; Robaszynski et al., p. 150, lám. 29, figs. 1-3; lám. 30, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared ligeramente pustulosa, aunque la última cámara suele ser más lisa, tiene un tamaño de 0,3 a 0,4 mm.

Abertura primaria umbilical-extraumbilical que se extiende hasta la periferia, arqueada y con un labio estrecho, en ocasiones se observan los labios consecuencia de aberturas relictas en el área umbilical. El ombligo ocupa aproximadamente 1/5 del diámetro máximo de la concha. La última vuelta de espira posee de 4 a 5 cámaras, de ellas las primeras tienen forma globular y las dos últimas, especialmente la última, están alargadas radialmente. Las suturas son radiales y deprimidas.

El lado espiral exhibe un contorno de fuertemente lobulado a digitado y las cámaras crecen rápidamente. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral la concha desarrolla una espira muy baja, con un perfil ligeramente asimétrico consecuencia de un lado espiral ligeramente convexo y un lado umbilical levemente cóncavo. La periferia axial de las cámaras es redondeada.

Discusión: Esta especie se caracteriza por el alargamiento radial que posee su última(s) cámara(s), este rasgo es mucho más acentuado que en *H. flandrini* Porthault.

Distribución estratigráfica: Esta especie se registra en los cortes de Olazagutía y Oued Assila. Su primer registro se produce en Olazagutía en la base del corte; Caron (1985) y Premoli Silva y Sliter (2002) lo sitúan en el Albiense. Su DUR se produce en la parte inferior de la Biozona de *S. carpatica* en Olazagutía, mientras que en la parte media-inferior de la Biozona de *V. eggeri* en Oued Assila, por lo que parece tener una extinción algo diacrónica. Otros autores proponen una extinción más temprana, como Robaszynski et al. (1984) o Premoli Silva y Sliter (2002) quienes la sitúan en la Biozona de *D. concavata*.

Localidad tipo: Condado de Hodgeman, Kansas (EEUU).

Género *Heterohelix* Ehrenberg, 1843

Especie tipo: *Textilaria americana* Ehrenberg, 1843.

1843. *Heterohelix* Ehrenberg, p. 429.
1884. *Spiroplecta* Ehrenberg, p. 75.
1899. *Guembelina* Egger, p. 31.
1977. *Striataella* Aliyulla, p. 200.
2007. *Braunella* Georgescu, p. 157-160.
2008. *Paraspiroplecta* Georgescu y Abramovich, p. 108-109.
2009. *Hendersonites* Georgescu y Abramovich (2008) enmend. Georgescu y Abramovich, p. 100-101.
2010. *Planulitella* Georgescu, p. 76, 78.
2010. Parte *Texasina* Georgescu, p. 73-74.

Descripción: Concha biseriada micro o macroperforada, con costillas longitudinales de desarrollo variable. Puede presentar un prolóculo planiespiralado. Las cámaras tienen forma generalmente globulosa, subglobulosa o arriñonada con inflación variable. Las suturas son deprimidas. Lateralmente exhibe una abertura arqueada que suele estar bordeada por un pequeño labio.

Discusión: Esta género se caracteriza por su concha biseriada, con costillas más o menos desarrolladas y suturas deprimidas. Se diferencia de *Pseudotextularia* Rzehak en que generalmente las cámaras son más gruesas que anchas y en que la abertura primaria no es tan ancha, de *Laeviheterohelix* Nederbragt en las costillas que presenta a modo de ornamentación. La especie tipo de *Heterohelix* Ehrenberg, *T. americana* Ehrenberg, se caracteriza por que la última cámara tiene una protuberancia en forma de espina. Esto llevó a Loeblich y Tappan (1987) a distinguir entre *Heterohelix* Ehrenberg y *Spiroplecta* Ehrenberg, el primer género se referiría a los taxones con protuberancias y el segundo a los que poseyeran cámaras globulares, sin embargo hoy en día la mayoría de autores consideran a *Spiroplecta* Ehrenberg como sinónimo de *Heterohelix* Ehrenberg (p. ej. Caron, 1985; Nederbragt, 1991), con lo cual concuerdo. Los géneros *Paraspiroplecta* y *Hendersonites* de Georgescu y Abramovich (2008, 2009) fueron creados para incluir los heterohelícidos con flexión en su pared periférica, sin embargo considero que esta característica no es suficiente como para formar un nuevo género. El género *Braunella*, propuesto para incluir las especies con patrón de ornamentación reticulado (al menos en el incio de la concha), también se considera sinónimo del género *Heterohelix* Ehrenberg (ver discusión de la especie *H. punctulata* [Cushman]). El linaje ramificado (equivalente a género) *Planulitella* Georgescu tiene como especie tipo *H. sphenoides* Masters y también es considerado como un sinónimo del género *Heterohelix* Ehrenberg, ya que según Georgescu (2010) se diferencia en que el linaje ramificado *Planulitella* Georgescu tiene proyecciones laterales similares a tubuloespinas, además de que los poros y las costillas son algo más finos. En esta Tesis Doctoral se considera este género como sinónimo porque no se han observado las proyecciones

similares a tubuloespinas (quizás por que se trate de un carácter bastante excepcional) y porque el tamaño de los poros o de las estrías no parecen razón suficiente para crear un nuevo género. Georgescu (2010) también propone el linaje direccional *Texasina* Georgescu, en el que incluye a *Texasina papula* (Belford) tradicionalmente adscrita a *Heterohelix* Ehrenberg, y a su descendiente *Texasina austinana* (Cushman), adscrita tradicionalmente a *Ventilabrella* (Cushman). Georgescu (2010) crea este nuevo linaje ya que considera que tiene validez en su modelo de clasificación evolutiva. Aunque el intervalo estudiado en esta Tesis Doctoral excluye la posibilidad de estudio de *V. austinana* Cushman, no se ha considerado justificado retirar a *H. papula* (Belford) de *Heterohelix* Ehrenberg de acuerdo con las características que muestra esta especie.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Heterohelix carinata (Cushman, 1938)

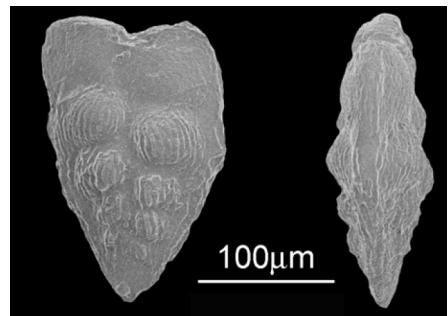
Lámina 6, figura 1

1938. *Guembelina carinata* Cushman, p. 18, lám. 3, fig. 10.

1991. *Heterohelix carinata* (Cushman); Nederbragt, p. 381, lám. 1, figs. 5-7.

2008. *Hendersonia carinata* (Cushman); Georgescu y Abramovich, lám. 3, figs. 1-10.

2011. *Hendersonites carinata* (Cushman); Petrizzo et al., figs. 5. 9-10.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada macroperforada, con costillas moderadamente desarrolladas que se disipan hacia el final de la concha, mide aproximadamente de 0,2 a 0,3 mm. de alto, de 0,15 a 0,2 mm. de ancho y de 0,06 a 0,08 mm. de grosor.

En vista frontal, las cámaras son más anchas que altas y tienen forma subrectangular, infladas las primeras y más aplazadas las últimas, las primeras crecen más rápidamente, y suele resultar en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente. Las suturas son deprimidas ligeramente curvadas.

En vista lateral la concha es comprimida, con margen periférico de subagudo a agudo y con presencia de carena. La abertura es arqueada y está bordeada por un pequeño labio.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar costillas en la primera parte de la concha y por tener un perfil muy comprimido en vista lateral, con una periferia subaguda que desarrolla una carena. Se diferencia de *L. dentata* (Stenestad) en la ausencia de costillas. Georgescu y Abramovich (2008, 2009) revisan los foraminíferos seriados con periferia aguda, incluyendo esta especie en el linaje *Hendersonites* Georgescu y Abramovich.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en el corte de Oued Assila y en el sondeo de Shuqualak, desde la base de la sección de Oued Assila, en la Biozona de *Sigalia carpatica*.

Su DUR establece el techo de la biozona homónima, en el Campaniense medio; Petrizzo et al. (2011) lo sitúan hacia la parte inferior de la Biozona de *G. ventricosa*, en un nivel compatible al propuesto en este trabajo.

Localidad tipo: Parte inferior de la Formación Taylor, Condado de Lamar, Texas (EEUU).

Heterohelix globulosa (Ehrenberg, 1840)

Lámina 6, figura 2

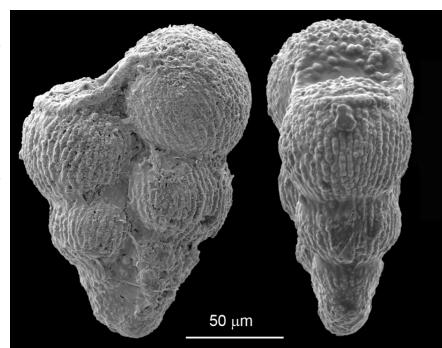
1840. *Textularia globulosa* Ehrenberg, p. 135, lám. 4, figs. 2 β , 4 β , 5 β , 7 β , 8 β .

1860. *Textularia globifera* Reuss, p. 232, lám. 13, figs. 7-8.

1941. *Güembelina globulosa* (Ehrenberg) *striatula* Marie, p. 182, lám. 28, figs. 273-275.

1951. *Güembelina santonica* Agalarova, p. 100, lám. 14, figs. 7-8.

1991. *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg); Nederbragt, p. 381, lám. 1, figs. 5-7.



Topotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada aunque con prolóculo planoespiralado, microperforada, con costillas de finas a moderadamente desarrolladas y con una altura aproximada de 0,2 a 0,4 mm., una anchura de 0,1 a 0,2 mm. y un grosor de 0,06 a 0,09 mm.

En vista frontal las cámaras son tan anchas como altas, de forma globular. Éstas crecen moderadamente rápido, dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son muy deprimidas, de rectas a ligeramente curvas.

En vista lateral la concha es muy inflada con margen periférico redondeado. La abertura es arqueada y de altura variable y está bordeada por un pequeño labio imperforado.

Discusión: Esta especie se caracteriza por sus cámaras globulares microperforadas infladas. Presenta una gran variabilidad intraespecífica, por ejemplo puede presentar diferente grado de desarrollo de sus costillas y las cámaras pueden estar más o menos infladas. Se diferencia de *H. navarroensis* (Loeblich) en que el prolóculo planoespiralado es más grande, la concha está menos comprimida lateralmente y las cámaras crecen más rápidamente.

Distribución estratigráfica: Es una especie especialmente abundante en todas las secciones, ya desde la base de la sección de Olazagutía, en la Biozona de *P. nuttalli*; según Nederbragt (1991) su primera aparición se registra en el Turoniense. Su distribución estratigráfica se prolonga hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia.

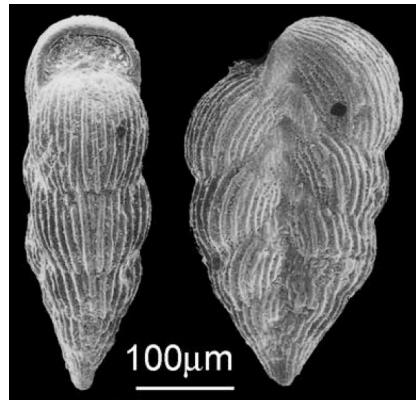
Localidad tipo: No se conoce localidad concreta, el material tipo procede de Jütland (Dinamarca), Inglaterra, Francia y Egipto.

Heterohelix labellosa Nederbragt, 1991

Lámina 6, figura 3

1991. *Heterohelix labellosa* Nederbragt, p. 343-344, lám. 2, figs. 3-5.

2009. *Heterohelix labellosa*; Keller y Abramovich, fig. 6. 20.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de pared microporforada y con costillas de finas a moderadamente desarrolladas, con una altura aproximada de 0,3 a 0,5 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal, las cámaras son más anchas que altas y la forma es inicialmente subglobular y posteriormente reniforme, el crecimiento de dichas cámaras es moderadamente rápido al principio y más lento hacia el final, resultando en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente. Las suturas son deprimidas, de rectas a moderadamente curvas. La abertura final exhibe solapa, una extensión laminar que cubre parcialmente la cámara anterior, y que puede estar bordeada por un labio imperforado; además se observan a lo largo de la sutura media pestanas procedentes de solapas relictas.

En vista lateral la concha es moderadamente comprimida y su margen periférico es redondeado. Se desarrolla una abertura arqueada y de altura variable bordeada por un pequeño labio imperforado.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su pared con finas costillas, por la morfología reniforme de sus cámaras adultas, por la presencia de pestanas consecuencia de solapas labiadas relictas y por su perfil bastante comprimido. Se diferencia de *H. globulosa* (Ehrenberg) en que no tiene las cámaras globulares tan infladas, de las especies del género *Pseudoguembelina* Brönnimann y Brown en que las pestanas que presenta la sutura media son consecuencia de solapas relictas, no son aberturas accesorias que conectan la cámara con el exterior, y además de *P. costulata* (Cushman) también se distingue en que las costillas están menos desarrolladas y en que presenta un contorno diferente porque la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia. Su DPR se identifica en Shuqualak en la parte inferior-media de la Biozona de *G. aegyptiaca*, Nederbragt (1991) sitúa su DPR ligeramente posterior al DUR de *R. calcarata*, edad algo anterior a la propuesta en este trabajo. Su distribución estratigráfica perdura hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: El Haria, cerca de El Kef (Túnez).

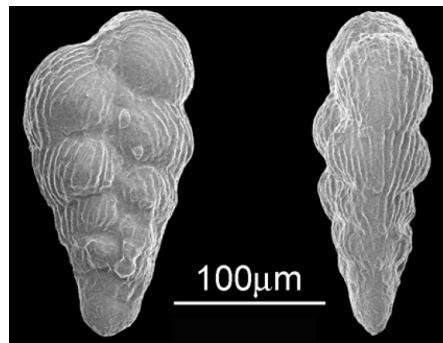
Heterohelix navarroensis Loeblich, 1951

Lámina 6, figura 4

1951. *Heterohelix navarroensis* Loeblich, p. 107, lám. 12, figs. 1-3, text-fig. 2.

1991. *Heterohelix labellosa* Nederbragt, p. 344, 346, lám. 3, fig. 5.

2008. *Paraspiroplecta navarroensis* (Loeblich), Georgescu y Abramovich, lám. 4, figs. 1-11.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada con gran prolóculo planoespiralado, de pared microperforada y ornamentada con costillas finamente desarrolladas, de una altura aproximada de 0,2 a 0,3 mm., una anchura de 0,1 a 0,2 mm. y un grosor de 0,05 a 0,1 mm.

En vista frontal las cámaras son más anchas que altas, tienen forma subglobular y no están demasiado infladas, las cámaras crecen relativamente lento generando un contorno de la concha triangular comprimido lateralmente. Las suturas son deprimidas, rectas y oblicuas al eje central.

En vista lateral la concha es moderadamente comprimida y está dotada de una margen periférico subredondeado. La abertura consiste en un arco bajo, que puede presentar solapas, bordeado por un pequeño labio imperforado.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por presentar un prolóculo planoespiralado visible con la lupa binocular y por estar moderadamente comprimida lateral y frontalmente. Georgescu y Abramovich (2008) revisan los foraminíferos seriados con periferia aguda incluyendo esta especie en el linaje *Paraspiroplecta* Georgescu y Abramovich.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia. Su DPR se sitúa hacia la parte media de la Biozona de *D. asymmetrica* en Oued Assila; sin embargo Nederbragt (1991) propone que se produce algo posteriormente, en el Campaniense inferior. Su registro continúa hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Grupo Navarro, McQueeney, Condado de Guadalupe, Texas (EEUU).

Heterohelix papula (Belford, 1960)

Lámina 6, figura 5

1960. *Guembelina papula* Belford, p. 57, lám 15, figs. 1-9, text-figs. 3.

1969. *Heterohelix rumseyensis* Douglas, p. 159, lám. 11, figs. 9-11.

2000. *Heterohelix papula* (Belford); Petrizzo, p. 498, figs. 11. 4.

2010. *Texasina papula* (Belford); Georgescu, p. 74-75, lám. 1, figs. 1-8.

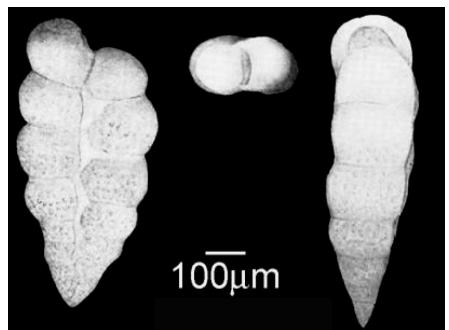
Descripción: Concha biseriada microperforada, ornamentada con finas costillas. Posee una altura aproximada de 0,7 a 0,8 mm., una anchura de 0,3 a 0,4 mm. y un grosor de 0,15 a 0,2 mm.

En vista frontal las cámaras son más anchas que altas, no infladas y tienen forma subrectangular. Las cámaras crecen rápidamente al principio y lentamente después, resultando en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente. En ocasiones el eje central se curva ligeramente. Las suturas son deprimidas, moderadamente rectas y se disponen perpendiculares al eje central. En vista lateral la concha es moderadamente comprimida y presenta un margen periférico redondeado. La abertura consiste en un arco medianamente alto.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por que sus lados crecen rápidamente en el estadio juvenil, y luego lentamente, incluso en algunos especímenes las últimas cámaras son menores que las precedentes; además la concha es bastante comprimida tanto frontal como lateralmente y las cámaras tienen forma subrectangular, siendo más anchas que altas. Se diferencia de *P. nuttalli* (Voorwijk) en que sus costillas no están muy desarrolladas y en que las cámaras son menos profundas que anchas. Georgescu (2010) incluye esta especie en el linaje ramificado *Texasina* Georgescu.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente a lo largo de todo el corte de Olazagutía, desde la Biozona de *P. nuttalli*, lo cual es compatible con la edad asignada con Petrizzo (2003) en el Hemisferio Sur, quien sitúa su primera aparición ligeramente anterior a la de *D. asymmetrica*. Su registro más alto se produce en mis materiales a techo de la sección de Olazagutía, en la Biozona de *S. carpatica*.

Localidad tipo: Calcilitas de Toolonga, río de Murchison al oeste de Australia.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Heterohelix planata (Cushman, 1938)

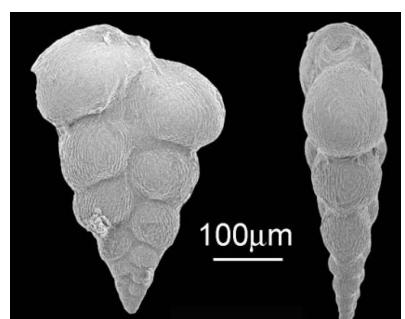
Lámina 6, figura 6

1938. *Güembelina planata* Cushman, p. 12, lám. 2, figs. 13-14.

1938. Parte *Güembelina pseudotessera* Cushman, p. 14, lám. 2, fig. 19.

1991. *Heterohelix planata* (Cushman); Nederbragt, p. 346, lám. 3, figs. 3-4.

2008. *Praegublerina pseudotessera* (Cushman); Georgescu et al., p. 404-406, lám. 3, figs. 6-12.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada microperforada de pared ornamentada con finas costillas discontinuas. Tiene una altura aproximada de 0,3 a 0,5 mm., una anchura de 0,1 a 0,2 mm. y un grosor de 0,2 a 0,3 mm.

En vista frontal, las cámaras son más anchas que altas y de forma subrectangular no inflada, éstas crecen gradualmente hasta el final dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son deprimidas, ligeramente curvas; hacia el final de la concha las cámaras están separadas por áreas triangulares deprimidas. La abertura presenta pequeñas solapas.

En vista lateral la concha es moderadamente comprimida, con un margen periférico redondeado. La abertura consiste en un arco moderadamente alto.

Discusión: Esta especie se caracteriza por ser comprimida lateralmente y por las depresiones triangulares de extensión variable que se forman entre las cámaras del final de la concha. Georgescu et al. (2008) revisan la taxonomía y filogenia de esta especie donde pone de manifiesto su gran variabilidad intraespecífica y concluyen además que es el ancestro del género *Gublerina* Kikoïne. Se diferencia de *L. pulchra* (Brotzen) en la presencia de costillas, y de *L. turgida* Nederbragt también en la presencia de costillas y en que su margen periférico es más redondeado.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en todas las localidades estudiadas, desde la parte inferior de la Biozona de *S. carpatica* en Olazagutía, lo cual es compatible con la edad propuesta por Nederbragt (1991), quien sitúa su aparición hacia la mitad de su Biozona de extensión total *D. asymmetrica*. Su registro perdura hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Taylor, en la autopista de Paris, en la cara oeste del Valle de Mustang Creek, Condado de Red River, Texas (EEUU).

Heterohelix punctulata (Cushman, 1938)

Lámina 6, figura 7

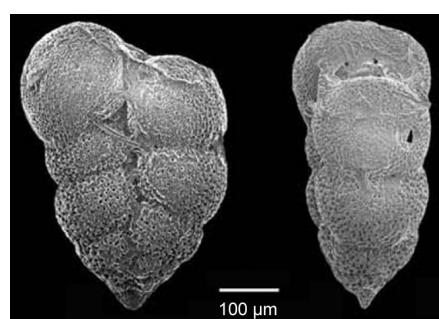
1938. *Güembelina punctulata* Cushman, p. 13, lám 2, figs. 15-16.

1959. Parte *Pseudotextularia echevarriai* Seiglie, p. 59, lám. 3, fig. 5-6.

1991. *Heterohelix punctulata* (Cushman); Nederbragt, p. 346, 348, lám. 3, fig. 6.

2007. *Braunella brauni* Georgescu, p. 160, 162, lám. 2, figs. 1-6.

2007. Parte *Braunella punctulata* (Cushman); Georgescu, p. 346, 348, lám. 1, figs. 1-3, 5.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada, con grandes poros en su superficie y finas costillas discontinuas. Aproximadamente, tiene una altura de 0,4 a 0,5 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,3 a 0,4 mm.

En vista frontal, las cámaras son más anchas que altas hacia el inicio de la concha, y aproximadamente tan altas como anchas hacia el final, están infladas y tienen forma de subrectangular a globular, éstas crecen rápidamente al principio de la concha y luego se mantienen más o menos constantes, resultando en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio mientras que en su estadio adulto los lados se desarrollan subparalelamente. Las suturas son deprimidas y rectas. La abertura puede presentar solapa.

En vista lateral la concha está bastante inflada desarrollando un margen periférico redondeado, salvo en la parte inicial de la concha donde en ocasiones se puede apreciar una débil carena. Las cámaras son más gruesas que altas. La abertura consiste en un arco moderadamente ancho y bajo bordeado por un labio.

Discusión: Esta especie se caracteriza por los grandes poros que presenta su superficie, por el rápido ensanchamiento de la concha en vista frontal, estabilizándose este crecimiento en el estadio adulto y resultando en lados subparalelos, y por que es la única especie de *Heterohelix* Ehrenberg en la que sus cámaras son más gruesas que altas. Se diferencia de *P. nuttalli* (Voorwijk) en que sus costillas están debilmente desarrolladas y en que las cámaras son más altas. Georgescu crea el género *Braunella* Georgescu (2007) donde incluye a esta especie que se caracteriza por poseer ornamentación reticulada, al menos en la parte inicial de la concha. Considero que este rasgo de la ornamentación puede no ser tan importante como para separar a esta especie del género *Heterohelix* Ehrenberg, ya que en mis materiales, generalmente, no dejan de apreciarse las costillas.

Distribución estratigráfica: Especie presente en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia. Su DPR se establece hacia la parte media-inferior de la Biozona de *V. eggeri* en Oued Assila; Nederbragt (1991) lo sitúa ligeramente anterior al DUR de *D. asymmetrica* y Georgescu (2007) desde la Biozona de *R. calcarata*. Su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Taylor, en la autopista de Paris, en la cara oeste del Valle de Mustang Creek, Condado de Red River, Texas (EEUU).

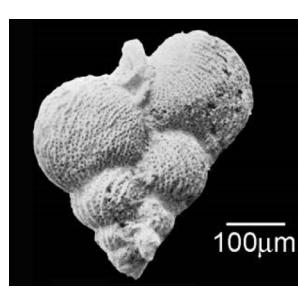
Heterohelix sphenoides Masters, 1976

Lámina 6, figura 8

1976. *Heterohelix sphenoides* Masters, p. 318-319, lám. 1, figs. 1-3.

1991. *Heterohelix sphenoides* Masters; Nederbragt, p. 348, 350, lám. 4, figs. 5-6.

2010. *Planulitella sphenoides* (Masters); Georgescu, p. 78, 80, lám. 2, figs. 1-11.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de superficie microperforada con costillas que varían de finas a más gruesas. Altura aproximada de 0,3 a 0,4 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal, las cámaras son globulares las primeras, y muy grandes y subcirculares las últimas, con forma de lenteja; todas ellas están moderadamente infladas y crecen rápidamente, dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son anchas y deprimidas, generalmente curvas y cóncavas hacia las cámaras anteriores.

En vista lateral la concha está comprimida desarrollando un margen periférico subredondeado. La abertura consiste en un arco bajo bordeado por un labio.

Discusión: Esta especie se caracteriza por estar comprimida en vista lateral y por la forma subcircular y el gran tamaño de las últimas cámaras. Se diferencia de *L. glabrans* (Cushman) en que su pared está ornamentada con costillas. Georgescu (2010) incluye esta especie en el linaje ramificado *Planulitella* Georgescu.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Oued Assila, su registro estratigráficamente más bajo se produce en la Biozona de *S. carpatica* en Oued Assila. Sin embargo, Nederbragt (1991) identifica esta especie desde el DPR de *D. asymmetrica*. Con esta edad *H. sphenoides* podría estar presente en Olazagutía, sin embargo esto no es así, quizás por razones paleobiogeográficas o paleoambientales. Su DUR se produce en la parte inferior de la Biozona de *V. eggeri* en Oued Assila.

Localidad tipo: Grupo Selma, “Mooreville Chalk”, Condado de Dallas, Alabama (EEUU).

Género *Laeviheterohelix* Nederbragt, 1991

Especie tipo: *Guembelina pulchra* Brotzen, 1936.

1991. *Laeviheterohelix*, Nederbragt, p. 350.

2009. *Laeviheterohelix*, enmend. Georgescu, p. 320, 322.

2009. *Fleisherites*, Georgescu, p. 327, 329.

Descripción: Concha biseriada que puede presentar prolóculo planoespiralado, de superficie microperforada lisa o con poros en montículo. El contorno de la concha es triangular y las suturas son deprimidas. En vista lateral, la abertura consiste en un arco con solapas.

Discusión: Este género se diferencia del resto de heterohélidos en que no presenta costillas. Georgescu (2009) revisa este género considerándolo polifilético, renombrando el género *Laeviheterohelix* Nederbragt enmend. Geoergescu (en el que se restringe su significado a los taxones con poros en montículo y con un área apertural pustulosa en la parte superior las cámaras), y proponiendo los géneros *Steineckia* Georgescu, 2009 (género monoespecífico con poros en montículo pero sin área apertural pustulosa en la parte superior de las cámaras,

registrado en el Turoniense superior) y *Fleisherites* Georgescu, 2009 (heterohelícidos de pared lisa que pueden presentar costillas incipientes). Al no disponer de materiales del Turoniense no se tienen criterios para opinar sobre la validez del género *Steineckia* Georgescu, si bien debido al vacío estratigráfico que existe entre este género y los siguientes de ornamentación con poros en túmulo o lisa, concuerdo con Georgescu (2009) en que probablemente pueda tratarse de otro género. Sin embargo la distinción entre *Laeviheterohelix* Nederbragt enmend. Georgescu no se ha tenido en cuenta y se sigue la práctica de Nederbragt (1991) de incluir en dicho género los heterohelícidos que no están ornamentadas con costillas.

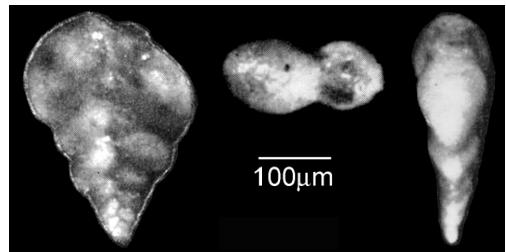
Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Laeviheterohelix dentata (Stenestad, 1968)

Lámina 6, figura 9

1968. *Heterohelix dentata*, Stenestad, p. 67-68, lám 1, figs. 3-6, 8-9; lám. 2, figs. 1-3.

1991. *Laeviheterohelix dentata* (Stenestad); Nederbragt, p. 350, lám 5, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada que puede presentar un pequeño prolóculo plano espiralado, de superficie microperforada lisa. Altura aproximada de 0,3 a 0,4 mm., una anchura de 0,05 a 0,1 mm. y un grosor de 0,2 a 0,3 mm.

En vista frontal, las primeras cámaras son ligeramente más anchas que altas, de forma subtrapezoidal, mientras que las últimas son más altas que anchas, reniformes o en ocasiones semilunares; todas ellas crecen gradualmente dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son deprimidas y curvas, las últimas cámaras pueden estar separadas por pequeñas áreas triangulares deprimidas.

En vista lateral la concha está comprimida desarrollando un margen periférico agudo. La abertura consiste en un arco bordeado por un labio que presenta solapas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su periferia aguda, y por la forma de reniforme a semilunar que presentan sus últimas cámaras, se diferencia de *H. planata* (Cushman) en que su pared es lisa y en que tiene una mayor compresión lateral de las cámaras. De *L. glabrans* se distingue en la forma de las cámaras adultas y en que su margen periférico es más agudo.

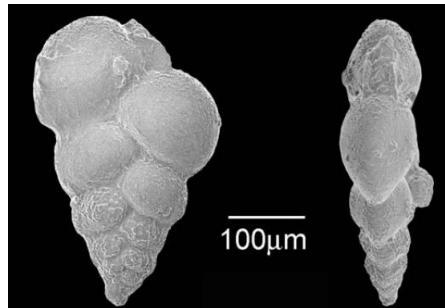
Distribución estratigráfica: Esta especie es registrada esporádicamente en Shuqualak, desde la Biozona de *R. calcarata* hasta el final del sondeo, en la Biozona de *P. hariaensis*. Esta distribución es congruente con la que propone Nederbragt (1991) que señala una distribución bioestratigráfica desde la Biozona de *R. calcarata* hasta el Maastrichtiense final.

Localidad tipo: Afloramiento Dania, cerca de Mariager (Dinamarca).

Laeviheterohelix glabrans (Cushman, 1938)

Lámina 6, figura 10

1938. *Güembelina glabrans* Cushman, p. 15, lám 3, figs. 1-2.
1973. *Heterohelix glabrans* (Cushman); Smith y Pessagno, p. 17-18, lám 2, figs. 8-10; lám. 3, figs. 1-3.
1991. *Laeviheterohelix glabrans* (Cushman); Nederbragt, p. 352, lám 5, fig. 6.
2009. *Fleisherites glabrans* (Cushman); Georgescu, p. 329-330, lám 5, figs. 1-6.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada que puede presentar o no prolóculo planoespiralado, de superficie microporosa algo rugosa en las cámaras juveniles y lisa en las adultas. Altura aproximada de 0,2 a 0,4 mm., una anchura de 0,03 a 0,1 mm. y un grosor de 0,2 a 0,3 mm.

En vista frontal, las primeras cámaras son subtrapezoidales y las últimas subcirculares, con forma de lenteja, ligeramente infladas, todas ellas crecen gradualmente dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son deprimidas y curvas.

En vista lateral la concha está comprimida y desarrolla un margen periférico subagudo. La abertura consiste en un arco alto bordeado por un labio con solapas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su concha comprimida en vista lateral, su pared lisa y la forma de lenteja que presentan sus cámaras adultas. De *L. pulchra* (Brotzen) se diferencia en su periferia subaguda y en la forma de sus cámaras; de *L. dentata* (Stenestad) en que su periferia es menos aguda. No posee poros en montículo según un estudio de detalle llevado a cabo por Georgescu (2009).

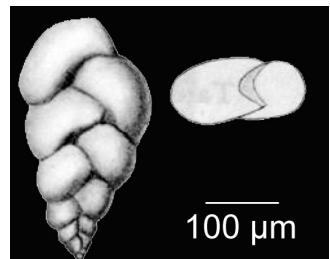
Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, desde la laguna estratigráfica que afecta a los materiales del intervalo Maastrichtiense inferior/ superior en Shuqualak, y a lo largo de toda la sección de Zumaia. A esta especie se le atribuye un hábitat profundo dentro de la columna de agua (Abramovich et al., 2003), que puede que sea la causa de que no aparezca en Shuqualak durante el Campaniense superior. Nederbragt (1991) sitúa su DPR ligeramente anterior al DPR de *R. calcarata* y Georgescu (2007) algo anterior al DPR de *R. fructicosa*. Su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Grupo Navarro, a 1,6 km al oeste-suroeste de Noack, Condado de Williamson, Texas (EEUU).

Laeviheterohelix pulchra (Brotzen, 1936)

Lámina 6, figura 11

1936. *Güembelina pulchra* Brotzen, p. 121, lám. 9, fig. 3.
1938. Parte *Güembelina pseudotessera* Cushman, p. 14, lám. 2, fig. 21.
1989. *Heterohelix pulchra* (Brotzen); Nederbragt, p. 198, lám 3, figs. 3-4.
1991. *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen); Nederbragt, p. 352, 354, lám 6, fig. 1.
2007. *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen); Lamolda et al., fig. 4. E.
2009. *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen); Georgescu, p. 322, 325, fig. 8. 1-3.



Parte del material original figurado, Catálogo de Ellis y Messina

Descripción: Concha biseriada de superficie microporforada lisa o con poros en montículo. Altura aproximada de 0,3 a 0,4 mm., una anchura de 0,1 a 0,2 mm. y un grosor de 0,05 a 0,1 mm.

En vista frontal, las cámaras son bastante alargadas, las adultas son reniformes y se extienden sobre la cámara anterior hasta alcanzar casi la periferia, todas ellas crecen gradualmente, dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son deprimidas y muy curvas hacia el final de la concha.

En vista lateral la concha está comprimida y exhibe un margen periférico redondeado. La abertura presenta solapas alargadas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por la morfología reniforme de las cámaras adultas que se extienden sobre la cámara anterior hasta la periferia, además de por su pared lisa o con poros en montículo. Además se diferencia de *L. glabrans* (Cushman) en que su periferia es redondeada.

Este taxón presenta una alta variabilidad intraespecífica y parece evolucionar hacia un contorno en vista frontal más estrecho. Así, los ejemplares encontrados en Olazagutía (Coniaciense superior/Santoniano inferior) tienen un contorno triangular muy ensanchado en vista frontal, con unas cámaras muy alargadas y muy sobreuestas a las precedentes (lám. 6, fig. 12). Sin embargo en las localidades de edad posterior (Oued Assila y Shuqualak) encontramos morfotipos similares a los figurados por Nederbragt (1991) (lám. 6, fig. 11), donde el contorno sigue siendo considerablemente ancho aunque algo menos que en los ejemplares de Olazagutía, coexistiendo con taxones con un contorno en vista frontal mucho más comprimido (dichos taxones son similares al holotipo). En Zumaia (Maastrichtiense) los ejemplares suelen tener este último morfotipo más estrecho.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en todas las localidades estudiadas. Según Nederbragt (1991) su aparición se produce en el Turoniense inferior, y según Georgescu (2007) en la Biozona de *D. concavata*. Su registro abarca hasta la base de la biozona *P. hariaensis* en Zumaia, si bien estudios de detalle del límite Cretácico/Paleógeno de Zumaia encuentran esta especie hasta el Maastrichtiense final (Arz et al., 1999), aunque otros autores sitúan su extinción en la Biozona de *R. calcarata* (Nedebergrat, 1991; Georgescu, 2007).

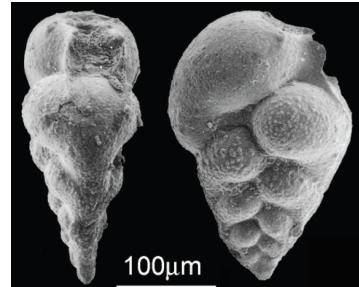
Localidad tipo: Eriksdal, Schonen (Suecia).

Laeviheterohelix turgida Nederbragt, 1991

Lámina 6, figura 13

1991. *Laeviheterohelix turgida* Nederbragt, p. 355, lám. 6, figs. 2-4.

2006. *Laeviheterohelix turgida* Nederbragt, Georgescu, fig. 4. 21.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de superficie microperforada con poros en montículo. Altura aproximada de 0,3 a 0,4 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal, las cámaras son infladas aunque comprimidas en los bordes, globulares al principio y reniformes las últimas, extendiéndose éstas sobre la cámara anterior hasta casi la periferia, todas ellas crecen moderadamente rápido, dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son muy deprimidas y curvas. Pueden existir áreas triangulares deprimidas entre las cámaras.

En vista lateral la concha está comprimida y el margen periférico es subagudo. La abertura presenta solapas alargadas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por tener una superficie con poros en montículo y por presentar cámaras adultas reniformes que se extienden sobre la anterior, es similar a *L. pulchra* (Brotzen), diferenciándose de ésta en que sus cámaras son infladas y comprimidas hacia los bordes, dotando a la concha de una periferia subaguda.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en la sección de Oued Assila, su DPR se produce en la base de la sección, en la Biozona de *S. carpatica*; su DUR tiene lugar en la mitad de la Biozona de *H. carinata* de Oued Assila. Nederbragt (1991) le atribuye un rango de edad equivalente, comprendido entre la parte inferior de la Biozona de extensión total de *D. asymmetrica* y la Biozona de *G. elevata*.

Localidad tipo: Sur de Argoub ech Chouamakr, El Kef (Túnez).

Género *Marginotruncana* Hofker, 1956

Especie tipo: *Rosalina marginata* Reuss, 1845.

1956. *Marginotruncana* Hofker, p. 319.

Descripción: Concha trocoespiralada de biconvexa a planoconvexa, de pared microperforada, lisa o con pústulas de ligero a moderado desarrollo. El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa de 1/4 a 1/2 del diámetro máximo de la concha; el sistema umbilical está formado por pórticos que dejan aberturas accesorias infralaminares. Las suturas suelen ser sigmoidales generalmente elevadas, aunque también pueden estar deprimidas y bordeadas por una hilera de pústulas. El lado espiral exhibe un contorno de lobulado a subcircular o algo poligonal. Las suturas son curvas y elevadas. En vista lateral la trocoespira es variable. Posee dos carenas (o dos hileras de pústulas) al menos en las primeras cámaras de la última vuelta, generalmente separadas por una banda periférica imperforada de anchura variable, a veces inexistente.

Discusión: Este género se caracteriza por la presencia de pórticos, una o dos carenas, o bien dos hileras de pústulas, suturas umbilicales sigmoidales y una abertura primaria umbilical-extraumbilical. Se diferencia de *Contusotruncana* Korchagin en sus suturas sigmoidales y en presentar un perfil generalmente más simétrico, de *Dicarinella* Porthault en que las suturas umbilicales son sigmoidales y elevadas y de *Globotruncana* Cushman en la ausencia de tegilla y en las suturas umbilicales sigmoidales.

Según Robaszynski et al. (1979), una de las principales diferencias con *Globotruncana* Cushman es la abertura umbilical-extraumbilical de *Marginotruncana* Hofker frente a la abertura umbilical de *Globotruncana* Cushman. A mi parecer este criterio no es del todo sólido, porque si bien en algunos ejemplares estas diferencias son muy claras, en la mayoría de los casos el carácter umbilical o extraumbilical de las aberturas de ambos géneros es algo ambigüo. De la misma manera Robaszynski et al. (2000) consideran la distribución estratigráfica de ejemplares intermedios entre algunas de las especies de *Marginotruncana* y *Globotruncana* o *Contusotruncana*. Esta imprecisión para la distinción de ambos géneros creo que puede causar en parte la controversia existente acerca de si los marginotruncánidos sobrepasan el límite Santoniense/Campaniense (si bien no se puede descartar que estén afectadas por diacronismo en sus extinciones). Por ejemplo Petrizzo (2001) considera que se extinguieron antes, mientras que Robaszynski et al. (1984), Robaszynski et al. (2000), Caron (1985), Premoli Silva y Sliter (1995), Georgescu (2006), Wendler (2011) identifican diferentes especies de *Marginotruncana* Hofker después del límite, sin que exista demasiado consenso sobre qué especies sobrepasan el límite y cuáles no.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Marginotruncana coronata (Bolli, 1945)

Lámina 7, figura 1

1945. *Globotruncana lapparenti* Brotzen *coronata* Bolli, p. 233, lám 9, figs. 14-14, text-figs. 1 (21-22).

1967. Lectotipo: *Marginotruncana coronata* (Bolli); Pessagno, p. 305, lám. 9, fig. 15.

1977. *Marginotruncana scorpionis* Lamolda, p. 473-476, lám. 1, fig. 4,



Lectotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

lám. 2,

figs. 4-5, text-figs. 6-7.

1979. *Marginotruncana coronata* (Bolli); Robaszynski et al., p. 106, lám. 62, figs. 1-2.

Descripción: Concha trocoespiralada cuyo tamaño varía entre 0,6 y 0,8 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 6 a 8 cámaras trapezoidales o arriñonadas de lisas a cóncavas, esta concavidad se hace patente especialmente en la última cámara. Las suturas son elevadas, sigmoidales y se curvan en forma de hendidura en la conjunción con el reborde carenal.

El lado espiral exhibe un contorno lobulado, las cámaras tienen forma petaloidea y una superficie lisa o ligeramente cóncava, éstas crecen moderadamente lento. Las suturas son curvas y elevadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos casi rectos.

En vista lateral la trocoespira es muy baja, exhibiendo un perfil casi simétrico con los dos lados prácticamente planos, aunque la última cámara (y en ocasiones también la penúltima) se muestran comprimidas. Posee dos carenas separadas por una banda periférica imperforada moderadamente estrecha.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar en vista lateral un perfil bastante comprimido, especialmente hacia el final de la última vuelta de espira. Se diferencia de *M. pseudolinneiana* Pessagno en que las carenas están más próximas y su perfil es más comprimido, sobre todo en la última y/o penúltima cámaras. De *M. tarfayensis* (Lehmann) se distingue en que las carenas están separadas.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila. Su primera aparición tuvo lugar en el Turoniense (Robaszynski et al., 1979; Caron, 1985). Su DUR se registra en Oued Assila hacia la base de la Biozona de *V. eggeri*.

Localidad tipo: Sección de Seewen, oeste de Seewen, cerca de Frohnalpstock, Suiza.

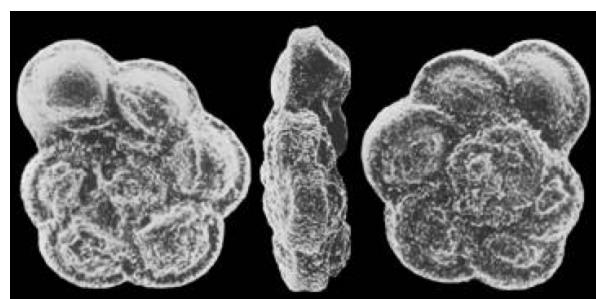
Marginotruncana marginata (Reuss, 1845)

Lámina 7, figura 2

1845. *Rosalina marginata* Reuss, p. 36, lám. 8, fig. 54, 74; lám. 13, fig. 68.

1956. Neotipo: *Globotruncana linneiana marginata* (Reuss); Jirova, lám. 1, fig. 1.

1979. *Marginotruncana marginata* (Reuss); Robaszynski et al., p. 113-114, lám. 63, figs. 1-2; lám. 64, figs. 1-2.



Topotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie algo pustulosa, su tamaño varía entre 0,4 y 0,8 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 8 cámaras trapezoidales infladas, separadas por suturas aparentemente radiales, deprimidas pero circundadas por un borde sigmoidal arrosariado que al juntarse con la carena produce una elevación no muy desarrollada en forma de herradura.

El lado espiral exhibe un contorno de lobulado a subcircular, las cámaras tienen forma petaloidea y están infladas, éstas crecen moderadamente. Las suturas se desarrollan curvas y ligeramente elevadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos casi rectos. También se observan rebordes periumbilicales elevados.

En vista lateral la trocoespira es baja y el perfil biconvexo, generalmente bastante simétrico con los dos lados ligeramente convexos. Posee dos carenas débilmente desarrolladas, separadas por una banda periférica bastante estrecha.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por presentar cámaras infladas, tanto en el lado espiral como en el umbilical. De *G. bulloides* Vogler se distingue en la presencia de pórticos en vez de tegilla y en que posee unas carenas algo menos desarrolladas.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila. Su primera aparición se produce en el Turoniense según Caron (1985). El DUR de *M. marginata* se registra en Oued Assila en la parte inferior de la Biozona de *V. eggeri*.

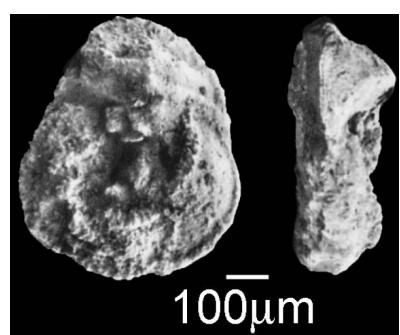
Localidad tipo: Bohemia (República Checa).

Marginotruncana paraconcavata Porthault, 1970

Lámina 7, figura 3

1970. *Marginotruncana paraconcavata* Porthault, p. 77-78, lám. 10, figs. 21-23.

1979. *Marginotruncana paraconcavata* Porthault; Robaszynski et al., p. 122, lám. 66, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie microporforada muy ligeramente pustulosa, su tamaño oscila entre 0,6 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa alrededor de 1/3 del diámetro

máximo de la concha. El sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 4 a 6 cámaras trapezoidales alargadas en la dirección de enrollamiento e infladas. Las suturas son sigmoidales, elevadas o algo deprimidas aunque con alineamiento de pústulas; muestra rebordes periumbilicales bastante prominentes dispuestos de tangencial a oblicuamente a la abertura umbilical. Los rebordes periumbilical y sutural y la carena forman elevaciones continuas de poco desarrollo en forma de hendidura.

El lado espiral exhibe un contorno de lobulado a subcircular, las cámaras tienen forma petaloidea y superficie de plana a ligeramente cóncava y a veces algo ondulante y crecen moderadamente lento. Las suturas son curvas y elevadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos generalmente agudos.

En vista lateral la trocoespira es baja y el perfil asimétrico y planoconvexo, con el lado espiral plano y el umbilical convexo. Posee dos carenas muy juntas, separadas por una banda periférica muy estrecha.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por la proximidad de sus carenas y su perfil planoconvexo. De *M. renzi* (Gandolfi) se diferencia por su perfil planoconvexo y de *D. concavata* (Brotzen) por presentar las cámaras umbilicales alargadas en la dirección de enrollamiento, bordeadas por una estructura elevada en forma de hendidura.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila, su primera aparición tiene lugar en el Turoniano según Robaszynski et al. (1984). Su DUR se produce en Oued Assila coincidente con el de *D. asymmetrica*.

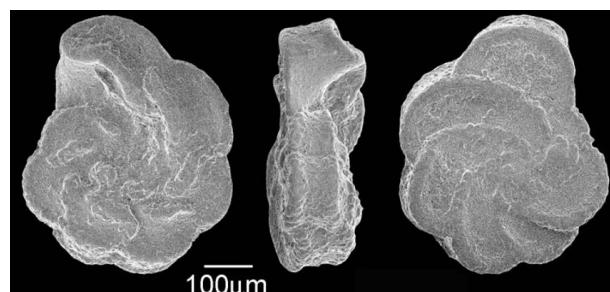
Localidad tipo: Margen izquierda del río Rodoule, al norte de Puget-Théniers, departamento de Alpes-Marítimos, sureste de Francia.

Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, 1967

Lámina 7, figura 4

1967. *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, p. 310, lám. 65, figs. 24-27.

1979. *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno; Robaszynski et al., p. 123, lám. 67, figs. 1-2; lám. 68, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada, por lo general de superficie lisa, que presenta un tamaño de entre 0,5 y 0,7 mm.

El lado umbilical posee una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa de 1/4 a 1/2 del diámetro máximo de la concha; el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 8 cámaras subrectangulares que pueden ser algo cóncavas.

Las suturas son sigmoidales y elevadas y al unirse al reborde carenal producen estructuras prominentes en forma de herradura.

El lado espiral exhibe un contorno moderadamente lobulado, las cámaras tienen forma de semilunar a petaloidea hacia el final de la última vuelta de espira, con superficie de plana a ligeramente cóncava; las cámaras crecen bastante lentamente. Las suturas son curvas y elevadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos agudos, que pueden ser algo más rectos hacia el final de la vuelta de espira.

En vista lateral la trocoespira es baja, el lado espiral es plano, o ligeramente cóncavo, y el umbilical plano, estas características dotan a la concha de un contorno simétrico y rectangular similar al de una caja. Posee dos carenas bien desarrolladas separadas por una banda periférica imperforada.

Discusión: El contorno rectangular de esta especie la hace inconfundible dentro de su género. Además se diferencia de *M. coronata* (Bolli) por una separación más ancha entre las carenas, y por una forma de las cámaras más semilunar. Se diferencia de *G. linneiana* (d'Orbigny), con la cual se asemeja mucho, en que la abertura primaria es umbilical-extraumbilical y en la presencia de pórticos; y de *A. mayaroensis* (Bolli) en la ausencia de pústulas alineadas en su lado ventral y en la presencia de suturas elevadas y de reborde periumbilical.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila, su primera aparición se produce en el Turoniense según Caron (1985). Su DUR se identifica en Oued Assila en la parte superior de la Biozona de *D. asymmetrica*.

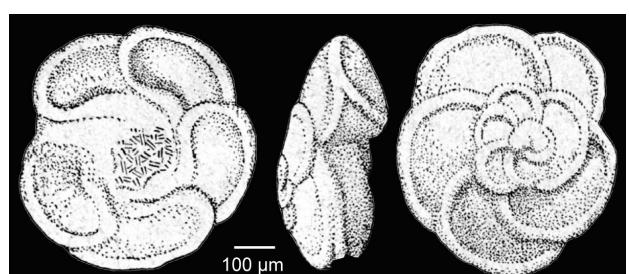
Localidad tipo: Formación Gosau, parte oeste de Ramsau, Gosautal, Edelbachgraben (Austria).

Marginotruncana renzi (Gandolfi, 1942)

Lámina 7, figura 5

1942. *Globotruncana renzi* Gandolfi, p. 124, lám. 3, fig. 1; lám. 4, figs. 15, 16, 28, 29; lám. 10, fig. 2.

1979. *Marginotruncana renzi* (Gandolfi); Robaszynski et al., p. 133, lám. 69, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie en general lisa, aunque puede presentar alguna pústula; su tamaño oscila entre 0,5 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa alrededor de 1/3 del diámetro máximo de la concha, su sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 6 cámaras subtrapezoidales alargadas en la dirección

de enrollamiento y muy levemente infladas. Las suturas son curvas y elevadas, aunque también pueden estar algo deprimidas pero presentando alineamiento de pústulas; exhibe rebordes periumbilicales dispuestos de manera tangencial a la abertura primaria. Los rebordes periumbilicales y suturales y la carena forman elevaciones continuas en forma de herradura.

El lado espiral muestra un contorno subcircular; las cámaras iniciales de la última vuelta de espira son semilunares, pasando a ser petaloideas hacia el final; la superficie de éstas es algo ondulante y crecen lentamente. Las suturas son curvas y elevadas, incidiendo en la sutura espiral con ángulos agudos en las primeras cámaras de la última vuelta de espira, y rectos en las últimas.

En vista lateral la trocoespira es moderadamente baja y el perfil generalmente biconvexo y simétrico. Posee dos carenas muy juntas, que se reducen a una en la(s) última(s) cámara(s).

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar un perfil biconvexo con una trocoespira bastante baja y con unas cámaras que crecen lentamente, además presenta dos carenas al inicio de la última vuelta de espira y una sola al final. De *M. coronata* (Bolli) se diferencia en que sus carenas están más juntas y no conserva dos carenas hasta el final de la última vuelta de espira, de *M. sigali* (Reichel) en que solo posee una carena al final de la última vuelta de espira, de *M. schneegansi* (Sigal) por desarrollar mayor elevación en las suturas espirales y de *M. sinuosa* Porthault por la forma petaloidea de sus cámaras espirales.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila, su primera aparición se produce en el Turoniense según Caron (1985). Su DUR se identifica en Oued Assila en la parte superior de la Biozona de *S. carpatica*.

Localidad tipo: Chiasso, Cantón Ticino, en el sureste de Suiza.

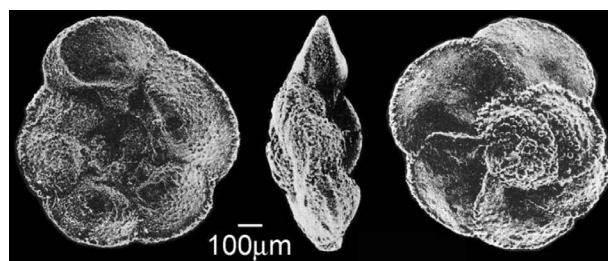
Marginotruncana schneegansi (Sigal, 1952)

Lámina 7, figura 6

1952. *Globotruncana schneegansi*, p. 33, text-fig. 34.

1974. Neotipo: *Marginotruncana schneegansi* (Sigal); Caron, p. 140, fig. 1.

1979. *Marginotruncana schneegansi* (Sigal); Robaszynski et al., p. 140, lám. 70, figs. 1-2; lám. 71, figs. 1-2.



Neotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie microporforada ligeramente pustulosa, su tamaño oscila entre 0,7 y 0,9 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 7 cámaras subtrapezoidales e infladas. Las suturas son radiales, casi rectas y deprimidas las primeras, sigmoidales y con alineamiento de pústulas las

finales.

El lado espiral exhibe un contorno subcircular, las cámaras tienen forma de semilunar a petaloidea y se encuentran algo infladas, crecen moderadamente rápido. Las suturas son ligeramente curvas y elevadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos de casi rectos a agudos.

En vista lateral la trocoespira es baja y el perfil biconvexo, casi simétrico. Exhibe dos carenas muy juntas formadas por alineamiento de pústulas, la banda periférica imperforada es muy estrecha, casi imperceptible.

Discusión: Esta especie se caracteriza por tener las cámaras infladas y forma petaloidea en el lado espiral, por no presentar rebordes periumbilicales marcados y por su carena formada por dos hileras de pústulas. Se diferencia de *M. sigali* (Reichel) en que, en el lado espiral, las cámaras están más infladas y las suturas son solo ligeramente curvas.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Olazagutía, su primera aparición se produce en el Turoniense según Caron (1985). Su DUR se registra en Oued Assila en la parte superior de la Biozona de *S. carpatica*.

Localidad tipo: El Kef (Túnez).

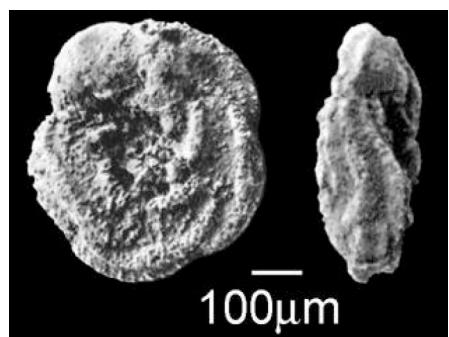
Marginotruncana sinuosa Porthault, 1970

Lámina 7, figura 7

1955. *Globotruncana fornicata* Plummer *manaurensis* Gandolfi, p. 41, lám. 2, fig. 1, text-figs. 9(1-2).

1970. *Marginotruncana sinuosa* Porthault, p. 81-82, lám. 11, figs. 11-13.

1979. *Marginotruncana sinuosa* Porthault; Robaszynski et al., p. 153-154, lám. 74, figs. 1-2; lám. 75, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie microperforada cuyo tamaño varía entre 0,5 y 0,8 mm.

El lado umbilical posee una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa alrededor de 1/3 del diámetro máximo de la concha y un sistema umbilical que está formado por pórticos. La última vuelta de espira presenta de 5 a 6 cámaras trapezoidales muy alargadas en la dirección de enrollamiento y algo cóncavas. Las suturas son sigmoidales y elevadas o, en ocasiones, algo deprimidas aunque con alineamiento de pústulas; desarrolla un reborde en forma de hendidura formado por las suturas y las carenas.

El lado espiral exhibe un contorno subcircular, las cámaras tienen forma semilunar y están muy alargadas en la dirección del enrollamiento, con una superficie generalmente ondulante o algo más plana, dichas cámaras crecen moderadamente lento. Las suturas son curvas y elevadas, e

inciden en la sutura espiral con ángulos muy agudos.

En vista lateral la trocoespira es moderada y el perfil ligeramente asimétrico, biconvexo con el lado espiral algo más inflado que el umbilical. Posee dos carenas algo sinuosas separadas por una banda periférica que suele ser más estrecha en las primeras cámaras de la última vuelta de espira.

Discusión: Esta especie se caracteriza por sus cámaras espirales semilunares alabeadas, muy alargadas en la dirección de enrollamiento y por sus carenas sinuosas separadas por una banda imperforada de anchura variable. De *C. fornicata* (Plummer) se diferencia por poseer una trocoespira algo más baja y por la ausencia de cámaras globulares en las primeras vueltas de espira.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila, su primera aparición se produce en el Turoniense superior según Caron (1985). Su DUR se identifica en Oued Assila en la parte superior de la Biozona de *D. asymmetrica*.

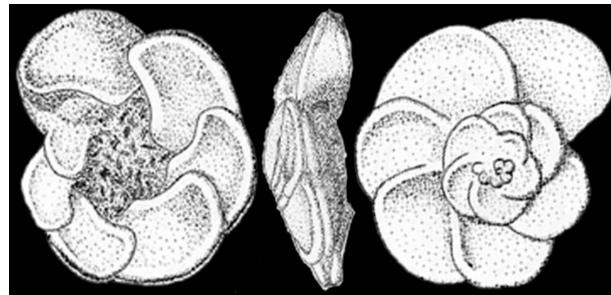
Localidad tipo: Barranco de Lara, en la margen izquierda del río Roudoule, al norte de Puget-Théniers, Alpes-Marítimos (sureste de Francia).

Marginotruncana tarfayaensis (Lehman, 1963)

Lámina 7, figura 8

1963. *Globotruncana tarfayaensis* Lehmann, p. 146-147, lám. 5, fig. 4, text-fig. 2i.

1979. *Marginotruncana tarfayensis* (Lehmann); Robaszynski et al., p. 158, lám. 76, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie microperforada lisa, su tamaño oscila entre 0,6 y 0,9 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa alrededor de 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 6 a 7 cámaras subtrapezoidales alargadas en la dirección de enrollamiento que pueden ser algo alabeadas. Las suturas son sigmoidales y elevadas, y en conjunción con las carenas desarrollan un reborde en forma de herradura.

El lado espiral exhibe un contorno de lobulado a subcircular, las cámaras tienen forma petaloidea y superficie plana, y crecen moderadamente lento. Las suturas son curvas y elevadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos agudos al principio y rectos hacia el final de la concha.

En vista lateral la trocoespira es moderadamente baja y el perfil casi biconvexo simétrico, con los lados espiral y umbilical muy ligeramente convexos. Posee dos carenas muy juntas separadas por una banda periférica muy estrecha.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por sus dos carenas muy juntas y por poseer, tanto el lado espiral como el umbilical, ligeramente convexos. Además de *M. coronata* (Bolli) se diferencia en que sus carenas están muy juntas, y de *M. renzi* (Gandolfi) en que presenta dos carenas hasta el final de la última vuelta de espira y en que las cámaras tienen un perfil más comprimido.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila, su primera aparición se produce alrededor del límite Turoniense/Coniaciense según Robaszynski et al. (1984). Su DUR se identifica en Oued Assila coincidente con el de *D. asymmetrica*.

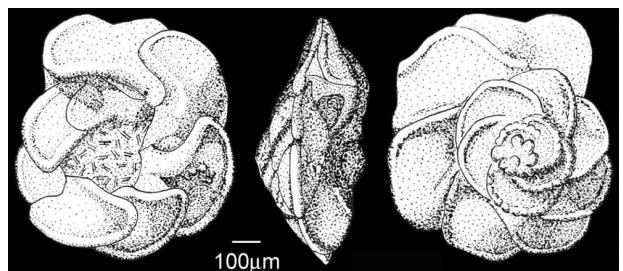
Localidad tipo: Entre Hassi-bou-Emgara y Hassi-oued-Am-ma-Fatma, Provincia de Tarfaya (suroeste de Marruecos).

Marginotruncana undulata (Lehman, 1963)

Lámina 7, figura 9

1963. *Globotruncana undulata* Lehmann, p. 148, lám. 9, fig. 3; text-fig. 2t, u.

1979. *Marginotruncana undulata* (Lehmann); Robaszynski et al., p. 162, lám. 77, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie microperforada muy levemente pustulosa, su tamaño oscila entre 0,6 y 0,9 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical-extraumbilical que ocupa de 1/3 a 1/4 del diámetro máximo de la concha y un sistema umbilical formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 7 cámaras subtrapezoidales. Las suturas son sigmoidales, elevadas o algo deprimidas aunque con alineamiento de pústulas; las suturas en conjunción con las carenas desarrollan rebordes en forma de herradura.

El lado espiral exhibe un contorno de ligeramente lobulado a subcircular o levemente poligonal, las cámaras tienen forma semilunar, aunque la última es más petaloidea o trapezoidal y de superficie ondulante, las cámaras crecen lentamente. Las suturas son ligeramente curvas o casi rectas, elevadas, e inciden en la sutura espiral con ángulos agudos.

En vista lateral la trocoespira es moderadamente alta, dotando a la concha de un perfil biconvexo, simétrico o ligeramente asimétrico, con el lado espiral pudiendo ser algo más convexo que el umbilical. Posee dos hileras de pústulas muy juntas que dan apariencia de ser una sola carena.

Discusión: Esta especie se caracteriza por que sus cámaras espirales son alabeadas y semilunares, por presentar dos hileras de pústulas muy juntas que dan una falsa apariencia de ser una sola

carena y por tener un tamaño relativamente grande. Además, se diferencia de *M. sinuosa* Porthault en que no presenta dos carenas separadas.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Olazagutía y Oued Assila, su primera aparición se produce en el Turoniano, según Robaszynski et al. (1979). Su DUR se identifica en Oued Assila en la parte inferior de la Biozona de *V. eggeri*.

Localidad tipo: Acantilado al oeste de Hammada-el-Rhouiba, sur de Garet-es-Souf, Provincia de Tarfaya (suroeste de Marruecos).

Género *Planoglobulina* Cushman, 1927

Especie tipo: *Güembelina acervulinoides* Egger, 1899.

1927. *Planoglobulina* Cushman, p. 77.

1976. *Platystaphyla* Masters, p. 325-327.

Descripción: La parte inicial de la concha es biseriada seguida de un estadio multiseriado; su superficie es perforada, cubierta por costillas o con ornamentación vermicular. Presenta un contorno de flabeliforme a subtriangular o subcircular. Las suturas están deprimidas y las cámaras tienen una forma subglobular, más o menos infladas. Exhibe aberturas arqueadas, generalmente situadas a los dos lados de las cámaras finales.

Discusión: Su pequeño estadio inicial biseriado, que pasa rápidamente a un estadio multiseriado desarrollado en el mismo plano, hacen de éste un género inconfundible en materiales del Campaniense superior y Maastrichtiense. Es homeomorfo al género *Ventilabrella* (Cushman) del Santoniense superior y Campaniense inferior, sin embargo entre estos dos géneros existe un vacío estratigráfico que les impide estar relacionados filogenéticamente.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Planoglobulina acervulinoides (Egger, 1899)

Lámina 8, figura 1

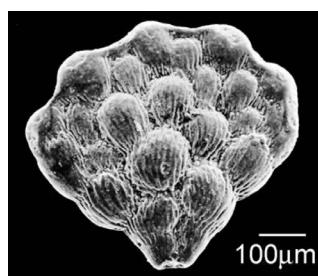
1899. *Güembelina acervulinoides* Egger, p. 36, lám. 14, fig. 20.

1972. Neotipo: *Planoglobulina acervulinoides* Martin, p. 81, lám. 3, fig. 3.

1972. *Planoglobulina brazoensis* Martin, p. 82-83, lám. 3, fig. 7; lám. 4, figs. 1-2.

1973. *Planoglobulina brazoensis* Martin; Smith y Pessagno, p. 20-21, lám. 4, figs. 5-10.

1991. *Planoglobulina acervulinoides* (Egger); Nederbragt, p. 356, lám. 6,



Neotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

figs. 5-6; lám. 7, fig. 1.

Descripción: Parte inicial de la concha biseriada, multiseriada en estadio adulto con hasta 6 filas de cámaras en dicho estadio; la superficie es macroperforada con costillas prominentes y paralelas a la periferia, algo discontinuas. Posee una altura aproximada de 0,4 a 0,7 mm., una anchura de 0,4 a 0,7 mm. y un grosor de 0,2 a 0,3 mm.

En vista frontal, las cámaras iniciales y de la parte media tienen forma globular y están infladas, mientras que las finales son subglobulares, están menos infladas y son levemente más altas que anchas. Las suturas son deprimidas y están menos definidas hacia el final de la concha.

En vista lateral la parte central de la concha es la más gruesa, mientras que las cámaras finales se encuentran algo comprimidas; el margen periférico es redondeado. Las aberturas son arqueadas y se encuentran generalmente a ambos lados de las cámaras multiseriadas, con solapas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por las costillas longitudinales que presenta la pared, por tener cámaras globulares infladas y por que en vista lateral el máximo grosor que alcanza la concha es en la parte central. Se diferencia de *P. riograndensis* (Martin) y *P. multicamerata* de Klasz en que su ornamentación está basada en costillas; de *P. carseyae* (Plummer) en que suele poseer más de 4 cámaras en el estadio final multiseriado y un número mayor de filas de cámaras; y de *P. hariaensis* Nederbragt en presentar un mayor número de cámaras en su estadio multiseriado y en que las cámaras finales no están comprimidas lateralmente.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, su DPR se produce en Shuqualak tras la laguna estratigráfica que afecta a los materiales de edad Campaniense superior-Maastrichtiense inferior, y en Zumaia en la base de la biozona homónima. Su distribución estratigráfica se prolonga hasta el final del Maastrichtiense en Zumaia.

Localidad tipo: Adelholzen, cerca de Siegsdorf, 100 km al sureste de Munich, Alpes Bávaros (Alemania).

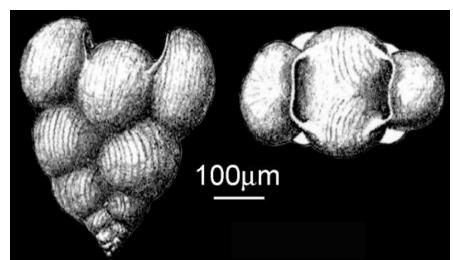
Planoglobulina carseyae (Plummer, 1931)

Lámina 8, figura 2

1931. *Ventilabrella carseyae*, Plummer, p. 178, lám. 9, fig. 7-9.

1973. *Planoglobulina carseyae* (Plummer); Smith y Pessagno, p. 21-22, lám. 5, figs. 8-12.

1991. *Planoglobulina carseyae* (Plummer); Nederbragt, p. 356, lám. 7, figs. 2-3.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Posee la parte inicial de la concha biseriada, con una o dos filas de cámaras multiseriadas, presentando generalmente 3 cámaras en el estadio final; la superficie es

microporada con finas costillas. Posee una altura aproximada de 0,4 a 0,5 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,3 a 0,4 mm.

En vista frontal, las cámaras iniciales son globulares infladas, y las finales subglobulares, algo más altas que anchas. Dichas cámaras crecen más rápidamente en el estadio juvenil que en el adulto, resultando en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente. Las suturas son deprimidas.

En vista lateral la concha está inflada, exhibiendo un margen periférico redondeado. Las aberturas son anchas y bajas y se encuentran generalmente a ambos lados de las cámaras multiseriadas, con solapas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por tener costillas longitudinales y por presentar generalmente 3 cámaras en el estadio final de la concha, mientras que los especímenes adultos de las demás especies de *Planoglobulina* Cushman desarrollan más cámaras en su estadio multiseriado.

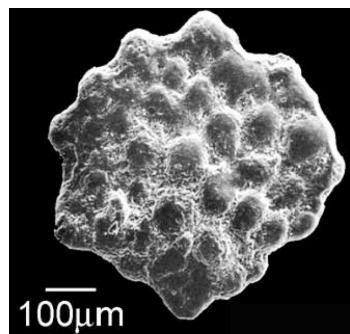
Distribución estratigráfica: Especie registrada en el corte de Zumaia, desde la mitad de la Biozona de *P. palpebra* hasta el Maastrichtiense final.

Localidad tipo: Formación Navarro, Condado de Milam, Texas (EEUU).

Planoglobulina manuelensis (Martin, 1972)

Lámina 8, figura 3

1972. *Ventilabrella manuelensis* Martin, p. 87-88, lám. 2, figs. 5-8.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Generalmente presenta las 3 primeras filas de cámaras biseriadas y las siguientes multiseriadas; la ornamentación es vermicular aunque se muestra algo atenuada hacia el final de la concha. Posee una altura aproximada de 0,6 a 0,7 mm., una anchura de 0,6 a 0,7 mm. y un grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal, las cámaras iniciales son de rectangulares a globulares, y las del estadio multiseriado subglobulares. El estadio biseriado ocupa una pequeña parte de la concha en relación con el resto, cuando la concha se vuelve multiseriada se ensancha rápidamente, dotando a la concha de un contorno de flabeliforme a subcircular. Las cámaras crecen lentamente, y en ocasiones, hacia el estadio final, éstas aparecen fusionadas. Las suturas son deprimidas, aunque están algo ocultas debido a la ornamentación vermicular.

En vista lateral la concha puede ser algo más gruesa en su estadio inicial que en su estadio adulto, donde se encuentra algo comprimida; el margen periférico es redondeado. La concha está dotada de aberturas arqueadas presentes a los dos lados de las cámaras.

Discusión: Esta especie es muy similar a *P. multicamerata* (de Klasz), diferenciándose en que posee un mayor número de cámaras en el estadio multiseriado y un contorno más flabeliforme o casi circular.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Zumaia, es poco abundante y se registra desde la base de la sección hasta la Biozona de *A. mayaroensis*. Según Martin (1972) esta especie tiene un rango comprendido entre la base de la Biozona de *G. calcarata* y la parte inferior de la Biozona de *G. gansseri* y según el proyecto Chronos desde la Biozona de *G. aegyptiaca* hasta la de *G. gansseri*.

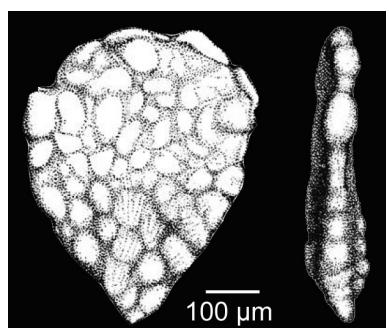
Localidad tipo: Formación Méndez, autopista Tampico-Ciudad Mante (México).

Planoglobulina multicamerata (de Klasz, 1953)

Lámina 8, figura 4

1953. *Ventilarella multicamerata* de Klasz, p. 230, lám. 5, fig. 1.

1991. *Planoglobulina multicamerata* (de Klasz); Nederbragt, p. 356, 358, lám. 7, figs. 4-5.



Holotipo, imagen obtenida
de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha dotada de un estadio inicial biseriado muy pequeño y un estadio multiseriado con 10 ó más filas de cámaras; la ornamentación es fuertemente vermicular en el inicio de la concha y se va viendo atenuada hacia el final, donde puede presentar algunas costillas de poco desarrollo. Posee una altura aproximada de 0,7 a 0,8 mm., una anchura de 0,4 a 0,5 mm. y un grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal las cámaras son subglobulares y en ocasiones se muestran fusionadas hacia el final de la concha; las cámaras crecen lentamente y la concha presenta un contorno de subtriangular a flabeliforme. Las suturas son deprimidas.

En vista lateral la concha es inicialmente mucho más gruesa que en su estadio adulto, durante el cual está fuertemente comprimida; su margen periférico es redondeado. Las aberturas son arqueadas y están presentes a los dos lados de las cámaras.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su ornamentación vermicular, su alto número de cámaras en el estadio multiseriado y su fuerte compresión en vista lateral. Se diferencia de *P. manuelensis* (Martin) en que tener una concha menos flabeliforme, con los lados formando un

ángulo más agudo.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Zumaia, su distribución estratigráfica coincide con la base de la Biozona de *P. palpebra*. Nederbragt (1991) sitúa su DPR en la bizona de *G. gansseri* y Voigt et al. (2010) próximo al límite Campaniense/Maastrichtiense. Su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

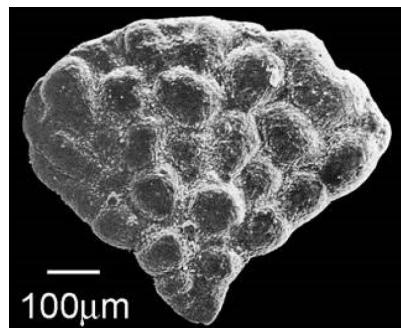
Localidad tipo: Siegsdorf, parte norte de Bavaria (sureste de Alemania).

Planoglobulina riograndensis (Martin, 1972)

Lámina 8, figura 5

1972. *Ventilabrella riograndensis* Martin, p. 88-89, lám. 2, figs. 1-4.

1991. *Planoglobulina riograndensis* (Martin); Nederbragt, p. 358, lám. 7, figs. 6-7.



Holotipo, imagen obtenida
de <http://www.chronos.org/>

Descripción: La porción inicial de la concha es biseriada y crece rápidamente, el estadio multiseriado lo forman unas 5 filas de cámaras; la concha tiene una forma de flabeliforme a subtriangular. La ornamentación es vermicular, aunque en la parte final de la concha puede presentar costillas finas y discontinuas. La altura aproximada es de 0,6 a 0,7 mm., la anchura de 0,6 a 0,7 mm. y el grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal, las cámaras iniciales tienen forma de subrectangular a globular, están infladas y crecen rápidamente; las del estadio multiseriado son subglobulares, más infladas en la parte media y menos hacia la final y crecen más lentamente que en el estadio biseriado. Además, en el estadio final las cámaras en ocasiones aparecen fusionadas. Las suturas son deprimidas.

En vista lateral la parte central de la concha es más gruesa mientras que se comprime en el tercio final, el margen periférico es redondeado. Presenta aberturas arqueadas con solapas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar una ornamentación vermicular (lo que la diferencia de *P. acervulinoides* [Egger]) y un contorno de flabeliforme a subtriangular. Además es menos comprimida en vista lateral que *P. multicamerata* (de Klasz) y que *P. manuelensis* (Martin).

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Zumaia, desde su base hasta la parte inferior de la Biozona de *P. acervulinoides*. Según Nederbragt (1991) su primera aparición se produce en la Biozona de *R. calcarata* (aunque no se ha podido constatar la presencia de esta especie en Shuqualak, quizás debido a cuestiones paleoecológicas). Esta autora prolonga su distribución estratigráfica hasta el final del Maastrichtiense.

Localidad tipo: Formación Méndez, margen norte del arroyo Pedregoso (Méjico).

Género *Pseudoguembelina* Brönniman y Brown, 1953

Especie tipo: *Guembelina excolata* Cushman, 1926.

1953. *Pseudoguembelina*, Brönniman y Brown, p. 150.

Descripción: Concha por lo general biseriada, que en ocasiones puede desarrollar un corto estadio adulto multiseriado, de superficie ornamentada con costillas de variable desarrollo. Las cámaras suelen ser subglobulosas o reniformes y crecen moderadamente, dotando a la concha de un contorno subtriangular. Las suturas son deprimidas. La abertura principal consiste en un arco de variable altura, además las cámaras adultas presentan aberturas accesorias en torno a la sutura media cubiertas por pequeñas estructuras similares a párpados o bien tubuliformes.

Discusión: Este género se diferencia de *Heterohelix* Ehrenberg en la presencia de aberturas secundarias cubiertas por estructuras similares a pestañas o tubos, estas estructuras son similares a las pestañas relictas de *H. labellosa* Nederbragt, si bien estas pestañas relictas no conectan la cámara con el exterior.

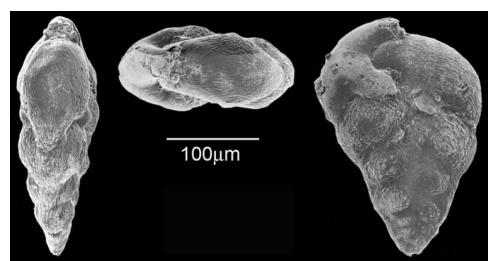
Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Pseudoguembelina costellifera Masters, 1976

Lámina 8, figura 6

1976. *Pseudoguembelina costellifera* Masters, p. 319, lám. 1, figs. 6-8.

1991. *Pseudoguembelina costellifera* Masters; Nederbragt, p. 358, lám. 8, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de superficie ornamentada con finas costillas. Presenta una altura aproximada de 0,2 a 0,3 mm., una anchura de 0,1 a 0,2 mm. y un grosor de 0,05 a 0,15 mm.

En vista frontal las primeras cámaras tienen forma globular, pasando a ser reniformes en su estadio adulto, todas ellas crecen moderadamente rápido dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas están deprimidas. Presenta aberturas secundarias cubiertas por pequeñas estructuras en forma de tubo dirigidas hacia la sutura media.

En vista lateral la concha está comprimida desarrollando un margen periférico subredondeado a ligeramente subagudo. La abertura principal consiste en un arco con solapas que se extienden sobre la cámara anterior.

Discusión: Esta especie se diferencia de *P. excolata* (Cushman) y de *P. costulata* (Cushman) en

un menor desarrollo de las costillas, y de *P. kempensis* Esker en que carece de una periferia tan aguda.

Distribución estratigráfica: Esta especie está presente en todas las secciones estudiadas, desde el Coniaciense superior hasta el Maastrichtiense final. Nederbragt (1991) sitúa su primera aparición en el Turoniense inferior, y su extinción alrededor de la Biozona de *G. gansseri*.

Localidad tipo: Grupo Selma, cerca del Río de Alabama, Condado de Wilcox, Alabama (EEUU).

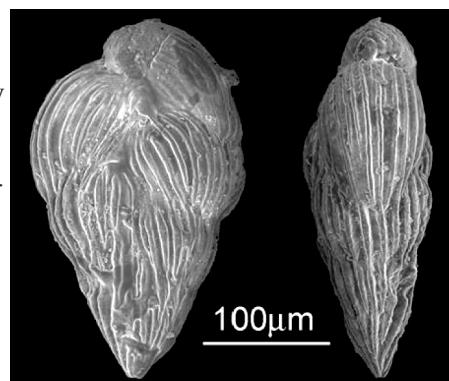
Pseudoguembelina costulata (Cushman, 1938)

Lámina 8, figura 7

1938. *Guembelina costulata* Cushman, p. 16, lám. 3, figs. 7-9.

1973. *Pseudoguembelina costulata* (Cushman); Smith y Pessagno, p. 24, 25, lám. 6, figs. 1-5.

1991. *Pseudoguembelina costulata* (Cushman); Nederbragt, p. 358, 360, lám. 8, figs. 3-4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de superficie microperforada con costillas continuas, bien desarrolladas, que van paralelas a la curvatura de las cámaras. Presenta una altura aproximada de 0,2 a 0,3 mm., una anchura de 0,1 a 0,2 mm. y un grosor de 0,05 a 0,1 mm.

En vista frontal las cámaras juveniles son subtrapezoidales y las adultas reniformes, todas ellas crecen moderadamente rápido dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son deprimidas. Las cámaras adultas presentan aberturas secundarias protegidas por pequeñas estructuras curvas en forma de tubo dirigidas hacia la sutura media.

En vista lateral la concha está ligeramente comprimida y exhibe un margen periférico redondeado. La abertura principal consiste en un arco moderadamente alto con solapas curvadas hacia la parte anterior de la abertura.

Discusión: Esta especie se diferencia de *P. excolata* (Cushman) por tener una concha más pequeña y estrecha en vista lateral, con costillas generalmente más finas y pestañas más estrechas cubriendo las aberturas secundarias; además las cámaras adultas son más reniformes. Se diferencia de *H. labellosa* Nederbragt en que sus costillas están más desarrolladas, su contorno es más triangular y en la presencia de aberturas secundarias protegidas por pequeñas estructuras de forma tubular.

Distribución estratigráfica: Especie presente en los cortes de Oued Assila y Zumaia y en el sondeo de Shuqualak, desde la biozona *H. carinata* tanto en Oued Assila como en Shuqualak,

hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Formación “Taylor Marl” Condado de Red River, Texas (EEUU).

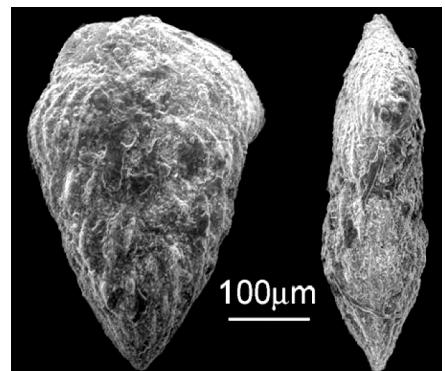
Pseudoguembelina excolata (Cushman, 1926)

Lámina 8, figura 8

1926. *Guembelina excolata* Cushman, p. 20, lám 2, fig. 9.

1973. *Pseudoguembelina excolata* (Cushman); Smith y Pessagno, p. 25-26, lám. 6, figs. 6-10.

1991. *Pseudoguembelina excolata* (Cushman); Nederbragt, p. 360, lám. 8, fig. 5.



Holotipo, imagen obtenida
de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada con costillas muy desarrolladas paralelas a la curvatura de las cámaras. Posee una altura aproximada de 0,3 a 0,4 mm., una anchura de 0,1 a 0,2 mm. y un grosor de 0,05 a 0,15 mm.

En vista frontal las cámaras son más anchas que altas de forma subcuadrada, éstas crecen moderadamente rápido dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son deprimidas. Presenta aberturas secundarias cubiertas por unas pequeñas estructuras moderadamente anchas y curvas que se dirigen hacia la sutura media.

En vista lateral la concha está ligeramente comprimida y su margen periférico es subredondeado. La abertura principal consiste en un arco moderadamente alto con solapas curvadas hacia la parte anterior de la abertura.

Discusión: Esta especie se diferencia de *P. costulata* (Cushman) en tener una concha más ancha en vista frontal, costillas generalmente más desarrolladas, cámaras adultas más cuadradas y menos reniformes, y en que las pequeñas estructuras que cubren las aberturas secundarias son más aplanas y grandes.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Zumaia, desde su base en la Biozona de *R. rotundata*, hasta el Maastrichtiense final. Según Nederbragt (1991) su distribución estratigráfica abarca desde la Biozona de *G. havanensis* (aunque no se ha podido constatar la presencia de esta especie en Shuqualak, quizás debido a cuestiones paleoecológicas o paleobiogeográficas), y su distribución bioestratigráfica se prolonga hasta el final del Maastrichtiense.

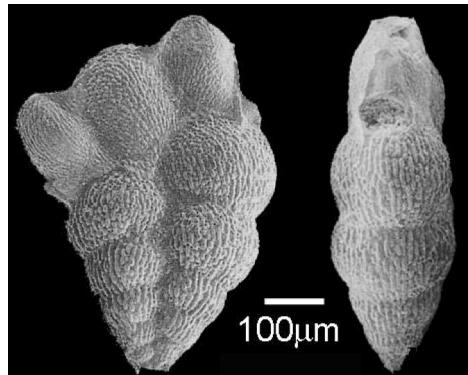
Localidad tipo: Márgen este del río Tamuin, San Luís de Potosí (Méjico).

Pseudoguembelina hariaensis Nederbragt, 1991

Lámina 8, figura 9

1989. *Pseudoguembelina* sp. Nederbragt, p. 202, lám. 7, fig. 5.

1991. *Pseudoguembelina hariaensis* Nederbragt, p. 360-361, lám. 8, figs. 6-7, lám. 9, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida
de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada en su totalidad, o bien inicialmente bieseriada y con una o dos (raramente más) hileras de camarillas multiseriadas, de superficie microperforada con finas costillas discontinuas. Presenta una altura aproximada de 0,5 a 0,7 mm., una anchura de 0,4 a 0,5 mm. y un grosor de 0,15 a 0,25 mm.

En vista frontal las cámaras son más anchas que altas y de forma subglobular inflada en el estadio biseriado, y más altas que anchas de forma subglobular y menos infladas en el estadio multiseriado. Las cámaras crecen moderadamente rápido dotando a la concha de un contorno triangular, si bien, en ocasiones este crecimiento de las cámaras se estabiliza en el estadio adulto resultando en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente. Las cámaras no poseen aberturas secundarias. Las suturas son ligeramente deprimidas.

En vista lateral la parte central de la concha es más gruesa y se comprime hacia la parte final de la concha; el margen periférico es redondeado. Las aberturas principales consisten en arcos estrechos y altos, con pequeñas solapas.

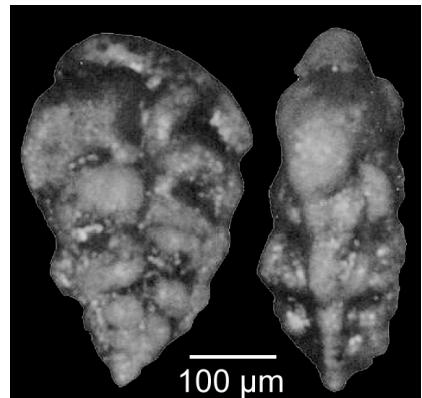
Discusión: Esta especie se diferencia del resto de las de su género por presentar cámaras finales subglobulares, más altas que anchas y comprimidas lateralmente, formando parte en ocasiones de un estadio multiseriado. Además se diferencia de *P. palpebra* Brönnimann y Brown en tener costillas más finas y cámaras menos infladas; de *P. carseyae* (Plummer) en tener costillas más finas y en que sus cámaras finales están comprimidas lateralmente. Nederbragt (1991) incluyó esta especie dentro del género *Pseudoguembelina* por su relación filogenética con *P. palpebra* Brönnimann y Brown, aunque no tenga aberturas secundarias.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak, después del segundo hiato que afecta a los materiales del Maastrichtiense inferior/superior, así como en la sección de Zumaia, en el Maastrichtiense superior. Su DPR constituye la base la biozona homónima. La distribución estratigráfica de *P. hariaensis* se extiende hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: El Haria, cerca de El Kef (Túnez).

Pseudoguembelina kempensis Esker, 1968

Lámina 8, figura 10

1968. *Pseudoguembelina kempensis* Esker, p. 168, text-figs. 1-5.1973. *Pseudoguembelina kempensis* Esker; Smith y Pessagno, p. 27-28, lám. 7, figs. 1-9.1991. *Pseudoguembelina kempensis* Esker; Nederbragt, p. 362, lám. 9, figs. 3-4.

Holotipo, imagen obtenida

Descripción: Concha biseriada de pared ornamentada conde <http://www.chronos.org/> costillas discontinuas. Presenta una altura aproximada de 0,3 a 0,4 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal las cámaras juveniles tienen forma subrectangular mientras que las últimas suelen ser reniformes e infladas. Las cámaras crecen moderadamente rápido dotando a la concha de un contorno triangular. En ocasiones este crecimiento de las cámaras se estabiliza en el estadio adulto resultando en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente. Las suturas son deprimidas. Presenta aberturas secundarias cubiertas por pequeñas estructuras en forma de tubo dirigidas hacia la sutura media.

En vista lateral el margen periférico es de agudo a subagudo en las primeras cámaras, llegando a desarrollar una pseudocarena, y se redondea hacia la parte final de la concha. La abertura principal consiste en un arco moderadamente alto.

Discusión: Esta especie es inconfundible de las del resto de su género por presentar una pseudocarena, especialmente desarrollada en la parte inicial de la concha.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Zumaia y en el sondeo de Shuqualak. En Zumaia se registra desde la base de la sección, en la Biozona de *R. rotundata*; y en Shuqualak tras la segunda laguna estratigráfica, en los materiales que afectan a los materiales del intervalo Maastrichtiense inferior/superior. Nederbragt (1991) sitúa su DPR en la Biozona de *G. gansseri*. Su registro estratigráfico se prolonga hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia.

Localidad tipo: “Kemp clay”, en Walkers Creek, Texas (EEUU).

Pseudoguembelina palpebra Brönnimann y Brown, 1953

Lámina 8, figura 11

1953. *Pseudoguembelina palpebra* Brönnimann y Brown, p. 155, text-figs. 9-10.

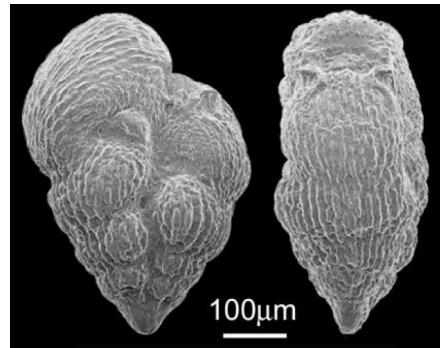
1959. *Pseudoguembelina cornuta* Seiglie, p. 60, lám. 4, figs. 1-7.

1973. *Pseudoguembelina cornuta* Seiglie; Smith y Pessagno, p. 23-24, lám. 8, figs. 7-8.

1973. *Pseudoguembelina palpebra* Brönnimann y Brown; Smith y Pessagno, p. 28-29, lám. 8, figs. 5-6, 9-10.

1976. *Pseudoguembelina polypleura* Masters, p. 319, lám. 1, fig. 9.

1991. *Pseudoguembelina palpebra* Brönnimann y Brown; Nederbragt, p. 358, lám. 9, figs. 5-7.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada finamente perforada con costillas de desarrollo variable. La altura aproximada es de 0,5 a 0,6 mm., la anchura de 0,2 a 0,3 mm. y el grosor de 0,4 a 0,5 mm.

En vista frontal las cámaras son más anchas que altas; las primeras tienen forma subtrapezoidal y están infladas, mientras que las últimas son muy grandes, semicirculares y están menos infladas. Las cámaras crecen rápidamente, dotando a la concha de un contorno triangular, sin embargo a veces las cámaras del estadio adulto moderan su crecimiento, resultando en que los lados de la concha transcurren subparalelamente. Las suturas son deprimidas. Posee aberturas secundarias cubiertas por una estructura ancha, baja y curvada semejante a un párpado ocular, la abertura de esta estructura está dirigida hacia fuera de la sutura media.

En vista lateral las cámaras son más gruesas que altas, salvo la última cámara que suele estar muy comprimida, el margen periférico de todas ellas es redondeado. La abertura principal suele ser relativamente grande, y la bordea un pequeño labio.

Discusión: Esta especie se caracteriza por que sus cámaras crecen rápidamente y están muy infladas, a excepción de la última que suele estar fuertemente comprimida. Es la única especie de este género en la que las estructuras que cubren las aberturas secundarias son tan anchas, con forma de párpado ocular, y están dirigidas hacia las suturas intercamerales en vez de hacia la sutura media.

Distribución estratigráfica: Especie presente en Zumaia y Shuqualak; en Zumaia se registra desde la base de la biozona homónima (en el Maastrichtiense inferior) y en Shuqualak tras la laguna estratigráfica que afecta a los materiales del Campaniense/Maastrichtiense. Su distribución estratigráfica se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: La Habana (Cuba).

Género *Pseudotextularia* Rzehak, 1891

Especie tipo: *Cuneolina elegans* Rzehak, 1891.

1891. *Pseudotextularia* Rzehak, p. 8 (nomen nudum), 1891 (parte), p.2.

1955. *Bronnibrownia* Montanaro Gallitelli (nomem nudum), p. 215, 220, 222.

1956. *Bronnimannella* Montanaro Gallitelli, p. 35.

Descripción: Concha comúnmente biseriada, aunque puede presentar un prolóculo planiespiralado o un desarrollo multisériado incipiente en el estadio final de la concha, la pared presenta costillas de variable desarrollo. En vista frontal, las cámaras son generalmente de forma subrectangular, éstas crecen rápidamente al principio y lentamente o incluso decrecen en el estadio adulto, lo que dota a la concha de un contorno de triangular a ovalado. Las suturas están deprimidas. En vista lateral las cámaras son claramente más anchas que altas y las suturas son de rectas a curvas (especialmente convexas hacia el final de la concha). Posee una ancha abertura bordeada por un delgado labio.

Discusión: Este género se caracteriza por tener unas cámaras más gruesas que altas en vista lateral, separadas por suturas convexas en el estadio adulto.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Pseudotextularia elegans (Rzehak, 1891)

Lámina 8, figura 12

1891. *Cuneolina elegans* Rzehak, p. 4.

1895. Parte *Pseudotextularia varians* Rzehak, p. 217, lám. 7, fig. 1.

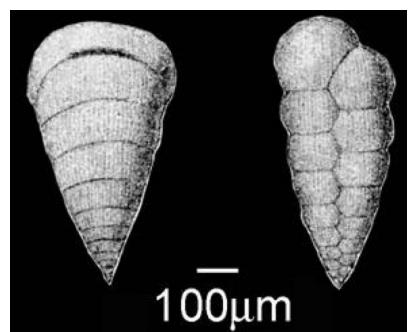
1919. *Textularia biarritzensis* Halkyard, p. 34, lám. 2, fig. 6.

1948. *Güembelina striata* (Ehrenberg) *deformis* Kikoïne, p. 20, lám. 1, fig. 8.

1959. *Pseudotextularia bronnimanni* Seiglie, p. 57, lám. 1, figs. 5-8.

1973. *Pseudotextularia deformis* (Kikoïne); Smith y Pessagno, p. 23-24, lám. 9, figs. 1-4; lám. 10, fig. 1.

1991. *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); Nederbragt, p. 364, lám. 10, figs. 1-2.



Lectotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada con costillas muy desarrolladas y continuas. La altura aproximada es de 0,6 a 0,7 mm., la anchura de 0,2 a 0,3 mm. y el grosor de 0,3 a 0,4 mm.

En vista frontal las cámaras son subrectangulares y éstas crecen rápidamente al principio y lentamente, o incluso decrecen, hacia el final, dando como resultado un contorno algo ovalado.

Las suturas están ligeramente deprimidas.

En vista lateral las cámaras son bastante más gruesas que altas, este grosor crece rápidamente por lo que la concha es muy gruesa en su estadio adulto. Las suturas son de rectas a curvas (especialmente convexas hacia el final de la concha). Presenta una amplia abertura bordeada por un labio imperforado ancho.

Discusión: Se diferencia de *P. nuttalli* (Voorwijk) en que tiene unas costillas bastante más desarrolladas y en que las cámaras no crecen demasiado rápidamente en estadio adulto; en vista lateral se diferencia en que su perfil es casi biconvexo y en que presenta unas suturas que no suelen llegar a curvarse de manera tan acentuada como en el caso de *P. nuttalli* (Voorwijk).

Distribución estratigráfica: Especie presente en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y Zumaia, desde la Biozona de *G. arca* en Oued Assila, aunque en Shuqualak no aparece hasta la Biozona de *R. rotundata*, probablemente debido a cuestiones paleogeográficas o paleoambientales. Su distribución estratigráfica se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Tegelsand, Bruderndof (parte sur de Austria).

Pseudotextularia intermedia de Klasz, 1952

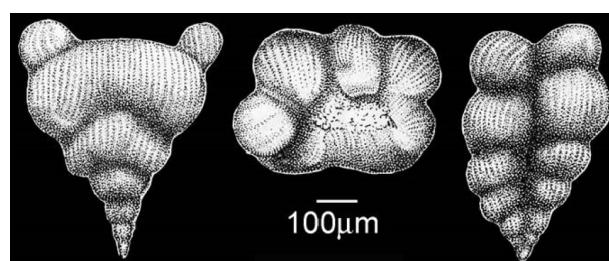
Lámina 8, figura 13

1929. *Pseudotextularia varians* Rzehak
textulariformis White, p. 41, lám. 4, fig. 17.

1953. *Pseudotextularia intermedia* De Klasz, p. 231, lám. 5, fig. 2.

1973. *Pseudotextularia deformis* (Kikoïne) transicional a *Racemiguembelina powelli* Smith y Pessagno; Smith y Pessagno, lám. 11, figs. 1-3. Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>.

1991. *Pseudotextularia intermedia* De Klasz; Nederbragt, p. 364, lám. 11, fig. 2.



Descripción: Concha biseriada, en su estadio final presenta un breve desarrollo de cámaras multiseriadas tridimensionalmente, ornamentadas con costillas de desarrollo variable. Tiene una altura aproximada de 0,4 a 0,5 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,3 a 0,4 mm.

En vista frontal las cámaras de la porción biseriada son subrectangulares, mientras que las de la porción multiseriada son subglobulares. En vista frontal las cámaras son subrectangulares y éstas crecen rápidamente al principio y lentamente, o incluso decrecen, hacia el final, dando como resultado un contorno de triangular a ligeramente ovalado. Las suturas están ligeramente deprimidas.

En vista lateral las cámaras son bastante más anchas que altas, salvo las del estadio multiseriado,

que son tan anchas como altas. La concha tiene forma ligeramente bicóncava. Las suturas de la parte biseriada son de rectas a muy curvas hacia el final de la concha. Presenta una abertura ancha y baja en la zona biseriada, mientras que las camarillas de la zona multiseriada tienen una abertura alta y estrecha.

Discusión: Esta especie se distingue de las del resto de su género porque su concha presenta un breve estadio final multiseriado, con camarillas dispuestas tridimensionalmente sin conexión por puentes, rasgo que las diferencia de las especies del género *Racemiguembelina* Montanaro Gallitelli.

Distribución estratigráfica: Especie presente en la sección de Zumaia, su DPR se produce hacia la mitad de la Biozona de *P. palpebra* y su registro perdura hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: 500 m. en dirección sur-suroeste de Hof Venusberg, Alta Bavaria (sureste de Alemania).

Pseudotextularia nuttalli (Voorwijk, 1937)

Lámina 8, figura 14

1937. *Guembelina nuttalli* Voorwijk, p. 192, lám. 2, figs. 1-9.

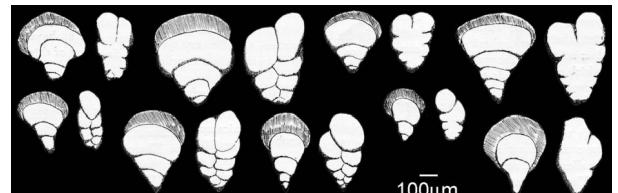
1937. *Guembelina plummerae* Loetterle, p. 33, lám. 5, figs. 1-2.

1969. *Pseudotextularia cushmani* Brown, p. 55-56, lám. 2, figs. 2-3; lám. 3, fig. 4.

1976. *Pseudotextularia browni* Masters, p. 321, lám. 1, figs. 10-12.

1973. *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); Smith y Pessagno, p. 30-32, lám. 9, figs. 5-15; lám. 10, figs. 2-6.

1991. *Pseudotextularia nuttalli* Voorwijk; Nederbragt, p. 364, 366, lám. 10, figs. 4, 6.



Material original figurado, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de pared microperforada con costillas finas. Altura aproximada de 0,3 a 0,5 mm., una anchura de 0,2 a 0,3 mm. y un grosor de 0,3 a 1 mm.

En vista frontal las cámaras juveniles son subrectangulares y las adultas más subglobulares; las cámaras crecen rápidamente, pudiendo crecer más moderadamente hacia el final (dotando a la concha de un contorno que se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen subparalelamente) o incluso decrecer (dando a la concha un aspecto ovalado). Las suturas están deprimidas.

En vista lateral el grosor de las cámaras crece muy rápidamente en el estadio adulto, pudiendo llegar a ser las últimas cámaras 4 veces más gruesas que altas. Las suturas son de rectas a fuertemente convexas, sobre todo hacia el final de la concha. Presenta una ancha abertura baja

bordeada por un labio imperforado.

Discusión: Se diferencia de *P. elegans* (Rzehak) en que tiene unas costillas menos desarrolladas; en vista lateral se distingue en que las anchuras de las cámaras crece muy rápidamente, siendo las últimas cámaras muy anchas y con unas suturas muy curvas y características.

Distribución estratigráfica: Especie presente en todas las secciones estudiadas, abarcando todo el intervalo de tiempo estudiado en este trabajo. Según Nederbragt (1991) esta especie tiene una distribución estratigráfica desde el límite Turoniense/Coniaciense hasta el final del Maastrichtiense.

Localidad tipo: La Habana (Cuba).

Género *Racemiguembelina* Montanaro-Gallitelli, 1957

Especie tipo: *Guembelina fructicosa* Egger, 1899.

1957. *Racemiguembelina* Montanaro-Gallitelli, p. 142.

Descripción: Concha de forma cónica, inicialmente biseriada, seguida de un estadio multiseriado en el que las cámaras se disponen tridimensionalmente. La superficie de la pared presenta costillas bien desarrolladas. En vista frontal las cámaras iniciales son subrectangulares, y globulares infladas en el estadio multiseriado. Las suturas están deprimidas. En vista superior la concha es de circular a elipsoidal, cada cámara terminal presenta una abertura en forma de arco proyectada hacia la cavidad central, con los pares de cámaras conectadas por unas estructuras similares a puentes.

Discusión: Género indistinguible por su proliferación multiseriada de cámaras y su forma cónica.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Racemiguembelina fructicosa (Egger, 1899)

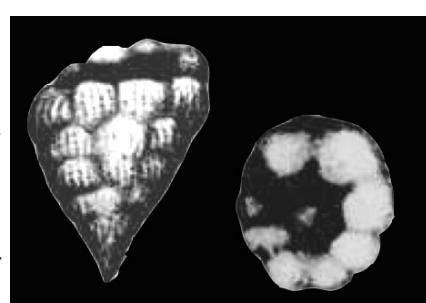
Lámina 9, figura 1

1895. Parte *Pseudotextularia varians* Rzehak, p. 217, lám. 7, fig. 2-3.

1899. *Guembelina fructicosa* Egger, p. 35, lám. 14, figs. 8-9.

1973. *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); Smith y Pessagno, p. 33-35, lám. 9, figs. 5-15; lám. 10, figs. 2-6.

1991. *Racemiguembelina fructicosa* (Egger); Nederbragt, p. 366, lám. 12, figs. 1-8. Parte del material original figurado, <http://www.chronos.org/>



1995. *Racemiguembelina fructicosa* (Egger); Premoli Silva y Sliter, lám. 24, fig. 21.

Descripción: Concha de forma cónica, inicialmente biseriada, seguida de 4 ó 5 filas de cámaras dispuestas tridimensionalmente. La pared es microperforada y con costillas bien desarrolladas y continuas. Altura aproximada de 0,5 a 0,7 mm. y un grosor de 0,3 a 0,4 mm.

En vista frontal las cámaras iniciales son subrectangulares, y globulares infladas en el estadio multiseriado. Las suturas están deprimidas.

En vista superior la concha es elipsoidal, cada cámara terminal presenta una abertura en forma de arco proyectada hacia la cavidad central, con los pares de cámaras conectadas por unas estructuras microperforadas lisas similares a puentes y un reborde circundando cada abertura.

Discusión: Esta especie solo es confundible con *R. powelli* Smith y Pessagno, diferenciándose de ésta en que *R. fructicosa* (Egger) tiene un mayor número de filas de cámaras multiseriadas y una concha microperforada.

Distribución estratigráfica: Especie presente en la sección de Zumaia, su DPR establece la base de la biozona homónima, hacia la mitad del Maastrichtiense. Su registro se prolonga hasta el final del Maastrichtiense de Zumaia.

Localidad tipo: no se designa.

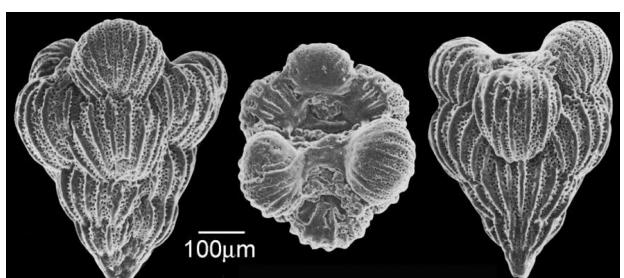
Racemiguembelina powelli Smith y Pessagno, 1973

Lámina 9, figura 1

1973. *Racemiguembelina powelli* Smith y Pessagno, p. 35-37, lám. 11, figs. 4-12.

1991. *Racemiguembelina fructicosa* (Egger); Nederbragt, p. 368, lám. 11, fig. 1.

1995. *Racemiguembelina fructicosa* (Egger); Premoli Silva y Sliter, lám. 26, fig. 7.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha de forma cónica, inicialmente biseriada, seguida de 1 ó 2 (raramente 3) filas de cámaras dispuestas tridimensionalmente. La pared es macroperforada y con costillas desarrolladas. Altura aproximada de 0,4 a 0,5 mm. y un grosor de 0,2 a 0,3 mm.

En vista frontal las cámaras iniciales son subrectangulares, y globulares y muy infladas en el estadio multiseriado. Las cámaras que más rápidamente crecen son las de la parte media de la concha, moderando posteriormente su crecimiento hacia la parte final. Las suturas están deprimidas.

En vista superior la concha es de elipsoidal a circular, cada cámara terminal presenta una abertura en forma de arco proyectada hacia la cavidad central, con los pares de cámaras conectadas por

unas estructuras similares a pequeños puentes.

Discusión: *R. powelli* Smith y Pessagno se diferencia de *R. fructicosa* (Egger) en que tiene un menor número de filas de cámaras multiseriadas y unas suturas más deprimidas.

Distribución estratigráfica: Especie presente en la sección de Zumaia, su DPR se produce en la parte superior de la Biozona de *P. palpebra*, y su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final.

Localidad tipo: Margen este del río Brazos, oeste del Condado de Falls, en Texas (Alabama).

Género *Radotruncana* El-Naggar, 1971

Especie tipo: *Globotruncana calcarata* Cushman, 1927.

1971. *Radotruncana* El-Naggar, p. 434.

Descripción: Concha trocoespiralada, pudiendo ser su superficie ligeramente pustulosa.

El lado umbilical presenta una abertura primaria con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. Las cámaras son trapezoidales radialmente alargadas o con tubuloespinas. Las suturas son rectas o ligeramente curvas, deprimidas y en ocasiones con presencia de un alineamiento de pústulas. Posee rebordes periumbilicales de tangenciales a ligeramente oblicuos. El lado espiral muestra un contorno de lobulado a poligonal, las primeras vueltas presentan cámaras globulares, después son triangulares o trapezoidales planas o alabeadas, radialmente alargadas hacia la parte posterior de cada cámara, o bien con tubuloespinas desarrolladas también en la parte posterior de cada cámara o en la unión entre las cámaras sucesivas. Las suturas son elevadas y arrosariadas, incidiendo en la sutura espiral con ángulos agudos. En vista lateral la trocoespira es baja, presentando generalmente un perfil planoconvexo asimétrico, con el lado espiral variando de ligeramente cóncavo a ligeramente convexo y el umbilical siempre cóncavo. Posee una carena.

Discusión: Este género se diferencia del resto de la familia Globotruncanidae por presentar cámaras radialmente alargadas o con tubuloespinas.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Radotruncana calcarata (Cushman, 1927)

Lámina 9, figura 3

1927. *Globotruncana calcarata* Cushman, p. 115, lám. 23, fig. 10.

1984. *Globotruncanita calcarata* (Cushman); Robaszynski et al., p. 221, lám. 25, figs. 1-3.

2010. *Radotruncana calcarata* (Cushman); Robaszynski y Mzoughi, lám. 3, fig. 1.

Descripción: Concha trocoespiralada de superficie ligeramente pustulosa. El tamaño de la concha oscila entre 0,4 y 0,7 mm.

El lado umbilical presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira posee de 5 a 7 cámaras trapezoidales con tubuloespinas de variable desarrollo. Las suturas son rectas, aunque se curvan ligeramente hacia el final de la vuelta de espira, deprimidas y en ocasiones están alineadas por una hilera de pústulas. Desarrolla rebordes perumbilicales de tangenciales a ligeramente oblicuos.

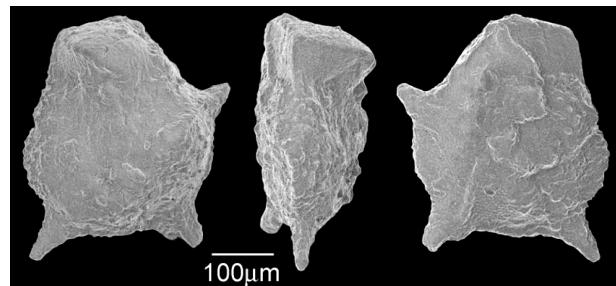
El lado espiral muestra un contorno poligonal; las primeras vueltas presentan cámaras globulares que pasan a ser triangulares planas con tubuloespinas desarrolladas en la parte posterior de cada cámara, o bien en la unión entre las cámaras sucesivas. Las cámaras crecen moderadamente. Las suturas son rectas o a veces algo sinuosas, elevadas y arrosetadas, incidiendo en la sutura espiral con ángulos agudos.

En vista lateral la trocoespira es baja y el perfil asimétrico, con el lado espiral de ligeramente cóncavo a ligeramente convexo y el lado umbilical fuertemente convexo; las cámaras finales son el doble de ancho que las iniciales. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se diferencia del resto de los globotruncánidos por poseer tubuloespinas en las cámaras de la última vuelta, sin embargo, estas tubuloespinas son frágiles y se pierden fácilmente bien por disolución o bien debido a la fricción que se produce durante el levigado. También es característico que, en vista lateral, las cámaras del final de la vuelta de espira son el doble de anchas que al principio. Esta especie se ha adscrito al género *Globotruncana* (Peryt, 1980; Boersma y Schackleton, 1981), *Globotruncanita* (Robaszynski et al., 1984; Caron, 1985; Robaszynski y Caron, 1995) y *Radotruncana* (Huber et al., 2008, Wagreich et al., 2012).

Distribución estratigráfica: Especie registrada en el sondeo de Shuqualak, tiene un rango de edad muy restringido dentro de la parte baja del Campaniense superior, constituyendo su DPR y su DUR los límites de extensión total de la biozona homónima.

Localidad tipo: “Pecan Gap Chalk”, al norte de Farmerville, Texas (EEUU).



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Radotruncana subspinosa (Pessagno, 1960)

Lámina 9, figura 4

1960. *Globotruncana (Globotruncana) subspinosa* Pessagno, p. 101, lám. 1, figs. 1-9; lám. 5, fig. 5.

1984. *Globotruncanita subspinosa* (Pessagno); Robaszynski et al., p. 240, lám. 33-34, figs. 1-3.

2010. *Radotruncana subspinosa* (Pessagno); Robaszynski y Mzoughi, lám. 3, fig. 3.

Descripción: Concha trocoespiralada de pared macroperforada que puede presentar pustulas. El tamaño de la concha oscila de 0,5 a 0,9 mm.

Presenta una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos con disposición helicoidal. La última vuelta de espira posee de 5 a 8 cámaras planas de forma trapezoidal, alargadas radialmente hacia la parte posterior de cada una de las cámaras; las suturas son ligeramente curvas y deprimidas, aunque en ocasiones pueden presentar alineamiento de pústulas. Desarrolla rebordes perumbilicales tangenciales.

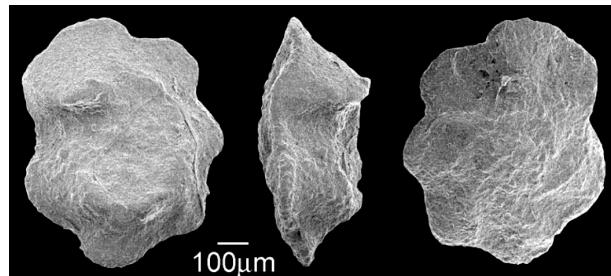
El lado espiral muestra un contorno lobulado, posee cámaras trapezoidales o triangulares de superficie alabeada que crecen gradual o moderadamente lento. Las suturas son rectas, elevadas y arrosariadas incidiendo en la sutura espiral en ángulos agudos.

En vista lateral la trocoespira es baja, presentando un perfil asimétrico, con el lado espiral de plano a ligeramente convexo y el lado umbilical convexo. Posee una carena.

Discusión: Esta especie se caracteriza por poseer, en vista espiral, un contorno de concha muy irregular debido a sus cámaras trapezoidales a triangulares alargadas radialmente hacia la parte posterior de cada cámara, y a su superficie ondulante. Se diferencia de *R. calcarata* (Cushman), con la que presenta formas intermedias, en la ausencia de tubuloespinas. Esta especie se ha adscrito al género *Globotruncanita* Reiss (Robaszynski et al., 1984) y *Radotruncana* El-Naggar (Robaszynski et al., 2000, Petrizzo et al., 2011).

Distribución estratigráfica: Especie registrada en la sección de Oued Assila y en una sola muestra del sondeo de Shuqualak, en un intervalo de tiempo que abarcaría desde la mitad de la Biozona de *V. eggeri* hasta la parte inferior de la Biozona de *G. aegyptiaca*. Según Robaszynski et al. (1984), esta especie abarca un rango de edad comprendido entre la base de la Biozona de *G. ventricosa* y la parte inferior de *G. gansseri*, sin embargo Robaszynski et al. (2000) le atribuyen un rango temporal mayor y sitúan su extinción en la base de la Biozona de *Plummerita reicheli* (*Plummerita hantkeninoides* de otros autores).

Localidad tipo: Grupo Mayaguez, a 2,95 Km hacia el noreste de Yauco, distrito de Mayaguez-Yauco, sur de Puerto Rico.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Género *Rugoglobigerina* Brönnimann, 1952

Especie tipo: *Globigerina rugosa* Plummer, 1926.

1952. *Rugoglobigerina* Brönnimann, p. 16.

1952. *Trinitella* Brönnimann, p. 56.

1956. *Bucherina* Brönnimann y Brown, p. 557.

1956. *Kuglerina* Brönnimann y Brown, p. 557.

Descripción: Concha trocoespiralada de pared fuertemente ornamentada con pústulas, pseudoespinas, rugosidades y/o costillas dispuestas meridionalmente, o más raramente, de manera desordenada. El lado umbilical se caracteriza por presentar una abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa aproximadamente 1/5 a 1/2 del diámetro máximo, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesorias proximales y distales. Las cámaras son globulares y generalmente posee suturas deprimidas y radiales. El lado espiral muestra generalmente un contorno lobulado con cámaras globulares, aunque en ocasiones pueden presentarse las últimas comprimidas, las suturas son radiales y deprimidas. En vista lateral la trocoespira tiene una altura variable. La periferia axial es redondeada debido a la inflación de las cámaras, en ocasiones las últimas cámaras pueden estar comprimidas y presentar una pseudocarena o una banda periférica imperforada; dicha banda periférica también se puede desarrollar en las primeras cámaras de la última vuelta.

Discusión: Este género se caracteriza por presentar una ornamentación siempre presente pero variable, basada en pústulas (pequeñas superficies elevadas imperforadas), rugosidades (varias pústulas unidas), costillas (rugosidades alargadas y moderadamente anchas) o pseudoespinas (pústulas más largas que anchas). Generalmente estas estructuras parten de la periferia y se distribuyen de manera radial, de un modo similar a como están dispuestos los meridianos de la tierra, esta disposición da lugar al término que se utiliza comúnmente en inglés: disposición “meridional”. Este tipo de ornamentación diferencia a este género de *Archaeoglobigerina* Pessagno. Además, se distingue de *Rugotruncana* Brönnimann y Brown por carecer de doble carena. Georgescu (2005) realiza una revisión sistemática de la familia Rugoglobigerinidae, donde crea la subfamilia Arhaeoglobigerininae Georgescu para distinguirla de la subfamilia Rugoglobigerininae Subbotina por no presentar la ornamentación ordenada según un patrón meridional. Hemos considerado sinónimos de este género: *Trinitella* Brönnimann (que incluye las especies que presentan las últimas cámaras comprimidas lateralmente) el género *Bucherina* Brönnimann y Brown (que separa las especies que presentan pseudocarena o una hilera de pústulas en las primeras cámaras de la última vuelta) y *Kuglerina* Brönnimann y Brown (para las especies en las que la ornamentación no sigue ningún tipo de patrón).

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

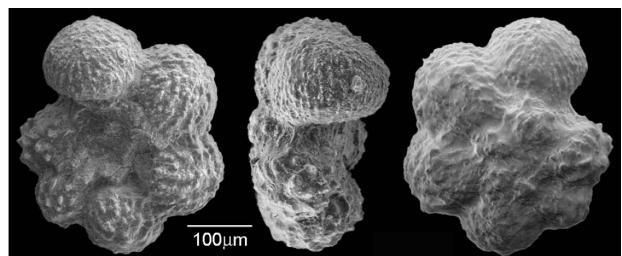
Rugoglobigerina hexacamerata Brönnimann, 1952

Lámina 9, figura 5

1952. *Rugoglobigerina* (*Rugoglobigerina*) *reicheli hexacamerata* Brönnimann, p. 23, lám. 2, figs. 10-12.

1955. *Rugoglobigerina* (*Rugoglobigerina*) *hexacamerata* (Brönnimann) *subhexacamerata*; Gandolfi, p. 34, lám. 1, fig. 11.

1984. *Rugoglobigerina hexacamerata* Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/> fig. 8.



Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con pústulas y costillas discontinuas dispuestas meridionalmente, especialmente rugosa en las primeras cámaras. El tamaño oscila entre los 0,35 y los 0,5 mm.

La abertura primaria umbilical presenta un ombligo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesorias, tanto proximales como distales. La última vuelta de espira posee generalmente 6 cámaras globulares separadas por suturas deprimidas radiales.

El lado espiral muestra un contorno lobulado, las cámaras son globulares y crecen lentamente, de hecho puede ocurrir que la última cámara sea más pequeña que la penúltima; esta última cámara final se encuentra algo desplazada hacia el lado umbilical. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral la trocoespira es muy baja, desarrollando un perfil biconvexo, casi simétrico, aunque el lado espiral puede estar levemente más inflado que el umbilical. La periferia axial de las cámaras es redondeada, estando las cámaras infladas. Puede presentar banda periférica imperforada en las primeras cámaras de la última vuelta de espira.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por presentar 6 cámaras en la última vuelta de espira que crecen lentamente y una trocoespira muy baja. Se diferencia de *W. aprica* (Loeblich y Tappan) por la presencia de tegilla y por una diferente ornamentación basada en pústulas y costillas discontinuas dispuestas meridionalmente.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, registrada desde la parte inferior de la Biozona de *R. rotundata* en Shuqualak; Robaszynski et al. (1984) sitúan su primera aparición anteriormente al DPR de *G. gansseri*, posición equivalente a la aquí registrada; sin embargo el proyecto Chronos o Gardin et al. (2012) la sitúan ya en la Biozona de *G. gansseri*. Su registro se prolonga hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Guayaguayare, sureste de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

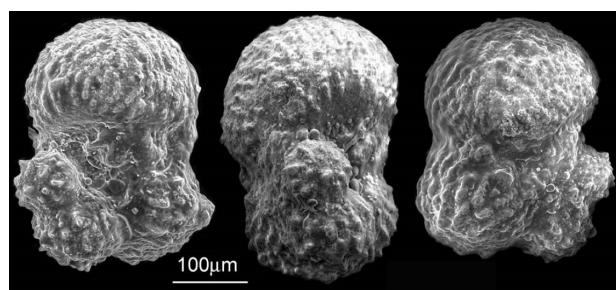
Rugoglobigerina macrocephala Brönnimann, 1952

Lámina 9, figura 6

1952. *Rugoglobigerina* (*Rugoglobigerina*) *macrocephala* *macrocephala* Brönnimann, p. 25, lám. 2, figs. 1-3.

1952. *Rugoglobigerina* (*Rugoglobigerina*) *macrocephala* *ornata* Brönnimann, p. 27, lám. 2, figs. 4-6, text-fig. 10.

1984. *Rugoglobigerina* *macrocephala* Brönnimann; Robaszynski et al., p. 284, lám. 49, fig. 7.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared macroperforada, con rugosidades y costillas discontinuas dispuestas meridionalmente, generalmente algo atenuadas en las últimas cámaras. Su tamaño varía entre los 0,3 y los 0,4 mm.

Abertura primaria umbilical, con un ombligo profundo ocupando de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha. El sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesoriales. La última vuelta de espira presenta de 3 a 4,5 cámaras globulares separadas por suturas deprimidas radiales.

El lado espiral exhibe un contorno lobulado, las cámaras son globulares y crecen muy rápidamente, siendo la última cámara mucho más grande que la penúltima. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral la trocoespira es muy baja desarrollando un perfil biconvexo, algo asimétrico por presentar el lado espiral ligeramente más convexidad que el umbilical. La periferia axial es muy redondeada debido a una fuerte inflación de las cámaras. Puede presentar banda periférica imperforada en las primeras cámaras de la última vuelta de espira.

Discusión: Esta especie se caracteriza por poseer, en su estadio adulto, generalmente 4 cámaras que crecen rápidamente, ocupando la última cámara la mitad del volumen de la concha total.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, registrada desde la base de la Biozona de *R. rotundata* hasta la de *P. hariaensis* en Shuqualak. En Zumaia su registro es muy escaso, si bien estudios de detalle del límite Cretácico/Paleógeno sitúan su extinción coincidente con el límite en este mismo corte (Arz et al., 1999).

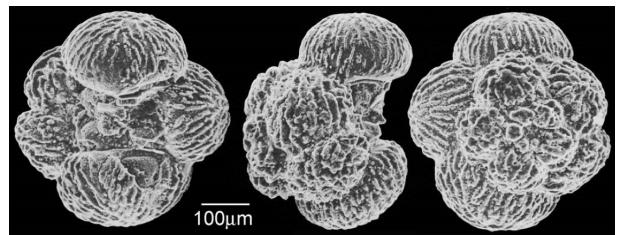
Localidad tipo: Formación Guayaguayare, sureste de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

Rugoglobigerina milamensis Smith y Pessagno, 1973

Lámina 9, figura 7

1973. *Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno, p. 56, lám. 24, figs. 4-7.

1984. *Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno; Robaszynski et al., p. 284, lám. 50, fig. 3.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con pústulas prominentes y costillas poco espaciadas dispuestas meridionalmente. El tamaño oscila entre los 0,4 y los 0,5 mm.

Abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa de 1/3 a 1/2 del diámetro máximo, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesoriales, tanto proximales como distales. Generalmente, la última vuelta de espira posee de 5 a 6 cámaras globulares, algo

alargadas en el eje de enrollamiento, con suturas deprimidas y radiales.

El lado espiral muestra un contorno moderadamente lobulado, las cámaras son globulares y crecen rápidamente al principio, pero muy lentamente en la última vuelta de espira. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral la trocoespira es alta, desarrollando un perfil biconvexo y asimétrico debido a una mayor convexidad del lado espiral. Las cámaras de las primeras vueltas de espira se desarrollan en un plano más elevado que la última vuelta de espira, además la última cámara suele estar algo desplazada hacia el ombligo. La periferia axial es muy redondeada estando las cámaras fuertemente infladas. Puede presentar banda periférica imperforada en las primeras cámaras de la última vuelta de espira.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por presentar una alta trocoespira, cámaras fuertemente infladas y una ornamentación básicamente formada por costillas muy juntas.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en Shuqualak y en Zumaia, desde la mitad de la Biozona de *R. rotundata* en Shuqualak, hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

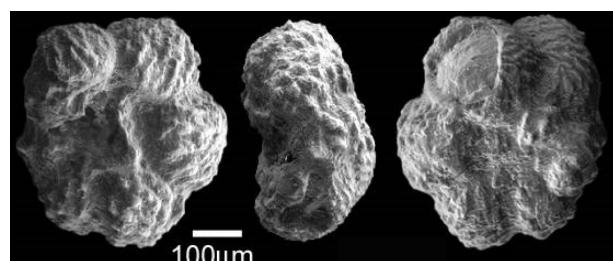
Localidad tipo: Formación Corsicana, margen sur del arroyo Walkers, Condado de Milam, Texas (EEUU).

Rugoglobigerina pennyi Brönnimann, 1952

Lámina 9, figura 8

1952. *Rugoglobigerina (Rugoglobigerina) rugosa pennyi* Brönnimann, p. 34, lám. 4, figs. 1-3.

1984. *Rugoglobigerina pennyi* Brönnimann; Robaszynski et al., p. 285, lám. 50, fig. 1.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con rugosidades y costillas dispuestas meridionalmente. El diámetro de la concha varía entre los 0,4 y los 0,5 mm.

Abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesorias proximales y distales. La última vuelta de espira posee generalmente de 5 a 7 cámaras globulares con suturas deprimidas y radiales.

El lado espiral muestra un contorno lobulado, las cámaras son globulares y están separadas por suturas radiales y deprimidas. Las cámaras crecen lentamente y es frecuente que la última de ellas sea más pequeña que la penúltima.

En vista lateral la trocoespira es de moderadamente alta a baja, desarrollando un perfil biconvexo y ligeramente asimétrico debido a una mayor convexidad del lado espiral. La última

cámara se encuentra desplazada hacia el lado umbilical. La periferia axial es redondeada como consecuencia de unas cámaras infladas.

Discusión: Esta especie se caracteriza por el crecimiento lento de sus cámaras y por presentar una trocoespira de moderadamente alta a baja, intermedia entre *R. milamensis* Smith y Pessagno y *R. hexacamerata* Brönnimann. Además se diferencia de *R. milamensis* Smith y Pessagno en que su ornamentación presenta costillas menos desarrolladas y menos abundantes, de *R. rotundata* Brönnimann en que posee costillas y de *R. rugosa* (Plummer) en que tiene un mayor número de cámaras con crecimiento más lento, su ornamentación está más desarrollada, y presenta una trocoespira más elevada.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak y en Zumaia, desde la parte media-inferior de la Biozona de *R. rotundata* en Shuqualak, hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

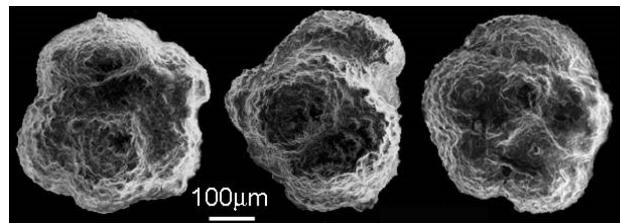
Localidad tipo: Formación Guayaguayare, sureste de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

Rugoglobigerina rotundata Brönnimann, 1952

Lámina 9, figura 9

1952. *Rugoglobigerina (Rugoglobigerina) rugosa rotundata* Brönnimann, p. 34, lám. 4, figs. 7-9.

1984. *Rugoglobigerina rotundata* Brönnimann; Robaszynski et al., p. 288, lám. 50, fig. 2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con rugosidades y más frecuentemente pústulas desordenadas pero no costillas. El diámetro de la concha oscila entre los 0,4 y los 0,5 mm.

Abertura primaria umbilical, su ombligo ocupa aproximadamente de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesorias proximales y distales. La última vuelta de espira suele poseer de 5 a 6 cámaras globulares algo alargadas según la dirección de enrollamiento, las suturas son deprimidas y radiales.

El lado espiral exhibe un contorno de subcircular a lobulado, las cámaras son globulares y están separadas por suturas radiales y deprimidas. Las cámaras crecen lentamente.

En vista lateral la trocoespira es baja, desarrollando un perfil biconvexo asimétrico con el lado umbilical más convexo y el dorsal de casi plano a ligeramente convexo. La última cámara se encuentra algo desplazada hacia el lado umbilical. La periferia axial es redondeada, las cámaras son muy infladas y axialmente alargadas, llegando ser más del doble de anchas que de altas.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por presentar pústulas y ocasionalmente rugosidades fuertemente desarrolladas que no siguen claramente un patrón meridional, además de cámaras alargadas axialmente y un ombligo más pequeño. Se diferencia de *G. gansseri* (Bolli) porque el perfil es biconvexo, por la ausencia de una carena y porque su lado espiral es más pustuloso, tiene cámaras globulares y las suturas están deprimidas.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia, su DPR establece la base de la biozona homónima, en el Campaniense superior; su distribución estratigráfica se extiende hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Guayaguayare, sureste de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

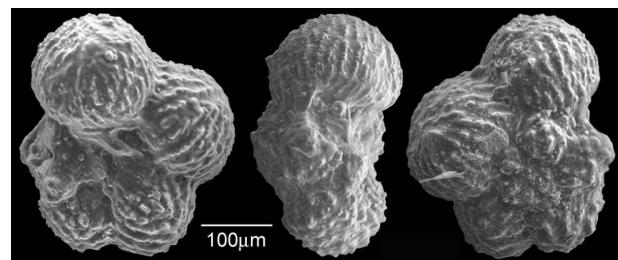
Rugoglobigerina rugosa (Plummer, 1926)

Lámina 9, figura 10

1926. *Globigerina rugosa* Plummer, p. 38, lám. 2, fig. 10.

1959. *Rugoglobigerina mexicana* Eternod Olvera, p. 98-99, lám. 9, figs. 1-3.

1984. *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer); Robaszynski et al., p. 288-289, lám. 49, fig. 4-6.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada con pared finamente perforada y ornamentada con rugosidades y costillas dispuestas meridionalmente, que pueden atenuarse parcialmente en la última cámara. El tamaño oscila entre los 0,4 y los 0,5 mm.

Abertura primaria umbilical, ombligo profundo ocupando alrededor de 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesorias proximales y distales. La última vuelta de espira presenta de 4 a, usualmente, 5 cámaras globulares con suturas deprimidas radiales.

El lado espiral muestra un contorno lobulado, las cámaras son globulares y crecen rápidamente. Las suturas son radiales y deprimidas.

En vista lateral la trocoespira es baja, presentando un perfil biconvexo, muy levemente asimétrico consecuencia de un lado espiral algo más convexo. Puede presentar banda periférica imperforada en las primeras cámaras de la última vuelta de espira.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar una trocoespira baja y poseer de 4 a 5 cámaras que crecen rápidamente. De *R. macrocephala* Brönnemann se distingue en que las cámaras no crecen tan excesivamente rápido y por alcanzar un número mayor de cámaras en la última vuelta de espira.

Distribución estratigráfica: Especie presente en las localidades de Oued Assila, Shuqualak y

Zumaia, desde la parte alta de la Biozona de *V. eggeri* en Oued Assila, hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

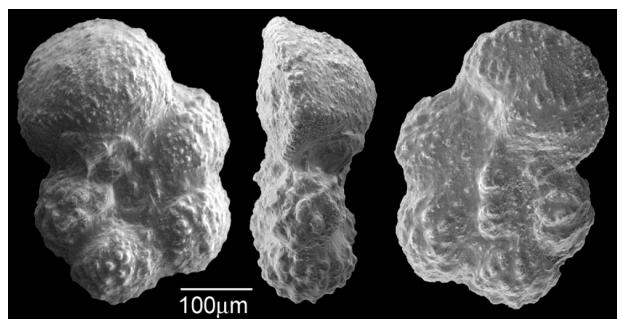
Localidad tipo: Márgenes del arroyo Walkers, al este de Cameron, Condado de Milam, Texas (EEUU).

Rugoglobigerina scotti (Brönnimann, 1952)

Lámina 9, figura 11

1952. *Trinitella scotti* Brönnimann, p. 57, lám. 4, figs. 4-6.

1984. *Rugoglobigerina scotti* (Brönnimann); Robaszynski et al., p. 289, lám. 50, fig. 4.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con rugosidades y costillas dispuestas meridionalmente, la ornamentación y su patrón meridional suelen atenuarse en la última cámara. El tamaño oscila entre los 0,3 y los 0,5 mm.

Abertura primaria umbilical con un ombligo profundo que ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesoriales proximales y distales. La última vuelta de espira presenta de 5 a 6 cámaras globulares, la última petaloidea e inflada, separadas por suturas deprimidas y radiales, de rectas a ligeramente curvas.

El lado espiral muestra un contorno lobulado, las cámaras son globulares las primeras mientras que la última es petaloidea, ligeramente inflada y mucho mayor que la anterior. La porción inicial formada por las primeras vueltas de espira está algo deprimida respecto a las siguientes vueltas. Las cámaras crecen rápidamente y las suturas son deprimidas y curvas o casi rectas y radiales.

En vista lateral la trocoespira es baja, presentando un perfil asimétrico, con el lado umbilical casi plano y el umbilical convexo. Las cámaras de la última vuelta de espira son redondeadas las primeras y angulosas la última o las dos últimas, pudiendo llegar a desarrollar una banda periférica imperforada o una pseudocarena. En ocasiones presenta banda periférica imperforada incluso en las primeras cámaras de la última vuelta de espira.

Discusión: Esta especie se diferencia de todas las demás de su género por presentar las últimas cámaras comprimidas, pudiendo llegar a desarrollar una banda periférica imperforada o una pseudocarena. Brönnimann (1952) definió esta especie dentro del nuevo género *Trinitella*. En este trabajo se ha incluido en *Rugoglobigerina* Brönnimann ya que la presencia de pseudocarena no parece un rasgo que justifique la creación de un nuevo género, opinión que mantienen otros

autores (p. ej. Robaszynski et al. [1984]; Caron [1985]).

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak y en el corte de Zumaia. Su DPR se produce hacia la parte media-inferior de la Biozona de *A. mayaroensis* en Zumaia y después de la laguna estratigráfica que afecta a los materiales de edades comprendidas entre el Campaniense superior/Maastrichtiense inferior en Shuqualak; su distribución estratigráfica llega hasta el Maastrichtiense final de Zumaia.

Localidad tipo: Formación Guayaguayare, sureste de Trinidad (República de Trinidad y Tobago).

Rugoglobigerina spinosa Masters, 1993

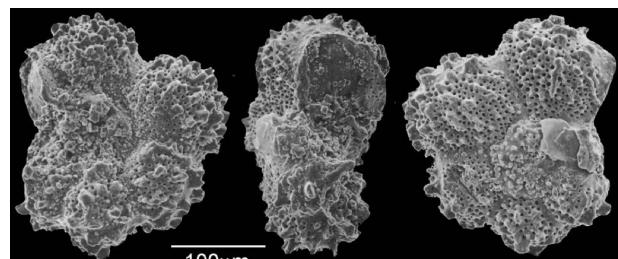
Lámina 9, figura 12

1973. *Rugoglobigerina reicheli* Brönnimann; Smith y Pessagno, p. 57-58, lám. 26, figs. 1-6.

1984. *Rugoglobigerina reicheli* Brönnimann; Robaszynski et al., p. 286, lám. 50, fig. 5.

1985. *Rugoglobigerina reicheli* Brönnimann; Caron, p. 72, figs. 34. 6.

1993. *Rugoglobigerina spinosa* Masters, p. 272, lám. 4, figs.1-9.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada básicamente con pseudoespinas (más abundantes en la periferia), pústulas y costillas dispuestas meridionalmente. El diámetro de la concha varía entre los 0,2 y los 0,4 mm.

Abertura primaria umbilical con un ombligo que ocupa aproximadamente 1/3 del diámetro máximo, el sistema umbilical está formado por tegilla con aberturas accesorias proximales y distales. Generalmente, la última vuelta de espira posee alrededor de 4,5 ó 5 cámaras globulares e infladas separadas por suturas deprimidas y radiales.

El lado espiral muestra un contorno lobulado, las cámaras son globulares y las suturas radiales y deprimidas. Las cámaras crecen gradualmente.

En vista lateral la trocoespira es baja, desarrollando un perfil biconvexo y ligeramente asimétrico debido a una mayor convexidad del lado espiral. La periferia axial es redondeada debido a la inflación de las cámaras.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su pared ornamentada con pseudoespinas. Aparece frecuentemente adscrita a *Rugoglobigerina reicheli* Brönnimann (1952) (Smith y Pessagno, 1973; Robaszynski et al, 1984; Caron, 1985). Sin embargo, al igual que Masters (1993), creo que se ha confundido el sentido original que se le dio a esta especie, ya que el holotipo de

R. reicheli Brönnimann presenta la primera cámara de la última vuelta de espira tubuliforme y además su ornamentación no está basada en pseudoespinas sino en rugosidades y costillas dispuestas meridionalmente. No se han encontrado cámaras tubuliformes y sí ornamentación con pseudoespinas, por lo que se ha preferido utilizar el nombre de *R. spinosa* Masters.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el sondeo de Shuqualak posteriormente a la laguna estratigráfica que afecta a los materiales del intervalo Campaniense superior/Maastrichtiense inferior, y hasta la Biozona de *P. hariaensis*. Según Robaszynski et al. (1984) y Caron (1985) la distribución estratigráfica de esta especie (a la que se refieren con el nombre de *R. reicheli*) abarca desde la Biozona de *G. gansseri* hasta el límite Cretácico/Paleógeno; otros autores (p. ej. Molina et al., 2004) también registran su extinción en este límite.

Localidad tipo: Millers Ferry Lock y Dam, testigos de Corps of Engineers Millers Ferry, Alabama (EEUU).

Género *Schackoina* Thalmann, 1932

Especie tipo: *Siderolina cenomana* Schacko, 1897.

1932. *Schackoina* Thalman, p. 288.

1957. *Leupoldina* Bolli, p. 275.

Descripción: Concha de estadio juvenil trocoespiralado y adulto planoespiralado, aunque las cámaras finales pueden verse algo desplazadas; la pared es perforada y lisa o levemente híspida. En vista umbilical, las primeras cámaras pueden ser globulares mientras que las últimas son alargadas radialmente o polihédricas, con tubuloespinas o extensiones en forma de bulbo. En vista apertural el contorno es estrellado y las suturas son rectas, radiales y deprimidas. La abertura primaria consiste en un arco interiomarginal ecuatorial o extraumbilical y puede estar bordeado por un pequeño labio.

Discusión: Este género se caracteriza por sus tubuloespinas, por la ausencia de pústulas o costillas, por su pequeño estadio inicial trocoespiralado y por no preservar aberturas relictas en la zona umbilical.

Se incluye dentro de este género la siguiente especies:

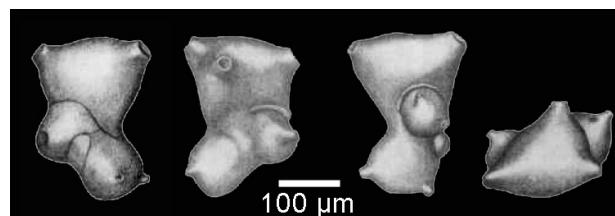
Schackoina multispinata (Cushman y Wickenden, 1930)

Lámina 10, figura 1

1930. *Hantkenina multispinata* Cushman y Wickenden, p. 40, lám. 6, figs. 4-6.

1962. *Schackoina cushmani* Barr, p. 565, lám. 69, fig. 3, text-fig. 5.

1985. *Schackoyna multispinata* (Cushman y Wickenden); Caron, p. 76, figs. 35. 10-13.



Holotipo, Catálogo de Ellis y Messina

Descripción: concha planoespiralada, aunque las cámaras finales pueden verse algo desplazadas, de pared finamente perforada y lisa. El tamaño de la concha oscila entre 0,2 y 0,3 mm.

En vista umbilical la primera cámara de la última vuelta es globular y presenta una tubuloespina radial, mientras que las últimas son polihédricas subesféricas y desarrollan de 2 a 5 tubuloespinas. El contorno es estrellado, formado por 3 cámaras que crecen rápidamente. Las suturas son deprimidas y el ombligo poco profundo.

En vista apertural, la abertura primaria es ecuatorial, aunque en las últimas cámaras dicha abertura se extiende hasta el ombligo hacia uno o los dos lados, ésta consiste en un arco bajo y está bordeado por un pequeño labio.

Discusión: Esta especie es la única de su género que encontramos en el rango de edad estudiado. Se diferencia de otras especies del mismo género más antiguas por presentar 3 cámaras en la última vuelta, la primera de ellas con una sola tubuloespina mientras que la última tiene más de 2. Además se diferencia de *P. hantkeninoides* (Brönnimann) en que su pared es lisa y en el tipo de enrollamiento.

Distribución estratigráfica: esta especie es extremadamente rara, habiéndose registrado en el sondeo de Shuqualak desde la parte media de la Biozona de *H. carinata* hasta la laguna estratigráfica que afecta a los materiales del intervalo Campaniense superior/Maastrichtiense inferior. Según Caron (1985) su intervalo bioestratigráfico abarca desde el Cenomaníense hasta la Biozona de *G. elevata*, aunque algunos autores extienden su registro estratigráfico hasta el límite Cretácico/Paleógeno (Arz et al., 1999; Molina et al., 2004).

Localidad tipo: Margen norte del río Boyne, sur de Manitoba (Canadá).

Género *Sigalia* Reiss, 1957

Especie tipo: *Guembelina* (*Guembelina*, *Ventilabrella*) *deflaensis* Sigal, 1952.

1957. *Sigalia* Reiss, p. 242.

2010. *Proliferania* Georgescu, p. 88, 90.

Descripción: Concha biseriada que puede presentar un estadio adulto multiseriado, de superficie lisa o con costillas. Las cámaras no están demasiado infladas y las suturas son elevadas y arrosariadas. En vista lateral la concha está ligeramente comprimida y presenta un margen periférico de redondeado a subagudo.

Discusión: Este género es indistinguible por poseer suturas elevadas y estadio biseriado, pudiendo llegar a desarrollar un estadio adulto multiseriado. Nederbragt (1991) dividió este género en dos especies, en las que en cada una de ellas están a su vez contenidas dos subespecies, una correspondiente al morfotipo biseriado y otra a la que desarrolla un estadio adulto multiseriado. Sin embargo considero más práctico no considerar la categoría de subespecie, como ya se ha comentado en la introducción a este capítulo, y prefiero tratar estas 4 subespecies como especies diferentes. De estas 4 especies se han reconocido 3, no habiéndose registrado *Sigalia decoratissima*.

Cabe resaltar aquí el trabajo realizado por Georgescu (2010) en el que se revisan los taxones con estadio adulto multiseriado, enmendando el género *Sigalia* Reiss y proponiendo un nuevo linaje direccional (equivalente a género en su clasificación evolutiva) llamado *Proliferania* y que incluye especies clásicamente incluidas en *Sigalia* Reiss, junto con la nueva especie *Proliferania initialis* Georgescu, en la cual las suturas elevadas son casi imperceptibles.

Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Sigalia carpatica Salaj y Samuel, 1963

Lámina 10, figura 2

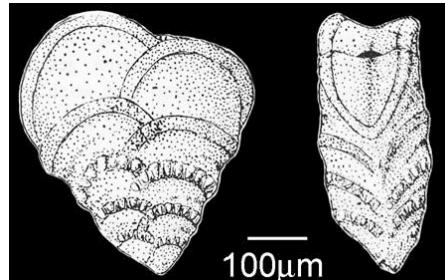
1963. *Sigalia carpatica* Salaj y Samuel, p. 105-106, lám. 7, figs. 2-3.

1991. *Sigalia decoratissima carpatica* Salaj y Samuel; Nederbragt, p. 368, lám. 11, figs. 2-3.

2007. *Sigalia carpatica* Salaj y Samuel; Lamolda et al., p. 28, figs. 4. M, P, S.

2010. *Proliferania carpatica* Georgescu, p. 94, 96, lám 9, figs. 1-11.

2010. Parte *Proliferania decoratissima* Georgescu, p. 94, 96, lám. 10, figs. 1-11.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de superficie lisa. Su altura aproximada es de 0,3 a 0,4 mm., la anchura de 0,2 a 0,3 mm. y el grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal las cámaras iniciales son subrectangulares y las últimas de semicirculares a semilunares. Las cámaras finales crecen rápidamente dotando a la concha de un contorno triangular. Las suturas son elevadas, arrosariadas; las dos finales desarrollan una sutura muy prominente y generalmente curva.

En vista lateral el margen periférico es de subredondeado a subagudo. La abertura está situada en la base de la última cámara y presenta un reborde imperforado.

Discusión: Se diferencia de *S. deflaensis* (Sigal) por su pared lisa y por la presencia de reborde elevado en las dos últimas cámaras.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en los cortes de Olazagutía y de Oued Assila, su rango estratigráfico coincide con los límites de la biozona homónima de extensión total; su DPR es ligeramente anterior al límite Coniaciense/Santoniente definido en Olazagutía, y su DUR se produce en el Santoniente en Oued Assila.

Localidad tipo: Podhorod (este de Eslovaquia).

Sigalia deflaensis (Sigal, 1952)

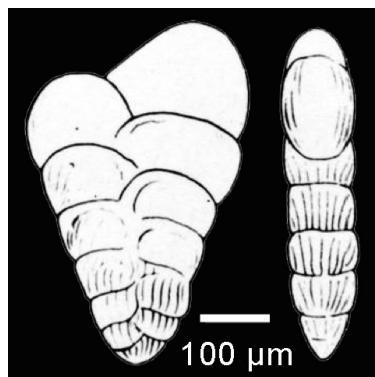
Lámina 10, figura 3

1952. *Guembelina* (*Guembelina*, *Ventilabrella*) *deflaensis* Sigal, p. 36, text-fig. 41.

1963. *Sigalia deflaensis* (Sigal) enmend. Salaj y Samuel, p. 105, lám. 7, fig. 1.

1991. *Sigalia deflaensis deflaensis* (Sigal); Nederbragt, p. 368-369, lám. 11, figs. 5-6.

2007. *Sigalia deflaensis* (Sigal); Lamolda et al., p. 28, figs. 4. L, Q, R.



Parte del material original
figurado,
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha biseriada de pared microporforada con costillas paralelas a la longitud de la concha y discontinuas (también visibles en las suturas), bien desarrolladas en la primera parte de la concha y algo más atenuadas en la parte final. Tiene una altura aproximada de 0,3 a 0,4 mm., una anchura de 0,15 a 0,25 mm. y un grosor de 0,05 a 0,1 mm.

En vista frontal las cámaras son más anchas que altas, de forma subrectangular. Durante el estadio juvenil las cámaras crecen moderadamente rápido y algo más gradualmente en el estadio adulto, resultando en que la concha se ensancha rápidamente en su inicio y después ambos lados se disponen más subparalelamente. Las primeras suturas están elevadas pero luego se atenúan, siendo el borde de las últimas cámaras redondeado y sin elevación.

En vista lateral la concha está ligeramente más comprimida en la porción final, el margen periférico es redondeado. Presenta una abertura semicircular situada en la base de la última cámara.

Discusión: Esta especie se diferencia de *S. carpatica* Salaj y Samuel por la ornamentación de la pared y por presentar un contorno redondeado en las últimas cámaras, sin presencia de rebordes elevados; de *S. rugocostata* (Sigal) se distingue por no desarrollar un estadio multiseriado.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en los cortes de Olazagutía y de Oued Assila. Su DPR se produce anteriormente a la base de la sección de Olazagutía; hacia la mitad de la Biozona de *D. concavata* según Nederbragt (1991). Su DUR tiene lugar hacia la mitad de la Biozona de *D. asymmetrica* en Oued Assila y según Nederbragt (1991) al final de Biozona de

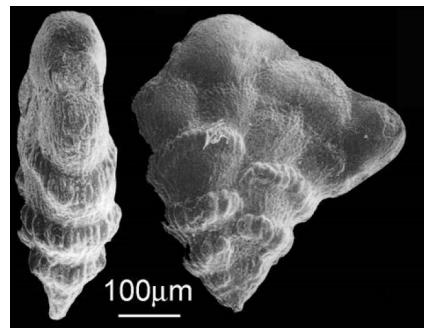
extensión total de *D. asymmetrica*.

Localidad tipo: No se conoce exactamente el lugar de procedencia del holotipo, probablemente norte de Algeria o el oeste de Túnez.

Sigalia rugocostata Nederbragt, 1991

Lámina 10, figura 4

1991. *Sigalia deflaensis rugocostata* Nederbragt, p. 369, lám. 12,
figs. 1-4.



Holotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Parte inicial de la concha biseriada, desarrollando posteriormente de 2 a 6 filas de cámaras multiseriadas en un solo plano. La pared es microporforada, con costillas de grosor variable dispuestas paralelamente a la longitud de la concha, éstas son visibles en las suturas aunque se muestran ligeramente atenuadas en la parte final de la concha. Posee una altura aproximada de 0,4 a 0,5 mm., una anchura de 0,4 a 0,3 mm. y un grosor de 0,1 a 0,2 mm.

En vista frontal las cámaras son más anchas que altas, de forma subrectangular durante el estadio biseriado, mientras que en el estadio multiseriado la forma es subglobular. Las primeras suturas están elevadas pero éstas se atenúan en el estadio multiseriado.

En vista lateral la concha presenta un margen periférico subredondeado, y las cámaras del estadio multiseriado se muestran algo comprimidas. La abertura consiste en un arco bajo circundado por pequeños rebordes.

Discusión: Esta especie se diferencia de *S. carpatica* Salaj y Samuel por su pared ornamentada con costillas y por presentar parte de su concha con desarrollo multiseriado, y de *S. deflaensis* (Sigal) por su estadio adulto multiseriado.

Distribución estratigráfica: Especie registrada en el corte de Oued Assila, su DPR se produce en la base de la sección, en la Biozona de *S. carpatica*; su DUR tiene lugar coincidiendo con el techo de la Biozona de *V. eggeri*.

Localidad tipo: Margen sur de Oued A. Kouka, sur de Argoub ech Chouamakr.

Género *Ventilabrella* Cushman, 1928

Especie tipo: *Ventilabrella eggeri* Cushman, 1928.

1928. *Ventilabrella* Cushman, p. 2.

Descripción: Parte inicial de la concha biseriada, desarrollando posteriormente un estadio multisериado dispuesto en un solo plano; la superficie presenta costillas de variable desarrollo. Las cámaras son subglobulares infladas y crecen moderadamente rápido, dotando a la concha de un contorno de subtriangular a flabeliforme. Las suturas generalmente están deprimidas. En vista lateral la concha tiene un margen periférico redondeado y la parte final de la concha puede encontrarse algo comprimida.

Discusión: Este género se caracteriza por desarrollar un estadio multisериado dispuesto en un solo plano, y por poseer suturas deprimidas. Es homeomorfo de *Planoglobulina* Cushman pero tienen distribuciones bioestratigráficas diferentes.

Se incluye dentro de este género la siguiente especie:

Ventilabrella eggeri Cushman, 1928

Lámina 10, figura 5

1928. *Ventilabrella eggeri* Cushman, p. 2, lám. 1, figs. 10-12.

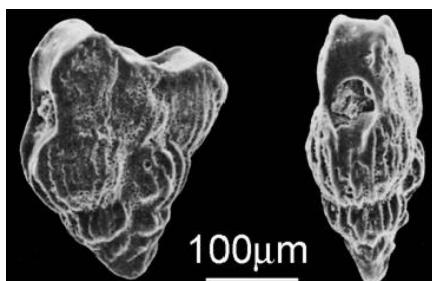
1938. *Ventilabrella eggeri* Cushman *glabrata* Cushman, p. 26, lám. 4, figs. 15-17.

1953. *Ventilabrella alpina* de Klasz, p. 228, lám. 4, fig. 6.

1972. *Ventilabrella browni* Martin, p. 85, lám. 1, figs. 3-4.

1972. Neotipo: *Ventilabrella eggeri* Cushman; Martin, p. 85-86, lám. 1, fig. 6.

1991. *Ventilabrella eggeri* Cushman; Nederbragt, p. 369, lám. 12, figs. 5-7.



Neotipo, imagen obtenida de
<http://www.chronos.org/>

Descripción: Parte inicial de la concha biseriada, desarrollando posteriormente un estadio multisериado en un solo plano, con hasta más de 6 cámaras por fila, la superficie presenta costillas de variable desarrollo. Tiene una altura aproximada de 0,4 a 0,6 mm. y una anchura de 0,1 a 0,2 mm y un grosor de 0,05 a 0,1 mm.

En vista frontal las cámaras son globulares e infladas, aunque las finales pueden mostrar algo menos de inflación, las cámaras crecen moderadamente rápido dotando a la concha de un contorno de subtriangular a flabeliforme. Las suturas generalmente están deprimidas.

En vista lateral la porción final de la concha se encuentra algo comprimida y el margen periférico es redondeado. Las aberturas de las camarillas durante el estadio multisериado se sitúan en sus

dos laterales y presentan un reborde imperforado.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su desarrollo multiseriado en un solo plano, y por sus suturas deprimidas, este último rasgo las hace diferentes de las especies del género de *Sigalia* Reiss. Según Nederbragt (1991) este taxón puede tener las suturas algo elevadas en el estadio multiseriado y en todo caso se diferenciarían de las especies del género *Sigalia* Reiss por no presentar suturas elevadas en el estadio biseriado.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Oued Assila, su DPR se produce en la base de la sección, en la Biozona de *S. carpatica*; su DUR establece la base de la biozona homónima, en el Campaniense inferior.

Localidad tipo: Los neotipos provienen de los materiales próximos al arroyo de Tradinghouse, condado de McLennan, Texas (EEUU).

Género *Whiteinella* Pessagno, 1967

Especie tipo: *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967.

1967. *Whiteinella* Pessagno, p. 298.

Descripción: Concha trocoespiralada de pared perforada y pustulosa. La abertura primaria es extraumbilical-umbilical y generalmente sobrepasa el ombligo proyectándose hacia la periferia. Posee un ombligo generalmente bastante amplio y poco profundo, el sistema umbilical está formado por pórticos con aberturas accesorias infralaminares. Las cámaras suelen tener forma subglobular y están separadas por suturas deprimidas y radiales. El lado espiral muestra un contorno lobulado con cámaras subglobulares, siendo las suturas de rectas a ligeramente curvas, deprimidas y radiales. En vista lateral la trocoespira es variable. Las cámaras exhiben una periferia axial generalmente redondeada, aunque en algunas ocasiones y hacia el final de la última vuelta de espira, se encuentran algo comprimidas. Puede desarrollar excepcionalmente banda periférica imperforada.

Discusión: Este género se diferencia de *Hedbergella* Brönnimann y Brown en que generalmente su ombligo es más grande, su sistema umbilical está compuesto por pórticos, y de *Archaeoglobigerina* Pessagno por que la abertura primaria suele proyectarse ligeramente hacia la periferia, por la ausencia de tegilla y, salvo raras excepciones, por la ausencia de banda periférica imperforada. Es homeomorfo de *Globotruncanella* Reiss, pero están separados por un gran vacío estratigráfico.

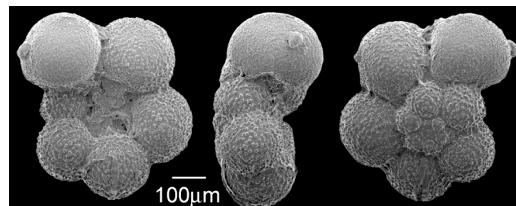
Se incluyen dentro de este género las siguientes especies:

Whiteinella aprica (Loeblich y Tappan, 1961)

Lámina 10, figura 6

1961. *Ticinella aprica* Loeblich y Tappan, p. 292, lám. 4, figs. 14-16.

1979. *Whiteinella aprica* (Loeblich y Tappan); Robaszynski et al., p. 160, lám. 32, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con pústulas, algo atenuadas hacia el final de la última vuelta de espira. El tamaño oscila generalmente entre los 0,4 y los 0,6 mm.

Abertura primaria extraumbilical-umbilical que se extiende hasta la periferia, con un ombligo poco profundo que ocupa de 1/3 a 1/4 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos con aberturas accesorias infralaminares. La última vuelta de espira presenta de 5 a 7 cámaras globulares separadas por suturas deprimidas y radiales.

El lado espiral muestra un contorno lobulado, las cámaras son globulares y crecen lentamente, estando las suturas deprimidas y radiales.

En vista lateral la trocoespira es baja, mostrando un perfil muy levemente asimétrico, con el lado espiral ligeramente más convexo. Las cámaras tienen una periferia axial redondeada de forma esférica.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su baja trocoespira y por la forma esférica de sus cámaras en vista espiral. Se diferencia de *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin en que posee un mayor número de cámaras en la última vuelta de espira.

Distribución estratigráfica: Especie presente a lo largo del corte de Olazagutía, desde la Biozona de *P. nuttalli*; su aparición se produce, según Robaszynski et al. (1979), en el Cenomanense superior. Su registro se prolonga hasta el techo de la sección de Olazagutía, en la parte inferior de la Biozona de *S. carpatica*, su extinción se produce en el Santonense, anteriormente al DUR de *D. asymmetrica* según Robaszynski et al. (2000), y en el Coniaciense según el proyecto Chronos.

Localidad tipo: Grupo Eagle Ford, en la autopista U.S. 80, al oeste de Dallas, Condado de Dallas (Texas, EEUU).

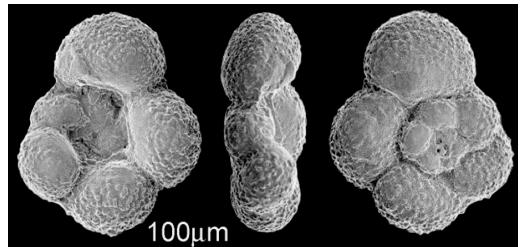
Whiteinella archaeocretacea Pessagno, 1967

Lámina 10, figura 7

1963. *Praeglobotruncana? gigantea* Lehmann, p. 140, lám. 2, figs. 4-5, text-figs. 2g, 3e, f.

1967. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, p. 298-299, lám. 51, figs. 2-4; lám. 54, figs. 19-25; lám. 100, fig. 8.

1979. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno; Robaszynski et al., p. 167, lám. 33, figs. 1-3; lám. 34, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada perforada y ornamentada con pústulas. El tamaño de la concha suele oscilar entre los 0,4 y los 0,5 mm.

Abertura primaria extraumbilical-umbilical, casi umbilical por completo; el ombligo es poco profundo y ocupa de 1/4 a 1/3 del diámetro máximo de la concha, el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira presenta de 4 a 5,5 cámaras globulares, hacia el final de la última vuelta de espira, dichas cámaras se alargan en la dirección de enrollamiento. Las suturas son deprimidas y radiales.

El lado espiral muestra un contorno lobulado, las cámaras son globulares y crecen moderadamente rápido, estando las suturas deprimidas y radiales, casi rectas en las primeras cámaras de la última vuelta de espira y más curvas en las últimas.

En vista lateral la trocoespira es muy baja, dotando a la concha de un perfil casi simétrico, con ambos lados muy levemente convexos. Las cámaras tienen una periferia axial redondeada, si bien las últimas cámaras se encuentran comprimidas y su forma se vuelve ovalada.

Discusión: Esta especie se caracteriza por presentar una trocoespira muy baja y unas cámaras en vista lateral ovaladas y algo comprimidas; además, se diferencia de *W. inornata* (Bolli) por poseer una periferia redondeada, en vez de aguda, y una banda periférica imperforada.

Distribución estratigráfica: Especie presente en todo el corte de Olazagutía, desde su base. Robaszynski et al. (1979) proponen que su aparición tiene lugar en el Cenomaniano superior. Su DUR se produce en Olazagutía en la parte inferior de la Biozona de *S. carpatica*. Según Robaszynski et al. (2000) su DUR se produce hacia la mitad de la Biozona de extensión total de *D. asymmetrica*.

Localidad tipo: Formación South Bosque en “Bouldin Creek”, Austin, condado de Travis (Texas, EEUU).

Whiteinella baltica Douglas y Rankin, 1969

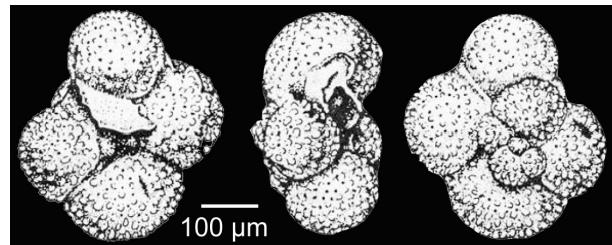
Lámina 10, figura 8

1969. *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, p. 193, text-figs. 9A-I.

1969. *Rugoglobigerina? alpina* Porthault, p. 535-536, lám. 2, figs. 1-3.

1969. *Hedbergella bornholmensis* Douglas y Rankin, p. 193, text-figs. 6A-I.

1979. *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin; Robaszynski et al., p. 174, lám. 35, figs. 1-5; lám. 36, figs. 1-2.



Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con pústulas. El tamaño de la concha oscila comúnmente entre los 0,25 y los 0,5 mm.

Presenta una abertura primaria extraumbilical-umbilical bordeada por un pórtico que cubre el ombligo; dicho ombligo es poco profundo y ocupa alrededor de 1/5 del diámetro máximo de la concha. La última vuelta de espira posee de 3,5 a 4,5 cámaras globulares separadas por suturas deprimidas y radiales.

El lado espiral exhibe un contorno muy lobulado, con cámaras globulares que crecen rápidamente. Las suturas son deprimidas y radiales.

En vista lateral la trocoespira es baja, exhibiendo un perfil muy levemente asimétrico, con el lado espiral ligeramente más convexo. Las cámaras tienen una periferia axial redondeada de forma esférica.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su baja trocoespira y su bajo número de cámaras. Además se diferencia de *G. minuta* (Caron y González Donoso) en que las pústulas están menos desarrolladas y en que el pórtico que cubre el ombligo es mayor, de *H. monmouthensis* (Olsson) en la ausencia de pórticos; de *W. archaeocretacea* Pessagno por tener una abertura más pequeña y las cámaras en vista lateral más esféricas.

Distribución estratigráfica: Especie presente a lo largo de todo el corte de Olazagutía, con su DPR estimado en el Cenomaniano medio según Robaszynski et al., 1979. Su DUR se produce anteriormente al DUR de *D. asymmetrica*, según Robaszynski et al. (2000).

Localidad tipo: “Bavnodde Greensand”, en el suroeste de la isla de Bornholm (Dinamarca).

Whiteinella brittonensis (Loeblich y Tappan, 1961)

Lámina 10, figura 1

1961. *Hedbergella brittonensis* Loeblich y Tappan, p. 274, lám. 4, figs. 1-8.

1979. *Whiteinella brittonensis* Loeblich y Tappan; Robaszynski et al., p. 180, lám. 37, figs. 1-2; lám. 38, figs. 1-2.

Descripción: Concha trocoespiralada con pared perforada y ornamentación pustulosa. El tamaño oscila generalmente entre los 0,4 y los 0,5 mm.

Presenta una abertura primaria extraumbilical-umbilical que no se extiende hasta la periferia, con un ombligo profundo que ocupa de 1/5 a 1/4 del diámetro máximo de la concha; el sistema umbilical está formado por pórticos.

La última vuelta de espira posee de 5,5 a 7 cámaras globulares separadas por suturas deprimidas y radiales.

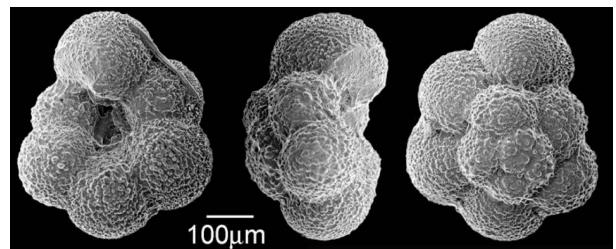
El lado espiral muestra un contorno ligeramente lobulado, las cámaras son globulares y crecen lentamente, estando las suturas deprimidas y radiales.

En vista lateral la trocoespira es moderadamente alta y el perfil biconvexo y asimétrico debido a un lado espiral más convexo. Las cámaras tienen una periferia axial redondeada de forma esférica.

Discusión: Esta especie se caracteriza por su pequeño ombligo y su relativa alta trocoespira. Además se diferencia de *A. cretacea* (d'Orbigny) por la ausencia de carenas y banda periférica imperforada; de *W. archaeocretacea* Pessagno en que, lateralmente, sus cámaras no son ovaladas ni comprimidas; de *W. paradubia* (Sigal) se diferencia por tener una menor trocoespira y un menor número de cámaras.

Distribución estratigráfica: Especie presente a lo largo de todo el corte de Olazagutía. Según Robaszynski et al. (1979) su DPR se produce en el Cenomaniense medio.

Localidad tipo: Grupo Eagle Ford, arcillas Britton, al margen de un afluente del río Mountain, en la carretera hacia Mansfield, condado de Dallas (Texas, EEUU).



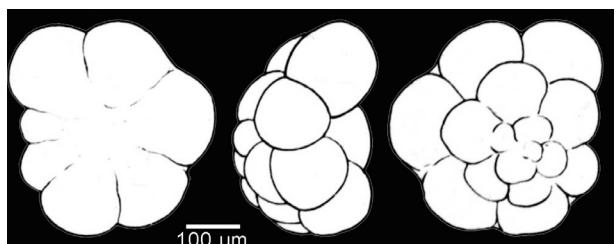
Holotipo, imagen obtenida de <http://www.chronos.org/>

Whiteinella paradubia (Sigal, 1952)

Lámina 10, figura 10

1952. *Globigerina paradubia* Sigal, p. 28, text-figs. 28.

1979. *Whiteinella paradubia* (Sigal); Robaszynski et al., p. 184, lám. 39, figs. 1-2.



Material original figurado, <http://www.chronos.org/>

Descripción: Concha trocoespiralada de pared finamente perforada y ornamentada con pústulas. El diámetro oscila generalmente entre los 0,3 y los 0,6 mm.

La abertura primaria tiene una posición extraumbilical-umbilical y se extiende hasta la periferia, el ombligo es profundo y ocupa aproximadamente 1/4 del diámetro máximo de la concha;

el sistema umbilical está formado por pórticos. La última vuelta de espira presenta de 6 a 8 cámaras globulares separadas por suturas radiales y deprimidas.

El lado espiral muestra un contorno ligeramente lobulado, las cámaras son globulares y crecen lentamente, siendo las suturas de rectas a ligeramente curvas, deprimidas y radiales.

En vista lateral la trocoespira es alta, presentando un perfil asimétrico, con el lado espiral mucho más convexo que el umbilical. Las cámaras tienen una periferia axial redondeada y forma esférica.

Discusión: Esta especie se diferencia de las del resto de su género por presentar una trocoespira alta y un mayor número de cámaras.

Distribución estratigráfica: Especie presente en el corte de Olazagutía, desde su base en la Biozona de *P. nuttalli* hasta la parte inferior de la Biozona de *S. carpatica*. Según Robaszynski et al. (1979) su aparición se produce en el Cenomaniense superior y según Robaszynski et al. (2000) su última aparición se produce hacia la mitad de la Biozona de extensión total de *D. asymmetrica*.

Localidad tipo: No se conoce, probablemente norte de Algeria.

Lámina 1

1. *Abathomphalus intermedius* (Bolli, 1951); muestra SHUQ 33,53
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

2. *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli, 1951); muestra ZM 87,80
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

3. *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, 1967; muestra SHUQ 170,69
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

4. *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, 1967; muestra SHUQ 152,40
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

5. *Archaeoglobigerina cretacea* (d' Orbigny, 1840); muestra SHUQ 170,69
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

6. *Contusotruncana contusa* (Cushman, 1926); muestra ZM 87,80
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

7. *Contusotruncana contusa* (Cushman, 1926); muestra ZM 87,80
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

8. *Contusotruncana fornicata* (Plummer, 1931); muestra ZM 55,90
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

9. *Contusotruncana morozovae* (Vassilenko, 1961); muestra ZM 24,30
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

10. *Contusotruncana patelliformis* (Gandolfi, 1955); muestra ZM 89,00
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

11. *Contusotruncana plicata* (White, 1928); muestra ZM 71,75
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

12. *Contusotruncana plummereae* (Gandolfi, 1955); muestra SHUQ 51,82
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 1

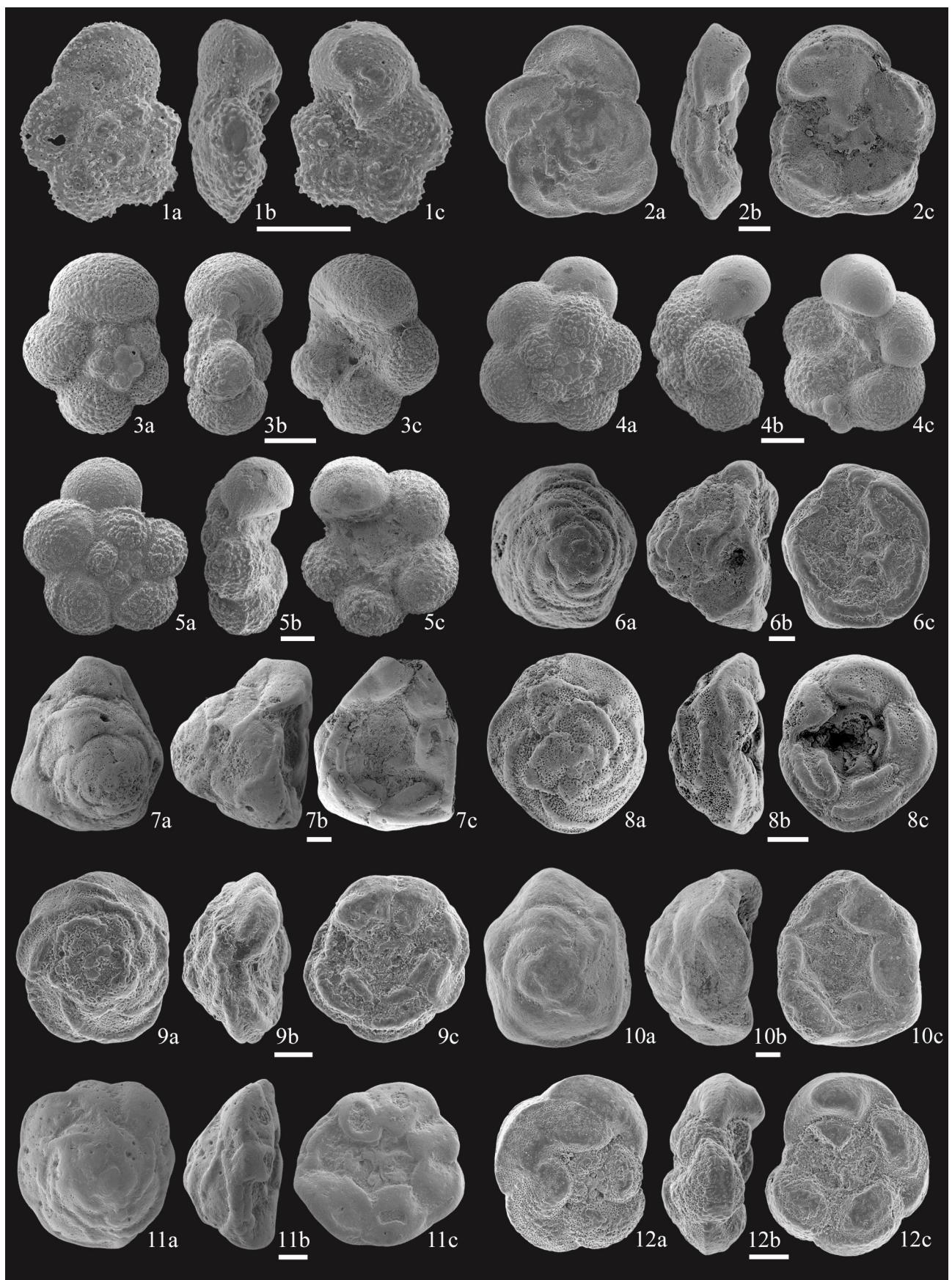


Lámina 2

1. *Contusotruncana walfischensis* (Todd, 1970); muestra ZM 97,60
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
2. *Costellagerina bulbosa* (Belford, 1960); muestra AS07 11
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
3. *Costellagerina pilula* (Belford, 1960); muestra AS07 7
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
4. *Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952); muestra AS07 20
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
5. *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934); muestra OZ-185
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
6. *Dicarinella primitiva* (Dalbiez, 1955); muestra OZ-3
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
7. *Gansserina gansseri* (Bolli, 1951); muestra SHUQ 21,34
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
8. *Gansserina wiedenmayeri* (Gandolfi, 1955); muestra SHUQ 51,82
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
9. *Globigerinelloides alvarezi* Eternod Olvera (1959); muestra OZ- 43
a) vista umbilical; b) vista apertural
10. *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow, 1934); muestra OZ-88
a) vista umbilical; b) vista apertural
11. *Globigerinelloides bollii* (Pessagno, 1967); muestra SHUQ 36,58
a) vista umbilical; b) vista apertural
12. *Globigerinelloides multispinosa* (Lalicker, 1948); muestra SHUQ 118,87
a) vista umbilical; b) vista apertural
13. *Globigerinelloides praevolutus* Petters, 1977; muestra SHUQ 152,40
a) vista umbilical; b) vista apertural
14. *Globigerinelloides prairiehillensis* Pessagno, 1967; muestra SHUQ 15,24
a) vista umbilical; b) vista apertural

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 2

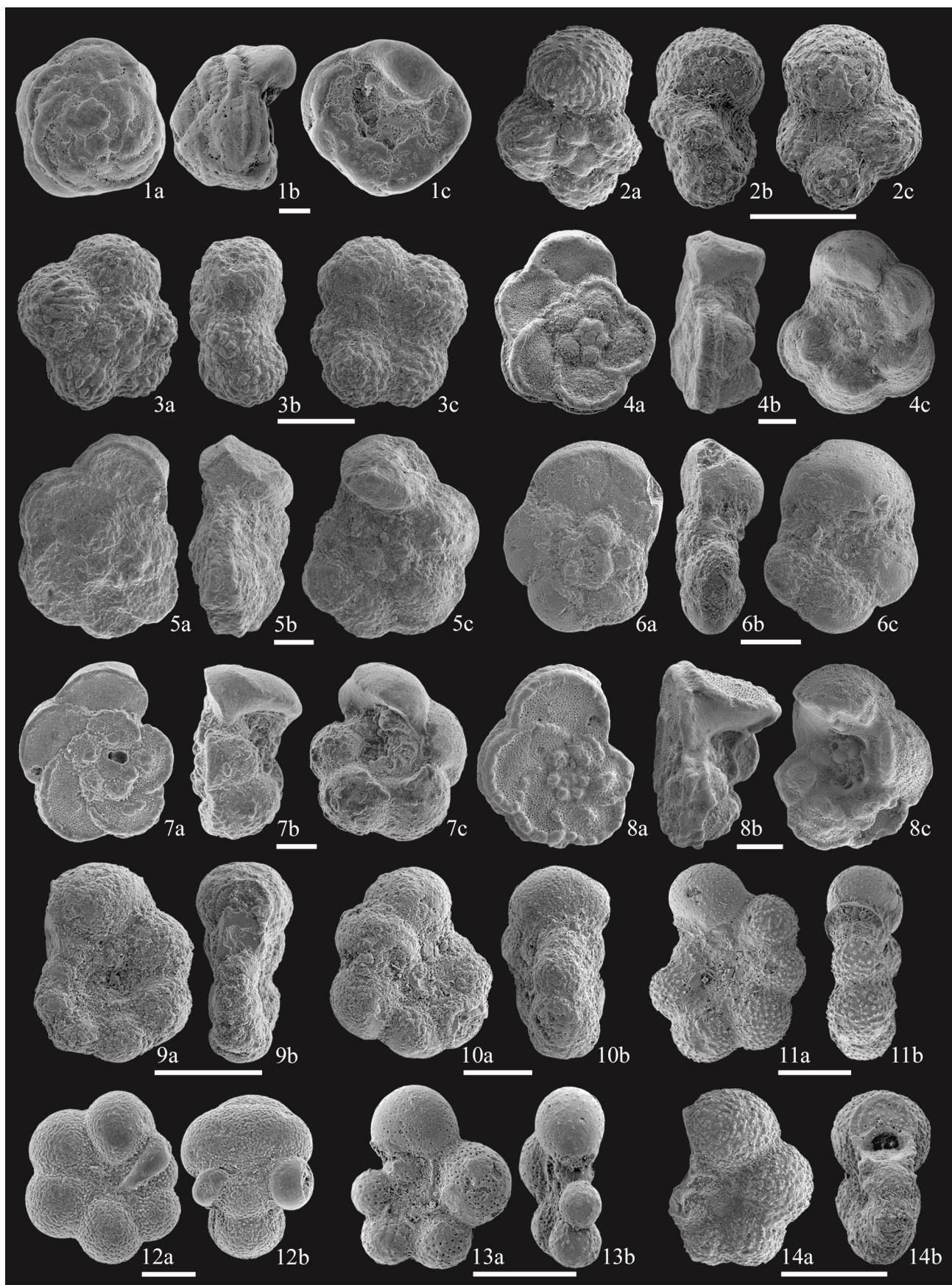


Lámina 3

1. *Globigerinelloides rosebudensis* (Smith y Pessagno, 1973); muestra ZM 97,60
a) vista umbilical; b) vista apertural
2. *Globigerinelloides subcarinatus* (Bönnemann, 1952); muestra ZM 107,10
a) vista umbilical; b) vista apertural
3. *Globigerinelloides ultramicra* (Subbotina, 1949); muestra OZ-15
a) vista umbilical; b) vista apertural
4. *Globigerinelloides volutus* (White, 1928); muestra SHUQ 15,24
a) vista umbilical; b) vista apertural
5. *Globigerinelloides yaucoensis* (Pessagno, 1960); muestra ZM 58,80
a) vista umbilical; b) vista apertural
6. *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950; muestra SHUQ 9,45
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
7. *Globotruncana arca* (Cushman, 1926); muestra SHUQ 158,50
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
8. *Globotruncana bulloides* Vogler, 1941; muestra SHUQ 170,69
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
9. *Globotruncana falsostuarti* Sigal, 1952; muestra ZM 107,10
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
10. *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny, 1839); muestra SHUQ 70,10
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
11. *Globotruncana mariei* Banner y Blow, 1960; muestra AS07 70
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
12. *Globotruncana orientalis* El-Naggar, 1966; muestra AS07 65
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
13. *Globotruncana rosetta* (Carsey, 1926); muestra ZM 78,80
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 3

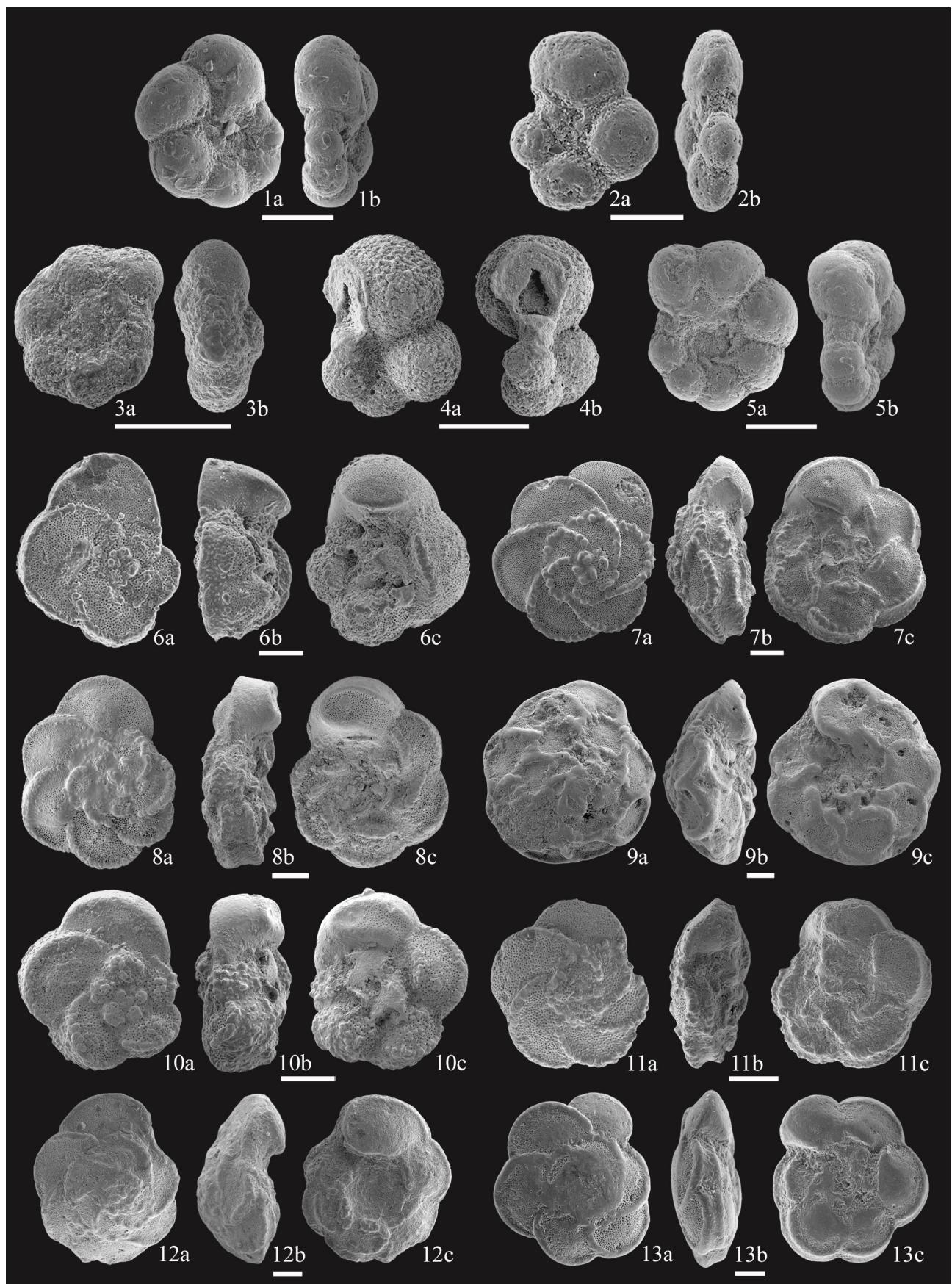


Lámina 4

1. *Globotruncana* aff. *subcircumnodifer* Gandolfi, 1955; muestra AS07 15
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
2. *Globotruncana ventricosa* White, 1928; muestra SHUQ 100,58
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
3. *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk, 1937); muestra ZM 97,6
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
4. *Globotruncanella minuta* Caron y González Donoso, 1984; muestra SHUQ 9,45
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
5. *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi, 1955); muestra SHUQ 15,24
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
6. *Globotruncanita angulata* (Tilev, 1951); muestra ZM 71,75
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
7. *Globotruncanita atlantica* (Caron, 1972); muestra AS07 40
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
8. *Globotruncanita conica* (White, 1928); muestra ZM 86,60
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
9. *Globotruncanita dupeublei* (Caron et al., 1984); muestra ZM 83,10
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
10. *Globotruncanita elevata* (Brotzen, 1934); muestra AS07 9
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
11. *Globotruncanita fareedi* (El-Naggar, 1966), muestra ZM 43,60
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
12. *Globotruncanita insignis* (Gandolfi, 1955); muestra ZM 107,10
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 4

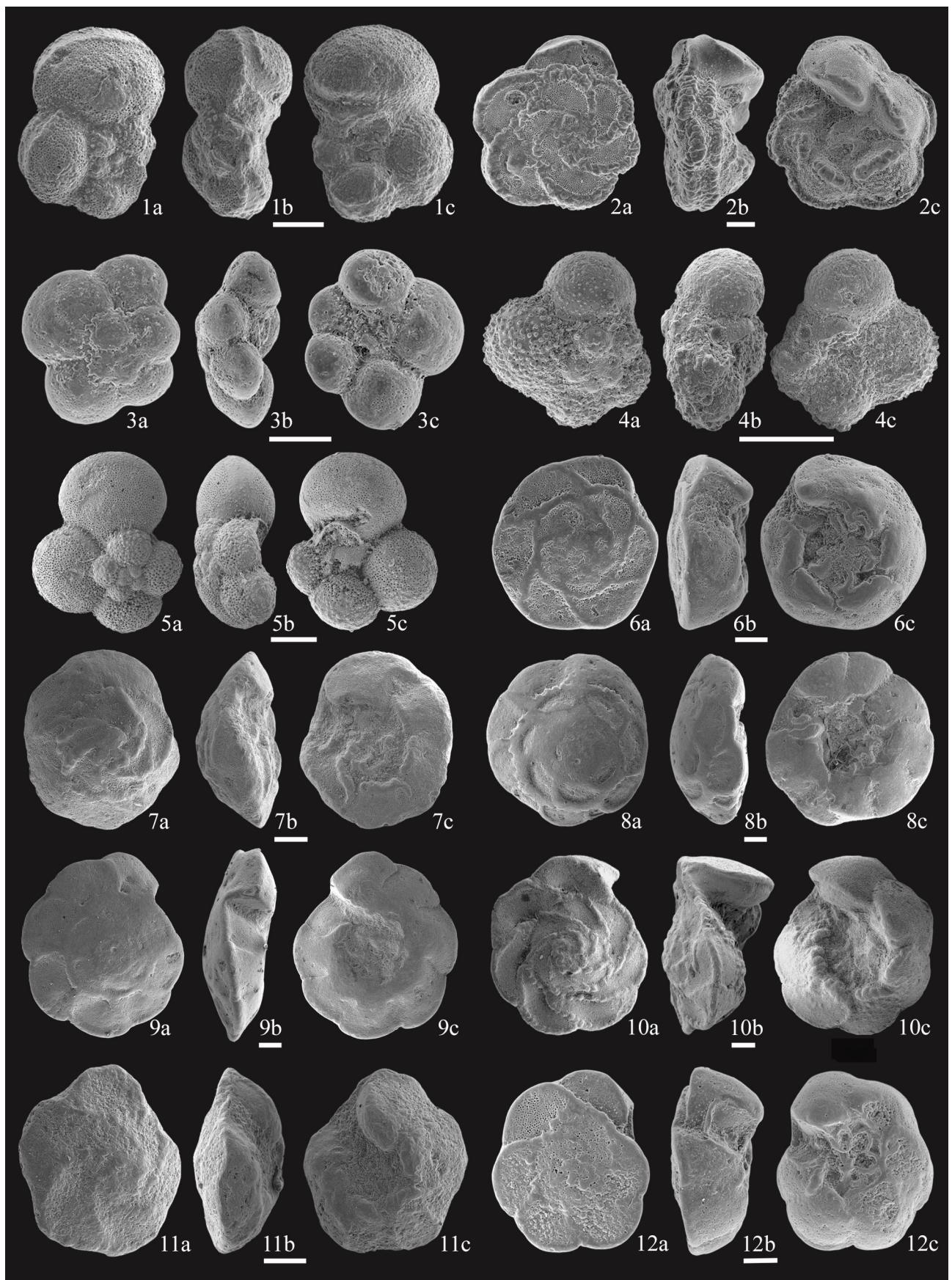


Lámina 5

1. *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent, 1918); muestra ZM 97,60
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
2. *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez, 1955); muestra ZM 107,10
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
3. *Gublerina acuta* de Klasz, 1953; muestra ZM 188,10
a) vista frontal; b) vista lateral
4. *Gublerina cuvillieri* Kikoine, 1948; muestra ZM 188,10
a) vista frontal; b) vista lateral
5. *Guembelitria blowi* Arz, Arenillas y Náñez, 2010; muestra SHUQ 9,45
a) vista frontal; b) vista apertural
6. *Guembelitria cretacea* Cushman, 1933; muestra SHUQ 36,58
a) vista frontal; b) vista apertural
7. *Guembelitria dammula* Voloshina, 1961; muestra SHUQ 33,53
a) vista frontal; b) vista apertural
8. *Hedbergella atlantica* Petters, 1977; muestra SHUQ 118,87
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
9. *Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926); muestra OZ-15
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
10. *Hedbergella flandrina* Porthault, 1970; muestra AS07 120
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
11. *Hedbergella holmdelensis* Olsson, 1964; muestra ZM 188,10
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
12. *Hedbergella monmouthensis* (Olsson, 1960; sensu Robaszyinski et al., 1984); muestra SHUQ 9,45
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
13. *Hedbergella planispira* (Tappan, 1940); muestra OZ-7
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
14. *Hedbergella simplex* (Morrow, 1934); muestra AS07 15
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 5

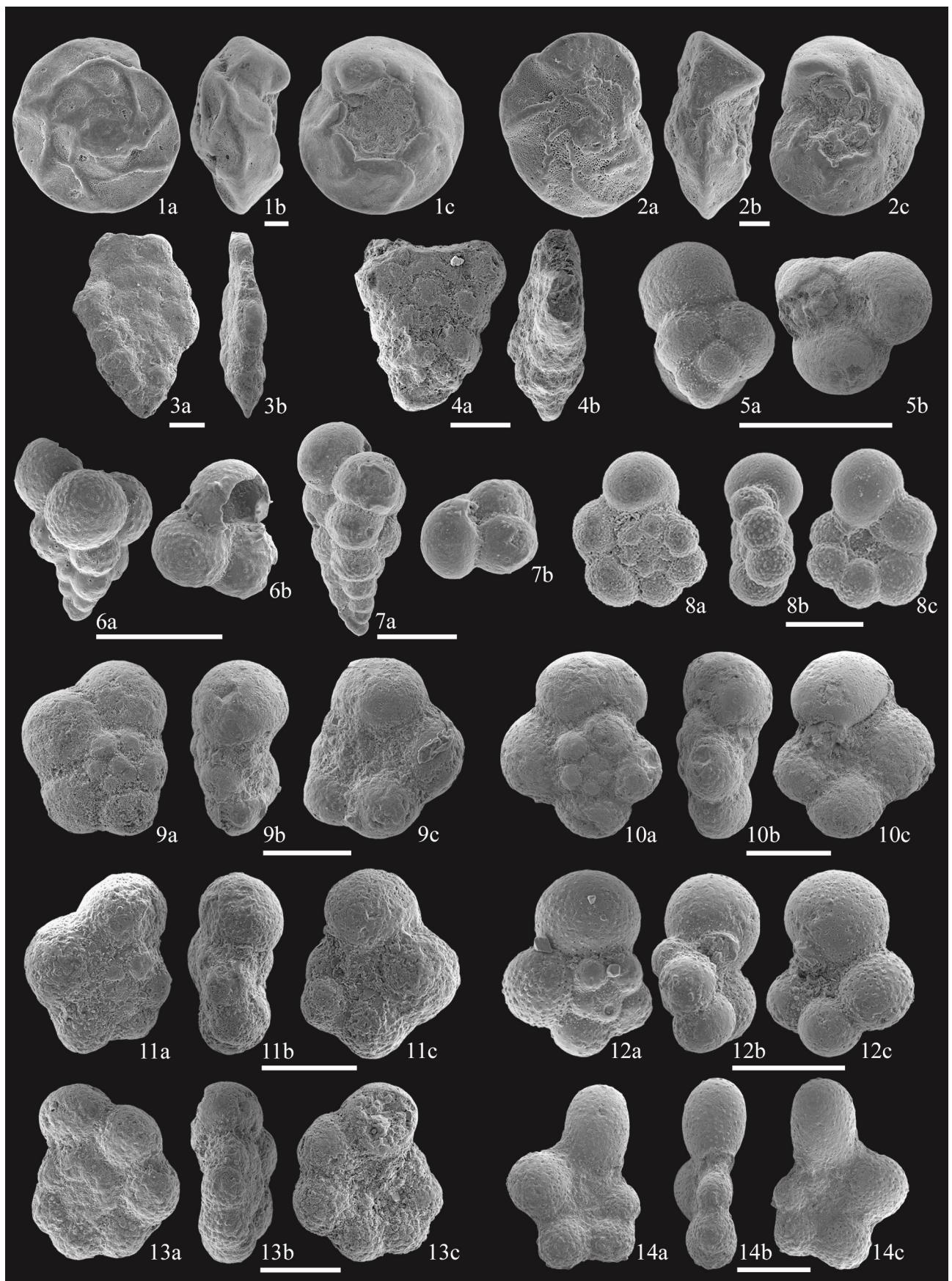


Lámina 6

1. *Heterohelix carinata* (Cushman, 1938); muestra SHUQ 164,59
a) vista frontal; b) vista lateral

2. *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840); muestra AS07 21
a) vista frontal; b) vista lateral

3. *Heterohelix labellosa* Nederbragt, 1991; muestra SHUQ 9,45
a) vista frontal; b) vista lateral

4. *Heterohelix navarroensis* Loeblich, 1951; muestra SHUQ 15,24
a) vista frontal; b) vista lateral

5. *Heterohelix papula* (Belford, 1960); muestra OZ-145
a) vista frontal; b) vista lateral

6. *Heterohelix planata* (Cushman, 1938); muestra AS07 5
a) vista frontal; b) vista lateral

7. *Heterohelix punctulata* (Cushman, 1938); muestra SHUQ 33,53
a) vista frontal; b) vista lateral

8. *Heterohelix sphenoides* Masters, 1976; muestra AS07 5
a) vista frontal; b) vista lateral

9. *Laeviheterohelix dentata* (Stenestad, 1968); muestra SHUQ 82,30
a) vista frontal; b) vista lateral

10. *Laeviheterohelix glabrans* (Cushman, 1938); muestra SHUQ 9,45
a) vista frontal; b) vista lateral

11. *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen, 1936); muestra SHUQ 164,59
a) vista frontal; b) vista lateral

12. *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen, 1936); muestra OZ-53
a) vista frontal; b) vista lateral

13. *Laeviheterohelix turgida* Nederbragt, 1991; muestra AS07-30
a) vista frontal; b) vista lateral

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 6

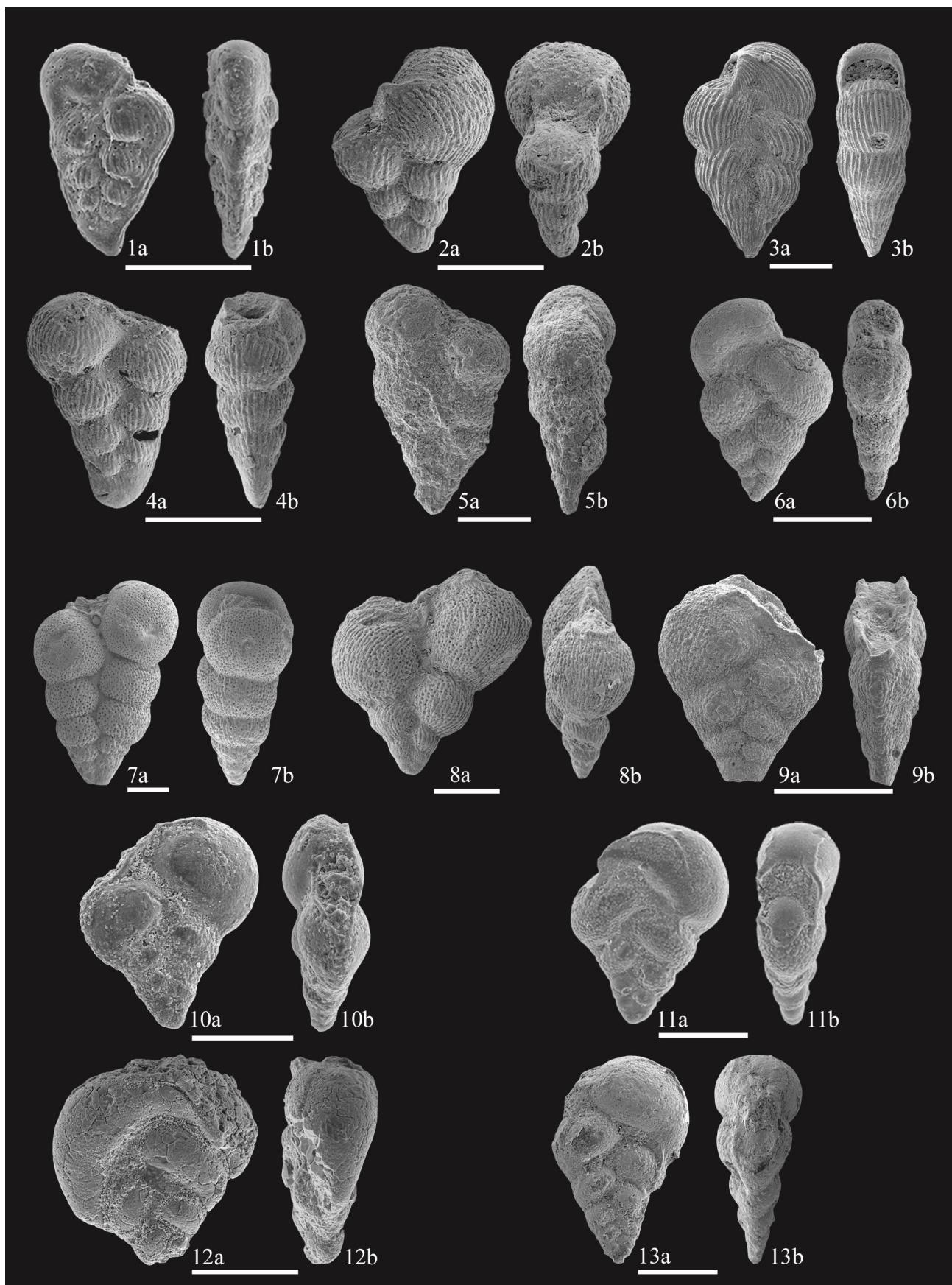


Lámina 7

1. *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945); muestra OZ-63
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
2. *Marginotruncana marginata* (Reuss, 1845); muestra AS07 18
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
3. *Marginotruncana paraconcavata* Porthault, 1970; muestra OZ-53
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
4. *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, 1967; muestra OZ-7
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
5. *Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942); muestra OZ- 53
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
6. *Marginotruncana schneegansi* (Sigal, 1952); muestra OZ-137
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
7. *Marginotruncana sinuosa* Porthault, 1960; muestra AS07 1
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
8. *Marginotruncana tarfayaensis* (Lehman, 1963); muestra OZ-69
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
9. *Marginotruncana undulada* (Lehman, 1963); muestra AS07 1
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 7

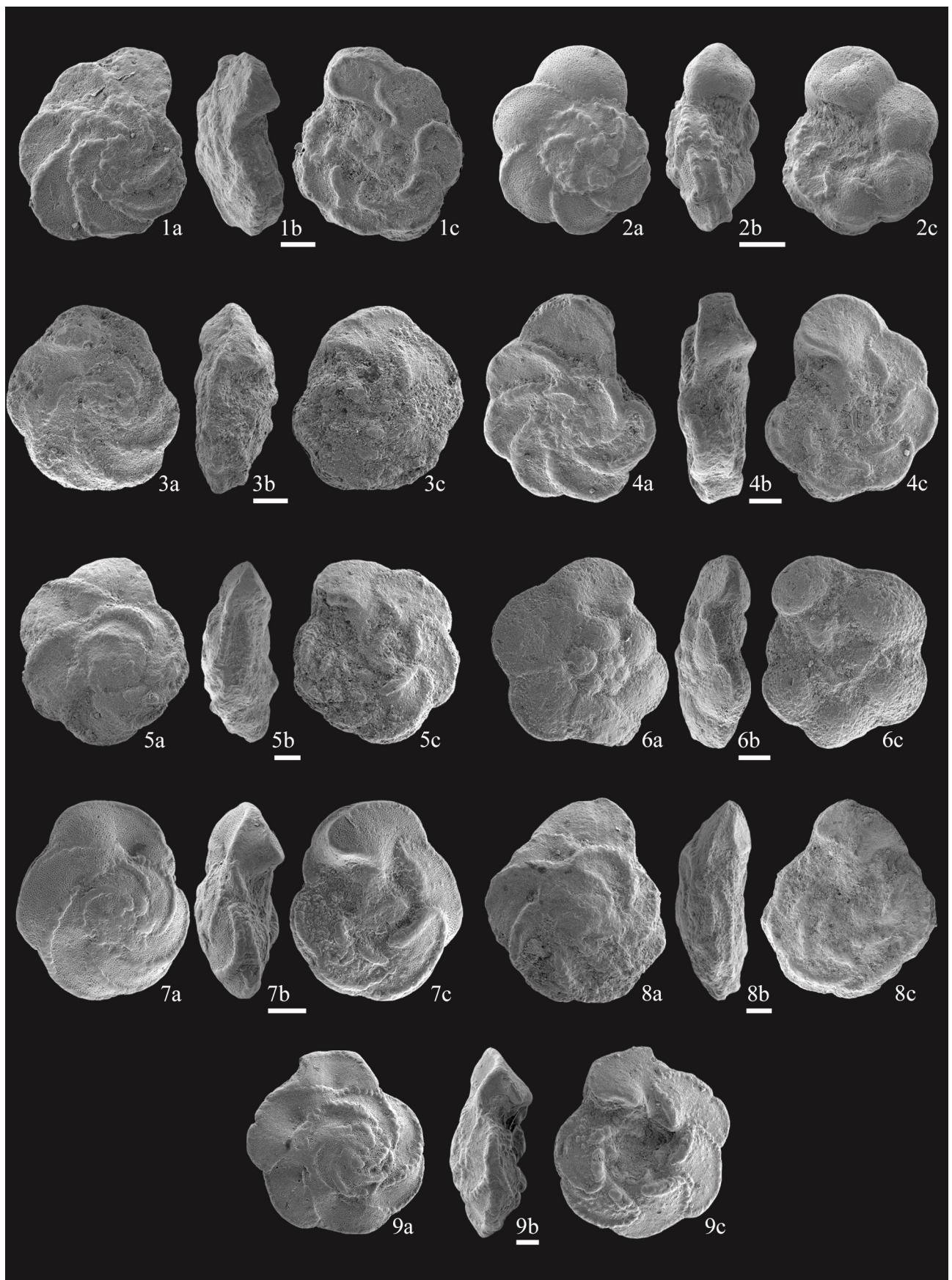


Lámina 8

1. *Planoglobulina acervulinoides* (Egger, 1899); muestra ZM 188,10 m
a) vista frontal; b) vista lateral

2. *Planoglobulina carseyae* (Plummer, 1931); muestra ZM 52,75
a) vista frontal; b) vista lateral; c) vista superior

3. *Planoglobulina manuelensis* (Martin, 1972); muestra ZM 2,90
a) vista frontal; b) vista lateral

4. *Planoglobulina multicamerata* (de Klasz, 1953); muestra ZM 52,75
a) vista frontal; b) vista lateral

5. *Planoglobulina riograndensis* (Martin, 1972); muestra ZM 55,90
a) vista frontal; b) vista superior

6. *Pseudoguembelina costellifera* Masters, 1976; muestra SHUQ 164,59
a) vista frontal; b) vista lateral

7. *Pseudoguembelina costulata* (Cushman, 1938); muestra SHUQ 36,58
a) vista frontal; b) vista lateral

8. *Pseudoguembelina excolata* (Cushman, 1926); muestra ZM 107,10
a) vista frontal; b) vista lateral

9. *Pseudoguembelina hariaensis* Nederbragt, 1991; muestra ZM 183,40
a) vista frontal; b) vista lateral

10. *Pseudoguembelina kempensis* Esker, 1968; muestra SHUQ 9,45
a) vista frontal; b) vista lateral

11. *Pseudoguembelina palpebra* Brönnimann y Brown, 1953; muestra SHUQ 15,24
a) vista frontal; b) vista lateral

12. *Pseudotextularia elegans* (Rzehak, 1891); muestra SHUQ 15,24
a) vista frontal; b) vista lateral

13. *Pseudotextularia intermedia* de Klasz, 1952; muestra ZM 107,10
a) vista frontal; b) vista lateral; c) vista superior

14. *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk, 1937); muestra SHUQ 158,50
a) vista frontal; b) vista lateral

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 8

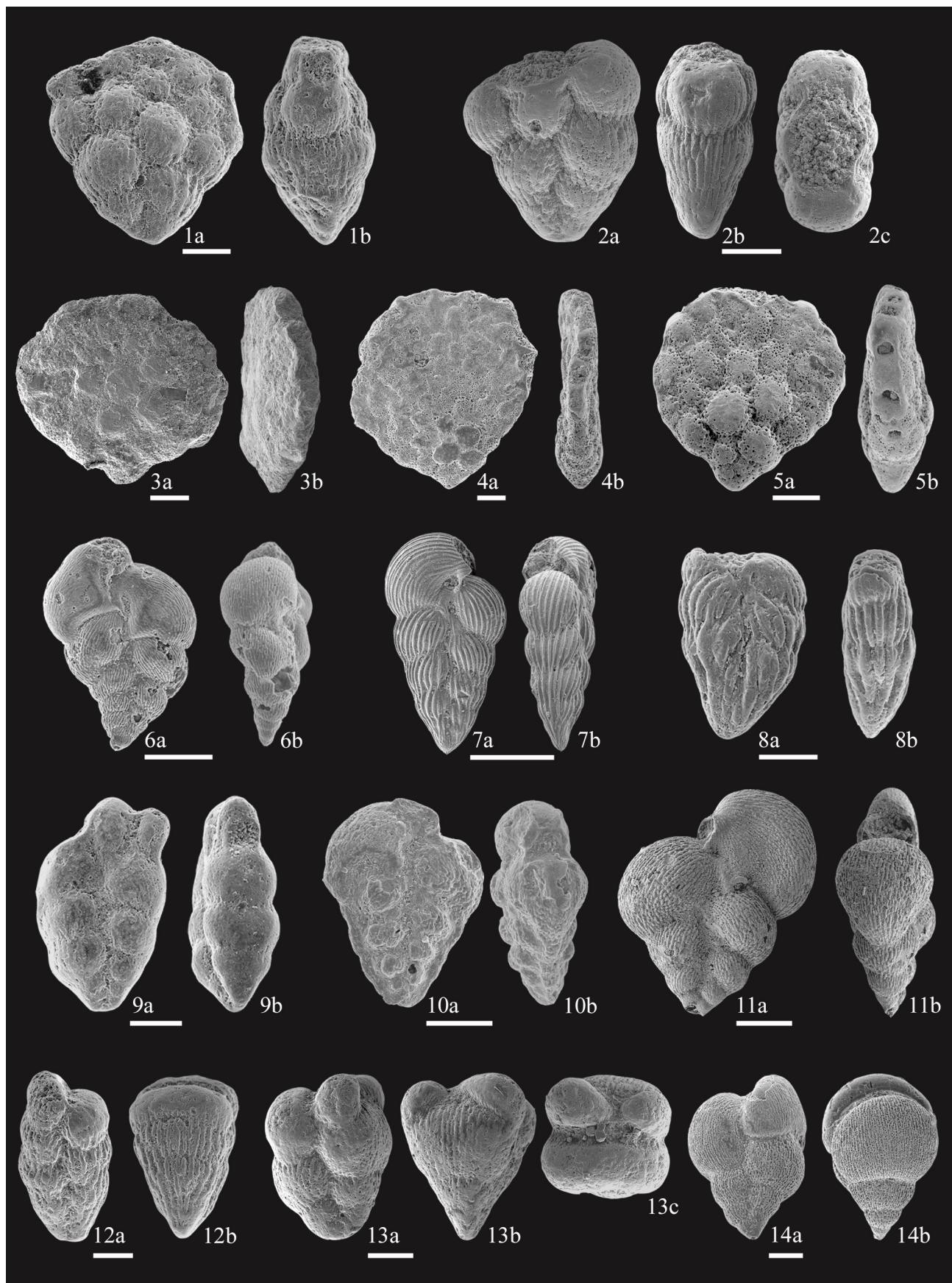


Lámina 9

1. *Racemiguembelina fructicosa* (Egger, 1899); muestra ZM 105,00
a) vista frontal; b) vista superior
2. *Racemiguembelina powelli* Smith y Pessagno, 1973; muestra ZM 83,10
a) vista frontal; b) vista superior
3. *Radotruncana calcarata* (Cushman, 1927); muestra SHUQ 88,39
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
4. *Radotruncana subspinosa* (Pessagno, 1960); muestra AS07 50
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
5. *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, 1952; muestra ZM 97,60
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
6. *Rugoglobigerina macrocephala* Brönnimann, 1952; muestra SHUQ 21,34
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
7. *Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno, 1973; muestra ZM 24,30
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
8. *Rugoglobigerina pennyi* Brönnimann, 1952; muestra SHUQ 9,45
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
9. *Rugoglobigerina rotundata* Brönnimann, 1952; muestra ZM 83,10
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
10. *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1927); muestra SHUQ 9,45
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
11. *Rugoglobigerina scotti* (Brönnimann, 1952); muestra SHUQ 9,45
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
12. *Rugoglobigerina spinosa* Masters, 1993; muestra SHUQ 9,45
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 9

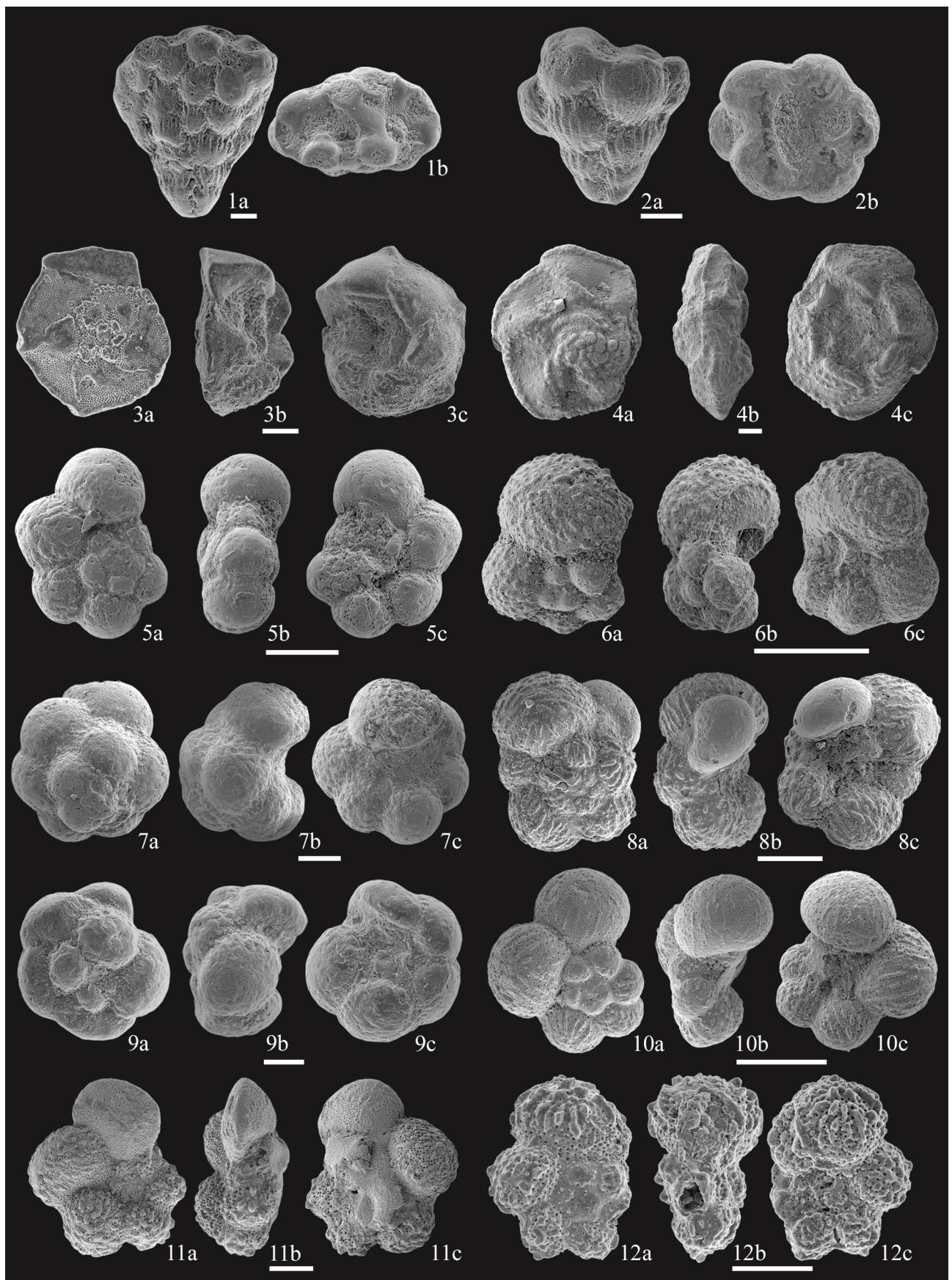
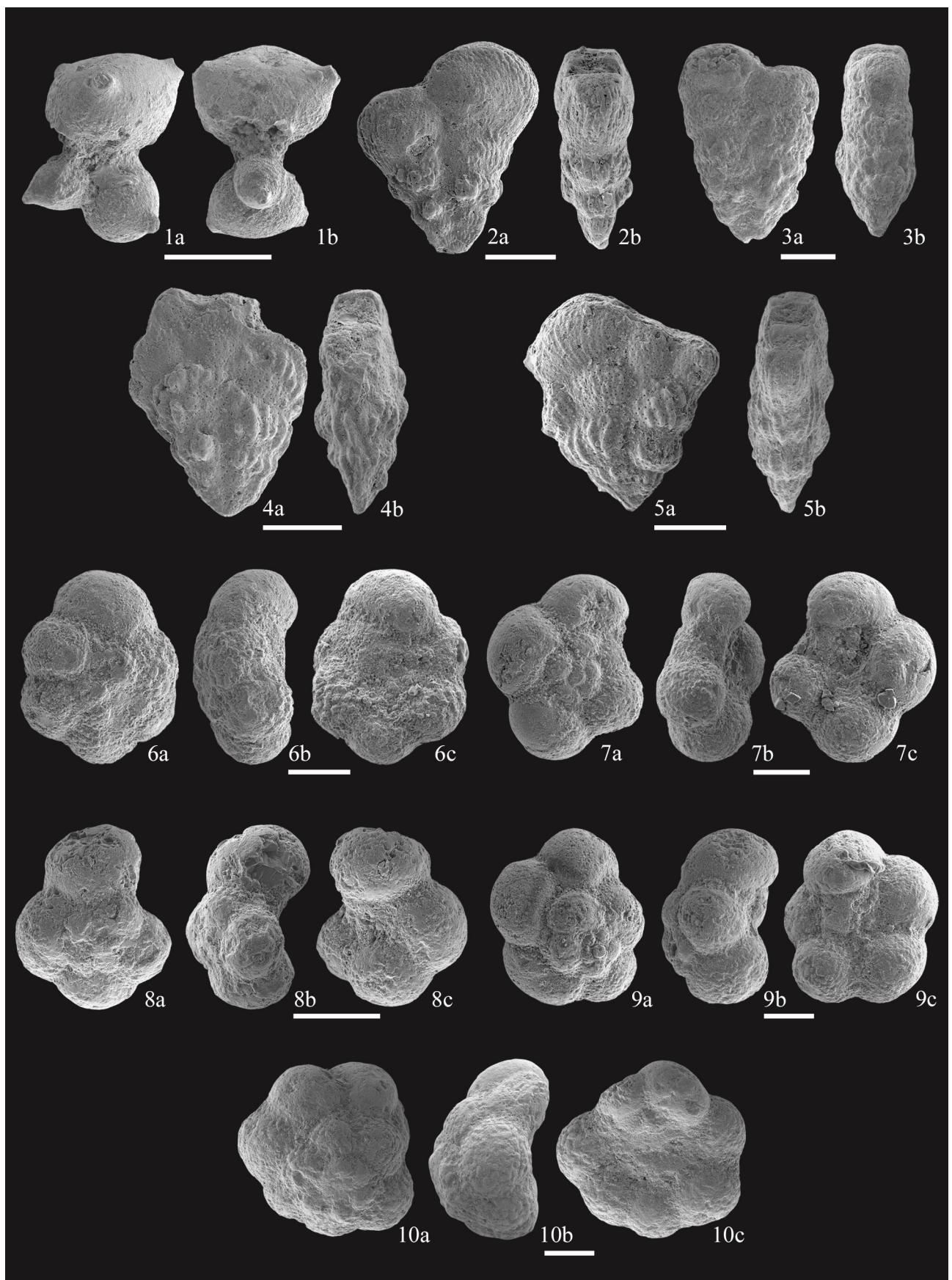


Lámina 10

1. *Schackoinea multispinata* (Cushman y Wickenden, 1930); muestra SHUQ 15,24
a) vista umbilical; b) vista apertural
2. *Sigalia carpatica* Salaj y Samuel, 1963; muestra AS07 1
a) vista frontal; b) vista lateral
3. *Sigalia deflaensis* (Sigal, 1952); muestra OZ-88
a) vista frontal; b) vista lateral
4. *Sigalia rugocostata* Nederbragt, 1991; muestra AS07 65
a) vista frontal; b) vista lateral
5. *Ventilabrella eggeri* Cushman, 1928; muestra AS07 16
a) vista frontal; b) vista lateral
6. *Whiteinella aprica* (Loeblich y Tappan, 1961); muestra OZ-11
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
7. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967; muestra OZ-3
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
8. *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, 1969; muestra OZ-69
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
9. *Whiteinella brittonensis* (Loeblich y Tappan, 1961); muestra OZ-32
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical
10. *Whiteinella paradubia* (Sigal, 1952); muestra OZ-101
a) vista espiral; b) vista lateral; c) vista umbilical

*La escala es equivalente a 100 micras

Lámina 10



4. Bioestratigrafía y Estratigrafía integrada

Uno de los principales objetivos de esta Tesis Doctoral es establecer las distribuciones bioestratigráficas de todas las especies de foraminíferos planctónicos para el Coniaciense superior, Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense, como paso previo a la propuesta de una biozonación precisa para las localidades estudiadas. Éstas presentan cierto solapamiento entre las edades, de manera que abarcan el estudio de la mayor parte de los últimos 21 millones del Cretácico. Se han seleccionado secciones de referencia internacional, continuas, y con un alto contenido en micro y macrofósiles, lo que permite la posibilidad de establecer la bioestratigrafía con diferentes grupos de fósiles, además, dos de ellas (Olazagutía y Zumaia) tienen importancia cronoestratigráfica reconocida. Todas estas características han permitido desarrollar una sólida bioestratigrafía mediante foraminíferos planctónicos y una comparación de ésta con distintas escalas estratigráficas mediante colaboraciones con diversos investigadores y teniendo en cuenta las recopilaciones internacionales más recientes, como la de Gradstein et al. (2012).

A continuación, la bioestratigrafía realizada por medio de foraminíferos planctónicos se desarrolla en el apartado 4.1. y la estratigrafía integrada con nanoplancton calcáreo, magnetoestratigrafía, e isótopos estables del carbono y del oxígeno se describen y discuten en el apartado 4.2.

4.1. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos sirven como excelentes fósiles-guía debido a su gran abundancia, rápida tasa de evolución y amplia extensión geográfica. Son frecuentemente utilizados en la industria del petróleo o en cualquier otra actividad que requiera del estudio geológico de materiales extraídos de sondeos, donde generalmente no es posible emplear macrofósiles con fines bioestratigráficos. En este trabajo se propone y se aplica una biozonación de 15 zonas basada en los datos de primer (DPR) o último registro (DUR) de las especies de foraminíferos planctónicos para el intervalo Coniaciense superior-Maastrichtiense final.

La propuesta utiliza bioeventos de todas las familias de foraminíferos planctónicos, combinando las escalas bioestratigráficas estándar basadas en representantes de la familia de los Globotruncanidae (Robaszynski et al., 1984; Caron, 1985; Robaszynski y Caron, 1995) con la escala basada en la familia Heterohelicidae de Nederbragt (1990), tal y como ya se ha hecho previamente (Li y Keller, 1998; Arz y Molina, 2002; Huber et al., 2008).

Se han utilizado biozonas ya definidas por otros autores, en algunos casos modificadas, y se han definido otras nuevas con el objetivo de incrementar la resolución y alcance paleogeográfico. Por ejemplo, las biozonas de Robaszynski y Caron (1995), para el intervalo de tiempo estudiado en esta Tesis Doctoral, tienen una duración promedio de 2,6 Ma, mientras que en el esquema aquí propuesto esta duración es de 1,4 Ma. Debido a razones probablemente paleobiogeográficas, ciertos marcadores clásicos están ausentes en algunas de las secciones (p. ej., los biomarcadores de bajas latitudes *G. gansseri* y *P. hantkeninoides* no se han encontrado en Zumaia ni en toda la cuenca Pirenaica [Arz y Molina, 2002]), siendo ésta otra de las razones por las que ha sido

necesario incluir nuevas biozonas. Mediante una revisión bibliográfica, se ha intentado que los biohorizontes-guía utilizados para establecer los límites de zona fueran los más isócronos posibles. Por esta razón, la biozonación definida en este trabajo se considera aplicable, al menos, para latitudes bajas o medias del Tetis y del Atlántico Norte. Además, cabe señalar que se ha optado por no establecer subzonas de menor rango con el objetivo de simplificar el esquema zonal.

En esta propuesta se ha seguido la nomenclatura clásica binomial, de acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional. La figura 4.1 muestra la biozonación establecida y su comparación con las escalas bioestratigráficas de foraminíferos planctónicos más frecuentemente utilizadas, que se enumeran y describen a continuación:

- La biozonación de Nederbragt (1990) se creó a partir de datos procedentes del Tetis y del suroeste del Atlántico, utilizando exclusivamente representantes de la familia de los heterohelícidos. Su importancia radica en que fue la primera escala bioestratigráfica basada únicamente en dicha familia, a la cual, generalmente se le había prestado poca atención, pese a su gran abundancia en el registro del Cretácico Superior. La autora menciona que esta escala se podría aplicar conjuntamente con la de globotruncánidos, para obtener más resolución o para aumentar su aplicabilidad en diferentes cuencas. En la figura 4.1. se indican con líneas discontinuas los límites de la Biozona de *P. elegans* porque Nederbragt (1990) correlaciona su base con la base de la Biozona de *G. havanensis* y su techo (establecido mediante el DPR de *P. excolata*) hacia la mitad de dicha biozona, y estos datos no coinciden con las distribuciones encontradas en esta Tesis Doctoral. En esta misma figura el techo de la Biozona de *S. decoratissima*, que se corresponde con el DUR de la especie homónima, se muestra en trazo discontinuo en la misma figura porque está ausente en las localidades analizadas.

- La biozonación de Premoli Silva y Sliter (1995) fue aplicada en el corte de Bottaccione (Gubbio, Italia) a partir del estudio de láminas delgadas. Esta sección de referencia internacional cuenta con datos paleomagnéticos, por lo que ha servido para calibrar las biozonas con la escala magnetoestratigráfica. La línea inclinada en la Biozona de *C. contusa-R. fructicosa* en la figura 4.1 indica el intervalo temporal en el que se registran ambos bioeventos en los materiales estudiados en esta Tesis Doctoral ya que no coinciden en el mismo biohorizonte, como sí se produce en Bottaccione. La Biozona de *G. ventricosa* se indica con trazo discontinuo porque en las localidades estudiadas su DPR se produce en una posición estratigráfica más alta.

- La biozonación de Robaszynski y Caron (1995) fue elaborada a partir de datos del Mediterráneo, aunque también es aplicable, según los mismos autores, al menos en el Caribe, América del Norte y del Sur, Asia, Australia y en los sondeos oceánicos. Este esquema bioestratigráfico es el resultado de una revisión de las biozonas de globotruncánidos propuestas previamente por el Grupo de Trabajo Europeo de Foraminíferos Planctónicos (Robaszynksi et al.; 1979; Robaszynski et al., 1984), además calibran esta biozonación con la escala magnética obtenida en Bottaccione por Premoli Silva y Sliter (1995) y con la escala de heterohelícidos establecida por Nederbragt (1990). El límite inferior de la Biozona de *G. ventricosa* se indica en la figura

4.1 discontinuamente porque en mis materiales su DPR se produce en una posición estratigráfica más alta.

- La biozonación de Li y Keller (1998) está basada en sedimentos procedentes de paleolatitudes intermedias del Atlántico Sur (Walvis Ridge, DSDP 525A y Río Grande Rise, DSDP 21). Este esquema zonal alcanza mayor resolución estratigráfica que las biozonaciones creadas hasta esa fecha, al integrar datos procedentes de todas las familias de foraminíferos planctónicos. En la figura 4.1 se indica en línea discontinua la base de la Biozona de *P. palpebra* porque viene establecida mediante el DUR de *G. gansseri*, y este bioevento no se ha podido precisar en esta Tesis Doctoral. Asimismo, la base de la Biozona de *G. gansseri* está en línea discontinua porque aparece en una posición más alta de la registrada comúnmente: estos autores registran su DPR en la magnetozona C31r, mientras que Robaszynski y Caron (1995) la sitúan en la C32n2, en una posición estratigráfica similar a la identificada en nuestros materiales. El techo de la Biozona de *G. gansseri* de Li y Keller (1998) también se ilustra en línea discontinua porque viene marcado por el DUR de *G. linneiana*, bioevento que en las localidades analizadas tiene lugar bastante más tarde, posteriormente al DPR de *R. fructicosa*.

- La biozonación de Robaszynksi et al. (2000) se aplicó en la región de Kalaat Senan (Túnez) y ha sido integrada con datos de ammonites, inocerámidos y nanofósiles calcáreos. Es una biozonación que va acompañada de una subbiozonación, ambas establecidas con datos de foraminíferos trocoespiralados, salvo la Subbiozona de *S. rugocostata* en la que su techo se establece mediante el DUR de la especie homónima. Las líneas discontinuas que limitan las biozonas de *P. reicheli* (=*P. hantkeninoides* de otros autores) y de *Archaeoglobigerina kefiana* (fig. 4.1) indican la ausencia de ambas especies en las localidades aquí estudiadas. La base de la Biozona de *G. ventricosa* se señala con trazo discontinuo porque su DPR se produce en una posición estratigráfica más alta, según los datos obtenidos en esta Tesis Doctoral.

- La biozonación de Arz y Molina (2002) es una subbiozonación del esquema bioestratigráfico de Caron (1985) aplicable en los Pirineos, las Cordilleras Béticas y en el Atlas Tunecino. En esta subbiozonación se han integrado datos de todas las familias de foraminíferos planctónicos y la resolución de las subbiozonas es muy alta. La línea discontinua en el límite inferior de la Biozona de *P. hantkeninoides* (fig. 4.1.) indica que ésta no es aplicable en las localidades estudiadas en esta Tesis Doctoral debido a la ausencia de este taxón; la base de la Subbiozona de *C. plicata* establecida mediante el DPR de la especie homónima y la de *G. gansseri* no se puede identificar en los materiales aquí estudiados ya que estos dos biohorizontes no son isócronos; las bases de las Subbiozonas de *R. rotundata* y *R. hexacamerata* aparecen en orden invertido en los materiales analizados en esta Tesis Doctoral; y la base de la Biozona de *G. acuta* no se puede establecer en las secciones estudiadas ya que este taxón no se registra en materiales de esa antigüedad.

- La biozonación de Huber et al. (2008) se basa en sondeos de Blake Nose (Atlántico Norte). El esquema zonal se basa en la biozonación propuesta por Robaszynski y Caron (1995) con algunos cambios. Los autores consideran que las biozonas de *G. gansseri* y *G. aegyptiaca* no son útiles por que su presencia es muy rara y proponen la Biozona de *P. palpebra* como alternativa. Su propuesta está integrada con datos de foraminíferos planctónicos, nanofósiles calcáreos y paleomagnetismo.

- La biozonación de Petrizzo et al. (2011) se obtuvo a partir de sedimentos procedentes de Tanzania, Exmouth Plateau (oeste del Océano Índico), Bottaccione, Caribe, Shatsky Rise (en el Océano Pacífico). Difiere de la biozonaciones clásicas de Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski y Caron (1995) en que se sustituye la Biozona de *G. ventricosa* por la Biozona de *C. plummerae*, ya que la primera de ellas no se considera útil por problemas taxonómicos y de diacronismo.

Las figuras 4.2.a-b incluyen una síntesis de las distribuciones estratigráficas de las especies de foraminíferos planctónicos encontradas. Las líneas discontinuas indican intervalos estratigráficos en los que la presencia de la especie o bien no se registra, o bien es dudosa (debido a una escasa abundancia del taxón o a la falta de materiales de esa edad), sin embargo su registro sí ha sido documentado por otros autores en otras localidades.

En las figuras 4.3-4.6 se representan los datos bioestratigráficos en cada una de las secciones estudiadas y las biozonas identificadas en ellas. Las figuras “a” muestran la distribución estratigráfica de las especies, la línea más gruesa indica que se ha reconocido la presencia de la especie, la línea más fina señala que no ha sido así directamente pero que se infiere por que son ausencias puntuales entre muestras que sí la registran. Las figuras “b” ilustran una recapitulación de los principales bioeventos registrados en cada localidad, junto con la biozonación propuesta y esquemas bioestratigráficos establecidos por otros autores en las mismas localidades.

A continuación se procede a describir de base a techo las biozonas propuestas para los últimos 21 millones de años del Cretácico. A las biozonas se les asigna una edad mediante la división en partes (alta, intermedia y baja) de las subdivisiones informales de los pisos (inferior-medio-superior) propuestas por Ogg y Hinnov (2012).

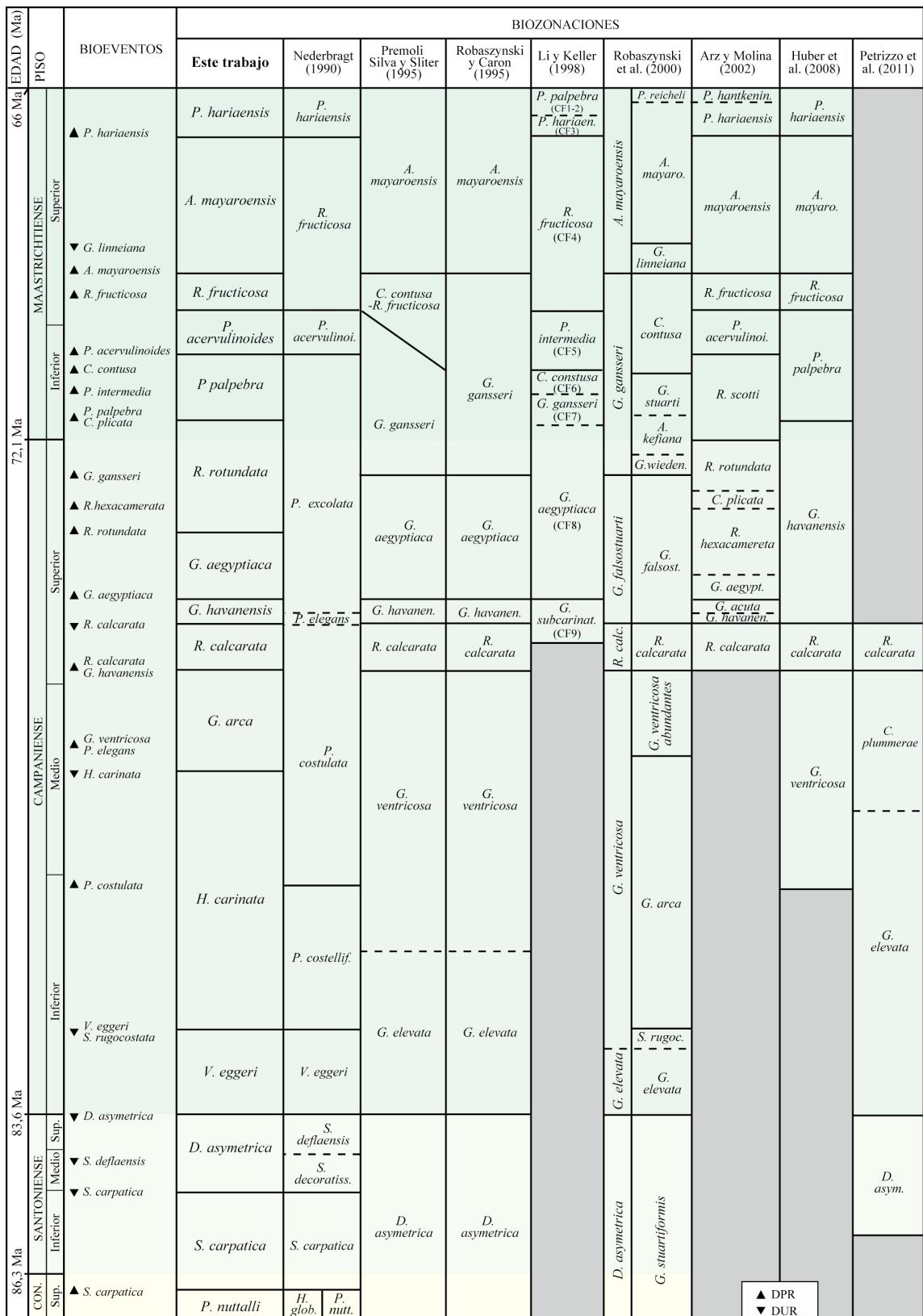


Figura 4.1. Principales bioeventos identificados y Zonación de foraminíferos planctónicos propuesta para los últimos 21 millones de años del Cretácico, comparada con las biozonaciones más frecuentemente utilizadas. CIE: Comisión Internacional de Estratigrafía, *P. acervulinoi*. = *P. acervulinoides*, *P. costellif.* = *P. costellifera*, *S. decoratiss.* = *S. decoratissima*, *H. glob.* = *H. globulosa*, *P. nutt.* = *P. nuttallii*, *G. havanen.* = *G. havanensis*, *P. hariaen.* = *P. hariaensis*, *G. submarinat.* = *G. subcarinatus*, *R. calc.* = *R. calcarata*, *G. wieden.* = *G. wiedenmayeri*, *G. falsost.* = *G. falsostuarti*, *S. rugoc.* = *S. rugocostata*, *P. hantkenin.* = *P. hantkeninoides*, *G. aegypt.* = *G. aegyptiaca*, *A. mayaro.* = *A. mayaroensis*, *D. asym.* = *D. asymmetrica*.

Biozona de *Pseudotextularia nuttalli*

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre el DPR de la especie homónima hasta el DPR de *S. carpatica*.

Edad: Hasta el Coniaciense superior.

Autor: Nederbragt (1990), modificada por Robaszynski y Caron (1995).

Discusión: Esta biozona fue definida por Nederbragt (1990) con rango de subbiozona, dentro de su Zona de *H. globulosa* (fig. 4.1). Posteriormente, Robaszynski y Caron (1995) la elevan a rango de biozona, en la calibración que realizan entre la biozonación de globotruncánidos y la escala de heterohelícidos propuesta por Nederbragt (1990). No obstante, Lamolda et al. (2007) le asignaron de nuevo rango de subbiozona dentro de la Zona de *D. asymmetrica*. En la biozonación establecida en este trabajo, se considera con rango de biozona, ya que permite simplificar el esquema zonal.

Según Nederbragt (1991), la primera aparición de *P. nuttalli* se produce en torno al límite Turoniense/Coniaciense. Gradstein et al. (2012) consideraron su DPR como posible marcador de dicho límite, haciendo mención a su interés biocronoestratigráfico.

En este trabajo, se ha estudiado la parte superior de esta biozona en la sección de Olazagutía; en la cual no se registra ningún bioevento de foraminíferos planctónicos.

En la figura general 4.2. se ilustran en trazo discontinuo varias especies desde la base del intervalo estudiado. Se trata de taxones que están ausentes en Olazagutía, aunque sí han sido identificados en materiales de esta edad en otras localidades. Estas especies son: *A. blowi* (cuyo DPR ha sido situado por Robaszynski et al. [1984], aunque con cierto nivel de incertidumbre, en la Biozona de *D. concavata*), *A. bosquensis* (Caron [1985] identifica este biohorizonte en la Biozona de *D. concavata*), *H. sphenoides* (según Nederbragt [1991] su DPR se produce a la vez que el de *D. asymmetrica*) y *S. multispinata* (Caron [1985] sitúa su DPR en el Cenomaniense).

Biozona de *Sigalia carpatica*

Definición: Biozona de extensión total, desde el DPR hasta el DUR de la especie homónima.

Autor: Salaj y Samuel (1966).

Edad: Coniaciense superior-Santoniente inferior.

Discusión: Esta biozona fue utilizada con el mismo significado por Nederbragt (1990) (aunque nombró a esta especie como *Sigalia decoratissima carpatica*), por Robaszynski y Caron (1995), y por Lamolda et al. (2007) como una subbiozona de la Biozona de *D. asymmetrica*. Según Nederbragt (1991), el DPR de *S. carpatica* coincide con el DPR de *D. asymmetrica* y su último registro se produce en la parte media-superior de la Biozona de extensión total de *D. asymmetrica*. Según Robaszynski et al. (2000) y Georgescu (2010), su DPR se registra por encima del DPR de *D. asymmetrica* y su último registro por debajo del DUR de *D. asymmetrica*. La distribución estratigráfica identificada en este trabajo es consistente con la de estos últimos autores, ya que su DPR se ha identificado por encima del DPR de *D. asymmetrica* en Olazagutía (sin poder

precisar exactamente dónde, ya que éste último evento es anterior a la base de la sección) y su DUR se registra 16 m por debajo del DUR de *D. asymetrica* en Oued Assila. Sin embargo, este taxón parece tener ciertas limitaciones paleobiogeográficas, ya que sólo se ha identificado en el Tetis y en el Océano Atlántico (Georgescu, 2010).

La parte inferior de esta biozona está presente en Olazagutía y su parte superior en Oued Assila, por lo que su parte media no ha sido estudiada en esta Tesis Doctoral. En Olazagutía se han identificado los DPRs de *C. bulbosa*, *G. bulloides*, *G. mariei*, *G. alvarezi*, *H. planata* y *C. pilula*. Otros DPRs registrados son los de *G. volutus* y *G. multispina*, si bien estos datos no son demasiado fiables debido al escaso registro que tienen a lo largo de la sección. También se producen los DURs de *D. primitiva*, *H. simplex* (en este caso parece tratarse de una desaparición local ya que en Oued Assila su extinción se produce con posterioridad, concretamente en la biozona de *V. eggeri*), *M. scheenegansi*, *W. archaeocretacea* y *W. paradubia*. En Oued Assila se ha identificado el DUR de *M. renzi* en la parte superior de la biozona.

Se ha asumido que las especies no registradas en Olazagutía pero que se presentan desde la base de la sección de Oued Assila tienen su DPR dentro de esta biozona y así se ilustra en la figura general 4.2. Estos supuestos vienen justificados por posiciones razonablemente compatibles o equivalentes en la literatura y que se indican entre paréntesis después de cada bioevento. Estos DPRs son los de *G. orientalis*, *G. elevata* y *G. stuartiformis* (Robaszynski et al., 2000); *H. atlantica* (Georgescu, 2006); *H. carinata* (Nederbragt, 1991; Georgescu y Abramovich, 2008); *L. turgida*, *S. rugocostata* y *V. eggeri* (Nederbragt, 1991). También se ha asumido que las especies que se registran hasta el techo de Olazagutía y no están presentes en Oued Assila presentan sus DURs en esta biozona, las citas que avalan estos supuestos se señalan mediante paréntesis, estos son los DURs de *W. aprica* (Robaszynski et al., 2000) y *W. baltica* (Robaszynski et al., 2000). Además se han situado también, dentro de esta biozona, otros bioeventos en la figura general 4.2, algo dudosos ya que no presentan demasiado consenso con la literatura o son especies poco citadas, estos son los DURs de *G. alvarezi*, *G. bentonensis*, *G. prairiehillensis*, *H. papula*, *H. planispira* y *W. brittonensis*.

Biozona de *Dicarinella asymetrica*

Definición: Biozona de intervalo desde el DUR de *S. carpatica* hasta el DUR de la especie homónima.

Autor: Postuma (1971), modificada en este trabajo.

Edad: Santoniense medio-final del Santoniense.

Discusión: Postuma (1971) definió esta zona como Biozona de Rango Parcial de *Globotruncana carinata*, para caracterizar el intervalo estratigráfico comprendido entre el DUR de *D. concavata* y los DPRs de *G. elevata* y *G. stuartiformis*. No obstante, se utiliza más frecuentemente como la biozona de extensión total de la especie homónima (Robaszynsky et al., 1984; Caron, 1985; Premoli Silva y Sliter, 1995; Robaszynksi y Caron, 1995; Robaszynski et al., 2000; Sari, 2006; Lamolda et al., 2007; Wendler et al., 2011). En este trabajo, se ha cambiado su sentido, situando la base de esta biozona coincidiendo con el DUR de *S. carpatica*, ya que permite aumentar la

resolución de la biozonación, y se ha mantenido el DUR de *D. asymetrica* para situar el techo de la biozona, ya que este biohorizonte se registra próximo al límite Santoniense/Campaniense (Wendler et al., 2011; Gradstein et al., 2012).

Esta biozona está presente en Oued Assila, donde se han registrado los siguientes biohorizontes: DPRs de *G. aff. subcircumnodiffer*, *H. navarroensis*, *C. morozovae* y *C. plummereae*; y DURs de *S. deflaensis*, *M. pseudolinneiana*, *M. sinuosa*, *D. concavata*, *M. tarfayaensis* y *M. paraconcavata*.

Biozona de *Ventilabrella eggeri*

Definición: Biozona de intervalo desde el DUR de *D. asymetrica* hasta el DUR de *V. eggeri*.

Autor: Definida por Nederbragt (1990) y modificada en este estudio.

Edad: Base del Campaniense-parte baja del Campaniense inferior.

Discusión: Nederbragt (1990) definió esta biozona para el intervalo comprendido entre el DUR de *S. deflaensis* y el DUR de *V. eggeri*. Robaszynski y Caron (1995) emplearon esta biozona con el mismo sentido. En este trabajo se utiliza el mismo criterio para definir el techo pero como base se utiliza el DUR de *D. asymetrica*, debido a la importancia bioestratigráfica que presenta este biohorizonte-guía para situar el límite Santoniense/Campaniense. Otros autores (Premoli Silva y Sliter, 1995, en Bottaccione; Robaszynski et al., 2000, en Túnez; Georgescu, 2006, en New Jersey) sitúan el DUR de *V. eggeri* en una posición equivalente a la identificada en esta Tesis Doctoral.

Se ha optado por utilizar la Biozona de *V. eggeri*, en sustitución a la Biozona clásica de *G. elevata* (fig. 4.1) creada por Postuma (1971), para caracterizar el intervalo temporal comprendido entre el DUR de *D. asymetrica* y el DPR de *G. ventricosa*. Esto es debido a las dificultades que presenta la identificación del techo de esta biozona clásica (que se corresponde con la base de la Biozona estándar *G. ventricosa*). Estos problemas, ya señalados en el capítulo 3 de esta Tesis Doctoral, se deben a discrepancias taxonómicas que provocan que el DPR de *G. ventricosa sensu stricto* tenga lugar en una posición estratigráfica más alta en Bottaccione a la registrada anteriormente por Premoli Silva y Sliter (1995), según una revisión de este corte por parte de Petrizzo et al. (2011). Dicha revisión fue llevada a cabo mediante el estudio de láminas delgadas y de muestras lavadas para confirmar la posición de este biohorizonte. Asimismo, Petrizzo et al. (2011) afirman que el DUR de *G. ventricosa* es aparentemente diacrónico (en latitudes medias-altas del Hemisferio Sur se registra en el Santoniense) y señalan que este taxón es extremadamente raro en el intervalo inferior de su distribución estratigráfica. Los datos obtenidos en esta Tesis Doctoral parecen confirmar las observaciones señaladas por Petrizzo et al. (2011), ya que existen dificultades para identificar el DPR de *G. ventricosa* en Oued Assila debido a que es muy rara en el intervalo estratigráfico estudiado. En este sentido, Robaszynski et al. (2000) ya pusieron de manifiesto este hecho, por lo que dividieron la Biozona de *G. ventricosa* en dos subbiozonas, la primera caracterizada por la poca abundancia de esta especie y la segunda por contener esta especie de forma frecuente. En este trabajo, se han encontrado las mismas dificultades en el sondeo de Shuqualak, donde Puckett (2005) ya señaló que esta especie

es extremadamente rara y que establecer la base de la biozona presenta ciertas dificultades.

Esta biozona ha sido reconocida en Oued Assila, donde se registran los siguientes biohorizontes: DPRs de *R. subspinosa*, *H. punctulata*, *G. atlantica*, *C. patelliformis* y *R. rugosa*; y DURs de *M. coronata*, *H. sphenoides*, *M. undulata*, *M. marginata*, *H. simplex*, *H. delrioensis*, *C. pilula*, *C. bulbosa* y *S. rugocostata*.

Biozona de *Heterohelix carinata*

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre el DUR de *V. eggeri* y el DUR de *H. carinata*.

Autor: Biozona definida en este estudio.

Edad: Parte alta del Campaniense inferior-parte baja del Campaniense medio.

Discusión: Se ha considerado oportuno proponer esta nueva biozona debido a que el DUR de *H. carinata* parece tener un alto interés biocronoestratigráfico, tal como ya señalaron Petrizzo et al. (2011); y en sustitución a la Biozona de *G. ventricosa*, debido a las dificultades que presenta la identificación de la base de esta biozona clásica (ver discusión de la Biozona de *V. eggeri*). Estos autores sugirieron que el DUR de *H. carinata* es un biohorizonte potencialmente útil para las correlaciones globales porque se produce en edades equivalentes en Shatsky Rise (Océano Pacífico), Bottaccione y Tanzania. Además, Nederbragt (1991) también situó este biohorizonte en una posición parecida, pero Georgescu y Abramovich (2008) por medio del estudio de materiales del Caribe y del Océano Atlántico, le adjudicaron una edad más moderna, coincidiendo con el techo de la Biozona de *R. calcarata*. Para caracterizar un intervalo similar, Petrizzo et al. (2011) propusieron la Biozona de *C. plummerae* (intervalo estratigráfico entre el DPR de la especie homónima y el DPR de *R. calcarata*) en sustitución a la de *G. ventricosa*. Sin embargo, en este trabajo se sugiere que el DUR de *H. carinata* parece más fiable que el DPR de *C. plummerae*, ya que en Oued Assila este último biohorizonte se sitúa por debajo del DUR de *D. asymmetrica*, en una posición más baja a la sugerida por Petrizzo et al. (2011). La presencia de *C. plummerae* en el Santoniense también ha sido identificada por Arz (1996) en el corte de Alamedilla (Béticas) y por Georgescu (2006) en New Jersey. Además Robaszynski et al. (2000) la encuentran al menos desde la base del Campaniense en Túnez.

Esta biozona está presente en el corte de Oued Assila, y también en el sondeo de Shuqualak, aunque solamente en su parte superior. Los biohorizontes identificados en su interior son: DPR de *G. dammula* en Shuqualak, DPRs de *G. insignis* y *P. costulata* tanto en Shuqualak como en Oued Assila; y DURs de *H. flandrini* y *L. turgida* en Oued Assila. Además en Shuqualak se registran puntualmente dentro de esta biozona *C. patelliformis* y *S. multispinata*, aunque es evidente que estas presencias no reflejan ni sus DPRs ni sus DURs, y que la escasez de estas especies se debe a cuestiones paleoambientales o paleogeográficas que afectan a esta localidad en concreto.

Biozona de *Globotruncana arca*

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre el DUR de *H. carinata* y el DPR de *R. calcarata*.

Autor: Biozona de intervalo definida en este trabajo.

Edad: Parte alta del Campaniense medio-parte baja del Campaniense superior.

Discusión: Esta biozona ha sido utilizada con significados diferentes; Robaszynski et al. (2000) la consideró como el intervalo comprendido entre el DUR de *S. rugocostata* y el horizonte en el que comienza a ser abundante *G. ventricosa*. Georgescu (2006) situó sus límites entre el DPR de la especie homónima y el DPR de *Globotruncana obliqua*. En esta Tesis Doctoral se ha considerado oportuno incluir la Biozona de *G. arca*, junto con la de *V. eggeri* y *H. carinata*, debido a las dificultades que presenta la identificación de la base de la Biozona de *G. ventricosa* de Petrizzo et al. (2011) (ver discusión de la Biozona de *V. eggeri*).

Esta biozona está presente en el sondeo de Shuqualak y en la parte superior del corte de Oued Assila. Los biohorizontes que se registran dentro de esta zona son: DPRs de *G. ventricosa* y de *G. yaucoensis* en Shuqualak y de *G. ventricosa* y *P. elegans* en Oued Assila (en Shuqualak este último evento se ha identificado dentro de la Biozona de *R. rotundata*); y los DURs de *G. atlantica* en Oued Assila y de *G. elevata* y *G. ultramicra* en Shuqualak. También *G. ventricosa* tiene su último registro en Shuqualak dentro de esta biozona, sin embargo se trata de una desaparición local ya que esta especie está presente en Zumaia hasta la Biozona de *A. mayaroensis*.

También se sitúa en esta biozona el DPR de *L. glabrans* en la figura de distribuciones generales 4.2 (de acuerdo con Nederbragt [1991]), aunque esta especie no se registra en Shuqualak en materiales de esta edad, seguramente debido a que este taxón es habitante de aguas profundas (Abramovich et al., 2003) por lo que la baja paleobatimetría que tenía esta localidad podría condicionar su presencia.

Biozona de *Rugotruncana calcarata*

Definición: Biozona de extensión total que abarca desde el DPR hasta el DUR de la especie homónima.

Autor: Herm (1962).

Edad: Parte baja del Campaniense superior.

Discusión: Es una biozona muy utilizada en latitudes bajas y medias (Caron, 1985; Premoli Silva y Sliter, 1995; Robaszynski y Caron, 1995; Puckett y Mancini, 1998; Arz y Molina, 2002; Pucket, 2005; Huber et al., 2008; Wendler et al., 2011; Bey et al., 2012). Wagreich et al. (2012) han propuesto una duración de la biozona de 806 ka, basándose en un análisis cicloestratigráfico en los Alpes austriacos. No obstante, Voigt et al. (2012) han señalado que la duración de esta zona debe ser mayor a 1 Ma, de acuerdo a la isótopo-estratigrafía del carbono. Según estos últimos autores, existe cierta discrepancia en la correlación de las curvas isotópicas y la posición de esta biozona en las diferentes secciones que achacan a la existencia de cierta diacronía o bien

a la incompleta identificación del rango total de la biozona.

Esta biozona se registra en el sondeo de Shuqualak, donde tiene lugar el DPR de *G. havanensis* y de *L. dentata*. Además en la figura 4.2 se incluyen los DPRs de *P. riograndensis* y *P. manuelensis*, ausentes en Shuqualak en materiales de esta edad. La posición de estos DPRs en esta biozona vienen justificadas por Nederbragt (1991) en el caso de *P. riograndensis* y por Martin (1972) en el de *P. manuelensis*.

Biozona de *Globotruncanella havanensis*

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre el DUR de *R. calcarata* y el DPR de *G. aegyptiaca*.

Autor: Caron (1978).

Edad: Parte baja del Campaniense superior.

Discusión: Esta biozona ha sido frecuentemente utilizada (p. ej. Caron, 1985; Premoli Silva y Sliter, 1995; Robaszynski y Caron, 1995), correspondiéndose con la parte inferior de la Biozona de *G. falsostuarti* propuesta por Robaszynski et al. (1984). En ocasiones la Biozona de *G. havanensis* ha sido empleada con diferentes significados, y aunque la base suele definirse con el mismo criterio que el empleado por Caron (1978) (el DUR de *R. calcarata*), se han escogido diferentes biohorizontes para situar el techo. Así, Arz y Molina (2002) establecen el techo de esta biozona mediante el DPR de *G. acuta* con objeto de aumentar la resolución del esquema bioestratigráfico, ya que estos autores identifican el DPR de dicha especie antes que el de *G. aegyptiaca*; y Huber et al. (2008) establecen como techo el DPR de *P. palpebra*, debido a la escasez que presenta *G. aegyptiaca* en Blake Nose. También Huber (1990) definió la Biozona de *G. havanensis* con otro significado para el dominio austral, este autor establece los límites de dicha biozona entre el DUR de *Globigerinelloides impensus* y el DPR de *A. mayaroensis*.

La Biozona de *G. havanensis* se ha identificado en el sondeo de Shuqualak. En el corto intervalo estratigráfico que comprende esta biozona no se registra ningún otro bioevento. Sin embargo en el cuadro de distribución general (fig. 4.2) sitúo el DPR de *P. excolata* de acuerdo con la distribución estratigráfica propuesta por Nederbragt (1991), aunque este taxón no está presente en Shuqualak.

Biozona de *Globotruncana aegyptiaca*

Definición: Biozona de intervalo que abarca desde el DPR de la especie homónima hasta el DPR de *R. rotundata*.

Autor: Caron (1985), modificada en este trabajo.

Edad: Parte intermedia del Campaniense superior.

Discusión: Caron (1985) definió esta biozona desde el DPR de la especie homónima hasta el DPR de *G. gansseri*. En esta Tesis Doctoral se ha establecido su techo coincidiendo con el DPR de *R. rotundata*, ya que *G. gansseri* no se ha identificado en Zumaia, y en Shuqualak no es demasiado frecuente. La escasez de *G. gansseri* y la necesidad de crear biozonas alternativas ya fue señalada por Huber et al. (2008), quienes también afirman que la presencia de *G. aegyptiaca* es esporádica en Blake Nose. Esta biozona ha sido utilizada anteriormente por otros autores en una posición equivalente (Caron, 1985; Premoli Silva y Sliter, 1995; Robaszynski y Caron, 1995; Mancini et al., 1996; Li y Keller, 1998; Gradstein et al., 2012). Sin embargo, Robaszynski et al. (2000) en Túnez, así como Chacón y Martín-Chivelet (2005) en Caravaca (Murcia), identificaron el DPR de *G. aegyptiaca* ligeramente por debajo de la Biozona de *R. calcarata*; Wendler et al. (2011) lo identificaron dentro de la Biozona de *R. calcarata* en Guru (Tibet, China); y Jung et al. (2012) la han situado en coincidencia con el DPR de *G. gansseri* en Shatsky Rise (Océano Pacífico). Estas diferencias en la distribución bioestratigráfica pueden deberse a una diacronía o quizás a un problema taxonómico por no diferenciar este taxón del que, en este trabajo, se denomina *G. aff. subcircumnodiffer* (ver discusión de la especie *G. aegyptiaca* en el capítulo 3).

Esta biozona se ha identificado en el sondeo de Shuqualak y dentro de ella se registran los DPRs de *G. blowi*, *H. labellosa*, *G. petaloidea*, *G. angulata* y *G. wiedenmayeri*.

Además en Shuqualak se encuentra *R. subspinosa* en una sola muestra de esta biozona, esta posición estratigráfica de su DUR es la más alta a la que se registra esta especie en esta Tesis Doctoral, sin embargo, debido a que su escasez hace que este dato no sea del todo fiable, prolongamos su registro hasta la parte media de la Biozona de *R. rotundata* en el cuadro de distribuciones general (fig. 4.2.), edad equivalente a la que proponen Robaszynski et al. (1984). También se registra en Shuqualak el DUR de *C. morozovae*, correspondiéndose con una extinción local.

Asimismo se incluyen en la figura 4.2 los DPRs de *G. falsostuarti*, y de *G. stuarti* dentro de esta biozona, de acuerdo con Robaszynski et al. (1984).

Biozona de *Rugoglobigerina rotundata*

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre el DPR de la especie homónima hasta el DPR de *P. palpebra*.

Autor: Modificada de Arz y Molina (2001).

Edad: Parte alta del Campaniense superior-parte baja del Maastrichtiense inferior.

Discusión: El techo de esta biozona fue originalmente situado mediante el DPR de *R. scotti* (Arz y Molina, 2001); en esta Tesis Doctoral, se ha situado coincidiendo con el DPR de *P. palpebra*, debido a que *R. scotti* se registra en una posición demasiado alta en Zumaia. Robaszynski et al. (1984) identificaron el DPR de esta especie próxima al DPR de *G. gansseri*, por lo que se ha considerado que el DPR de *R. rotundata* tiene un gran interés bioestratigráfico en aquellas

localidades en que *G. gansseri* está ausente o es poco abundante. Si bien su relación con *G. gansseri* no acaba de ser clara, así Arz y Molina (2002) y la web de Chronos sitúan el DPR de *R. rotundata* posteriormente al de *G. gansseri*, mientras que Georgescu (2005) y este estudio identifican estos biohorizontes en orden inverso.

La parte superior de esta biozona se registra parcialmente en Zumaia y la parte inferior en Shuqualak, aunque su techo está truncado por un hiato estratigráfico que afecta a los materiales del Campaniense superior-Maastrichtiense inferior. Dentro de esta biozona se registran los DPRs de *C. walfischensis* y *G. rosetta* en Zumaia. En Shuqualak los DPRs de *R. macrocephala*, *G. subcarinatus*, *R. hexacamerata*, *R. pennyi*, *G. minuta*, *R. milamensis*, *P. elegans* (este último biohorizonte se registra en Oued Assila dentro de la Biozona de *G. arca*, y así aparece indicado en el cuadro general 4.2.b, ya que seguramente es más fiable que el dato de Shuqualak) y *G. gansseri*. También se identifica el DUR de *A. bosquensis* en dicho sondeo.

La existencia del hiato que afecta a la parte superior de esta biozona en Shuqualak impide conocer con seguridad los DPRs y DURs de algunas de las especies, señalados con trazo discontinuo en la figura 4.2.b.

Biozona de *Pseudoguembelina palpebra*

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre el DPR de la especie homónima y el DPR de *P. acervulinoides*.

Autor: Modificado de Huber et al. (2008).

Edad: Parte baja del Maastrichtiense inferior-parte alta del Maastrichtiense inferior.

Discusión: Huber et al. (2008) utilizaron este mismo nombre para caracterizar una biozona establecida entre el DPR de *P. palpebra* y el DPR de *R. fructicosa*; dicha biozona ha sido adoptada en trabajos recientes (p. ej. Ashkenazi-Polivoda et al., 2011; Ogg y Hinnov, 2012). En esta Tesis Doctoral, se ha utilizado el mismo criterio para situar la base de la zona, pero para el techo se ha empleado el DPR de *P. acervulinoides*, aumentando de este modo la resolución de la escala bioestratigráfica, al igual que Pérez-Rodríguez et al. (2012). Además, Li y Keller (1998) definieron previamente una biozona con la misma denominación aunque con un significado completamente diferente, ya que la establecieron como el intervalo comprendido entre los DURs de *G. gansseri* y *P. palpebra*.

El DPR de *P. palpebra* parece exhibir algo de diacronía, ya que se encuentra dentro de la magnetozona la C31r en el sondeo 525A (Li y Keller, 1998) y en Zumaia, pero en Blake Nose parece situarse en la C32n2n (Huber et al., 2008) y en el Océano Índico en C30n (Thibault et al., 2012a). Debido a esta diacronía, este biohorizonte no parece el más adecuado para establecer una biozona, pero ha resultado difícil encontrar otro más apropiado ya que la sección de Shuqualak no es adecuada para estudiar este intervalo estratigráfico crítico, debido a la laguna estratigráfica que presenta en torno a los materiales de esta edad y en Zumaia los foraminíferos planctónicos de la base del intervalo muestreado están bastante mal preservados. Por estas razones, se ha decidido adoptar provisionalmente esta biozona a expensas de que estudios futuros confirmen

o desechen la validez del DPR de *P. palpebra*.

Esta biozona ha sido identificada únicamente en Zumaia, donde se registran los DPRs de *C. plicata*, *G. cuvillieri*, *P. multicamerata*, *R. cf. scotti*, *G. dupeublei*, *G. fareedi*, *P. carseyae*, *P. intermedia*, *G. acuta*, *C. contusa*, *G. conica* y de *R. powelli*.

Biozona de *Planoglobulina acervulinoides*

Definición: Biozona de intervalo que abarca desde el DPR de la especie homónima hasta el DPR de *R. fructicosa*.

Autor: Nederbragt (1990).

Edad: Parte alta del Maastrichtiense inferior-parte baja del Maastrichtiense superior.

Discusión: Esta biozona ha sido utilizada previamente por Nederbragt (1991), por Robaszynski y Caron (1995) en su zonación con heterohelícidos, y por Arz y Molina (2002). Huber et al. (2008) en Blake Nose, Robaszynski et al. (2000) y Nederbragt (1991) le asignaron una posición estratigráfica equivalente en torno al Maastrichtiense inferior; sin embargo, Premoli Silva y Sliter (1995) situaron el DPR de *P. acervulinoides* en una posición bioestratigráfica más baja en la sección italiana de Bottaccione, coincidente con el DPR de *G. gansseri* en la magnetozona C32n2n. Otros autores como Robaszynski y Caron (1995) y Gradstein et al. (2012) lo han situado en una misma posición similar, en la parte alta del Campaniense. Esta discrepancia puede deberse a un problema taxonómico, debido a que quizás Premoli Silva y Sliter (1995) no diferencien *P. acervulinoides* de *P. riograndensis*. Esta última especie es más antigua y aunque tenga una morfología externa similar, difieren en la ornamentación, ya que *P. acervulinoides* presenta costillas y *P. riograndensis* una ornamentación vermicular. Ambas especies son frecuentes en bajas latitudes, pero Premoli Silva y Sliter (1995) no identificaron esta especie en Bottaccione, por lo que cabe la posibilidad de que estos autores agruparan ambas especies bajo el nombre de *P. acervulinoides* (debido a que la ornamentación es especialmente difícil de observar mediante láminas delgadas). Huber et al. (2008) también señalaron que esta aparente diacronía puede deberse a diferentes interpretaciones taxonómicas de esta especie. Por otra parte, *P. acervulinoides* ha sido encontrada en la magnetozona C30r en el Océano Índico (Jung et al., 2012) así que puede ser que esta biozona solo sea aplicable en el dominio del Tetis y del Atlántico.

Parte de esta biozona se ha registrado en Shuqualak, aunque truncada por hiatos tanto su parte inferior como su superior, por lo que los biohorizontes que se registran en ella podrían no ser reales. En Zumaia se ha registrado completamente, reconociéndose en esta sección los DURs de *A. intermedius*, *P. riograndensis* y *C. morozovae*.

Biozona de *Racemiguembelina fructicosa*

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre el DPR de la especie homónima y el DPR de *A. mayaroensis*.

Autor: Smith y Pessagno (1973).

Edad: Parte baja del Maastrichtiense superior.

Discusión: Esta biozona ha sido comúnmente utilizada (Nederbragt, 1990; Robaszynski y Caron, 1995; Arz y Molina, 2002; Huber et al., 2008). Sin embargo, hay algunas dudas sobre la isocronía del DPR de *R. fructicosa*. Este biohorizonte ha sido identificado justo por encima del límite entre las magnetozonas C31r/C31n en Zumaia, en una posición estratigráfica similar a la sugerida por Li y Keller (1998) en medias latitudes del Atlántico Sur (DSDP Hole 525A). Sin embargo, en Bottaccione (Premoli Silva y Sliter, 1995; Gardin et al., 2012) y en Blake Nose (Huber et al., 2008) fue situada en una posición más baja, dentro de la magnetozona C31r. Esta diacronía podría deberse a factores paleobiogeográficos, pero también a problemas taxonómicos ya que morfotipos intermedios entre *R. powelli* y *R. fructicosa* pueden haberse incluido dentro de la variabilidad interespecífica de esta última especie. En este sentido, Nederbragt (1989) señaló la existencia de un rango completo de morfotipos intermedios entre ambas especies. Huber et al. (2008) indicaron que la presencia de formas intermedias puede causar cierta incertidumbre a la hora de situar este el DPR de *R. fructicosa* con precisión. La posición estratigráfica tan aparentemente baja en Bottaccione de este biohorizonte puede deberse a que se utilizó erróneamente el DPR de *R. powelli*, máxime cuando Premoli Silva y Sliter (1995) trabajaron con láminas delgadas y esta técnica impide realizar estudios taxonómicos precisos. Ambas especies tienen un estadio inicial biseriado seguido de un estadio final multiseriado con varias filas de cámaras; sin embargo, *R. powelli* se diferencia de *R. fructicosa* por tener uno o dos filas de cámaras, en vez de 4 ó 5 (Nederbragt, 1991). Ejemplares con 3 filas de cámaras multiseriadas son raros y deberían ser incluidos en *R. powelli*, de acuerdo con su descripción original (Smith y Pessagno, 1973). Resulta significativo que el único ejemplar perteniente a la magnetozona C31r que Premoli Silva y Sliter (1995) figuraron como *R. fructicosa* (lam. 26, fig. 7) posee 6 cámaras en sección transversal, por lo que debería reasignarse a *R. powelli*.

Biozona identificada en Zumaia en la que no se identifican otros bioeventos.

Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*

Definición: Biozona de intervalo que abarca desde el DPR de la especie homónima hasta el DPR de *P. hariaensis*.

Autor: Brönnimann (1952), modificada por Arz y Molina (2002).

Edad: Parte baja del Maastrichtiense superior-parte alta del Maastrichtiense superior.

Discusión: Originalmente, Brönnimann (1952) situó el techo de esta biozona coincidiendo con el DUR de *A. mayaroensis*, en el límite Cretácico/Paleógeno. Posteriormente, Arz y Molina (2002), Huber et al. (2008) y Pérez-Rodríguez et al. (2012) situaron este techo en el DPR

de *P. hariaensis*. Paul y Lamolda (2007) y Batenburg et al. (2012) identificaron el DPR de *A. mayaroensis* en la parte superior de la Unidad 7 de Wiedmann (1988) en Zumaia. En este trabajo se ha identificado en una posición ligeramente más baja, probablemente debido a una mayor resolución en el muestreo de esta sección, ya que su presencia constante se produce en los niveles estratigráficos donde estos autores sitúan su DPR.

El DPR de *A. mayaroensis* se utiliza comúnmente para subdividir informalmente el Maastrichtiense en dos subpisos. *A. mayaroensis* presenta una distribución estratigráfica discontinua probablemente debido a efectos Lázaro: Odin et al. (2001a) señalaron que *A. mayaroensis* no es una buena especie-índice para las correlaciones globales, ya que es poco frecuente o está ausente en regiones tropicales y en ambientes poco profundos y su DPR es diacrónico según la latitud.

El DPR de *A. mayaroensis* se identifica por encima del límite entre las magnetozonas C31r/C31n en Zumaia, en Blake Nose (Huber et al., 2008) y en Sopelana (Mary et al., 1991). Sin embargo se ha identificado en la C31r en latitudes medias-altas del Atlántico Sur (Barrera y Huber, 1990; Huber y Watkins, 1992; Li y Keller, 1998). En Bottaccione, Premoli Silva y Sliter (1995) lo situaron en coincidencia con la base de la C31n. Esta discrepancia con respecto a Zumaia puede deberse al diacronismo antes comentado, o también puede ser que los ejemplares más bajos identificados por Premoli Silva y Sliter (1995) conferidos a esta especie, realmente no se puedan asignar a ésta: estos autores identificaron *A. cf. mayaroensis* coincidiendo con la base de la magnetozona C31n y *A. mayaroensis* s.s. en una posición estratigráfica más alta, en este caso el DPR de *A. mayaroensis* estaría, al igual que en Zumaia, por encima del cambio de polaridad magnética.

Esta biozona ha sido identificada en Zumaia, donde se reconocen el DPR de *R. scotti* y los DURs de *G. linneiana*, *G. ventricosa*, *C. fornicata*, *P. manuelensis*, *C. plummertae*, *G. bulloides*, *A. cretacea* y *G. multispina*. Además en el cuadro de distribuciones generales (fig. 4.2.) indico en esta biozona los DURs de *G. wiedenmayeri* y de *G. gansseri*, tal y como registran Robaszynksi et al. (2000) en Túnez, en los resultados aquí obtenidos no se ha podido confirmar este dato en Zumaia debido a la ausencia de este género, probablemente debido a cuestiones paleogeográficas.

Biozona de *Pseudoguembelina hariaensis*

Definición: Biozona de extensión total que abarca desde el DPR de la especie homónima hasta su DUR, en el límite Cretácico/Paleógeno.

Autor: Nederbragt (1990).

Edad: Parte alta del Maastrichtiense superior-final del Maastrichtiense.

Discusión: Nederbragt (1990) definió esta biozona con el objetivo de caracterizar el Maastrichtiense más alto. Ha sido utilizada por diversos autores (Robaszynski y Caron, 1995, en su zonación de heterohelícidos; Huber et al., 2008; Georgescu et al., 2011). Otros autores han utilizado esta biozona con otros significados diferentes: Li y Keller (1998) situaron el límite

superior en el DUR de *G. gansseri*, y Arz y Molina (2002) y Ogg y Hinnov (2012), lo situaron en el DPR de *P. hantkeninoides*.

Esta biozona ha sido identificada en Shuqualak, la cual se produce truncada en su base por una laguna estratigráfica y en su techo por el final del sondeo. *L. dentata* y *R. spinosa* se registran al menos hasta la Biozona de *P. hariaensis* en esta localidad, y no han sido identificadas en Zumaia. La distribución estratigráfica de ambas especies llega hasta el Maastrichtiense final, según Nederbragt (1991) en el caso de *L. dentata*, y según Robaszynski et al. (1984), Caron (1985) y Molina et al. (2004) en el caso de *R. spinosa* (= *R. reicheli*). También alcanza esta biozona *G. multisepia* en Shuqualak, si bien en Zumaia el DUR de esta especie tiene lugar en la Biozona de *A. mayaroensis*.

Esta biozona se registra en su totalidad en Zumaia, donde se ha identificado el DUR de *C. plicata*. Según los resultados de esta Tesis Doctoral, hasta el techo del Maastrichtiense en Zumaia están presentes las siguientes especies: *A. blowi*, *C. contusa*, *C. patelliformis*, *C. walfischensis*, *G. prairiehillensis*, *G. subcarinatus*, *G. praevolutus*, *G. rosebudensis*, *G. yaucoensis*, *G. arca*, *G. falsostuarti*, *G. mariei*, *G. orientalis*, *G. rosetta*, *G. havanensis*, *G. petaloidea*, *G. conica*, *G. dupeublei*, *G. fareedi*, *G. stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. acuta*, *G. cuvillieri*, *H. holmdeagensis*, *H. monmouthensis*, *H. globulosa*, *H. labellosa*, *H. navarroensis*, *H. planata*, *H. punctulata*, *L. glabrans*, *P. acervulinoides*, *P. carseyae*, *P. multicamerata*, *P. costellifera*, *P. costulata*, *P. excolata*, *P. hariaensis*, *P. kempensis*, *P. palpebra*, *P. elegans*, *P. intermedia*, *P. nuttalli*, *R. powelli*, *R. fructicosa*, *R. hexacamerata*, *R. milamensis*, *R. pennyi*, *R. rotundata*, *R. rugosa* y *R. scotti*. Un estudio de mayor resolución del tránsito K/Pg en Zumaia realizado por Arz et al. (1999) identificaron además la extinción de *A. intermedius*, *A. mayaroensis*, *G. aegyptiaca*, *G. minuta*, *G. angulata*, *G. insignis*, *L. pulchra* y *R. macrocephala* coincidiendo con el límite K/Pg.

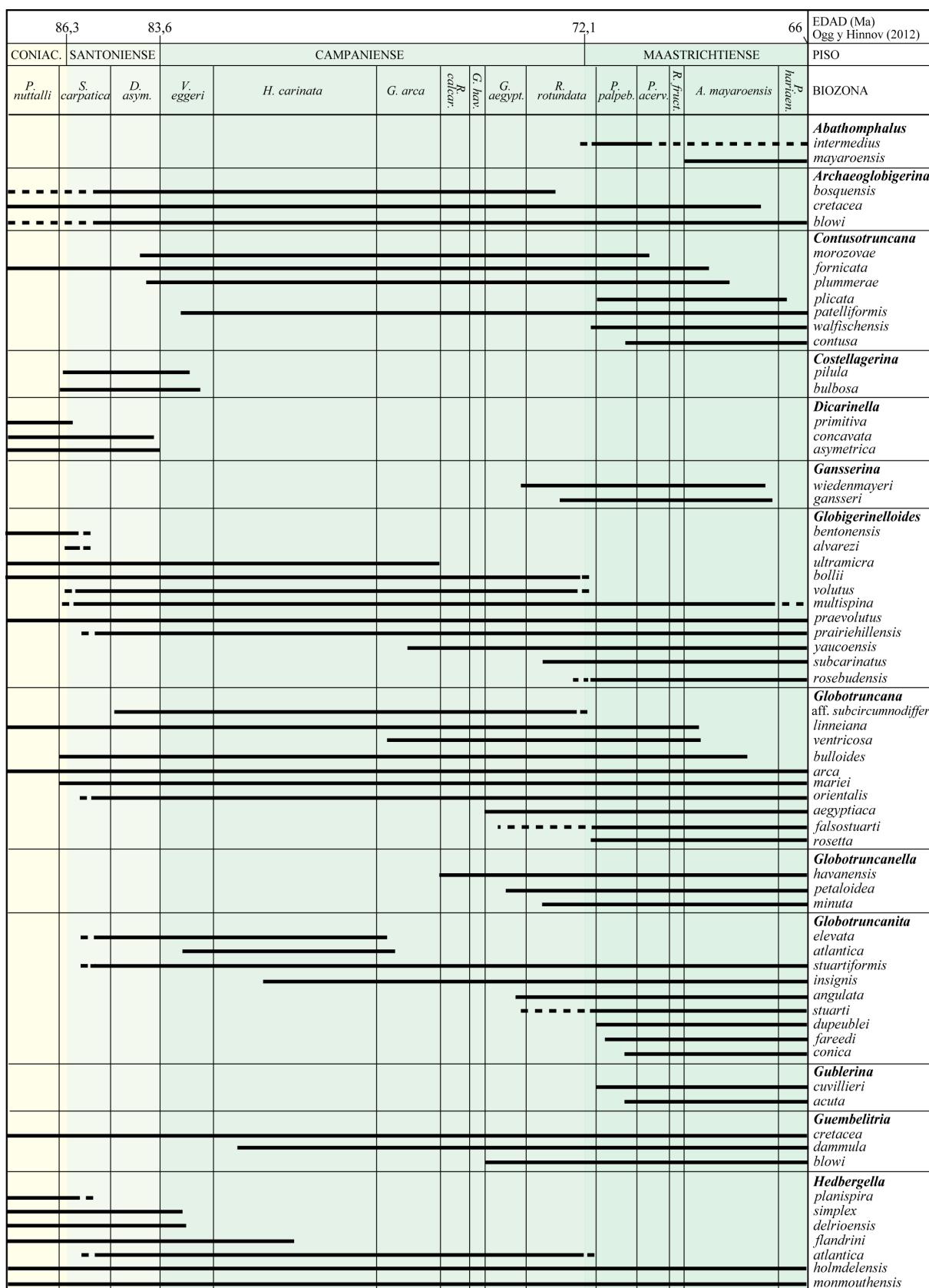


Figura 4.2.a. Rangos bioestratigráficos de las especies de *Abathomphalus*, *Archaeoglobigerina*, *Contusotruncana*, *Costellagerina*, *Dicarinella*, *Gansserina*, *Globigerinelloides*, *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Globotruncanita*, *Gublerina*, *Guembelitria* y *Hedbergella* en el intervalo Coniaciense superior – Límite Cretácico/Paleógeno. CONIAC. = Coniaciense.

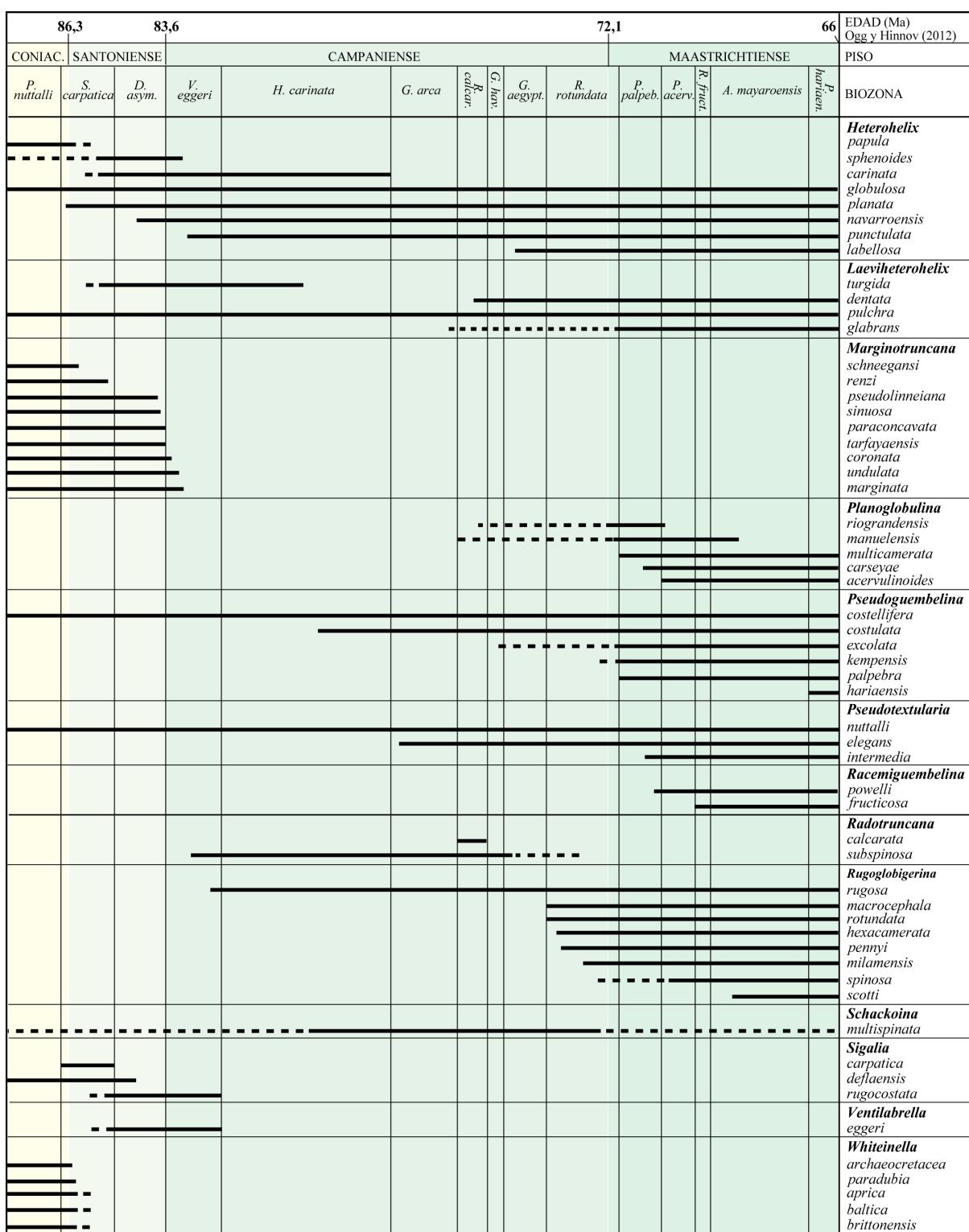


Figura 4.2.b. Rangos bioestratigráficos de las especies de *Heterohelix*, *Laeviheterohelix*, *Marginotruncana*, *Planoglobulina*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia*, *Racemiguembelina*, *Radotruncana*, *Rugotruncana*, *Rugoglobigerina*, *Schackoina*, *Sigalia*, *Ventilabrella* y *Whiteinella* en el intervalo Coniaciense superior – Límite Cretácico/Paleógeno. CONIAC. = Coniaciense.

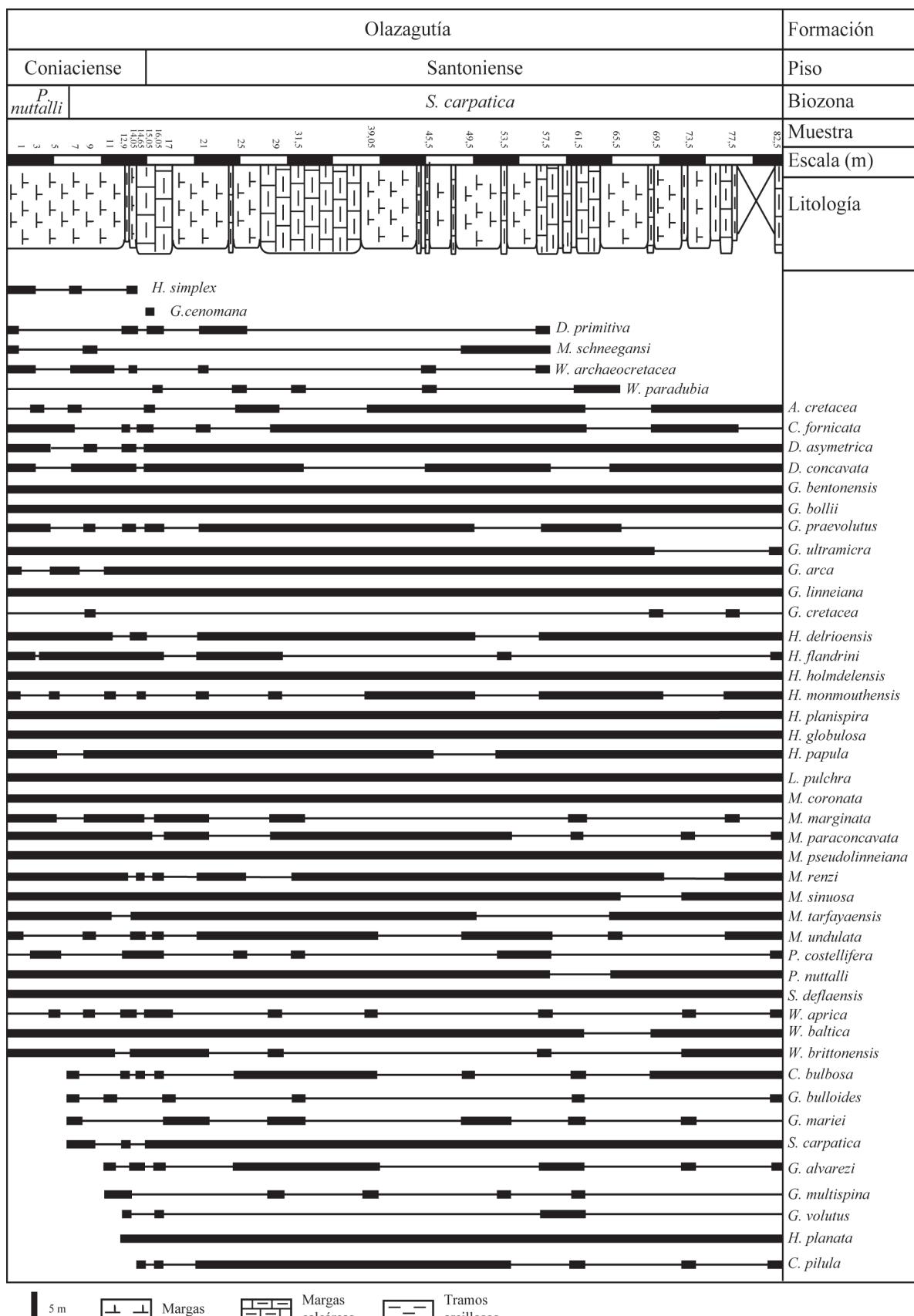


Figura 4.3.a. Distribución bioestratigráfica de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos registrados en la sección de Olazagutía.

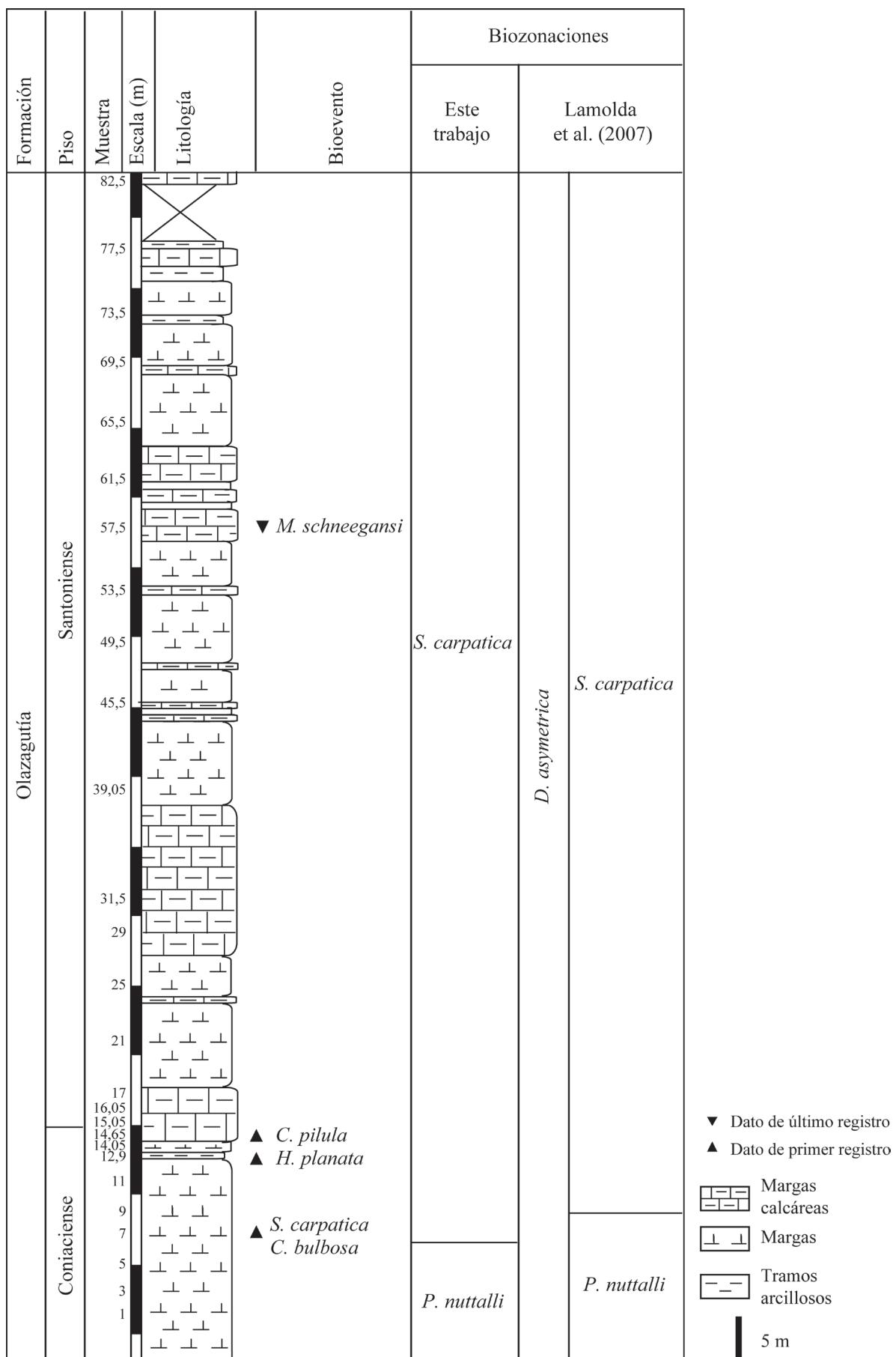


Figura 4.3.b. Principales bioeventos registrados en el corte de Olazagutía, biozonación propuesta en este trabajo y su comparación con la zonación propuesta por Lamolda et al. (2007) en la misma sección.

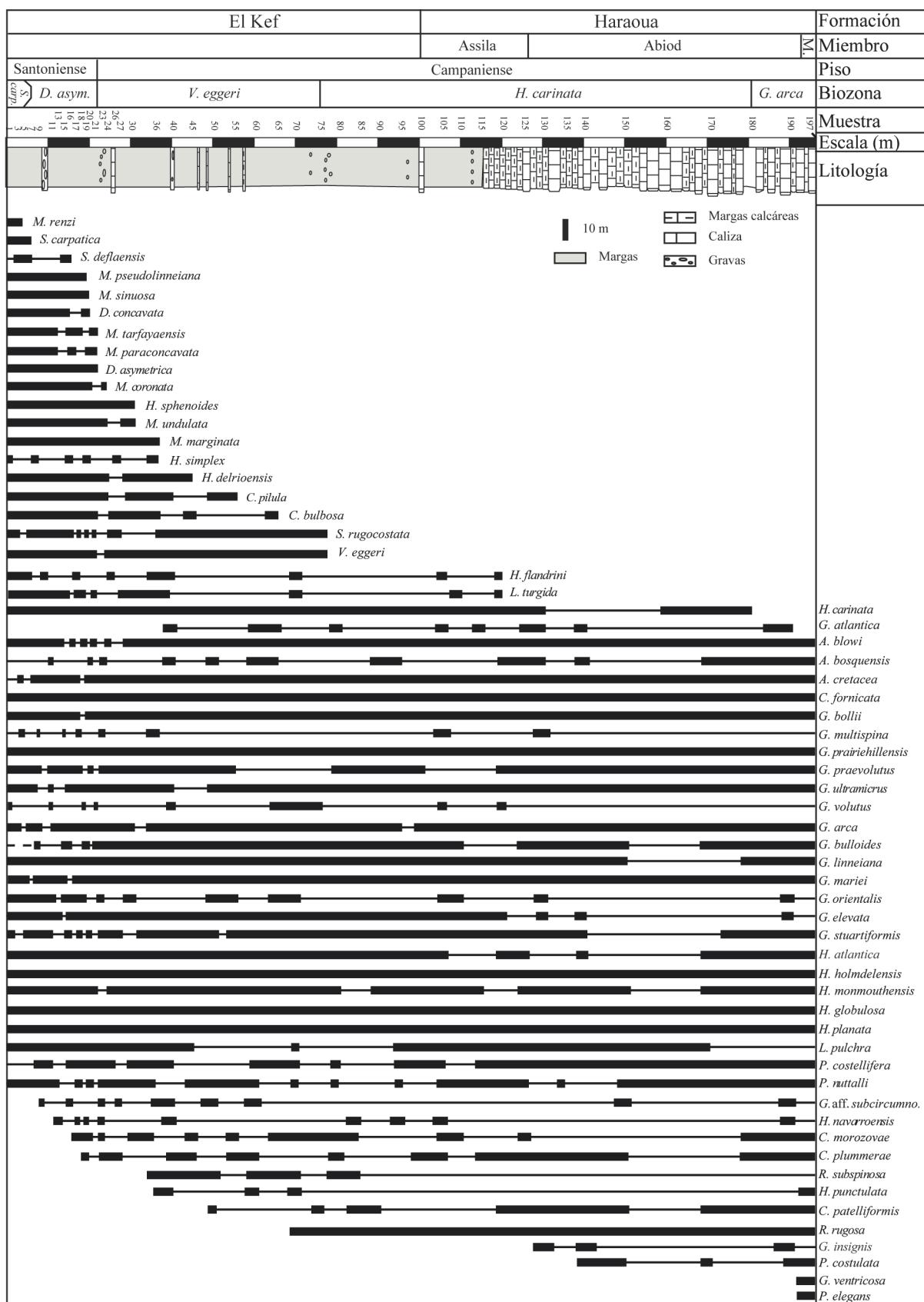


Figura 4.4.a. Distribución bioestratigráfica de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos registrados en la sección de Oued Assila. M. = Mahdi; S. carp. = *S. carpatica*; D. asym. = *D. asymmetrica*.

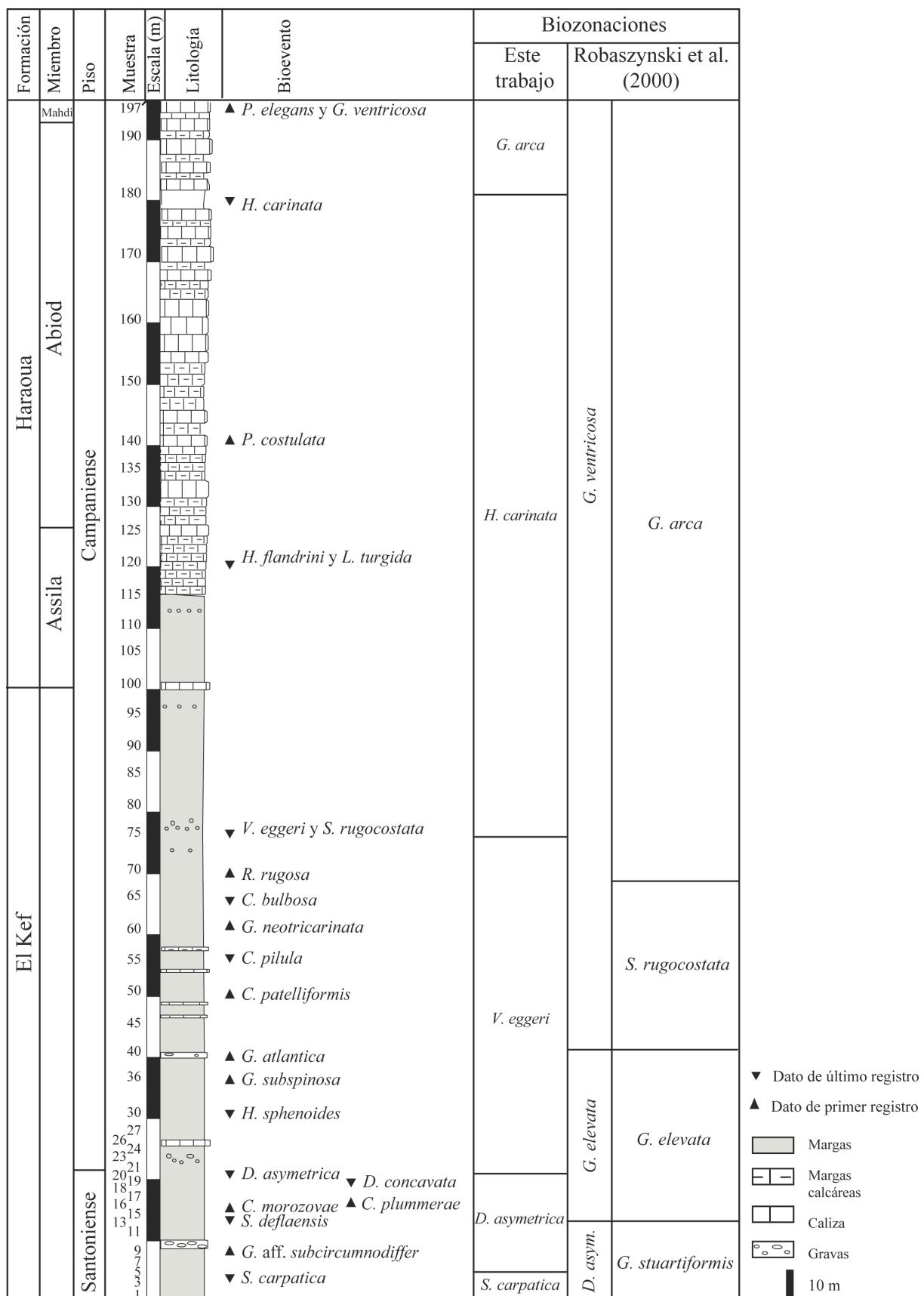


Figura 4.4.b. Principales bioeventos registrados en el corte de Oued Assila, biozonación propuesta en este trabajo y su comparación con la zonación propuesta por Robaszynski et al. (2000) en la misma sección.

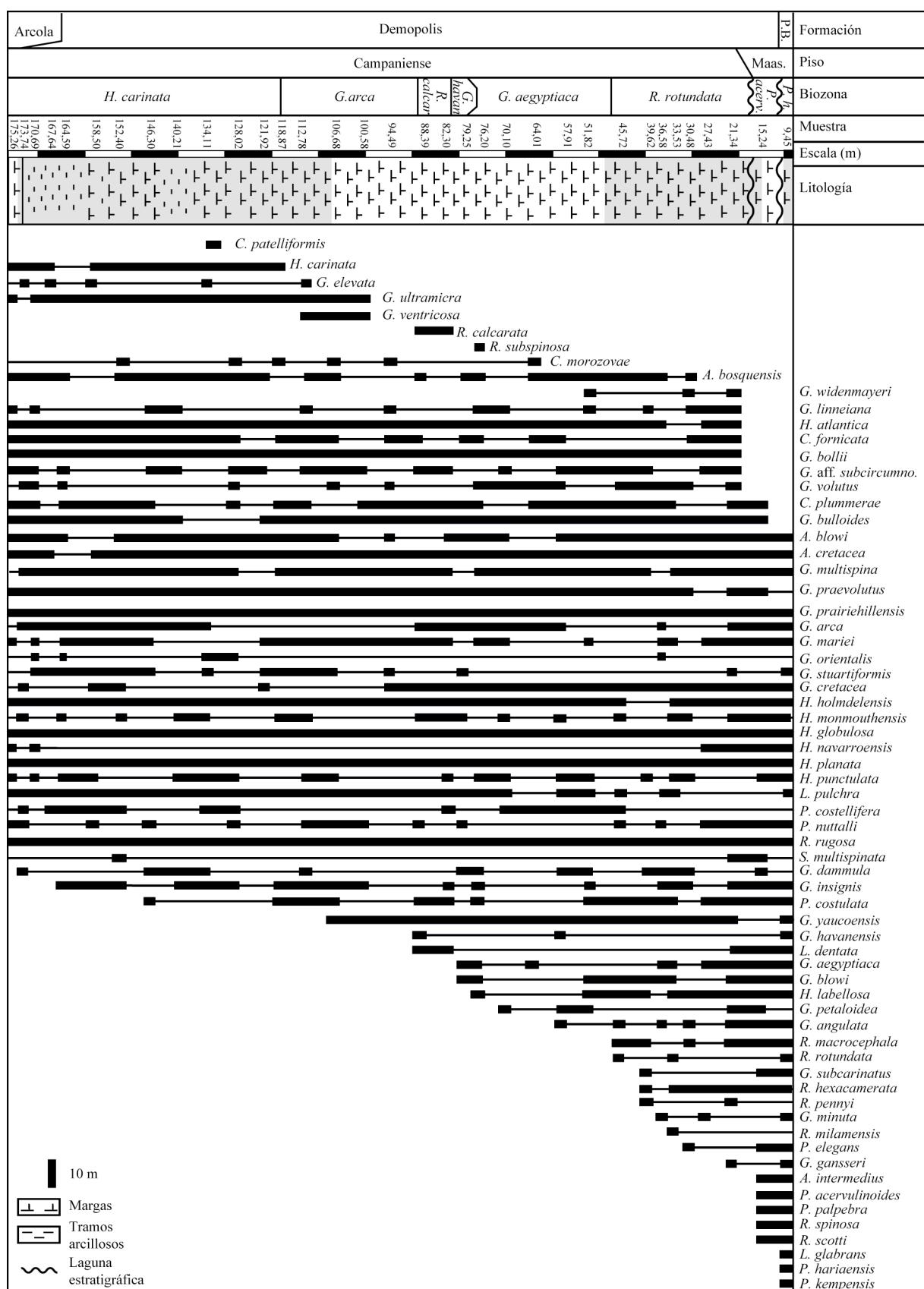


Figura 4.5.a. Distribución bioestratigráfica de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos registrados en el sondeo de Shuqualak. P.B. = Prairie Bluff; Maas. = Maastrichtense; *P. acerv.* = *P. acervulinoides*; *P. h.* = *P. harigensis*.

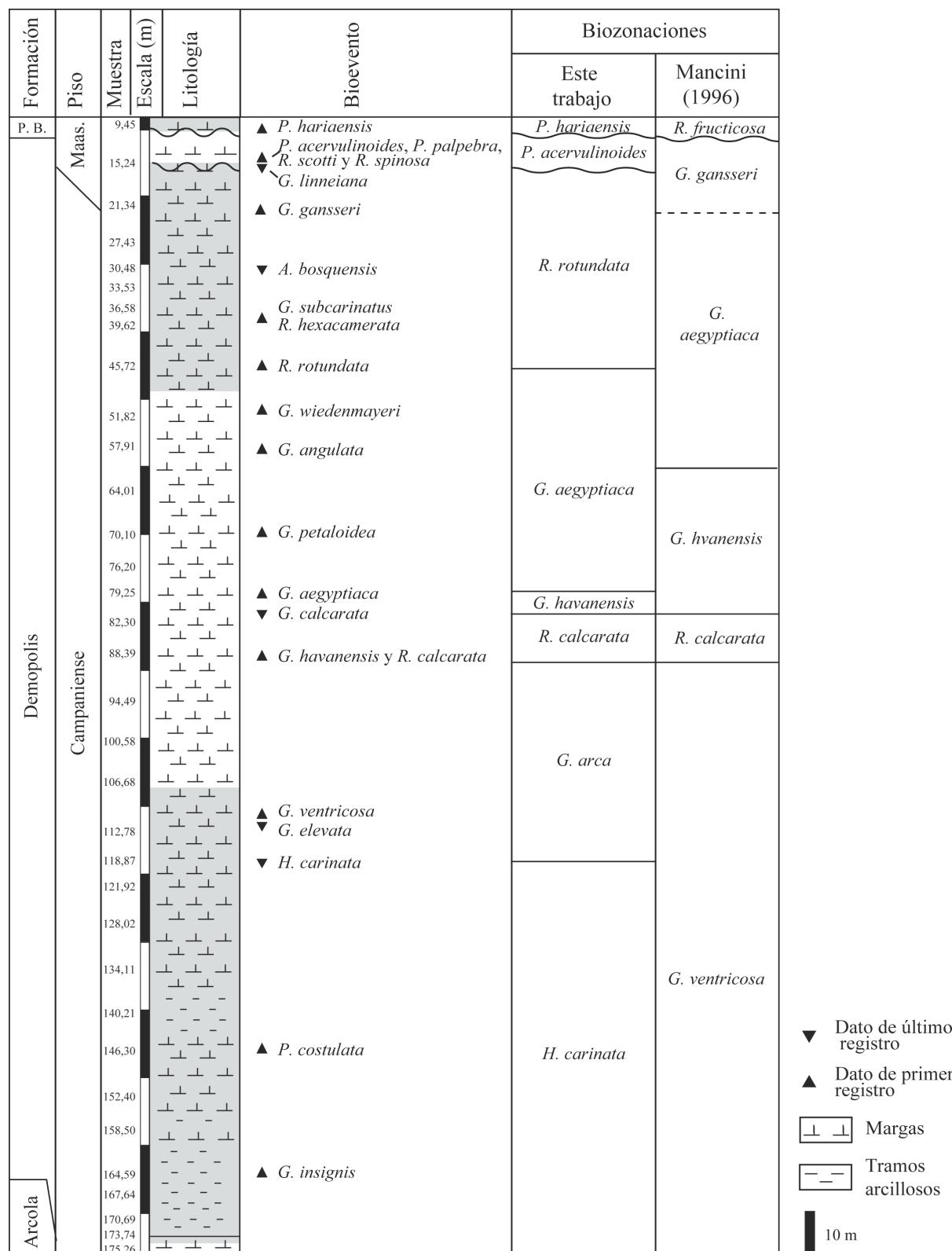


Figura 4.5.b. Principales bioeventos registrados en el sondeo de Shuqualak, biozonación propuesta en este trabajo y su comparación con la zonación propuesta por Mancini (1996) en las mismas formaciones. El límite entre las Biozonas de *G. aegyptiaca* y de *G. gansseri* de la zonación de Mancini (1996) se indica con línea discontinua, ya que el autor identificó el DPR de *G. gansseri* en la base de la Formación Prairie Bluff, si bien sugirió que su DPR real probablemente se situaba estratigráficamente más abajo. P.B. = Prairie Bluff; Maas. = Maastrichtiense.

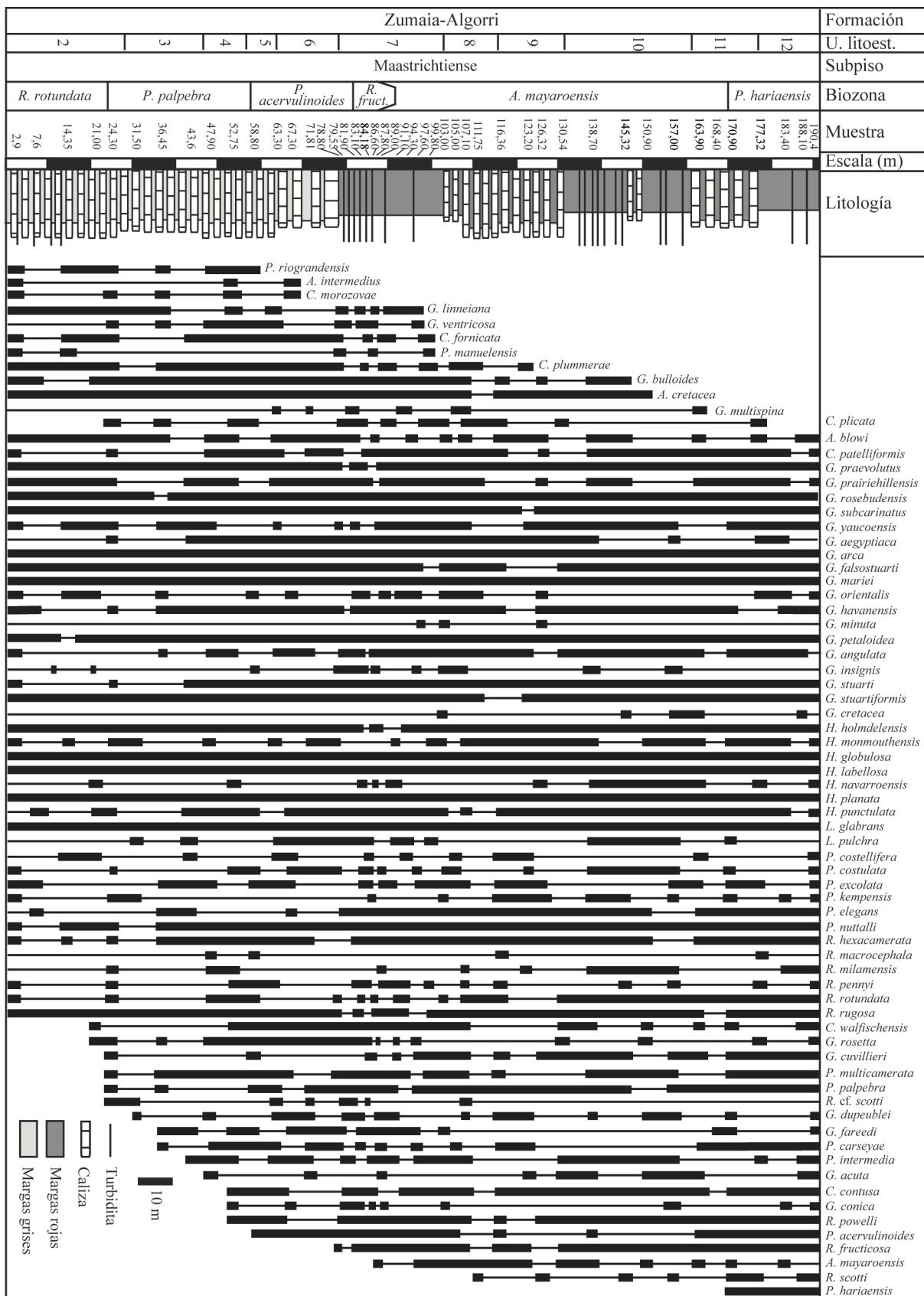


Figura 4.6.a. Distribución bioestratigráfica de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos registrados en la sección de Zumaia. U. litoest. = U. litoestratigráfica; *R. fruct.* = *R. fructicosa*.

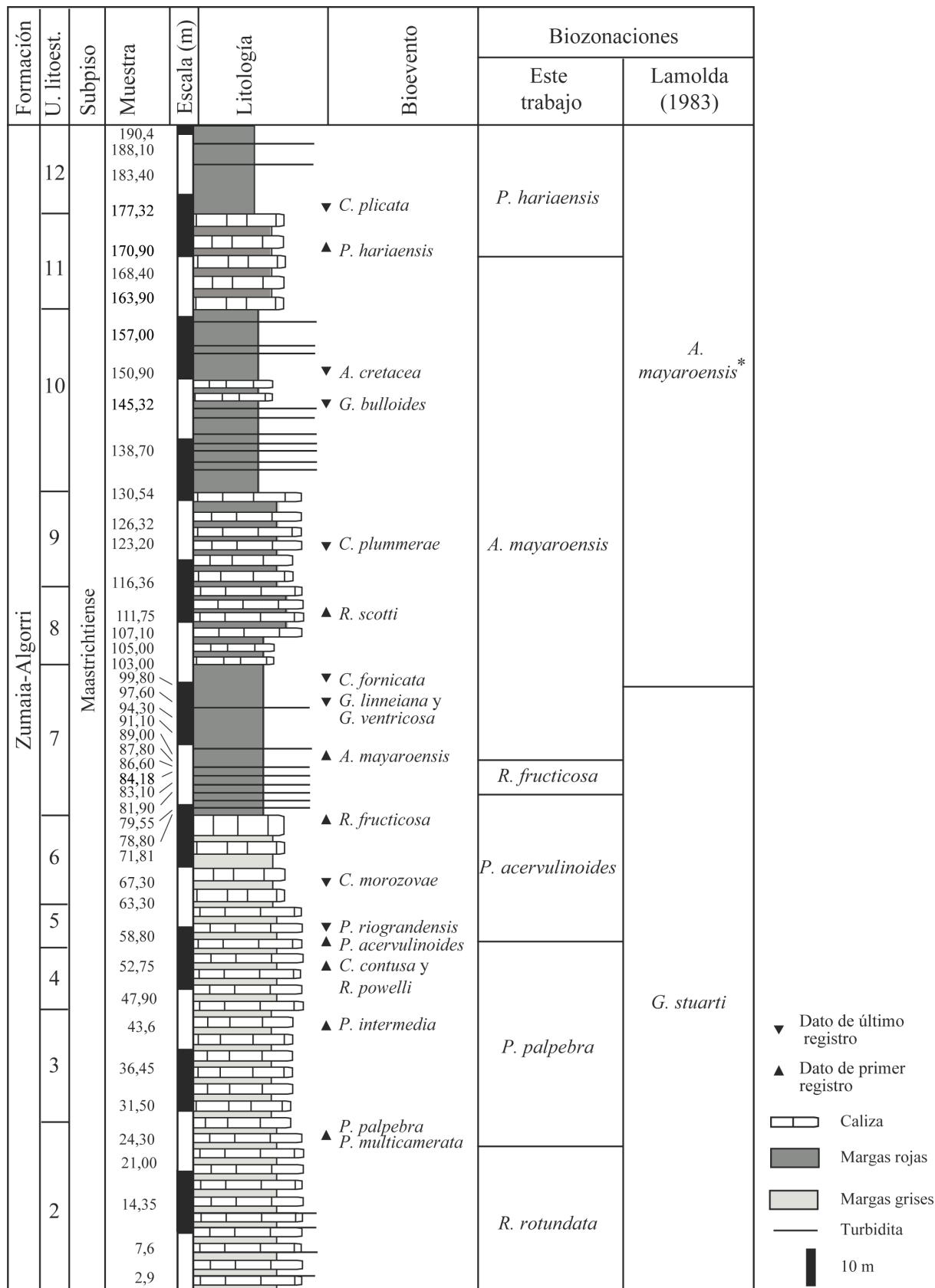


Figura 4.6.b. Principales bioeventos registrados en la sección de Zumaia, biozonación propuesta en este trabajo y su comparación con la zonación propuesta por Lamolda (1983) en la costa vasca. (*) La posición del DPR de *A. mayaroensis* está situado según Paul y Lamolda (2007). U. litoest. = U. litoestratigráfica.

4. 2. Estratigrafía integrada

La integración de datos bio-, quimio- y magnetoestratigráficos es una herramienta útil para la confección de la escala de tiempo geológico que permite asignar edades relativas a los materiales de manera precisa, así como facilitar la correlación en diferentes ambientes y lugares. Esta línea de investigación, objeto de descripción y discusión de este apartado, pretende contribuir a la creación de una robusta base de datos estratigráficos.

El estudio de las relaciones bioestratigráficas entre los foraminíferos planctónicos y el nanoplancton calcáreo mejora la resolución estratigráfica, precisa las relaciones temporales y las restricciones paleobiogeográficas particulares de cada grupo paleontológico, y da mayor validez a las correlaciones de los diferentes biohorizontes, al menos a escala regional. Trabajos integrados de la bioestratigrafía de ambos grupos de microfósiles ya han sido llevados a cabo por otros autores, como por ejemplo Bralower et al. (1995), Campbell et al. (2004), Gardin et al. (2012), Gradstein et al. (2012) o Thibault et al. (2012a).

La correlación de estas escalas bioestratigráficas con la escala magnetoestratigráfica ha adquirido una gran importancia y aplicación en cronoestratigrafía. Los cambios de polaridad magnética tienen la gran ventaja de ser isócronos (cronohorizontes), ser válidos para diferentes ambientes sedimentarios, y pueden calibrarse con métodos radiométricos o astrocronológicos (Husson et al., 2011).

Por su parte, la quimioestratigrafía con isótopos estables en carbonatos pelágicos está adquiriendo una importancia creciente en cronoestratigrafía; de especial utilidad son los isótopos estables del carbono, ya que éstos son afectados en menor medida por los procesos diagenéticos que los isótopos del oxígeno (p. ej. Jenkins, 1994; Jarvis et al., 2002, 2006; Voigt et al., 2010). Esta técnica quimioestratigráfica se basa en que las curvas del $\delta^{13}\text{C}$, aunque presenten cierta variación debido a cambios de facies y/o a otros factores, tienen una gran similitud entre unas localidades y otras, lo que parece corroborar la sincronía de los episodios isotópicos. Por esta razón, la isotopo-estratigrafía (integrada con la bioestratigrafía, la magnetoestratigrafía, la cicloestratigrafía y los datos radiométricos) se está consolidando como uno de los criterios principales en la correlación a escala global (Voigt et al., 2012).

Este subcapítulo se divide en dos partes, de acuerdo a la naturaleza de los datos disponibles obtenidos en esta Tesis Doctoral así como al intervalo de tiempo al que se refieren.

4.2.1. Coniaciense superior-base del Maastrichtiense

En este apartado se incluyen los datos de foraminíferos planctónicos obtenidos en Olazagutía, Oued Assila y Shuqualak y se comparan con las escalas magnetoestratigráfica y los principales biohorizontes de foraminíferos planctónicos obtenidos en Bottaccione (Italia) (fig. 4.7). También se analizan los isótopos estables obtenidos en Oued Assila y Shuqualak, y se comparan con datos similares de secciones estratigráficas de referencia internacional. Aunque Shuqualak presenta algunos datos quimioestratigráficos del Maastrichtiense, éstos son muy escasos y difícilmente correlacionables, ya que están afectados por hiatos que se producen en torno a esa edad en el sondeo, por lo que se ha optado por incluirlos dentro de este apartado.

Nanofósiles calcáreos

Los nanofósiles calcáreos del intervalo de tiempo comprendido entre el Coniaciense superior a la base del Maastrichtiense han sido calibrados con la bioestratigrafía de ammonites y con la escala magnetoestratigráfica por diferentes autores (p. ej. Burnett, 1998; von Salis, 1998). Asimismo, Huber et al. (2008) realizó una calibración de los foraminíferos planctónicos con los nanofósiles calcáreos y la magnetoestratigrafía en Blake Nose (Atlántico Norte) para el Campaniense inferior hasta el límite K/Pg. Gradstein et al. (2012) actualizan la calibración en tiempo absoluto de los principales métodos de correlación, entre ellos los foraminíferos planctónicos, los nanofósiles calcáreos y las escalas químico- y magnetoestratigráficas.

La figura 4.7 ilustra los resultados obtenidos con foraminíferos planctónicos en esta Tesis Doctoral, además de la magnetoestratigrafía y los principales eventos registrados con foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos en Bottaccione. Esta sección tiene la ventaja de contar con datos directos de ambos grupos de microfósiles, además de magnetoestratigráficos. La bioestratigrafía de este corte fue originalmente estudiada por Premoli Silva y Sliter (1995); posteriormente Gardin et al. (2001a; 2012) presentaron actualizaciones de la misma.

Los estudios realizados hasta la fecha sitúan los intervalos de las localidades estudiadas en esta Tesis Doctoral en las biozonas de nanofósiles calcáreos siguientes: 1) Olazagutía comprende las Biozonas UC11c y UC12 de Burnett (1998) (Lamolda et al., 2008); 2) Oued Assila comprende las Biozonas CC17 a CC21 de Sissingh (1977) (Robaszynski et al., 2000) que equivalen a las Biozonas UC13 a UC15 de Burnett (1998); y 3) Shuqualak comprende las Biozonas UC14 a UC20d^{TP} de Burnett (1998) (Jackeline A. Lees, comunicación personal). Por otra parte cabe señalar que los análisis bioestratigráficos de los nanofósiles calcáreos de estas 3 localidades están siendo analizados actualmente por Jackeline A. Lees, por lo que pronto contaremos con resultados directos para la calibración de las biozonas de nanoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos.

Magnetoestratigrafía

Los biohorizontes de foraminíferos planctónicos están calibrados con la escala magnetoestratigráfica basándose mayormente en los trabajos de Premoli Silva y Sliter (1995) en Bottaccione. También, en las calibraciones realizadas por Robaszynski y Caron (1995), y Robaszynski (1998), si bien estos trabajos basan la correlación de las biozonas con la magnetoestratigrafía en el trabajo de Premoli Silva y Sliter (1995) en Bottaccione. Más recientemente, Huber et al. (2008) aportan nuevos datos magnetoestratigráficos en Blake Nose.

El Coniaciense superior se emplaza dentro de la supercron magnético 34n y la base del Maastrichtiense está contenida dentro del crón 32n2n. Véase la figura 4.7 para la correlación completa de los datos de foraminíferos planctónicos obtenidos en esta Tesis Doctoral con la escala magnetoestratigráfica analizada en Bottaccione.

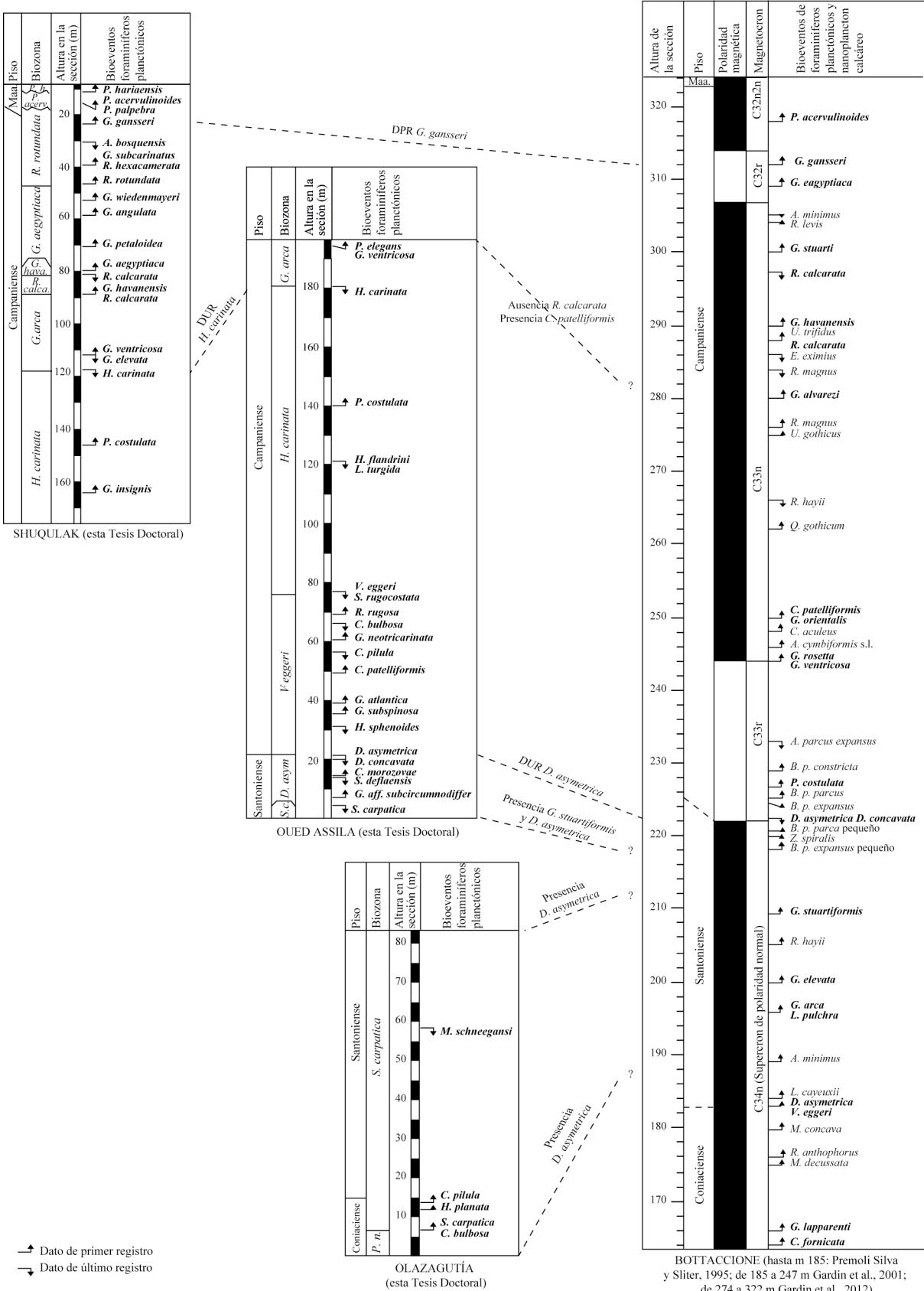


Figura 4.7. Correlación entre los principales bioeventos de foraminíferos planctónicos obtenidos en Olazagutía, Oued Assila y Shuqualak y su correlación con la sección de Bottaccione (Italia).

Isótopos estables

Las curvas isotópicas obtenidas para la sección de Oued Assila y el sondeo de Shuqualak (figs. 4.8 y 4.9) han permitido identificar alguno de los episodios del Campaniense documentados por otros autores (Jarvis et al., 2002; 2006; Voigt et al., 2010; 2012; Wendler et al., 2011), tal y como se ilustra en la Fig. 4.11. Para esta comparación, se han escogido las curvas isotópicas de Guru (Tibet, China) (Wendler et al., 2011) y de Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Alemania) (Voigt et al., 2010). Ambas disponen de datos tanto del $\delta^{13}\text{C}$ como del $\delta^{18}\text{O}$, y forman parte del Tetis (en el caso de la sección china) o presentan cierta conexión con este mar (en el caso del corte alemán). Sin embargo, la correlación mostrada en la figura 4.11 debe ser tomada con cierta precaución, debido a que la resolución del muestreo que presentan nuestros datos isotópicos es algo menor que la de los trabajos en los que se definen dichos episodios isotópicos. Además, cabe añadir, que los autores que han descrito estas excursiones isotópicas las denominan “eventos”, sin embargo en esta Tesis Doctoral se considera más apropiado el término “episodio”, ya que estas excusiones no suelen afectar a un horizonte si no a un pequeño intervalo de tiempo.

Las curvas isotópicas de la sección de Oued Assila presentan las siguientes características: el valor de $\delta^{13}\text{C}$ muestra un valor relativamente elevado de alrededor del 1 ‰ hasta el metro 4, disminuyendo rápidamente hasta el 0,28 ‰, y mostrando posteriormente oscilaciones. Los valores tienden a aumentar hasta el metro 23, alcanzando el 1,24 ‰. Seguidamente, los valores disminuyen progresivamente hasta el metro 40, que representa un valor anormalmente bajo. A partir de esta cota y hasta el techo se identifica un intervalo en el que los valores, de forma general, tienden a aumentar ligeramente. La curva del $\delta^{18}\text{O}$ no muestra tendencias significativas, aunque son frecuentes las fluctuaciones. Los metros 16 y 40 muestran valores anómalos que no se corresponderían con la señal isotópica original, ya que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ es excesivamente bajo (estos valores se indican en naranja en la fig. 4.8).

Las curvas isotópicas del sondeo de Shuqualak presentan los siguientes características: el $\delta^{13}\text{C}$ muestra una tendencia general hacia valores cada vez más bajos (aproximadamente desde 1,3‰ hasta 0,5‰). En la parte inferior de la sección (desde la base hasta el metro 140,21) se identifica un intervalo con fluctuaciones importantes en los valores isotópicos. Le sigue un intervalo isotópicamente más estable que ronda valores de 1,4‰. En la Biozona de *R. rotundata* se registran los valores más bajos del $\delta^{13}\text{C}$, los cuales disminuyen hasta 0,2‰. La curva del $\delta^{18}\text{O}$ tiende hacia valores más altos a lo largo del intervalo estudiado (aproximadamente desde -2,7‰ hasta -1,7‰). Esta tendencia se ve interrumpida puntualmente por 3 picos negativos con valores próximos a -3‰.

Los episodios isotópicos más útiles para la correlación reconocidos en la curva del $\delta^{13}\text{C}$ para el intervalo Coniaciense superior - base del Maastrichtiense son:

1) Episodios isotópicos del intervalo Coniaciense superior-Santoniano superior: Jarvis et al. (2006) reconocieron en varias secciones inglesas una serie de episodios isotópicos que tuvieron lugar en este intervalo temporal. Son denominados, de más antiguo a más moderno: Kingsdom, K1, K2, Michel Dean, Bedwell, Haven Brow, Horeshoe Bay, Buckle y Hawks Brow. Los datos isotópicos analizados en la cantera de Olazagutía, y publicados por Lamolda

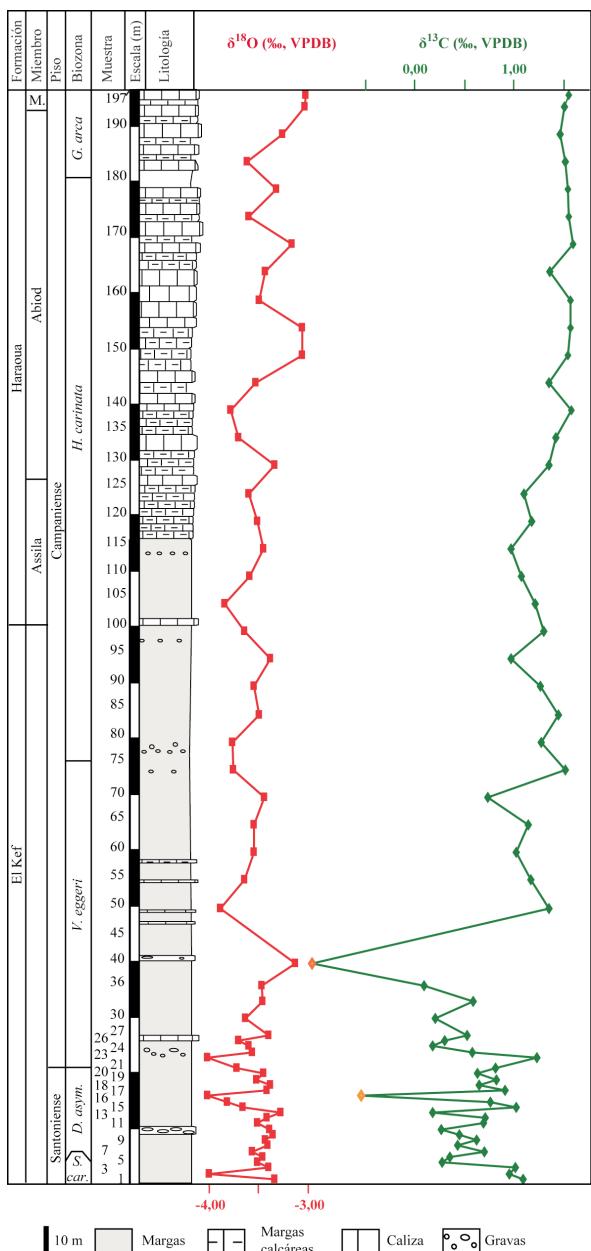


Figura 4.8. Curvas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ de la sección de Oued Assila. Las dos muestras indicadas en naranja (m 16 y 40) señalan valores anómalos.

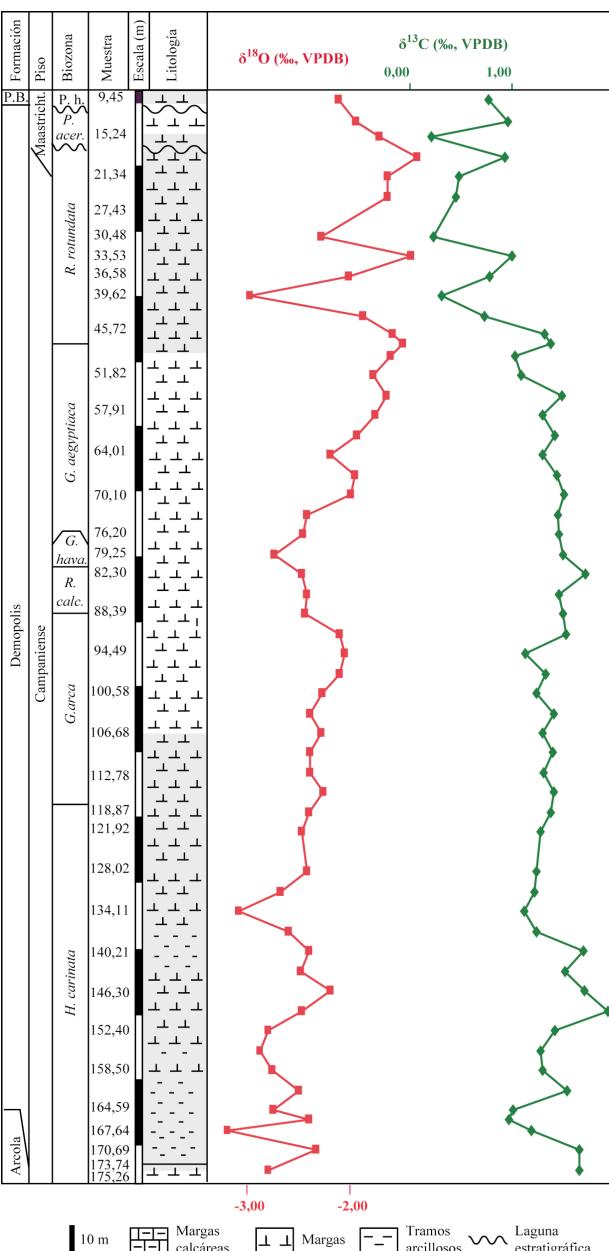


Figura 4.9. Curvas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ del sondeo de Shuqualak.

y Paul (2007), permiten correlacionar varias excursiones positivas menores con los eventos isotópicos de Kingsdom, K1, K2, Michel Dean y Bedwell (Lamolda et al., 2008). La figura 4.10 muestra la correlación llevada a cabo por Lamolda et al. (2008) entre las curvas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ de Olazagutía (Lamolda y Paul, 2007) y de Culver Cliff (Jarvis et al., 2006). El límite Coniaciense/Santoniense se establece en dicha figura mediante la extinción del inocerámido *Platyceramus undulatoplicatus*, marcador oficial del límite.

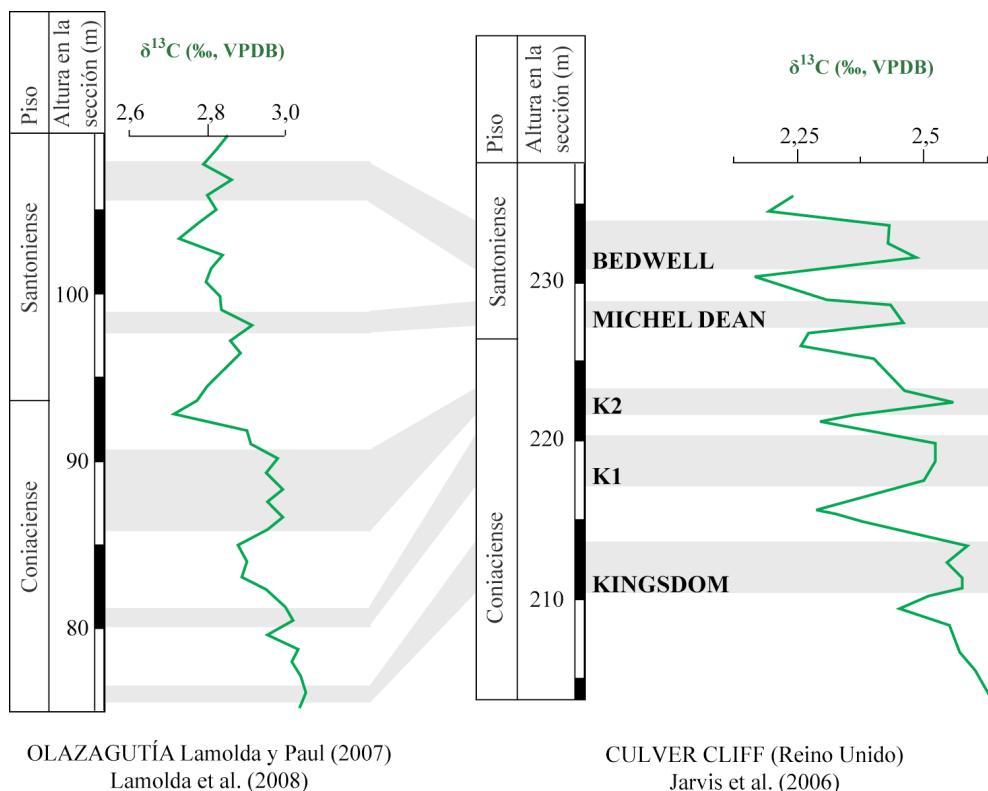


Figura 4.10. Correlación de los eventos isotópicos entre Olazagutía (Lamolda y Paul, 2007) y Culver Cliff (Jarvis et al., 2006) en torno al límite Coniaciense/Santoniense llevada a cabo por Lamolda et al. (2008).

2) Episodio del límite Santoniense/Campaniense (ELSC): Este episodio se caracteriza por una excursión positiva de δ¹³C alrededor de 0,3‰ con valores máximos de 2,9 ‰ (Jarvis et al., 2006) registrada en diferentes lugares tales como en el sureste de Inglaterra (Jenkins et al., 1994; Jarvis et al., 2006), al noroeste de Alemania (Schönfeld et al., 1991), en Gubbio (Jenkins et al., 1994), en el norte de Texas (Gale et al., 2008), en el Mar Interior Continental de Estados Unidos (Western Interior Seaway) (Pratt et al., 1993) y en el Golfo de México (Liu, 2009). En Oued Assila se registra una excursión positiva 2 metros por encima del DUR de *D. asymmetrica*, en el metro 23, donde se ha situado el Episodio del límite Santoniense/Campaniense. Esta excursión se localiza próxima a la extinción de *D. asymmetrica*, aunque otros autores señalan que la excursión se produce ligeramente por encima del DUR de esta especie, dentro de la Biozona de *G. elevata* en Bottaccione (Jenkins et al., 1994). En otras secciones, como en Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (fig. 4.11), la excursión del δ¹³C abarca un intervalo estratigráfico más amplio, sin embargo en Guru debido a una baja tasa de sedimentación, Wendler et al. (2011) consideran que el reconocimiento de este evento isotópico podría ser dudoso (y así se indica con un interrogante en la fig. 4.11.). En Oued Assila la curva es similar a la de Guru y tampoco se descarta la existencia de un intervalo condensado, ya que la muestra 21 contiene también glauconita.

3) Episodio de la Base del Campaniense superior (EBCS): Se caracteriza por una excursión positiva de δ¹³C a la que también se la conoce como Episodio del Campaniense medio. Ha sido reconocida por Jarvis et al. (2002) en El Kef, Bidart y Trunch, por Voigt et al. (2010) en Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Alemania) y por Wendler et al. (2011) en Guru (Himalaya,

Tibet) hacia la parte superior de la Biozona de *G. ventricosa* o en una posición equivalente. Hacia el metro 146,30 de Shuqualak se observa un pico positivo (distribuido en dos pulsos) que podría correlacionarse con dicho episodio. Sin embargo, esta excursión isotópica no se ha podido reconocer en Oued Assila en sedimentos de la misma edad.

4) Episodio de la Base de *Calcarata* (EBC): Se caracteriza por una doble excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}$, ha sido identificada en la base de la Biozona de *R. calcarata* en Guru (Wendler et al., 2011) y en una posición equivalente en Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Voigt et al., 2010) (fig. 4.11). En Shuqualak se encuentra una excursión positiva de doble pico en una posición estratigráfica similar a la propuesta por estos autores, en torno al metro 94,49, que podría corresponderse con este episodio.

5) Episodio del Campaniense superior (ECS): Este episodio se caracteriza por una excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$ identificada en Tercis (Voigt et al., 2012), Guru (Wendler et al., 2011), Dinamarca (Thibault et al., 2012b) y en Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Voigt et al., 2012). Su posición con respecto a los marcadores bioestratigráficos no es clara, así fue identificada en la base de la Biozona de *R. calcarata* en la carretera de Contessa en Gubbio (Voigt et al., 2012), mientras que en Tercis (Voigt et al., 2012) y en Guru (Wendler et al., 2011) esta excursión se produce por encima de la extinción de *R. calcarata*. Voigt et al. (2012) señalan que quizás estas discrepancias se deban a algo de diacronismo en el rango temporal de esta especie, a una recuperación imparcial del intervalo completo, o a problemas de identificación del taxón debido a una mala preservación de los foraminíferos. En Shuqualak encontramos una excursión negativa en la parte superior de la biozona de *G. aegyptiaca*, en una posición similar a la propuesta por Wendler et al. (2011), por lo que es posible que ambas excursiones se traten del mismo episodio.

6) Episodio del límite Campaniense/Maastrichtiense (ELCM): Identificado por numerosos autores en diferentes secciones (Friedrich et al., 2009; Voigt et al., 2010, 2012; Thibault et al., 2012, Jung et al., 2012), este episodio se caracteriza por una excursión negativa del $\delta^{13}\text{C}$. Debido al hiato estratigráfico que se produce en Shuqualak alrededor de esta edad, es posible que este episodio no haya quedado registrado. No obstante, se observan excusiones negativas en la parte superior del sondeo que pueden deberse a un registro parcial de este evento, aunque el origen de estos picos se ha atribuido, mayoritariamente, a procesos locales (como se discutirá en el capítulo 6 de esta Tesis Doctoral).

Por lo que respecta al comportamiento general observado en las curvas isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ de la sección de Oued Assila y del sondeo de Shuqualak, éstas muestran, a grandes rasgos, las siguientes tendencias: 1) Prácticamente estable desde la parte superior del Santoniense hasta el EBC (Episodio de la Base de *Calcarata*); 2) Aumento de los valores isotópicos desde el EBC a aproximadamente el ELCM (Evento del Límite Campaniense/Maastrichtiense); 3) Descenso progresivo de los valores isotópicos desde el ELCM hasta el final del intervalo estudiado. Estas tendencias son similares a las establecidas por Voigt et al. (2010) en Alemania y por Wendler et al. (2011) en el Tibet (fig. 4.11). Este hecho corrobora que se ha preservado parte de la señal isotópica original tanto en Oued Assila como en Shuqualak, aunque no parece posible obtener valores precisos de las paleotemperaturas a partir de foraminíferos planctónicos ya que ya que la señal isotópica de éstas suelen conservarse solamente en fósiles prácticamente inalterados por la diagénesis.

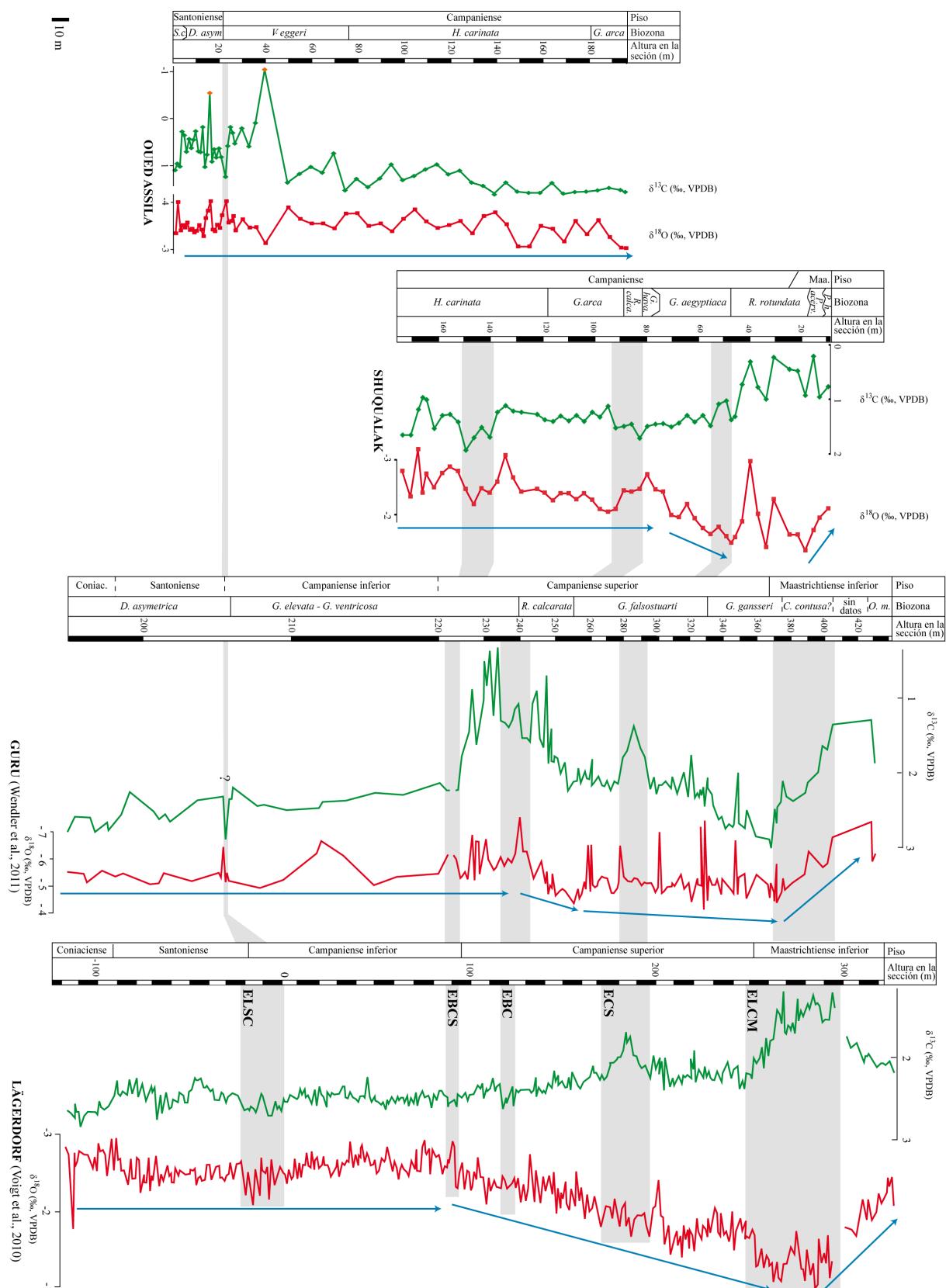


Figura 4.11. Curvas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ de la sección de Oued Assila y Shuqualak y su comparación con las obtenidas por Wendler et al. (2011) en la sección de Guru (Tibet, China) y por Voigt et al. (2010) en Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Alemania). S.c. = *Sigalia carpatica*, D. asym. = *D. asymmetrica*, R. calca. = *R. calcarata*, G. hava. = *G. havanensis*, P. acerv. = *P. acervulinoides*, P. h. = *P. hariaensis*, O. = *Orbitoides* sp., ELSC = Episodio isotópico del límite Santoniense/Campaniense, EBCS = Episodio isotópico de la base del Campaniense superior, EBC = Episodio de la Base de *Calcarata*, ECS = Episodio del Campaniense superior y ELCM= Episodio del límite Campaniense/Maastrichtiense.

4.2.2. Maastrichtiense

En este apartado se exponen los datos integrados de los foraminíferos planctónicos, los nanofósiles calcáreos y la magnetoestratigrafía del Maastrichtiense de Zumaia, que han sido publicados previamente por Pérez-Rodríguez et al. (2012). Estos resultados se ilustran en la figura 4.12. Asimismo se reproducen los datos isotópicos del $\delta^{13}\text{C}$ para Zumaia que fueron analizados por Batenburg et al. (2012) y se describen los episodios isotópicos del Maastrichtiense.

Nanofósiles calcáreos

En Zumaia se aplicó la biozonación de nanofósiles calcáreos de Burnett (1998), identificándose las siguientes biozoras:

- UC15e^{TP}?; desde el DPR de *Eiffellithus paralelus* hasta el DUR de *Eiffellithus eximus*.
- UC16: desde el DUR de *E. eximus* hasta el DUR de *Broinsonia parca constricta*.
- UC17: DUR de *B. p. constricta* hasta el DUR de *Tranolithus orionatus*.
- UC18: DUR de *T. orionatus* hasta el DUR de *Reinhardtites levis*.
- UC19: DUR de *R. levis* hasta el DPR de *Lithraphidites quadratus*.
- UC20a^{TP}: desde el DPR de *L. quadratus* hasta el DPR de *Micula murus*.
- UC20b^{TP}: desde el DPR de *M. murus* hasta el DPR de *Ceratolithoides kampfneri*.
- UC20c^{TP}: desde el DPR de *C. kampfneri* hasta el DPR de *Micula prinsii*.
- UC20d^{TP}: desde el DPR de *M. prinsii* hasta el DURs de las especies extintas en el límite Cretácico/Paleógeno.

En la figura 4.12. se señalan los biohorizontes-guía más significativos de nanofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos de Zumaia.

Se indica como dudosa la presencia de la biozona UC15e^{TP}, ya que su techo se establece mediante el DUR de *E. eximus* y este biohorizonte no es del todo fiable en Zumaia. La dudas acerca de este bioevento se deben a que su extinción se produce a la vez que la de *U. trifidus* en Zumaia (aunque la presencia de esta última especie es algo incierta ya que los dos únicos ejemplares encontrados presentan recrrecimiento). Esta aparente isocronía entre ambos bioeventos contrasta con la extinción más temprana de *E. eximus* en Tercis, según datos combinados de Gardin y Monechi (2001), Melinte y Odin (2001) y von Salis (2001). Así que cabe la posibilidad de que los especímenes encontrados en Zumaia, atribuidos a *E. eximus*, sean reelaborados.

En Tercis el GSSP de la base del Maastrichtiense se sitúa entre los DURs de *E. eximus* y *U. trifidus*, siendo este último evento el marcador oficial dentro de la escala bioestratigráfica de nanofósiles calcáreos. Debido a que en Zumaia la identificación de *U. trifidus* no es segura, y a que el orden entre estos dos biohorizontes está invertido con respecto a Tercis, no es posible asegurar si el límite Campaniense/Maastrichtiense está presente en la sección vasca mediante nanofósiles calcáreos.

Además de los marcadores biozonales, en Zumaia se han registrado varios biohorizontes interesantes entre los metros 17,52 y 30,33, destacando los DURs de *Acuturris scotus*, *Zeugrhabdotus bicrescenticus* y *Cribrocorona echinus*, que son considerados como potenciales biohorizontes-guía para la correlación global.

Otro biohorizonte de interés es el DPR de *L. quadratus*, que ha sido señalado como posible marcador del límite Maastrichtiense inferior/superior (Paul y Lamolda, 2007); éste ha sido reconocido en el metro 71,75, aunque se trata de un ejemplar mal preservado y de dudosa identificación. Esta especie aparece con seguridad a partir del metro 72,62. En la parte superior de la sección de Zumaia se han registrado todos los biohorizontes-guía de bajas latitudes. Además, el DUR de *Petrarhabdus* spp., identificado en la Biozona UC20a^{TP}, ha sido documentado con anterioridad en el Océano Índico (Burnett, 1998; Lees, 2002), por lo que puede tener también utilidad para la correlación global. Por último, cabe señalar también que los DPRs de *M. murus*, *C. kampfneri*, *M. prinsii* se producen algo tardíamente con respecto a Bottaccione o Kalaat Senan, esto podría deberse a una ligera restricción de la cuenca (debido a la forma estrecha del surco), tal y como proponen Batenburg et al. (2012).

Magnetoestratigrafía

La señal paleomagnética de la sección de Zumaia presenta un comportamiento ligado a la litología, ya que las margas rojas típicas del Maastrichtiense superior, y expuestas a partir de la Unidad 7 de Wiedmann (1988), presentan una remagnetización anterior al plegamiento. Por esta razón, solamente se han obtenido datos válidos para la mitad inferior de la sección (la mayor parte del Maastrichtiense inferior). En dicho intervalo se han identificado una magnetozona inversa (R1) y una normal (N1). La correlación de estas magnetozonas con las identificadas en Bottaccione es directa, ya que el intervalo R1 contiene los DPR de *C. contusa* y los DURs de *B. p. constricta*, *T. orionatus* y *R. levis* (Premoli Silva y Sliter, 1995; Gardin et al., 2001a). En Bottaccione, todos estos biohorizontes se identifican dentro de la magnetozona C31r. Además, el DPR de *L. quadratus* se identifica en el techo de N1, próximo al cambio de polaridad magnética R1/N1 en Zumaia, mientras que en Bottaccione se registra en la magnetozona C31n, próximo también al cambio de polaridad magnética C31r/C31n (Monechi y Thierstein, 1985; Gardin et al., 2001a). Por estas razones nos parece razonable correlacionar las magnetozonas R1 y N1 de Zumaia con los crones C31r y C31n (fig. 4.12).

Por su parte Batenburg et al. (2012) analizaron la magnetoestratigrafía del Maastrichtiense final en Sopelana (Bizkaia), situando el cambio de polaridad magnética entre las cronozonas C30n/C29r. Esta sección está próxima y es fácilmente correlacionable con Zumaia, por lo que estos mismos autores extrapolaron el dato del límite C30n/C29r por medio de la cicloestratigrafía, dando como resultado que este cronohorizonte se emplazaría hacia el techo de la Unidad 11 de Wiedmann (1988) en Zumaia.

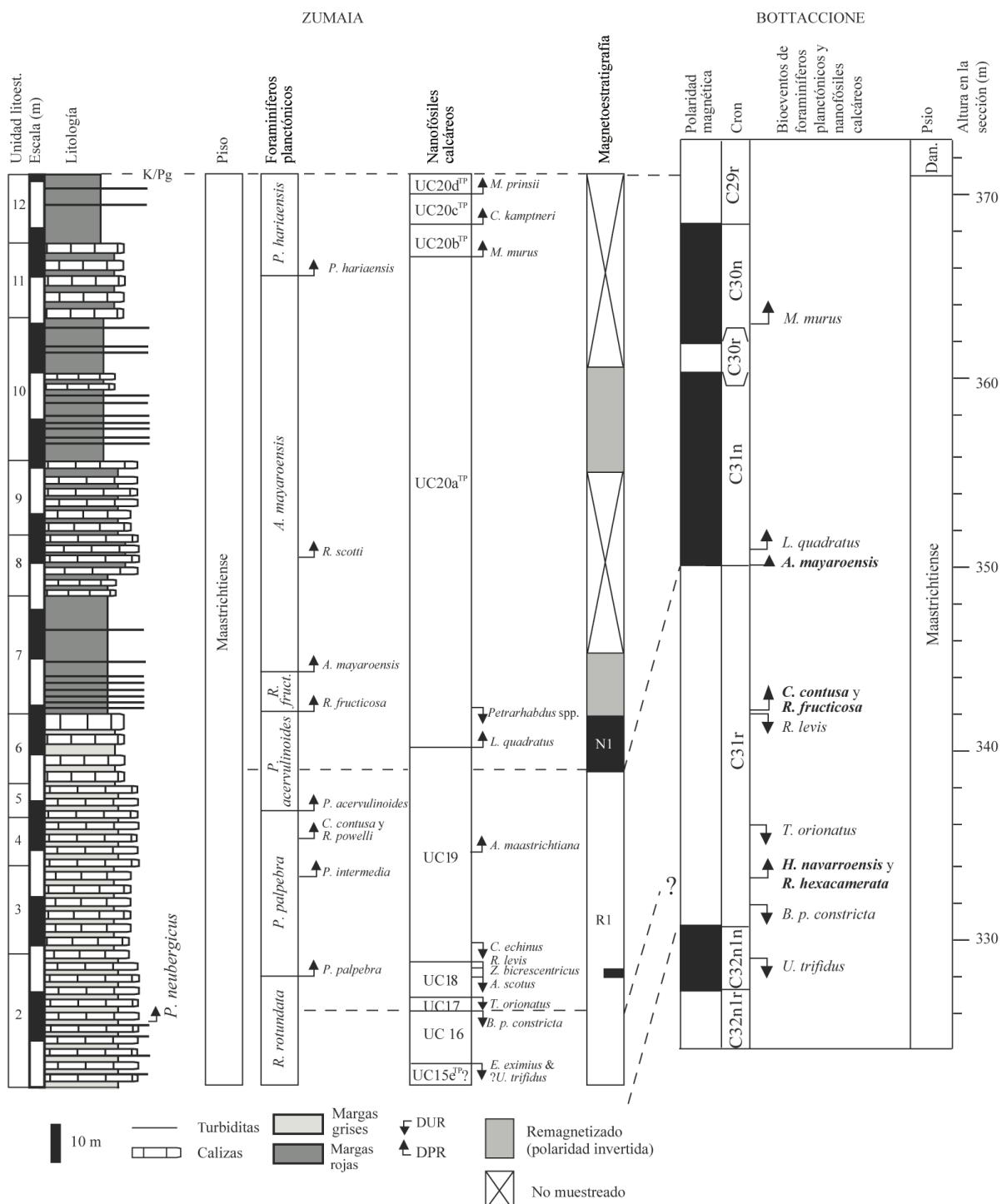


Figura 4.12. Integración de los principales bioeventos de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo, y las magnetozonas reconocidas en Zumaia y su correlación con Bottaccione (Premoli Silva y Sliter, 1995).

Isótopos estables

Los isótopos estables del Maastrichtiense de Zumaia han sido estudiados por Mount et al. (1986), Margolis et al. (1987), Paul y Lamolda (2007) y Batenburg et al. (2012).

El estudio de Batenburg et al. (2012) es de gran resolución y se basa en la curva de $\delta^{13}\text{C}$, ésta muestra una tendencia general hacia valores más bajos y, a partir de la unidad 7 de Wiedmann

(1988) se registran 6 picos negativos; los resultados se correlacionan bien con secciones del norte de Alemania (Voigt et al., 2010), Gubbio (Voigt et al., 2012), Dinamarca (Thibault et al., 2012b) y Shatski Rise (Jung et al., 2012), aunque la curva de Zumaia varía con mayor amplitud (Batenburg et al., 2012). La figura 4.13 muestra una correlación entre la curva isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ de Zumaia (Batenburg et al., 2012) y Gubbio (Voigt et al., 2012).

Los episodios isotópicos del $\delta^{13}\text{C}$ útiles para la correlación para el Maastrichtiense son:

1) Episodio del Maastrichtiense Medio (EMM): Esta excursión isotópica duró ~570 Ka (Voigt et al., 2012) y se produce en dos descensos consecutivos del $\delta^{13}\text{C}$, con un máximo importante entre ellos. Ha sido identificada también en Gubbio, Dinamarca, Shatski Rise y el DSDP 525. La base de esta excursión se produce justo encima de la base de la magnetozona C31n (Voigt et al., 2012) en Gubbio, la cual se correlaciona perfectamente con Zumaia (fig. 4.13), además en ambas secciones el DPR de *L. quadratus* (base de la biozona UC20a^{TP}) se produce en el intervalo de máximos isotópicos inferior. También se reconocen en Zumaia varios mínimos considerables en la base de la biozona UC20a^{TP} (indicados con gris más oscuro en la fig. 4.13) que se correlacionaría con la zona central del EMM descrito en Gubbio por Voigt et al. (2012). Sin embargo no es sencillo situar la zona de máximos superiores en Zumaia ya que éstos no son evidentes, como así se indica en la figura 4.13.

2) Episodio del Maastrichtiense final (EMF): En la parte más superior del Maastrichtiense se reconocen dos oscilaciones negativas-postivas denominadas por Voigt et al. (2012) como “Episodio del K/Pg”, sin embargo este nombre no lo considero muy preciso ya que la excursión isotópica comienza con una anterioridad considerable al límite, por lo que estimo más apropiado el nombre de EMF aquí propuesto. En Gubbio el pico negativo más bajo se produce en la parte alta de C30n, los valores comienzan a aumentar hacia el primer máximo del $\delta^{13}\text{C}$ coincidiendo con el límite entre las magnetozonas C30r/C29n, mientras que el límite K/Pg se produce en la segunda zona de máximos. Estos resultados de Gubbio son análogos con respecto a los de Zumaia (fig. 4.13). Sin embargo esta correlación no es sencilla si se realiza por medios bioestratigráficos ya que los biohorizontes de nanofósiles calcáreos (DPR de *M. murus* que marca la base de la Biozona UC20b^{TP} y DPR de *M. prinsii* que establece la base de la Biozona UC20d^{TP}) se producen más tardíamente en Zumaia que en Gubbio con respecto a la magneetoestratigrafía, mientras que las biozonas de foraminíferos planctónicos no son las mismas: en Zumaia *P. hantkeninoides*, y su biozona homónima, están ausentes y en Gubbio no se ha registrado *P. hariaensis* y por tanto tampoco su biozona homónima.

Además en Zumaia se registran otros 3 episodios isotópicos positivos entre el EMM y el EMF, que no son correlacionables con Gubbio, probablemente debido a una menor resolución en el muestreo del corte italiano. Dichos episodios presentan una utilidad estratigráfica potencial.

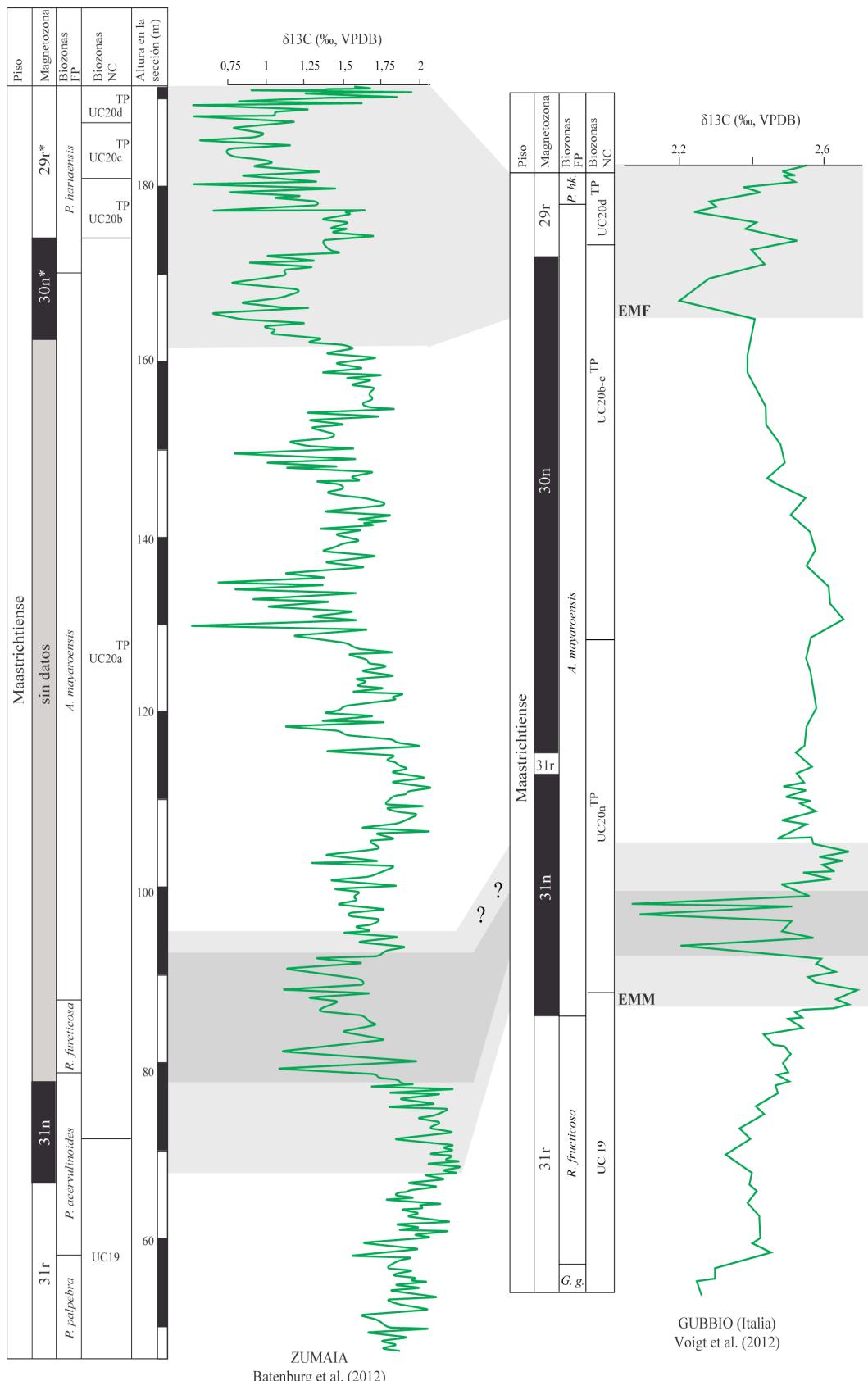


Fig. 4.13. Estratigrafía integrada del Maastrichtiense de Zumaia y Gubbio. En Zumaia los datos biomagnetooestratigráficos están basados en Pérez-Rodríguez et al. (2012), salvo la posición de los crones C30n y C29r, inferidos de Batenburg et al. (2012) e indicados con asterisco; también los datos del $\delta^{13}\text{C}$ provienen de estos últimos autores. Los resultados de Gubbio se han tomado de Voigt et al. (2012). FP = foraminíferos planctónicos; NC = nanofósiles calcáreos; *P. hk.* = *P. hantkeninoides*; *G. g.* = *G. gansseri*.

5. Cronoestratigrafía

La estratigrafía integrada es la base para la definición y correlación de los límites entre pisos, y por tanto de los estudios cronoestratigráficos. En este capítulo se presenta una revisión, desde el punto de vista de la Cronoestratigrafía, de los límites entre pisos del intervalo estudiado en esta Tesis Doctoral. Se ha hecho hincapié en seleccionar aquellos eventos de foraminíferos planctónicos que puedan ser útiles para la correlación de los límites cronoestratigráficos, y se ha examinado la relación de estos potenciales marcadores con los demás datos estratigráficos, fundamentalmente los de nanofósiles calcáreos, isótopos estables del carbono y magnetoestratigráficos.

Cabe destacar que dos de las secciones aquí estudiadas presentan importancia cronoestratigráfica reconocida: Olazagutía alberga el GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) de la base del piso Santoniense desde que, a principios de 2013, la IUGS ratificó la aprobación de la propuesta presentada por el *Santonian Working Group*; por su parte Zumaia es una sección auxiliar del límite Cretácico/Paleógeno (Molina et al., 2009) y contiene los estratotipos de los límites Daniense/Selandiense y Selandiense/Thanetiense (Schmitz et al., 2011).

5.1. Límite Coniaciense/Santoniense

El Santoniense fue propuesto por Coquand (1857) en Javrezac y Saintes, localidades del suroeste de Francia; el límite lo constituye un *hardground* entre una caliza glauconítica del Coniaciense y unas margas del Santoniense. En el Primer Simposio de los Pisos del Cretácico se concluyó que el dato de primer registro (DPR) del subgénero de ammonites *Texanites* (*Texanites*) y del inocerámido *Platyceramus undulatoplicatus* son los dos mejores criterios para establecer la base del Santoniense (Birkelund et al., 1984). Posteriormente, durante el Segundo Simposio de los límites del Cretácico, se escogió el DPR del inocerámido *P. undulatoplicatus* como marcador primario para establecer el límite Coniaciense/Santoniense (Lamolda y Hancock, 1996) y se seleccionó el DPR del foraminífero planctónico *S. carpatica* como marcador secundario; además se rechazaron los DPRs de *Texanites* y de *D. asymmetrica* por no producirse cerca de los criterios seleccionados. En la misma reunión se eligieron 3 posibles estratotipos para albergar la base del Santoniense: Cantera de Olazagutía (Navarra, España), Seaford Head (Sussex, Inglaterra, Reino Unido) y Ten Mile Creek (Dallas, Texas, Estados Unidos). En 2002 se celebró una reunión del Grupo de Trabajo del Santoniense donde se visitó la cantera de Olazagutía, se presentaron nuevos trabajos sobre los 3 estratotipos candidatos y se acordó llevar a cabo estudios adicionales, los resultados presentados en esta reunión se recogen en un monográfico de la revista *Cretaceous Research* (Dhondt et al., 2007).

A principios del año 2013 la IUGS ratificó la aprobación de la propuesta de la sección de Olazagutía para albergar el GSSP de la base del Santoniense. En esta Tesis Doctoral, se ha vuelto a estudiar el tránsito Coniaciense-Santoniense en la sección de Olazagutía con el fin de consolidar la utilidad cronoestratigráfica de los marcadores, así como para proponer otros nuevos criterios que mejoren la correlación estratigráfica.

5.1.1. Criterios de correlación con foraminíferos planctónicos

Los biohorizontes de foraminíferos planctónicos considerados cronoestratigráficamente más útiles para situar el límite Coniaciense/Santoniense son:

1) DPR de *Dicarinella asymetrica*: Este biohorizonte ha sido generalmente situado por encima de la base del Santoniense (Caron, 1985; Nederbragt et al., 1990; Robaszynski et al., 1984; Premoli Silva y Sliter, 1995; Robaszynski y Caron, 1995). Sin embargo, se ha comprobado que este biohorizonte se sitúa por debajo del DPR de *P. undulatoplicatus*, marcador primario del límite Coniaciense/Santoniense, en Ten Mile Creek (Gale et al., 2007) y en Olazagutía (Lamolda et al., 2007; este trabajo). Por lo tanto, según este criterio, la DPR de *D. asymetrica* se registraría en el Coniaciense y no parece un criterio adecuado para reconocer la base del Santoniense.

2) DPR de *Sigalia carpatica*: Tal y como ya se ha mencionado, este biohorizonte es el marcador secundario propuesto para situar el límite Coniaciense/Santoniense. Esta especie ha sido identificada en el Tetis (sur de Europa, Oriente Medio, Norte de África y Golfo de México), y en el Atlántico Sur (Georgescu, 2010). Sin embargo, Gale et al. (2007) no identificaron esta especie en Texas. La relación entre los DPRs de *S. carpatica* y *D. asymetrica* no es clara: Nederbragt (1991) y Robaszynksi y Caron (1995) consideraron que los DPRs de ambas especies fueron sincrónicos; sin embargo, en Kalaat Senan (Túnez), Robaszynski et al. (2000) identificaron el DPR de *S. carpatica* por encima del DPR de *D. asymetrica*, concretamente al final del tercio inferior de la Biozona de *D. asymetrica* (fig. 5.1). Del mismo modo, en Olazagutía el DPR de *S. carpatica* se sitúa también por encima del DPR de *D. asymetrica*, aunque no se ha podido precisar cuánto, ya que *D. asymetrica* se registra desde la base de la sección (Lamolda et al., 2007; este estudio).

3) DPR de los morfotipos “caja de pastillas” de *Globotruncana linneiana*: Lamolda et al. (2007) denominan así a las formas de esta especie que presentan dos gruesas carenas muy espaciadas, y consideran que el DPR de dicho morfotipo se sitúa en una posición estratigráfica ligeramente superior al límite Coniaciense/Santoniense de Olazagutía (fig. 5.1). Sin embargo, en esta Tesis Doctoral se identifican formas típicas de *G. linneiana* desde la base de la sección de Olazagutía. Quizás, si se establecieran mejor los criterios taxonómicos que, según estos autores, caracterizan esta particular morfología de *G. linneiana*, este biohorizonte podría presentar utilidad cronoestratigráfica.

4) DPR de *Costellagerina*: Tanto Gale et al. (2007) como Lamolda et al. (2007) mencionan que el DPR de alguna de las especies de este género podría tener utilidad en la caracterización de la base del Santoniense. Gale et al. (2007) identificaron el DPR de *Costellagerina* unos 10 m por debajo del DPR de *P. undulatoplicatus* en Texas, incluyendo dentro de este género *C. tradinghousensis* y *C. bulbosa*. Sin embargo, este biohorizonte se sitúa demasiado alejado del límite Coniaciense/Santoniense como para tener de utilidad cronoestratigráfica. Lamolda et al. (2007) sitúan el DPR de *C. pilula* ligeramente por debajo del límite en Olazagutía; bajo este nombre los autores incluyen esta especie y lo que en esta Tesis Doctoral se denomina *C. bulbosa*. Al igual que estos autores, el DPR del género *Costellagerina* se ha identificado en Olazagutía por debajo del límite Coniaciense/Santoniense: el DPR de *C. bulbosa* en el metro 7 (7,95 m por debajo del límite) y el DPR de *C. pilula* en el metro 14,65 (0,3 m por debajo del límite), siendo por lo tanto este último biohorizonte el que más se aproxima al DPR de *P.*

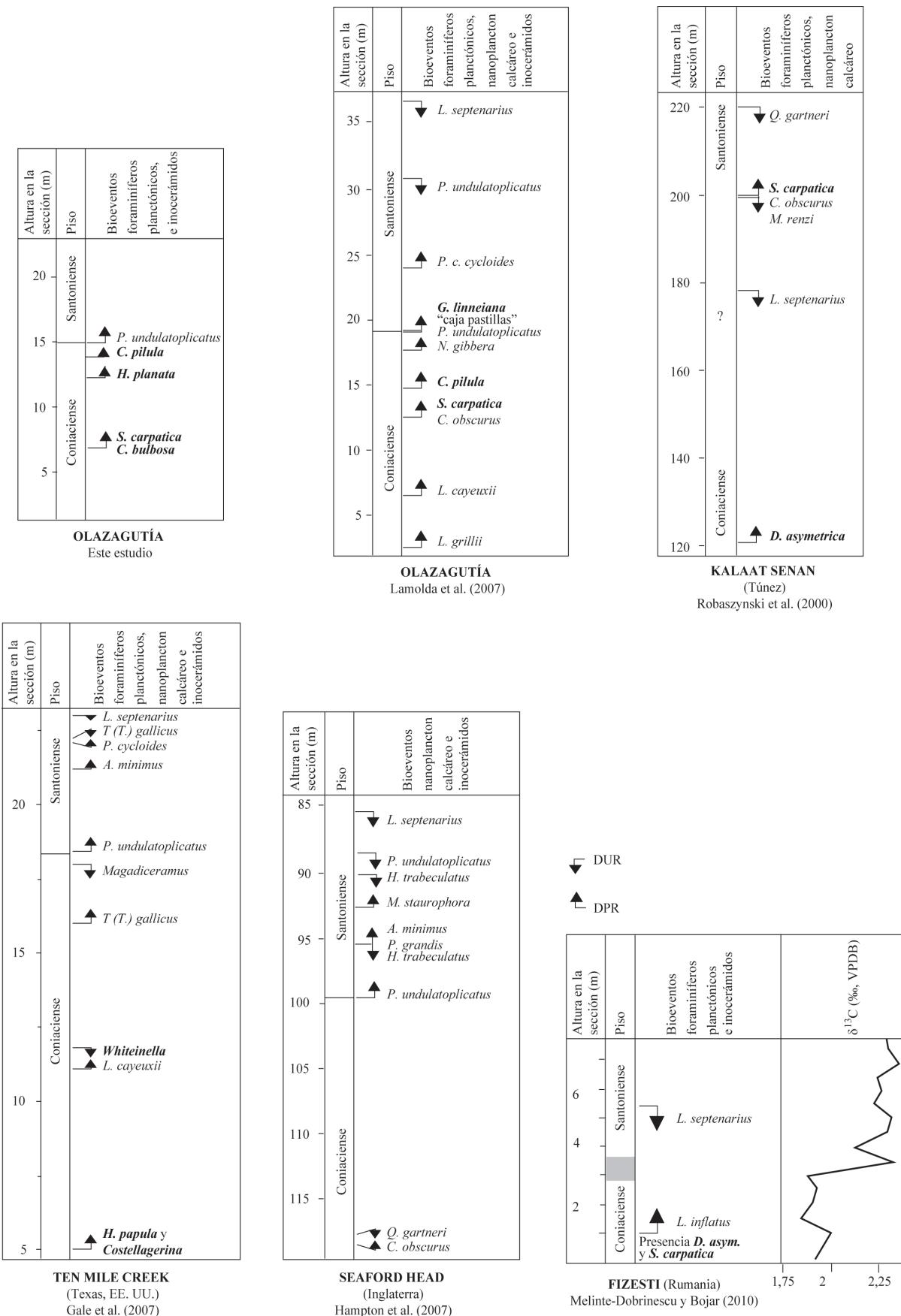


Figura 5.1. Comparación de los datos estratigráficos más relevantes identificados en torno al límite Santoniense/Campaniense en Olazagutía, según este estudio y Lamolda et al. (2007), y en las secciones de Kalaat Senan, Ten Mile Creek, Seaford Head y Fizesti. D_{asym} = $D_{asymmetrica}$.

undulatoplicatus (fig. 5.1). Debido al potencial cronoestratigráfico que presenta este género, y en particular, el DPR de *C. pilula*, se considera oportuno discriminar ambas especies. Además, el DPR de *Costellagerina* ha sido identificado por El Amri y Zaghbib-Turki (2004) en Túnez, y por Petrizzo (2000), en el oeste de Australia, en la parte baja de la Biozona de *D. asymmetrica*, confirmando la potencial utilidad de este criterio a la hora de reconocer la base del Santoniense con foraminíferos planctónicos.

5) DPR de *Heterohelix planata*: En Olazagutía se registra este biohorizonte 2,05 m por debajo del límite Coniaciense/Santoniense, por lo que tiene potencial interés biocronoestratigráfico (fig. 5.1). Este biohorizonte ha sido registrado en la Biozona de extensión total de *D. asymmetrica* en varias secciones; así por ejemplo, Nederbragt (1991) identifica este evento hacia la mitad de la biozona, Petrizzo (2000) hacia la parte baja en el noroeste de Australia, y Georgescu (2011) desde su base en el Pacífico Central ecuatorial. Este taxón presenta las ventajas de ser muy frecuente y tolerar condiciones ambientales diversas y desfavorables para los globotruncánidos, tales como una baja batimetría o altas latitudes. Sin embargo, para confirmar su utilidad biocronoestratigráfica, es necesario concretar mejor la distribución de esta especie en un mayor número de localidades y cuencas.

5.1.2. Otros criterios de correlación

A) Nanofósiles calcáreos

Todavía no se ha establecido un biohorizonte con utilidad cronoestratigráfica mediante este grupo micropaleontológico. El límite Coniaciense/Santoniense se sitúa entre el DPR de *Lucianorhabdus cayeuxii* y el DUR de *Lithatrinus septanarius* según datos de Olazagutía (Melinte y Lamolda, 2002); Texas (Gale et al., 2007); Inglaterra (Hampton et al., 2007); y Olazagutía (Lamolda et al., 2007) (fig. 5.1). El límite se sitúa, por tanto, dentro de la Biozona UC11c de Burnett (1998). Además, Gale et al. (2007) descartaron como posibles biohorizontes candidatos para establecer la base del Santoniense el DPR de *Micula concava*, el DPR de *Amphizygus minimus* y el DUR de *Helicolithus trabeculatus*, debido a que no hay demasiado consenso sobre su posición relativa entre las localidades seleccionadas para contener el GSSP de la base del Santoniense.

B) Isótopos estables del carbono

Jarvis et al. (2006) reconocieron una serie de eventos en la curva del $\delta^{13}\text{C}$ para el intervalo Coniaciense-Santoniense en varias secciones inglesas. Así, el DPR de *P. undulatoplicatus* coincide aproximadamente con una excursión negativa emplazada entre dos pequeños eventos positivos denominados por estos autores como Michel Dean y K2 (fig. 5.2). Esta relación ha sido reconocida también en Ten Mile Creek (Gale et al., 2007) y en Olazagutía (Lamolda y Paul, 2007; Lamolda et al., 2008). Además, Lamolda et al. (2008), obtuvieron una buena correlación comparando las curvas del $\delta^{13}\text{C}$ de Olazagutía con la de Texas (Gale et al., 2007), y con las inglesas Dover y Culver Cliff (Jarvis et al., 2006).

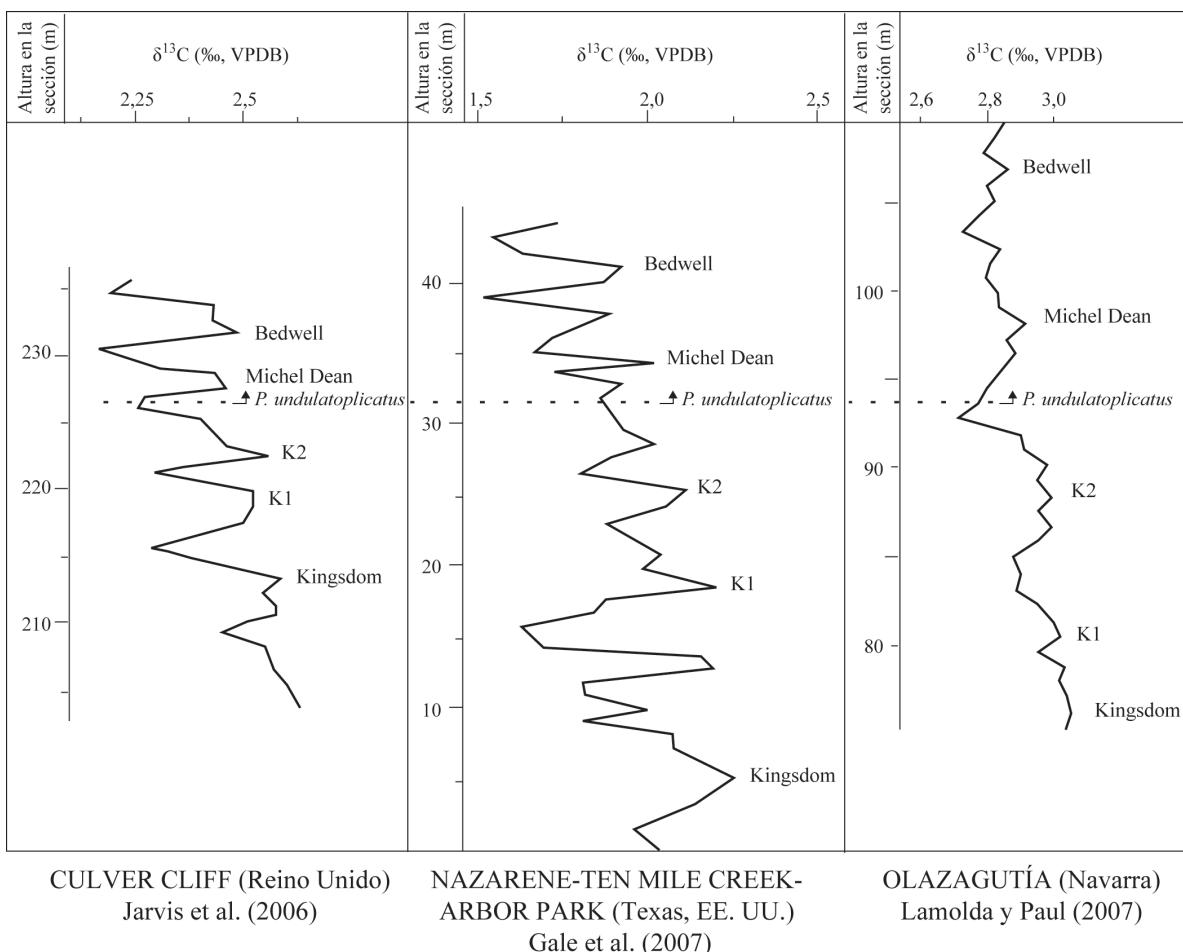


Figura 5.2. Curvas del $\delta^{13}\text{C}$ en diferentes secciones en torno al DUR de *P. undulatoplicatus*, marcador primario para el límite Coniaciense/Santoniense. También se indican los eventos reconocidos por Jarvis et al. (2006) en estas secciones. Figura modificada de Lamolda et al. (2008).

C) Magnetoestratigrafía

El límite Coniaciense/Santoniense se produce dentro del supercron normal 34, por lo que no se registran cambios de polaridad magnética que sirvan para la caracterización de la base del Santoniense.

5.1.3. Conclusiones en torno al límite Coniaciense/Santoniense

El DPR de *S. carpatica* es un bioevento útil para situar la base del Santoniense ya que, al menos en Olazagutía, se produce próximo al DUR de *P. undulatoplicatus*, marcador primario del límite Coniaciense/Santoniense. Este bioevento se registra dentro de la biozona clásica de extensión total de *D. asymmetrica*, pero es conveniente precisar a qué altura dentro de ésta se produce. Otros eventos de foraminíferos planctónicos con potencial cronoestratigráfico son el DPR de *Costellagerina*, en concreto de *C. pilula* y el DPR de *H. planata*.

En cuanto a los nanofósiles calcáreos el límite Coniaciense/Santoniense se produce dentro de la Biozona UC11c de Burnett (1998), sin haberse llegado a un consenso acerca de los bioeventos útiles para la correlación que se aproximen a la base del Santoniense.

Los isótopos estables del carbono parecen resultar eficaces en la correlación de este límite, ya que éste se produce coincidiendo aproximadamente con una excursión negativa emplazada entre dos pequeños eventos positivos definidos por Jarvis et al. (2006) y denominados Michel Dean y K2.

5.2. Límite Santoniense/Campaniense

Coquand (1857) propuso por primera vez el piso Campaniense para referirse a una sucesión rocosa en las colinas de la Grande Champagne, cerca de Aubeterre-sur-Dronne (norte de Aquitania, Francia). Sin embargo, estos sedimentos son de facies marinas someras, y aunque ricos en bivalvos, corales y foraminíferos bentónicos, no presentan ammonites y casi no contienen microfósiles planctónicos, por lo que no es un buen lugar para servir de referente como GSSP de la base del Campaniense (Hancock y Gale, 1996).

En las dos reuniones del Grupo de Trabajo del Campaniense, celebradas en Bruselas en 1995 y 2005 (Hancock y Gale, 1996; Gale et al., 2008), se acordaron los siguientes puntos: 1) la definición de la base del Campaniense ha de ser compatible con el DPR del ammonite *Placenticeras bidorsatum*, que desde el trabajo de Grossouvre (1901), es el marcador clásico de la base del Campaniense. Sin embargo, este taxón no parece ser un buen marcador primario ya que solo se ha encontrado en el noroeste de Europa; 2) utilizar el DPR de algún ammonite sin determinar del género *Submortoniceras*, que tiene la ventaja de presentar una buena distribución geográfica y podría tener utilidad para la correlación global; 3) el DPR del belemnite *Gonioeteuthis granulataquadrata* también ha de ser compatible con el marcador primario que se escoja, ya que es otro criterio clásico para situar el límite Santoniense/Campaniense y coincide con el DUR del crinoideo *Marsupites testudinarius* en el noroeste de Alemania (Schulz et al., 1984); 4) el DUR del crinoideo *M. testudinarius* es el biohorizonte-guía recomendado por la comisión ya que coincide con los dos marcadores clásicos (*P. bidorsatum* y *G. granulataquadrata*) y es bastante común, encontrándose distribuido casi globalmente en facies marinas no profundas (Gale et al., 1995); 5) el biohorizonte escogido para marcar la base del Campaniense ha de ser relacionado con el DUR del grupo de foraminíferos planctónicos *D. concavata-D. asymmetrica*, con el DPR del linaje del nanoplancton calcáreo *Broinsonia parca* y con el cambio de polaridad magnética C34/C33; y 6) Hancock y Gale (1996) también propusieron que la excursión positiva del $\delta^{13}\text{C}$ podría ser un horizonte-guía de utilidad en la correlación de este límite, aunque no se mencionara en las reuniones. Posibles estratotipos son Seaford Head (Condado de Sussex, Inglaterra), Foreness Point (Condado de Kent, Inglaterra) y la presa vertedero de Waxahachie (al sur de Dallas, Texas).

En esta Tesis Doctoral se ha estudiado la base del Campaniense en la sección de Oued Assila (Túnez) contando con nuevos datos de foraminíferos planctónicos y de isótopos estables.

5.2.1. Criterios de correlación con foraminíferos planctónicos

Los biohorizontes y/o eventos de foraminíferos planctónicos considerados cronoestratigráficamente más útiles para situar el límite Santoniense/Campaniense son:

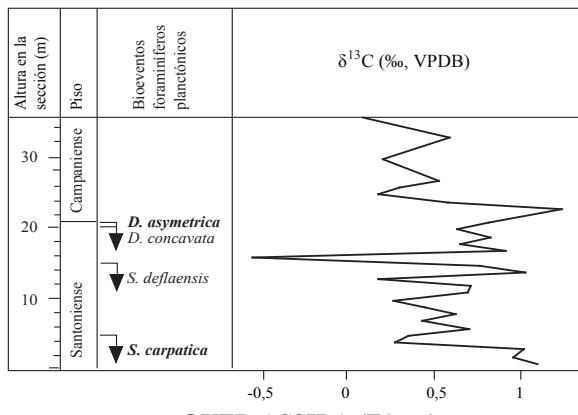
1) DUR de *Dicarinella asymetrica*: Este biohorizonte ha sido comúnmente utilizado para situar la base del Campaniense (Marks, 1984; Caron, 1985; Robaszynski y Caron, 1995; Arz, 1996; Gradstein et al., 2012). La identificación de este taxón es fácil, y suele estar presente en latitudes bajas (p. ej. Premoli Silva y Sliter, 1995; Mancini et al., 1996; Robaszynski et al., 2000; Chacón et al., 2004; Wendler et al. 2011; esta Tesis Doctoral), aunque también se ha reconocido en latitudes medias altas del Hemisferio Sur (Petrizzo, 2000) y del Hemisferio Norte, concretamente en Inglaterra (Bailey y Hart, 1979). Como contrapartida, sólo se registra esporádicamente (Ion y Szasz, 1994) o está ausente en Rumania (Cetean et al., 2011), y no se ha encontrado en mares epicontinentales del sureste de Polonia y oeste de Ucrania (Dubicka y Perit, 2012), ni en latitudes bajas del Hemisferio Sur (Petrizzo, 2001).

Otro problema añadido es que la relación entre el criterio recomendado por la comisión (la extinción del crinoideo *M. testudinarius*) y el DUR de *D. asymetrica* no es clara. Gale et al. (2008) identificaron el DUR de *D. asymetrica* 2,65 m por encima del DUR de *M. testudinarius* en Texas (fig. 5.2). Sin embargo, el DUR de *D. asymetrica* se produce justo bajo una inconformidad, por lo que podría no tratarse de su último registro real. Wagreich et al. (2010), siguiendo a estos autores, situaron el límite en algún lugar por debajo del DUR de *D. asymetrica* en Austria (fig. 5.2), ya que no identificaron *M. testudinarius*. Además, cabe resaltar que en ocasiones se habla del DUR del grupo *D. asymetrica-D. concavata* como útil para situar el límite (Gale et al., 2008; Hancock y Gale, 1996). En este trabajo se considera que la extinción de ambas especies pueden ser útiles para situar el límite Santoniense/Campaniense, ya que suelen coexistir y presentan una extinción simultánea (Premoli Silva y Sliter, 1995) o, en todo caso, la última aparición de *D. concavata* es ligeramente anterior (Caron, 1985; Arz, 1996; este trabajo).

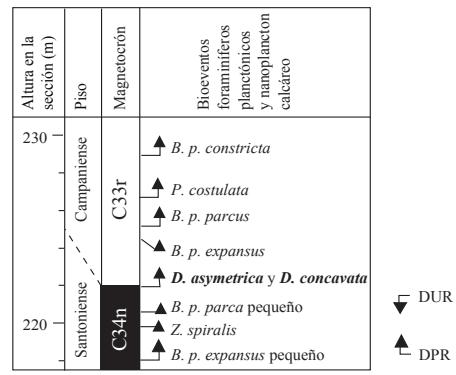
2) DUR de *Marginotruncana*: Los últimos representantes de este género también se extinguieron alrededor del límite Santoniense/Campaniense, no habiendo demasiado consenso si antes o después de la extinción de *D. asymetrica* (Gale et al., 2008). Sin poder ser descartado que se trate de un problema de diacronía entre las diferentes cuencas, esta incertidumbre seguramente se deba en parte a problemas taxonómicos, ya que en ocasiones es difícil distinguir *Marginotruncana* de *Globotruncana* (ver capítulo 3 de esta Tesis Doctoral). Otros autores también mencionan esta dificultad; así, por ejemplo, Robaszynski et al. (2000) crean 3 grupos de morfotipos intermedios entre *Marginotruncana* y *Globotruncana* o *Contusotruncana*; Wagreich et al. (2010) admiten no distinguir generalmente ambos géneros en Austria, achacando este problema a una mala preservación de los foraminíferos. Por esta razón, en este trabajo no se considera el género *Marginotruncana* un buen taxón-guía para situar el límite.

3) Última aparición del grupo de *Sigalia*: El DUR de *Sigalia* se ha registrado próximo al DUR de *M. testudinarius* en Texas, donde fue considerado como posible marcador del límite Santoniense/Campaniense (Gale et al., 2008). En esta Tesis Doctoral, el DUR de *S. rugocostata* ha sido identificado en un nivel estratigráficamente bastante superior al DUR de *D. asymetrica* en Oued Assila, por lo que esta especie no se considera un buen criterio para situar la base del Campaniense. Sin embargo, en el caso de que el GSSP se establezca en Texas, donde el DPR de *D. asymetrica* se sitúa por encima del DUR de *M. testudinarius* (Gale et al., 2008), los DURs de *S. deflaensis* y *S. carpatica* tendrían un gran interés cronoestratigráfico, ya que sus últimos registros se sitúan por debajo del DUR de *D. asymetrica* en diversas localidades (fig. 5.2) (Nederbragt, 1991; Robaszynski et al., 2000; Gale et al., 2008; Georgescu, 2010; este trabajo).

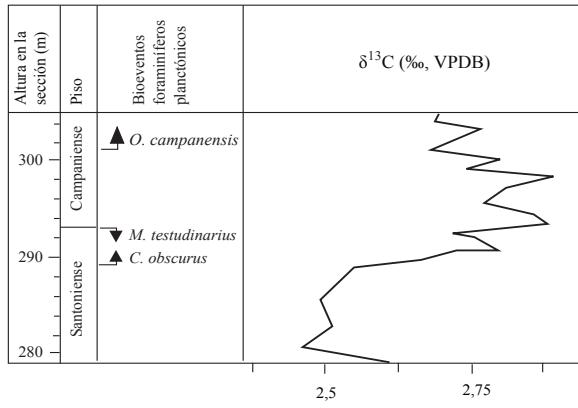
Capítulo 5. Cronoestratigrafía



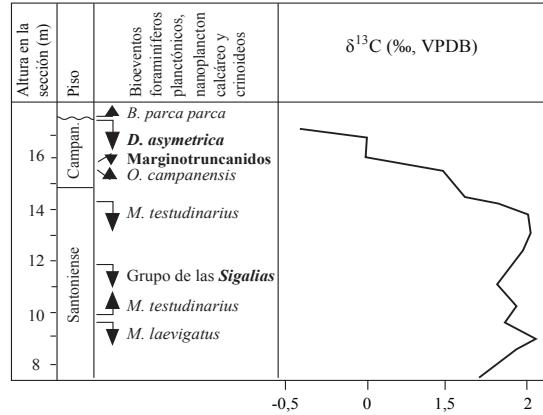
OUED ASSILA (Túnez)
Este estudio



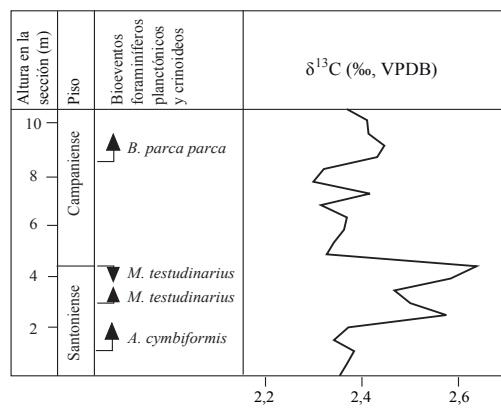
BOTTACCIONE (Italia)
Premoli Silva y Sliter (1995)
Gardin et al. (2001)



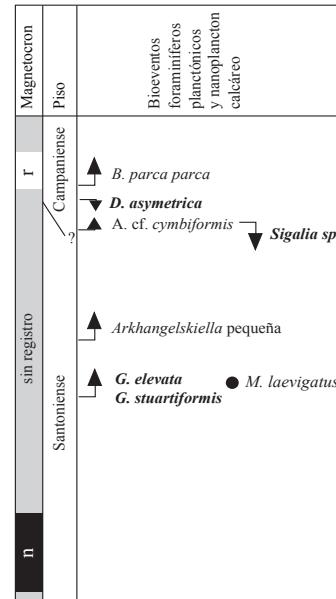
TRUNCH (Reino Unido)
Jarvis et al. (2002)



WAXAHACHIE (Texas, EE. UU.)
Gale et al. (2008)



FIZESTI (Rumania)
Melinte-Dobrinescu y Bojar (2010)



GOSAU (Austria)
Wagreich et al. (2010)
y referencias

Figura 5.3. Comparación de los datos estratigráficos más relevantes identificados en el tránsito Santoniense-Campaniense de Oued Assila con las de las secciones de Bottaccione, Gosau, Trunch, Waxahachie y Fizesti.

4) DPRs de *Globotruncana arca* y de *Globotruncanita elevata*: fueron desechados como biohorizontes-guía ya que hoy en día se acepta que ambos están situados en el Santoniense (Gale et al., 1995; Hancock y Gale, 1996) bastante por encima del DUR de *D. asymmetrica* (Premoli Silva y Sliter, 1995; Robaszynski et al., 1984; Robaszynski et al., 2000; Wagreich, 2010; este trabajo). Por lo tanto, no se consideran apropiados para situar el límite Santoniense/Campaniense.

5.2.2. Otros criterios de correlación

A) Nanofósiles calcáreos

Broinonia parca parca (Gale et al., 2008) presenta la ventaja de habitar en todo tipo de ambientes marinos y latitudes (Burnett, 1998). Su identificación conlleva ciertos problemas taxonómicos, ya que forma parte de un linaje evolutivo y podría haber cierta indefinición a la hora de delimitar este especie con respecto a su ancestro y su descendiente, aunque se han establecido criterios claros para identificarla correctamente (Wise, 1983; Crux, 1982). Sin embargo, el DPR de este taxón se ha reconocido ligeramente alejado del límite: en el Campaniense por encima del DUR de *M. testudinarius* por Burnett (1998) y del DUR de *D. asymmetrica* en Bottaccione (Gardin et al., 2001a), Texas (Gale et al., 2008) y Gosau, Austria (Wagreich et al., 2010) (fig. 5.2.). Otros biohorizontes de nanofósiles calcáreos con interés cronoestratigráfico podrían ser el DPR de *Arkhangelskiella cymbiformis*, ya que se sitúa próximo al límite Santoniense/Campaniense en varias secciones del Tetis o de latitudes intermedias (Burnett, 1998; Melinte-Dobrinescu y Bojar, 2010), y *Orastrum campanensis*, que es el biohorizonte más próximo al DUR de *M. testudinarius* en Texas según Gale et al. (2008).

B) Isótopos estables del carbono

Como ya se ha mencionado en el capítulo 4 de esta Tesis Doctoral, entorno al límite Santoniense/Campaniense se reconoce una excursión isotópica positiva del $\delta^{13}\text{C}$ (ELSC), y éste puede ser un buen candidato como horizonte-guía para situar el límite. En Oued Assila, el DUR de *D. asymmetrica* se produce en el metro 21 y la excursión isotópica en el metro 23. Según Jarvis et al. (2002), la extinción de *M. testudinarius* tiene lugar justo en el inicio de este episodio isotópico en Trunch (Inglaterra), mientras que en Texas y Rumania se registra hacia el final del episodio (Gale et al., 2008; Melinte-Dobrinescu y Bojar, 2010) (fig. 5.2.).

C) Magnetoestratigrafía

No hay demasiados publicaciones en las que se analice la posición del DUR de *D. asymmetrica* con respecto al límite entre los cronos C34/C33. No obstante, en Bottaccione ambos horizontes se sitúan en el mismo nivel (Premoli Silva y Sliter, 1995; Gardin et al., 2001a). Wagreich et al. (2010) en Gosau (Austria) obtuvo datos paleomagnéticos aislados que son coherentes con los resultados de Bottaccione (fig. 5.2). Esta posición del límite dentro de la escala magnetoestratigráfica es

asumida por Ogg y Hinnov (2012). Sin embargo, datos magnetoestratigráficos obtenidos por Montgomery et al. (1998) en secciones del Reino Unido indican que el DUR de *M. testudinarius* se sitúa dentro de C33r. Esta discrepancia en la posición del límite Santoniense/Campaniense debería ser resuelta mediante la obtención de más datos magnetoestratigráficos directos.

D) Cambios eustáticos del nivel del mar

Algunas publicaciones enfatizaron la utilidad de la estratigrafía secuencial y de los cambios eustáticos del nivel del mar como una herramienta estratigráfica y como uno de los posibles criterios para la selección de estratotipos globales (Simmons, 2012). En este sentido, Jarvis et al. (2002) relacionaron el Episodio del Límite Santoniense/Campaniense como resultado de una etapa de mar alto, anterior a una etapa de mar bajo, al final del Santoniense. Esta secuencia en los cambios del nivel del mar ha sido identificada también en Egipto (Lüning et al., 1998; El-Azabi y El-Arabi, 2007; Farouk y Faris, 2012), en Sinaí e Israel (Lewy, 1990). En el Golfo de México hay cierta controversia ya que, por un lado, Mancini et al. (1996) interpretaron que no se producen cambios del nivel del mar coincidiendo con la extinción de *D. asymmetrica* y, por otro, Liu (2009) sí identificó una superficie de máxima inundación coincidiendo con una excursión positiva del $\delta^{13}\text{C}$, próxima al DUR de *D. asymmetrica*. En Oued Assila, se ha estudiado el índice de foraminíferos planctónicos/bentónicos, que, aunque no es una medida directa de la paleobatimetría de la cuenca, sí que presenta relación con este dato, obteniendo en el metro 21 un valor de 74,4% (el valor más bajo de la sección estudiada, indicando una etapa de mar bajo relativo) y en el metro 23 un valor de 97,4% (el valor más alto de toda la sección, compatible con una etapa de mar alto relativo). Estos datos, así como su relación con las curvas de nivel regionales del Tetis y globales de Haq et al. (1987) y Miller et al. (2005a), serían congruentes con situar la base del Campaniense muy próximo al DUR de *D. asymmetrica* (fig. 5.3) y en el marco de un ascenso relativo del nivel del mar.

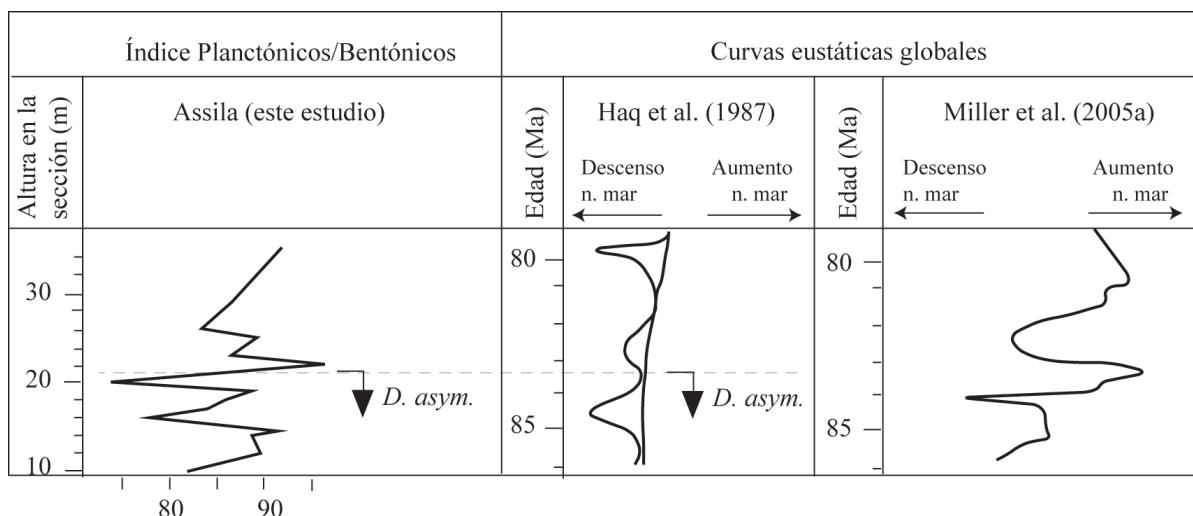


Figura 5.4. Índice Planctónicos/Bentónicos registrado en Oued Assila comparado con las curvas eustáticas globales de Haq et al. (1987) y Miller et al. (2005a). *D. asym.* = *D. asymmetrica*.

5.2.3. Conclusiones en torno al límite Santoniense/Campaniense

Se considera el DUR de *D. asymmetrica* como un buen criterio para situar la base del Campaniense, porque su relación con la excursión isotópica positiva y con el índice P/B en Oued Assila es análoga a la que se produce entre el DUR de *M. testudinarius*, la excursión isotópica positiva y una transgresión en Trunch (Reino Unido, fig. 5.3). Así, el DUR de *D. asymmetrica* se registra en el metro 21 en Oued Assila, y en el 23 se produce la excursión isotópica positiva del carbono y el índice P/B más alto de toda la serie (que tendría relación con una etapa de mar alto). En la sección de Trunch el límite Santoniense/Campaniense, establecido mediante la extinción de *M. testudinarius*, se registra en la base de una excursión isotópica positiva, a la vez que una transgresión (reconocida también en Alemania asociada a la extinción de este crinoideo) (Jarvis et al., 2002). De esta manera la excursión isotópica positiva, una transgresión (o etapa de mar alto) y las extinciones de *M. testudinarius* y de *D. asymmetrica* se producen en un intervalo de tiempo próximo. Por el contrario, en el caso de que por evidencias directas se concluya que *D. asymmetrica* es un evento posterior al DUR del crinoideo (tal y como ocurre en Texas según Gale et al. [2008]), el DUR de alguna de las especies no multiseriadas de *Sigalia* podrían ser un buen marcador para el límite.

En cuanto al nanoplancton calcáreo, el DPR de *B. p. parca* no parece adecuado para situar el límite del Santoniense/Campaniense, ya que se produce en una posición estratigráfica más alta que la base del Campaniense. Otros posibles criterios a tener en cuenta serían los DPRs de *A. cymbiformis* y de *O. campanensis*.

En la actualidad no existe un consenso en la posición de este límite dentro de la escala magnetoestratigráfica, ya que algunos autores lo sitúan coincidiendo con el fin de la magnetozona C34n (Premoli Silva y Sliter, 1995) y otros ya entrada la magnetozona C33r (Burnett, 1998; Montgomery et al., 1998).

5.3. Límite Campaniense/Maastrichtiense

Dumont (1849) definió por primera vez el Maastrichtiense como localidad-tipo en un depósito carbonatado detrítico situado en Maastricht (sur de Holanda). El estratotipo se emplazó cerca de la ciudad, en una cantera de St. Pietersberg. Sin embargo, este estratotipo presenta un hiato que afecta a los materiales del límite Campaniense/Maastrichtiense (Jagt, 2001). Hoy en día, el GSSP de la base del Campaniense está definido oficialmente en el metro 115,2 de la plataforma IV de la cantera de Tercis les Bains (Francia) (Odin y Lamaurelle, 2001). Este nivel es la media aritmética de 12 biohorizontes-guía, entre ellos: el DPR del ammonite *Pachydiscus neubergicus*, el DUR del nanofósil *Uniplanarius trifidus*, y los DPRs de los foraminíferos planctónicos *R. scotti* y *C. contusa* (Odin et al., 2001a).

En las secciones estudiadas, estos biohorizontes-guía no han podido ser reconocidos, ya que en Shuqualak los materiales presentan un hiato estratigráfico que afecta a los materiales de esta edad. Tampoco en Zumaia el muestreo alcanza materiales tan antiguos (dicho muestreo se realizó a partir de una falla para asegurar la continuidad estratigráfica), tal como indican los datos magnetoestratigráficos: la parte inferior de la sección está dentro de la magnetozona

C31r, mientras que actualmente parece probado que el límite se sitúa en el magnetocron C32r2n (Husson et al., 2011; Gardin et al., 2012; Gradstein et al., 2012; Voigt et al., 2012). De todas formas, se harán algunas consideraciones sobre los marcadores mediante foraminíferos planctónicos y otros posibles criterios.

5.3.1. Criterios de correlación con foraminíferos planctónicos

Los biohorizontes y/o eventos de foraminíferos planctónicos considerados cronoestratigráficamente más útiles para situar el límite Campaniense/Maastrichtiense son:

1) DPR de *Contusotruncana contusa*: Este biohorizonte es uno de los criterios oficiales para situar el límite Campaniense/Maastrichtiense en Tercis (Odin et al., 2001a). Sin embargo, en este trabajo no se considera apropiado debido a que en Zumaia se registra en una posición estratigráfica muy alta, en el metro 52,8 y dentro de la magnetozona C31r, coincidiendo con el DPR de *R. powelli* (fig. 5.4). Esta posición estratigráfica está de acuerdo a la propuesta por Lamolda (1983) en la Cuenca Vasco-Cantábrica y por Batenburg et al. (2012) en Zumaia, por Premoli Silva y Sliter (1995) en la sección de Bottaccione, y por Li y Keller (1998) en latitudes medias del Atlántico Sur. Otros autores han llegado también a la conclusión de que este biohorizonte no es un buen marcador para el límite, tales como Robaszynski and Mzoughi (2010), quienes señalan la dificultad de distinguir *C. contusa* y su predecesor *C. patelliformis* debido a la continuidad morfológica entre las especies. Además, algunas de las características utilizadas para diferenciar estos dos taxones (p. ej., conicidad de la concha, número de camaras) muestran una influencia latitudinal (Kucera y Malmgren, 1996). También recientemente Voigt et al. (2012) y Gardin et al. (2012) han indicado que este taxón no es adecuado para situar la base del Maastrichtiense, bien por un problema de diacronismo o bien por una identificación errónea debido a la mala preservación de los foraminíferos en Tercis.

2) DPR de *Rugoglobigerina scotti*: Este biohorizonte, también marcador oficial del límite Campaniense/Maastrichtiense, se registra estratigráficamente muy alto en Zumaia en comparación con Tercis, por lo que no es un buen criterio para la identificación de la base del Maastrichtiense. En Zumaia, ha sido identificado en el metro 111,8, dentro de la Biozona de *A. mayaroensis*. Esta posición es coherente con la identificada por Lamolda (1983) en la Cuenca Vasco-Cantábrica. Otros autores también han considerado el DPR de *R. scotti* poco apropiado como biohorizonte-guía para situar la base del Maastrichtiense (Robaszynski y Mzoughi, 2010; Gardin et al., 2012). El DPR de *R. scotti* en Tercis ilustrado por Arz y Molina (2001), es una forma algo primitiva, no representativa de la típica morfología de esta especie y fue considerado como *R. cf. scotti* (Odin et al., 2001a). Linares (1977) distinguió previamente entre dos morfotipos en las Cordilleras Béticas, llamando a las formas más evolucionadas *Trinitella scotti* (= *R. scotti*), y a las formas más primitivas *T. cf. scotti*. En Zumaia encontramos *R. cf. scotti* desde el metro 24,3, esta posición continúa siendo una posición estratigráfica más alta que el límite Campaniense/Maastrichtiense, sin embargo estas formas transicionales podrían ser útiles para

identificar la base del Maastrichtiense siempre y cuando se establezcan criterios taxonómicos claros que faciliten una correcta identificación.

3) DPR de *Pseudoguembelina palpebra*: Ogg y Hinnov (2012) sitúan el DPR de esta especie muy próximo al límite Campaniense/Maastrichtiense, si bien, tal y como ya se ha comentado en el Capítulo 4 de esta Tesis Doctoral, este bioevento parece exhibir algo de diacronía, ya que se encuentra en la magnetozonea C31r en el sondeo 525A (Li y Keller, 1998) y en Zumaia, pero en Blake Nose parece situarse en la C32n2n (Huber et al., 2008) y en el Océano Índico en la C30n (Thibault et al., 2012a). Por ello no parece un bioevento idóneo para servir de criterio en la definición de la base del Maastrichtiense.

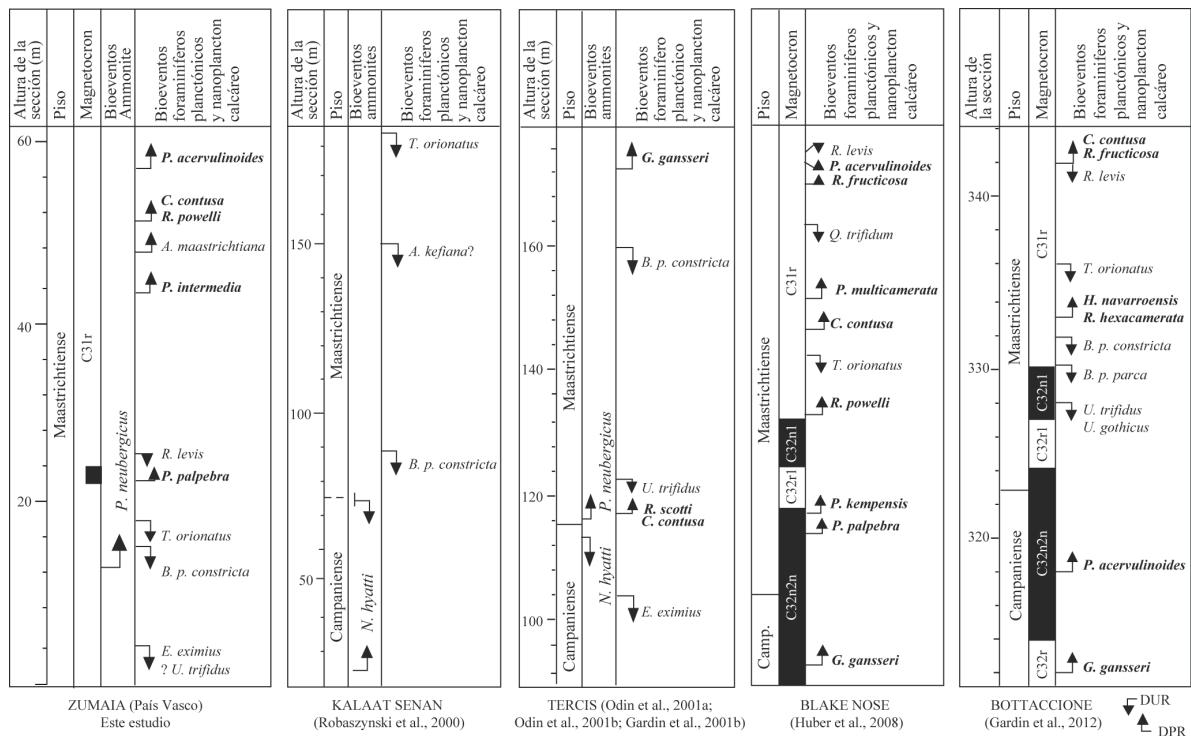


Figura 5.5. Comparación de los datos estratigráficos más relevantes identificados en la parte más baja del Maastrichtiense de Zumaia y el tránsito Campaniense-Maastrichtiense de Bottaccione, Blake Nose, Kalaat Senan y Tercis. Los rangos de incertidumbre de los biohorizontes señalados en Tercis no se muestran en la figura. Camp. = Campaniense.

5.3.2. Otros criterios de correlación

A) Ammonites

El DPR del ammonite *P. neubergicus* es el marcador primario para situar el límite Campaniense/Maastrichtiense en el GSSP de Tercis. Ward y Kennedy (1993) identificaron este biohorizonte en Zumaia a ~14 m de la base de la sección muestreada en este trabajo (fig. 5.4), el siguiente ejemplar de *P. neubergicus* es identificado por los mismos autores a ~44 m en nuestra sección.

La escasez de *P. neubergicus* sugiere que este biohorizonte-guía no tiene demasiada validez cronoestratigráfica en Zumaia.

B) Nanofósiles calcáreos

Teniendo en cuenta los datos de Gardin y Monechi (2001), Melinte y Odin (2001), y von Salis (2001) en Tercis, la base del Campaniense se sitúa entre el DUR de *Nannoconus* sp. (por debajo del límite) y los DURs de *Reinhardtites anthophorus*, *Eiffellithus eximius*, y *U. trifidus* (por encima). El DUR de *U. trifidus*, que es el biohorizonte más moderno en esta secuencia, no se registra con seguridad en Zumaia debido a que solo se han identificado dos ejemplares dudosos en la base de la sección (uno a 3,44 y otro a 5,51). Si estos ejemplares se corresponden con *U. trifidus*, su DUR se situaría en el metro 5,51 (Pérez-Rodríguez et al., 2012).

Por otro lado, el DUR de *R. anthophorus* no se ha identificado en Zumaia, por lo que se situaría por debajo del intervalo estudiado, mientras que el DUR de *E. eximius* se ha identificado en el metro 22,21, o consistentemente en el metro 5,51 (fig. 5.5). Por tanto los DURs de *E. eximius* y *U. trifidus* se sitúan en orden diferente al registrado en Tercis, y no se puede establecer el límite Campaniense/Maastrichtiense en Zumaia con los criterios utilizados en Tercis. Además, el DUR de *U. trifidus* ha sido identificado por encima del DUR de *Broinsonia parca constricta*, tal y como se observa en las biozonaciones de Sissingh (1977), Perch-Nielsen (1985) y Burnett (1998), indicando que tampoco es un buen indicador del límite Campaniense/Maastrichtiense fuera de Tercis, ya que en esta sección se sitúa en una posición estratigráficamente más baja.

El DUR de *B. p. constricta* se registra en Zumaia en el metro 17,52, dentro de la magnetozona C31r. Este biohorizonte se consideró útil para establecer la base del Maastrichtiense debido a que se identifica muy próximo al DUR del ammonite *Nostoceras hyatti* y al DPR de *P. neubergicus* (Burnett et al., 1992b), ambos marcadores primarios en el GSSP de Tercis. Sin embargo, parece que este biohorizonte se sitúa finalmente algo por encima del límite Campaniense/Maastrichtiense (fig. 5.5) en Tercis (Gardin et al., 2001b; Voigt et al., 2012) y/o en Gubbio (Gardin et al., 2012). Además, en esta última sección, el DUR de *B. p. constricta* se registra en C31r, en la misma posición que la identificada en Zumaia, no en el C32r2n, como sería de esperar si efectivamente este evento sirviese de marcador para el límite Campaniense/Maastrichtiense.

C) Isótopos estables del carbono

- Excursión isotópica negativa del $\delta^{13}\text{C}$: El Episodio del Límite Campaniense/Maastrichtiense (ELCM) se caracteriza por una excursión negativa del $\delta^{13}\text{C}$ (tal y como se ha comentado en el capítulo 4 de esta Tesis Doctoral) que ha sido identificada en diferentes secciones (Friedrich et al., 2009; Voigt et al., 2010, 2012; Thibault et al., 2012, Jung et al., 2012) (fig. 5.6). Debido al desacuerdo existente entre los bioeventos para situar este límite, esta excursión isotópica ha sido de gran utilidad para la correlación de la base del Campaniense (Voigt et al., 2012).

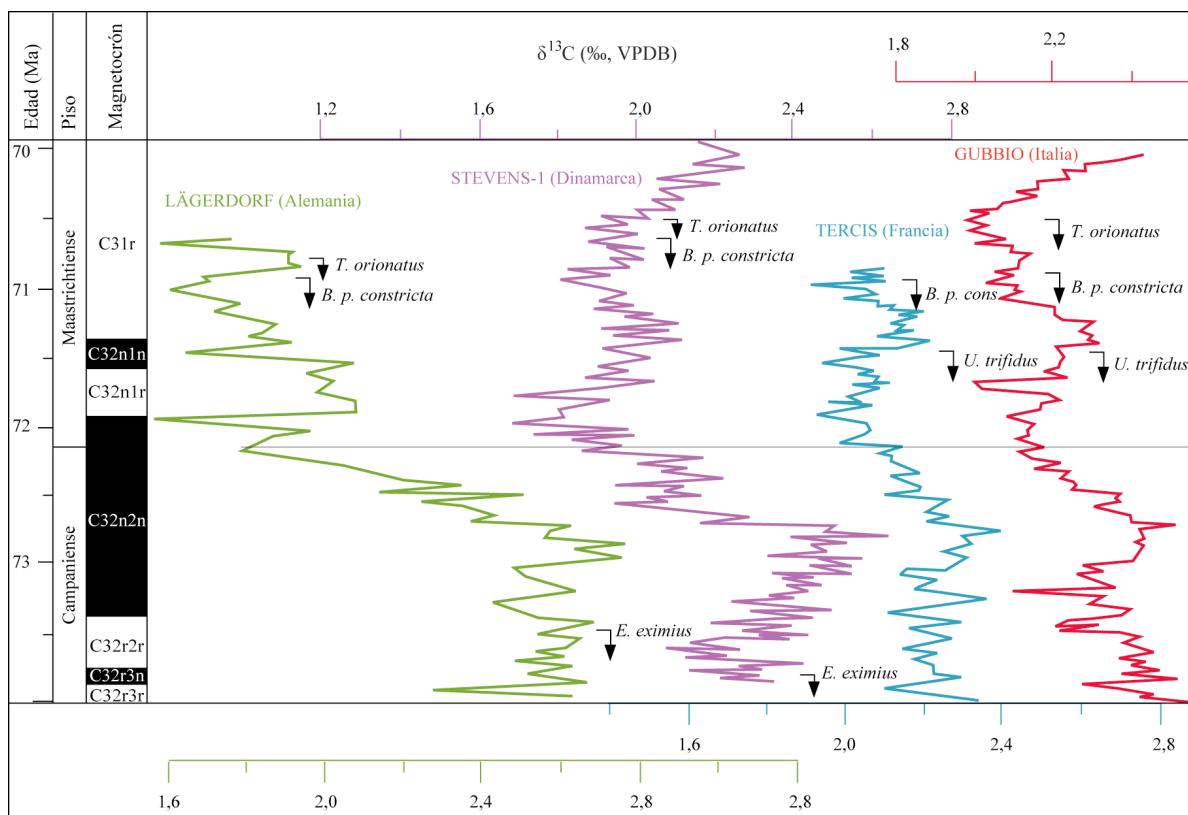


Figura 5.6. Curva del $\delta^{13}\text{C}$, magnetoestratigrafía y bioeventos del nanoplanton calcáreo en diferentes secciones del tránsito Campaniense-Maastrichtiense. Figura modificada de Voigt et al. (2012). *B. p. cons.* = *B. p. constricta*.

D) Magnetoestratigrafía

Existe cierto consenso de que el límite Campaniense/Maastrichtiense se produce dentro del magnetocron C32r2n (Odin, 2001; Husson et al., 2011; Gardin et al., 2012; Gradstein et al., 2012; Voigt et al., 2012), aunque hubo cierta controversia en el pasado y se situó en varias ocasiones dentro del C31r (Ogg et al., 2008).

5.3.3. Conclusiones en torno al límite Campaniense/Maastrichtiense

A día de hoy no se han encontrado bioeventos de microfósiles, apropiados para reconocer la posición del límite Campaniense/Maastrichtiense, esto parece la consecuencia de un acentuado diacronismo por parte de los taxones de esta edad. También el marcador primario, el ammonite *P. neubergicus*, no es demasiado abundante y su DPR parece presentar algo de diacronía, tal y como sugieren los datos de Zumaia (éste se produce con posterioridad al límite, dentro de la magnetozona C31r) y la relación con la zonación boreal de belemnites (Voigt et al., 2012). El criterio más útil para situar la base del Maastrichtiense parece ser, hasta el momento, la excursión positiva del $\delta^{13}\text{C}$ que ha sido registrada en diferentes localidades en materiales de esta edad (Voigt et al., 2012).

5.4. Límite Cretácico/Paleógeno

Este límite no se ha estudiado en esta Tesis Doctoral, si bien se hará una breve descripción del mismo ya que el intervalo estratigráfico analizado en Zumaia comprende el Maastrichtiense final. Esta localidad constituye una sección auxiliar del límite (Molina et al., 2009) y en ella se han llevado a cabo diversos estudios en el tránsito Maastrichtiense-Paleógeno (véase una síntesis de los mismos en Baceta et al., 2010).

La base del Daniense se definió en una sección de Oued Djerfane, próxima a El Kef (Túnez), en la base de una capa de arcilla. Esta propuesta fue aprobada por la ICS en 1990 y ratificada por la IUGS en 1991, aunque la publicación oficial con los detalles del establecimiento de este GSSP se llevó a cabo bastante después, por Molina et al. (2006). A lo largo de todo el globo, en las secciones marinas con continuidad sedimentaria a través del límite K/Pg, se encuentra distribuido un estrato arcilloso similar al de El Kef, el cual contiene en su base evidencias de impacto (anomalía de Iridio o espinelas enriquecidas en níquel, cuarzo de choque y tectitas). Estas características sirven como criterios muy útiles para la correlación del límite, ya que permiten la identificación del mismo, especialmente en antiguos ambientes oceánicos. En estos ambientes marinos se registra una importante extinción en masa del plancton, de micro- y nanofósiles (Molina et al., 1998; Jiang et al., 2010) que frecuentemente se ha atribuido a los efectos medioambientales desencadenados por el impacto del Chicxulub (Méjico) (Hildebrand, 1991).

Molina et al. (2006) proponen que, según la definición del GSSP de la base del Daniense, el límite Cretácico/Paleógeno se establece en el momento exacto de un impacto meteorítico, por lo que todos los sedimentos generados por la colisión (desde la arcilla del límite en áreas distales a la zona del choque del bólido, hasta las brechas de áreas proximales) pertenecen al Daniense. Además Molina et al. (2009), motivados por el deterioro del GSSP en El Kef, establecieron una serie de secciones auxiliares para facilitar la correlación del límite, estos cortes estratigráficos se sitúan en Túnez, España, Francia y Méjico.

El límite K/Pg se ha establecido mediante diferentes biohorizontes de foraminíferos planctónicos, tales como el techo de la biozona de *A. mayaroensis*, *P. hantkeninoides* o *P. hariaensis* (Molina 2006; 2009). Por medio de nanofósiles calcáreos el límite se produce en el techo de la biozona de *M. prinsii*, y mediante foraminíferos bentónicos en el techo de la Biozona de *Bolivinoides draco*. Además, se registran importantes cambios en la geoquímica que sirven también como criterios para la correlación, entre ellos un drástico descenso del $\delta^{13}\text{C}$ y del % de CaCO_3 y un aumento en el % del TOC (Carbón Orgánico Total). Dentro de la escala magnetoestratigráfica la base del Daniense se registra en la magnetozona C29r (Westerhold et al., 2008).

Basándose en datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y calibraciones astronómicas en la sección de Zumaia, Kuiper et al. (2008) proponen una edad de ~65,95 Ma para el límite K/Pg. En una reciente calibración realizada también con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Renne et al. (2013) obtienen una edad media de $66,043 \pm 0,011/0,043$.

Las causas y consecuencias del límite K/Pg han sido objeto de numerosos estudios y controversias que continúan a día de hoy. Sin embargo la sincronía y causalidad final entre el impacto meteorítico del Chicxulub (Península del Yucatán, Méjico) y las extinciones en masa son bastante aceptadas entre la comunidad científica (Schulte et al., 2010; Renne et al., 2013).

6. Evolución paleoambiental

Para la interpretación de la evolución ambiental de las localidades estudiadas, se han utilizado datos sedimentológicos, isotópicos y micropaleontológicos, estos últimos basados principalmente en el grupo de los foraminíferos planctónicos. En la actualidad estos protozoos son extremadamente sensibles a los cambios en las propiedades químicas y físicas de la parte superior de la columna de agua (Hemleben et al., 1989), aspectos estrechamente ligados a los cambios climáticos. La abundancia y distribución horizontal y vertical de las especies de foraminíferos planctónicos están controladas tanto por factores bióticos como abióticos. Entre los primeros destacan su capacidad reproductiva, la presencia o ausencia de simbiontes, relaciones interespecíficas y la cantidad de nutrientes; entre los factores abióticos cabe señalar la temperatura, la oxigenación, la salinidad, o la densidad y viscosidad del agua.

Considerando que las especies fósiles presentan un comportamiento análogo a las especies actuales, el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos puede aportar importantes datos para la reconstrucción paleoambiental, paleoclimática y paleoceanográfica, así como para interpretar procesos sedimentológicos y tafonómicos. Adicionalmente, la posibilidad de llevar a cabo análisis geoquímicos sobre sus conchas hacen de los foraminíferos planctónicos uno de los grupos de microfósiles con mayor aplicación en estas disciplinas, también para el Cretácico Superior (p. ej. Barrera y Savin, 1999; Pearson et al., 2001; MacLeod et al., 2005).

6.1. Reconstrucción paleoambiental con isótopos estables

6.1.1. Relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$

La relación isotópica del carbono $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en carbonatos fósiles registra la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto (CID) en los mares a lo largo del tiempo. Para calcular esta relación, se hace una valoración de las diferencias de las razones isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la muestra (ya sea en roca o en un caparazón fósil) con respecto a una muestra patrón o estándar. Las composiciones isotópicas medidas son expresadas en tanto por mil (%) con el símbolo δ , que define la relación entre la diferencia de la muestra analizada y el estándar, y la propia del estándar: $\delta^{13}\text{C} = [(^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ muestra} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ estándar}) \times 1000] / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ estándar})$. Si la muestra tiene más abundancia del isótopo pesado (^{13}C) que el estándar, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ serán positivos; en caso contrario, los valores serán negativos.

La precipitación de carbonatos no implica casi fraccionamiento respecto al CID, es decir, enriquecimiento de un isótopo con respecto al otro durante este proceso químico. Por el contrario, sí existe un gran fraccionamiento durante la incorporación fotosintética del carbono a la materia orgánica (Weissert et al., 2008), ya que preferentemente se incorpora el denominado carbono orgánico (^{12}C). En escalas de cientos de miles a millones de años, las variaciones del $\delta^{13}\text{C}$ se deben a cambios en el volumen y en la tasa del intercambio entre los dos grandes reservorios del carbono: el carbono orgánico (en forma de carbón, petróleo, gas y materia orgánica dispersa) y las rocas carbonatadas (Saltzman y Thomas, 2012). A nivel global, si la cantidad de carbono

constituyente de la materia orgánica aumenta con respecto a la de los carbonatos, el $\delta^{13}\text{C}$ también aumentará. Por el contrario, cuando hay oxidación global de la materia orgánica, se reincorpora el ^{12}C a los mares y el $\delta^{13}\text{C}$ decrecerá.

Las variaciones isotópicas a lo largo del tiempo presentan similitud con las curvas del nivel del mar globales, al menos para el Cretácico (Jarvis et al., 2002, 2006). Estos autores explican la relación de la siguiente manera: 1) Si aumenta el nivel del mar, aumentan las áreas de mares epicontinentales, donde hay una mayor preservación y enterramiento de la materia orgánica; al producirse una transgresión, se retrabajan los sedimentos continentales y suelos, provocando un flujo de nutrientes a los mares epicontinentales y, consiguientemente, un aumento de la productividad y un mayor enterramiento de carbono orgánico; además, se acumulará una mayor cantidad de turba en deltas y en otros márgenes costeros. Todos estos procesos darían lugar a un aumento del $\delta^{13}\text{C}$. 2) Por el contrario, en una bajada del nivel del mar que conlleva una regresión generalizada, se reduce el enterramiento de materia orgánica y se produce el retrabajamiento y oxidación de depósitos ricos en materia orgánica, lo que devuelve el isótopo ligero (^{12}C) al océano y a la atmósfera y provoca un descenso del $\delta^{13}\text{C}$.

Estos episodios isotópicos globales no se explican, en la mayoría de los casos, simplemente por glacioeustasia, ya que duran mucho más tiempo y se inician mucho más gradualmente que los procesos glacioeustáticos, que son procesos rápidos con duración menor de 1 Ma (Miller et al., 2003). Voigt et al. (2012) proponen que los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ del Cretácico Superior registrados a nivel global dependen de procesos tectónicos y paleogeográficos, tales como la configuración de las placas tectónicas, la subducción de placas en límites convergentes, y el aumento del vulcanismo en las cordilleras centrooceánicas y en los puntos calientes. Dichos procesos tectónicos podrían haber causado cambios en el volumen de los reservorios de carbono, la batimetría de las cuencas y/o en el tamaño de las plataformas, provocando modificaciones del nivel del mar que se reflejan en la curva eustática global y en cambios en el $\delta^{13}\text{C}$. Por otra parte, las excursiones isotópicas bruscas a nivel global a veces han sido interpretadas como el resultado de una rápida inyección de CO_2 en la atmósfera por fuentes volcanogénicas o metanogénicas (p. ej. Dickens et al., 1995; Ripperdan, 2001).

Además de por estos procesos globales, el $\delta^{13}\text{C}$ está influenciado por procesos más locales, tales como:

- Enterramientos locales o regionales de carbono orgánico: es el mismo proceso explicado anteriormente pero a menor escala.
- Productividad local o regional: Los aumentos en la productividad primaria oceánica producen incrementos del $\delta^{13}\text{C}$, ya que los organismos utilizan preferentemente el ^{12}C para sus procesos metabólicos empobreciendo el medio oceánico en el isótopo del carbono pesado.
- Modelo de la circulación oceánica: El $\delta^{13}\text{C}$ refleja la “edad” en la que las aguas profundas se formaron, ya que la concentración de nutrientes y el isótopo ligero procedente de la remineralización de la materia orgánica se incrementa con un mayor tiempo de residencia. Por ejemplo, en el actual Atlántico, que tiene aguas profundas más jóvenes, tiene un $\delta^{13}\text{C}$ mayor que el del Pacífico, el cual tiene aguas profundas más viejas.
- El tipo de organismos calcificadores presentes: Las especies presentan diferentes valores del $\delta^{13}\text{C}$ como reflejo del conocido “efecto vital”; en líneas generales, el $\delta^{13}\text{C}$ es mayor en los

organismos bentónicos que en los planctónicos. Los análisis isotópicos realizados para esta Tesis Doctoral fueron medidos en roca, la cual está formada mayoritariamente por nanoplancton calcáreo.

- Efectos regionales en zonas costeras: Se producen valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ en regiones próximas a la costa, especialmente si se ven afectadas por descargas de grandes ríos (Saltzman y Thomas, 2012).

La señal original del $\delta^{13}\text{C}$ es mucho más resistente a la diagénesis que la de los isótopos del oxígeno, ya que es prácticamente insensible a los cambios de temperatura (Weissert et al., 2008). Sin embargo, la señal isotópica del carbono puede verse afectada por procesos geoquímicos posteriores, tales como la introducción de aguas meteóricas que alteraran el $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos hacia valores más ligeros. Este proceso se produce más frecuentemente en muestras procedentes de secciones que afloran que en aquellas muestras procedentes de sondeos.

6.1.2. Relación isotópica $\delta^{18}\text{O}$

La relación isotópica del oxígeno $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de carbonatos fósiles permite la reconstrucción de las temperaturas de los océanos del pasado y por ende, de la historia climática de la Tierra. Para calcular esta relación, se hace una valoración de las diferencias de las razones isotópicas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la muestra con respecto a una muestra patrón o estándar. Las composiciones isotópicas medidas son expresadas en tanto por mil (%) con el símbolo δ , que define la relación entre la diferencia de la muestra analizar y el estándar, y la propia del estándar: $\delta^{18}\text{O} = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ muestra} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ estándar}) \times 1000] / ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ estándar}$. Si la muestra tiene más abundancia del isótopo pesado (^{18}O) que el estándar, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ serán positivos; en caso contrario, los valores serán negativos.

La señal isotópica original del $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos de calcio está influenciada por los siguientes factores:

- El volumen existente de hielo continental: Factor relacionado con la temperatura a nivel global. Los casquetes glaciares están enriquecidos en el isótopo ligero, por lo que su formación empobrecería el agua del mar de dicho isótopo ligero. El Cretácico, que forma parte del último periodo cálido (o periodo *greenhouse*) de la historia climática de la Tierra que abarcó hasta el Eoceno medio, está caracterizado por la ausencia de casquetes polares. Sin embargo, es bastante aceptado que existieron glaciares intermitentes y de poco volumen hasta en las épocas más cálidas del Cretácico (Bornemann et al., 2008). Por esta razón, el factor “hielo continental” aunque no debió de ser tan importante como en épocas más frías (periodos *icehouse*), también pudo haber influido en la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos.

- La temperatura del agua a la que precipita la calcita: Factor dependiente de los cambios de temperatura a nivel local (Schrag et al., 1995).

- La salinidad: Una alta salinidad del agua produce valores del $\delta^{18}\text{O}$ más altos, y a la inversa. En medios pelágicos la salinidad casi no varía. Sin embargo, ésta puede fluctuar en medios más someros o restringidos debido a la entrada de aguas dulces o una mayor evaporación.

El $\delta^{18}\text{O}$ suele analizarse en organismos que segregan sus conchas a partir del agua del mar. Los foraminíferos planctónicos, por ejemplo, son ampliamente utilizados para los estudios isotópicos y muestran una señal isotópica que se ve afectada por el volumen de hielo, y por efectos más locales de temperatura y salinidad (Weissert, 2008). Sin embargo, en esta Tesis Doctoral, los isótopos del oxígeno se han analizado sobre roca total, ya que se ha considerado que los foraminíferos no están suficientemente bien preservados y la diagénesis pudo haber destruido la señal primaria de los mismos. Los isótopos sobre roca total se analizan más rápidamente, pero ésta también puede haber sufrido los efectos de la diagénesis. Además, los cementos constituyentes de la roca total analizada pueden haber modificado también la señal isotópica (Mitchell et al., 1997). Por estas razones, no se ha calculado la paleotemperatura del agua a partir de cada una de las muestra analizadas, ya que se ha considerado que el margen de error puede ser alto (únicamente se han estimado en el capítulo 6.3 la temperatura promedio para cada localidad, con el objeto de tener una aproximación de este dato). No obstante, sí es útil observar las tendencias en la curva isotópica obtenida del $\delta^{18}\text{O}$, ya que los carbonatos pelágicos sobre los que se ha analizado, aunque incluyen diferentes materiales y microfósiles de diferentes grupos micropaleontológicos, están formados esencialmente de nanoplancton calcáreo fotosintetizador (Grossman, 2012).

6.2. Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos planctónicos

El estudio cuantitativo ha permitido caracterizar las asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo del tiempo. Se han ilustrado, analizado e interpretado las abundancias relativas de las especies y de los géneros en las diferentes localidades estudiadas. Para analizar la influencia de los factores climáticos y paleoceanográficos se han utilizado también los siguientes parámetros ambientales y bioindicadores:

- Índices de diversidad: riqueza específica (S), heterogeneidad de Shannon (H), equitabilidad de Pielou (E) y dominancia de Simpson (λ),
- Índice P/B (foraminíferos planctónicos/bentónicos),
- Asociaciones-tipo: agrupaciones de foraminíferos planctónicos con afinidad paleoecológica.

Los valores de frecuencia específica y genérica, así como los de los índices de diversidad y la relación P/B en cada muestra estudiada se incluyen como un Anexo (Tablas I a VIII), al final de este capítulo.

6.2.1. Índices de diversidad

Para el cálculo los índices de diversidad se han realizado estudios cuantitativos de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, separando unos 300 ejemplares de foraminíferos planctónicos por muestra con el objetivo de calcular las proporciones de las diferentes especies de manera representativa (Buzas y Gibson, 1969; Malmgren y Sigaroodi, 1985; Buzas, 1990). Hayek y Buzas (2010) realizaron una revisión de esta metodología, concluyendo que en conteos de 300

individuos los límites de confianza están dentro de un rango que la mayoría de investigadores consideran razonable, y que las proporciones estimadas de las diferentes especies están muy cerca del valor real. Además, estos autores afirman que si se aumentase el conteo se encontrarían un mayor número de especies poco abundantes, pero, según la teoría estadística, nunca se identificarían todas las especies presentes en la asociación.

Los índices de diversidad utilizados son:

- 1) Riqueza específica $S = \text{Número de especies presentes por muestra}$. Este índice no tiene en cuenta la abundancia relativa de las especies.
- 2) Dominancia de Simpson $\lambda = \sum(n_i/n)^2$, donde n_i es el número de individuos del taxón i y n es el número total de individuos. Este índice mide la dominancia de unas especies frente a otras en una comunidad. Puede oscilar de 0 (todos los taxones igualmente presentes) a 1 (un taxón domina la comunidad completamente).
- 3) Heterogeneidad de Shannon $H = -\sum p_i \ln p_i$, donde p_i es la abundancia relativa de la especie expresada en tanto por uno ($p_i = n_i / n$, donde n_i es el número de individuos del taxón i y n es el número total de individuos). Es un índice de diversidad que tiene en cuenta tanto la riqueza específica como la abundancia relativa de cada especie. Tendría valor 0 si la asociación tuviera una sola especie, y alcanza valores altos cuando hay muchas especies y existe un reparto equitativo de la abundancia relativa de las mismas, sin que ninguna domine la asociación.
- 4) Equitabilidad de Pielou $E = H / \log S$, donde H es el índice de Shannon y S la riqueza específica. Mide la uniformidad con la que los individuos se distribuyen entre los taxones presentes. Sería 1 si todas las especies estuvieran presentes en la misma proporción, y se acerca a cero si una especie domina y la acompañan especies raras de otras especies.

En general se suele interpretar que, bajo unas condiciones de estabilidad mantenida en el tiempo y ambientes oligotróficos, la riqueza específica, la heterogeneidad y la equitabilidad tienden a aumentar, debido a la colonización de nuevos nichos y a la alta tasa de especiación. Por el contrario, bajo condiciones marinas de estrés ambiental la biodiversidad se reduce y aumenta la dominancia. Sin embargo, esto podría no ser siempre cierto, ya que una mayor dominancia puede estar determinada por el incremento en abundancia de unos pocos taxones especialistas, favorecidos por unas condiciones reinantes, no necesariamente relacionadas con estrés ambiental. Por el contrario, un aumento de la riqueza y heterogeneidad puede ser consecuencia de la existencia de un intervalo con un mayor número de especies generalistas, y no estar relacionado con condiciones de alta estabilidad ambiental.

6.2.2. Índice de foraminíferos planctónicos/bentónicos (P/B)

Refleja el porcentaje de foraminíferos planctónicos con respecto al número total de foraminíferos (planctónicos+bentónicos) en una asociación. Tradicionalmente ha sido utilizado para reconstruir la profundidad de la cuenca (Grimsdale y Van Morkhoven, 1955; Murray, 1991). Este índice se basa en que los foraminíferos planctónicos están prácticamente ausentes en ambientes neríticos internos y son muy abundantes en medios neríticos externos y oceánicos, mientras que la abundancia relativa de foraminíferos bentónicos es mayor en el sublitoral y menor en medios abisales. El índice P/B suele aumentar con la profundidad del medio, llegando casi al 100% en

ambientes batial inferior y abisal. Sin embargo, aunque aporta información aproximada de las variaciones paleobatimétricas de la cuenca, este índice no es una medida directa de ella. Este índice, más que de la profundidad, depende de la distancia a la costa, que condiciona aspectos como la productividad (Berger y Diester-Hass, 1988) y el oxígeno que llega al fondo marino (Van Hinsbergen et al., 2005). Todos estos factores están relacionados entre sí. Así, por ejemplo, si aumenta la productividad primaria en aguas superficiales, se produce un incremento en la cantidad de materia orgánica que llega al fondo marino y el nivel de oxígeno en el fondo marino disminuye; en estas condiciones, los foraminíferos bentónicos primeramente aumentan (ya que en ambientes de alta productividad, algunas especies de bentónicos suelen tener un apogeo) y después decrecen hasta desaparecer en ambientes disóxicos o anóxicos (Van der Zwaan et al., 1990; Verhallen, 1991; Van Hinsbergen et al., 2005). Además, el índice P/B puede verse afectado por diagénesis diferencial, ya que generalmente se disuelven primero las especies de conchas más frágiles, que suelen ser las planctónicas (Nguyen et al., 2009).

6.2.3. Asociaciones-tipo

Las asociaciones-tipo son conjuntos de taxones que, al estar estrechamente relacionados con hábitats concretos, permiten realizar deducciones paleoambientales. Agrupa a todos los taxones que son típicos de un conjunto de condiciones medioambientales concretas y que forman una asociación diagnóstica. Para identificar asociaciones-tipo de géneros de foraminíferos planctónicos se ha realizado un análisis clúster (o de agrupamientos). El análisis clúster es uno de los métodos de estadística multivariante más utilizado en los estudios cuantitativos de foraminíferos (Parker y Arnold, 2003). Mediante esta técnica explorativa se identifican grupos y subgrupos semejantes a partir de una base de datos multivariante. En concreto, en esta Tesis Doctoral se emplean los datos de abundancia relativa de los géneros, con el fin de obtener grupos (“asociaciones-tipo”) con comportamientos similares a lo largo del tiempo y, por tanto, con afinidad paleoecológica. De esta manera no se presupone ninguna otra información conocida a priori, y simplemente partimos de los datos de los que disponemos para hacer grupos de una manera más “natural”, ya que, como indican los datos isotópicos realizados en concha, los foraminíferos planctónicos pueden variar su modo de vida a escala temporal y regional (Abramovich et al., 2003).

Para la asignación de unas condiciones ambientales concretas a las asociaciones-tipo, se tienen en cuenta unas consideraciones preliminares sobre sus componentes integrantes: en este caso los géneros. Así, se ha llevado a cabo un análisis previo sobre las interpretaciones paleoecológicas de la morfología de los foraminíferos planctónicos (subapartado 1) y de los análisis isotópicos realizados en sus conchas (subapartado 2). En el subapartado 3 se detalla el procedimiento estadístico (análisis clúster) utilizado para establecer asociaciones-tipo, las asociaciones-tipo identificadas para cada localidad, y la interpretación paleoambiental de las mismas.

1) Interpretación paleoecológica de los géneros a partir de la morfología de sus conchas

En el Cretácico Superior, el grado tan variable de complejidad morfológica de las conchas parece tener relación con la estrategia de vida del foraminífero planctónico, distinguiéndose así diferentes morfotipos (Petrizzo, 2002).

- Morfotipos simples: Conchas de tallas pequeña o mediana, de arquitectura sencilla y sin demasiada ornamentación. Pertenecen a organismos de estrategia r, que utilizan diferentes fuentes de comida, pueden vivir en condiciones ambientales variables, tienen un ciclo de vida corto y una alta tasa reproductiva y son típicos de ambientes mesotróficos y/o eutróficos. Este grupo está constituido por foraminíferos planctónicos más generalistas y cosmopolitas, y dominan en altas latitudes. Los géneros que se ajustan a este morfotipo y características son: *Globigerinelloides*, *Globotruncanella*, *Gublerina*, *Guembelitria*, *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Laeviheterohelix* y *Pseudotextularia*.

- Morfotipos complejos: Conchas de talla grande, generalmente ornamentadas. Típicos de organismos de estrategia K, especializados en fuentes de comida más específicas y en ocupar hábitats estables, nichos ecológicos más estrechos y tener una baja tasa reproductiva (ciclos de vida más largos). Son especialistas, típicos de ambientes oligotróficos y abundan en bajas y medias latitudes. Los géneros que se ajustan a este morfotipo y características son: *Contusotruncana*, *Dicarinella*, *Gansserina*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Marginotruncana* y *Radotruncana*.

- Morfotipos intermedios: Conchas medianas de ornamentación moderada, con estrategia demográfica y reproductiva intermedia entre r y K, y típicos de ambientes mesotróficos. Los géneros que se ajustan a este morfotipo y características son: *Archaeoglobigerina*, *Costellagerina*, *Planoglobulina*, *Pseudoguembelina*, *Racemiguembelina*, *Rugoglobigerina*, *Sigalia*, *Ventilabrella* y *Whiteinella*.

Petrizzo (2002) propone que los morfotipos simples son indicadores de aguas frías y/o inestables, mientras que los complejos indicarían aguas más cálidas. Esta autora justifica dicha afirmación debido a que la mayor parte de los foraminíferos planctónicos actuales viven estratificados en la capa de mezcla, por encima de la termoclina. Hacia altas latitudes, la capa de mezcla disminuye, y con ella la diversidad de los foraminíferos decrece por la disminución de la estratificación oceánica vertical y la consiguiente eliminación de microhabitats disponibles. En estas condiciones, desaparecen los más especialistas y estenos, que suelen ser los de mayor tamaño, por lo que las altas latitudes aparecen dominadas por especies generalistas y cosmopolitas (Hemleben et al., 1989). Sin embargo, en latitudes medias y bajas, los taxones especialistas son los que viven a más profundidad y a una menor temperatura; de hecho Wendler et al. (2013) han propuesto que los morfotipos más complejos podrían ser más abundantes durante los meses más fríos (ya que presentan valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$) mientras que los biseriados podrían proliferar en los meses más cálidos (debido a su menor $\delta^{18}\text{O}$). Esta hipótesis, propuesta para cambios anuales, podría ser extrapolada a intervalos de tiempo mayores. Bajo este punto de vista, Abramovich et al. (2010) propusieron usar en el Maastrichtiense el género oportunista por excelencia (*Guembelitria*) como un indicador de intervalos de calentamiento, mientras que apogeos de una especie especialista y moradora de aguas profundas (*G. gansseri*) indicarían condiciones más frías. Combinando los datos de esta Tesis Doctoral con las propuestas de Abramovich et al. (2010) o Wendler et al., (2013) se ha estimado que, para una misma localidad con similares características ambientales y disponibilidad de nutrientes, un aumento de los especialistas/profundos presenta una mayor relación con un descenso de la temperatura de las masas de agua superficial, mientras que un aumento de los generalistas/superficiales sería el resultado de un ascenso de la temperatura del agua oceánica superficial.

y, consiguientemente, del clima. De esta manera la interpretación de la relación generalistas/especialistas con la temperatura es la contraria a la propuesta por Petrizzo (2002) y se considera que la desaparición de los especialistas a altas latitudes podría estar influenciado por otras causas (p. ej. la disponibilidad de nutrientes o la disminución de la estratificación vertical oceánica) y no tanto con el descenso de temperatura en sí mismo.

2) Interpretación paleoecológica de los géneros a partir de análisis isotópicos

Se ha demostrado que los morfotipos seriados de foraminíferos planctónicos cretácicos ocuparon tanto las aguas más cálidas de la superficie como los medios más profundos y/o salinos, y que las formas carenadas no se limitaron a vivir en los nichos más profundos (D'Hondt y Arthur, 1995). Por esta razón en la reconstrucción paleoambiental, además de la morfología del foraminífero planctónico, se tienen en cuenta los estudios basados en isótopos estables del carbono y del oxígeno realizados en sus conchas, que permiten asignar a cada especie un hábitat dentro de la columna de agua, así como ciertas preferencias ambientales (p. ej. Abramovich et al., 2003). De esta manera, se interpreta que los taxones que presentan valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ habitaban masas de agua más superficiales dentro de la columna de agua, mientras que los foraminíferos que presentan valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ moraban en aguas profundas y más frías.

Según los trabajos de diversos autores (Boersma y Shackleton, 1981; D'Hondt y Arthur, 1995; Pearson et al., 2001; Abramovich et al., 2003; Wendler et al., 2013), los géneros estudiados pueden ser agrupados en tres tipos hábitats diferentes (superficiales, intermedios y profundos). En este trabajo se ha extrapolado en ocasiones los datos de una especie para todo el género, aún siendo conscientes de que pueden existir excepciones. Así, por ejemplo, Pearson et al. (2001) registraron en *R. rugosa* un valor más positivo de $\delta^{18}\text{O}$ que en el resto de especies de *Rugoglobigerina*. Estos casos no son demasiado frecuentes, por lo que se ha considerado que para llevar a cabo el análisis de evolución paleoambiental resulta más práctico simplificar los resultados y tener en cuenta sólamente los datos a nivel de género. Este procedimiento es más realista, ya que lo cierto es que no se dispone en la literatura de datos isotópicos suficientes sobre las 120 especies identificadas. De acuerdo a los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ realizados en concha, las preferencias batimétricas de los diferentes géneros son:

- Géneros de aguas superficiales: *Heterohelix*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia* y *Rugoglobigerina*.
- Géneros de aguas intermedias: *Contusotruncana*, *Globotruncana*, *Racemiguembelina* y *Whiteinella*.
- Géneros de aguas profundas: *Dicarinella*, *Globotruncanella*, *Globotruncanita*, *Gublerina*, *Laeviheterohelix*, *Marginotruncana* y *Planoglobulina*.

Por otra parte, también se han podido identificar las siguientes características paleoecológicas y biológicas a nivel de género:

- Taxones que albergan fotosimbiontes: Se caracterizan por tener valores anormalmente bajos de $\delta^{13}\text{C}$ debido al efecto vital de simbiontes; para la fotosíntesis, dichos simbiontes captan el isótopo ligero del carbono, enriqueciendo la concha del foraminífero del isótopo pesado. El

género *Racemiguembelina* presenta los valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$, por lo que es el principal candidato a albergar fotosimbiontes. Otros géneros que podrían contener fotosimbiontes serían *Planoglobulina*, *Rugogobigerina*, *Contusotruncana* y las especies *H. holmdelensis*, *H. globulosa* y *P. excolata* (D'Hondt y Arthur, 1995; Pearson et al., 2001; Abramovich et al., 2003; Isaza Londoño et al., 2006; Wendler et al., 2013).

- Taxones condicionados por la productividad: Existen bastantes evidencias que *Globigerinelloides*, *Laeviheterohelix*, *Gublerina* y *Globotruncanella* son indicadores de ambientes de alta productividad (D'Hondt y Arthur, 1995; MacLeod et al., 2001; Ashkenazi-Polivoda et al., 2011). MacLeod et al. (2001) incluyeron además dentro de esta lista a *Heterohelix*, pero Ashkenazi-Polivoda et al. (2011) concluyeron que este género sería de aguas más mesotróficas que *Globigerinelloides*. Por el contrario, *Globotruncana* y *Pseudoguembelina* serían indicativos de masas de agua poco productivas (MacLeod et al., 2001).

Algunos géneros como *Globigerinelloides* y los globotruncánidos en general presentan un rango muy variable en los valores isotópicos (Abramovich et al., 2003). Este hecho parece indicativo de que estos los taxones presentaron variaciones en su modo de vida y en su paleoecología, tanto temporal como regionalmente, y justifica el establecimiento de grupos de géneros con similar afinidad paleoecológica (asociaciones-tipo) mediante un estudio estadístico. Dichos análisis se explican a continuación.

3) Análisis clúster: metodología, asociaciones-tipo resultantes, e interpretación

El análisis clúster segregá entidades en grupos y cuantifica sus relaciones. La representación gráfica de este análisis se realiza mediante un dendrograma, esquema en forma de árbol que resume el proceso de agrupación. Las entidades del clúster similares se conectan mediante enlaces, cuya posición en el diagrama está determinada por su nivel de similitud. Los grupos obtenidos en esta Tesis Doctoral se realizaron mediante el programa PAST y en modo “R”, el cual agrupa géneros en asociaciones-tipo (frente al modo “Q” que agrupa muestras similares según su contenido en especies). Como coeficiente de similitud se ha escogido el índice de similitud de Pearson, que se suele aplicar para bases de datos cuantitativas. Así, las asociaciones-tipo se definen mediante la construcción de una matriz a partir de los coeficientes de similitud entre los géneros. Los clústers son del tipo “jerárquico aglomerativo”, procedimiento que se caracteriza por el desarrollo de una jerarquía. Dicho método comienza con el agrupamiento con todas las entidades en grupos separados. En cada paso del algoritmo se recalculan las distancias entre los grupos existentes y se van juntando en pares de grupos, repitiendo este proceso hasta que todas las entidades se unen en un mismo clúster. Dentro de los clúster jerárquicos aglomerativos, se ha utilizado el método de los pares de grupos no ponderados, en el que los clústers se unen basándose en la distancia media entre todos los miembros de los dos grupos que se comparan.

Los grupos creados con este tipo de análisis no son demasiado sólidos (figs. 6.1 a 6.4); sin embargo, parecen agruparse de una forma similar a como se ha propuesto en la literatura, que se ha basado generalmente en criterios morfológicos e isotópicos. Una excepción a este agrupamiento lógico lo constituye el corte de Olazagutía, donde se establecen estadísticamente unas asociaciones-tipo algo heterogéneas. Los datos cuantitativos empleados para el análisis clúster se encuentran en el Anexo (Tablas II, IV, VI y VIII), aunque se han eliminado del análisis

aquellos géneros que: 1) son poco frecuentes y pueden alterar los resultados por introducción de “ruido”, y 2) tienen su primera o última aparición en el intervalo estratigráfico analizado y pueden generar grupos de afinidad bioestratigráfica, más que paleoambiental. A continuación se indican las asociaciones-tipo obtenidas en cada una de las localidades estudiadas, especificando qué géneros fueron eliminados en cada caso y por qué razón.

- Olazagutía

Se han identificado los siguientes grupos de géneros:

Asociación-tipo O1: *Laeviheterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella* y *Archaeoglobigerina*.

Asociación-tipo O2: *Costellagerina*, *Dicarinella*, *Globotruncana*, *Sigalia*, *Pseudoguembelina* y *Pseudotextularia*.

Asociación-tipo O3: *Heterohelix*, *Marginotruncana*, *Whiteinella* y *Contusotruncana*.

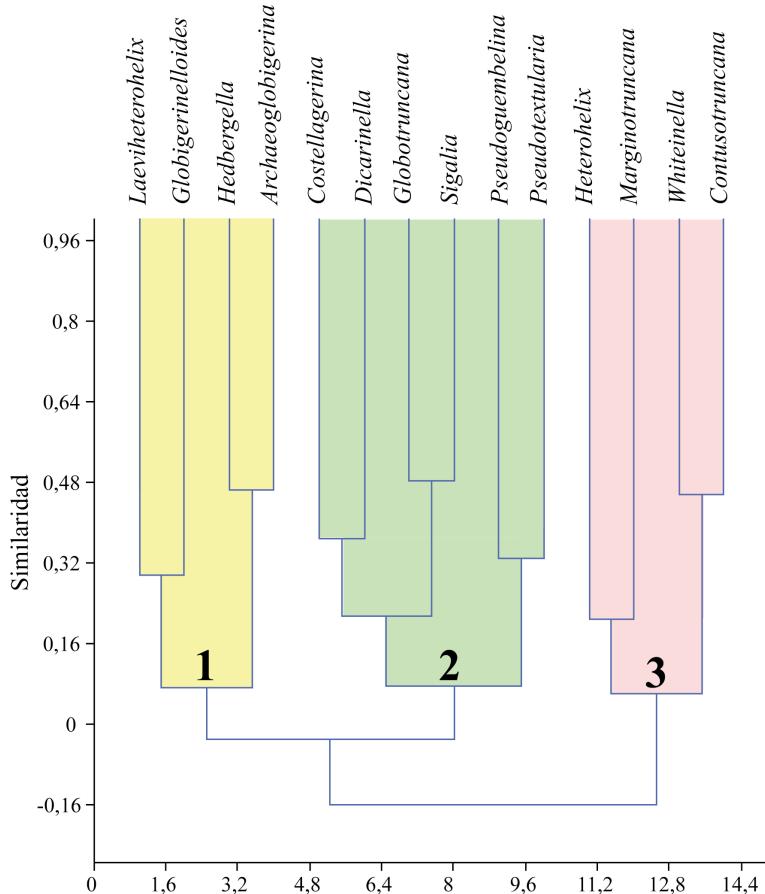


Figura 6.1. Clúster de los géneros de foraminíferos planctónicos de la sección de Olazagutía.

Para la realización del clúster se eliminó el género *Guembelitria* ya que prácticamente no tiene representación en los análisis cuantitativos, no llegando a superar en ninguna muestra un valor relativo del 0,5%.

En la asociación-tipo O1 predominan los morfotipos simples, que indicarían estrategias de vida algo más generalistas. Los isótopos asignan ambientes diferentes para estos géneros dentro de la columna de agua. El género más abundante de esta asociación-tipo es *Globigerinelloides*, que es indicativo de alta productividad. También *Laeviheterohelix* parece presentar preferencia por los mismos ambientes.

Basándonos en la complejidad de los morfotipos podría decirse que los géneros de la asociación-tipo O2 son algo más especialistas, o de estrategia intermedia, y presenta una mezcla de géneros de diferentes ambientes, tanto profundas (p.ej. *Dicarinella*) como superficiales (p. ej. *Pseudoguembelina*). *Globotruncana* es el género de mayor abundancia media; se considera especialista, debido a su complejidad morfológica, y habitante de aguas de profundidad intermedia.

La asociación-tipo O3, al igual que la O2, es difícil de interpretar debido a la mezcla de morfotipos y de preferencia de hábitats que muestran los diferentes géneros. Sin embargo, está dominado ampliamente por el género *Heterohelix*, que presenta morfotipo simples; sería generalista, aunque con preferencia a ambientes más mesotróficos que los de *Globigerinelloides* (habitante de ambientes algo más eutróficos).

La complejidad que presentan los grupos podría reflejar que Olazagutía se encontrase en un ambiente algo peculiar, lo que viene apoyado por el hecho de que es la única sección en la que conviven foraminíferos y radiolarios en condiciones apreciables.

- Oued Assila

Se han identificado los siguientes grupos de géneros:

Asociación-tipo OA1: *Heterohelix*.

Asociación-tipo OA2: *Globigerinelloides*, *Hedbergella* y *Laeviheterohelix*.

Asociación-tipo OA3: *Contusotruncana*, *Globotruncanita*, *Pseudoguembelina*, *Globotruncana* y *Archaeoglobigerina*.

En esta sección se han eliminado varios géneros en el análisis clúster, ya que tienen su primera o su última aparición dentro del intervalo estudiado y podrían generar agrupamientos de naturaleza bioestratigráfica más que paleoambiental. Por esta razón no se han tenido en cuenta *Costellagerina*, *Dicarinella*, *Marginotruncana*, *Radotruncana*, *Rugoglobigerina*, *Sigalia* y *Ventilabrella*. Además, también se ha retirado *Pseudotextularia* porque su abundancia no llega a superar el 2% de abundancia en ninguna de las muestras de la sección.

La asociación-tipo OA1 está formado solamente por el género *Heterohelix*, de morfología simple y de estrategia generalista, aunque con preferencia a ambientes algo más oligotróficos que en el caso de *Globigerinelloides*. Los isótopos estables del oxígeno indican que son habitantes de aguas superficiales.

La asociación-tipo OA2 está formado por morfotipos simples que indicarían una estrategia generalista. Los isótopos le asignan ambientes diferentes dentro de la columna de agua. *Globigerinelloides* es el género más abundante dentro de este grupo, el cual está relacionado

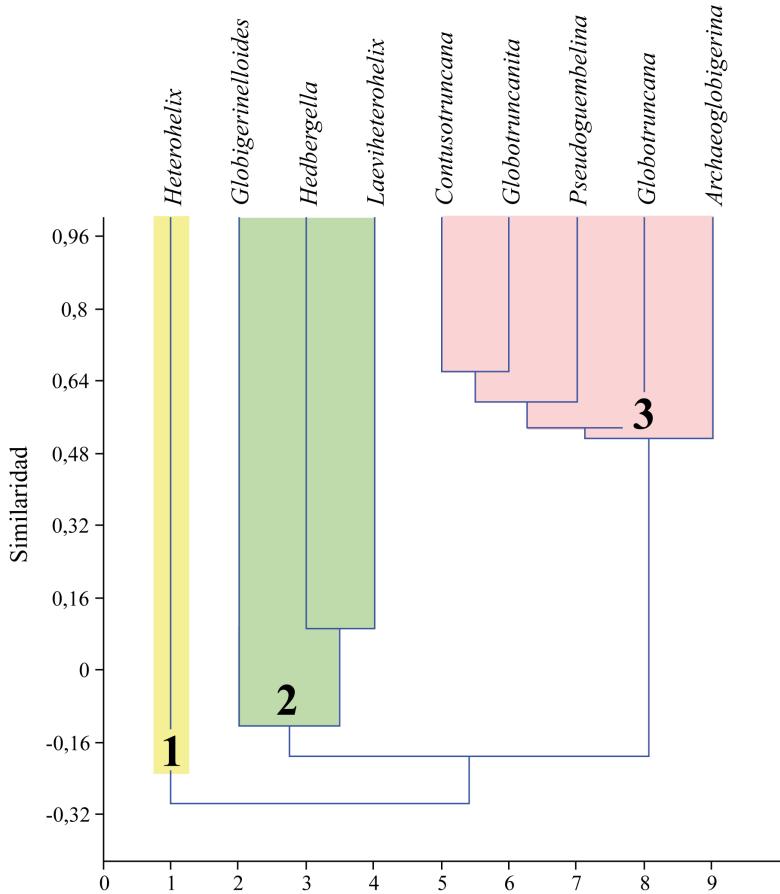


Figura 6.2. Clúster de los géneros de foraminíferos planctónicos de la sección de Oued Assila.

con ambientes de alta productividad (al igual que *Laeviheterohelix*).

Los morfotipos de la asociación-tipo OA3 son más complejos que el de los dos anteriores, mostrando una estrategia más especializada. A *Contusotruncana* y *Globotruncana* se les ha asignado una posición intermedia dentro de la columna de agua, mientras que *Pseudoguembelina* sería más superficial y *Globotruncanita* más profunda. De *Archaeoglobigerina* no se disponen datos isotópicos. *Globotruncana* es el género más abundante del grupo, el cual es considerado como el más estenoico de la sección, y probablemente tendría sus apogeos en épocas más frías.

- Shuqualak

Se han identificado los siguientes grupos de géneros:

Asociación-tipo S1: *Globotruncana*, *Archaeoglobigerina*, *Pseudoguembelina* y *Rugoglobigerina*.

Asociación-tipo S2: *Heterohelix* y *Laeviheterohelix*.

Asociación-tipo S3: *Globigerinelloides* y *Hedbergella*.

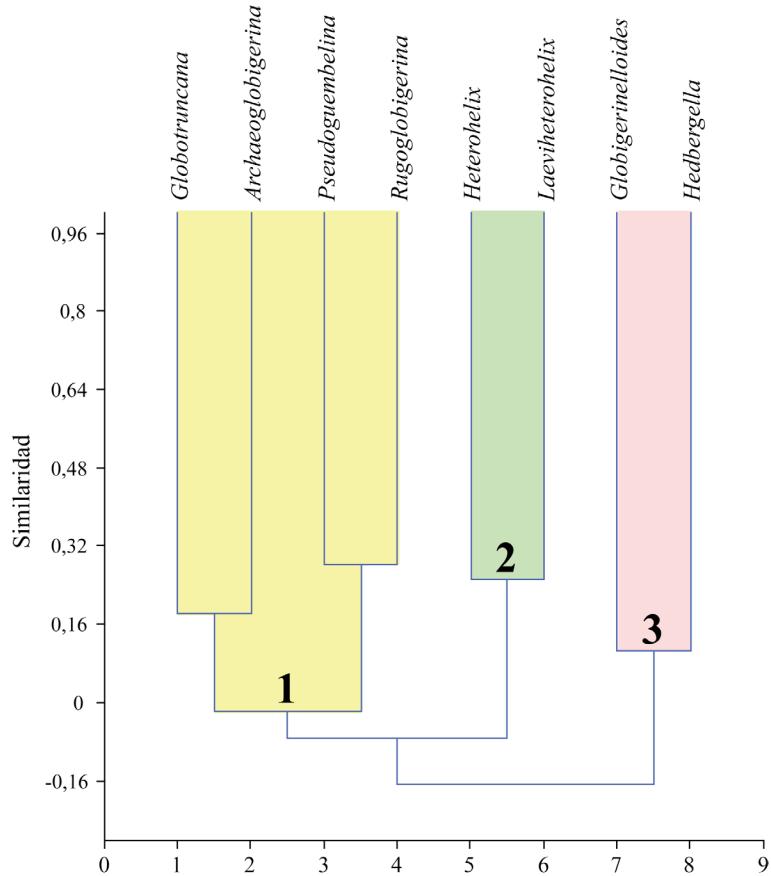


Figura 6.3. Clúster de los géneros de foraminíferos planctónicos del sondeo de Shuqualak.

Se ha eliminado de los análisis clúster el género *Guembelitria*, ya que al tratarse de un grupo de especies oportunistas con un comportamiento peculiar (Keller y Pardo, 2004) pueden alterar los análisis. También se han retirado del análisis los géneros *Contusotruncana*, *Gansserina*, *Globotruncanella*, *Globotruncanita*, *Planoglobulina* y *Pseudotextularia*, debido a que en ninguna de las muestras llegan a alcanzar un 2% de abundancia relativa.

Esta localidad presenta la particularidad de ser un ambiente marino somero (35 a 90 m según Puckett [1991]), por lo que las especies profundas están prácticamente ausentes de los resultados cuantitativos, y para su reconocimiento ha sido preciso realizar una búsqueda intensiva en el residuo. El único globotruncánido que tiene cierta representación en los análisis de abundancia es *Globotruncana*, lo que puede significar que este género es algo más cosmopolita y generalista de lo que parece indicar su morfología, siendo quizás la doble carena una adaptación a condiciones algo más someras, tal y como propone Petrizzo (2002).

La asociación-tipo S1 incluye los morfotipos más complejos de esta sección, mostrando la estrategia más especialista. *Contusotruncana* y *Globotruncana* son considerados de aguas intermedias dentro de la columna de agua, mientras que *Pseudoguembelina* sería más superficial. De *Archaeoglobigerina* no se disponen datos isotópicos. *Rugoglobigerina*, que es el género más abundante de la sección, se supone habitante aguas superficiales. Este grupo es el más estenoico de la sección, con preferencia por ambientes algo más oligotróficos.

La asociación-tipo S2 está formada por morfotipos simples, por lo que incluirían géneros más generalistas. Los estudios isotópicos indican que incluyen especies con diferentes preferencias batimétricas, siendo en general *Heterohelix* más superficial y *Laeviheterohelix* más profunda. Dado que *Heterohelix* domina este grupo, se le podría asignar una mayor preferencia por ambientes mesotróficos que en el caso de la asociación-tipo S3.

La asociación-tipo S3 está formado por géneros generalistas de morfología simple. El grupo está dominado por el género *Globigerinelloides*, relacionado con ambientes de alta productividad, más eutróficos que el grupo 2.

- Zumaia

Se han identificado los siguientes grupos de géneros:

Asociación-tipo Z1: *Planoglobulina*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia* y *Racemiguembelina*.

Asociación-tipo Z2: *Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Rugoglobigerina* y *Laeviheterohelix*.

Asociación-tipo Z3: *Globotruncanella*, *Globotruncanita*, *Contusotruncana*, *Globotruncana* y *Archaeoglobigerina*.

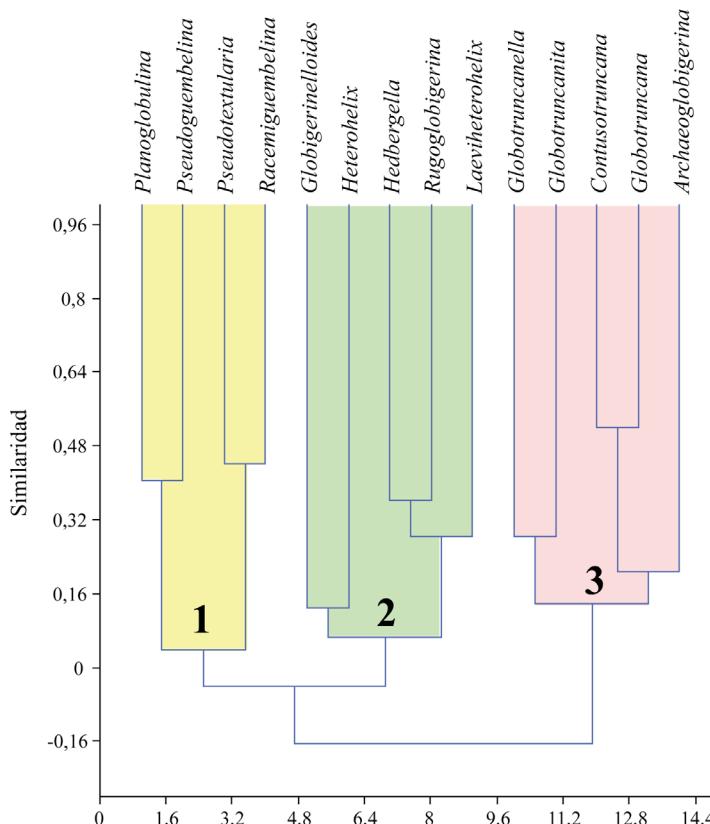


Figura 6.4. Clúster de los géneros de foraminíferos planctónicos de la sección de Zumaia.

Se han retirado de los análisis clúster los géneros *Abathomphalus*, *Gublerina* y *Guembelitria* debido a que su abundancia es siempre menor al 2%.

La asociación-tipo Z1 incluye heterohelícidos más o menos complejos, sugiriendo una estrategia intermedia entre generalista y especialista. Los análisis isotópicos indican que agrupan géneros tanto superficiales (*Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia*) como intermedios (*Racemiguembelina*) y profundos (*Planoglobulina*). El grupo más abundante de este grupo es *Pseudotextularia*, que es habitante de aguas superficiales.

La asociación-tipo Z2 incluye los morfotipos más simples, e indicaría que incluyen especies más generalistas. Los análisis isotópicos indican diferentes preferencias batimétricas entre sus miembros, aunque el género predominante, *Heterohelix*, es habitante de aguas superficiales.

La asociación-tipo Z3 incluye a los globotruncánidos, que presentan los morfotipos más complejos e indican especies más especialistas. Son moradores de aguas intermedias o profundas, pudiendo tener sus apogeos en temperaturas más frías. *Globotruncana* es el género más abundante de este grupo.

6.3. Reconstrucción paleoambiental y cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos

6.3.1. Olazagutía

Las facies en la sección de Olazagutía son bastante homogéneas. Se caracterizan por una alternancia de margas y margas calcáreas, estratificadas en capas decimétricas, aunque en la parte basal de la sección dominan las margas. Se ha interpretado que estas facies fueron depositadas en un ambiente bastante estable, en un medio sublitoral externo, de mar abierto. Paleogeográficamente Olazagutía estaría situado durante el Coniaciense-Santoniense dentro del Atlántico Norte y conectado con el mar del Tetis, dentro del marco de un clima subtropical.

Lamolda y Paul (2007) analizaron en una parte de la sección los isótopos estables del carbono y del oxígeno en roca total. Su estudio isotópico comienza ~3 m por debajo de nuestra primera muestra y acaba aproximadamente en el metro 36. La curva isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ tiene unos valores aproximados de en torno al 2,8-3 %. Estos valores son los mayores que se han identificado en las 4 localidades estudiadas. También son más altos que los registrados en East Kent (Inglaterra) por Jenkyns et al. (1994) en materiales de la misma edad, lo cual podría estar indicando niveles altos de productividad en Olazagutía. La curva del $\delta^{13}\text{C}$ muestra un descenso ligero y paulatino, interrumpido por varias excursiones menores negativas, que se correlacionan según Lamolda et al. (2008) con las anomalías isotópicas obtenidas por Jarvis et al. (2006) en varias secciones de Reino Unido (fig. 5.2). Esta tendencia se relacionaría con una regresión paulatina a nivel global, siguiendo la interpretación de Jarvis et al. (2002) de la relación entre el $\delta^{13}\text{C}$ y las curvas eustáticas globales, y/o con una mayor oxidación de la materia orgánica por aguas profundas cada vez más oxigenadas, más acorde con la interpretación de Friedrich et al. (2012). También podría ser reflejo de un descenso de la productividad a diferentes niveles (local, regional o global).

Según Lamolda y Paul (2007), la señal isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ preservó al menos parte de la señal climática original. La sección presenta unos valores promedio de en torno al -2,7‰, indicando unas temperaturas aproximadas de 23,4°C (Anderson y Arthur, 1983), si bien este dato hay que tomarlo con precaución ya que la señal isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ puede estar afectada por la diagénesis. Estos valores son menores que los presentados por Jenkyns et al. (1994) para materiales de la misma edad en East Kent, lo cual indicaría aguas más cálidas en la cuenca vasca que en Inglaterra. La curva del $\delta^{18}\text{O}$ de Olazagutía muestra una ligera tendencia general hacia valores más altos, indicando un descenso paulatino de la temperatura durante el intervalo estudiado.

Las muestras micropaleontológicas de Olazagutía son muy ricas en radiolarios esféricos (Orden Spumellaria), discoidales (Orden Spumellaria, género *Orbiculiforma*) y más raramente el género *Dictyomitra* del Orden Nassellaria (Stephen Paker, comunicación personal). Estos microorganismos silíceos se consideran buenos indicadores de alta productividad, debido a la existencia de sedimentos ricos en radiolarios en los cinturones de alta productividad de los océanos actuales. Estas condiciones sugieren que el área de Olazagutía pudo tener unas características algo especiales, posiblemente de muy alta productividad. Este hecho podría estar relacionado bien con procesos locales, debidos a la presencia de corrientes ascendentes *upwelling* o a un gran aporte de nutrientes de origen continental, o bien tratarse de un fenómeno más global. Esta última hipótesis se justifica porque en el tránsito entre el Coniaciense y el Santoniense se produce el último evento oceánico anóxico del Cretácico (EOA3). Aunque las causas para la formación de estos eventos siguen siendo objeto de debate (Turgeon y Creaser, 2008; Wagreich, 2012), se ha propuesto que requieren, por una parte una alta productividad, y por otra una ausencia de oxígeno en la interfase sedimento-agua que preserve la materia orgánica de la oxigenación (Skelton et al., 2003). En el caso concreto de Olazagutía no se registran sedimentos ricos en materia orgánica (p. ej. lutitas negras), ni hay excursiones isotópicas negativas relacionadas con grandes enterramientos de materia orgánica sin descomponer. De esta manera, podría ser que en Olazagutía se produjera una alta productividad, relacionada con un fenómeno global, pero no una baja oxigenación, debido a condiciones regionales de buena ventilación. Esta alta oxigenación se mantendría en el Atlántico Norte y en el Tetis, a juzgar por la ausencia del EOA3 en estas cuencas (Wagreich, 2012).

En Olazagutía se han identificado un total de 15 géneros y 49 especies de foraminíferos planctónicos. Las asociaciones se mantienen bastante constantes, no existiendo altas tasas de especiación ni de extinción, e indicando un ambiente estable. El género *Heterohelix* es el dominante (con un porcentaje promedio del 40,3 y sus valores oscilan entre el 19 y el 55%), siendo *H. globulosa* la más frecuente. El género *Globotruncana* es el segundo más abundante (con un promedio de 19,5%). Este género alcanza su máximo valor en el metro 73,5, donde constituye casi la mitad (47,7%) de los foraminíferos planctónicos totales; la especie *G. linneiana* es la más frecuente dentro de este género. También aparecen comúnmente los géneros *Globigerinelloides* (siendo *G. bollii* la especie más frecuente de dicho género) y *Hedbergella*, ambos con valores promedios superiores al 10%. Por debajo de este porcentaje están representados los géneros *Archaeoglobigerina*, *Contusotruncana*, *Costellagerina*, *Dicarinella*, *Guembelitria*, *Laeviheterohelix*, *Marginotruncana*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia*, *Sigalia* y *Whiteinella*. Las altas proporciones de globotruncánidos son indicativos de condiciones paleoambientales relativamente profundas, de aguas cálidas. Estas asociaciones de foraminíferos planctónicos son típicas del nerítico externo de clima subtropical. Las figuras 6.5.a-b ilustran las abundancias relativas de las diferentes especies y la figura 6.6 las de los géneros.

Las variaciones de los índices de diversidad a lo largo de la sección se representan en la figura 6.7. Se han obtenido los siguientes valores promedio de diversidad: riqueza específica $S = 26,63$; dominancia $\lambda = 0,19$; heterogeneidad $H = 2,25$ y equitabilidad $E = 0,69$. Se observa una ligera tendencia hacia valores más bajos de la dominancia, aunque con un importante aumento en el metro 73,5. Los índices de heterogeneidad y de equitabilidad muestran una tendencia hacia valores algo más altos, con valores algo menores hasta el metro 16,05, y con un descenso hacia el metro 73,5. Los valores de diversidad en general son relativamente altos, tal como correspondería a un ambiente relativamente profundo, cálido y estable.

El índice P/B presenta un valor medio del 42%, siendo 23% y 56% los valores extremos en los metros 61,5 y 57,5 respectivamente. Hasta el metro 16,05 los valores son algo más bajos, aumentando ligeramente desde este horizonte hasta el metro 57,5. Entre los metros 61,5 y 69,5 las muestras rondan valores del 30% y, a partir del metro 73,5 y hasta el techo de la sección, los valores vuelven a acercarse al valor promedio (fig. 6.7). La media del índice P/B quizás sea algo superior a lo que cabría esperar para un ambiente sublitoral externo. Sin embargo, la alta presencia de globotruncánidos sí que está de acuerdo con ambientes de cierta profundidad. Una posible explicación para esta aparente discrepancia sería que la mayor abundancia de foraminíferos bentónicos podría estar causada por la alta productividad en Olazagutía.

El grupo mayoritario es la asociación-tipo O3 (*Heterohelix*, *Marginotruncana*, *Whiteinella* y *Contusotruncana*), aunque muestra un marcado descenso a lo largo de la sección. Le sigue en importancia la asociación-tipo O1 (*Laeviheterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella* y *Archaeoglobigerina*.), que incrementa su importancia hacia techo. O2 (*Costellagerina*, *Dicarinella*, *Globotruncana*, *Sigalia*, *Pseudoguembelina* y *Pseudotextularia*) muestra un ligero aumento, que es más notable hasta el metro 16,05. Dicho grupo experimenta un apogeo en el metro 73,5 (fig. 6.7). Como ya se ha comentado, los grupos de Olazagutía incluyen géneros bastante heterogéneos. Esta complejidad podría reflejar la alta productividad de las aguas en esta localidad.

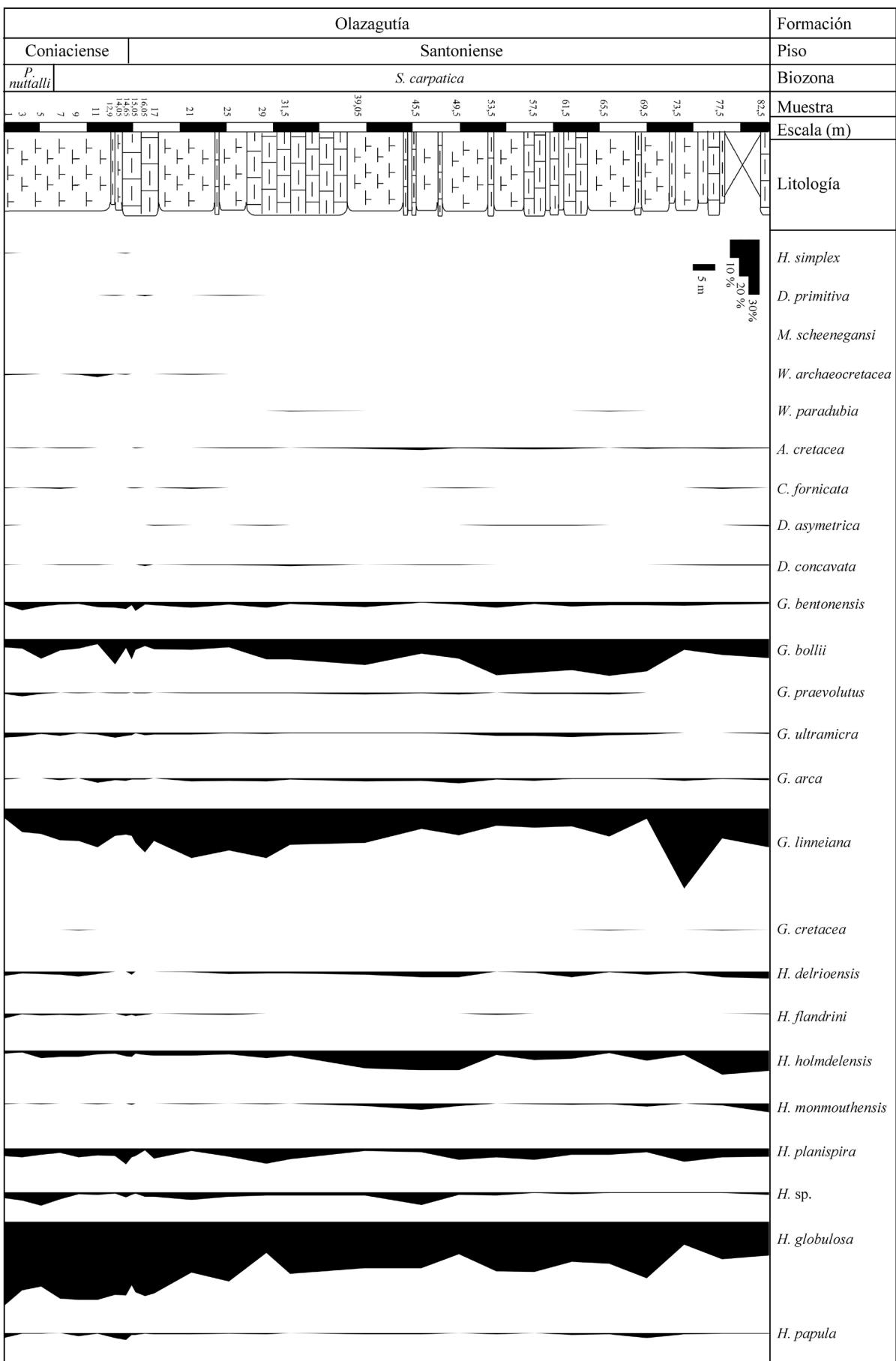


Figura 6.5. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en la sección de Olazagutía.

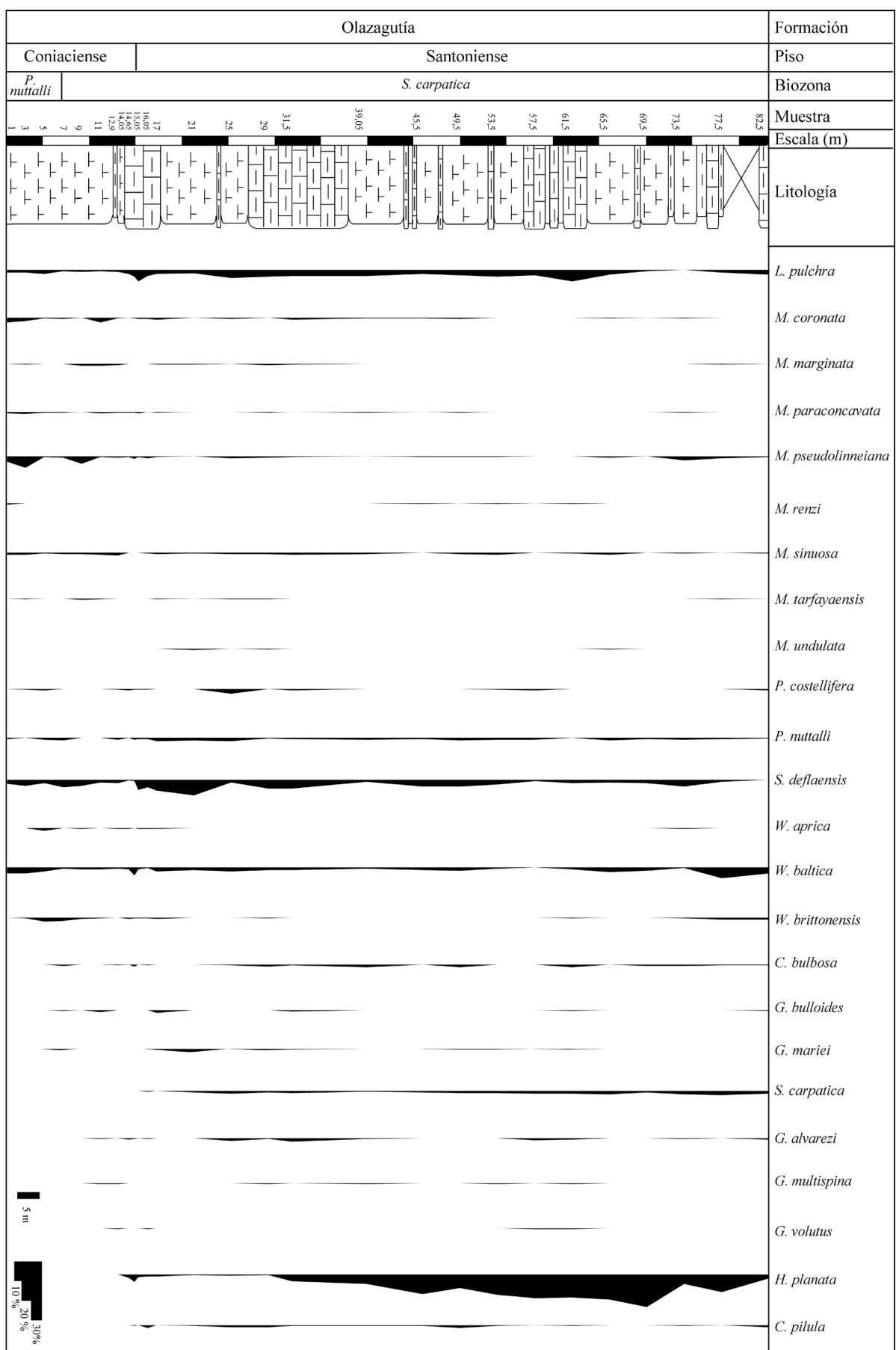


Figura 6.5. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en la sección de Olazagutía (continuación).

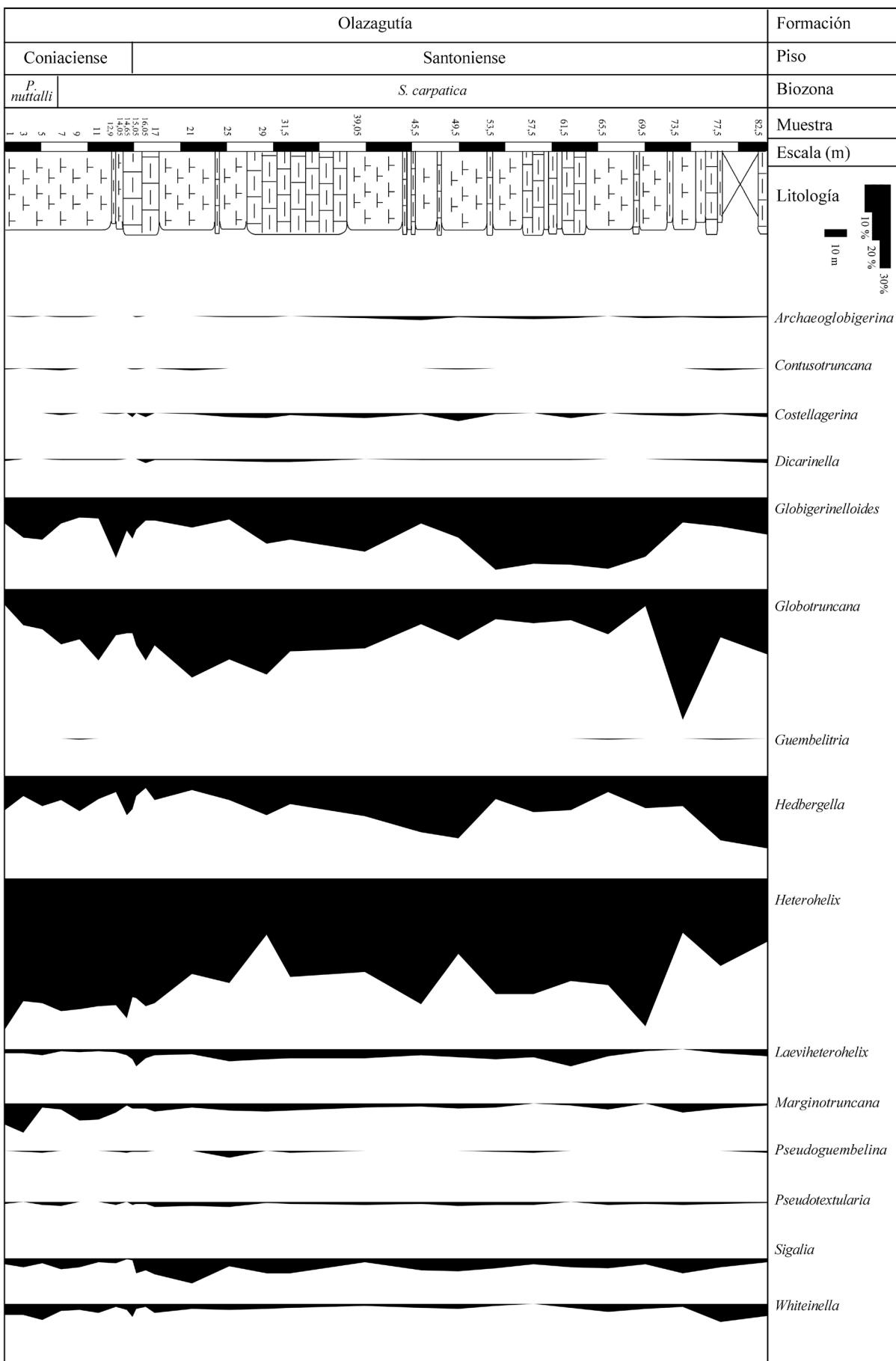


Figura 6.6. Abundancia relativa de los géneros de foraminíferos planctónicos registrados en la sección de Olazagutía.

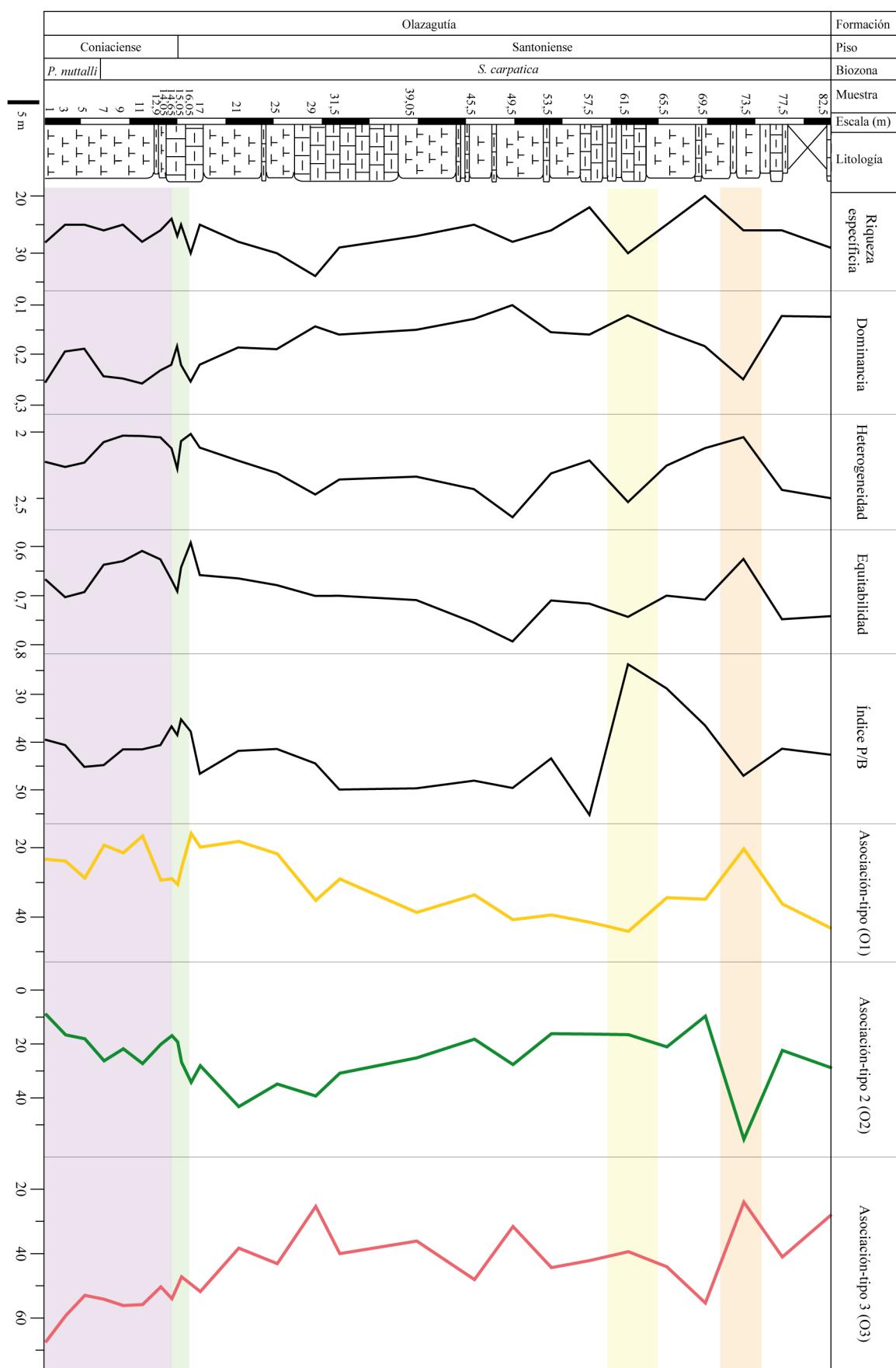


Figura 6.7. Índices de biodiversidad, de foraminíferos planctónicos/bentónicos, y porcentajes de las asociaciones-tipo creadas por el clúster en la sección de Olazagutía. Los intervalos coloreados se discuten en el apartado 6.4.1.

6.3.2. Oued Assila

La parte basal de la sección de Oued Assila está constituida, fundamentalmente, por margas con algunas intercalaciones de calizas; estos estratos calcáreos se van haciendo cada vez más frecuentes hacia techo, hasta que a partir del metro 115 dominan ampliamente las calizas sobre las margas. Se han interpretado como depósitos hemipelágicos depositados en un ambiente sublitoral externo, de mar abierto y en un clima tropical típico del Tetis occidental.

La curva isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ que hemos obtenido muestra un valor relativamente elevado de alrededor del 1 ‰ en la base de la sección; en el metro 5 este valor disminuye hasta el 0,36 ‰, y posteriormente los valores tienden a aumentar, aunque con oscilaciones, hasta el metro 23 alcanzando un valor de 1,24 ‰. Seguidamente, los valores disminuyen progresivamente hasta el metro 40, a partir del cual vuelven a aumentar ligeramente. Los metros 16 y 40 muestran datos anómalos, ya que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ es excesivamente bajo, por lo que se consideran poco fiables (indicados en naranja en la figura 6.10). De manera más general, los valores en Oued Assila comienzan oscilando en torno al 0,6‰ y acaban alrededor del 1,5‰, indicando magnitudes algo más bajas que las que presenta East Kent para el Santoniense superior (Jenkyns et al., 1994). El aumento progresivo del $\delta^{13}\text{C}$ podría estar indicando un incremento de la productividad a diferentes escalas (local, regional o global) y/o una transgresión paulatina a nivel global según la interpretación de Jarvis et al. (2002) de la relación entre el $\delta^{13}\text{C}$ y las curvas eustáticas globales.

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ no muestra tendencias significativas, aunque son frecuentes las fluctuaciones. Los valores oscilan en torno al -3,5 ‰, indicando unos valores bajos que se corresponden con unas temperaturas en torno a 27,2° C (según la fórmula de Anderson y Arthur, 1983), si bien este dato hay que tomarlo con precaución ya que la señal isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ puede estar afectada por la diagénesis. Sus aguas serían por tanto más cálidas que las de las localidades de Shuqualak y Olazagutía, y bastante más cálidas que los registradas en East Kent para el final del Santoniense, lo cual es lógico dada la diferencia latitudinal entre ambos cortes. Hay que señalar que sólo se muestran en la figura 6.10 los datos isotópicos de las muestras en las que también han sido analizados los foraminíferos planctónicos. Por el contrario, en la figura 4.8 se indican los valores isotópicos de todas las muestras analizadas geoquímicamente.

En Oued Assila se han identificado un total de 18 géneros y 62 especies de foraminíferos planctónicos. Desde la base de la sección, en la Biozona de *S. carpatica*, hasta el techo de la Biozona de *V. eggeri* (parte más superior del Santoniense-parte basal del Campaniense) se identifica el último registro de 19 especies y 5 géneros (*Dicarinella*, *Marginotruncana*, *Costellagerina*, *Sigalia* y *Ventilabrella*) y el primer registro de 9 especies y 2 géneros (*Radotruncana* y *Rugoglobigerina*). En este intervalo se registra, por tanto, el relevo faunístico más rápido e importante de todo el intervalo cronoestratigráfico estudiado en esta Tesis Doctoral. Desde la Biozona de *H. carinata*, la tasa de especiación y extinción se estabiliza. El género *Heterohelix* domina las asociaciones de foraminíferos planctónicos (con un porcentaje que varía entre el 27 y el 65%); sus valores más bajos se registran en las 3 últimas muestras del corte. *H. globulosa*, perteneciente a este género, es la especie más frecuente a lo largo de toda la sección. Les siguen en abundancia los géneros *Globigerinelloides* (con un valor promedio de 21%, compuesto principalmente por la especie *G. prairiehillensis*) y *Hedbergella* (promedio de 11%). El resto de géneros (*Archaeoglobigerina*, *Contusotruncana*, *Costellagerina*, *Dicarinella*,

Globotruncana, *Globotruncanita*, *Laeviheterohelix*, *Marginotruncana*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia*, *Radotruncana*, *Rugoglobigerina*, *Rugotruncana*, *Sigalia* y *Ventilabrella*) tienen un valor promedio inferior al 6%. Las altas proporciones de globotruncánidos son indicativos de condiciones paleoambientales relativamente profundas, de aguas cálidas, congruentes con una zona nerítica externa de un clima tropical. Las figuras 6.8.a-b ilustran las abundancias relativas de las diferentes especies y la figura 6.9 las de los géneros.

Las variaciones de los índices de diversidad a lo largo de la sección se representan en la figura 6.10. Dichos índices presentan en Oued Assila los siguientes valores promedio: riqueza específica $S = 24,74$; dominancia $\lambda = 0,20$; heterogeneidad $H = 2,24$; y equitabilidad $E = 0,70$. La mayor riqueza específica se registra en el metro 40 y los descensos más importantes en los índices de heterogeneidad y equitabilidad (así como aumentos en la dominancia) se producen en los metros 40-45 y 160. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos están bien diversificadas, tal como corresponde a un ambiente tropical y relativamente profundo.

El índice P/B se mantiene bastante constante, con un valor promedio de 89,82; el valor más bajo se alcanza en la última muestra del Santoniense (74,39%), en el metro 21, y el más alto en la primera del Campaniense (97,44%), en el metro 23. Otros valores relativamente bajos (de en torno al 82%) se producen en los metros 1, 17, 75 y 190 (fig. 6.10). Estos valores sugieren un ambiente de plataforma externa, aunque son bastante más altos que en Olazagutía, indicando que, o bien Oued Assila pertenecía a una cuenca más profunda, o bien presentaba una productividad bastante menor.

La asociación-tipo OA1, que sólo incluye a *Heterohelix*, es la más abundante, aunque sufre un importante descenso en su frecuencia en los 17 últimos metros de la sección. La siguiente asociación-tipo más abundante es la OA2 (*Globigerinelloides*, *Hedbergella* y *Laeviheterohelix*), que presenta fluctuaciones considerables a lo largo de la sección. La asociación-tipo OA1 (*Contusotruncana*, *Globotruncanita*, *Pseudoguembelina*, *Globotruncana* y *Archaeoglobigerina*) experimenta una tendencia con el tiempo hacia valores más altos; sin embargo, esta tendencia se interrumpe por un descenso hacia los metros 160-170 (fig. 6.10).

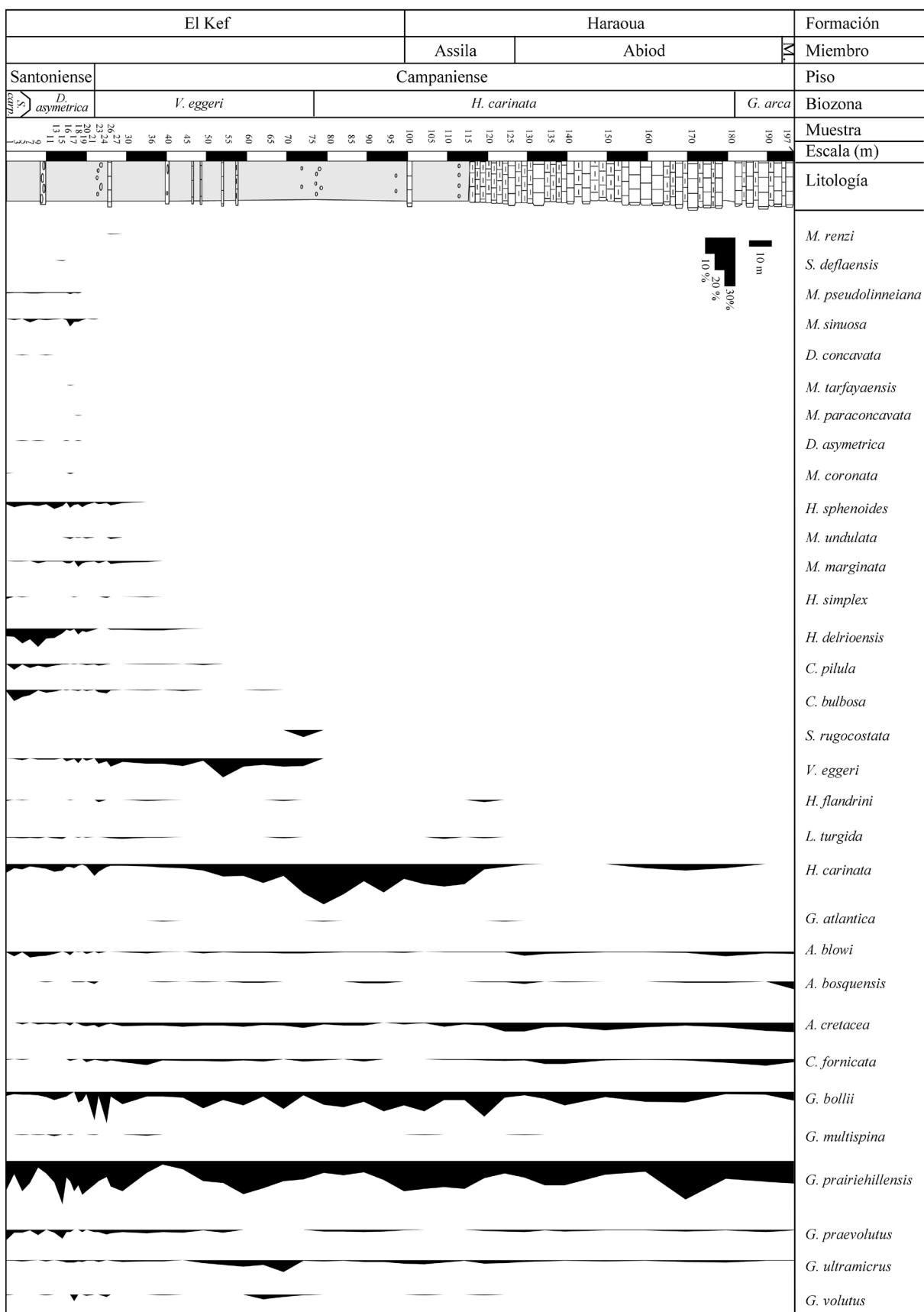


Figura 6.8. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en la sección de Oued Assila.

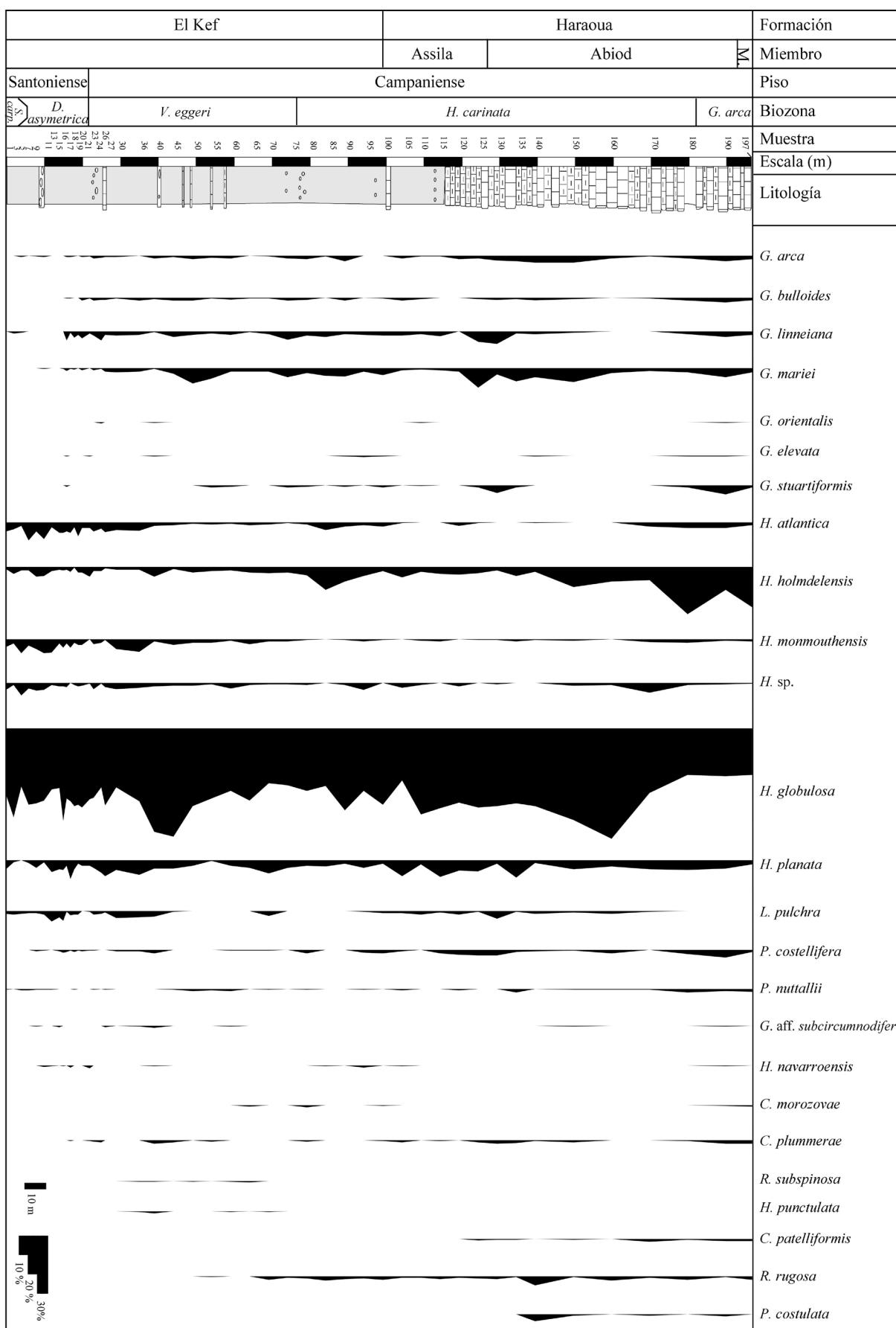


Figura 6.8. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en la sección de Oued Assila (continuación).

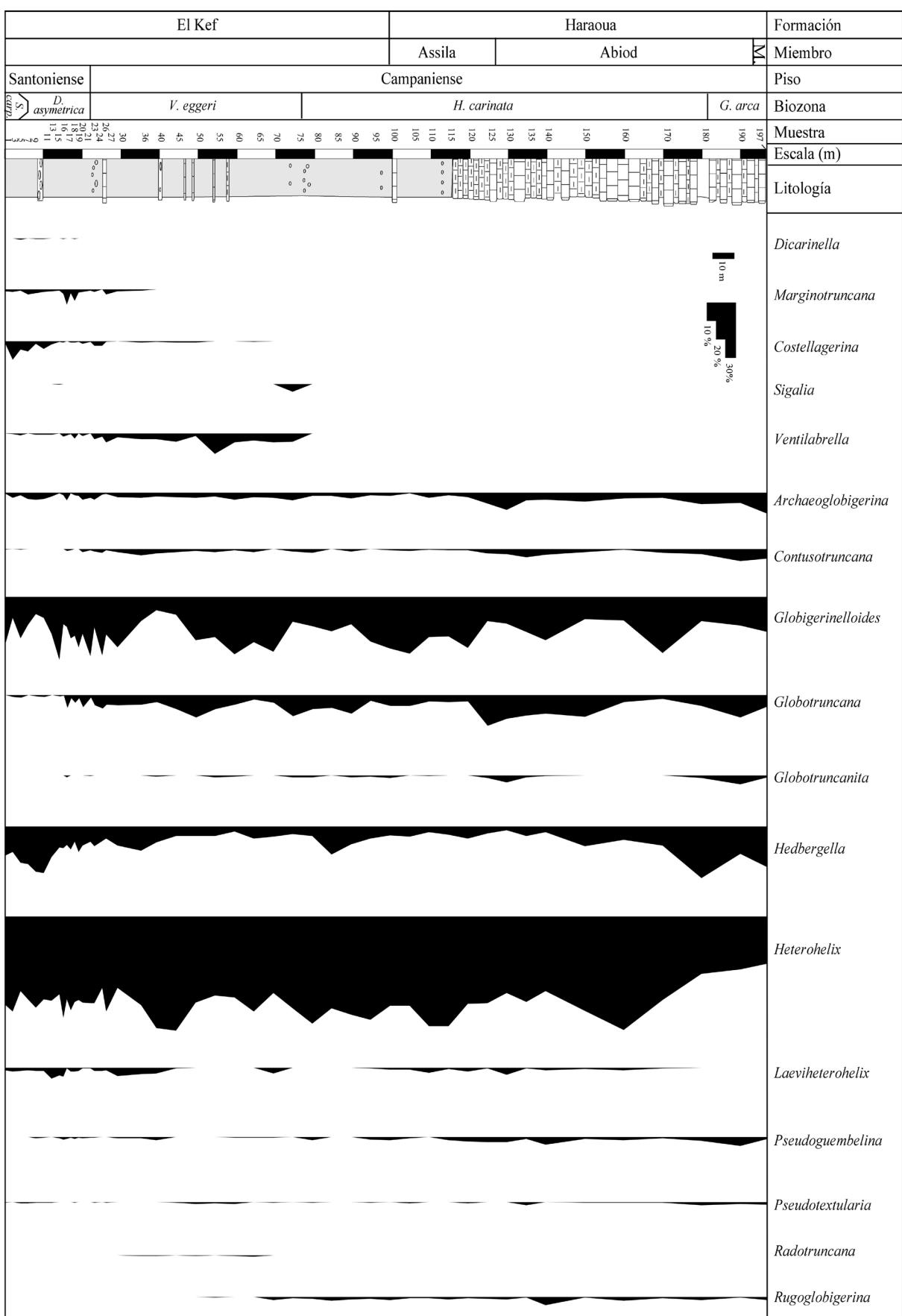


Figura 6.9. Abundancia relativa de los géneros de foraminíferos planctónicos registrados en la sección de Oued Assila.

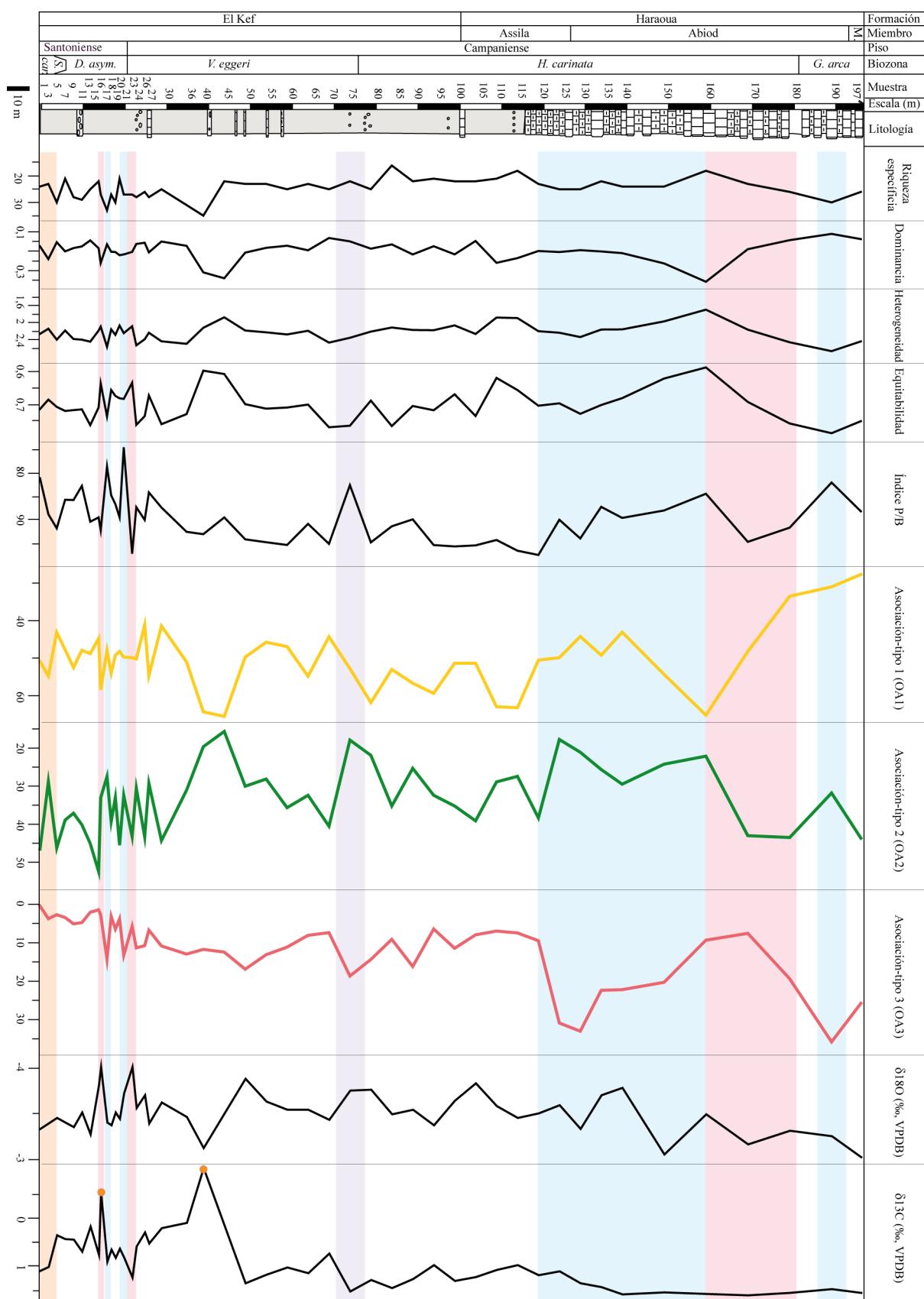


Figura 6.10. Índices de biodiversidad, de foraminíferos planctónicos/bentónicos, porcentajes de las asociaciones-tipo creadas por el clúster e isótopos estables del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la sección de Oued Assila. En la curva del $\delta^{13}\text{C}$ se indican en naranja dos valores anómalos. Los intervalos coloreados se discuten en el apartado 6.4.1.

6.3.3. Shuqualak

El sondeo de Shuqualak presenta unas facies margosas homogéneas, con aporte terrígeno considerable, especialmente arcilloso en la base de la formación Demópolis. Algunas muestras contienen cristales de biotita o cenizas volcánicas, indicativos de la fuerte actividad volcánica en esta zona durante gran parte del Cretácico Superior. Los sedimentos del sondeo se depositaron bajo un clima subtropical y en un ambiente sublitoral con conexiones directas con el Atlántico Norte y el Mar Interior Continental de Estados Unidos.

La curva del $\delta^{13}\text{C}$ muestra una tendencia general hacia valores cada vez más bajos (aproximadamente desde 1,3 ‰ hasta 0,5 ‰). En la parte inferior de la sección (desde la base hasta el metro 140,21) se identifica un intervalo con fluctuaciones importantes en los valores isotópicos. Le sigue un intervalo isotópicamente más estable que ronda valores de 1,4 ‰. En la Biozona de *R. rotundata* se registran datos más bajos del $\delta^{13}\text{C}$, los cuales disminuyen hasta 0,2 ‰. De manera general se le puede asignar unos valores que comienzan en cifras de alrededor de 1,4 ‰, pasando, a partir de la Biozona de *R. rotundata*, a valores de 0,8 ‰. Estas magnitudes son más bajas que las que identifica Jenkyns et al. (1994) en Trunch (Inglaterra), lo que podría indicar menor productividad en el Golfo de México que en las altas latitudes del Atlántico Norte para este intervalo. El descenso paulatino del $\delta^{13}\text{C}$ podría estar relacionado con un descenso progresivo de la productividad a diferentes escalas, con una etapa regresiva global y/o con una mayor oxidación de la materia orgánica influenciada por la entrada de aguas profundas cada vez más oxigenadas, según la interpretación de Friedrich et al. (2012).

La relación isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ se mantiene estable hasta el metro 79,25 del sondeo de Shuqualak, aunque con fluctuaciones; después aumentan sus valores desde este horizonte hasta el metro 45,41. Posteriormente se producen dos descensos relativos muy importantes en los metros 39,62 y 30,48, y finalmente los valores aumentan ligeramente para volver a descender desde el metro 21,34 hasta el final del sondeo (fig. 6.13). De manera general, se puede observar que los valores comienzan en torno a -2,7 ‰ y acaban en -2 ‰, datos que equivalen a una temperatura de 20,3 a 23,4°C respectivamente según la fórmula de Anderson y Arthur (1983), si bien este dato hay que tomarlo con precaución ya que la señal isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ puede estar afectada por la diagénesis. Estos valores son algo más bajos que los que registran Jenkyns et al. (1994) para Trunch (Inglaterra), lo que implicaría una mayor temperatura en el Golfo de México con respecto al Atlántico Norte de altas latitudes. Cabe señalar que en la figura 6.13 sólo se muestran los resultados isotópicos de las muestras en los que también han sido analizados los foraminíferos planctónicos, mientras que en la figura 4.9 se indican los valores isotópicos de todas las muestras analizadas geoquímicamente.

En este sondeo se han identificado un total de 16 géneros y 68 especies de foraminíferos planctónicos. Se registra un considerable número de datos de primer y último registro que se producen de manera gradual. Se pueden destacar como momentos de una mayor diversificación el intervalo que comprende las biozonas de *R. calcarata* y *G. havanensis*, así como la base de la Biozona de *R. rotundata*. Además, dos lagunas estratigráficas en la parte superior del sondeo provocan truncaciones de las distribuciones estratigráficas, dificultando el análisis de patrones de extinción y aparición en torno al límite Campaniense/Maastrichtiense y a lo largo del Maastrichtiense. Los géneros dominantes en Shuqualak son *Heterohelix* y

Globigerinelloides, ambos con una abundancia promedio de alrededor del 35%; les siguen en abundancia *Rugoglobigerina* (promedio de 11,9%), *Hedbergella* (promedio de 7,2%) y *Archaeoglobigerina* (promedio de 4,9%); el resto de géneros (*Contusotruncana*, *Gansserina*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Guembelitria*, *Hedbergella*, *Laeviheterohelix*, *Planoglobulina*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia* y *Rugotruncana*) tienen una representación menor al 3%. El hecho más notable es el apogeo del género *Guembelitria* que se registra en la parte superior de la sección (metro 36,58) y que alcanza un valor máximo de 36,3%. Después de este apogeo de *Guembelitria*, en las 3 últimas muestras del sondeo se observa un aumento importante del género *Heterohelix* y un descenso relativo de *Globigerinelloides*. Las especies dominantes en esta localidad son *Heterohelix globulosa* (30,5% de media), *Globigerinelloides prairiehillensis* (24,7%) y *Rugoglobigerina rugosa* (11,6). La baja frecuencia generalizada de globotruncánidos en un clima subtropical como el de Shuqualak es indicativo de un ambiente nerítico somero sometido a condiciones de estrés ambiental (cambios rápidos de salinidad, oxigenación y nutrientes). El apogeo de *Guembelitria* que tiene lugar en la parte alta del Campaniense podría estar indicando un episodio de vulcanismo especialmente intenso en la región. Las figuras 6.11.a-b ilustran las abundancias relativas de las diferentes especies y la figura 6.12 las de los géneros.

Las variaciones de los índices de diversidad a lo largo de la sección se representan en la figura 6.13. Se han obtenido los siguientes valores promedio de diversidad en Shuqualak: riqueza específica = 18,50; dominancia λ = 0,22; heterogeneidad H = 1,98 y equitabilidad E = 0,68. La riqueza específica aumenta, como tendencia general, a lo largo del sondeo. Los índices de heterogeneidad y equitabilidad presentan ligeras fluctuaciones, con una bajada relativa en el metro 170,69 y una ligera tendencia a aumentar hacia techo, salvo en los últimos metros (desde 27,3 hasta el techo) donde estos índices vuelven a descender. La dominancia muestra valores inversos a estos otros dos índices. Este sondeo registra la biodiversidad más baja con respecto a las otras 3 localidades, pudiendo estar indicando un ambiente con un mayor grado de estrés ambiental relacionado con su menor paleobatimetría y con la existencia de una mayor actividad volcánica en la región.

El índice P/B tiene un valor medio del 54%, oscilando ampliamente entre el 25% y el 93%. En los metros 173,74 y 134,11 se producen importantes descensos relativos de este índice, alcanzándose los valores más bajos entre los metros 64,01 y 21,34. Por otro lado, en los metros 15,24 y 9,45 el valor aumenta bruscamente (fig. 6.13). Estos valores ampliamente variables, junto con la escasez general de globotruncánidos, son indicativos de un ambiente sublitoral poco profundo especialmente sensible a las variaciones del nivel del mar, por lo que se alternan el medio sublitoral externo y el medio.

La asociación-tipo S3 (*Globotruncana*, *Archaeoglobigerina*, *Pseudoguembelina* y *Rugoglobigerina*) es la más abundante. Su abundancia es aún mayor en el intervalo entre los metros 79,25-45,72; sus valores más bajos se alcanzan en la parte más superior del sondeo, entre los metros 21,34-9,45. La asociación-tipo S2 (*Heterohelix* y *Laeviheterohelix*) es la siguiente más abundante, pero muestra cambios inversos a los de S3: desciende su abundancia relativa entre los metros 79,25-45,72 y la aumenta de manera importante entre los metros 21,34-9,45. La asociación-tipo S1 (*Globigerinelloides* y *Hedbergella*) es la menos frecuente en el sondeo y sufre algunas fluctuaciones pero sin mostrar tendencias claras (fig. 6.13).

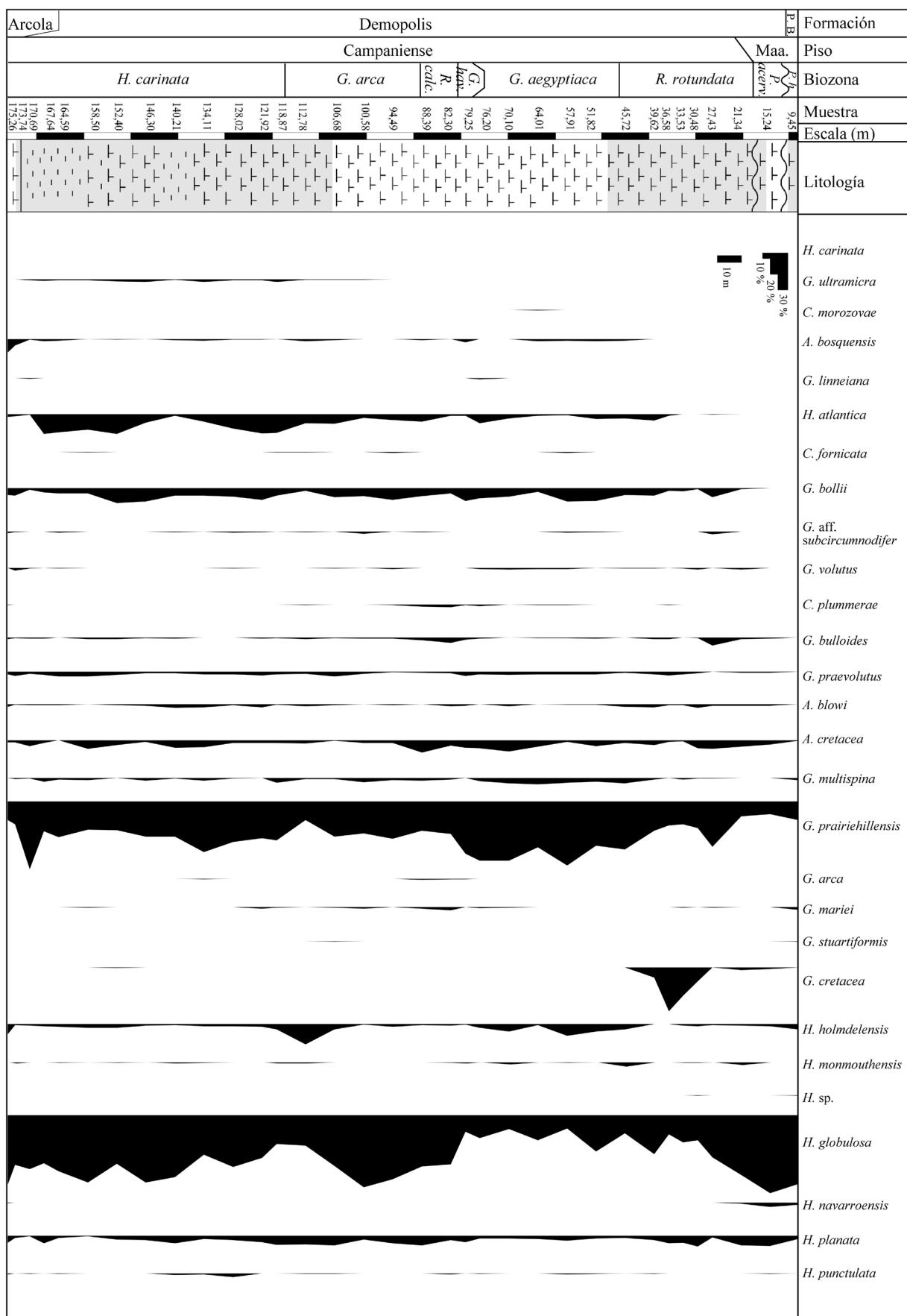


Figura 6.11. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en el sondeo de Shuqualak.

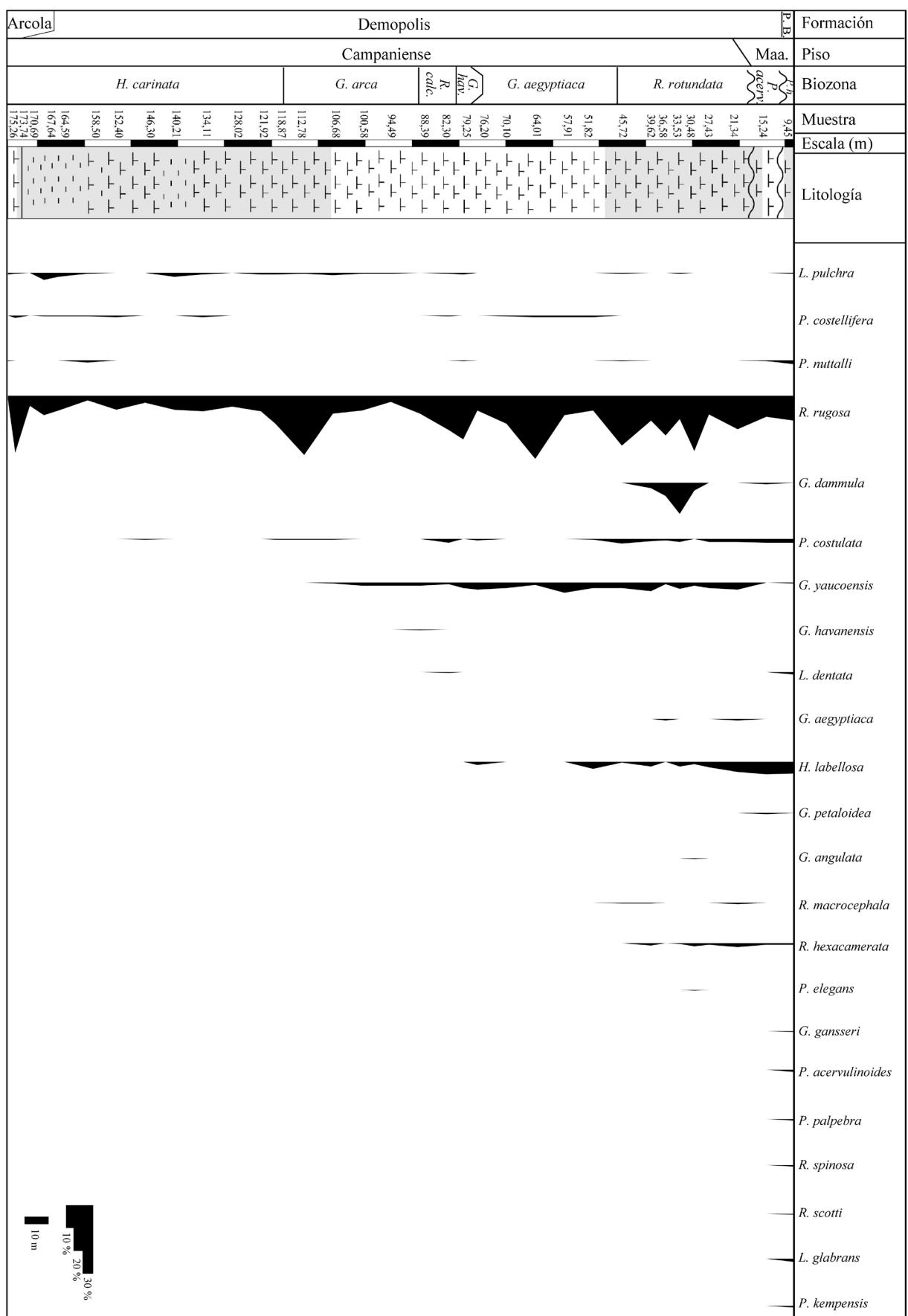


Figura 6.11. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en el sondeo de Shuqualak (continuación).

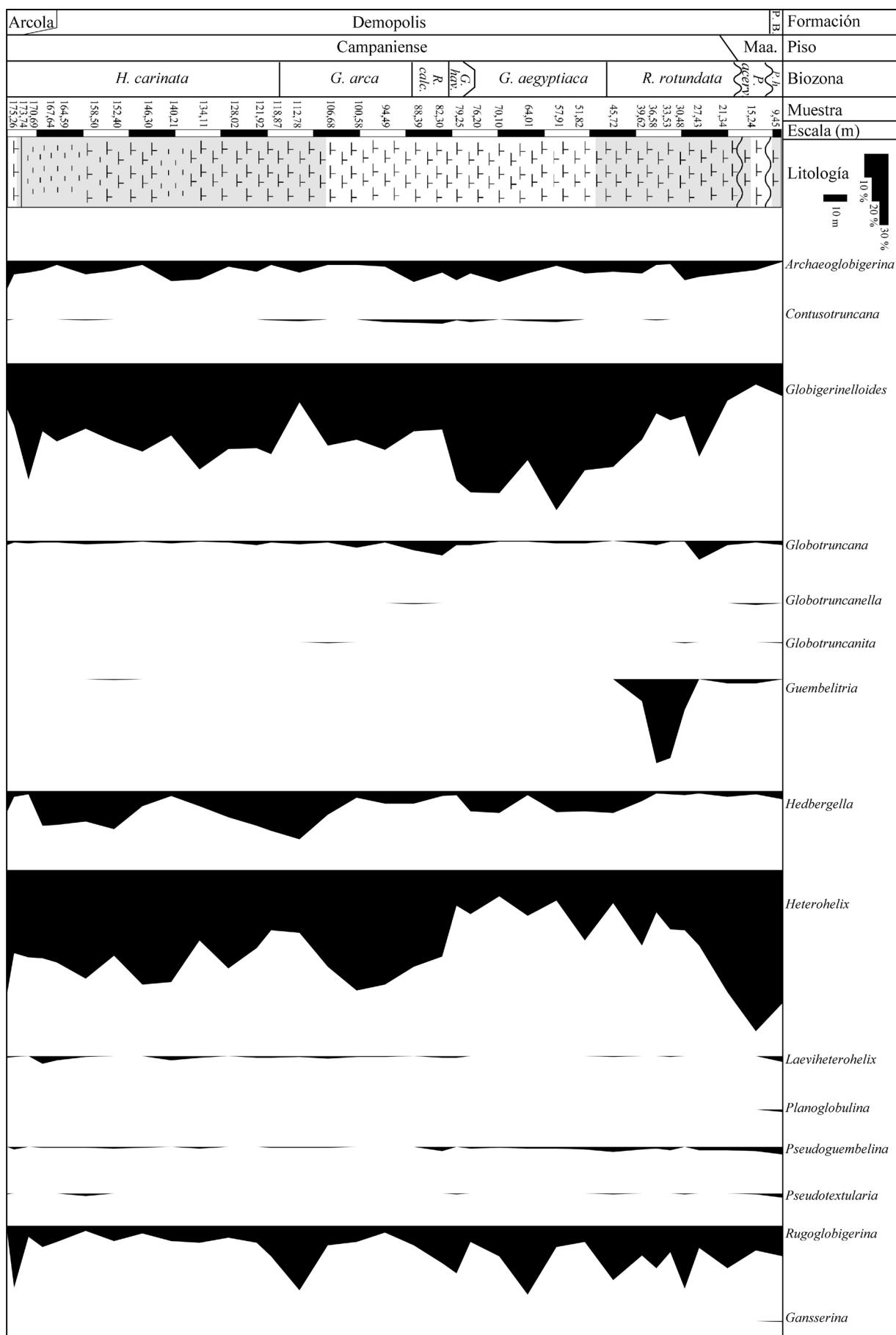


Figura 6.12. Abundancia relativa de los géneros de foraminíferos planctónicos registrados en el sondeo de Shuqualak.

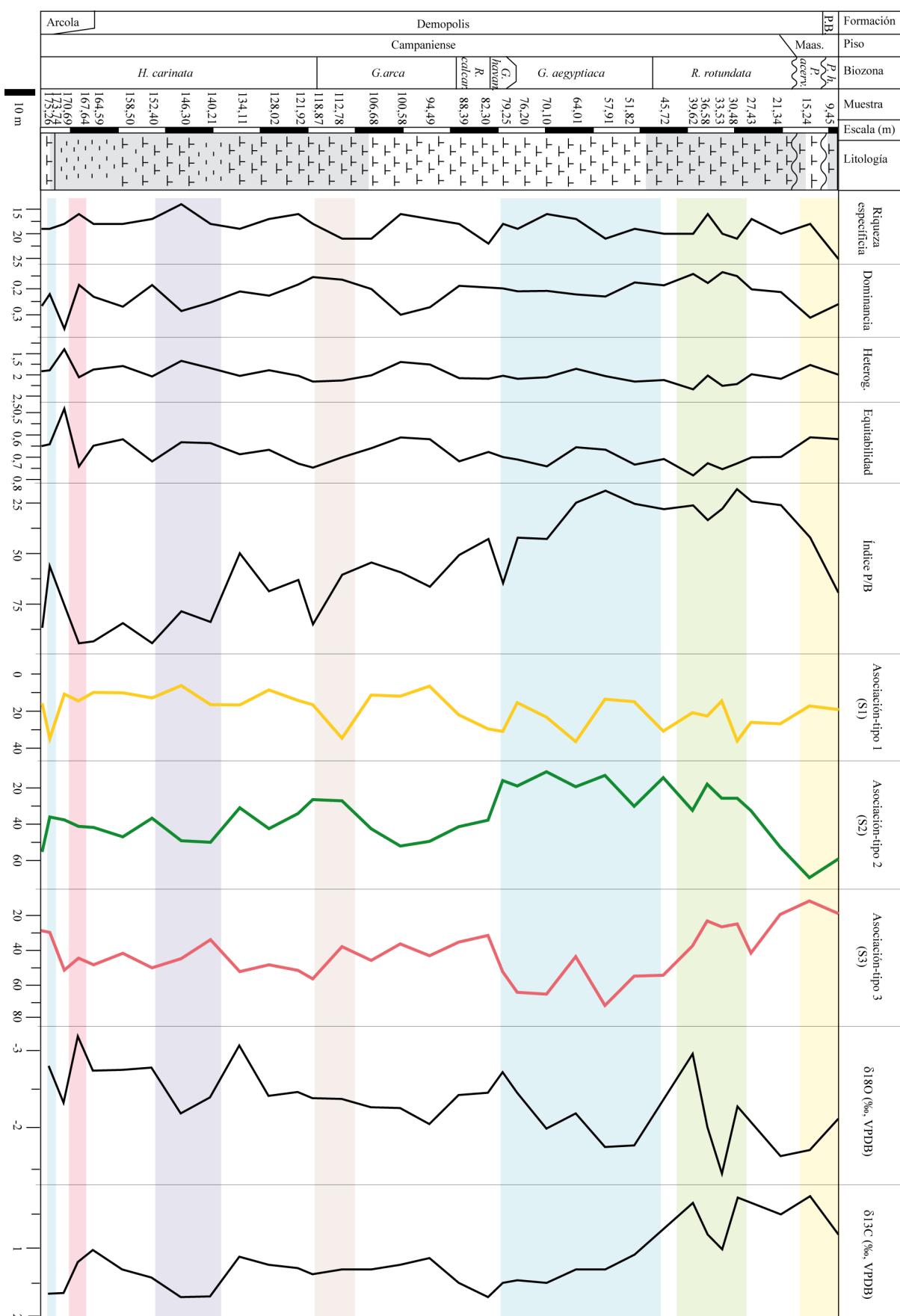


Figura 6.13. Índices de biodiversidad, de foraminíferos planctónicos/bentónicos, porcentajes de las asociaciones-tipo creadas por el clúster e isótopos estables del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el sondeo de Shuqualak. Los intervalos coloreados se discuten en el apartado 6.4.2.

6.3.4. Zumaia

La sección del Maastrichtiense de Zumaia consiste en facies calcáreo-pelíticas con algunas turbiditas, depositadas en un ambiente batial abierto hacia el Atlántico Norte, en un clima subtropical. Destaca el cambio litológico que se produce en la base de la denominada Unidad 7 de Wiedmann (1988), donde se pasa de una alternancia marga-caliza de color gris a unas margas rojizas; estas margas rojizas se producen en 3 tramos a lo largo del Maastrichtiense superior y pertenecen a las llamadas *Cretaceous Oceanic Red Beds* (CORBs). Las CORBs están constituidas por calizas, margas, lutitas y/o cherts de color rojizo a rosáceo, generalmente depositadas en ambientes pelágicos. El color rojo es una característica post-deposicional que requiere una exposición prolongada con aguas oxigenadas profundas (Wang et al., 2005).

Las isótopos estables del carbono han sido estudiados por Mount et al. (1986), Margolis et al. (1987), Paul y Lamolda (2007) y Batenburg et al. (2012). Estos últimos autores obtuvieron los datos isotopo-estratigráficos de mayor resolución. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ presentan una gran variación a lo largo del corte, con valores iniciales alrededor del 2 ‰ y finales del 1,25 ‰. Presenta valores más bajos que los registrados en Gubbio por Voigt et al. (2012) en materiales de la misma edad (fig. 4.14). Los tramos más margosos experimentan un descenso del $\delta^{13}\text{C}$ (Batenburg et al., 2012), indicando que son intervalos con una menor productividad y pueden correlacionarse con descensos del nivel del mar y regresiones a nivel global según la interpretación de Jarvis et al. (2002). También pueden interpretarse como intervalos con una mayor oxidación de la materia orgánica, debido a la influencia de aguas profundas más oxigenadas (Friedrich et al., 2012). Teniendo en cuenta la gran amplitud que registra la curva del $\delta^{13}\text{C}$, Batenburg et al. (2012) sugirieron que Zumaia pudo formar parte de una cuenca algo restringida debido, quizás, al carácter estrecho de la misma. Otra posible explicación para estas variaciones de gran amplitud es que Zumaia se encontraba en una región subtropical influenciada por las corrientes marinas atlánticas más frías, y los ciclos climáticos se registraron con una mayor intensidad que en las regiones tropicales del Tetis y el Golfo de México. Sin embargo hay que tener precaución a la hora de interpretar estos datos, ya que Paul y Lamolda (2007) afirman que la señal isotópica original del $\delta^{13}\text{C}$ podría estar afectada por la diagénesis, dada la relación que presentan los isótopos con la litología. Por el contrario, este hecho podría no estar enmascarando la señal isotópica global ya que la curva isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ se correlaciona bien con las de otras localidades (Batenburg et al., 2012; este trabajo[fig. 4.13]).

Los isótopos estables del oxígeno han sido estudiados por Mount et al. (1986), Margolis et al. (1987) y Paul y Lamolda (2007). La resolución en los trabajos de Mount et al. (1986) y Margolis et al. (1987) no es demasiado alta, y el trabajo de Paul y Lamolda (2007) incluye un intervalo estratigráfico menor del que se ha estudiado en esta Tesis Doctoral. No obstante, estos estudios permiten detectar como cambio más importante un descenso del $\delta^{18}\text{O}$ coincidiendo con el cambio litológico (a más margoso) de la base de la Unidad 7 de Wiedmann (1988). Zumaia presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ de entre el -3,5 ‰ y el -4 ‰, lo que indicaría temperaturas de 27,2-29,6 °C según la fórmula de Anderson y Arthur (1983). Estas temperaturas serían demasiado altas, por lo que posiblemente estos valores isotópicos estén afectados por procesos diagenéticos, tal y como afirman Margolis et al. (1987) y Paul y Lamolda (2007). Otros registros isotópicos del oxígeno en el Maastrichtiense del Atlántico Norte son más altos, como el -2 ‰ de promedio identificado en Lägerdorf-Krons Moor-Hemmoor (Voigt et al., 2010) o los valores de entre 0 y -1 ‰ en Blake Nose (Isaza-Londoño et al., 2006).

En el Maastrichtiense de Zumaia se han identificado un total de 17 géneros y 72 especies de foraminíferos planctónicos. El género *Heterohelix* domina las asociaciones con un porcentaje promedio del 43%, mientras que el resto de géneros son mucho menos abundantes. *Globigerinelloides*, *Globotruncanella* y *Pseudotextularia* presentan una media de entre un 5 y un 10 %. El resto de los géneros (*Abathomphalus*, *Archaeoglobigerina*, *Contusotruncana*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Gublerina*, *Guembelitria*, *Hedbergella*, *Laeviheterohelix*, *Planoglobulina*, *Pseudoguembelina*, *Racemiguembelina* y *Rugoglobigerina*) presentan una abundancia relativa promedio menor al 5%. Las especies más abundantes son *H. globulosa*, *G. mariei*, *P. nuttalli* y *G. petaloidea*. Estas asociaciones de foraminíferos planctónicos son típicas de medios pelágicos oceánicos de clima subtropical, aunque faltan algunas especies habituales en el Tetis como *G. gansseri* y *P. hantkeninoides*. Este hecho sugiere la ausencia de conexiones con el Tetis, estando la cuenca abierta exclusivamente hacia el Atlántico Norte. Las figuras 6.14.a-b ilustran las abundancias relativas de las diferentes especies y la figura 6.15 las de los géneros.

Las variaciones de los índices de diversidad a lo largo de la sección de Zumaia se representan en la figura 6.16. Los valores promedio de diversidad son los siguientes: riqueza específica $S = 31,22$; dominancia $\lambda = 0,18$; heterogeneidad $H = 2,41$ y equitabilidad $E = 0,70$. Los índices de diversidad fluctúan, pero no pueden observarse tendencias claras. Los índices de biodiversidad son los más altos de entre las 4 localidades estudiadas, debido posiblemente a la gran estabilidad ambiental que se viene registrando durante el final del Cretácico Superior, lo que favoreció la mayor diversificación de foraminíferos plantónicos de su historia evolutiva.

El índice P/B se mantiene muy alto (con un valor promedio de 95,72%) y relativamente constante a lo largo de toda la sección. Los elevados valores de este índice son congruentes con un medio batial, de profundidad relativamente estable. Se registran dos anomalías negativas relativas (aumentos bruscos en la abundancia relativa de los foraminíferos bentónicos) en los metros 21 y 71,30 (fig. 6.16). Estas anomalías pueden ser el resultado de procesos intensos de disolución diferencial, ya que se observa en general una peor preservación de los foraminíferos planctónicos en la mitad inferior de la sección.

La asociación-tipo Z2 (*Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Rugoglobigerina* y *Laeviheterohelix*) es la mayoritaria, aunque presentan dos descensos importantes en el metro 14,35 y en el intervalo 79,55-67,3. La asociación-tipo Z3 (*Globotruncanella*, *Globotruncanita*, *Contusotruncana*, *Globotruncana* y *Archaeoglobigerina*) le sigue en abundancia y muestra una tendencia descendente a lo largo de la sección; presenta dos aumentos relativos en el metro 14,35 y en el intervalo 79,55-67,3. La asociación-tipo Z1 (*Planoglobulina*, *Pseudoguembelina*, *Pseudotextularia* y *Racemiguembelina*), aunque es la menos abundante, experimenta un aumento significativo hacia el techo de la sección; también presenta un aumento relativo en el metro 43,6 (fig. 6.16). Destaca el descenso paulatino de Z3 a lo largo de la sección.

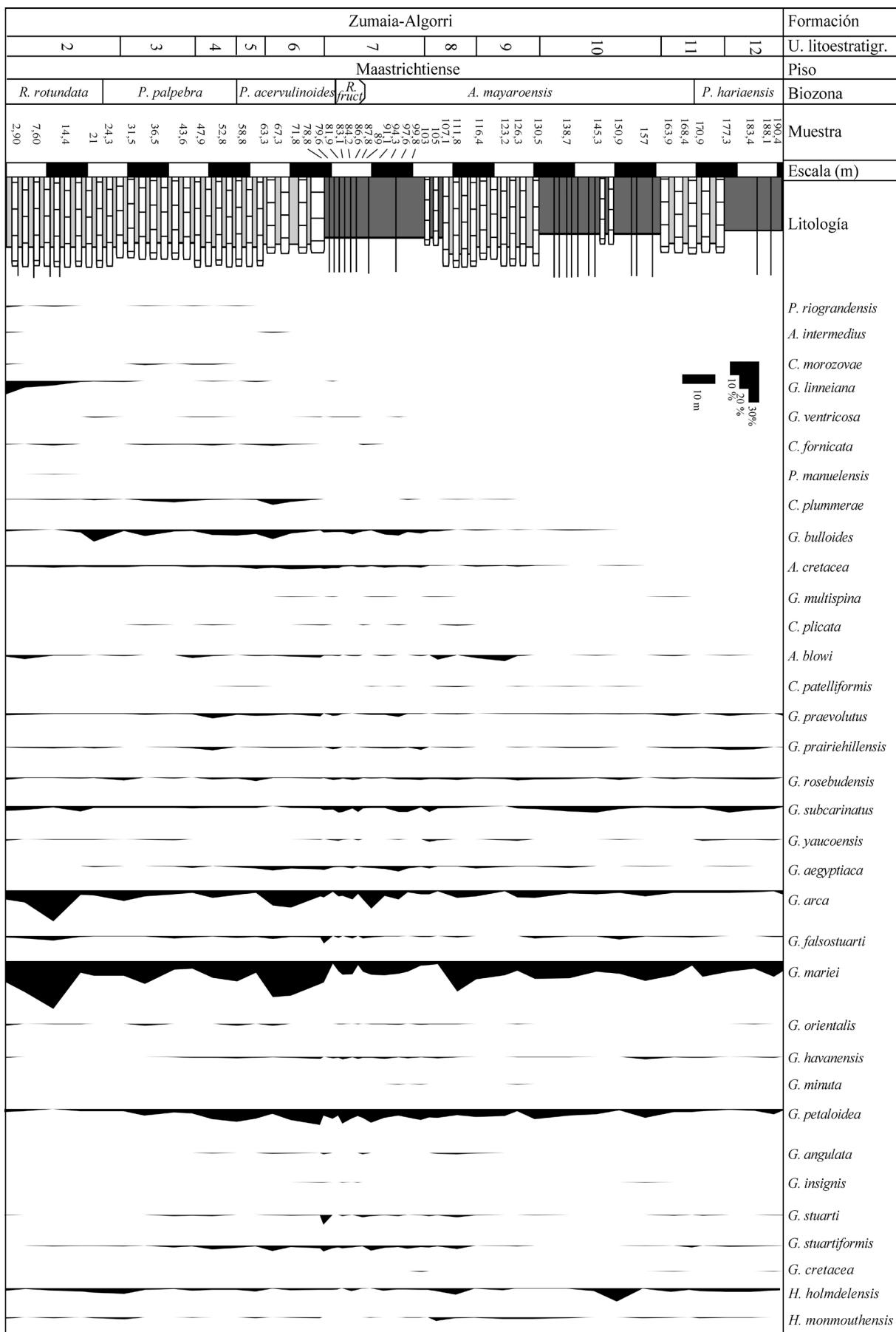


Figura 6.14. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en la sección de Zumaia.

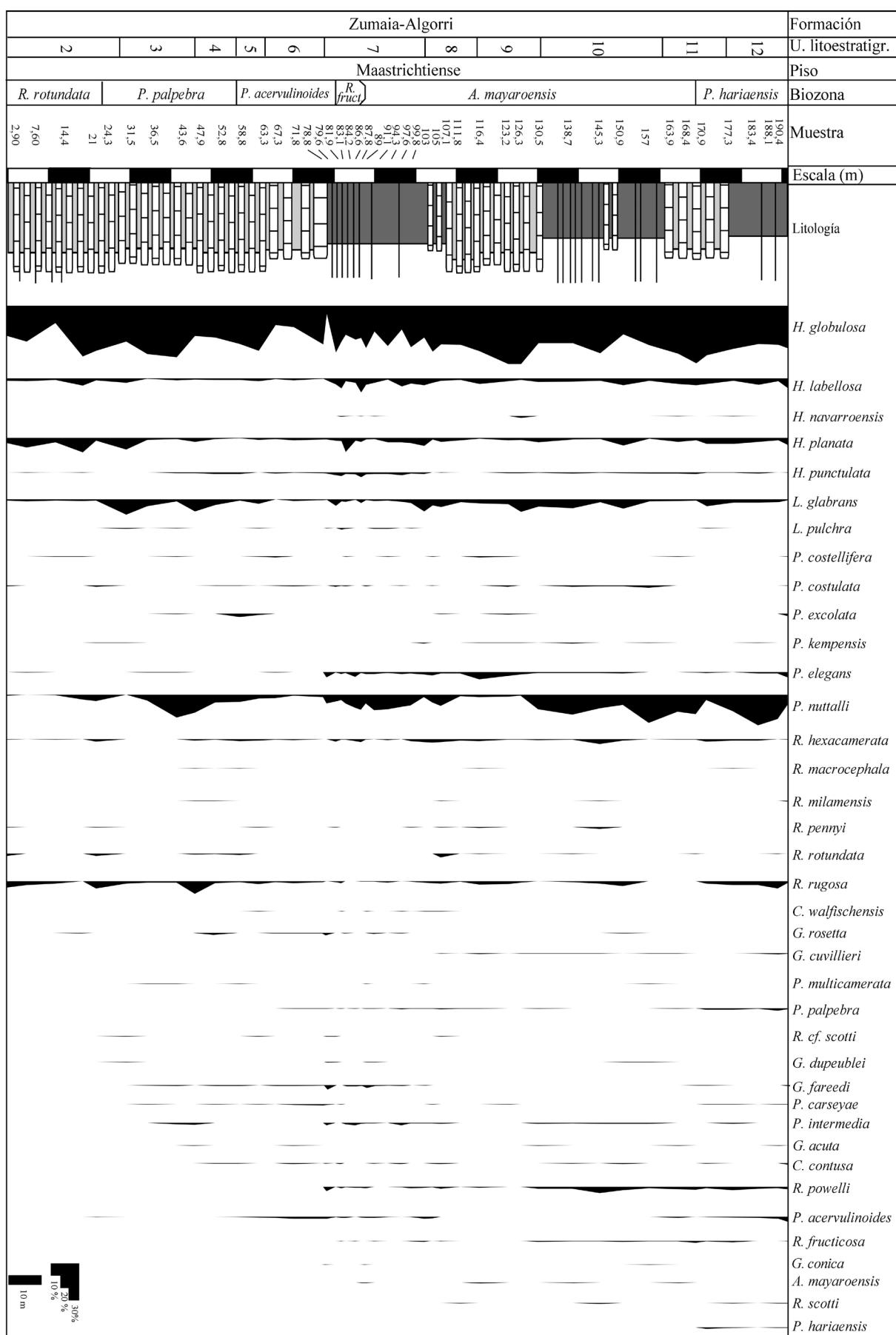


Figura 6.14. Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos registradas en la sección de Zumaia (continuación).

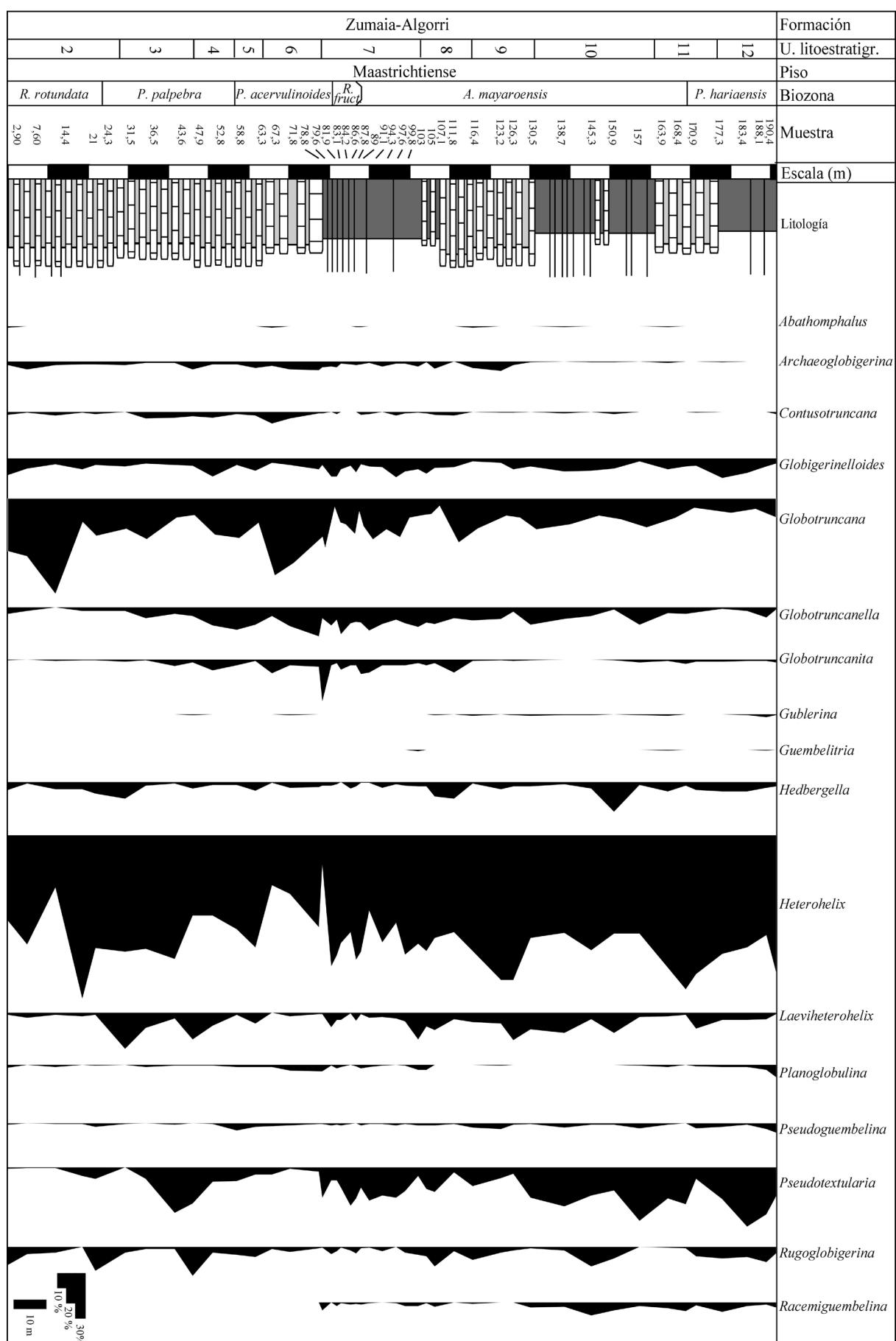


Figura 6.15. Abundancia relativa de los géneros de foraminíferos planctónicos registrados en la sección de Zumaia.

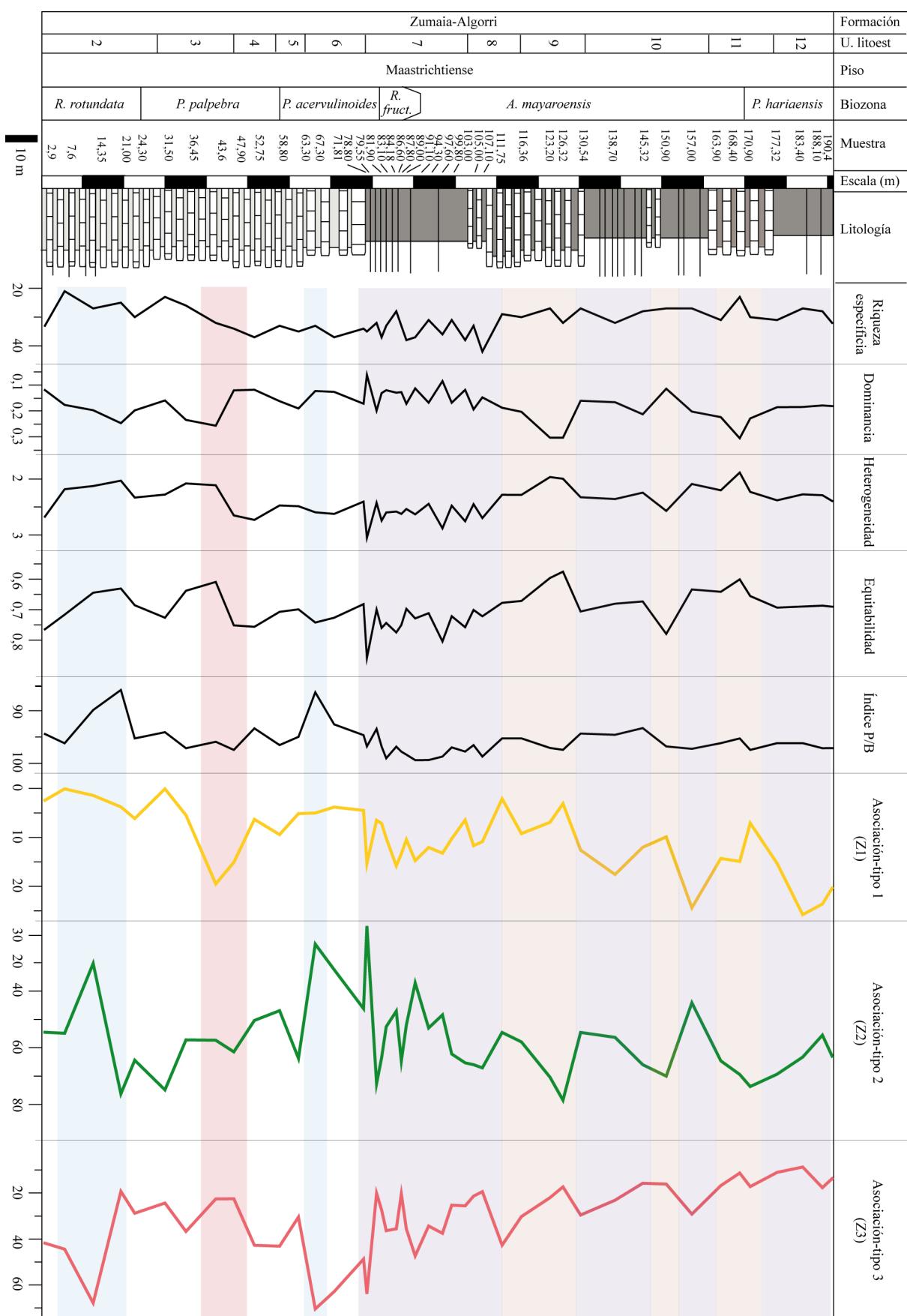


Figura 6.16. Índices de biodiversidad, de foraminíferos planctónicos/bentónicos y porcentajes de las asociaciones-tipo creadas por el clúster en la sección de Zumaia. Los intervalos coloreados se discuten en el apartado 6.4.2.

6.4. Aportaciones al conocimiento de la evolución ambiental del Cretácico Superior

El Cenomaniano superior – Turoniano inferior constituye la época más cálida de los últimos 200 Ma (Miller et al., 2005b; Hay 2008), cuando la temperatura superficial del agua en bajas latitudes llegó a alcanzar los 36°C (Forster et al., 2007). Posteriormente, y a lo largo del resto del Cretácico, se produjo una tendencia general hacia un clima cada vez más frío (Huber et al., 2002; Friedrich et al., 2012). Coincidiendo con el descenso de la temperatura media, los eventos oceánicos anóxicos se hicieron cada vez menos frecuentes y menos globales. El descenso de las temperaturas y un océano profundo más oxigenado pudieron ser consecuencia de los cambios paleogeográficos y tectónicos que llevaron a una nueva configuración de los continentes y de las corrientes marinas (Robinson et al., 2010; Robinson y Vance, 2012). En particular, el descenso del $\delta^{18}\text{O}$ (medido en foraminíferos bentónicos) que se ha identificado en todas las grandes cuencas oceánicas entre 91 y 78 Ma (intervalo 3 en la fig. 6.17), parece indicar un enfriamiento generalizado que podría deberse a la apertura efectiva del Atlántico central entre África y América del Sur y a su posterior profundización (Friedrich et al., 2012).

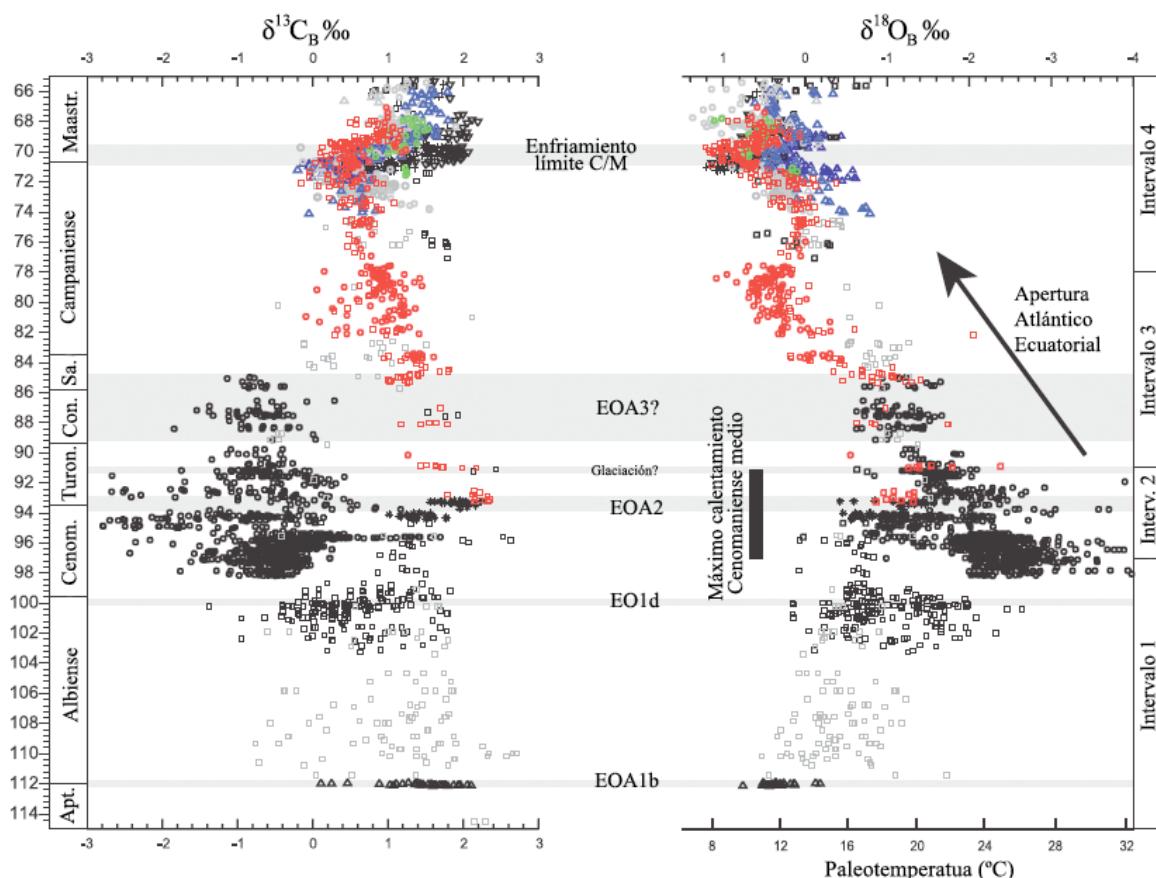


Figura 6.17. Recopilación de isótopos estables del carbono y del oxígeno de foraminíferos bentónicos desde el Aptiense superior hasta el límite K/Pg. En negro se indican los valores para el Atlántico Norte, en rojo los del Océano Pacífico, en azul los del Atlántico Sur subtropical, en gris los de latitudes altas del sur, y en verde los correspondientes al Océano Índico. B = bentónico; Maastr. = Maastrichtiense; Sa. = Santoniense; Con. = Coniaciense; Turon. = Turoniano; Cenom. = Cenomaniano; Apt. = Aptiense; EOA = Evento Oceánico Anóxico; C/M = límite Campaniense/Maastrichtiense; Interv. = Intervalo. Modificado de Friedrich et al. (2012).

Los últimos 13 Ma del Cretácico Superior (intervalo 4 en fig. 6.17) se caracterizan por una amplia conexión entre cuencas oceánicas (Friedrich et al., 2012) y varias fluctuaciones climáticas: el enfriamiento fue máximo en torno al límite Campaniense/Maastrichtiense (Barrera y Savin, 1999; Huber et al., 2002), y a lo largo del Maastrichtiense se observan tendencias climáticas variables según la región. Por ejemplo en el Atlántico Norte las temperaturas parecen aumentar, mientras que en el resto del planeta continuó con el enfriamiento generalizado del final del Cretácico Superior (MacLeod et al., 2005, 2011; Isaza-Londoño et al., 2006; Martin et al., 2012). Estudios de alta resolución han documentado la existencia de un calentamiento global que se inició entre los 300 y los 100 Ka antes del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) (p. ej. Li y Keller, 1998 o Sheldon et al., 2010) y que algunos autores han relacionado con un episodio de vulcanismo intenso en el Decán (Barrera y Savin, 1999; Abramovich y Keller, 2003).

Un factor clave en el clima del Cretácico podrían haber sido la existencia de cortos intervalos de clima más frío (Hu et al., 2012b) que podrían haber causado la formación de pequeños glaciares. Esta teoría viene avalada porque los cambios en los límites de secuencia propuestos por varios autores son similares (Haq et al., 1987; Sahagian et al., 1996; Miller et al., 2004) y por el hecho de que cambios del nivel de mar de más de 25 metros en menos de 1 Ma tan solo parecen explicarse mediante variaciones del nivel del mar globales como resultado de la glacioeustasia (Miller et al., 2005b). La figura 6.18 ilustra las variaciones del nivel del mar globales propuestas por Haq et al. (1987) dentro del intervalo estudiado en esta Tesis Doctoral.

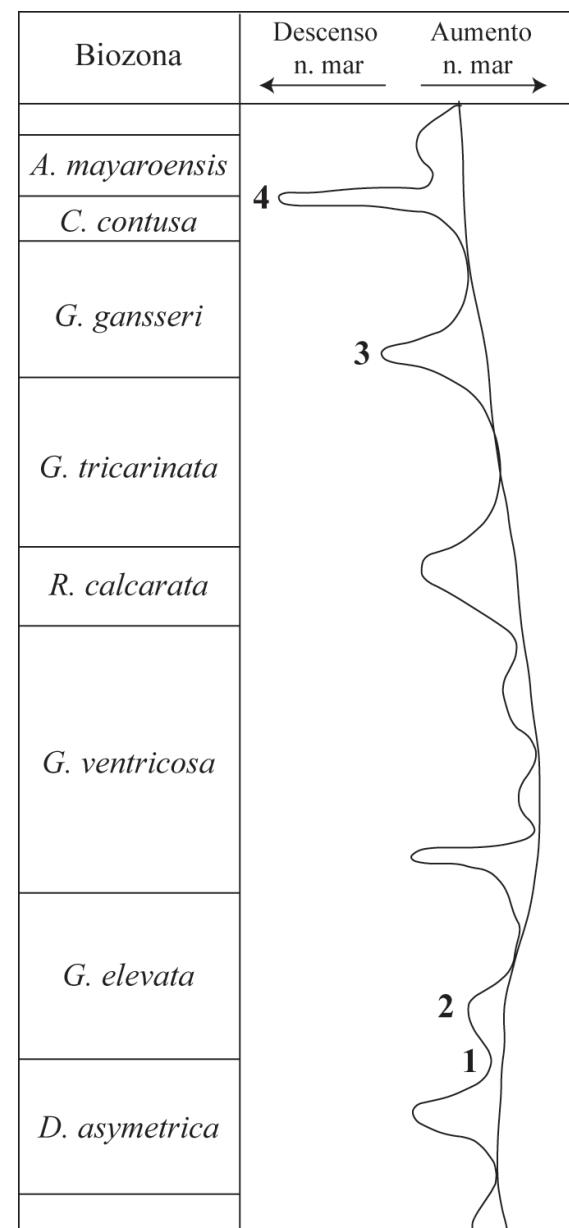


Figura 6.18. Curva del nivel del mar global, los aumentos y descensos numerados se discuten a lo largo del texto. Modificada de Haq et al. (1987).

Tras esta breve introducción, se procede a exponer los resultados sobre la evolución paleoambiental de los materiales estudiados en esta Tesis Doctoral.

6.4.1. Coniaciense superior - Campaniense medio

Desde el punto de vista climático, se caracteriza por un enfriamiento progresivo debido a la apertura del paso atlántico en la zona ecuatorial, que permitió que las aguas frías de las altas latitudes del hemisferio sur fluyeran al resto del océano profundo e invadieran el proto-Atlántico Norte. El resultado fue un aumento del $\delta^{18}\text{O}$ y un descenso paulatino del $\delta^{13}\text{C}$ en los sedimentos contemporáneos (intervalo 3 de la figura 6.17), interpretado como el resultado de una mayor oxidación de la materia orgánica (Freidrich et al., 2012) y quizás de una tendencia regresiva global (Jarvis et al., 2002, 2006). Este episodio acabó hace unos 78 Ma, desde el momento en que el nuevo modelo de circulación oceánica se stabilizó definitivamente, permitiendo que todas las cuencas quedaran perfectamente comunicadas con las masas de agua oceánica del sur (Friedrich, et al., 2012; Robinson y Vance, 2012). Además, el enfriamiento del clima pudo estar intensificado por otro tipo de factores, tales como el descenso de los gases invernadero en la atmósfera, la menor producción de la corteza oceánica y la disminución de la formación de aguas intermedias cálidas y salinas (Friedrich et al., 2012).

Entre el Coniaciense y el Santoniense, se desarrolló el evento oceánico anóxico conocido con el acrónimo EOA3, que se caracteriza por el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica y una excursión isotópica del $\delta^{13}\text{C}$. Sin embargo, estas facies tan solo se encuentran en el Atlántico ecuatorial y en latitudes medias del Caribe, la cuenca de Maracaibo y el Mar Interior Continental de Estados Unidos. Por el contrario, no se registran evidencias del mismo en el Tetis, Atlántico Norte, Atlántico Sur de altas latitudes, ni en el Pacífico (Wagreich, 2009; 2012). Por esta razón, este evento anóxico se considera de carácter intermitente y regional.

Por último, en el tránsito Santoniense-Campaniense han identificado varios pulsos de enfriamiento relacionados con cambios del nivel del mar (Mizintseva et al., 2008). Aunque en la mayor parte del Cretácico Superior no hubo casquetes polares, se ha sugerido que estos cambios del nivel del mar tienen un origen glacioeustático debido a la formación episódica de pequeños glaciares antárticos que nunca llegaron a alcanzar la costa (Miller et al., 2005b).

En esta Tesis Doctoral, las interpretaciones sobre la evolución paleoambiental de este intervalo están basadas principalmente en el análisis cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del corte de Olazagutía y en la parte inferior del corte de Oued Assila, sobre todo en los índices ambientales y las asociaciones-tipo que hemos establecido a través del cluster.

1) El Coniaciense superior de Olazagutía

Este intervalo señalado con una banda morada en la figura 6.7, se caracteriza por un aumento progresivo de la asociación-tipo de foraminíferos planctónicos O2 y un descenso gradual de la O3; además se observa a techo de este intervalo un aumento de la O1. Este aumento de O1 y el descenso de O3 sugiere el paso hacia condiciones de mayor eutrofia, mientras que el descenso de O2 podría indicar temperaturas más frías, según se ha propuesto en el punto 6.2.3.

Justo a través del límite entre el Coniaciense y el Santoniense (banda verde en la figura 6.7) se observa un aumento de la riqueza específica y de la dominancia, y un descenso de la heterogeneidad y de la equitabilidad de las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Estas variaciones coinciden con un descenso de la asociación-tipo O1 y un aumento de la O2 que

podrían indicar un enfriamiento eventual y un descenso en la productividad. Los cambios ambientales acaecidos hasta este intervalo parecen tener su reflejo en la litología, ya que los metros inferiores de la sección muestran un claro predominio de las margas, mientras que un poco antes del límite comienza una alternancia de margas y margas calcáreas.

2) El Santoniense inferior de Olazagutía

Desde el Santoniense basal hasta el metro 57,5, se ha identificado un aumento progresivo de la asociación-tipo O1, un descenso de la O2, un índice P/B relativamente creciente, y una ligera tendencia hacia valores más altos en los índices de heterogeneidad y equitabilidad y más bajos en el de dominancia (si bien esta tendencia se invierte en las muestras 49,5-53,5). En este tramo se produce, por tanto, un aumento de la biodiversidad y equitatividad, que podría indicar mayor estabilidad paleoambiental, y un aumento del índice P/B que podría señalar un nivel del mar algo más alto y/o una mayor distancia a la costa. La temperatura podría haber subido ligeramente, tal como sugiere el descenso de O2, mientras que la productividad parece seguir aumentando, teniendo en cuenta el incremento de O1. Este aumento de la productividad supone una aparente contradicción con los datos isotópicos del carbono obtenidos por Lamolda y Paul (2007), ya que registran un descenso del $\delta^{13}\text{C}$ lo que indicaría una disminución de la productividad en aguas superficiales. Una posible explicación a esta aparente incongruencia podría ser que los datos isotópicos estuviesen reflejando la mayor oxidación de la materia orgánica y/o una tendencia regresiva a nivel global, prevaleciendo sobre la señal local. El hecho de que la curva isotópica del carbono refleje tendencias globales, más que locales, ya fue sugerido por Jarvis et al. (2002).

A partir de la cota 57,5 y hasta el techo del perfil, todos los indicadores fluctúan en mayor medida. En la muestra 61,5 (banda amarilla en la figura 6.7) se ha identificado un aumento en la riqueza específica, la heterogeneidad y la equitabilidad y un descenso en la dominancia y, especialmente, en el índice P/B, así como un pequeño aumento de la asociación-tipo O3. El índice P/B sugiere la existencia de un corto episodio regresivo regional, o una bajada relativa del nivel del mar a nivel global. También podría explicarse por un aumento en la productividad, de acuerdo al incremento de abundancia que muestra la asociación-tipo O1.

En el metro 73,5 (banda naranja en la figura 6.7) el índice P/B se incrementa, al mismo tiempo que descienden los índices de heterogeneidad y equitabilidad, aumenta la dominancia y tiene lugar un importante apogeo de la asociación-tipo O2 y descensos en la abundancia en O1 y O3, que indicarían una menor productividad. Justo en esta muestra se observa un claro predominio del género *Globotruncana*, concretamente de la especie *G. linneiana*, la cual alcanza un 46,3% de abundancia relativa. Estas variaciones en las asociaciones de foraminíferos planctónicos podrían estar indicando un descenso de la productividad y un ambiente más oligotrófico, lo que beneficiaría al género *Globotruncana*.

Resumiendo: los resultados expuestos en el punto 6.3.1. y en este apartado parecen indicar que el área de Olazagutía presentó en el Coniaciense superior y Santoniense inferior condiciones de muy alta productividad, aspecto quizás relacionado con la presencia de corrientes tipo-*upwelling* o con el aporte de grandes cantidades de nutriente de origen continental. Otra posible explicación, sería que esta alta productividad fuera de carácter más global, como una expresión

diferente del EO A3, en la cual no se llegaron a formar sedimentos ricos en materia orgánica por una mayor oxidación del fondo de la cuenca.

3) El Santoniense superior y el tránsito Santoniense-Campaniense de Oued Assila

La parte basal de la sección tunecina (banda naranja en la figura 6.10) muestra un aumento en el índice P/B, un descenso seguido de un aumento de la asociación-tipo OA2, y la tendencia contraria para la OA1. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ tienden a decrecer. Los índices de diversidad no varían de manera importante. Se ha interpretado el aumento del índice P/B en el contexto de una transgresión. El aumento de OA2 (indicadores de mayor eutrofia) respecto al OA1 (indicadores de ambientes algo más mesotróficos) podría estar reflejando un ambiente más eutrófico, quizás como resultado de esta transgresión. Los datos de isótopos estables del carbono sugieren, por el contrario, un descenso de la productividad más acorde con una bajada del nivel del mar. La curva isotópica del carbono podría estar indicando, por tanto, variaciones climáticas más globales que locales.

El tránsito entre el Santoniense y el Campaniense se caracteriza por presentar oscilaciones en los índices ambientales, las asociaciones-tipo y los valores isotópicos (bandas azules y rojas en la figura 6.10). Por ejemplo en la muestra de la cota 16 se registran altos valores del índice P/B y de la asociación-tipo OA1, y valores bajos de la OA2, OA3 y de los isótopos estables del carbono y el oxígeno (aunque el valor isotópico del carbono no es fiable, ya que es anormalmente bajo). El bajo valor de OA3, así como el del $\delta^{18}\text{O}$ (si este valor estuviese reflejando la señal isotópica original), indican un aumento de la temperatura; el aumento en el índice P/B podría estar reflejando una transgresión.

En el metro 17 se observan, por el contrario, características inversas: descenso del índice P/B y de las asociaciones-tipo OA1 y OA2, y aumento del OA3 y de los isótopos estables del oxígeno y del carbono. Estos datos podrían indicar una regresión y una etapa de enfriamiento contemporánea. El hecho de que aumente la asociación-tipo más especialista (OA3) coincidiendo con un enfriamiento es congruente con la interpretación paleoecológica de esta asociación propuesta en el punto 6.3, según la cual se considera que, para una misma localidad con similares características ambientales y disponibilidad de nutrientes, un aumento de los especialistas/profundos presenta una mayor relación con un descenso de la temperatura. Además, el descenso de OA1 y OA2 indica un ambiente más oligotrófico, lo que también favorecería a OA3, la asociación-tipo más especialista.

En el metro 21 (indicado en azul en la figura 6.10) se observa el mínimo absoluto del índice P/B de toda la serie, y una abundancia baja de OA2 y alta de OA3. El $\delta^{18}\text{O}$ muestra un valor relativamente alto y un $\delta^{13}\text{C}$ relativamente bajo. Estos datos indican una etapa de mar bajo asociado con un enfriamiento.

En el metro 23 se registra el valor más alto del índice P/B de toda la serie, así como una abundancia alta de OA2 y un valor alto de $\delta^{13}\text{C}$; además se observa una abundancia baja de OA3 y un valor bajo de $\delta^{18}\text{O}$. Estos resultados indican una etapa de mar alto asociado a un calentamiento eventual. La anomalía positiva del $\delta^{13}\text{C}$ es correlacionable a escala mundial (Jarvis et al., 2002; 2006) y está asociada con una subida del nivel del mar global (subida del nivel del mar 1 de la figura 6.18). Jarvis et al. (2002) relacionaron el Episodio del Límite

Santoniense/Campaniense como resultado de una etapa de mar alto, posterior a la etapa de mar bajo del final del Santoniense. Esta sucesión de cambios del nivel del mar ha sido identificada también en otras localidades del Tetis, como Egipto (Lüning et al., 1998; El-Azabi y El-Arabi, 2007; Farouk y Faris, 2012) y en Sinai e Israel (Lewy, 1990).

Las cambios del nivel de mar del Santoniense superior-Campaniense inferior han sido atribuidos al desarrollo de glaciares, ya que existe una correlación entre los datos del $\delta^{18}\text{O}$, los límites de secuencias y las variaciones eustáticas propuestas a escala global (Mizintseva et al., 2009). Se observa también una correlación entre el índice P/B y los isótopos del $\delta^{18}\text{O}$ en este trabajo, lo que parece confirmar esta teoría. La respuesta en los foraminíferos planctónicos es un aumento de los taxones especialistas (OA3) en las épocas frías de mar bajo (metros 17 y 21), y un descenso en las épocas más cálidas de mar alto (metros 16 y 23). El descenso de temperaturas que pudo causar la formación de estos pequeños glaciares, o bien la pérdida de nichos que conllevaría una regresión generalizada, afectó considerablemente a las asociaciones de foraminíferos planctónicos, que se refleja en el relevo faunístico que lleva asociado este evento (fig. 4.4.a).

4) El Campaniense inferior de Oued Assila

Según indican los valores del índice P/B, otro evento de cierta somerización se registra en el metro 75 (indicada en morado en la figura 6.10) coincidiendo con los últimos registros de *V. eggeri* y *S. rugocostata*. Al mismo tiempo aumentan los especialistas (asociación-tipo OA3), y desciende el más generalista OA2, indicando un nuevo episodio más frío y oligotrófico. Los análisis isotópicos no muestran esta vez indicios de enfriamiento, ya que se registra un descenso del $\delta^{18}\text{O}$ y un aumento del $\delta^{13}\text{C}$ que indicaría respectivamente un ascenso de la temperatura y una transgresión. Si la señal isotópica no está alterada, esta regresión identificada en Oued Assila puede deberse a procesos tectónicos locales en vez de a glacioeustáticos. Sin embargo cabe la posibilidad de que esta regresión se corresponda con la bajada del nivel del mar a nivel mundial (numerada como 2 en la figura 6.18) sugerida por Haq et al. (1987) y Miller et al. (2004), si bien el bajo control cronoestratigráfico nos impide realizar una correlación precisa, así como corroborar esta afirmación.

6.4.2. Campaniense medio - Maastrichtiense final

Se corresponde con el intervalo 4 de la figura 6.17, caracterizado por una conexión total entre todas las cuencas oceánicas del Atlántico, debido a que del paso del Atlántico ecuatorial está ya completamente abierto. Se ha propuesto que, durante el Maastrichtiense se formaran aguas profundas o intermedias en latitudes altas o medias del Atlántico Norte (Corfield y Norris, 1996; Frank y Arthur, 1999; D'Hondt y Arthur, 2002; MacLeod et al. 2011).

Los últimos 12 Ma del Cretácico fueron escenario de cambios climáticos considerables. El enfriamiento progresivo que se venía registrando durante el intervalo 3 de Freidrich et al. (2012) alcanzó su máximo hacia el límite Campaniense/Maastrichtiense (Barrera y Savin, 1999; Huber et al., 2002). Como tendencias globales se ha propuesto para el Maastrichtiense un calentamiento en el Atlántico Norte (MacLeod et al., 2005, 2011; Isaza-Londoño et al., 2006; Martin et al., 2012), y un enfriamiento para las demás cuencas (Li y Keller, 1998; Barrera y

Savin, 1999; Frank y Arthur, 1999) que se explicaría mediante un modelo de transferencia de calor (“Heat Piracy”), mediante el cual el Atlántico Norte se calentaría a expensas del Sur (MacLeod et al., 2005). Como variaciones más eventuales han sido registrados dos episodios generalizados de calentamiento: el primero entre finales del magnetocron C31r hasta el principio del magnetocron C30n (aunque este calentamiento no se ha registrado en el Atlántico Norte) y el segundo registrado en todas las cuencas, que comenzó ~300 Ka antes que el límite K/Pg (Li y Keller, 1998; Nordt et al., 2003; Sheldon, 2010; Thibault y Gardin, 2007; Thibault et al., 2010). Durante los últimos 100 Ka del Cretácico pudo haberse reanudado el enfriamiento (Li y Keller, 1998, Wilf et al., 2003; Nordt et al., 2003; Thibault y Gardin, 2007).

Las interpretaciones paleoambientales para el intervalo entre el límite Campaniense medio y el final del Maastrichtiense se basan en la parte superior de la sección de Oued Assila, en el sondeo de Shuqualak y en la sección de Zumaia, así como su comparación con datos e interpretaciones previos de otros autores.

1) El Campaniense medio de Oued Assila

En el tránsito Campaniense medio, indicado en azul en la figura 6.10, se produce un cambio en la sedimentación en Oued Assila, que pasa de una litología margosa a un predominio de las calizas a partir del metro 115. El cambio ambiental que produjo este cambio litológico también afectó a las asociaciones de foraminíferos planctónicos: en la base de este intervalo se observa valores más bajos del índice P/B, de las asociaciones-tipo OA1 y de OA2 y más altos de la OA3, así como del $\delta^{13}\text{C}$. Estas características parecen indicar una tendencia regresiva, probablemente con condiciones más frías y ambientes más oligotróficos que en el intervalo anterior. A lo largo del Campaniense medio se identifica un descenso paulatino del índice P/B, un aumento de OA1 y un descenso de OA3, que podrían indicar que la regresión iniciada en la base del intervalo continúa pero el ambiente se hace algo más eutrófico. Se observa un descenso progresivo del $\delta^{18}\text{O}$ a partir de este intervalo que podría corresponderse con el enfriamiento propuesto por Friedrich et al. (2012) para este intervalo de tiempo, ocasionado por la entrada en el Atlántico central y norte de aguas frías procedentes de las altas latitudes del Hemisferio Sur.

En el intervalo entre los metros 160 y 180 (señalado en gris en la figura 6.10) se observa un aumento en los índices de riqueza específica, heterogeneidad y equitabilidad, un descenso en la dominancia, un incremento en el índice P/B, un descenso de OA1 y un aumento de OA2 y OA3. Estos resultados se interpretan como una transgresión, causada probablemente por un calentamiento eventual, que vuelve a hacer proliferar los grupos más generalistas y descender los más especialistas debido al ambiente más cálido y más eutrófico. En el metro 190 se observa valores relativamente bajos del índice P/B y de OA2, y altos de OA3. Estos datos son compatibles con una regresión y un enfriamiento.

2) El Campaniense inferior-superior de Shuqualak

En el sondeo de Shuqualak se observan variaciones muy notables en el índice P/B (del 25% al 93%), registrándose los valores mínimos en los metros 64,01 y 21,34. Su carácter somero explica la escasez de taxones especialistas, aunque son frecuentemente especies con estrategia intermedia

entre generalista y especialista (p. ej. los géneros *Rugoglobigerina* o *Archaeoglobigerina*). En este intervalo se observa de manera general un descenso del índice P/B, un aumento del $\delta^{18}\text{O}$, lo cual encaja con el enfriamiento generalizado que se registra en esta época (Friedrich et al., 2012). Cabe destacar las anomalías del $\delta^{18}\text{O}$ que se registran en la parte media de la Biozona de *R. rotundata*, y que se deben a procesos locales.

En la base del sondeo (metros 175,26 y 173,74 indicados en azul en la figura 6.13) se observan valores relativamente bajos del índice P/B. También se observan un aumento de la abundancia de la asociación-tipo S1 (que es el grupo más especialista) y descensos de S2 y S3, lo cual indicaría una mayor oligotrofia y posiblemente un enfriamiento. Estos cambios podrían ser explicados por el menor aporte de nutrientes en la cuenca debido a la regresión. Aunque no hay datos isotópicos disponibles en la muestra 173,74, se observa durante este intervalo una tendencia general hacia valores más altos del $\delta^{18}\text{O}$, que corrobora un episodio de enfriamiento progresivo. Por el contrario, en el metro 167,64 (intervalo rojo de la fig. 6.13) se registra un aumento del índice P/B y una anomalía negativa del $\delta^{18}\text{O}$, lo que podría indicar un calentamiento y una transgresión.

Estos dos intervalos podrían estar indicando de nuevo cambios glacioeustáticos, ya que la regresión coincide con un máximo relativo del $\delta^{18}\text{O}$ y la transgresión con mínimo relativo. No obstante, su correlación con los cambios propuesto en la curva de Haq et al. (1987) no es posible, debido a que los autores utilizan una biozonación difícil de comparar con la establecida para Shuqualak. Sin embargo, la regresión identificada en el metro 173,74 puede relacionarse con la regresión local identificada en la formación Arcola por Mancini y Puckett (2005). Esta correlación sí es fiable ya que la formación Arcola es muy poco potente (p. ej. en Shuqualak, consta tan solo de 3,05 m).

Entre los metros 152,4 y 140,21 se registra una doble excursión positiva del $\delta^{13}\text{C}$ (cuadro morado en la figura 6.13) que coincide con la identificada en el Evento de la Base del Campaniense Superior (ver capítulo 3), la cual está asociada a valores más altos del $\delta^{18}\text{O}$. Los cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos son bastante leves, ya que sólo se produce un pequeño descenso en el índice P/B y en el S3, que indicarían condiciones algo menos productivas y con una ligera tendencia regresiva.

Otro cambio en las asociaciones de foraminíferos planctónicos (indicado en marrón en la fig. 6.13) es el identificado en los metros 118,27 y 112,78, caracterizado por un descenso en el índice P/B y en S3, y un aumento de S1. Este intervalo sugiere una nueva regresión, que produciría un aumento del grupo más especialista (S1), y un ambiente más oligotrófico, provocando el descenso de S3.

A partir de la base de la Biozona de *G. havanensis* se registra un marcado descenso en los valores del índice P/B, así como un aumento del $\delta^{18}\text{O}$ y un ligero descenso del $\delta^{13}\text{C}$. Estos cambios parecen relacionados con una importante regresión y un enfriamiento, que podría corresponder a la tendencia regresiva generalizada descritas en el Golfo de México como proponen Mancini y Puckett (2005) desde la base de esta misma biozona. Estas perturbaciones ambientales provocaron un aumento de S3 y un descenso de S2, indicando condiciones de mayor productividad. Cabe señalar aquí que los cambios en el del $\delta^{18}\text{O}$ podrían estar reflejando cambios en la salinidad de las aguas y no de temperatura, ya que Shuqualak pertenece a un medio relativamente poco profundo, y un aumento de la evaporación podría haber originado

aguas más salinas y con un mayor $\delta^{18}\text{O}$. Sin embargo, dado el enfriamiento que se registra en esta época en otras localidades, esta hipótesis parece menos probable.

Los mayores cambios ambientales en este sondeo se registran en el intervalo entre los metros 39,62-30,48 (señalado en verde en la figura 6.13). Entre los más importantes destacan las anomalías isotópicas negativas (tanto del $\delta^{18}\text{O}$ como del $\delta^{13}\text{C}$) y un importante apogeo del género *Guembelitria* (fig. 6.12). Este género prácticamente está ausente en todo el sondeo y comienza a ser abundante a partir de la muestra 39,62, alcanzando un máximo del 36,3% de frecuencia en la muestra 36,58. Los apogeos de especies del género *Guembelitria* suelen estar relacionados a eventos de gran estrés paleoambiental, tales como el producido en el límite K/Pg por el impacto de un gran meteorito, de hecho este grupo fue uno de los pocos supervivientes al evento de extinción masiva (Smit, 1982; Arenillas et al., 2000). Keller y Pardo (2004) indicaron que los apogeos más importantes de estas especies se producen en ambientes de plataforma o plataforma/talud, en provincias volcánicas con altos aportes de nutrientes (eutrofia) y en zonas de *upwelling* en los márgenes continentales. Según este modelo, cuando los aportes cesan, las poblaciones de *Guembelitria* decrecen, y los heterohelícidos vuelven a dominar las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Esto se debe a que las especies de *Guembelitria* son oportunistas y toleran aguas hipóxicas (casi anóxicas), incrementando su abundancia relativa en episodios eutróficos. Posteriormente su abundancia decrece, cuando las aguas vuelven a estratificarse y a ser oligotróficas y aumenta la frecuencia del resto de generalistas y retornan progresivamente los foraminíferos planctónicos especialistas.

En el Maastrichtiense, hay abundantes ejemplos de acmés de *Guembelitria* en medios de plataforma, aunque no en océano abierto, a diferencia de lo que sucedió en el límite K/Pg (Abramovich et al., 2010). En Shuqualak este acmé de *Guembelitria* parece estar relacionado con un episodio volcánico, ya que se trataba de una zona volcánicamente activa (Saunders y Harrelson, 1992) y se han encontrado cenizas volcánicas de tipo muy evolucionado (muy silíceo, de tipo pumita) en estas muestras. Además se registran notables excursiones isotópicas, de manera que tanto el $\delta^{18}\text{O}$ como el $\delta^{13}\text{C}$ presentan dos anomalías negativas. La excursión isotópica del oxígeno podría indicar una subida local en la temperatura del agua, mientras que la del carbono se explicaría debido a que el CO_2 derivado del vulcanismo presenta valores del $\delta^{13}\text{C}$ próximos a -5 ‰ (Ripperdan, 2001). Cabe destacar que las anomalías isotópicas se producen en dos pulsos, mientras que el apogeo de *Guembelitria* se produce en un solo episodio. Una posible explicación es que *Guembelitria* era el género que mejor se adaptaba a cambios ambientales bruscos, por incluir especies oportunistas. Los cambios isotópicos registrados en este corto intervalo, ya sean negativos o positivos, parecen ser el resultado de cambios ambientales bruscos generadores de unas condiciones de estrés ambiental favorables para *Guembelitria*. En Shuqualak, tras el apogeo de *Guembelitria* se produce un aumento considerable de los heterohelícidos en las muestras inmediatamente posteriores (fig. 6.12), tal como observaron Keller y Pardo (2004) en otras localidades.

3) El Maastrichtiense de Shuqualak

Las dos lagunas estratigráficas que existen en la parte superior del sondeo de Shuqualak podrían relacionarse con inconformidades relacionadas con bajadas del nivel del mar, tal como se suelen interpretar los límites de secuencia en estratigrafía secuencial (Posamentier y Vail, 1988).

La primera inconformidad, registrada también por Mancini y Puckett (2005) en el Golfo de México, afectaría a materiales del Campaniense superior y a la parte basal del Maastrichtiense inferior y estaría asociada a una bajada del nivel del mar global (número 3 de la figura 6.18) que ha sido asociada a la formación de casquetes polares de cierta importancia en torno al límite Campaniense/Maastrichtiense (Barrera y Savin, 1999; Miller et al., 1999; Jung et al., 2012). Este intervalo se considera como el más frío del Cretácico Superior (Huber et al., 2002).

Existe una segunda laguna estratigráfica en el Maastrichtiense medio, que provoca la ausencia aparente de las Biozonas intermedias entre las de *P. acervulinoides* y *P. hariaensis*. Sin embargo, Mancini y Puckett (2005) no identificaron una regresión en el Golfo de México que pueda explicarla, por lo que puede tratarse de un evento local o de poca importancia. Por otra parte, Miller et al. (2004) identificaron una regresión en la llanura costera de New Jersey (este de Estados Unidos) que podría ser equivalente. Otra posibilidad es que se trate en realidad de materiales condensados depositados bajo condiciones de un nivel del mar que ha empezado su ascenso, lo cual estaría más de acuerdo con los valores progresivamente crecientes del índice P/B durante el Maastrichtiense.

Desde el punto de vista de los foraminíferos planctónicos, cabe destacar en este intervalo el descenso que se produce en la abundancia de la asociación-tipo S3 coincidiendo con el aumento de S2, lo que refleja el predominio que los heterohelícidos adquieren durante el Maastrichtiense en comparación con el que tenían durante el Campaniense.

4) El Maastrichtiense inferior de Zumaia

El índice P/B se mantiene alto a lo largo de toda la sección, indicando un ambiente profundo (batial), con dos descensos de poca entidad en los metros 21 y 67,3 (fig. 6.16), aunque no se descarta que sean resultado de un sesgo tafonómico relacionado con procesos de disolución diferencial, ya que los foraminíferos planctónicos están pobemente conservados en la mitad inferior de la sección.

En la parte baja del corte estudiado (intervalo entre los metros 7,6 y 21, indicado en azul en la figura 6.16) se registra un aumento progresivo de la dominancia y un descenso de la heterogeneidad y la equitabilidad, así como un descenso de la asociación-tipo Z2, que es la más especialista, y un aumento de la Z3, que es la más generalista. Dichos cambios coinciden con un descenso del índice P/B. Estos datos podrían estar relacionados con una tendencia regresiva, con aguas ligeramente más frías y más ricas en nutrientes.

En el intervalo entre los metros 43,6 y 47,9 (banda de color roja) se registra un aumento significativo de la asociación-tipo Z1, que incluye a los heterohelícidos más complejos, y un descenso relativo de la Z3. Estas características podrían ser debidas a un pequeño episodio de calentamiento.

5) El Maastrichtiense superior de Zumaia

En el metro 67,3 se vuelven a registrar condiciones similares a las del primer intervalo indicado en azul (metros 7,6 y 21), que podrían reflejar otra vez un enfriamiento y una mayor cantidad

de nutrientes. Gómez-Alday et al. (2004) propusieron en Sopelana (sección de ambiente similar situada en Bizkaia) la existencia de un evento de enfriamiento que probablemente se corresponde con este intervalo de Zumaia. Esta hipótesis se basó en estudios isotópicos del oxígeno y en la presencia del inocerámido boreal *Spiridoceramus tegulatus* en la parte superior de la magnetozona C31r, aproximadamente alrededor de la Unidad 5 de Wiedmann (1988). No obstante, la correlación litoestratigráfica no es muy precisa ya que Gómez-Alday et al. (2004) no utilizan las unidades de Wiedmann (1988), si no los miembros propuestos por MacLeod y Ward (1990).

De manera notable, en Zumaia se registra a lo largo de este intervalo la desaparición de la mayoría de las especies de inocerámidos, sobre todo a techo de la Unidad 5 y en la Unidad 6, aunque todavía se observan fragmentos de conchas de inocerámidos en la Unidad 7 de Wiedmann (1988) (MacLeod, 1994). Esta desaparición se encuadra dentro de un evento de extinción que MacLeod (1994) relacionó con una incursión generalizada de aguas profundas frías cargadas en oxígeno por los taludes continentales donde habitaban estos bivalvos.

A partir de la unidad 7 de Wiedmann (1988) y hasta el límite K/Pg se observa un importante descenso de la asociación-tipo Z3, que es el grupo más especialista, y un aumento de Z1, el grupo de los heterohelícidos complejos. La asociación-tipo Z2 fluctúa sin poder observarse ninguna tendencia clara, si bien suele tener un comportamiento contrario a Z3. El aumento de los heterohelícidos complejos y el descenso de los géneros especialistas no solo se identifica a través del estudio de las asociaciones-tipo, si no también analizando los patrones de extinción y especiación. En el Maastrichtiense superior se producen la última aparición de varias especies de globotruncánidos (*G. linneiana*, *G. ventricosa*, *C. fornicata*, *C. plummerae*, *G. bulloides*, *A. cretacea* y *C. plicata*), y tan sólo la aparición de un globotruncánido (*A. mayaroensis*). Por el contrario, los heterohelicídios complejos se diversifican durante este intervalo con la aparición de *R. fructicosa* y *P. hariaensis*. Esto podría reflejar un cambio en las características de la parte intermedia o profunda de la columna de agua, la cual habitan estos foraminíferos planctónicos, que afectó negativamente a los globotruncánidos y favoreció a los heterohelícidos complejos. Tal como ya se ha discutido previamente, el descenso de la asociación-tipo especialista (Z3) está más relacionado con un aumento en la temperatura.

Por otro lado, la diversificación y el incremento de la abundancia de la asociación-tipo Z1 (heterohelícidos más complejos) podría estar reflejando un descenso de la productividad, ya que, algunos géneros de la asociación-tipo Z1 tales como *Racemiguembelina*, *Planoglobulina*, y quizás *Pseudoguembelina*, pudieron albergar simbiontes y, por tanto, tener una mayor adaptación en medios con poca cantidad de nutrientes. En la actualidad, las especies que albergan fotosimbiontes tienden a tener distribuciones más cosmopolitas y una mayor tolerancia para soportar períodos de condiciones más oligotróficas (Norris, 1996). De esta manera, la diversificación y mayor abundancia de los heterohelícidos complejos en este intervalo puede ser reflejo de un descenso de la productividad, mientras que la pérdida del grupo especialista indicaría un calentamiento gradual durante el Maastrichtiense superior.

En Zumaia se observa un cambio de litología muy notable, que consiste en el tránsito de una alternancia de margas y calizas grises (Unidades 2 a 6 de Wiedmann, 1988) a un depósito de margas rojas pertenecientes al grupo de las llamadas “Cretaceous Oceanic Red Beds” (CORBs) (fig. 6.19). El depósito de estas capas rojas se produjo bajo condiciones altamente oxigenadas en la interfase sedimento-agua, y probablemente en aguas oligotróficas si se tienen en cuenta datos

sedimentológicos, mineralógicos y geoquímicos (Hu et al., 2009; Hu et al., 2012a). Las CORBs alcanzan sus colores rojos más intensos en 3 potentes intervalos margosos (Unidades 7, 10 y 12 de Wiedmann, 1988). Esta coloración roja se mantiene hasta el final del Maastrichtiense, si bien las Unidades 8 y 9 consisten en una alternancia entre calizas grises y margas rosáceas, mientras que la Unidad 11 es una alternancia de margas más bien rosáceas con margas más rojizas. Estas CORBs muestran un claro control orbital, produciéndose 2 paquetes depositados en intervalos de 1,2 Ma, mientras que el tercero de ellos ocuparía tan solo los últimos ~ 300 Ka previos al límite K/Pg, quedando el depósito de margas truncado por este evento.



Figura 6.19. Unidades 6, 7 y 8 de Wiedmann (1988), donde se aprecian los cambios litológicos. Las CORBs se corresponden con la Unidad 7, y también con los tramos margosos de la Unidad 8.

Recientemente, Batenburg et al. (2012) registraron en Zumaia claros descensos del $\delta^{13}\text{C}$ en todos los intervalos margosos rojizos, que podrían indicar episodios con una menor productividad. Esta interpretación parece estar apoyada por los cambios observados en las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Otra posible interpretación sería que la disminución del $\delta^{13}\text{C}$ sea el resultado de una mayor oxidación de la materia orgánica.

El $\delta^{18}\text{O}$ presenta también un descenso que coincide con las margas rojas de la Unidad 7 de Wiedmann (1988), indicando un calentamiento de las aguas en este intervalo (Mount et al., 1986; Margolis et al., 1987; Paul y Lamolda, 2007). Aunque el estudio isotópico del oxígeno no es muy fiable en Zumaia, ya que podría estar afectado por la diagénesis, Mount et al. (1994) consideran que estos análisis son un registro válido de los cambios relativos a la composición isotópica del oxígeno original de los sedimentos biogénicos. Además, Gómez-Alday et al. (2004) obtuvieron resultados similares en la sección de Sopelana, documentando un descenso del $\delta^{18}\text{O}$ en la base del primer intervalo margoso que es la unidad litológicamente equivalente a la 7 de Wiedmann (1988). Estos autores también consideraron que la señal isotópica es, al menos en parte, original.

Al contrario de lo que ocurre con la relación isotópica del $\delta^{13}\text{C}$, los descensos del $\delta^{18}\text{O}$ no se producen en todos los depósitos margosos rojizos de Zumaia. Es una tendencia clara en la Unidad 7, pero no en las unidades 10 y 12 de Wiedmann (1988). Según la síntesis de estos datos, la presencia de los intervalos margosos tipo CORBs indicarían en todos los casos aguas oxigenadas (dato inferido porque la coloración roja precisa de condiciones oxidantes para la formación de hematites) y probablemente condiciones oligotróficas (dato inferido por los descensos del $\delta^{13}\text{C}$ y el aumento de la asociación-tipo Z1). Así, se sugiere que el factor desencadenante para el comienzo de la formación de las CORBs en Zumaia pudo ser el aumento de temperatura registrado en la base de la Unidad 7 de Wiedmann (1988) instaurándose unas características diferentes en la cuenca hasta el final del Maastrichtiense. Estas condiciones especiales estarían luego moduladas por otros factores climáticos con ciclicidad orbital que también afectarían a la productividad y a la oxigenación de las aguas profundas, pasando las variaciones de temperatura a ser un factor secundario. Dichas variaciones ambientales podrían deberse a alternancias cíclicas en la humedad y en las precipitaciones, que provocarían cambios en los aportes continentales y/o variaciones climáticas-oceanográficas que modificarían la productividad, la producción de carbonatos biogénicos y el comportamiento de las masas oceánicas.

Según este modelo, las margas rojas de las unidades 7, 10 y 12 de Wiedmann (1988) podrían corresponderse con intervalos de menor productividad oceánica y con aguas profundas especialmente oxidantes y, tal y como sugieren Santander et al. (2007) para estos intervalos en Sopelana, con condiciones más húmedas que produjeran más aporte por parte de los continentes. Las margas rojas se alternan con dos tramos depositados bajo condiciones más secas y con menor llegada de aportes y/o mayor producción biogénica de carbonatos. Se trata de la alternancia de margas rosas y calizas de colores grises/rosas de las Unidades 8-9 y 11 que reflejarían la existencia de aguas profundas menos oxidantes. Las alternancias entre estos dos diferentes ambientes se ilustran en la figura 6.16 con bandas moradas y marrones.

Otra posible interpretación, inferida por estudios sedimentológicos, es que las CORBs de Zumaia constituyan depósitos de un abanico submarino de mar bajo (Pujalte et al., 1995; 2000) que podrían estar relacionados con el descenso de nivel del mar numerado con un 4 en la figura 6.18. Dado que deben excluirse las causas tectónicas como origen de estos cortejos sedimentarios en Zumaia, por tratarse de un depósito de margas controlado por ciclos de Milankovitch (Batenburg et al., 2012), la única hipótesis es que se deben a bajadas globales del nivel del mar ocasionadas por ciclos climáticos. Las bajadas del nivel del mar deberían estar relacionados con descensos de la temperaturas. Sin embargo, los isótopos estables del oxígeno sugieren lo contrario en la base de la unidad 7 de Wiedmann (1988), por lo que parece más probable que el depósito de estas margas rojas en Zumaia estuviera asociado, más que con descensos, con ascensos del nivel del mar y, consiguientemente, con episodios de calentamiento climático.

El ascenso de la temperatura en los episodios de calentamiento tuvo que producir un incremento de la evaporación, tanto marina como continental, y provocar un cambio en el modelo oceánico. En este contexto, la formación de aguas más salinas y densas tenderían a hundirse y descender hacia el fondo (*downwelling*). Estas corrientes *downwelling* trasportarían aguas oxigenadas y pobres en nutrientes. Así se explicaría la baja productividad registrada en el Maastrichtiense superior de Zumaia en coincidencia con los intervalos margosos rojizos (inferida por descensos del $\delta^{13}\text{C}$ y aumentos de la asociación-tipo Z1). Además, las corrientes *downwelling* pudieron trasportar aguas oxigenadas al fondo oceánico, generar condiciones oxidantes cerca de la interfase

sedimento-agua y producir el depósito de sedimentos con coloración roja. Estas condiciones oxidantes permanecerían a lo largo de todo el Maastrichtiense superior de Zumaia, ya que se encuentran sedimentos rojos desde la unidad 7 hasta la 12 de Wiedmann (1988); si bien, en los tramos en los que se produce una mayor alternancia con sedimentos grises (unidades 8, 9, y en menor medida, la 11), las condiciones oxidantes relacionadas con la presencia de *downwelling* también serían intermitentes.

Por el contrario, Wang et al. (2009) consideraron que la formación de las CORBs podría estar más relacionada con corrientes ascendentes tipo-*upwelling*, ya que las aguas frías del fondo contienen más oxígeno disuelto. Sin embargo, las aguas procedentes de corrientes *upwelling* se caracterizan por ser muy ricas en nutrientes, por lo que en las CORBs se esperaría registrar un aumento de productividad (y consiguientemente del $\delta^{13}\text{C}$). Esta interpretación parece contradecir lo observado en Zumaia, en el que el $\delta^{13}\text{C}$ desciende (Batenburg et al., 2012), y en otras secciones en las que las CORBs se asocian más bien con ambientes oligotróficos (Wang et al., 2009; Hu et al., 2012a).

Así se propone que la formación de las CORBs en otras localidades podría estar relacionada también con corrientes descendentes tipo-*downwelling*, según el modelo de circulación oceánica propuesto para el Cretácico por diferentes autores (p. ej. Brass et al., 1982; Friedrich et al., 2008). De acuerdo a este modelo, las aguas profundas se originarían en bajas latitudes como resultado de la alta evaporación de los mares epicontinentales en estas latitudes, convirtiendo estas aguas en muy salinas y muy densas. A diferencia de lo que ocurre en la actualidad, serían estas aguas (y no las de latitudes altas), las que se hundirían al fondo, generando aguas profundas cálidas, salinas y pobres en nutrientes. Este modelo viene apoyado por el hecho de que los sedimentos tipo-CORB son especialmente frecuentes en el Tetis (figura 3 de Hu et al., 2012a), áreas que, por su poca profundidad y baja latitud, generarían aguas muy salinas y densas y por tanto susceptibles de formar un área de *downwelling*. Este modelo explicaría además la naturaleza diacrónica de los registros de las CORBs.

La hipótesis de que las CORBs fueron la consecuencia de la formación de las aguas profundas en latitudes bajas ya fue reportada por Hu et al. (2005). Sin embargo, estos autores consideran que esta interpretación contradice los datos isotópicos de foraminíferos planctónicos que sugieren un enfriamiento durante la mayor parte del Cretácico Superior (intervalo con mayor abundancia de CORBs). A este respecto, hay que tener en cuenta que la temperatura media en el Cretácico Superior era mayor a la de hoy en día, por lo que el modelo de circulación oceánica debió ser diferente al actual. Aunque parece probado que, durante el Cretácico Superior, se formaron también aguas profundas provenientes de las altas latitudes del Hemisferio Sur (Friedrich et al., 2012), esto no es incompatible con que existiese un origen mixto para las aguas profundas, unas provenientes de latitudes bajas, y otras de latitudes altas (Barrera et al., 1987; Barrera y Huber, 1990; Widmark, 1995). De hecho, Hay (2008) propuso que, debido a la compleja paleobatimetría de los océanos cretácicos, las aguas profundas de cada cuenca pudo tener un origen diferente, pero los lugares más probables de generar corrientes *downwelling* y formar aguas profundas serían las plataformas o los mares epicontinentales de latitudes bajas, ya que su extensión es el doble a la de hoy en día.

Los cambios ambientales aquí reportados podrían tener relación con el Episodio del Maastrichtiense medio, identificado a nivel global aunque de forma diacrónica. En estos episodios, parece producirse un cambio oceanográfico importante que provocó migraciones en

los grupos planctónicos (Huber y Watkins, 1992; Nifuku et al., 2008; Thibault et al., 2010), si bien las aguas intermedias y profundas debieron ser las más afectadas. En este sentido varios autores proponen un cambio de circulación oceánica para el Atlántico en el Maastrichtiense medio: Frank y Arthur (1999) y MacLeod et al. (2011) sugirieron la existencia de un flujo de aguas profundas procedentes, al menos parcialmente, de latitudes altas del Atlántico Norte. Sin embargo, su origen no pudo ser de latitudes muy altas ya que el paso de Groenlandia-Islandia-Faeroes estuvo cerrado hasta el Oligoceno (Davies et al., 2001). Parece más probable, por tanto, que las aguas profundas provengan de latitudes medias-bajas, tal y como proponen otros autores para el Atlántico del final del Cretácico (Corfield y Norris, 1996; D'Hondt y Arthur, 2002). Por lo tanto, la formación de un área *downwelling* en latitudes semejantes a la ocupada por Zumaia y la Cuenca Vasco-Cantábrica, sería compatible con este nuevo modelo de circulación oceánica instaurado en el Maastrichtiense medio. No obstante, hay que tener cautela con esta propuesta ya que no se cuentan con datos sólidos que la corroboren y necesita ser contrastada.

En conclusión, se propone que, en una zona relativamente próxima a la Cuenca Vasco-Cantábrica, o incluso en la propia cuenca, se formó durante el Maastrichtiense superior un área de *downwelling* como consecuencia de un incremento de temperatura en el Atlántico Norte. Dicha corriente, bien oxigenada y baja en nutrientes, desencadenaría la formación de las CORBs en Zumaia con todas las características sedimentológicas, isotópicas y micropaleontológicas arriba mencionadas. Nuevos estudios geoquímicos y micropaleontológicos, especialmente con grupos bentónicos, los cuales también debieron ser afectados por estos cambios paleoclimáticos y paleoceanográficos, podrían ayudar a confirmar o refutar la hipótesis propuesta. Dicha hipótesis podría enmarcarse en un modelo de circulación oceánica en el Atlántico según el cual las aguas profundas o intermedias se formarían en latitudes medias-bajas del Atlántico Norte a partir del Maastrichtiense medio.

El enfriamiento generalizado reportado por algunos autores en el Maastrichtiense superior (p. ej., Li y Keller, 1998) no se corrobora en Zumaia con el registro isotópico, ni con los cambios registrados en las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Así, por ejemplo, se ha observado un descenso de los especialistas que podría indicar más bien un calentamiento, congruente con el registrado en el Atlántico Norte durante el Maastrichtiense (MacLeod et al., 2005, 2011; Isaza-Londoño et al., 2006).

Por último, cabe señalar que el último evento de calentamiento del Cretácico, iniciado unos 300 Ka antes del K/Pg y relacionado con el vulcanismo del Decán (Barrera y Savin, 1999; Li y Keller, 1998; Abramovich y Keller, 2003; Nordt et al., 2003; MacLeod et al., 2005), tampoco se corresponde con el registro isotópico de Zumaia (Mount et al., 1986; Margolis et al., 1987). La duración del último intervalo margoso (unidad 12 de Wiedmann, 1988) es de ~ 300 Ka de acuerdo a la datación astrocronológica de Batenburg et al. (2012); por tanto, aún cabría la posibilidad de que un calentamiento a nivel global produjese una mayor humedad y pluviosidad en la región ocupada por Zumaia y generar el depósito de este último depósito de margas tipo-CORB. Sin embargo, si esta es la hipótesis correcta, este calentamiento, sería consecuencia de un forzamiento orbital y no del vulcanismo del Decán.

7. Conclusiones

1. Se han estudiado de manera cuantitativa los foraminíferos planctónicos de 4 localidades (3 secciones y un sondeo), pertenecientes a las áreas paleogeográficas del Tetis y del proto Atlántico Norte. En estas localidades queda registrado un intervalo cronoestratigráfico comprendido entre el Coniaciense superior y el límite Cretácico/Paleógeno.
2. Se han revisado taxonómicamente 36 géneros y 120 especies de foraminíferos planctónicos. Este análisis permitió profundizar en su taxonomía, estableciéndose nuevas sinonimias y discutiendo la problemática que presentan algunas especies.
3. Se ha estudiado y contrastado la distribución estratigráfica de las especies y se ha propuesto una biozonación con foraminíferos planctónicos compuesta por 15 biozoras que es aplicable, al menos, en las latitudes medias del área del Tetis y del Atlántico Norte. Estas biozoras son las siguientes: Biozona de *Pseudotextularia nuttalli*, Biozona de *Sigalia carpatica*, Biozona de *Dicarinellaasymetrica*, Biozona de *Ventilabrellaeggeri*, Biozona de *Heterohelixcarinata*, Biozona de *Globotruncana arca*, Biozona de *Radotruncana calcarata*, Biozona de *Globotruncanella havanensis*, Biozona de *Globotruncana aegyptiaca*, Biozona de *Rugoglobigerina rotundata*, Biozona de *Pseudoguembelina palpebra*, Biozona de *Planoglobulina acervulinoides*, Biozona de *Racemiguembelina fructicosa*, Biozona de *Abathomphalus mayaroensis* y Biozona de *Pseudoguembelina hariaensis*.
4. Se han comparado los principales biohorizontes de foraminíferos planctónicos con los de nanofósiles calcáreos y con la escala magnetoestratigráfica, a partir de datos de diversas secciones de referencia internacional. En el caso del Maastrichtiense de Zumaia, se han correlacionado de manera precisa las 6 biozoras establecidas mediante foraminíferos planctónicos con las 9 biozoras de nanofósiles calcáreos y se ha identificado la posición del cambio de polaridad magnética C31r/C31n hacia la mitad de la Biozona de *P. acervulinoides* y a techo de la Biozona UC19.
5. La correlación entre la escala bioestratigráfica y la escala isotopo-estratigráfica del $\delta^{13}\text{C}$ ha permitido situar dentro de la zonación de foraminíferos planctónicos los principales episodios isotópicos propuestos desde el límite Santoniense/Campaniense hasta el límite Cretácico/Paleógeno.
6. Se ha analizado la aplicación cronoestratigráfica de los bioeventos de foraminíferos planctónicos que acontecen próximos a los límites de los pisos Coniaciense/Santoniense, Santoniense/Campaniense y Campaniense/Maastrichtiense. Asimismo, se han revisado otros eventos que se registran alrededor de estos límites en un estudio integrado junto con los bioeventos de nanofósiles calcáreos, excursiones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ y cambios de polaridad magnética.

7. Se valida la utilidad del dato de primer registro del foraminífero planctónico *Sigalia carpatica* como marcador para el GSSP de la base del Santoniense en Olazagutía. Otros biohorizontes de foraminíferos planctónicos con potencial valor cronoestratigráfico son los datos de primer registro de *Costellagerina pilula* y de *Heterohelix planata*.
8. Se propone el dato de último registro del foraminífero planctónico *Dicarinella asymmetrica* como candidato para situar el límite Santoniense/Campaniense, ya que coincide aproximadamente con el Episodio isotópico del límite Santoniense/Campaniense y con una subida global del nivel del mar. Otros biomarcadores alternativos podrían ser el dato de último registro de alguna de las especies no multiseriadas de *Sigalia*.
9. Los biohorizontes oficiales de foraminíferos planctónicos para la identificación del límite Campaniense/Maastrichtiense (*Contusotruncana contusa* y *Rugoglobigerina scotti*) no parecen adecuados, ya que muestran diacronismo. El criterio más útil para situar la base del Maastrichtiense parece ser, hasta el momento, la excursión positiva del $\delta^{13}\text{C}$ que ha sido registrada en diferentes localidades en materiales de esta edad.
10. El análisis cuantitativo y estadístico ha permitido estudiar la distribución cuantitativa de las especies de foraminíferos planctónicos en el tiempo, identificar asociaciones-tipo de significado ambiental y establecer la evolución de los índices paleoambientales y de diversidad utilizados. Los datos isotópicos del carbono y del oxígeno en roca y las interpretaciones sedimentológicas han permitido contrastar las reconstrucciones paleoambientales y analizar la evolución paleoclimática y paleoceanográfica de los últimos 21 millones de años del Cretácico.
11. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos de los cortes de Zumaia, Oued Assila y Olazagutía están bien diversificadas y presentan una gran abundancia de globotruncánidos. Estas asociaciones indican la existencia de un medio nerítico externo subtropical en Olazagutía, de un medio nerítico externo tropical en Oued Assila y de un medio pelágico oceánico subtropical en Zumaia. Los valores más bajos de diversidad y de abundancia de globotruncánidos se identifican en el sondeo de Shuqualak, el cual presenta un ambiente nerítico medio-externo subtropical sometido a condiciones de mayor estrés ambiental.
12. En Olazagutía se observan bajas tasas de especiación y extinción compatibles con una estabilidad ambiental y climática durante el Coniaciense superior-Santoniense inferior. Los datos indican la existencia de una alta productividad, teniendo en cuenta la gran abundancia de radiolarios y el elevado índice planctónicos/bentónicos.
13. En Oued Assila se identifica un relevo faunístico importante en torno al límite Santoniense/Campaniense que podría estar asociado a cambios glacioeustáticos, ya que se correlaciona con fluctuaciones en el índice planctónicos/bentónicos y en los isótopos estables del carbono y del oxígeno.
14. En Shuqualak se registran importantes variaciones del índice planctónicos/bentónicos, que sugieren una importante somerización en la mitad superior del Campaniense y una profundización en el Maastrichtiense. Al final del Campaniense se registra un apogeo del género *Guembelitria*, así como importantes anomalías isotópicas que han sido relacionadas con un episodio volcánico.

15. A partir del Maastrichtiense medio en Zumaia se observa un descenso de la abundancia de globotruncánidos y un aumento de la de los heterohelícidos complejos, relacionadas probablemente con un aumento de la temperatura y un descenso de la productividad. Este cambio es compatible con la implantación de corrientes tipo-*downwelling*, que producirían la mejor oxigenación de las aguas profundas en la región y propiciarían la formación del potente depósito de capas rojas (*Cretaceous Oceanic Red Beds*) del Maastrichtiense superior de Zumaia.

8. Bibliografía

- Abramovich, S. y Keller, G., 2003. Planktonic foraminiferal response to the latest Maastrichtian abrupt warm event: a case study from South Atlantic DSDP Site 525A. *Marine Micropaleontology* **48**, 225-249.
- Abramovich, S., Keller, G., Stüben, D. y Berner, Z., 2003. Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **202**, 1-29.
- Abramovich, S., Yovel-Corem, S., Almogi-Labin, A. y Benjamini, C., 2010. Global climate change and planktic foraminiferal response in the Maastrichtian. *Paleoceanography* **25**, PA2201.
- Aliyulla, K., 1977. Upper Cretaceous and development of Foraminiferida of the lesser Caucasus (Azerbaijan). Bakú, Akademy Nauk Azerbaijan, 232 pp.
- Amiot, M., 1982. El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra. En: García, A. (ed.). *El Cretácico de España*. Madrid, Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp. 88-111.
- Anderson, T.F. y Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentology and paleoenvironmental problems. En: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. y Land, L.S. (eds.). *Stable isotopes in sedimentary geology*. Short Course **10**. Tulsa, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 1-151.
- Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. y Dupuis, C., 2000. An independent test of planktic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at El Kef, Tunisia: catastrophic mass extinction and possible survivorship. *Micropaleontology* **46**, 31-49.
- Arz, J.A., 1996. Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: bioestratigrafía, cronoestratigrafía y eventos paleoecológicos. Zaragoza, Prensas Universitarias de Zaragoza (2000), 419 pp.
- Arz, J.A. y Molina, E., 2001. Planktic foraminiferal quantitative analysis across the Campanian/Maastrichtian boundary at Tercis les Bains (France). En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian–Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and Correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 338-348.
- Arz, J.A. y Molina, E., 2002. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Campaniense superior y Maastrichtiense de latitudes subtropicales y templadas (España, Francia y Túnez). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **224**, 161-195.
- Arz, J.A., Arenillas, I. y Molina, E., 1999. Extinción de foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario de Zumaya (Guipúzcoa): supervivencia o reelaboración? *Revista española de Micropaleontología* **31**(3), 297-304.
- Arz, J.A., Arenillas, I. y Náñez, C., 2010. Morphostatistical analysis of Maastrichtian populations of *Guembelitria* from El Kef, Tunisia. *The Journal of Foraminiferal Research* **40**(2), 148-164.
- Ashkenazi-Polivoda, S., Abramovich, S., Almogi-Labin, A., Schneider-Mor, A., Feinstein, S., Püttmann, W. y Berner, Z., 2011. Paleoenvironments of the latest Cretaceous oil shale sequence, Southern Tethys, Israel, as an integral part of the prevailing upwelling system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **35**, 93-108.

Capítulo 8. Bibliografía

Baceta, J.I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A. y Orue-Etxebarria, X., 2004. El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica. En: Vera, J.A. (ed.). *Geología de España*. Madrid, Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, pp. 308-313.

Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Pujalte, V. y Caballero, F., 2005. Contribuciones del Pirineo Vasco al conocimiento de la crisis biológica del límite Cretácico-Terciario. *Munibe (Antropología-Arqueología)* **57**, 55-66.

Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. y Apellaniz, E., 2010. El flysch entre Deba y Zumaia. *Enseñanza de las ciencias de la tierra* **18**(3), 269-283.

Bailey, H.W. y Hart, M.B., 1979. The correlation of the early Senonian in western Europe using foraminiferida. En: Wiedmann, J. (ed.). *Aspekte der Kreide Europas*. International Union of Geological Sciences Series A6. Stuttgart, IUGS, pp. 159-169.

Banerji, R.K., 1966. The genus *Globotruncana* and biostratigraphy of the Lower Ariyalur Stage (Upper Cretaceous) of Vridhachalam, South India. *Journal of the Geological Society of India* **7**, 51-69.

Banner, F. y Blow, W., 1960. Some primary types of species belonging to the superfamily Globigerinaceae. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* **11**, 1-41.

Barr, F.T., 1962. Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the Isle of Wight, England. *Palaeontology* **4**(4), 552-580.

Barr, F.T., 1972. Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya. *Micropaleontology* **18**(1), 1-46.

Barrera, E. y Huber, B.T., 1990. Evolution of Antarctic waters during the Maestrichtian; foraminifer oxygen and carbon isotope ratios, Leg 113. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **113**, 813-827.

Barrera, E. y Savin, S.M., 1999. Evolution of late Campanian-Maastrichtian marine climates and oceans. En: Barrera, E. y Johnson, C.C. (eds.). *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. Special Papers-Geological Society of America **332**, pp. 245-282.

Barrera, E., Huber, B.T., Savin, S.M. y Webb, P., 1987. Antarctic marine temperatures: Late Campanian through early Paleocene. *Paleoceanography* **2**, 21-47.

Batenburg, S.J., Sprovieri, M., Gale, A.S., Hilgen, F.J., Hüsing, S., Laskar, J., Liebrand, D., Lirer, F., Orue-Etxebarria, X., Pelosi, N. y Smit, J., 2012. Cyclostratigraphy and astronomical tuning of the Late Maastrichtian at Zumaia (Basque country, Northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters* **359-360**, 264-278.

Belford, D.J., 1960. Upper Cretaceous Foraminifera from the Toolonga Calcilutite and Gingin Chalk, Western Australia. *Australia, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics* **57**(2), 1-198.

Bensalem, H., 2002. The Cretaceous-Paleogene transition in Tunisia: general overview. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **178**(3), 139-143.

Berger, W.H. y Diester-Haass, L., 1988. Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology* **81**(1-4), 15-25.

Bey, S., Kuss, J., Premoli Silva, I., Hedi Negra, M. y Gardin, S., 2012. Fault-controlled stratigraphy of the Late Cretaceous Abiod Formation at Ain Medheker (Northeast Tunisia). *Cretaceous Research* **34**, 10-25.

Birkelund, T., Hancock, J.M., Hart, M.B., Rawson, P.F., Remane, J., Robaszynski, F., Schmid, F. y Surlyk, F., 1984. Cretaceous stage boundaries- Proposals. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **33**, 3-20.

- Blow, W.H., 1979. The Cainozoic Globigerinida: A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea). Holanda, Leiden, 1413 pp.
- Boersma, A. y Shackleton, N.J., 1981. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, central Pacific, Deep Sea Drilling Project Sites 463 and 465. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **62**, 513-526.
- Bolli, H.M., 1945. Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **37**(2), 217-328.
- Bolli, H., 1951. The Genus *Globotruncana* in Trinidad, B.W.I. *Journal of Paleontology* **25**(2), 187-199.
- Bolli, H.M., 1957. The genera *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana*, and *Abathomphalus* in the Cretaceous of Trinidad. *Natural History Museum Bulletin* **215**, 51-60.
- Bolli, H.M., Loeblich Jr., A.R. y Tappan, H., 1957. Planktonic foraminiferal Families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. *Bulletin of the United States National Museum* **215**, 3-50.
- Bornemann, A., Norris, R.D., Friedrich, O., Beckmann, B., Schouten, S., Damsté, J.S.S., Vogel, J., Hofmann, P. y Wagner, T., 2008. Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous supergreenhouse. *Science* **319**(5860), 189-192.
- Bottjer, D.J., 1986. Campanian-Maastrichtian chalks of southwestern Arkansas: petrology, paleoenvironments and comparison with other North American and European chalks. *Cretaceous Research* **7**(2), 161-196.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M. y Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* **357**, 227-253.
- BouDagher-Fadel, M.K., 2012. Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* **22**. Elsevier, 289 pp.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. y Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. *Special Publications of SEPM* **54**, 65-80.
- Brass, G.W., Southam, J.R. y Peterson, W.H., 1982. Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature* **296**, 620-623.
- Brönnimann, P., 1952. Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian) of Trinidad. *Bulletin of American Paleontology* **34**(140), 1-30.
- Brönnimann, P. y Brown Jr, N.K., 1953. Observations on some planktonic Heterohelicidae from the Upper Cretaceous of Cuba. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* **4**(4), 150-156.
- Brönnimann, P. y Brown, N.K., 1956. Taxonomy of the Globotruncanidae. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **48**(2), 503-562.
- Brönnimann, P. y Brown Jr, N., 1958. *Hedbergella*, a new name for a Cretaceous planktonic foraminiferal genus. *Journal of the Washington Academy of Sciences* **48**(1), 15-17.
- Brotzen, F., 1934. Foraminiferen aus dem Senon Palästinas. *Zeitschrift des Deutschen Palästina-Vereins* **57**(1), 28-72.
- Brotzen, F., 1936. Foraminiferen aus dem schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schonen. *Sveriges Geologiska Undersökning* **396**, 206 pp.

Brotzen, F., 1942. Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die systematik der Rotaliiformes. *Årsbok Sveriges Geologiska Undersökning* **36**(8), 1-60.

Brown, N.K.J., 1969. Heterohelicidae Cushman, 1927, amended, a Cretaceous planktonic foraminiferal family. En: Brönnimann, P. y Renz, H.H. (eds.). *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils* (Ginebra), 21-67.

Burnett, J.A. (con contribuciones de Gallagher, L.T. y Hampton, M.J.), 1998. Upper Cretaceous. En: Bown, P.R. (ed.). *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Londres, British Micropalaeontological Society Publications Series, Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, pp. 132-199.

Burnett, J.A., Kennedy, W.J. y Ward, P.D., 1992a. Maastrichtian nannofossil biostratigraphy in the Biscay region (south-western France, northern Spain). *Newsletters on Stratigraphy* **26**(2), 145-155.

Burnett, J.A., Hancock, J., Kennedy, W. y Lord, A., 1992b. Macrofossil, planktonic foraminiferal and nannofossil zonation at the Campanian/Maastrichtian boundary. *Newsletters on Stratigraphy* **27**(3), 157-172.

Burolet, P.F., Dumestre, A., Keppel, D. y Salvador, A., 1954. Unités stratigraphiques en Tunisie centrale. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de Tunisie* (Alger), 243-254.

Buzas, M.A., 1990. Another look at confidence limits for species proportions. *Journal of Paleontology* **64**(5), 842-843.

Buzas, M.A. y Gibson, T.G., 1969. Species diversity: benthonic foraminifera in western North Atlantic. *Science* **163**(3862), 72-75.

Campbell, R.J., Howe, R.W. y Rexilius, J.P., 2004. Middle Campanian-lowermost Maastrichtian nannofossil and foraminiferal biostratigraphy of the northwestern Australian margin. *Cretaceous Research* **25**, 827-864.

Caron, M., 1972. Planktonic foraminifera from the Upper Cretaceous of Site 98, Leg XI. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **11**, 551-559.

Caron, M., 1974. Sur la validité de quelques espèces de *Globotruncana* du Turonien et du Coniacien. *Actes du VIè Colloque Africain de Micropaleontologie* (Túnez), 329-345.

Caron, M., 1978. Cretaceous planktonic foraminifera from DSDP Leg 40, Southeastern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **40**, 651-678.

Caron, M., 1983. A neotype for *Globotruncanita insignis* (Gandolfi). *The Journal of Foraminiferal Research* **13**(2), 144-145.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera. En: Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K.P. (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 17-86.

Caron, M. y Spezzaferri, S., 2006. *Dicarinella imbricata* (Mornod 1949): First SEM documentation of the lost holotype and foraminiferal assemblage from the type horizon (Upper Cretaceous, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* **99**(3), 295-299.

Carsey, D.O., 1926. Foraminifera of the Cretaceous of Central Texas. *University of Texas Bureau of Economic Geology and Technology Bulletin* **26****12**, 1-56.

Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D. y Bravo, J.C.V., 2001. The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): stratigraphic framework, facies, and sequences. *Journal of Sedimentary Research* **71**(2), 318-333.

Cetean, C.G., Bălc, R., Kaminski, M.A. y Filipescu, S., 2011. Integrated biostratigraphy and palaeoenvironments of an upper Santonian–upper Campanian succession from the southern part of the Eastern Carpathians, Romania. *Cretaceous Research* **32**, 575-590.

- Chacón, B. y Martín Chivelet, J., 2005. Major palaeoenvironmental changes in the Campanian to Palaeocene sequence of Caravaca (Subbetic zone, Spain). *Journal of Iberian Geology* **31**(2), 299-310.
- Chacón, B., Martín-Chivelet, J. y Gräfe, K.U., 2004. Latest Santonian to latest Maastrichtian planktic foraminifera and biostratigraphy of the hemipelagic successions of the Prebetic Zone (Murcia and Alicante provinces, south-east Spain). *Cretaceous Research* **25**(4), 585-601.
- Coquand, H., 1857. Position des *Ostrea columba* et *biauriculata* dans le groupe de la craie inférieure. *Bulletin de la Société Géologique de France* **2**, 745-766.
- Corfield, R.M. y Norris, R.D., 1996. Deep water circulation in the Paleocene ocean. *Geological Society of London, Special Publications* **101**, 443-456.
- Coulson, A.B., Kohn, M.J. y Barrick, R.E., 2011. Isotopic evaluation of ocean circulation in the Late Cretaceous North American seaway. *Nature Geoscience* **4**(12), 852-855.
- Cox, R.T. y Van Arsdale, R.B., 1997. Hotspot origin of the Mississippi embayment and its possible impact on contemporary seismicity. *Engineering Geology* **46**(3), 201-216.
- Cox, R.T. y Van Arsdale, R.B., 2002. The Mississippi Embayment, North America: a first order continental structure generated by the Cretaceous superplume mantle event. *Journal of Geodynamics* **34**(2), 163-176.
- Crux, J.A., 1982. Upper Cretaceous (Cenomanian to Campanian) calcareous nannofossils. En: Lord, A.R. (ed.). *A Stratigraphic Index of Calcareous Nannofossils. British Micropalaeontological Society Series*. Chichester, Ellis Horwood Limited, pp. 85-135.
- Cuevas, J. y Tubía, J., 1999. The discovery of scapolite marbles in the Biscay Synclinorium (Basque-Cantabrian basin, Western Pyrenees): geodynamic implications. *Terra Nova* **11**(6), 259-265.
- Cushing, E.M., Boswell, E.H. y Hosman, R.L., 1964. General Geology of the Mississippi Embayment. *US Geological Survey Professional Paper* **448-B**, 1-28.
- Cushman, J.A., 1926. Some foraminifera from the Mendez Shale of eastern Mexico. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **2**(1), 16-26.
- Cushman, J., 1927. Some new genera of the Foraminifera. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **2**(4), 77-81.
- Cushman, J.A., 1928. Additional genera of the Foraminifera. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **4**(1), 1-8.
- Cushman, J.A., 1933. Some new foraminiferal genera. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **9**(132), 32-38.
- Cushman, J.A., 1938. Cretaceous species of *Guembelina* and related genera. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **14**(1), 1-28.
- Cushman, J.A. y Wickenden, R.T.D., 1928. A new foraminiferal genus from the Upper Cretaceous. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **4**, 12-13.
- Cushman, J.A. y Wickenden, R.T.D., 1930. The development of *Hantkenina* in the Cretaceous with a description of a new species. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **6**(2), 39-43.
- Cushman, J.A. y Ten Dam, A., 1948. *Globigerinelloides*, a new genus of the Globigerinidae. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **24**(2), 42-43.
- Dalbiez, F., 1955. The genus *Globotruncana* in Tunisia. *Micropaleontology* **1**(2), 161-171.

Capítulo 8. Bibliografía

- Davies, R., Cartwright, J., Pike, J. y Line, C., 2001. Early Oligocene initiation of North Atlantic deep water formation. *Nature* **410**(6831), 917-920.
- De Klasz, I., 1953. Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). *Geologica Bavaria* **17**, 233-244.
- De Klasz, I., 1955. A new *Globotruncana* from the Bavarian Alps and North Africa. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* **6**(1), 43-44.
- De Lapparent, J., 1918. Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, 1-153.
- De Queiroz, K., 2007. Species concepts and species delimitation. *Systematic Biology* **56**(6), 879-886.
- Delage, Y. y Hérouard, E.J.É., 1896. Traité de zoologie concrete. París, Librairie H. Le Soudier.
- D'Hondt, S. y Arthur, M.A., 1995. Interspecies variation in stable isotopic signals of Maastrichtian planktonic foraminifera. *Paleoceanography* **10**(1), 123-135.
- D'Hondt, S. y Arthur, M.A., 2002. Deep water in the late Maastrichtian ocean. *Paleoceanography* **17**(1), 1008.
- Dhondt, A.V., Lamolda, M.A. y Pons, J.M. (Eds), 2007. Stratigraphy of the Coniacian-Santonian transition. *Cretaceous Research* **28**(1), 142 pp. Special Issue: *Stratigraphy of the Coniacian-Santonian transition*, Meeting organised by the Santonian working group of the Subcommission on Cretaceous Stratigraphy. Bilbao, Spain, 13-17 September, 2002.
- Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K. y Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* **10**(6), 965-971.
- Dockery, D.T., 1996. Toward a revision of the generalized stratigraphic column of Mississippi. *Mississippi Geology* **17**(1), 1-9.
- Donoghue, M.J., 1985. A critique of the biological species concept and recommendations for a phylogenetic alternative. *The Bryologist* **88**(3), 172-181.
- d'Orbigny, A., 1839. Foraminifères. En: Ramón de la Sagra (ed.). *Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba*. París, A. Bertrand, pp. 1-224.
- d'Orbigny, A., 1840. Mémoire sur les Foraminifères de la Craie Blanche du Bassin de Paris. *Mémoires de la Société géologique de France* **4**(1), 1-51.
- Douglas, R.G., 1969. Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera in Northern California. Part 1: Systematics. *Micropaleontology* **15**(2), 151-209.
- Douglas, R.G. y Rankin, C., 1969. Cretaceous planktonic foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance. *Lethaia* **2**(3), 185-217.
- Dubicka, Z. y Peryt, D., 2012. Latest Campanian and Maastrichtian palaeoenvironmental changes: Implications from an epicontinental sea (SE Poland and western Ukraine). *Cretaceous Research* **37**, 272-284.
- Dumont, A.H., 1849. Rapport sur la carte géologique du Royaume. *Bulletin de l'Academie Royale des Sciences des Lettres et des Beaux-Arts* **16**, 351-373.
- Dupeuble, P.A., 1969. Foraminifères planctoniques (*Globotruncanidae* et *Heterohelicidae*) du Gave du Maastrichtien supérieur en Aquitaine occidentale. En: Brönnimann, P. y Renz, H.H. (eds.). *Proceedings of the first International Conference on Planktonic Microfossils*, 1967 (Génova), 153-162.

- Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribouillard, N., Arenillas, I., Arz, J.A., Robaszynski, F., Caron, M. y Robin, E., 2001. The Cretaceous-Palaeogene (K/P) boundary in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropalaeontological and geochemical evidence. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique* **71**, 169-190.
- Egger, J.G., 1899. Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der oberbayerischen Alpen. *Abhandlungen königlichen bayerischen Akademie Wissenschaften zu München, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe* **21**, 3-230.
- Ehrenberg, C.G., 1840. Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. *Abhandlungen der Königliche Akademie der Wissenschaften zu Berlin (1838)*, 59-147.
- Ehrenberg, C.G., 1843. Über seine fortgesetzte Beobachtungen des bedeutenden Einflusses unsichtbar kleiner Organismen auf die unteren Stromgebiete, besonders der Elbe, Jahde, Ems, und Schelde. *Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 43-49.
- Ehrenberg, C.G., 1844. Über zwei neue Lager von Gebirgsmassen aus Infusorien als Meeresabsatz in Nord-Amerika und eine Vergleichung derselben mit den organischen Kreidegebilden in Europa und Afrika. *Deutsche Akademie Wissenschaften zu Berlin*, 57-98.
- Eicher, D.L. y Worstell, P., 1970. Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. *Micropaleontology* **16**, 269-324.
- Eichwald, C.E., 1830. Zoologia specialis. *Vilnae: D. E. Eichwaldus* **2**, 1-323.
- El Amri, Z. y Zaghbib-Turki, D., 2004. Biostratigraphic Characterisation of the Coniacian/Santonian transition in the Ellès and El Kef sections (northern Tunisia). *Journal of Iberian Geology* **31**, 99-111.
- El-Azabi, M.H. y El-Araby, A., 2007. Depositional framework and sequence stratigraphic aspects of the Coniacian–Santonian mixed siliciclastic/carbonate Matulla sediments in Nezzazat and Ekma blocks, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* **47**(4), 179-202.
- Ellis, B.F. y Messina, A.R., 1940. Catalogue of Foraminifera. New York, American Museum of Natural History.
- El-Naggar, Z.R.M., 1966. Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous-lower Tertiary succession in the Esna-Idfu region, Nile Valley, Egypt, U.A.R. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Suplemento* **2**, Londres, 6-280.
- El-Naggar, Z.R.M., 1971. On the classification, evolution and stratigraphical distribution of the Globigerinacea. En: Farinacci, A. (ed.). *Proceedings of the 2nd Planktonic Conference* (Roma), Edizioni Tecnoscienza, 421-476.
- El-Nakhal, H., 1982. *Meridionalla*, a new foraminiferal genus (Globigerinacea, Late Cretaceous). *Research Journal of Aleppo University* **4**, 33-35.
- Engeser, T. y Schwentke, W., 1986. Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrenees. *Tectonophysics* **129**, 233-242.
- Esker, G.C., 1968. A new species of *Pseudoguembelina* from the Upper Cretaceous of Texas. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* **19**(4), 168-169.
- Eternod Olvera, Y., 1959. Foraminíferos del Cretácico Superior de la cuenca de Tampico-Tuxpan, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **11**, 61-134.
- Falzoni, F. y Petrizzo, M.R., 2011. Taxonomic overview and evolutionary history of *Globotruncanita insignis* (Gandolfi, 1955). *The Journal of Foraminiferal Research* **41**(4), 371-383.

Capítulo 8. Bibliografía

- Farouk, S. y Faris, M., 2012. Late Cretaceous calcareous nannofossil and planktonic foraminiferal bioevents of the shallow-marine carbonate platform in the Mitla Pass, west central Sinai, Egypt. *Cretaceous Research* **33**, 50-65.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M. y Sinninghe Damsté, J.S., 2007. Mid-Cretaceous (Albian–Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology* **35**(10), 919-922.
- Fournié, D., 1978. Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bulletin du Centre de Recherches, Pau*, **2**(4), 97-148.
- Fox, S.K.J., 1954. Cretaceous Foraminifera from the Greenhorn, Carlile and Cody Formations, South Dakota, Wyoming: US Geol. *United States Geological Survey Professional Paper* **254**, 97-124.
- Frank, T.D. y Arthur, M.A., 1999. Tectonic forcings of Maastrichtian ocean-climate evolution. *Paleoceanography* **14**(2), 103-117.
- Friedrich, O., Erbacher, J., Moriya, K., Wilson, P.A. y Kuhnert, H., 2008. Warm saline intermediate waters in the Cretaceous tropical Atlantic Ocean. *Nature Geoscience* **1**, 453-457.
- Friedrich, O., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Cooper, M.J., Erbacher, J. y Hemleben, C., 2009. Early Maastrichtian carbon cycle perturbation and cooling event: Implications from the South Atlantic Ocean. *Paleoceanography* **24**(2), PA2211.
- Friedrich, O., Norris, R.D. y Erbacher, J., 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans—A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology* **40**(2), 107-110.
- Gale, A.S., Montgomery, P., Kennedy, W.J., Hancock, J.M., Burnett, J.A. y McArthur, J.M., 1995. Definition and global correlation of the Santonian-Campanian boundary. *Terra Nova* **7**(6), 611-622.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Lees, J.A., Petrizzo, M.R. y Walaszczyk, I., 2007. An integrated study (inoceramid bivalves, ammonites, calcareous nannofossils, planktonic foraminifera, stable carbon isotopes) of the Ten Mile Creek section, Lancaster, Dallas County, north Texas, a candidate Global boundary Stratotype Section and Point for the base of the Santonian Stage. *Acta Geologica Polonica* **57**(2), 113-160.
- Gale, A.S., Hancock, J.M., Kennedy, W.J., Petrizzo, M.R., Lees, J.A., Walaszczyk, I. y Wray, D.S., 2008. An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramid bivalves, ammonites and crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Texas: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage. *Cretaceous Research* **29**, 131-167.
- Gallemí, J., Küchler, T., Lamolda, M., López, G., Martínez, R., Muñoz, J., Pons, J. y Soler, M., 1997. The Coniacian-Santonian boundary in northern Spain: the Olazagutia section. *Mineralia Slovaca* **29**, 311.
- Gallemí, J., López, G., Martínez, R. y Pons, J.M., 2007. Macrofauna of the Cantera de Margas section, Olazagutia: Coniacian/Santonian boundary, Navarro-Cantabrian Basin, northern Spain. *Cretaceous Research* **28**, 5-17.
- Galloway, W.E., 2008. Depositional Evolution of the Gulf of Mexico Sedimentary Basin. En: Miall, A.D. (ed.). *Sedimentary Basins of the World* **5**. Elsevier, pp. 505-549.
- Gandolfi, R., 1942. Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacei dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). *Rivista italiana di paleontologia*, Suplemento **48**(Mem. 4), 1-160.
- Gandolfi, R., 1955. The genus *Globotruncana* in northeastern Colombia. *Bulletin of American Paleontology* **35**(55), 1-118.

Gardin, S. y Monechi, S., 2001. Calcareous nannofossil distribution in the Tercis geological site (Landes, SW France) around the Campanian-Maastrichtian boundary. En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian–Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and Correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 272-284.

Gardin, S., Del Panta, F., Monechi, S. y Pozzi, M., 2001a. A tethyan reference record for the Campanian and Maastrichtian stages: The Bottaccione section (Central Italy); review of data and new calcareous nannofossil results. En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian–Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation and Correlation from Tercis-les-Bains (Landes, SW France) to Europe and Other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 745-757.

Gardin, S., Odin, G.S., Bonnemaison, M., Melinte, M., Monechi, S. y Von Salis, K., 2001b. Results of the cooperative study on the calcareous nannofossils across the Campanian-Maastrichtian boundary at Tercis les Bains (Landes, France). En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian–Maastrichtian stage boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**, Elsevier, pp. 293-309.

Gardin, S., Galbrun, B., Thibault, N., Coccioni, R. y Silva, I.P., 2012. Bio-magnetochronology for the upper Campanian Maastrichtian from the Gubbio area, Italy: new results from the Contessa Highway and Bottaccione sections. *Newsletters on Stratigraphy* **45**(1), 75-103.

Georgescu, M.D., 2005. On the systematics of rugoglobigerinids (planktonic Foraminifera, Late Cretaceous). *Studia Geologica Polonica* **124**, 87-97.

Georgescu, M.D., 2006. Santonian-Campanian planktonic foraminifera in the New Jersey coastal plain and their distribution related to the relative sea-level changes. *Canadian Journal of Earth Sciences* **43**, 101-120.

Georgescu, M.D., 2007. Taxonomic re-evaluation of the Late Cretaceous serial planktonic foraminifer *Gümbelina punctulata* Cushman, 1938 and related species. *Revista Española de Micropaleontología* **39**(3), 155-167.

Georgescu, M.D., 2009. Taxonomic revision and evolutionary classification of the biserial cretaceous planktic foraminiferal genus *Laeviheterohelix* Nederbragt, 1991. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **26**(2), 315-334.

Georgescu, M.D., 2010. Origin, taxonomic revision evolutionary classification of the late Coniacian-early Campanian (Late Cretaceous) planktic foraminifera with multichamber growth in the adult stage. *Revista Española de Micropaleontología* **42**(1), 59-118.

Georgescu, M.D., 2011. A new type of test wall in the Late Cretaceous (Late Santonian-Campanian) heterohelicid planktic foraminifera. *Revue de Micropaléontologie* **54**(2), 105-114.

Georgescu, M.D. y Huber, B.T., 2007. Taxonomic revision of the late Campanian-Maastrichtian (Late Cretaceous) planktonic foraminiferal genus *Rugotruncana* Brönnimann and Brown, 1956, and a new paleontological species concept for planktonic foraminifera. *The Journal of Foraminiferal Research* **37**(2), 150-159.

Georgescu, M.D. y Abramovich, S., 2008. Taxonomic revision and phylogenetic classification of the Late Cretaceous (Upper Santonian-Maastrichtian) serial planktonic foraminifera (Family Heterohelicidae Cushman, 1927) with peripheral test wall flexure. *Revista Española de Micropaleontología* **40**(1-2), 97-114.

Georgescu, M.D. y Abramovich, S., 2009. Short nomenclature note: A new name for the Upper Cretaceous planktic foraminiferal genus *Hendersonia* Georgescu and Abramovich, 2008. *Revista Española de Micropaleontología* **41**(1-2), 215-215.

Capítulo 8. Bibliografía

Georgescu, M.D., Saupe, E.E. y Huber, B.T., 2008. Morphometric and stratophenetic basis for phylogeny and taxonomy in late cretaceous gublerinid planktonic foraminifera. *Micropaleontology* **54**(5), 397-424.

Georgescu, M.D., Arz, J.A., Macauley, R.V., Kukulski, R.B., Arenillas, I. y Pérez-Rodríguez, I., 2011. Late Cretaceous (Santonian-Maastrichtian) serial foraminifera with pore mounds or pore mound-based ornamentation structures. *Revista Española de Micropaleontología* **43**(1-2), 109-139.

Glaessner, M.F., 1937. Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung. *Studies in Micropaleontology* **1**, 27-52.

Gómez de Llarena, J., 1954. Observaciones geológicas en el flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa I, 1954, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, pp. 98.

Gómez de Llarena, J.G., 1956. Observaciones geológicas en el flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa II, 1956, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, pp. 45.

Gómez-Alday, J.J., López, G. y Elorza, J., 2004. Evidence of climatic cooling at the Early/Late Maastrichtian boundary from inoceramid distribution and isotopes: Sopelana sections, Basque Country, Spain. *Cretaceous Research* **25**(5), 649-668.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. y Ogg, G.M., 2012. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 1176 pp.

Gräfe, K.U. y Wiedmann, J., 1993. Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). *Geologische Rundschau* **82**, 327-361.

Gräfe, K.U. y Wiedmann, J., 1998. Sequence stratigraphy on a carbonate ramp: The late Cretaceous Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). En: de Graciansky, P., Hardenbol, J., Jacquin, T. y Vail, P.R. (eds.). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Special Publications of SEPM **60**. Tulsa, pp. 333-341.

Grimsdale, T.F. y Van Morkhoven, F.P.C.M., 1955. The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress* (Roma), 473-491.

Grossman, E.L., 2012. Oxygen Isotope Stratigraphy. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. y Ogg, G. (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, pp. 181-206.

Grossouvre, A., 1901. Recherches sur la Craie supérieure 1: stratigraphie générale. Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique Détailée de la France. Paris, Imprimerie nationale, 1013 pp.

Halkyard, E., 1919. The fossil foraminifera of the Blue Marl of the Côte des basques, Biarritz. Memoirs and Proceedings **62**. Manchester, The Manchester Literary and Philosophical Society, 145 pp.

Hampton, M.J., Bailey, H.W., Gallagher, L.T., Mortimore, R.N. y Wood, C.J., 2007. The biostratigraphy of Seaford Head, Sussex, southern England; an international reference section for the basal boundaries for the Santonian and Campanian Stages in chalk facies. *Cretaceous Research* **28**, 46-60.

Hancock, J.M. y Gale, A.S., 1996. The Campanian Stage. *Bulletin del Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* **66** (Suplemento), 103-109.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* **235**(4793), 1156-1167.

Hay, W.W., 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research* **29**(5), 725-753.

- Hay, W.W., 2011. Can humans force a return to a ‘Cretaceous’ climate? *Sedimentary Geology* **235**, 5-26.
- Hayek, L.-C. y Buzas, M.A., 2010. Surveying Natural Populations. Quantitative Tools for Assessing Biodiversity. Nueva York, Columbia University Press, 590 pp.
- He, S., Kyser, T.K. y Caldwell, W.G.E., 2005. Paleoenvironment of the Western Interior Seaway inferred from $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of molluscs from the Cretaceous Bearpaw marine cyclothem. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **217**, 67-85.
- Hemleben, C., Spindler, M. y Anderson, O.R., 1989. Modern planktonic foraminifera. Nueva York, Springer-Verlag, 363 pp.
- Hennebert, M., 2012. Hunting for the 405-kyr eccentricity cycle phase at the Cretaceous-Paleogene boundary in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, central Tunisia). *Carnets de Géologie-Notebooks on Geology CG2012_A05*, 93-115.
- Hennebert, M., Robaszynski, F. y Goolaerts, S., 2009. Cyclostratigraphy and chronometric scale in the Campanian-Lower Maastrichtian: the Abiod Formation at Ellès, central Tunisia. *Cretaceous Research* **30**(2), 325-338.
- Herm, D., 1962. Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental (Gosaubeken von Reichenhall und Salzburg). *Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften; in Kommission bei Beck* **104**, 1-119.
- Herm, D., 1965. Mikropaläontologisch-stratigraphische untersuchungen im Kreidefisch zwischen Deva und Zumaya (prov. Guipúzcoa, Nordspanien). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **115**, 277-348.
- Heydari, E., 2000. Sedimentological Characteristics of the Upper Cretaceous Demopolis Chalk, Mississippi. *Geological Coast Association of Geological Societies Transactions* **50**, 429-438.
- Heydari, E., 2001. Climatically Controlled Redox Cycles of the Upper Cretaceous Mooreville Formation in Mississippi. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* **51**, 435-443.
- Hildebrand, A.R., Penfield, G.T., Kring, D.A., Pilkington, M., Camargo, A., Jacobsen, S.B. y Boynton, W.V., 1991. Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology* **19**(9), 867-871.
- Hofker, J., 1956. Foraminifera from the Cretaceous of southern Limburg, Netherlands. *Naturhistorisches Maandblad* **45**(5-6), 50-57.
- Howe, R.W., Sikora, P.J., Gale, A.S. y Bergen, J.A., 2007. Calcareous nannofossil and planktonic foraminiferal biostratigraphy of proposed stratotypes for the Coniacian/Santonian boundary: Olazagutia, northern Spain; Seaford Head, southern England; and Ten Mile Creek, Texas, USA. *Cretaceous Research* **28**, 61-92.
- Hu, X., Jansa, L., Wang, C., Sarti, M., Bak, K., Wagreich, M., Michalik, J. y Soták, J., 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments. *Cretaceous Research* **26**, 3-20.
- Hu, X., Wang, C., Scott, R.W., Wagreich, M. y Jansa, L., 2009. Cretaceous Oceanic Red Beds: stratigraphy, composition, origins and paleoceanographic and paleoclimatic significance. Special Publications of SEPM **91**. Tulsa, 276 pp.
- Hu, X., Scott, R.W., Cai, Y., Wang, C. y Melinte-Dobrinescu, M.C., 2012a. Cretaceous oceanic red beds (CORBs): Different time scales and models of origin. *Earth-Science Reviews* **115**, 217-248.

Capítulo 8. Bibliografía

- Hu, X., Wagreich, M. y Yilmaz, I.O., 2012b. Marine rapid environmental/climatic change in the Cretaceous greenhouse world. *Cretaceous Research* **38**, 1-6.
- Huber, B.T., 1990. Maestrichtian planktonic foraminifer biostratigraphy of the Maud Rise (Weddell Sea, Antarctica): ODP Leg 113 holes 689B and 690C. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **113**, 489-513.
- Huber, B.T., 1994. Ontogenetic Morphometries of Some Late Cretaceous Trochospiral Planktonic Foraminifera from the Austral Realm. *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **77**, 1-85.
- Huber, B.T. y Watkins, D.K., 1992. Biogeography of Campanian-Maastrichtian calcareous plankton in the region of the Southern Ocean: Paleogeographic and paleoclimatic implications. *Antarctic Research Series* **56**, 31-60.
- Huber, B.T., Norris, R.D. y MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* **30**(2), 123-126.
- Huber, B.T., MacLeod, K.G. y Tur, N.A., 2008. Chronostratigraphic framework for upper Campanian-Maastrichtian sediments on the Blake Nose (subtropical North Atlantic). *The Journal of Foraminiferal Research* **38**(2), 162-182.
- Husson, D., Galbrun, B., Laskar, J., Hinnov, L.A., Thibault, N., Gardin, S. y Locklair, R.E., 2011. Astronomical calibration of the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Earth and Planetary Science Letters* **305**, 328-340.
- Ion, J. y Szasz, L., 1994. Biostratigraphy of the upper Cretaceous of Romania. *Cretaceous Research* **15**, 59-87.
- Isaza-Londoño, C., MacLeod, K.G. y Huber, B.T., 2006. Maastrichtian North Atlantic warming, increasing stratification, and foraminiferal paleobiology at three timescales. *Paleoceanography* **21**(1), 1-10.
- Jacob, K. y Sastry, M.V.A., 1950. On the occurrence of *Globotruncana* in the Utatur stage of the Trichinopoly Cretaceous South India. *Science and Culture, Calcutta* **16**(6), 266-268.
- Jagt, J.W.M., 2001. The historical stratotype of the Maastrichtian: A review. En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian–Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and Correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 711-722.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R.T.J. y de Cabrera, S., 2002. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **188**(3), 215-248.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkins, H.C. y Pearce, M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine* **143**(5), 561-608.
- Jenkyns, H.C., Gale, A.S. y Corfield, R.M., 1994. Carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geological Magazine* **131**, 1-34.
- Jiang, S., Bralower, T.J., Patzkowsky, M.E. y Schueth, J.D., 2010. Geographic controls on nannoplankton extinction across the Cretaceous/Palaeogene boundary. *Nature Geoscience* **3**(4), 280-285.
- Jiménez Berrocoso, Á., Zuluaga, M.C. y Elorza, J., 2008. Diagenesis, palaeoclimate and tectono-sedimentary influences on clay mineralogy and stable isotopes from Upper Cretaceous marine successions of the Basque-Cantabrian Basin (N Spain). *Cretaceous Research* **29**(3), 386-404.

- Jirova, D., 1956. The genus *Globotruncana* in upper Turonian and Emscherian of Bohemia. *Universitas Carolina Geologica* **2**(3), 239-255.
- Jung, C., Voigt, S. y Friedrich, O., 2012. High-resolution carbon-isotope stratigraphy across the Campanian–Maastrichtian boundary at Shatsky Rise (tropical Pacific). *Cretaceous Research* **37**, 177-185.
- Keller, B.M., 1946. The foraminifera of the Upper Cretaceous deposits, in the Sotchi region. *Bulletin de la Société des Naturalistes de Moscou* **51**(3), 83-108.
- Keller, G., 1988. Extinction, survivorship and evolution of planktic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Marine Micropaleontology* **13**(3), 239-263.
- Keller, G. y Pardo, A., 2004. Disaster opportunists Guembelitrinidae: index for environmental catastrophes. *Marine Micropaleontology* **53**(1), 83-116.
- Keller, G. y Abramovich, S., 2009. Lilliput effect in late Maastrichtian planktic foraminifera: Response to environmental stress. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **284**, 47-62.
- Khalilov, D.M., 1956. On the pelagic fauna of the Paleogene of Azerbeidzhan. *Akademiya Nauk Azerbaidzhanskoi SSR, Institute of Geology, Baku* **17**, 234-361.
- Kikoïne, J., 1948. Les Heterohelicidae du Crétacé supérieur Pyrénéen. *Bulletin de la Société Géologique de France* **5**, 15-35.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **62**(3), 699-718.
- Korchagin, V.I., 1982. Sistematika Globotrunkanid (Systematics of the Globotruncanids). *Byulletin Moskovskogo obshchestva Ispytateley-Priridy, Otdel Geologicheskiy* **57**(5), 114-121.
- Kroon, D. y Nederbragt, A.J., 1990. Ecology and paleoecology of triserial planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology* **16**(1-2), 25-38.
- Kucera, M. y Malmgren, B.A., 1996. Latitudinal variation in the planktic foraminifer *Contusotruncana contusa* in the terminal Cretaceous ocean. *Marine Micropaleontology* **28**, 31-52.
- Küchler, T., 1998. Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio- and event stratigraphy. Part I: Cenomanian through Santonian. *Acta Geologica Polonica* **48**(2), 157-236.
- Küchler, T., 2000. Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio- and event stratigraphy. Part II: Campanian and Maastrichtian. *Acta geologica polonica* **50**(4), 441-499.
- Küchler, T., 2002. Additional macrofossil biostratigraphic data on the Upper Coniacian and Santonian of the Olazagutia, Iturmendi and Zuazu sections in the Barranca (Navarra), northern Spain. En: Wagreich, M. (ed.). *Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Paleobiogeography*. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen **15**. Austria, Akademie der Wiessenschaften, pp. 315-331.
- Kuhry, B., 1970. Some Observations on the Type of Material of *Globotruncana elevata* (Brotzen) and *Globotruncana concavata* (Brotzen). *Revista Española de Micropaleontología* **2**, 291-304.
- Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R. y Wijbrans, J.R., 2008. Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science* **320**(5875), 500-504.
- Lalicker, C.G., 1948. A new genus of Foraminifera from the Upper Cretaceous (Arkansas). *Journal of Paleontology* **22**(5), 624.

Capítulo 8. Bibliografía

- Lamolda, M.A., 1977. Three new species of planktonic foraminifera from the Turonian of northern Spain. *Micropaleontology* **23**(4), 470-477.
- Lamolda, M., 1983. Biostratigraphie du Maastrichtien basco-cantabrique: ses foraminifères planctoniques. *Géologie Méditerranéenne* **10**, 121-126.
- Lamolda, M. y Gorostidi, A., 1994. Nanoflora y acontecimientos del tránsito Cretácico-Terciario. Una visión desde la región vascocantábrica. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* **7**(1), 45-58.
- Lamolda, M.A. y Hancock, J.M., 1996. The Santonian stage and substages. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* **66**, 95-102.
- Lamolda, M.A. y Paul, C.R.C., 2007. Carbon and oxygen stable isotopes across the Coniacian/Santonian boundary at Olazagutia, northern Spain. *Cretaceous Research* **28**, 37-45.
- Lamolda, M.A., Melinte, M. y Peryt, D., 1999. Datos micropaleontológicos preliminares sobre el límite Coniaciense-Santoniano en Olazagutia (Navarra, España). *Revista Española de Micropaleontología* **31**(3), 337-346.
- Lamolda, M.A., Peryt, D. y Ion, J., 2007. Planktonic foraminiferal bioevents in the Coniacian/Santonian boundary interval at Olazagutia, Navarra province, Spain. *Cretaceous Research* **28**, 18-29.
- Lamolda, M.A. y el Grupo de Trabajo del Santoniense, 2008. *The “Cantera de Margas” section, Olazagutia, northern Spain. A candidate GSSP for the base of the Santonian Stage: its stratigraphy across the Coniacian–Santonian transition.* Informe interno inédito.
- Larson, R.L., 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology* **19**(10), 963-966.
- Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research* **23**, 537-634.
- Lehmann, R., 1963. Etude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc occidental). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* **21** (156), 133-181.
- Lewy, Z., 1990. Transgressions, regressions and relative sea level changes on the Cretaceous shelf of Israel and adjacent countries. A critical evaluation of Cretaceous global sea level correlations. *Paleoceanography* **5**(4), 619-637.
- Li, L. y Keller, G., 1998. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 21. *Marine Micropaleontology* **33**, 55-86.
- Li, L., Keller, G. y Stinnesbeck, W., 1999. The Late Campanian and Maastrichtian in north-western Tunisia: palaeoenvironmental inferences from lithology, macrofauna and benthic foraminifera. *Cretaceous Research* **20**, 231-252.
- Li, L., Keller, G., Adatte, T. y Stinnesbeck, W., 2000. Late Cretaceous sea-level changes in Tunisia: a multi-disciplinary approach. *Journal of the Geological Society* **157**(2), 447-458.
- Linares, D., 1977. Foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (sector central). Tesis Doctoral, Publicaciones del Departamento de Geología de la Universidad de Málaga, 410 pp.
- Lirer, F., 2000. A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. *Micropaleontology* **46**, 365-369.
- Liu, K., 2009. Oxygen and carbon isotope analysis of the Mooreville Chalk and late Santonian-early Campanian sea level and sea surface temperature changes, northeastern Gulf of Mexico, USA. *Cretaceous Research* **30**(4), 980-990.

- Loeblich Jr., A.R., 1951. Coiling in the Heterohelicidae. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* **2**(3), 106-110.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H., 1961. Remarks on the systematics of the Sarkodina (Protozoa), renamed homonyms and new and validated genera. *Proceedings of the Biological Society of Washington* **74**, 213-234.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H., 1987. Foraminiferal genera and their classification. New York, Van Nostrand Reinhold Company, 2047 pp.
- Loetterle, G.J., 1937. The micropaleontology of the Niobrara formation in Kansas, Nebraska and South Dakota. *Nebraska Geological Survey Bulletins, serie 2* **12**(1), 1-73.
- Longoria, J.F., 1974. Stratigraphic, morphologic and taxonomic studies of Aptian planktonic foraminifera. *Revista española de micropaleontología, N° extraordinario*, 1-107.
- Lüning, S., Marzouk, A.M., Morsi, A.M. y Kuss, J., 1998. Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous of central-east Sinai, Egypt. *Cretaceous Research* **19**(2), 153-196.
- Mabrouk, A., Belayouni, H., Jarvis, I. y Moody, R.T.J., 2006. Strontium, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ as palaeo-indicators of unconformities: Case of the Aleg and Abiod formations (Upper Cretaceous) in the Miskar Field, Southeastern Tunisia. *Geochemical Journal* **40**(4), 405-424.
- MacLeod, N., 1993. The Maastrichtian-Danian radiation of triserial and biserial planktic foraminifera: Testing phylogenetic and adaptational hypotheses in the (micro) fossil record. *Marine Micropaleontology* **21**(1), 47-100.
- MacLeod, K.G., 1994. Bioturbation, inoceramid extinction, and mid-Maastrichtian ecological change. *Geology* **22**(2), 139-142.
- MacLeod, K.G. y Ward, P.D., 1990. Extinction pattern of *Inoceramus* (Bivalvia) based on shell fragment biostratigraphy. En: Sharpton, V.L. y Ward, P.D. (eds.). *Global Catastrophes in Earth History*. Geological Society of America Special Papers **247**, Geological Society of America, pp. 509-518.
- MacLeod, K.G. y Orr, W.N., 1993. The taphonomy of Maastrichtian inoceramids in the Basque region of France and Spain and the pattern of their decline and disappearance. *Paleobiology* **19**, 235-250.
- MacLeod, K.G., Huber, B.T., Pletsch, T., Röhl, U. y Kucera, M., 2001. Maastrichtian foraminiferal and paleoceanographic changes on Milankovitch timescales. *Paleoceanography* **16**(2), 133-154.
- MacLeod, K.G., Huber, B.T. y Isaza-Londoño, C., 2005. North Atlantic warming during global cooling at the end of the Cretaceous. *Geology* **33**(6), 437-440.
- MacLeod, K.G., Londoño, C.I., Martin, E.E., Berrocoso, Á.J. y Martin, E.E., 2011. Changes in North Atlantic circulation at the end of the Cretaceous greenhouse interval. *Nature Geoscience* **4**, 779-782.
- Malmgren, B.A. y Sigaroodi, M.M., 1985. Standardization of species counts—the usefulness of Hurlbert's diversity-index in paleontology. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala* **10**, 131-134.
- Malod, J.A. y Mauffret, A., 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics* **184**(3), 261-278.
- Mancini, E.A. y Puckett, T.M., 2005. Jurassic and Cretaceous transgressive-regressive (T-R) cycles, northern Gulf of Mexico, USA. *Stratigraphy* **2**, 31-48.

Capítulo 8. Bibliografía

- Mancini, E.A., Puckett, T.M. y Tew, B.H., 1996. Integrated biostratigraphic and sequence stratigraphic framework for Upper Cretaceous strata of the eastern Gulf Coastal Plain, USA. *Cretaceous Research* **17**(6), 645-669.
- Margolis, S.V., Mount, J.F., Doehne, E., Showers, W. y Ward, P., 1987. The Cretaceous/Tertiary boundary carbon and oxygen isotope stratigraphy, diagenesis, and paleoceanography at Zumaya, Spain. *Paleoceanography* **2**(4), 361-377.
- Marie, P., 1941. Les Foraminifères de la Craie à *Belemnitella mucronata* du Bassin de Paris. *Mémoires du Muséum d'Histoire Naturelle* **12**, 1-296.
- Marks, P., 1984. Proposal for the recognition of boundaries between Cretaceous stages by means of planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **33**, 163-169.
- Martin, E.E., MacLeod, K.G., Jiménez Berrocoso, A. y Bourbon, E., 2012. Water mass circulation on Demerara Rise during the Late Cretaceous based on Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* **327-328**, 111-120.
- Martin, L., 1964. Upper Cretaceous and Lower Tertiary Foraminifera from Fresno County, California. *Jahre Geologische Bundesanstalt* **9**, 1-128.
- Martin, S.E., 1972. Reexamination of the Upper Cretaceous planktonic foraminiferal genera *Planoglobulina* Cushman and *Ventilabrella* Cushman. *The Journal of Foraminiferal Research* **2**(2), 73-92.
- Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J.A., Caus, E., Gräfe, K.U., Mas, R., Puig, C. y Segura, M., 2002. Cretaceous. En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.). *The Geology of Spain*. Londres, Geological Society, pp. 255-292.
- Mary, C., Moreau, M., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. y Courtillot, V., 1991. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Cretaceous/Tertiary Sopelana section (Basque country). *Earth and Planetary Science Letters* **106**(1-4), 133-150.
- Maslakova, N.I., 1964. Contribution to the systematics and phylogeny of the Globotruncanids. *Voprosy Mikropaleontology* **8**, 102-117.
- Maslakova, N.I., 1978. Globotruncanidae du S de la partie europeene de l'URSS. Moscú, Russian Academy of Sciences, 164 pp.
- Masters, B.A., 1976. Planktic foraminifera from the Upper Cretaceous Selma Group, Alabama. *Journal of Paleontology* **50**(2), 318-330.
- Masters, B.A., 1993. Re-evaluation of the species and subspecies of the genus *Plummerita* Brönnimann and a new species of *Rugoglobigerina* Brönnimann (Foraminiferida). *The Journal of Foraminiferal Research* **23**(4), 267-274.
- Mathey, B., 1982. El Cretácico superior del Arco Vasco. En: García, A. (ed.). *El Cretácico de España*. Madrid, Universidad Complutense de Madrid, pp. 111-135.
- Mayr, E., 1996. What is a species, and what is not? *Philosophy of Science* **63**, 262-277.
- Melinte, M. y Odin, G.S., 2001. Optical studies of the calcareous nannofossils from Tercis les Bains (Landes, SW France) at the Campanian–Maastrichtian Boundary En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian–Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and Correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 285-292.

- Melinte, M.C. y Lamolda, M.A., 2002. Calcareous nannofossils around the Coniacian/Santonian boundary interval in the Olazagutia section (N. Spain). En: Wagreich, M. (ed.). *Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Paleobiogeography. Proceeding of the 6th International Cretaceous Symposium* (Viena), Österreichische Akademie der Wissenschaften, 351-364.
- Melinte-Dobrinescu, M.C. y Bojar, A.V., 2010. Late Cretaceous carbon-and oxygen isotope stratigraphy, nannofossil events and paleoclimate fluctuations in the Hațeg area (SW Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **293**(3), 295-305.
- Mellen, F.F., 1958. Cretaceous shelf sediments of Mississippi. Mississippi, Mississippi State Geological Survey Bulletin 85, 112 pp.
- Miller, K.G., Barrera, E., Olsson, R.K., Sugarman, P.J. y Savin, S.M., 1999. Does ice drive early Maastrichtian eustasy? *Geology* **27**(9), 783-786.
- Miller, K.G., Sugarman, P.J., Browning, J.V., Kominz, M.A., Hernández, J.C., Olsson, R.K., Wright, J.D., Feigenson, M.D. y Van Sickel, W., 2003. Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world. *Geology* **31**(7), 585-588.
- Miller, K.G., Sugarman, P.J., Browning, J.V., Kominz, M.A., Olsson, R.K., Feigenson, M.D., Hernández, J.C. y Hernández, J.C., 2004. Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey coastal plain. *Geological Society of America Bulletin* **116**(3-4), 368-393.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. y Pekar, S.F., 2005a. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* **310**(5752), 1293-1298.
- Miller, K.G., Wright, J.D. y Browning, J.V., 2005b. Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology* **217**(3), 215-231.
- Mitchell, S.F., Ball, J.D., Crowley, S.F., Marshall, J.D., Paul, C.R.C., Veltkamp, C.J. y Samir, A., 1997. Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera: Environmental or diagenetic signals? *Geology* **25**(8), 691.
- Mizintseva, S.F., Browning, J.V., Miller, K.G., Olsson, R.K. y Wright, J.D., 2009. Integrated late Santonian–early Campanian sequence stratigraphy, New Jersey coastal plain: Implications to global sea-level studies. *Stratigraphy* **6**(1), 45-60.
- Molina, E., 2004. Micropaleontología, Concepto, historia y estado actual. En: Molina, E. (ed.). *Micropaleontología*. Zaragoza, Prensas Universitarias de Zaragoza, pp. 13-33.
- Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A., 1998. Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société géologique de France* **169**(3), 351-363.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I. y Arz, J.A., 2004. The Cretaceous/Paleogene boundary at the Agost section revisited: paleoenvironmental reconstruction and mass extinction pattern. *Journal of Iberian Geology* (31), 135-148.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N. y Zaghbib-Turki, D., 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia-Original definition and revision. *Episodes* **29**(4), 263-273.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G. y Zaghbib-Turki, D., 2009. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic): auxiliary sections and correlation. *Episodes* **32**(2), 84-95.

Capítulo 8. Bibliografía

- Monechi, S. y Thierstein, H.R., 1985. Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphic correlations near Gubbio, Italy. *Marine Micropaleontology* **9**(5), 419-440.
- Montanaro-Gallitelli, E., 1955. Une revisione della famiglia Heterohelicaceae Cushman. *Atti e Memorie Accademia di Scienze e Lettere* (Modena), 213-233.
- Montanaro-Gallitelli, E., 1956. *Bronnimannella*, *Tappanina* and *Trachilinella*, three new foraminiferal genera from the upper Cretaceous. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* **7**(2), 35-39.
- Montanaro Gallitelli, E., 1957. A revision of the foraminiferal family Heterohelicidae. En: Loeblich, A.R.J. (ed.). *Studies in foraminifera*. United States National Museum Bulletin, pp. 133-154.
- Montgomery, P., Hailwood, E.A., Gale, A.S. y Burnett, J.A., 1998. The magnetostratigraphy of Coniacian-Late Campanian chalk sequences in southern England. *Earth and Planetary Science Letters* **156**(3), 209-224.
- Moody, J., 1999. Tuscaloosa marine shale oil play seems ready for liftoff in Mississippi. *Oil and Gas Journal* **11**, 103-106.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics* **94**, 123-139.
- Morozova, V.G., 1961. Planktonic foraminifera of Danian-Montian of the southern USSR. *Paleontologicheskiy Zhurnal* **2**, 8-19.
- Morrow, A.L., 1934. Foraminifera and ostracoda from the Upper Cretaceous of Kansas. *Journal of Paleontology* **8**(2), 186-205.
- Mount, J. y Ward, P., 1986. Origin of limestone/marl alterations in the upper Maastrichtian of Zumaya, Spain. *Journal of Sedimentary Research* **56**(2), 228-236.
- Mount, J.F., Margolis, S.V., Showers, W., Ward, P. y Doehne, E., 1986. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Upper Maastrichtian, Zumaya, Spain: a record of oceanographic and biologic changes at the end of the Cretaceous Period. *Palaios* **1**, 87-92.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Londres, Longman Scientific and Technical Harlow, 397 pp.
- Nakkady, S.E., 1950. A new foraminiferal fauna from the Esna Shales and Upper Cretaceous Chalk of Egypt. *Journal of Paleontology* **24**(6), 675-692.
- Nakkady, S.E. y Osman, A., 1954. The genus *Globotruncana* in Egypt, taxonomy and stratigraphical value. *Proceedings of the 19th International Geological Congress* (1952), sec. 13, fasc. 15, 75-95.
- Neagu, T., 2012. “*Rosalina*” *marginata* REUSS 1845 (Foraminifera) and its taxonomic position. *Studia UBB, Geologia* **57**(2), 35-38.
- Nederbragt, A.J., 1989. Chamber proliferation in the Cretaceous planktonic foraminifera Heterohelicidae. *The Journal of Foraminiferal Research* **19**(2), 105-114.
- Nederbragt, A.J., 1990. Biostratigraphy and paleoceanographic potential of the Cretaceous planktic foraminifera Heterohelicidae. Amsterdam, Academisch Proefschrift, Centrale Huisdrukkerij Vrije Universiteit, 203 pp.
- Nederbragt, A.J., 1991. Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera). *Micropaleontology* **37**(4), 329-372.

- Nguyen, T.M.P., Petrizzo, M.R. y Speijer, R.P., 2009. Experimental dissolution of a fossil foraminiferal assemblage (Paleocene–Eocene Thermal Maximum, Dababiya, Egypt): Implications for paleoenvironmental reconstructions. *Marine Micropaleontology* **73**(3), 241-258.
- Nifuku, K., Kodama, K., Shigeta, Y. y Naruse, H., 2009. Faunal turnover at the end of the Cretaceous in the North Pacific region: Implications from combined magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Maastrichtian Senpohshi Formation in the eastern Hokkaido Island, northern Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **271**(1-2), 84-95.
- Nordt, L., Atchley, S. y Dworkin, S., 2003. Terrestrial evidence for two greenhouse events in the latest Cretaceous. *GSA today* **13**(12), 4-9.
- Norris, R.D., 1996. Symbiosis as an evolutionary innovation in the radiation of Paleocene planktic foraminifera. *Paleobiology* **22**, 461-480.
- Odin, G., 2001. Numerical age calibration of the Campanian-Maastrichtian succession at Tercis les Bains (Landes, France) and in the Bottaccione Gorge (Italy). En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and Correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 775-782.
- Odin, G.S., 2010. Traces de volcanisme explosif dans le Campanien pyrénéen aux alentours du stratotype de limite Campanien-Maastrichtien à Tercis (SO France, N Espagne). Repérage biostratigraphique avec une étude particulière du foraminifère *Radotruncana calcarata*. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology CG2010_A02*, 1-35.
- Odin, G.S. y Lamaurelle, M.A., 2001. The global Campanian-Maastrichtian stage boundary. *Episodes* **24**(4), 229-238.
- Odin, G.S. y el Grupo de Trabajo del Maastrichtiense, 2001a. The Campanian-maastrichtian boundary: Definition at Tercis (Llandes, SW France) principle, procedure, and proposal. En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian-Maastrichtian stage boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and correlation with Europe and other continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 820-833.
- Odin, G.S., Arz, J.A., Caron, M., Ion, J. y Molina, E., 2001b. Campanian-Maastrichtian planktonic foraminifera at Tercis les Bains (Landes, France); synthetic view and potential for global correlation. En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian-Maastrichtian stage boundary. Characterisation at Tercis les Bains (France) and correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**, Elsevier, pp. 379-395.
- Ogg, J.G. y Hinnov, L.A., 2012. Cretaceous. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. y Ogg, G. (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, pp. 793-853.
- Ogg, J.G., Ogg, G. y Gradstein, F.M., 2008. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge, Cambridge University Press, 177 pp.
- Olsson, R.K., 1960. Foraminifera of latest Cretaceous and earliest Tertiary age in the New Jersey Coastal Plain. *Journal of Paleontology* **34**(1), 1-58.
- Olsson, R.K., 1964. Late Cretaceous planktonic foraminifera from New Jersey and Delaware. *Micropaleontology* **10**(2), 157-188.
- Olsson, R.K., Hemleben, C., Berggren, W.A. y Huber, B.T., 1999. Atlas of Paleocene planktonic foraminifera. *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **85**, 1-252.
- Parker, W. y Arnold, A., 1999. Quantitative methods of data analysis in foraminiferal ecology. En: Gupta, B.K.S. (ed.). *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, pp. 71-89.

Capítulo 8. Bibliografía

- Paul, C.R.C. y Lamolda, M.A., 2007. Carbon and oxygen stable isotopes in the Maastrichtian of the Basque Country, N. Spain. *Cretaceous Research* **28**(5), 812-820.
- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.G., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J. y Hall, M.A., 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature* **413**(6855), 481-487.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. En: Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen K. (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 329-426.
- Pérez-Rodríguez, I., Lees, J.A., Larrasoña, J.C., Arz, J.A. y Arenillas, I., 2012. Planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy of the uppermost Campanian and Maastrichtian at Zumaia, northern Spain. *Cretaceous Research* **37**, 100-126.
- Peryt, D., 1980. Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River valley, Poland. *Paleontologica Polonica* **41**, 3-101.
- Peryt, D. y Lamolda, M.A., 2007. Neoflabellinids (benthic foraminifers) from the Upper Coniacian and Lower Santonian at Olazagutia, Navarra province, Spain; taxonomy and correlation potential. *Cretaceous Research* **28**, 30-36.
- Pessagno Jr., E.A., 1960. Stratigraphy and micropaleontology of the Cretaceous and lower Tertiary of Puerto Rico. *Micropaleontology* **6**(1), 87-110.
- Pessagno Jr., E.A., 1967. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Paleontographica Americana* **5**(37), 245-445.
- Petri, S., 1962. Foraminíferos cretáceos de Sergipe. Boletim 265 (Geologia 20), Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 140 pp.
- Petrizzo, M.R., 2000. Upper Turonian-lower Campanian planktonic foraminifera from southern mid-high latitudes (Exmouth Plateau, NW Australia): biostratigraphy and taxonomic notes. *Cretaceous Research* **21**(4), 479-505.
- Petrizzo, M.R., 2001. Late Cretaceous planktonic foraminifera from Kerguelen Plateau (ODP Leg 183): new data to improve the Southern Ocean biozonation. *Cretaceous Research* **22**(6), 829-855.
- Petrizzo, M.R., 2002. Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau (ODP Sites 762 and 763, eastern Indian Ocean). *Marine Micropaleontology* **45**(2), 117-150.
- Petrizzo, M.R., 2003. Late Cretaceous planktonic foraminiferal bioevents in the Thethys and in the Southern Ocean record: an overview. *The Journal of Foraminiferal Research* **33**(4), 330-337.
- Petrizzo, M.R. y Silva, I.P., 2000. Upper Cretaceous meridionally costellate hedbergellids: the genus *Meridionalla* El-Nakhal, 1982 vs. the genus *Costellagerina* Petters, El-Nakhal and Cifelli, 1983. *The Journal of Foraminiferal Research* **30**(4), 306-309.
- Petrizzo, M.R., Falzoni, F. y Silva, I.P., 2011. Identification of the base of the lower-to-middle Campanian *Globotruncana ventricosa* Zone: Comments on reliability and global correlations. *Cretaceous Research* **32**, 387-405.
- Petters, S.W., 1977. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the subsurface of the Atlantic Coastal Plain of New Jersey. *The Journal of Foraminiferal Research* **7**(3), 165-187.
- Petters, S.W., El-Nakhal, H.A. y Cifelli, R.L., 1983. *Costellagerina*, a new Late Cretaceous globigerine foraminiferal genus. *The Journal of Foraminiferal Research* **13**(4), 247-251.

- Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **36**(3), 263-320.
- Plummer, H.J., 1926. Foraminifera of the Midway formation in Texas. *University of Texas Bulletin* **2644**, 1-206.
- Plummer, H.J., 1931. Some Cretaceous Foraminifera in Texas. *University of Texas Bulletin* (3101), 109-203.
- Pokorný, V., 1958. Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Berlín, Deutscher Verlag der Wissenschaften, 453 pp.
- Porthault, B., 1969. Foraminifères planctoniques et biostratigraphie du Cénomanien dans le sud-est de la France. *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils* (Leiden), 526-546.
- Porthault, B., 1970. Le Senonien inférieur de Puget-Theniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune. *Geobios* **3**(2), 41-106.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (eds.). *Sea Level Changes—An Integrated Approach*. Special Publications of SEPM **42**, pp. 125-154.
- Postuma, J.A., 1971. Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier, 420 pp.
- Pratt, L.M., Arthur, M.A., Dean, W.E. y Scholle, P.A., 1993. Paleoceanographic cycles and events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. En: Caldwell, W.G.E. y Kauffman, E.G. (eds.). *Cretaceous evolution of the Western Interior Basin of North America*. Evolution of the Western Interior Basin **39**, Geological Association of Canada, Special Paper, pp. 333-353.
- Premoli Silva, I. y Sliter, W.V., 1995. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica* **82**, 1-89.
- Premoli Silva, I. y Sliter, W.V., 2002. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera. Perugia, 462 pp.
- Pryor, W.A., 1960. Cretaceous sedimentation in upper Mississippi Embayment. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **44**(9), 1473-1504.
- Pucéat, E., Donnadieu, Y., Ramstein, G., Fluteau, F. y Guillocheau, F., 2005. Numerical evidence for thermohaline circulation reversals during the Maastrichtian. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **6**(11), Q11012.
- Puckett, T.M., 1991. Absolute paleobathymetry of Upper Cretaceous chalks based on ostracodes—Evidence from the Demopolis Chalk (Campanian and Maastrichtian) of the northern Gulf Coastal Plain. *Geology* **19**(5), 449-452.
- Puckett, T.M., 1994. Planktonic foraminiferal and ostracode biostratigraphy of upper Santonian through lower Maastrichtian strata in central Alabama. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* **44**, 587-595.
- Puckett, T.M., 2005. Santonian-Maastrichtian planktonic foraminiferal and ostracode biostratigraphy of the northern Gulf Coastal Plain, USA. *Stratigraphy* **2**(2), 117-146.
- Puckett, T.M. y Mancini, E.A., 1998. Planktic foraminiferal *Globotruncanita calcarata* total range zone; its global significance and importance to chronostratigraphic correlation in the Gulf Coastal Plain, USA. *The Journal of Foraminiferal Research* **28**(2), 124-134.

Capítulo 8. Bibliografía

- Pujalte, V., Baceta, J.I., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Parés, J.M. y Payros, A., 1995. Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters* **136**(1), 17-30.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. y Payros, A., 1998. Paleocene Strata of the Basque Country, Western Pyrenees, Northern Spain: Facies, and Sequence Development in a Deep-water Starved Basin. *Special Publications of SEPM* **60**, 311-328.
- Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I., Payros, A. y Larruzea, I.F., 2000. Uppermost Cretaceous-Middle Eocene strata of the Basque-Cantabrian Region and western Pyrenees: a sequence stratigraphic perspective. *Revista de la Sociedad Geológica de España* **13**(2), 191-211.
- Quereau, E.C., 1893. Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal). *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz* **3**, 1-158.
- Ramírez del Pozo, J., 1971. Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Memorias Instituto Geológico y Minero de España* **78**, 1-357.
- Reichel, M., 1950. Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). *Eclogae Geologicae Helvetiae* **42**(2), 596-617.
- Reiss, Z., 1957. The Bilamellidea, nov. superfam., and remarks on Cretaceous globorotaliids. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* **8**(4), 127-145.
- Renne, P.R., Alan, L.D., Frederik, J.H., Kuiper, F.K., Darren, F.M., William, S.M., Leah, E.M., Mundil, R. y Smit, J., 2013. Time Scales of Critical Events Around the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science* **339**(6120), 684-687.
- Reuss, A.E., 1845. Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformationen. Stuttgart, Abtheilung, E. Schweizerbart, 148 pp.
- Reuss, A.E., 1860. Die Foraminiferen der Westphälischen Kreideformation. *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe* **40**, 147-238.
- Ripperdan, R.L., 2001. Stratigraphic variation in marine carbonate carbon isotope ratios. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **43**(1), 637-662.
- Robaszynski, F., 1998. Planktonic foraminifera. Columns for Jurassic chart of Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-. y Vail, P.R. (eds.). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins*. Special Publications of SEPM, 60, pp. 763-781.
- Robaszynski, F. y Caron, M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé; commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société géologique de France* **166**(6), 681-692.
- Robaszynski, F. y Mzoughi, M., 2010. The Abiod at Ellès (Tunisia): stratigraphies, Campanian-Maastrichtian boundary, correlation. *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology* , 1-55.
- Robaszynski, F., Caron, M., el Grupo de Trabajo Europeo de Foraminíferos Planctónicos, 1979. Atlas of mid Cretaceous planktonic foraminifera (Boreal sea and Tethys). *Cahiers de Micropaléontologie* **1, 1-185; 2, 1-181**.
- Robaszynski, F., Caron, M., González-Donoso, J.M., Wonders, A.A.H. y el Grupo de Trabajo Europeo de Foraminíferos Planctónicos, 1984. Atlas of late Cretaceous globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie* **26**, 145-305.

- Robaszynski, F., González Donoso, J., Linares, D., Amedro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A. y Gartner, S., 2000. The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated lithobiostatigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nannofossils zones from Upper Turonian to Maastrichtian. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production* **22**(2), 359-441.
- Robinson, S.A. y Vance, D., 2012. Widespread and synchronous change in deep-ocean circulation in the North and South Atlantic during the Late Cretaceous. *Paleoceanography* **27**, PA1102.
- Robinson, S.A., Murphy, D.P., Vance, D. y Thomas, D.J., 2010. Formation of “Southern Component Water” in the Late Cretaceous: Evidence from Nd-isotopes. *Geology* **38**(10), 871-874.
- Rodríguez Lázaro, J., Barroso Barcenilla, F. y Martín-Rubio, M., 2003. Análisis microfaunístico del Cenomaniense de Arceniega (Cuenca Navarro-Cántabra). *Geogaceta* **34**, 115-118.
- Russell, E.E. y Keady, D.M., 1991. Mississippi marls and chalks. *The Cretaceous Chalks of the Starkville Area: Guide Book of the 18th field trip of the Mississippi Geological Society*, 17-57.
- Rzehak, A., 1891. Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich mit Berücksichtigung des angeblichen Kreidevorkommens von Leitzersdorf. *Annalen des naturhistorischen Hofmuseums* **6**, 1-12.
- Rzehak, A., 1895. Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. *Annalen naturhistorischen Hofmuseums* (Viena), Hölder, 213-230.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A. y Zakharov, V., 1996. Eustatic Curve for the Middle Jurassic-Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution. *AAPG Bulletin* **80**(9), 1433-1458.
- Salaj, J. y Samuel, O., 1963. Zur Mikrobiostatigraphie der Mittel- und Oberkreide im Ostteil der Klippenzone. *Geologické Práce, Zprávy, Bratislava* **30**, 93-112.
- Salaj, J. y Samuel, O., 1966. Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei), Czechoslovakia. Bratislava, Geologicky Ustav Dionyza Stura, 219 pp.
- Saltzman, M.R. y Thomas, E., 2012. Carbon Isotope Stratigraphy. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. y Ogg, G.M. (eds.). *The Geologic Time Scale*. Elsevier, pp. 181-206.
- Santander, J., Sopelana, A., Ramírez-Rodríguez, J.A., García-Peregrina, I., Castaños, J., Díez-López, A., Perdigón, O. y Elorza, J., 2007. Contenidos de CaCO₃ en los pares marga-caliza del Maastrichtiense y Daniense en Sopelana, Arco Vasco: facies grises frente a facies rojas. *Geogaceta* **43**, 95-98.
- Sarı, B., 2006. Upper Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Bey Dağları autochthon in the Korkuteli Area, Western Taurides, Turkey. *The Journal of Foraminiferal Research* **36**(3), 241-261.
- Saunders, J.A. y Harrelson, D.W., 1992. Age and petrology of the Jackson Dome igneous-volcanic complex, Mississippi: Implications for the tectonic history of the Mississippi Salt Dome Basin. *Geology* **42**, 659-667.
- Schacko, G., 1897. Beitrag über Foraminiferen aus der Cenoman-Kreide von Moltzow in Mecklenburg. *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **50**, 161-168.
- Schmitz, B., Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R.P., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Aubry, M., Baceta, J.I., Berggren, W.A., Bernaola, G., Caballero, F., Clemmensen, A., Dinarès-Turell, J., Dupuis, C., Heilmann-Clausen, C., Hilario Orús, A., Knox, R., Martín-Rubio, M., Ortiz, S., Payros, A., Petrizzo, M.R., von Salis, K., Sprong, J., Steurbaut, E. y Thomsen, E., 2011. The global stratotype sections and points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain. *Episodes* **34**(4), 220-243.

Capítulo 8. Bibliografía

Schönenfeld, J., Sirocko, F. y Jørgensen, N.O., 1991. Oxygen isotope composition of Upper Cretaceous chalk at Lägerdorf (NW Germany): its original environmental signal and palaeotemperature interpretation. *Cretaceous Research* **12**, 27-46.

Schrag, D.P., DePaolo, D.J. y Richter, F.M., 1995. Reconstructing past sea surface temperatures: Correcting for diagenesis of bulk marine carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**(11), 2265-2278.

Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. y Willumsen, P.S., 2010. The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science* **327**(5970), 1214-1218.

Schulz, M.G., Ernst, G., Ernst, H. y Schmid, F., 1984. Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor): Definitions and proposals. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **33**, 203-215.

Schwentke, W. y Kuhnt, W., 1992. Subsidence history and continental margin evolution of the Western Pyrenean and Basque Basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **95**, 297-318.

Sdiri, A., Higashi, T., Hatta, T., Jamoussi, F. y Tase, N., 2010. Mineralogical and spectroscopic characterization, and potential environmental use of limestone from the Abiod formation, Tunisia. *Environmental Earth Sciences* **61**(6), 1275-1287.

Seiglie, G.A., 1959. Notas sobre algunas especies de Heterohelicidae del Cretácico superior de Cuba. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geología y Petrología* **11**(1-2), 51-62.

Sheldon, E., Ineson, J. y Bown, P., 2010. Late Maastrichtian warming in the Boreal Realm: Calcareous nannofossil evidence from Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **295**(1), 55-75.

Sigal, J., 1952. Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. *XIXè Congrès Géologique International. Monographie Régionales* (Algeria), 3-43.

Sigal, J., 1958. La classification actuelle des familles de Foraminifères planctoniques du Crétacé. *Comptes rendus sommaires des séances de la Société géologique de France* **11-12**, 262-265.

Simmons, M.D., 2012. Sequence Stratigraphy and Sea Level Change. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. y Ogg, G.M. (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, pp. 239-268.

Simpson, G.G., 1951. The species concept. *Evolution* **5**(4), 285-298.

Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw* **56**, 37-65.

Skelton, P., 2003. The Cretaceous World. Cambridge, Cambridge university press, 360 pp.

Smit, J., 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geological Society of America Special Papers* **190**, 329-352.

Smith, C.C. y Pessagno, E.A., 1973. Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana Formation (Maestrichtian) north-central Texas. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication* **12**, 1-68.

- Solakius, N., 1983b. A new planktic foraminiferal species from the late Maastrichtian of Tunisia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* **2**, 113-118.
- Solakius, N., 1983a. Morphological and phylogenetic studies of the species of the genus *Abathomphalus* Bolli, Loeblich & Tappan, 1957, (Globigerinacea, Foraminifera) from the Maastrichtian of Northeastern Tunisia. *Geobios* **16**(2), 139-159.
- Sprong, J., Kouwenhoven, T.J., Bornemann, A., Dupuis, C., Speijer, R.P., Stassen, P. y Steurbaut, E., 2013. In search of the Latest Danian Event in a paleobathymetric transect off Kasserine Island, north-central Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **379-380**, 1-16.
- Stenestad, E., 1968. Three new species of *Heterohelix* Ehrenberg from the upper Senonian of Denmark. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening* **18**, 64-70.
- Stephenson, L.W. y Monroe, W.H., 1938. Stratigraphy of Upper Cretaceous series in Mississippi and Alabama. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **22**(12), 1639-1657.
- Stephenson, L.W. y Monroe, W.H., 1937. Prairie Bluff Chalk and Owl Creek Formation of Eastern Gulf Region. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **21**(6), 806-809.
- Subbotina, N.N., 1949. Microfauna of the Cretaceous of the southern slope of the Caucasus. Microfauna of the oil fields of the USSR. *Trudy Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-Isledovatel'skogo Geologo-Razvedochnogo Instituta (VNIGRI)*, Novaya Seriya **34**, 5-36.
- Subbotina, N.N., 1953. Foraminifères fossiles d'URSS: Globigerinidae, Globorotaliidae, Hantkeninidae. *Trudy VNIGRI* **76**, 1-296.
- Subbotina, N.N., 1959. Planktonic foraminifera. En: Rauzer-Chernousova, D.M. y Fursenko, A.V. (eds.). *Principles of paleontology, part 1, Protozoa (en ruso)*. Moscú, Akademia Nauk SSSR, pp. 1-368.
- Tappan, H., 1940. Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas. *Journal of Paleontology* **14**, 93-126.
- Tappan, H., 1943. Foraminifera from the Duck Creek formation of Oklahoma and Texas. *Journal of Paleontology* **17**(5), 476-517.
- Tawadros, E., 2011. Geology of North Africa. Londres, CRC Press, 952 pp.
- Ten Kate, W.G.H.Z. y Sprenger, A., 1993. Orbital cyclicity above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Relleu (SE Spain). *Sedimentary Geology* **87**(1), 69-101.
- Thalmann, H.E., 1932. Die Foraminiferen-Gattung *Hantkenina* Cushman 1924 und ihre regional-stratigraphische Verbreitung. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **25**, 287-292.
- Thibault, N. y Gardin, S., 2007. The late Maastrichtian nannofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP Hole 525A. *Marine Micropaleontology* **65**(3-4), 163-184.
- Thibault, N., Gardin, S. y Galbrun, B., 2010. Latitudinal migration of calcareous nannofossil *Micula murus* in the Maastrichtian: Implications for global climate change. *Geology* **38**(3), 203-206.
- Thibault, N., Husson, D., Harlou, R., Gardin, S., Galbrun, B., Huret, E. y Minelli, F., 2012a. Astronomical calibration of upper Campanian–Maastrichtian carbon isotope events and calcareous plankton biostratigraphy in the Indian Ocean (ODP Hole 762C): Implication for the age of the Campanian–Maastrichtian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **15**, 52-71.

Thibault, N., Harlou, R., Schovsbo, N., Schiøler, P., Minoletti, F., Galbrun, B., Lauridsen, B.W., Sheldon, E., Stemmerik, L. y Surlyk, F., 2012b. Upper Campanian-Maastrichtian nannofossil biostratigraphy and high-resolution carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: Towards a standard $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Boreal Realm. *Cretaceous Research* **33**, 72-90.

Tilev, N., 1951. Étude des Rosalines maestrichtiennes (genre *Globotruncana*) du Sud-Est de la Turquie (sondage de Ramanda). *Bulletin lab* **103**, Bulletin des laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne, 101 pp.

Todd, R., 1970. Maestrichtian (Late Cretaceous) foraminifera from a deep-sea core off southwestern Africa. *Revista Española de Micropaleontología* **2**(2), 131-154.

Turgeon, S.C. y Creaser, R.A., 2008. Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode. *Nature* **454**(7202), 323-326.

Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J. y de Stigter, H.C., 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: constraints and applications. *Marine Geology* **95**, 1-16.

Van Eijden, A. y Smit, J., 1991. Eastern Indian Ocean Cretaceous and Paleogene quantitative biostratigraphy. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **121**, 77-123.

Van Hinsbergen, D.J.J., Kouwenhoven, T.J. y Van der Zwaan, G.J., 2005. Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **221**(3), 245-265.

Vasilenko, V.P., 1961. Upper Cretaceous Foraminifers from the Mangyshlak Peninsula. **171**. Leningrado, Trudy Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-issledovatel'skogo Geologo-razvedochnogo Instituta, 487 pp.

Vera, J.A., 2004. Geología de España. Madrid, SGE-IGME, 890 pp.

Verhallen, P.J.J.M., 1991. Late Pliocene to Early Pleistocene Mediterranean mud-dwelling foraminifera: influence of a changing environment on community structure and evolution. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* **40**. Holanda, Utrecht University, 219 pp.

Vogler, J., 1941. Ober-Jura und Kreide von Misol (Niederländisch-Ostindien). *Palaeontographica-Supplementbände* **4**(4), 243-293.

Voigt, S., Friedrich, O., Norris, R.D. y Schonfeld, J., 2010. Campanian - Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: shelf-ocean correlation between the European shelf sea and the tropical Pacific Ocean. *Newsletters on Stratigraphy* **44**(1), 57-72.

Voigt, S., Gale, A.S., Jung, C. y Jenkyns, H.C., 2012. Global correlation of Upper Campanian-Maastrichtian successions using carbon-isotope stratigraphy: development of a new Maastrichtian timescale. *Newsletters on Stratigraphy* **45**(1), 25-53.

Voloshina, A., 1961. Some new species of upper Cretaceous Foraminifera from the Volhyn-Podol Platform. *Paleontologisches-kiy Sbornik (L'vov)* **1**, 71-81.

Von Salis, K., 2001. Calcareous nannofossils around the Campanian/Maastrichtian Boundary at Tercis, France. En: Odin, G.S. (ed.). *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation at Tercis les Bains (France) and Correlation with Europe and other Continents*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy **19**. Elsevier, pp. 268-271.

Von Salis, K., 1998. Calcareous nannofossils. Columns for Jurassic chart of Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P. y Vail, P.R. (eds.). Special Publications of SEPM, 60, pp. 763-781.

- Voorwijk, G.H., 1937. Foraminifera from the upper Cretaceous of La Habana, Cuba. *Proceedings of the Section of sciences Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen* **40**(2), 190-198.
- Wagreich, M., 2009. Coniacian–Santonian Oceanic Red Beds and their link to Oceanic Anoxic Event 3. En: Hu, X., Wang, C., Scott, R.W., Wagreich, M. y Jansa, L. (eds.). *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleoceanographic Significance*. Special Publications of SEPM, pp. 235-242.
- Wagreich, M., 2012. “OAE 3”–a low-to mid-latitude Atlantic oceanic event during the Coniacian–Santonian. *Climate of the Past Discussions* **8**(2), 1209-1227.
- Wagreich, M., Summesberger, H. y Kroh, A., 2010. Late Santonian bioevents in the Schattau section, Gosau Group of Austria- implications for the Santonian-Campanian boundary stratigraphy. *Cretaceous Research* **31**, 181-191.
- Wagreich, M., Hohenegger, J. y Neuhuber, S., 2012. Nannofossil biostratigraphy, strontium and carbon isotope stratigraphy, cyclostratigraphy and an astronomically calibrated duration of the Late Campanian *Radotruncana calcarata* Zone. *Cretaceous Research* **38**, 80-96.
- Wang, C., Hu, X., Sarti, M., Scott, R.W. y Li, X., 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic, deep-sea environments. *Cretaceous Research* **26**(1), 21-32.
- Wang, C.S., Hu, X.M., Huang, Y.J., Scott, R.W. y Wagreich, M., 2009. Overview of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): a window on global oceanic and climate change. En: Hu, X., Wang, C., Scott, R., Wagreich, M. y Jansa, L. (eds.). *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleoceanographic and Paleoclimatic Significance*. **91**. Tulsa, OK, EE.UU, Special Publications of SEPM, pp. 13-33.
- Ward, P.D., 1988. Maastrichtian ammonite and inoceramid ranges from Bay of Biscay Cretaceous-Tertiary boundary sections. En: Lamolda, M.A., Kauffman, E.G. y Walliser, O.H. (eds.). *Paleontology and Evolution: Extinction Events*. Revista Española de Paleontología, N° extraordinario, pp. 119-126.
- Ward, P.D. y Kennedy, W.J., 1993. Maastrichtian ammonites from the Biscay region (France, Spain). *Journal of Paleontology Memoir* **34**, 1-58.
- Ward, P., Kennedy, W., Mcleod, K. y Mount, J., 1991. Ammonite and inoceramid bivalve extinction patterns in Cretaceous/Tertiary boundary sections of the Biscay region (southwestern France, northern Spain). *Geology* **19**, 1181-1184.
- Weissert, H., Joachimski, M. y Sarnthein, M., 2008. Chemostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy* **42**(3), 145-179.
- Wendler, I., Willems, H., Gräfe, K.U., Ding, L. y Luo, H., 2011. Upper Cretaceous inter-hemispheric correlation between the Southern Tethys and the Boreal: chemo-and biostratigraphy and paleoclimatic reconstructions from a new section in the Tethys Himalaya, S-Tibet. *Newsletters on Stratigraphy* **44**(2), 137-171.
- Wendler, I., Huber, B.T., MacLeod, K.G. y Wendler, J.E., 2013. Stable oxygen and carbon isotope systematics of exquisitely preserved Turonian foraminifera from Tanzania – understanding isotopic signatures in fossils. *Marine Micropaleontology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2013.04.003>.
- Westerhold, T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J. y Evans, H.F., 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **257**(4), 377-403.
- White, M.P., 1928. Some index foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. *Journal of Paleontology* **2**, 177-215.

Widmark, J.G.V., 1995. Multiple deep-water sources and trophic regimes in the latest Cretaceous deep sea: evidence from benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology* **26**(1), 361-384.

Wiedmann, J., 1986. Macro-invertebrates and the Cretaceous-Tertiary boundary. *Lecture Notes in Earth Sciences* **8**, 397-409.

Wiedmann, J., 1988. The Basque coastal sections of the K/T boundary. A key to understanding “mass extinction” in the fossil record. En: Lamolda, M.A., Kauffman, E.G. y Walliser, O.H. (eds.). *Paleontology and Evolution: Extinction Events*. Revista Española de Paleontología, N° extraordinario, pp. 127-140.

Wilf, P., Johnson, K.R. y Huber, B.T., 2003. Correlated terrestrial and marine evidence for global climate changes before mass extinction at the Cretaceous–Paleogene boundary. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **100**(2), 599-604.

Williams-Mitchell, E., 1948. The zonal value of Foraminifera in the Chalk of England. *Proceedings of the Geologists' Association* **59**(2), 91-112.

Wise, S.W., 1983. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by Deep Sea Drilling Project Leg 71 in the Falkland Plateau region, southwest Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **71**, 481-550.

Zaghbib-Turki, D., Karoui-Yaakoub, N., Said-Benzarti, R., Rocchia, R. y Robin, E., 2001. Révision de la limite Crétace-Tertiaire de la coupe d'Ellès (Tunisie): proposition d'un nouveau parastratotype. *Geobios* **34**(1), 25-37.

Zamora, S., Mayoral, E., Vintaned, J.A.G., Bajo, S. y Espílez, E., 2008. The infaunal echinoid *Micraster*: Taphonomic pathways indicated by sclerozoan trace and body fossils from the Upper Cretaceous of northern Spain. *Geobios* **41**, 15-29.

Olazagutía										Formación																
										Biozona																
										Piso																
										Altura en la sección (m)																
82,5	0,3	0	0,3	1	0,7	0,7	0	0,7	1	0,3	23	0	0	4,2	0,3	12	5,2	4,9	0							
77,5	0,7	0,7	0,3	0	0,7	0	0	1,3	9,3	0	0	0	0,3	0	17	0	0,3	3,3	0	14	1	5	0			
73,5	0,3	0	0,7	0,3	0	0,3	0	0,3	2,3	6,3	0	0	0	1,3	0	46	0	0	0,7	0	2,7	0	7,7	0		
69,5	0,7	0	0,7	0	0	0	0	0	2	19	0	0	1	0	0,3	0	6	0	0	1,7	0	5,7	2	2,3	0	
65,5	0	0	0	0	0	0	0	0	1,9	21	0	1	1,6	0	0,3	0	16	0	0,3	0,3	0	1,6	0,3	3,5	0	
61,5	0,7	0	1,3	0,3	0,3	0	0	0,7	2,4	18	0,3	0,7	2,4	0,3	0,3	10	0,3	0	3,4	0	4,7	0,7	3,7	0		
57,5	1	0	0	0	0,3	0	0	1	1	19	0	0,7	2	0,3	1,3	0	11	0	0	0,7	0	5,6	0,3	6,5	0	
53,5	0,6	0	0	0,3	0,3	0	0	0	0	3,2	21	0,3	0	1,9	0	0,6	0	10	0,3	0	0	0,6	2,6	0	5,2	0
49,5	0,3	0,3	1,3	1,6	0	0,3	0	0	1,3	12	0	1	0,7	0	3	0	15	0,3	0	3,3	0	12	1,3	6,6	0	
45,5	1,3	0	0	0,3	0	0,3	0	0	0,3	8,4	0	0,3	0,3	0	1,3	0	12	0	0	0	3,2	0	11	3,6	2,3	0
39,5	0,7	0	1,3	0,3	0	0	0	0,3	3	15	0,3	1	0,3	0	1,7	0	20	0	0	0	1,7	0	10	1,3	0	0
31,5	0	0	0,3	0,3	0	1	0	2	1	12	0	0,3	0,3	0	0,7	0,7	21	0,3	0	1	0	3	0	6,2	0	
29	0,3	0	1	1	0,3	0,7	0	0,3	3,3	12	0,3	0,3	0,7	0	1,7	0	29	0,7	0	1	0	4,3	0,3	8,7	0	
25	0,3	0	0,3	1	0	0,3	0,3	1,3	1,6	4,6	0	0,3	0,3	0	1,3	0	24	0	0	1,3	0,7	2,3	0	4,6	0	
21	0	0,7	0	0,3	0	0,3	0	0	3,3	6,3	0	0,3	1	0	2	0	29	1,7	0	0,3	0,3	3	0,3	1,3	0	
17	0	0	0	0	0,3	0	0	0	1,7	5,9	0	0	1	0	0	1,3	19	0,3	0	0	3	0	5,9	0		
16,05	0	0	0,3	1,3	0	1	0,7	0,3	1,6	4,2	0	0,3	1,6	0,3	0,7	0	25	0	0	0	0,7	2,6	0	1	0	
15,05	0,3	0,3	0	0	0	0	0	0	5	6,3	0	0,3	0,3	0	0,7	0	20	0	0	0	1,3	1,7	0	4,3	0	
14,65	0	0,3	1	0,3	0	0	0	0,3	1,7	12	0	0	1,3	0	0,7	0	16	0	0	1,7	0,7	3,6	0,7	5,3	0	
14,05	0	0	0	0	0	0	0	0	0,7	4	5,3	0	0,3	2	0	1,3	0	15	0	0	0	1,3	3,3	0	9,3	0,3
12,9	0	0	0,3	0	0	0	0,3	0	3,4	15	0,3	0,3	3	0,3	1	0	16	0	0	0	0	1,7	0	4,4	0	
11	0	0	0	0	0	0,3	0	0,3	3	3	0,3	0	1	0	2,7	1	22	0	0	1,3	0,3	2,3	0,3	4	0	
9	0,3	0	0	0	0	0,3	0	0	1	5,6	0	0,3	0,3	0	0	0	18	0	0,3	3	1	3,6	0	5,3	0	
7	0,3	0,7	0	0	0	0,3	0	0	1,3	6,6	0	0	1,7	0	1	0,3	18	0,7	0	1,7	0,7	3,7	0	2,7	0	
5	0	0,3	0	0	0	0	0	0	2,6	12	0	0,7	0,7	0	0	0	15	0	0	1,6	1	4,3	0,3	3,6	0	
3	0,3	0	0	0	0	0	0	0	4,6	5,5	0	2,3	2,3	0	0	0	13	0	0	1	0,3	1	0	5,2	0	
Promedio	0,3	0,1	0,4	0,3	0,1	0,3	0	0,3	2,2	10	0,1	0,4	1,2	0	1	0,1	18	0,2	0	1,4	0,5	4,7	0,7	4,6	0	
P. nuttalli	1	0	0,3	0	0	0,3	0,3	0	1,3	4,6	0	0,7	3	0	0,7	0	5,2	0	0	2,6	3	2	0,3	4,3	0,3	

Tabla I. Porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos en la sección de Olazagutía.

Olazagutía										Formación	Biozona	Piso	Altura en la sección (m)														
Coniaciense		Santoniente																									
		S. carpathica																									
		P. mutalli																									
82,5	19,3	1,3	2,3	0,3	2,6	0	0	0	0,3	0	0	0,7	0,3	1,6	0	0	3,3	1	0	306							
77,5	21,7	0,3	9,7	0,3	1,3	0	0,3	0	1	0	0	0,3	0	0	0,7	2,3	1	0	5,7	1	0	300					
73,5	13,3	0,3	5,3	0,7	0	0,3	0	0,3	2,3	0	0	0,3	0	0	1	2	3,7	0,3	0	0,3	0,3	0	300				
69,5	32,7	0,3	18	3	0,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,7	0,7	1,7	0	0	1,7	0	0	300				
65,5	24,3	0,3	14	0,6	2,6	0,3	0	0	0,6	0	0	1	0	0,3	0	1,3	1,9	1,6	0	0	2,6	0	0,3	313			
61,5	22,9	1	12	1	6,1	0	0	0	0	0	0	0,3	0,3	0	0	0	1,3	2	0	0	1	0,3	0	297			
57,5	29,1	0,3	13	0	2,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,7	1	1,6	0,7	0	0	0	306			
53,5	28,5	1,9	11	0,6	3,6	0	0	0	0,3	0	0	0,3	1	0	0	0,3	1	1	2,6	0	0	0,6	0	0	309		
49,5	18,8	1,3	7,2	0	3	0,7	0	0,3	0,3	0	0	0,6	0	0	0	0,7	0	0	0	0	0	0	0	304			
45,5	26,9	7,5	11	0,6	2,3	0,3	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0,6	0,6	3,6	0	0	1,3	0	0	308	
39,5	26,8	1,7	5	0,7	3,3	0,3	0	0,3	0	0	0	0	0	0	0	0,7	0	0	0	0	0	0	0	302			
31,5	30,2	2	3,6	0	3,3	1	0,3	0	0,3	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0,7	1	4,6	0	0	2	0	0	305
29	18,0	1,7	0,3	0,7	3,7	0	0,7	0,3	0,7	0	0	0	0,7	0,3	0,3	0	0,3	0,7	4,7	0	0	1,3	0,3	0	300		
25	34,5	2,6	0,7	0,3	4,3	0,7	0	0	1	0	0	0,7	0,3	0	2,6	2	1,3	1,6	0	0	2,3	0	0	304			
21	29,4	4,3	0,3	0,7	2	0	0,3	0	0	0	0	0,3	0	0,7	0	1,3	0,7	8,6	0	0,3	1,3	0	0	0	303		
17	41,3	2,6	1	0,7	2,3	1	0,3	0,3	0,3	0	0	0,7	0,3	0	0	1,7	0	5,9	0,3	0	2,3	0,7	0	303			
16,05	42,7	2,6	1	0,3	3,3	0,7	0	0	1	0	0	0,3	0	0	0,3	0,7	0,3	3,9	0,3	0	0,3	0,3	0	307			
15,05	40,6	0,7	1,3	1	6,3	0,7	0	0,7	0,3	0	0	0	0	0	0,3	0,7	0	5,6	0,3	0	1	0,3	0	303			
14,65	36,8	1,3	4	1	3,6	0,3	0	0,3	1,3	0	0	0	0	0	0	0,3	1	0	0,7	0	0	4,3	0,3	0	302		
14,05	42,4	3	1,7	4	2,3	0	0	0,3	0,3	0	0	0	0	0	0	0,7	0	0	0,3	0,3	1	0,7	0	302			
12,9	42,3	0,7	0	3	1	0,3	0,7	0,3	0,7	0	0	1,3	0	0	0,3	1	0	1,7	0,3	0	0,7	0	0	298			
11	44,9	1,3	0	0,3	0,7	2,7	1	0,7	0,3	0	0	1	0,3	0	0	0	1,3	0	2	1	0,3	0	0	301			
9	44,9	1	0	1,7	1	0	1	0	4	0	0	0,7	0,7	0	0	0	3,3	0,3	1	0,7	0	0	303				
7	44,5	4	0	0	0,7	0,7	0	0,3	0,7	0	0	0,7	0	0	1,3	0	4	0	0	0,7	2	0	301				
5	37,5	7,6	0	0,3	2,3	0,3	0	0,3	0,3	0	0	0,3	0	0	0,7	1	0	2	1,3	0	2,3	2,3	0	304			
3	39,7	4,6	0	0,3	1,3	2	0,3	1	6,2	0	0	1	0,3	0	0	3,3	0	0,3	3,3	0,3	0	3,3	0,3	0	307		
Promedio	32,7	2,2	4,5	0,9	2,5	0,5	0,2	0,2	0,9	0	0,1	0,5	0,1	0	0,3	0,8	0,7	2,8	0,1	0,1	1,7	0,4	0	305			

Tabla I. Porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos en la sección de Olazagutía (continuación).

		Formación																				
		Biozona						Piso														
		Altura en la sección (m)						Formación														
		82,5	0,3	0	1,3	1,3	13,4	24	0	26,5	23,2	2,6	0,7	0,7	0,3	1,6	4,2	29	2,5	0,9	0,7	42,6
		77,5	0,7	0,7	0,3	0,7	10,7	18	0,3	23,3	32,0	1,3	1,7	0	0,7	3,3	6,7	26	2,4	0,9	0,7	41,4
		73,5	0,3	0	1	0,3	9,0	48	0	11,0	19,7	0	3,3	0	1	5,7	1	26	2	0,8	0,6	47,0
		69,5	0,7	0	0,7	0	21,7	6,3	0	11,7	53,7	0,7	0	0	0,7	2,3	1,7	20	2,1	0,8	0,7	36,5
		65,5	0	0	0	0	25,9	17	0,3	5,8	39,0	2,6	2,2	0	1,3	3,5	2,9	25	2,3	0,8	0,7	28,7
		61,5	0,7	0	1,7	0,3	24,6	11	0	12,5	37,4	6,1	0,7	0	0	3,4	1,3	30	2,5	0,9	0,7	23,7
		57,5	1	0	0	0,3	24,2	12	0	13,1	42,2	2,9	0	0,7	1	2,3	0	22	2,2	0,8	0,7	55,2
		53,5	0,6	0	0,3	0,3	26,5	11	0	8,4	42,1	3,6	1,6	0,3	1	3,6	0,6	26	2,3	0,8	0,7	43,4
		49,5	0,3	0,3	3	0,3	14,5	19	0	22,7	27,3	3	2	0	1,3	4,6	2	28	2,6	0,9	0,8	49,6
		45,5	1,3	0	0,3	0,3	9,4	13	0	20,5	45,8	2,3	1	0	0,6	4,2	1,3	25	2,4	0,9	0,8	48,0
		39,5	0,7	0	1,7	0	19,9	22	0	14,6	34,1	3,3	1,3	0	1	1,3	0,7	27	2,3	0,8	0,7	49,7
		31,5	0	0	0,7	1	15,4	23	0	10,2	35,7	3,3	2,6	0,7	0,7	5,6	1,6	29	2,4	0,8	0,7	49,9
		29	0,3	0	2	1	16,7	31	0	14,3	20,7	3,7	3	0	0,3	5,3	1,7	34	2,5	0,9	0,7	44,4
		25	0,3	0	1,3	0,7	8,2	26	0	8,9	38,2	4,3	2,6	2,6	2	3	2,3	30	2,3	0,8	0,7	41,4
		21	0	0,7	0,3	0,3	10,9	32	0	5,3	34,7	2	1,3	0	1,3	9,2	1,7	28	2,2	0,8	0,7	41,8
		17	0	0	0	0,3	8,6	20	0	8,9	45,5	2,3	3	0	1,7	5,9	3,3	25	2,1	0,8	0,7	46,6
		16,05	0	0	1,6	1,6	8,5	26	0	4,2	46,6	3,3	2	0,3	0,7	4,2	1	30	2	0,7	0,6	37,8
		15,05	0,3	0,3	0	0	11,9	20	0	7,3	43,6	6,3	1,7	0,3	0,7	5,6	1,7	25	2,1	0,8	0,6	35,2
		14,65	0	0,3	1,3	0	14,9	16	0	11,9	43,0	3,6	2	0,3	1	0,7	4,6	27	2,3	0,8	0,7	38,5
		14,05	0	0	0	0	12,3	16	0	14,2	51,0	2,3	0,7	0,7	0	0,3	2,3	24	2,1	0,8	0,7	36,7
		12,9	0	0	0,3	0,3	22,1	17	0	6,0	46,0	1	3,4	0,3	1	1,7	1	26	2	0,8	0,6	40,6
		11	0	0	0	0,3	7,6	26	0	8,3	46,5	0,7	6	0	0	1,3	3,3	28	2	0,7	0,6	41,5
		9	0,3	0	0	0,3	7,3	18	0,3	12,9	47,5	1	6,3	0	0	3,3	2,3	25	2	0,8	0,6	41,5
		7	0,3	0,7	0,7	0,3	9,6	20	0	8,6	48,5	0,7	2,3	0	1,3	4	2,7	26	2,1	0,8	0,6	44,8
		5	0	0,3	0	0	15,5	15	0	10,9	45,4	2,3	1,3	0,7	1	2	5,9	25	2,2	0,8	0,7	45,2
		3	0,3	0	0	0	14,7	13	0	7,5	44,6	1,3	11	0,3	0	3,3	3,9	25	2,3	0,8	0,7	40,6
		1	0	0,3	0	0,7	9,5	5,9	0	12,5	55,1	1,3	7,9	0	0,7	2,3	3,9	28	2,2	0,7	0,7	39,5
		Promedio	0,3	0,1	0,7	0,4	14,6	20	0	11,9	40,3	2,5	2,6	0,3	0,8	3,5	2,4	27	2,3	0,8	0,7	41,9

Tabla II. Porcentaje de los géneros de foraminíferos planctónicos, índices de diversidad e índice planctónicos/bentónicos en la sección de Olazagutía.

				Formación		Miembro	Biozona	Piso	Altura en la sección (m)		
				Mahdi	G. area						
El Kef		Haraoua		Assila		Abiod		Promedio			

El Kef				Haraoua				Formación	
		Assila		Abiod		Miembro			
						Biozona			
						Piso		Altura en la sección (m)	
Mandi	G. arca								
197	0,3	25	0,3	2,3	0	0	0	1	1,3
190	0,7	0	25	0,3	4,3	0	0	1	1,3
180	1	2,6	25	0	5	0	0	0	0
170	5,1	4,1	34	0	4,7	0	0	0	0
160	1	2,6	3,3	0	0	1,6	0	0	0
150	1,3	0	48	0	4,6	0	0,7	0	0
140	0	41	0	1,6	0	0	0	0	0
135	0	40	0	9,3	0	0	0	0	0
130	0,7	0,3	41	0	2	0	3,9	0	0
125	0	2,0	42	0	6	0	0	0	0
120	2	3,3	39	0	5,7	0	1,7	0	0
115	0	12	42	0	8,6	0	0	0	0
110	1	14	46	0	2,3	0	0	2	1
105	2,6	12	27	0,3	8,5	0	1	0	0
100	0	9,3	40	0	1,7	0	0	0	0
95	3,6	18	33	1	4	0	0	0	0
90	1	10	43	0	2	0	0	0	0
85	0	19	31	0,3	3,3	0	0	0	0
80	1	25	33	0	3	0	0	0	0
75	0,6	18	30	0	3,9	0	0	0	0
70	0,7	7,2	29	0	6,9	0,3	2,6	0,7	0
65	1	12	38	0	4	0	0	0	0
60	3	7,3	33	0	3	0,3	0	0	0
55	0,7	7,6	37	0	3	0	0	0	0
50	1,3	4,0	41	0	3	0	0	0	0
45	1,3	2,7	57	0	4,3	0	0	0	0
40	1,7	2,3	55	0,3	4,3	1	0	0	0
36	2,6	1,6	38	0	7,9	0,3	3,3	0	0
30	3,3	1	31	0	5	0,7	3,7	1	0
27	2,3	1,0	41	0	8,3	0	2,3	0,7	0
26	0,3	2,0	31	0	6,6	0	1,3	0,3	0
24	3,3	4,6	37	0	3,9	0	1,6	2	0
23	0,3	7,2	38	1,3	3	0	0,3	0	0
21	1,3	1,6	42	0	3	0	0,3	0	0
20	2	0,3	40	0	2	0,3	0	0	0
19	1	1	41	0	4,7	0	1,3	2	0,3
18	0	2,7	39	1	10	0	1,7	2,3	0
17	2,3	2,0	37	0	3	0	0,7	1,3	0
15,5	1,7	2,0	49	0,3	5,3	0	0,3	0	0
15	1,7	4,0	32	0	4,7	0	2,7	3,3	1
13	1	4,6	32	0,3	6,2	0	4,3	5,6	0,7
11	3,6	3,0	38	0,7	1	0	1,3	1,7	0
D. asymmetrica	Santonienense	9	4	2,3	39	0	4	1,7	1
		7	3	1,3	40	0	1,3	0	0
		5	6,5	3,2	31	0	0,2	2,3	1,3
		3	1	2,6	47	0	1	0	0,3
S. carpatica	Promedio	1,6	5,3	38	0,1	4,2	0	0,8	0,1

Tabla III. Porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos en la sección de Oued Assila.
 (continuación).

								Formación																	
								Miembro	Biozona		Piso														
											Altura en la sección (m)														
Mahdi	G. area	197	12	5,3	0	0	20,3	6,6	1	23,6	27,2	0	0	-	1,3	0	1,7	0	0	26	2,4	0,9	0,7	88,3	
		190	6	7	0	0	16,6	13	5	15,6	30,6	0	0	5	1	0	0,3	0	30	2,7	0,9	0,8	82,0		
		180	6,6	3	0	0	13,9	6,3	1,3	29,8	33,1	0	0	2,3	2	0	1,7	0	0	26	2,5	0,9	0,8	91,8	
		170	3	2	0	0	32,1	2	0	10,8	48	0,3	0	0,7	0,3	0	0,7	0	0	23	2,2	0,8	0,7	94,9	
		160	3,3	0,3	0	0	13,5	3,9	0	7,6	65,1	1,6	0	2	0,3	0	2,3	0	0	18	1,7	0,6	0,6	84,4	
		150	5	2	0	0	12,9	13	0	11,2	54,1	0,7	0	1	0,3	0	0,3	0	0	24	2	0,7	0,6	88,1	
		140	3,9	3,3	0	0	25	11	0,3	42,8	1,6	0	4,3	0	0	4,9	0	0	24	2,2	0,8	0,7	89,7		
		135	4,3	4,6	0	0	20,2	12	1	5,6	49	0,3	0	1	2	0	0,3	0	0	22	2,2	0,8	0,7	87,3	
		130	9,8	3	0	0	15,4	13	3,9	23	43,9	3,9	0	3	0	0	1,3	0	0	25	2,3	0,8	0,7	94,1	
		125	6,3	2,7	0	0	14	18	1,3	4,9	49,7	0,3	0	3	0	0	1	0	0	25	2,2	0,8	0,7	90,1	
		120	2,7	0	0	0	29,3	3,7	0	7,0	50,3	2,3	0	2,7	0,7	0	0,7	0	0	23	2,2	0,8	0,7	97,7	
		115	1,3	0,7	0	0	22,6	4	0	4,7	63,1	0,7	0	1,7	0	0	1,3	0	0	18	1,9	0,8	0,7	96,8	
		110	2,9	0,3	0	0	23,1	3,6	0,3	3,3	62,9	2,9	0	0	0	0	0	0	0	21	1,9	0,7	0,6	94,5	
		105	0,3	1	0	0	32,6	6,2	0	5,9	51,1	1	0	0,7	0,7	0	0	0	0	22	2,3	0,9	0,7	95,6	
		100	1,7	0,7	0	0	29,6	6,3	1,3	5,0	51,2	1	0	1,7	0	0	1,7	0	0	22	2,1	0,8	0,7	95,9	
		95	1,3	0	0	0	25,5	3,3	0,7	7,0	59,3	0,3	0	1,3	0,3	0	1	0	0	21	2,2	0,8	0,7	95,6	
		90	3,3	1,6	0	0	15,7	10	1	10,1	56,5	0	0	0	0	0	0	1,3	0	0	22	2,2	0,8	0,7	90,0
		85	2	0	0	0	19,6	7,5	0	15,9	52,8	0	0	0	0	0	0	0	0	16	2,1	0,8	0,8	91,5	
		80	1,7	2,3	0	0	16,8	7,9	1	5,6	61,7	0	0	1,7	0,3	0	1	0	0	25	2,2	0,8	0,7	95,0	
		75	4,2	1,6	0	0	14,3	12	1	4,2	52,6	0	0	0	0	0	0	0	0	25	2,4	0,9	0,8	82,6	
		70	3	0	0	0	31,6	4,3	0	5,9	44,1	3,3	0	0,3	0,3	0	0	2	0	5,3	25	2,5	0,9	0,8	95,3
		65	2,6	0,3	0	0	25,8	2,6	0,7	7,0	54,6	0	0	0,3	0	0	0	0	0	4	23	2,2	0,8	0,7	91,0
		60	4	0,7	0	0	33	5,3	1	3,0	46,7	0	0	0,3	0	0	0	0	0	5	25	2,3	0,8	0,7	95,5
		55	2,3	2	0	0	23,3	8	1	5,3	45,5	0	0	0	0,7	0	0,3	0	0	12	23	2,2	0,8	0,7	95,0
		50	3	1	0,7	0	25,1	13	0,3	5,4	49,5	0	0	0	1	0,3	0	0	0	1,3	23	2,2	0,8	0,7	94,3
		45	2,7	2	0	0	10,3	8	0	5,6	65,4	0,3	0	0,3	0	0	0	0	0	4,7	22	1,9	0,7	0,6	89,6
		40	2,3	2,6	0,3	0	7,6	4	1	9,3	64,2	3,3	0	2	0,3	0	0	0	0	3,3	35	2,1	0,7	0,6	93,2
		36	3	3,6	0,7	0	13,8	5,6	0,3	14,1	50,8	3,6	0,7	0,7	0	0,3	0	0	0	3,3	31	2,5	0,8	0,7	92,7
		30	2,7	2	0	0	28,8	5,7	0	11,0	41,1	4,7	1	0,7	0	0	0	0	0	2,3	25	2,4	0,8	0,8	87,4
		27	0,7	0,3	0	0	21,5	5,6	0,7	54,5	1,3	3	0	0,3	0	0	0	0	0	5,3	28	2,2	0,8	0,7	84,2
		26	1	2,3	0	0	33,6	7,6	0	8,3	40,9	1,7	0	0	0	0	0	0	0	2	26	2,4	0,8	0,7	90,1
		24	3,9	1,3	2,6	0	17,4	5,9	0	11,5	50	2	1,3	0,3	0,3	0	0	0	0	3,3	28	2,5	0,8	0,8	87,4
		23	3	0,7	0,3	0	34,2	1,6	0,3	8,9	49,7	0,3	0,7	0,3	0	0	0	0	0	0	27	2,1	0,8	0,6	91,4
		21	3,9	1,3	0	0	21,3	6,9	0	11,1	49,5	0,3	1,3	0,7	0	0	0	0	0	1,6	27	2,2	0,8	0,7	74,4
		20	2	0	0,3	0	29	1,7	0	14,7	48	2	0	0,3	0	0	0	0	0	21	2,1	0,8	0,7	89,6	
		19	1,3	0	0,7	0,3	22,3	4,3	0	8,7	49	2,3	6,7	1	0,3	0	0	0	3	30	2,3	0,8	0,7	86,7	
		18	0,3	0,7	0	0	23,9	2	0	13,3	53,8	2,3	2,3	0,3	0	0	0	0	0	3,3	27	2,2	0,8	0,7	84,8
		17	4,3	1	0	0	17,1	7,2	1	10,5	47,7	0,3	8,9	1	0	0	0	0	1	33	2,6	0,8	0,7	78,6	
		15,5	1,3	0	0,7	0,3	15,9	0,3	0	12,6	58,3	5	2,6	1,3	0	0	0	0	0	1,7	27	2,1	0,7	0,6	92,4
		15	0,3	0	0,3	0	36,2	0,7	0	12,0	44,5	4,3	0,7	0,7	0	0	0	0	0	22	2,2	0,8	0,7	89,6	
		13	2,3	0	0	0	21,3	0	0	17,7	48,5	6,2	1	0	0,3	0	0	0	0	0	25	2,5	0,9	0,8	90,5
		11	3,6	0	4,3	0,3	11,9	1,9	0	26,8	47,7	1,7	1,3	0,3	0	0	0	0	0	0	27	2,4	0,8	0,7	82,7
		9	4	0	1,3	0,3	9,9	0,7	0	25,8	52,3	1,7	2,3	0,7	0,3	0	0	0	0	0	28	2,4	0,8	0,7	85,8
		7	3,7	0	6	0	16,3	0	0	21,6	47,5	1,3	3	0	0,7	0	0	0	0	0	21	2,2	0,8	0,7	85,8
		5	3	1,3	0,6	0	23,7	1,3	0	20,8	42,9	1,9	0,6	0	0,6	0	0	0	0	1	30	2,4	0,8	0,7	91,9
		3	0	1,1	0	0	12,2	1	0	14,8	54,6	2,3	1,3	0	0	0	0	0	0	23	2,1	0,8	0,7	88,9	
		1	0,3	0,3	0	0	28,3	0	0	16,8	50,7	1,6	1	0	0,3	0	0	0	0	0	24	2,3	0,8	0,7	81,1
Promedio		3,1	1,4	0,9	0	0	21,5	5,7	0,5	10,9	50,2	1,5	0,9	0,9	0,3	0	0,6	0,1	1,4	25	2,2	0,8	0,7	89,8	

Tabla IV. Porcentaje de los géneros de foraminíferos planctónicos, índices de diversidad e índice planctónicos/bentónicos en la sección de Oued Assila.

Tabla V. Porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos en el sondeo de Shuqualak.

Formación		Biozona		Piso	Profundidad (m)																
Prarie Bluff	<i>P. hawaiiensis</i>	Maastr.	<i>P. acervulinoides</i>																		
						<i>Heterohelix carinata</i>															
						<i>Heterohelix globulosa</i>															
						<i>Heterohelix labellosa</i>															
						<i>Heterohelix navarroensis</i>															
						<i>Heterohelix sp.</i>															
						<i>Heterohelix planata</i>															
						<i>Heterohelix punctulata</i>															
						<i>Laeviheterohelix dentata</i>															
						<i>Laeviheterohelix glabrans</i>															
						<i>Laeviheterohelix pulcra</i>															
						<i>Planoglobulina acervulinoides</i>															
						<i>Pseudoguembelina costellifera</i>															
						<i>Pseudoguembelina costulata</i>															
						<i>Pseudoguembelina kempensis</i>															
						<i>Pseudoguembelina palpebra</i>															
						<i>Pseudotextularia nuttallii</i>															
						<i>Pseudotextularia elegans</i>															
						<i>Rugoglobigerina hexacamerata</i>															
						<i>Rugoglobigerina macrocephala</i>															
						<i>Rugoglobigerina rugosa</i>															
						<i>Rugoglobigerina scotti</i>															
						<i>Rugoglobigerina spinosa</i>															
						Número total de ejemplares															
Demopolis	<i>G. aegyptiaca</i>																				
	<i>G. hananensis</i>																				
	<i>R. calcarea</i>																				
		Campaniense																			
	<i>G. arca</i>																				
	<i>H. carinata</i>																				
Arcola																					
Promedio		0,1	30,5	0,9	0,2	0	3,6	0,3	0	0,4	0	0,2	0,5	0	0,1	0	0,2	0	12	0	0

Tabla V. Porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos en el sondeo de Shuqualak (continuación).

Formación	Biozona		Piso	Profundidad (m)	Riqueza específica																				
	Prairie Bluff	P. harriensis	P. acervulinooides	Maastr.	Archaeoglobigerina	Contusotruncana	Gansserina	Globigerinelloides	Globotruncana	Globotruncanella	Globotruncanita	Guembelitria	Hedbergella	Heterohelix	Laeviheterohelix	Planoglobulina	Pseudoguembelina	Pseudotextularia	Rugoglobigerina	Heterogeneidad (Shannon)	Dominancia (Simpson)	Equitabilidad	Índice P/B		
Prairie Bluff					9,45	0,3	0,3	14,3	1,9	0	0,3	0	3,6	57,1	2,6	1	3,2	1,9	13,3	25	2,0	0,7	0,6	68,9	
					15,24	4	0	0	9,3	0,7	0,7	0	1,67	1,3	69,7	0	0	1,7	0,3	10,7	18	1,8	0,7	0,6	42,1
					21,34	5,3	0	0	15,9	1,7	0	0	1,99	2,7	52,8	0	0	1,3	0	18,3	20	2,1	0,8	0,7	26,1
					27,43	7	0	0	40,4	7,9	0	0	1	32,8	0	0	1,3	0	9,6	17	2,0	0,8	0,7	24,1	
					0,30	8,3	0	0	22,6	0,3	0,3	13,3	1,7	25,9	0	0	0,3	27,2	21	2,2	0,8	0,7	18,1		
					33,53	1,3	0	0	24,6	0,3	0	0	33,9	1,3	25,6	0,3	0	1,3	0	11,3	20	2,3	0,9	0,8	27,7
					36,58	1,7	0,3	0	21,5	1,7	0	0	36,3	1	18,2	0	0	0,7	0	18,5	16	2,0	0,8	0,7	33,4
					39,62	5,6	0	0	32,9	1	0	0	9,63	4,3	32,6	0	0	1	0	13	20	2,3	0,9	0,8	26,1
					45,72	4,7	0	0	44,9	0	0	0	0	9,6	14,3	0,3	0	2,3	0,3	23,6	20	2,1	0,8	0,7	28,0
					51,82	5,7	0	0	46,3	1	0	0	0	8,7	30,3	0	0	1	0	7	19	2,2	0,8	0,7	25,4
					57,912	2,3	1	0	63,3	1	0	0	0	9	13,3	0	0	0,7	0	9,33	21	2,0	0,8	0,7	18,9
					64,01	5,6	0,7	0	41,9	0,3	0	0	0	1,7	19,6	0	0	0,7	0	29,6	17	1,9	0,8	0,7	24,8
					70,10	9	0	0	56,0	0,3	0	0	0	9,7	11,3	0	0	0,3	0	13,3	16	2,1	0,8	0,7	42,8
					76,2	5,6	1	0	55,6	2	0	0	0	8,9	19,2	0	0	0,7	0	6,95	19	2,1	0,8	0,7	42,1
					79,25	8,6	0,3	0	50,5	1,7	0	0	0	2	15,5	0,7	0	0,3	20,5	18	2,0	0,8	0,7	64,6	
					82,30	5	1,7	0	28,7	6,3	0	0	0	2,3	37,3	0,7	0	2	0	16	22	2,1	0,8	0,7	42,8
Demopolis					88,39	9,2	1,3	0	29,4	4	0,3	0	0	5,6	41,6	0	0	0	0	8,58	18	2,1	0,8	0,7	50,7
					94,49	2,7	1	0	37,3	0,7	0	0	0	5,7	49,3	0,3	0	0	0	3	17	1,8	0,7	0,6	66,4
					100,584	1,9	0	0	33,1	2,9	0	0	0	2,9	51,9	0,3	0	0	0	6,82	16	1,7	0,7	0,6	59,2
					106,68	1,7	0	0	35,4	0,7	0	0,3	0	10	41,8	1	0	0,3	0	8,42	21	2,0	0,8	0,7	54,4
					112,776	5	0,7	0	16,7	1,3	0	0	0	21	27	0,3	0	0,3	0	27,7	21	2,1	0,8	0,7	60,5
					118,872	2	0,3	0	39,3	0,7	0	0	0	17	26	0,7	0	0,3	0	13,3	18	2,2	0,8	0,7	85,0
					121,92	4,7	0	0	36,7	2	0	0	0	15	33,7	0,7	0	0	0	7,33	16	2,0	0,8	0,7	63,0
					128,016	2,7	0	0	37,0	0,7	0	0	0	11	42,7	0	0	0	0	5	17	1,9	0,8	0,7	68,6
					134,112	8,1	0	0	45,6	0,3	0	0	0	6,7	30,5	0,7	0	0,7	0	7,38	19	2,0	0,8	0,7	49,8
					140,208	8,6	0	0	31,2	1	0	0	0	2,3	48,5	1,7	0	0	0	6,64	18	1,8	0,7	0,6	83,8
					146,304	2	0	0	38,0	0,3	0	0	0	6,7	49,3	0	0	0,3	0	3,33	14	1,7	0,7	0,6	78,5
					152,4	4,3	0	0	33,6	1	0	0	0,33	17	36,9	0	0	0,7	0	6,64	17	2,0	0,8	0,7	94,4
					158,496	5,9	0,3	0	28,4	1,3	0	0	0	13	46,9	0,3	0,3	1	2,31	18	1,8	0,7	0,6	84,4	
					164,592	1,7	0	0	33,7	0,7	0	0	0	15	40,0	2	0	0,3	0	7	18	1,9	0,8	0,6	93,5
					167,74	4	0	0	29,5	0,7	0	0	0	15	38,1	3,3	0	0,3	0	9,27	16	2,1	0,8	0,7	94,4
					170,688	5	0	0	50,2	1	0	0	0	1,3	37,9	0	0	0	0	4,65	18	1,4	0,6	0,5	75,4
					173,736	6	0	0	26,6	0,7	0	0	0	2,7	35,9	0,3	0	1	0	26,9	19	1,9	0,8	0,6	56,2
					175,26	12	0,3	0	19,3	2	0	0	0	9	54,0	0,7	0	0,3	2	19	1,9	0,7	0,6	86,2	
					Promedio	4,9	0,3	0,0	34,4	1,5	0,0	0,0	2,9	7,2	35,5	0,5	0,0	0,7	0,1	11,9	18,5	2,0	0,8	0,7	55,7

Tabla VI. Porcentaje de los géneros de foraminíferos planctónicos, índices de diversidad e índice planctónicos/bentónicos en el sondeo de Shuqualak.

Tabla VII. Porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos en la sección de Zumaia.

Tabla VII. Porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos en la sección de Zumaia (continuación).

		Biozona		Piso	Altura en la sección (m)												Unidad litológica (Wiedmann, 1988)										
																	Riqueza específica	Heterogeneidad (Shannon)									
																	Dominancia (Simpson)	Equitabilidad									
																	Índice P/B										
190,4	0	0	1	2,7	11	1	1,3	0,3	0	1,7	55	0,7	5	3,7	12	2	2,7	32	2,39	0,82	0,69	97,1					
188,1	0	0	0	4	13	5	0,7	1,3	0,3	2,3	40	2,6	2	2,3	19	1	6,3	28	2,29	0,82	0,69	97,1					
12	<i>P. hanaiensis</i>				183,4	0	0	7,3	7	1,7	0,7	0,3	0	3,7	45	3	1	0,7	24	1,3	4	27	2,27	0,81	0,69	96,2	
177,32					177,32	0	0,3	10	9,7	0,7	1	0	0	3,7	48	3	1	1,3	13	3,7	4,7	31	2,38	0,81	0,69	96,2	
170,9					168,4	0	0	0,3	3,6	14	2,6	1	0	0	3,3	56	0,6	0,7	2	4,6	1,3	3,9	30	2,23	0,77	0,66	97,4
11					163,9	0,3	0,7	0	5,7	13	3	0,7	0,7	0,3	3,7	54	1,3	1	0,7	13	2,3	0,3	31	2,2	0,77	0,64	96,2
10					157	0	0	1,4	19	8,9	1,4	0,4	0	1,1	40	1,8	0,4	2,1	22	1,4	0	27	2,09	0,8	0,63	97,2	
150,9					150,9	0,3	1	5	14	1	0,3	0	0	12	40	8,3	0	0,7	9,3	3,3	4,7	27	2,57	0,88	0,78	96,8	
145,32					145,32	0	0,3	0	6,2	11	4,6	0	0,3	0	2,6	47	2,6	0	0,7	11	5,2	7,8	28	2,24	0,79	0,67	93,3
138,7					138,7	0,3	0	0,7	6,4	17	5,7	0	0,3	0	1	40	8,1	0	1,7	16	1,7	1,4	32	2,36	0,83	0,68	94,6
130,54					130,54	0	0,3	0	4	21	8,7	0,3	0	1,7	42	6,7	0	0,3	12	2	2,7	2,33	0,84	0,71	94,3		
9					126,32	0	1,7	0,3	5,6	13	2,3	0,7	0,3	0	1,7	59	11	0	0,7	2,6	0	1,3	32	1,99	0,7	0,58	97,4
12					123,2	0	4,7	0,3	2	11	5,7	0,3	0	0	3	59	44	0,3	2,4	4,4	0	2,4	27	1,97	0,7	0,6	97,1
8					116,36	0,7	3,3	0	1,3	20	6,7	0,7	0,7	0	0,7	47	3,7	0	1,7	7,7	0,7	5,3	30	2,28	0,8	0,67	95,2
8					111,75	0	0	1,7	4,3	29	5,3	0,7	0	0	6,7	39	2,7	0	0,3	2	0	1,7	29	2,28	0,81	0,68	95,2
7					107,1	0	3,7	1,3	4,7	5	8,3	1,7	0,3	0	6	42	7	0	1	10	1,7	8	42	2,7	0,85	0,72	98,7
7					103	0	0,3	7,8	7,5	29	0	0	1,6	47	5,6	2	1	8,8	0,3	3,9	33	2,45	0,8	0,7	96,5		
7					99,8	0	1,3	0,6	6,6	13	8,2	2,8	0	0	1,6	48	3,5	0,3	0,3	9,7	1,6	2,2	31	2,48	0,83	0,72	97,7
7					97,6	0	1	1,7	9,6	26	6,3	3	0	0	1	36	2,3	0	1	12	0,3	0	36	2,88	0,91	0,8	98,7
7					94,3	0	2,6	0	4,3	21	8,5	3	0	0	2,3	43	1,6	0,3	0,3	11	0	1,6	31	2,44	0,83	0,71	99,3
7					91,1	0	0,6	1	4,2	12	6,8	0	0,3	0,3	31	1,9	1	0,3	14	0,3	0,3	37	2,63	0,88	0,73	99,4	
7					89	0,3	1,4	1,4	3,1	18	7,8	7,1	0	0	0,3	47	1,4	1,4	0,7	38	1,3	3,3	38	2,76	0,88	0,76	97,7
7					87,8	0,3	2	0	6,9	8,8	7,2	2,9	0	0	1,6	50	3,3	0,7	0	13	0,7	2,6	33	2,62	0,87	0,75	97,8
7					86,6	0	1,3	0	3,6	24	7,9	3	0	0	2,6	39	0,3	0	0,3	16	1	1,3	28	2,58	0,87	0,77	96,8
7					84,18	0	1	0	5,6	17	14	5	0	0	0	44	3	1	1	8,3	0,3	0,3	33	2,6	0,88	0,74	99
7					83,1	0	3	1	9,3	6,3	1,7	0	0	1	9	3	1,3	0,3	1,3	1,7	37	2,74	0,87	0,76	96,8		
7					81,9	0	2,7	0	9,3	6	9	3	0	0	1,3	53	6	0,3	1	5,3	0	3	32	2,42	0,8	0,7	93,5
7					79,55	0	3	0,7	3,3	33	5,7	21	0	0	1,3	12	0,7	0,7	0,3	12	3,3	0,3	35	3,05	0,94	0,86	96,8
7					78,8	0	4,3	0,7	5,7	26	15	3,7	0	0	2	37	0,7	2,7	0,3	1,7	0	0,7	34	2,4	0,83	0,68	94,6
7					71,81	0	4	3,3	3,3	43	9,7	3	0,3	0	2,3	24	1,3	0,7	0	1	0,7	0	37	2,62	0,87	0,73	92,6
6					67,3	0,6	2,3	5,8	2,3	51	4,2	6,8	0	0	0,3	20	2,3	0,3	1,7	29	0	1	33	2,6	0,87	0,74	86,5
6					63,3	0	3,3	2	6,3	8,6	8,6	0,7	0	0	3,7	46	4,3	1	1,3	3	0	4	35	2,49	0,81	0,7	95
5					58,8	0	1,6	1	3,3	26	12	3	0	0	1,3	38	1	1	3	5,6	0	3,3	33	2,47	0,84	0,71	96,5
4					52,75	0	1,6	2,9	9,1	24	9,1	5,5	0	0	1,3	33	5,2	0,3	0,3	5,8	0	2,3	37	2,73	0,88	0,76	93,4
4					47,9	0	3,9	2,3	3,6	11	4,3	1,3	0,3	0	2,6	33	11	0,3	0	15	0	12	34	2,65	0,88	0,75	97,4
2					43,6	0	0,7	3	3,3	3,3	3,3	0	0	0	0,7	50	2,3	0,3	1,7	18	0	1	32	2,11	0,74	0,61	95,9
3					36,5	0	0,7	3,3	2,6	27	5,6	0,3	0	1,3	46	6,3	1	0	4,6	0	1	26	2,08	0,76	0,64	97,1	
3					31,5	0	2	0	4	20	1,7	1	0	0	6,6	47	15	0	0,3	0	0	2,3	2,28	0,84	0,73	94,1	
3					24,3	0	1,3	1,3	3,3	25	1,7	0,3	0	0	4,7	46	1	0,3	1,3	4,7	0	9,6	30	2,33	0,8	0,69	95,3
2					21	0	1,3	0,3	5,6	16	2	0,3	0	0	3	66	1,3	0	0,3	3,6	0	25	2,03	0,75	0,63	86,1	
2					14,35	0	2	1,7	3	64	0	0,7	0	0	3	21	1	1	0,3	3	0	2,3	27	2,12	0,84	0,64	89,9
2					7,6	0	4	0,3	5	38	2	0	0	0	0,7	44	2	0	0	0,3	0	3	21	2,18	0,82	0,72	96,2
2					2,9	0,7	1,3	8,6	35	0,3	0	0	0,3	3,3	35	1	1,3	0,7	0,7	0	7,2	33	2,67	0,88	0,76	94,4	
Promedio	0,1	1,6	1	5	20	5,9	2,5	0,1	0	2,4	43	3,8	0,8	0,9	8,7	1	2,9	31	2,41	0,82	0,7	95,7					

Tabla VIII. Porcentaje de los géneros de foraminíferos planctónicos, índices de diversidad e índice planctónicos/bentónicos en la sección de Zumaia.

