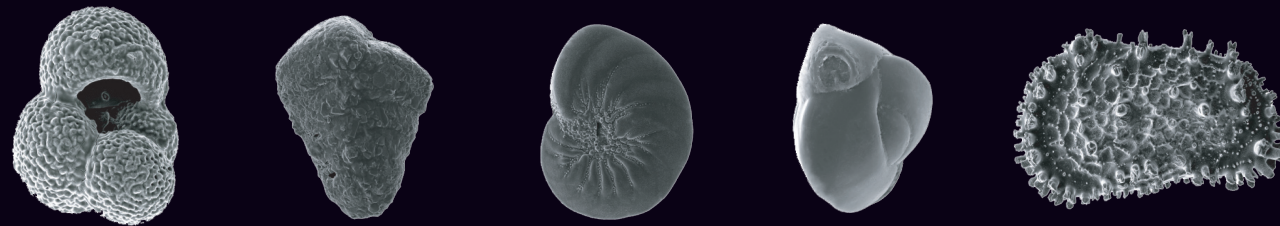


# CAMBIOS OCEANOGRÁFICOS Y CLIMÁTICOS EN EL SUR DEL GOLFO DE VIZCAYA DURANTE EL CUATERNARIO FINAL, DETECTADOS POR MEDIO DE FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS

*Blanca M<sup>a</sup> Martínez García*



La microfauna bentónica y planctónica se ha convertido en una herramienta precisa de detección de las variaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas. La combinación de grupos faunísticos diferentes, cuya respuesta ante los mismos factores ecológicos puede ser diversa, permite analizar de manera aún más concreta los cambios oceanográficos y climáticos en la misma área de estudio. Así mismo, el estudio de las asociaciones microfaunísticas con técnicas isotópicas y sedimentológicas, posibilitan la determinación del grado de afectación de los parámetros ecológicos considerados en las especies identificadas. La comparación de las variaciones específicas detectadas en el pasado con la distribución de dichas asociaciones en los modelos actuales, permite caracterizar los cambios pretéritos del medio que habitaban estos organismos.

El presente trabajo está estructurado en dos bloques principales: por un lado, se estudia la microfauna (foraminíferos bentónicos, planctónicos y ostrácodos) en muestras superficiales de la plataforma, con el objetivo de determinar los parámetros ecológicos que controlan su distribución a lo largo del área de estudio. Por otra parte, se analizan 5 sondeos obtenidos a diferente profundidad, que permiten definir las variaciones oceanográficas y climáticas acontecidas en la plataforma Vasca a finales del Cuaternario, basándonos en los cambios de las asociaciones de microfauna que se suceden a lo largo de los sondeos. Estas variaciones faunísticas denotan, por tanto, cambios ambientales.

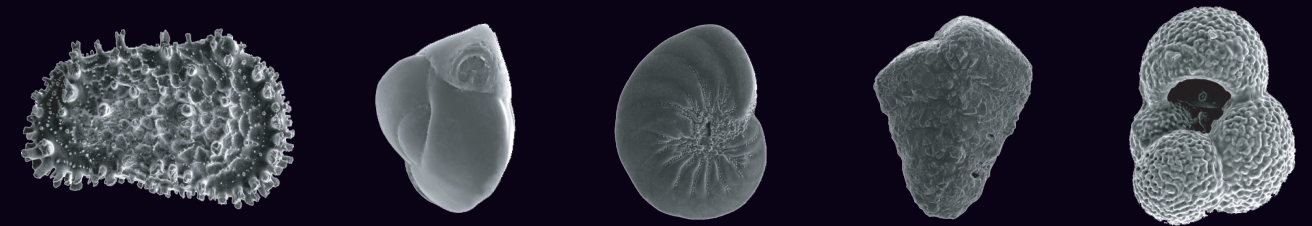
Tesis doctoral, año 2012

CAMBIOS OCEANOGRÁFICOS Y CLIMÁTICOS EN EL SUR DEL GOLFO DE VIZCAYA DURANTE EL CUATERNARIO FINAL, DETECTADOS POR MEDIO DE FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS

*Blanca M<sup>a</sup> Martínez García*

2012

# CAMBIOS OCEANOGRÁFICOS Y CLIMÁTICOS EN EL SUR DEL GOLFO DE VIZCAYA DURANTE EL CUATERNARIO FINAL, DETECTADOS POR MEDIO DE FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS



*Blanca M<sup>a</sup> Martínez García*



eman la zabal zazu  
  
Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea

Tesis doctoral

Año 2012

CAMBIOS OCEANOGRÁFICOS Y CLIMÁTICOS  
EN EL SUR DEL GOLFO DE VIZCAYA DURANTE EL  
CUATERNARIO FINAL, DETECTADOS POR MEDIO DE  
FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS

eman ta zabal zazu



Universidad  
del País Vasco

Euskal Herriko  
Unibertsitatea

*Blanca M<sup>a</sup> Martínez García*

Tesis doctoral, año 2012









*A la memoria de mi padre,  
allí donde te encuentres, espero que estés orgulloso de mí.*





# ÍNDICE GENERAL

Agradecimientos .....	13
Resumen .....	17
Abstract .....	19
Laburpena .....	21
<b>Capítulo 1. Introducción</b> .....	<b>23</b>
1.1 Localización geográfica .....	26
1.2 Contexto geológico y evolución geodinámica .....	28
1.2.1 Contexto geológico .....	28
1.2.2 Evolución geodinámica .....	30
1.2.3 Morfología del área de estudio .....	34
1.3 Sedimentación reciente .....	37
1.4 Oceanografía .....	46
1.4.1 Circulación atmosférica .....	46
1.4.2 Circulación oceánica .....	48
1.5 Variabilidad climática y oceanográfica finicuaternaria .....	57
<b>Capítulo 2. Material y métodos</b> .....	<b>75</b>
2.1 Muestreos superficiales y sondeos .....	77
2.2 Análisis sedimentológicos .....	77
2.3 Análisis microfaunísticos .....	81
2.3.1 Prólogo al estudio de los foraminíferos y ostrácodos .....	81
Foraminíferos .....	81
Ostrácodos .....	90
2.3.2 Antecedentes de estudios microfaunísticos en la plataforma Vasca ....	94
2.3.3 Estudio de la microfauna (foraminíferos y ostrácodos) en las muestras .....	98
2.4 Análisis geoquímicos (isótopos estables) y dataciones absolutas .....	102
2.4.1 Isótopos estables .....	102
2.4.2 Dataciones absolutas .....	103
<b>Capítulo 3. Modelo actual</b> .....	<b>105</b>
3.1 Distribución de los foraminíferos bentónicos .....	107
3.2 Distribución de los ostrácodos .....	118
3.3 Foraminíferos planctónicos .....	125
3.4 Análisis isotópicos .....	130
3.5 Asociaciones actuales: Síntesis .....	139
3.6 Resumen y conclusiones del capítulo .....	144

Capítulo 4. <b>Registro finicuaternario</b> .....	147
4.1 Sondeo KS05-05 .....	149
4.1.1 Descripción sedimentaria, modelo de edad y análisis isotópicos .....	149
4.1.2 Distribución estratigráfica de la microfauna .....	153
4.2 Sondeo KS05-10 .....	167
4.2.1 Descripción sedimentaria, modelo de edad y análisis isotópicos .....	174
4.2.2 Distribución estratigráfica de la microfauna .....	185
4.3 Sondeo KS04-16 .....	185
4.3.1 Descripción sedimentaria, modelo de edad y análisis isotópicos .....	185
4.3.2 Distribución estratigráfica de la microfauna .....	189
4.4 Sondeos complementarios KS21 y KS16 .....	198
4.4.1 Sondeo KS21 .....	198
4.4.2 Sondeo KS16 .....	203
 Capítulo 5. <b>Evolución paleoambiental durante el Cuaternario final</b> .....	211
5.1 Estadio Isotópico Marino MIS 3 .....	217
5.2 Estadio Isotópico Marino MIS 2 .....	225
5.2.1 Inicio del MIS 2 (GS-3 a GI-2, 27-23Ka cal BP) .....	225
5.2.2 Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximun; LGM, GS-2c a GS-2b pro parte, 23-19Ka cal BP) .....	229
5.2.3 Deglaciación (final del GS-2b a GS-1, 19-11,5Ka cal BP) .....	234
5.3 Estadio Isotópico Marino MIS 1 (Holoceno) .....	236
5.3.1 Borde del talud .....	237
5.3.2 Plataforma externa .....	243
5.3.3 Plataforma media .....	249
5.4 Resumen y conclusiones del capítulo .....	253
 Capítulo 6. <b>Sistemática</b> .....	259
6.1 Foraminíferos .....	261
6.2 Ostrácodos .....	314
 <b>Conclusiones generales</b> .....	373
 Bibliografía .....	379
Anexos .....	421
Índice de especies incluidas en el Capítulo 6. Sistemática .....	429
Foraminíferos .....	429
Ostrácodos .....	431

# AGRADECIMIENTOS

Como “es de bien nacido ser agradecido”, no puedo dejar de añadir este pequeño apartado inicial para poder dar las gracias a todas aquellas personas que han posibilitado el trabajo aquí presentado. Desgraciadamente, muchos de vosotros no veréis vuestro nombre aquí escrito, porque si tuviese que nombraros a todos necesitaría otro volumen de tesis, así que aquellos que penséis que os he olvidado, no me odiéis, puesto que tengo vuestro nombre y mi eterno agradecimiento grabados a fuego en un rinconcito de mi corazón.

Como dice la canción, “todo tiene su fin” (Medina Azahara), incluida mi tesis doctoral. Así que, para no perder la costumbre y siguiendo con el protocolo habitual, no puedo dejar de nombrar en primer lugar a mis directores, los doctores Julio Rodríguez Lázaro y Ana Pascual. Gracias por aceptarme, gracias por soportarme todos estos años, gracias por vuestra paciencia, gracias por enseñarme, gracias por sembrar en mí la semillita de la investigación, gracias por los ánimos y las pequeñísimas broncas, gracias por los buenos y malos (¿malos? No, nunca malos, sólo menos buenos) momentos juntos, gracias por todo... Habéis sido como unos padres para mí en muchas ocasiones, y esas cosas no se pueden olvidar. A vosotros os dedicaría la canción “du hast” de Rammstein, que es mi preferida.

A la doctora Maite Martín, gracias por tu inestimable ayuda en el procesamiento de las muestras actuales, así como en la clasificación de los ostrácodos. Por supuesto, gracias por tus consejos y apoyo moral y psicológico durante este tiempo. Cuando la oscuridad te abruma, un faro en forma de ayuda te marca el camino para evolucionar.

Al doctor Xabier Murelaga, gracias por tus “golpes” de ánimo y tu “afectuoso saludo” todas las mañanas... ya sabes, “nada hay bajo el Sol que no tenga solución, nunca una noche venció a un amanecer” (Warcry), y por fin tienes este volumen entre tus manos. Muchísimas gracias por todas las molestias que te he (no digo “haya podido”, sino “he”) causado durante estos años. Las alas de la esperanza envuelven mi alma, cubriéndome de la desolación que me ha abrumado durante una eternidad.

A mis compañeros de despacho, tanto los que ya no están como los que aún tienen que soportarme (Isa, Xabi, Nathalie y Fernando), con una mención especial y en mayúsculas a Arantxa y Silvia. Gracias, gracias y gracias, habéis sido confidentes, amigas, enciclopedias andantes y, sobre todo, psicólogas a tiempo completo... os debo demasiados cafés a todos para pagaros todo lo que habéis hecho por mí. Los brazos amigos son los mejores puertos para un naufrago sin rumbo, que vaga en un mar de desconcierto sin cesar. Ante la petición de ambas de una pequeña poesía que trate sobre este trabajo de tesis, os dedico la siguiente prosa, esperando no defraudaros: Un cálido abrazo bañaba el fondo, con las faunas temperadas, mientras la superficie más caliente, acogía una diversidad incipiente... pero el gélido halo de mi espíritu, anegó sus esperanzas, pues el frío conmocionó el medio, provocando su desvelo... hasta que la esperanza calentó mi alma, con la sonrisa en lugar de lágrimas, haciendo que, de nuevo, la fauna más cálida recuperase su cetro.

A los demás compañeros de penas, tanto de mi departamento como del resto del área de geología (por orden alfabético, puesto que sería imposible ordenaros de acuerdo a cuanto os quiero, porque a todos os estimo por igual): Aratz, Juan, Lidia, Ruth y Saioa. Gracias por esos

momentos de “relax” durante las comidas, esas ayudas mutuas con las dudas existenciales que me atacaban los nervios durante días, esos papeleos horribles y continuos, esas escapadas cafeteras... sois espinitas clavadas en mi corazón, que nunca podría quitarme sin perder una parte de mi ser. Incluyo en este grupo a los profesores del Departamento de Geodinámica Néstor Vegas, José Julián Esteban y Pablo Puelles, compañeros de comida y descanso. Gracias por tantos buenos momentos, tanto dentro como fuera de la universidad.

No puedo olvidarme de los demás miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología que han puesto su granito de arena en la consecución de esta tesis. En especial a la doctora Estibaliz Apellaniz, directora del departamento, por estar siempre dispuesta a firmar los miles de permisos, justificantes, informes y un largo etcétera que he tenido que presentar en este tiempo. Por supuesto, a Juanma Gardoki, secretario del departamento, por estar siempre con el sello del mismo a mi entera disposición. A nuestros “vecinos” de despacho, los doctores Mikel López Horgue y Humberto Astibia, por sus visitas, sus ánimos, su apoyo incondicional y su disposición a solucionar cualquier duda científica. Una simple palabra amable cuando las brumas oscurecen el alma, fortalece el corazón para poder librar mil batallas.

Al doctor Francisco Javier Sierro, de la Universidad de Salamanca, gracias por tu enorme paciencia y tu maravillosa acogida durante mi breve estancia entre vosotros, intentando aprender la sistemática de los foraminíferos planctónicos. Incluyo a todos los becarios del área de Paleontología del departamento de Geología, cuya compañía fue realmente encantadora. Gracias a todos por esos buenos momentos.

Merci beaucoup a Michel Cremer, Hervé Gillet et Olivier Weber, de l'Université de Bordeaux I, pour avoir accepté mon séjour dans le laboratoire EPOC de cette université pendant trois mois, pour d'apprendre à faire l'interprétation sédimentologique de les carottes de ma thèse. Merci pour permettre moi utiliser vôtres carottes comment matériel supplémentaire et de corrélation avec ma thèse de doctorat. Merci pour votre affectueuse accueil et tout la patience avec moi, pour enseigne moi à faire la corrélation avec la variation sédimentologique, les courant marins et la océanographie de le Golfe de Gascogne. Merci a des techniciens de ce laboratoire et les étudiants de master et doctorat pour les pauses de repas et votre compagnie. Muchas gracias a Eliane Gonthier, por las clases particulares de francés a cambio de algunas nociones del idioma de Cervantes. Merci, merci et merci beaucoup à tous!

A todos mis amigos, tanto de dentro como de fuera de la universidad. Perdonadme por no nombraros a todos y cada uno de vosotros, pero sabéis que os tengo más que presentes. Gracias por estar a mi lado en los buenos y malos momentos y por darme los ánimos que necesitaba en cada ocasión. En especial a Borja, psicólogo particular en demasiadas ocasiones (tenemos que volver a quedar tardes eternas para hablar y desahogarnos mutuamente). Y, cómo no, a ti... dejaré escapar parte de mi espíritu para que vuele libre, permitiendo que alcance la libertad que le negaba, y mientras una lágrima recorre mi mejilla, la sonrisa aflora a mis labios, tras ver la felicidad en tu rostro tras cumplir mi camino.

Y, por supuesto, a mi madre y mi abuela. Aunque os nombre al final, ya sabéis que estáis al principio siempre. Gracias por soportarme, animarme, ayudarme y darme la oportunidad de haber llegado hasta aquí. Gracias por vuestra infinita paciencia durante estos años. Gracias por estar siempre ahí.

Este trabajo ha sido financiado por una beca predoctoral, modalidad “Formación de Profesorado Universitario” (FPU) del Ministerio de Educación y Ciencia (MEC), con referencia AP2006-02895, así como por los proyectos: Subvención General a Grupos de Investigación

(GIU05/49) de la UPV/EHU (2006-2008), CGL2007-64428/BTE del MEC (2008-2010), Grupo de Investigación Estable (IT-369-07) del Gobierno Vasco (2007-2009) y Cátedra UNESCO (UNESCO07/06) (2010-2011).

Los sondeos de comparación KS21 y KS16, son propiedad del equipo EPOC de la Université de Bordeaux I. El acceso a dicho material, ha sido posible gracias a la colaboración del doctor Michel Cremer (CNRS/EPOC), sin cuya inestimable ayuda no habría sido posible este trabajo.

If I could fly  
like the king of the sky  
could not tumble nor fall  
I would picture it all

If I could fly  
see the world through my eyes  
would not stumble nor fail  
to the heavens I sail  
If I could fly

So here I am  
in solitude I stand  
I've got dreams inside  
I need to realize  
my faith has grown  
no fear of the unknown  
no more

"If I could fly", Helloween



# RESUMEN

La microfauna bentónica y planctónica se ha convertido en una herramienta precisa de detección de las variaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas. La combinación de grupos faunísticos diferentes, cuya respuesta ante los mismos factores ecológicos puede ser diversa, permite analizar de manera aún más concreta los cambios oceanográficos y climáticos en la misma área de estudio. Así mismo, el estudio de las asociaciones microfaunísticas con técnicas isotópicas y sedimentológicas, posibilitan la determinación del grado de afectación de los parámetros ecológicos considerados en las especies identificadas. La comparación de las variaciones específicas detectadas en el pasado con la distribución de dichas asociaciones en los modelos actuales, permite caracterizar los cambios pretéritos del medio que habitaban estos organismos.

La plataforma Vasca, situada en el Sur del Golfo de Vizcaya, presenta unas características morfológicas, sedimentológicas e hidrográficas diferentes de las del resto de plataformas continentales que componen este golfo. Debido a su estrechez (entre 7 y 20km de longitud), es una zona de acúmulo sedimentario del material particulado transportado por los ríos vascos. Así mismo, el contexto oceanográfico es realmente complejo, puesto que esta plataforma está sometida a la influencia de corrientes superficiales, por encima de 200m de profundidad, cuyas características varían de manera estacional. Su orientación preferente O-E, favorece el depósito del material más fino en la plataforma Guipuzcoana, permaneciendo el sedimento más grosero en la parte occidental del área de estudio.

El presente trabajo está estructurado en dos bloques principales: por un lado, se estudia la microfauna (foraminíferos bentónicos, planctónicos y ostrácodos) en muestras superficiales de la plataforma, con el objetivo de determinar los parámetros ecológicos que controlan su distribución a lo largo del área de estudio. Por otra parte, se analizan 5 sondeos obtenidos a diferente profundidad, que permiten definir las variaciones oceanográficas y climáticas acontecidas en la plataforma Vasca a finales del Cuaternario, basándonos en los cambios de las asociaciones de microfauna que se suceden a lo largo de los sondeos. Estas variaciones faunísticas denotan, por tanto, cambios ambientales.

La biodiversidad actual, determinada en 110 muestras superficiales, está conformada por 213 especies de foraminíferos bentónicos, 151 especies de ostrácodos y 19 especies y morfotipos de foraminíferos planctónicos. La biocenosis bentónica es escasa, siendo las especies principales *Cassidulina laevigata*, *Lobatula lobatula*, *Quinqueloculina seminula* y *Uvigerina peregrina*, en el caso de los foraminíferos, y *Costa edwardsii*, *Palmoconcha guttata*, *Pterygocythereis ceratoptera* y *Pterygocythereis jonesii* en los ostrácodos, lo que implica la necesidad de trabajar con asociaciones principalmente tanatocenóticas. Los análisis estadísticos (cluster tipo Q y tipo R y análisis DCA) llevados a cabo con las especies más abundantes, permiten definir un control principal del tipo de sedimento y la batimetría en la distribución de las asociaciones bentónicas. Otros parámetros ecológicos, como son el contenido en materia orgánica o el oxígeno disuelto en el sedimento, parecen presentar una influencia menor en dicha distribución. En la repartición de las asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo de la plataforma (dominan *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, *Neogloboquadrina pachyderma* dex. y *Turborotalia quinqueloba*), se observa cierta relación con la temperatura de las aguas.

Para analizar la evolución oceanográfica y climática de la plataforma Vasca en el Cuaternario final, se ha estudiado la variación de las asociaciones bentónicas y planctónicas en 5 sondeos, extraídos desde la plataforma media (114m de profundidad) hasta el borde del talud (480m de profundidad). En total, se han identificado 226 especies de foraminíferos bentónicos, 118 especies de ostrácodos y 19 especies y morfotipos de foraminíferos planctónicos. De acuerdo a las dataciones radiométricas efectuadas (33 en total), este trabajo abarca desde 57000 años (57Ka) cal BP hasta la actualidad.

Las asociaciones faunísticas y los valores isotópicos de oxígeno, permiten definir un medio bentónico dominado por corrientes frías y la entrada de aguas polares y subárticas en la columna de agua, durante el Estadio Isotópico Marino (MIS) 3 (57-27Ka cal BP) en la plataforma externa. En el Evento Heinrich (HE) 3 (31Ka cal BP), se constata la llegada de agua fría de fondo, procedente del Atlántico Norte, hasta la plataforma Vasca.

Durante el MIS 2 (27-11,5Ka cal BP), el fondo sigue siendo frío, pero menos oxigenado que durante el MIS 3. En la columna de agua, se detecta la entrada de agua polar a partir de 23,5Ka cal BP. A pesar de estas aguas frías, de acuerdo a la señal isotópica de oxígeno, tanto en el fondo como en la columna de agua, se aprecia un calentamiento progresivo de las masas de agua hasta el final del MIS 2. Se ha identificado, por otra parte, un ascenso paleobatimétrico en 18,6Ka cal BP, que podría corresponderse con el pulso de deshielo de 19kyr-MWP. Los eventos HE 2 (25Ka cal BP) y HE 1 (17,4Ka cal BP), se caracterizan, de nuevo, por la entrada de agua fría de fondo del Atlántico Norte en la plataforma Vasca.

El Holoceno o MIS 1 (11,5Ka cal BP-actualidad) se caracteriza por ser más cálido que el periodo glacial previo. Las asociaciones faunísticas y las relaciones isotópicas de oxígeno, definen, sin embargo, la entrada de agua fría subpolar a favor del cañón de San Sebastián y su afectación restringida al margen oriental de la plataforma externa. En la plataforma media (114m de profundidad), se determina una asociación bentónica templada y una planctónica cálida que definen el Hipsitérico u Óptimo Climático del Holoceno (9,8-6,9Ka cal BP). A continuación, se instaura un medio muy frío, con unas condiciones similares a las acontecidas durante el MIS 3, que caracterizan el Neoglacial (6,9-4,6Ka cal BP). A partir de 4,6Ka cal BP, en el Holoceno reciente, comienza la retirada de este agua muy fría neoglacial con el consecuente calentamiento relativo del medio, quedando un fondo frío y una columna de agua templada.

En los Eventos Fríos del Holoceno (HCE) 5 (8,2Ka cal BP), HCE 4 (6,1Ka cal BP), HCE 3 (4,3Ka cal BP) y HCE 2 (2,8Ka cal BP), se detectan nuevas entradas de agua relativamente fría de fondo, proveniente del Atlántico Norte, en la plataforma Vasca.

El desarrollo de las condiciones frías que marcan el Neoglacial, identificadas únicamente en la plataforma media (114m de profundidad), implicarían el establecimiento, durante este período, de una corriente superficial muy fría de características polares, con una afectación regional restringida a la parte somera de la plataforma y que no afectaría a profundidades superiores a 200m. Esta masa de agua superficial, procedería del margen occidental del área de estudio y tendría un desplazamiento paralelo a la costa.



# ABSTRACT

The benthonic and planktonic microfauna are a precise tool to detect the palaeoceanographic and palaeoclimatic variations in the marine environment. The combination of different faunistic groups, whose response to the same ecological factors could be diverse, allows us to analyse the oceanographic and climatic changes that occurred in the study area. Likewise, the combined analyses of these microfaunistic associations together with isotopic and sedimentological techniques, allow us to estimate the affectation degree of ecological factors in the assemblages. The comparison between the past microfaunal assemblage changes with the modern distribution model of these species, permits to characterise the environmental changes occurred in the final Quaternary of this basin.

The Basque shelf, located in the southern Bay of Biscay, has morphological, sedimentological and hydrographical characteristics that differentiated it from other shelves in this margin. Due to its narrowness (7-20km long, from littoral to upper slope), it is a zone of sedimentary accumulation of the particulate material transported by the Basque rivers. Likewise, the oceanographic context is very complex because the shelf is submitted to surface currents above 200m water depth, whose characteristics vary seasonally. The W-E orientation favours the deposit of finer material into the Guipuzcoan shelf, remaining the coarse sediments in the western margin of the study area.

This work is divided into two main parts: in the first one, the microfauna (benthonic and planktonic foraminifers and ostracods) in surface shelf samples has been studied, with the objective of characterise the ecological parameters that controlled their distribution along the study area. On the second part, five cores obtained at different water depth have been analysed, allowing us to define the climatic and oceanographic variations occurred in the Basque Shelf during the late Quaternary, based on microfaunistic assemblage changes that occurred along the cores. These faunistic variations evidence, therefore, environmental changes.

The recent biodiversity, estimated in 110 surface samples, is formed by 213 species of benthic foraminifers, 151 species of ostracods and 19 species and morphotypes of planktonic foraminifers. Benthic biodiversity is scarce, with few live individuals of the species *Cassidulina laevigata*, *Lobatula lobatula*, *Quinqueloculina seminula* and *Uvigerina peregrina* in benthic foraminifers, and *Costa edwardsii*, *Palmoconcha guttata*, *Pterygocythereis ceratoptera* and *Pterygocythereis jonesii* in ostracods. This implies the need to work with thanathocenotic associations. Statistical analyses (Q and R type cluster and DCA) performed with more abundant species show main sedimentary and bathymetric control in the distribution of benthic associations. Other ecological factors, like organic matter content or dissolved oxygen in the sediment, show minor influence in this distribution. In the distribution of planktonic foraminifera in the shelf (dominated by *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, *Neogloboquadrina pachyderma* dex. and *Turborotalia quinqueloba*), some water temperature control has been observed.

To analyse the late Quaternary oceanographic and climatic evolution in the Basque Shelf, the variation of benthonic and planktonic associations in the 5 cores, obtained from middle shelf (114m water depth) to upper talus (480m water depth) have been studied. In total, we identified 226 species of benthic foraminifers, 118 species of ostracods and 19 species and

morphotypes of planktonic foraminifers. According to the radiometric datations performed (33 in total), this work spans from 57000 years (57ky) cal BP to the Recent.

The faunistic associations and oxygen isotopic signals permit to define the dominance of cold currents in the benthonic environment, and the entrance of polar and subarctic waters in the water column, during the Marine Isotope Stage (MIS) 3 (57-27ky cal BP) in the outer shelf. During Heinrich Event (HE) 3 (31ky cal BP) it has been detected the entrance of cold bottom water in the Basque Shelf from the northern Atlantic Ocean.

During the MIS 2 (27-11.5ky cal BP) the bottom was yet cold, but less oxygenated than during the MIS 3. The arrival of polar water into the water column has been detected from 23.5ky cal BP onwards. Despite these cold waters, according to oxygen isotopic signal, a continuous warming of water masses up to the final of the MIS 2 has been appreciated in the bottom and the water column. On the other hand, we identified a palaeobathymetric rise at 18.6ky cal BP that could correlate to the 19ky meltwater pulse. The HE 2 (25ky cal BP) and HE 1 (17.4ky cal BP) events are characterised by a new entrance in the shelf of cold bottom water from the northern Atlantic.

The Holocene or MIS 1 (11.5ky cal BP-Recent) is warmer than the previous glacial period. However, the faunistic associations and oxygen isotopic signals define the arrival of subpolar, cold water entry along the San Sebastian canyon, with affectation area restricted to its eastern margin. In the middle shelf (114m water depth), a temperate benthonic and warm planktonic associations that define the Hypsithermal or Holocene Climatic Optimum (9.8-6.9ky cal BP) have been detected. Following, there was established a very cold environment, with conditions similar that occurred during the MIS 3, evidencing the Neoglacial (6.9-4.6ky cal BP). After 4.6ky cal BP during the recent Holocene, this very cold neoglacial water started the retreat, with the subsequent environmental warming, remaining a cold bottom and a temperate water column.

The Holocene Cooling Events (HCE) 5 (8.2ky cal BP), HCE 4 (6.1ky cal BP), HCE 3 (4.3ky cal BP) and HCE 2 (2.8ky cal BP) have been detected by new entrance of relatively cold bottom water in the shelf from the northern Atlantic.

The development of cold conditions that characterise the Neoglacial, identified only in the middle shelf (114m water depth), involved the establishment of very cold surface current, with polar characteristics, during this period with regional affectation restricted to the shallow part of the shelf, without affectation in depths exceeding 200m. This surface water mass arrived from the western margin of the study area and displaced parallel to the coast.

# LABURPENA

Mikrofauna bentoniko eta planktoniko itsastarraren azterketak aldaketa paleoklimatiko eta paleozeanografikoak antzemateko tresna baliotsuak bihurtu dira. Talde faunistiko ezberdinen konbinaketak, kontutan hartuta erantzun ezberdinak izan ditzaketela faktore ekologiko berdinaren aurrean, modu are zehatzagoan analizatu ditzake ikerketa eremu bateko aldaketa ozeanografiko eta klimatikoak. Gainera, elkarketa mikrofaunistikoen azterketa teknika isotopiko eta sedimentologikoekin bateratuta, identifikatutako espezieengan parametro ekologikoek duten eragina aztertzeke erabil daitezke. Aintzinako elkarketetan antzemandako aldaketak egungo modeloetako elkarketekin alderatuta, organismo hauek bizi ziren aintzinako ingurunean emandako aldaketak antzeman daitezke.

Euskal plataformak, Bizkaiko Golkoko hegoaldean kokatzen dena, golkoa osatzen duten beste plataformekiko ezberdintasun morfologiko, sedimentologiko eta hidrografikoak erakusten ditu. Plataforma estua da (7-20km bitartean itsasertzetik ezpondaraino), eta bertan euskal ibaiek garraiatutako sedimentuak pilatzen dira. Gainera, 200 m-ko sakoneratik gora plataforma urtaroen arabera aldatzen diren azaleko korronteen menpe dago, testuinguru ozeanografikoa oso konplexua bilakatuz. Plataformaren ekialde-mendebalde orientazioa dela eta material finena Gipuzkoar plataforman sedimentatzen da, sedimentu larrienaren gehiengoa ikerketa eremuaren mendebaldean pilatzen delarik.

Lan hau bi atal nagusitan banatzen da. Alde batetik plataformako azaleko laginetako mikrofaunaren azterketa egiten da (foraminifero bentoniko zein planktonikoak eta ostrakodoak), ikerketa eremuan hauen banaketa kontrolatzen duten parametro ekologikoak ezartzeko jomugarekin. Bestalde, aldaketa faunistikoen ingurunean emandako aldaketak erregistratzen dituztenez, sakonera ezberdinetan lortutako 5 zundaketa aztertu dira. Zundaketetan zehar emandako mikrofaunaren elkarketen aldaketak identifikatuz, Kuaternarioaren amaieraldean Euskal plataforman egon diren aldaketa klimatiko zein ozeanografikoak ezarri dira.

Gaur egungo biodibertsitatea finkatzeko azaleko 110 lagin aztertu dira. Bertan 213 foraminifero bentoniko espezie, 151 ostrakodo espezie eta 19 foraminifero planktoniko espezie eta morfotipo identifikatu dira. Biozenosi bentonikoa oso murrizta da: *Cassidulina laevigata*, *Lobatula lobatula*, *Quinqueloculina seminula* eta *Uvigerina peregrina* foraminifero bentonikoez eta *Costa edwardsii*, *Palmoconcha guttata*, *Pterygocythereis ceratoptera* eta *Pterygocythereis jonesii* ostrakodo espeziez eraturik dago. Honek batez ere, elkarketa tanatozenotikoen lan egitea behartu du. Espezie ugarienekin egindako analisi estatistikoek (Q eta R motako klusterrak eta DCA analisiak), elkarketa bentonikoen banaketa nagusiki sedimentu mota eta batimetriaren mende daudela zehaztu dute. Beste parametro ekologiko batzuek, hala nola materia organikoan duen edukia edota sedimentuan disolbatutako oxigenoa, elkarketen banaketan eraginkortasun txikiagoa dutela ondorioztatzen da. Plataforman zehar ematen diren foraminifero planktonikoen elkarketen banaketan (nagusiki dira *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, *Neogloboquadrina pachyderma* dex. eta *Turborotalia quinqueloba*) eta uren tenperaturen artean balizko erlazioa antzematen da.

Euskal plataforman Kuaternarioaren amaieraldean emandako eboluzio ozeanografiko eta klimatikoa aztertzeke erdi plataformatik (114m sakon) ezpondaren ertzeraino (480m sakon)

kokaturiko 5 zundaketetako elkarketa bentonikoen zein planktonikoen aldaketak aztertu dira. Guztira 226 foraminifero bentoniko espezie, 118 ostrakodo espezie eta 19 foraminifero planktoniko espezie eta morfotipo identifikatu dira. Datazio erradiometrikoetan oinarriturik (33 guztira), lan honek duela 57000 urtetik (57Ka) cal BP gaur egunera arte hartzen du.

Elkarketa faunistikoak eta oxigenoaren balio isotopikoek ur zutabeen zehar korronte hotzez eta ur polar eta azpi polarrez nagusitutako ingurune bentonikoak irudikatzen dituzte kanpo plataforman Estadio Isotopiko Itsastarrean (MIS) 3 zehar (57-27Ka cal BP). Heinrich Gertaeran (HE) 3 (31Ka cal BP) Ipar Atlantikotik eratorritako itsas hondoko ur hotzaren etorrera egiaztatzen da.

MIS 2 gertaeran zehar (27-11,5Ka cal BP) itsas hondoak hotza izaten jarraitzen du baina MIS 3 gertaeran baino oxigenazio maila txikiagoa erakusten du. Ur zutabeen ipar poloan jatorria duen ur sarrera antzematen da 23,5Ka cal BPtik aurrera. Ur hotzen sarrerak antzeman arren, oxigenoaren seinale isotopikoak itsas hondoan zein ur zutabeen ur masen berotze progresiboa erakusten du MIS 2aren amaiera arte. Bestalde, 18,6Ka cal BPn goratze paleobatimetriko bat antzematen da zein 19kyr-MWPko urtzaldi pultsuarekin erlazionatu daitekeen. HE 2 (25Ka cal BP) eta HE 1 (17,4Ka cal BP) gertaerak berriz ere plataforman ematen diren Ipar Atlantikotik eratorritako ur hotzen sarrerekin ezaugarritzen dira.

Holozenoa edo MIS 1 (11,5Ka cal BP-gaur egun) aurreko aldi glaziarra baino beroagoa izateagatik ezaugarritzen da. Hala eta guztiz ere, elkarketa faunistikoek eta oxigeno erlazio isotopikoek Donostiako kanoitik sarrera duen ur hotz azpi polarren sarrera ezartzen dute. Ur sarrera honek kanpo plataformaren ekialdeko ertzean soilik eragiten du. Erdi plataforman (114m sakon) elkarketa bentoniko epela eta elkarketa planktoniko beroa ezaugarritu dira, eta hauek Hipsitermikoa edo Holozenoko Optimo Klimatikoa (9,8-6,9Ka cal BP) definitzen dute. Ondoren Neoglaziarrean (6,9-4,6Ka cal BP), ingurune oso hotz baten ezartzea identifikatu da, MIS 3an zehar emandako baldintzen parekoekin. 4,6 Ka cal BPtik aurrera, Holozeno berantiarrean ur masa hotz honen erretiratzeak ingurunearen epeltzea dakar, itsas hondo hotza eta ur zutabe epela geratuz.

Holozenoko Gertaera Hotzetan (HCE) 5 (8,2Ka cal BP), HCE 4 (6,1Ka cal BP), HCE 3 (4,3Ka cal BP) eta HCE 2 (2,8Ka cal BP), Euskal plataforman berriz ere Ipar Atlantikoko itsas hondoko ur hotzen sarrera antzematen da.

Erdi plataforman (114m sakon) soilik antzematen den eta Neoglaziarra markatzen duten baldintza hotzen garapenak ezaugarri polarrak dituen azaleko korronte oso hotz baten ezartzea inplikatu du. Korronte honek plataformaren azaleko eremu bati soilik eragingo lioke eta ez luke eraginik izango 200m baino sakonera handiagoetan. Azaleko ur masa honen sarrera ikerketa eremuko mendebaldeko ertzetik emango zen eta kostarekiko paraleloki desplazatuko litzateke.

**CAPÍTULO 1.**  
**INTRODUCCIÓN**

*“La ciencia será siempre una búsqueda, jamás un descubrimiento real.  
Es un viaje, nunca una llegada”.*

KARL POPPER

El objetivo que se persigue en una investigación micropaleontológica como la presente, es doble: por un lado, conocer la ecología de las microfaunas (foraminíferos y ostrácodos) y por otro realizar una reconstrucción histórica de los paleoambientes marinos de la región. Desde esta óptica, los tres problemas esenciales que se plantean son:

- La relación de las reparticiones faunísticas con los parámetros físico-químicos del medio, con el fin de precisar la dinámica del ecosistema, aportando datos sobre la biodiversidad.
- La ecología de los foraminíferos y ostrácodos en relación a variables oceanográficas, esenciales para la comprensión de la dinámica de la biosfera.
- El estudio de los cambios climáticos acaecidos en el Sur del Golfo de Vizcaya durante el final del Cuaternario, así como inferir los cambios en la circulación y ventilación del fondo oceánico, basándonos en la distribución y/o paleoecología de la microfauna.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, se plantean como objetivos concretos para la investigación de esta tesis los siguientes:

- 1. Establecer el patrón de distribución de las microfaunas actuales en la plataforma continental del Sur del Golfo de Vizcaya, como modelo para un posterior análisis paleoambiental.** Se estudiarán, en concreto, las microfaunas de foraminíferos y ostrácodos de las muestras superficiales de los fondos del Sur del Golfo de Vizcaya, para conocer los patrones de distribución de las asociaciones de estos organismos.
- 2. Caracterizar los cambios paleoceanográficos más importantes registrados en el Cuaternario final en el Sur del Golfo de Vizcaya.** Este análisis se realizará estudiando los contenidos microfaunísticos de muestras procedentes de sondeos marinos de plataforma a diferentes profundidades, considerando su taxonomía, ecología y distribución, así como los análisis geoquímicos de sus caparazones.
- 3. Realizar una estimación de los cambios climáticos a lo largo del Cuaternario final en esta región.** Este objetivo se cumplimentará comparando con los registros marinos estudiados en los sondeos y con registros continentales estándar de hielo procedentes de la literatura paleoclimática. De esta manera, se puede tener una valoración de la respuesta de los ecosistemas bentónicos y planctónicos marinos al cambio climático.
- 4. Colaborar en la estimación de la biodiversidad del Golfo de Vizcaya durante el Cuaternario final, mediante la elaboración de un censo de especies de foraminíferos y ostrácodos.** La base metodológica de esta investigación se basa en las determinaciones taxonómicas de centenares de especies de foraminíferos y ostrácodos, en las cuales descansan el resto de las conclusiones que aporta este estudio. Estas especies ayudarán, sin duda, al mejor conocimiento de la biodiversidad de la región.

Para poder cumplir con estos objetivos planteados, la presente memoria se ha estructurado en ocho capítulos, a los que se añaden una serie de anexos:

El **capítulo 1** se corresponde con la **introducción** a la problemática planteada, dentro de la cual se contextualiza, geográfica y geológicamente, el área de estudio, haciendo alusión tanto a la evolución geodinámica como a los procesos de sedimentación reciente. Así mismo, se describen las masas de agua que afectan a la región, analizando la variabilidad climática y oceanográfica acontecida al final del Cuaternario en el Sur del Golfo de Vizcaya.

El **capítulo 2** está dedicado al **material** y los **métodos** empleados para la realización de este estudio. En concreto, incluye los mecanismos de obtención tanto de las muestras superficiales como de los sondeos analizados, los análisis sedimentológicos y microfaunísticos llevados a cabo en las mismas, el tratamiento estadístico multivariante realizado con los ejemplares extraídos y los análisis geoquímicos efectuados en los organismos seleccionados. Este segundo capítulo se complementa con una descripción de los microorganismos empleados y una cita de los trabajos previos efectuados en el área de estudio.

El **capítulo 3** recoge el **modelo actual** de distribución de la microfauna y de la señal geoquímica reciente, que permite caracterizar un **modelo de asociaciones** actuales en la plataforma Vasca, integrando los datos sedimentológicos, microfaunísticos e isotópicos.

En el **capítulo 4** se pone de manifiesto el **registro finicuaternario**, con la presentación de los resultados obtenidos en el análisis detallado de los sondeos empleados. La combinación de los resultados independientes, tanto microfaunísticos como sedimentológicos y geoquímicos, obtenidos en cada testigo, permite efectuar un modelo de edad final, completado con las dataciones absolutas.

En el **capítulo 5**, la unión de los diferentes datos presentados en el capítulo anterior, permiten caracterizar la **evolución paleoambiental durante el Cuaternario final** del Sur del Golfo de Vizcaya.

En el **capítulo 6** se recoge la **sistemática** de los dos grupos microfaunísticos empleados (foraminíferos y ostrácodos). Se incluye una breve descripción morfológica de las principales especies identificadas, así como la ecología de las utilizadas en los análisis estadísticos, haciendo alusión a las muestras en las que aparecen.

A continuación, se presentan las **conclusiones generales** obtenidas en esta memoria.

Posteriormente se alude a la **bibliografía** citada.

Finalmente, se incluyen una serie de anexos, concretamente aquellas tablas que, por su extensión, no se presentan en el texto general de la memoria, así como los listados taxonómicos y el glosario final de términos oceanográficos, ecológicos y climáticos empleados en el texto.

Remarcar que, para facilitar la lectura y evitar confusiones con referencias bibliográficas, los autores de las especies nombradas en toda la memoria se han suprimido del texto, quedando incluidas en el listado general de especies y en las tablas de los anexos.

## 1.1 Localización geográfica

El Golfo de Vizcaya es un gran entrante del océano Atlántico con forma de cuña, de una extensión aproximada de 225000km<sup>2</sup>, limitado por diferentes márgenes continentales conjugados no volcánicos: al sur por el margen Noribérico, que tiene una disposición aproximada O-E y marca el límite norte de la placa Ibérica, y al norte y este por el margen Francés, con una disposición N-S (Ercilla *et al.*, 2008). El margen Francés, en realidad, está formado por una sucesión de márgenes continentales, que, de norte a sur, son (Thinon, 1999) (Fig. 1.1A):

1. Margen de Goban.
- 2.. Margen del Canal de la Mancha.



3. Margen Armoricano.
4. Margen de Aquitania.

En concreto, el área de estudio se localiza al sur del Golfo de Vizcaya (Fig. 1.1B), en la plataforma Vasca. Esta limita al sur con el Margen Ibérico, al norte con el Cañón de Capbreton, al este con el Margen de Aquitania y al oeste con la plataforma Cántabra. Se trata de una plataforma relativamente estrecha (entre 7 y 20km), lo que permite un aporte directo del material particulado orgánico, transportado en

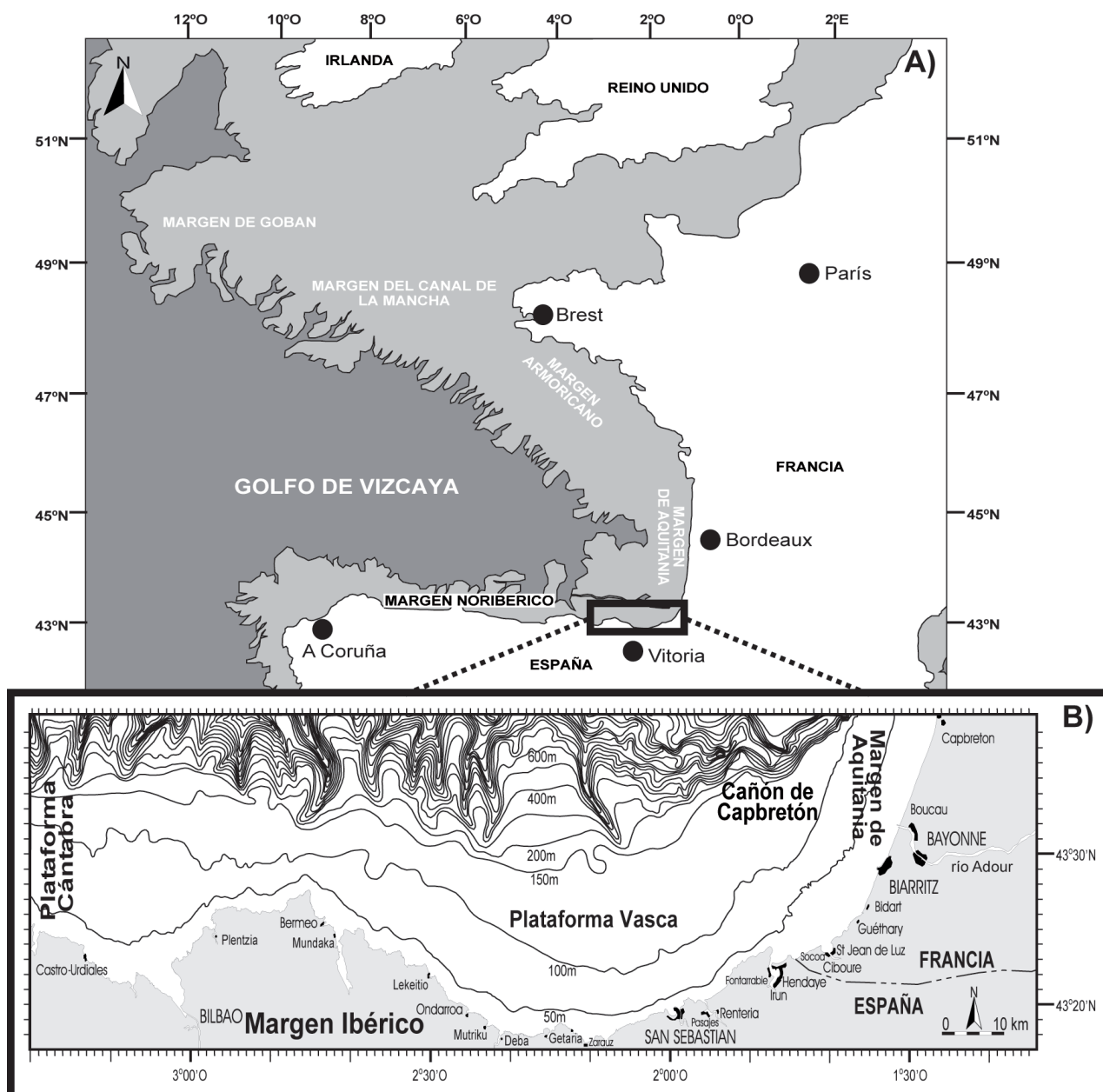


Fig. 1.1: Localización geográfica del área de estudio.

A) Disposición de los márgenes continentales que conforman los límites del Golfo de Vizcaya.  
 B) Detalle de la plataforma Vasca y la parte oriental de la plataforma Cántabra (imagen modificada de Jouanneau *et al.*, 2008).

suspensión por los ríos vascos, desde el litoral hasta la zona oceánica más profunda (Madelain, 1970; Frouin *et al.*, 1990). Situada entre 43°10'N y 43°40'N de latitud y entre 1°30'O y 3°20'O de longitud, presenta diversos cañones, tributarios del Cañón de Capbretón, y numerosas zonas de interfluvios. Esto provoca que la ruptura de pendiente se produzca entre los 300 y los 800m de profundidad en las diferentes partes de la plataforma Vasca.

Debido a su latitud, el Golfo de Vizcaya presenta un clima oceánico o atlántico caracterizado por inviernos suaves y veranos frescos, con precipitaciones anuales abundantes.

## 1.2 Contexto geológico y evolución geodinámica

### 1.2.1 Contexto geológico

El Golfo de Vizcaya se formó entre el Barremiense superior y el Cenomaniense (Montadert y Winnock, en Debyser *et al.*, 1971; Barbier *et al.*, 1986; García-Mondejar, 1996; Vergés y García-Senz, 2001; Sibuet *et al.*, 2004a). Los estudios batimétricos y geofísicos realizados en esta cuenca, ponen de manifiesto que está formada por una parte occidental, representada por un fondo abisal de 4-5km de profundidad situado sobre una corteza delgada, de 13 a 16km de espesor, de naturaleza transicional u oceánica (Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002; Sibuet *et al.*, 2004 a y b; Pedreira, 2004; Ruiz, 2007) y una parte oriental, integrada por una plataforma más somera (1 a 2km de profundidad), desarrollada sobre una corteza continental de 20 a 25km de espesor (Pinet *et al.*, 1987; Ruiz, 2007). Ambas partes, relativamente profundas, están bordeadas hacia el noreste y hacia el sur por dos márgenes continentales bien diferenciados (Ferrer *et al.*, 2008):

1. El margen noreste (Margen Armoricano; ver Fig. 1.1) es un margen pasivo extensional mesozoico con fallas normales lístricas orientadas hacia el SO (Montadert y Winnock, en Debyser *et al.*, 1971; Derégnaucourt y Boillot, 1982; Le Pichon y Barbier, 1987; Thinon *et al.*, 2003).
2. El margen sur (Margen Noribérico) es contraccional y forma parte del orógeno pirenaico, que cabalga sobre la corteza transicional a oceánica del fondo abisal del Golfo de Vizcaya (Sibuet *et al.*, en Debyser *et al.*, 1971; Boillot, 1986; Alvarez-Marrón *et al.*, 1996; Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002; Ayarza *et al.*, 2004; Pedreira, 2004) y, hacia el este, sobre la corteza continental adelgazada de la plataforma de las Landas y la cuenca de Parentis (Cámara, 1997; Gómez *et al.*, 2002) (Fig. 1.2).

La parte este del Golfo de Vizcaya incluye el Frente Norpirenaico y el antepaís adyacente del Norte de los Pirineos. Topográficamente, forman parte de una plataforma relativamente profunda, flanqueada al norte por la plataforma de Aquitania y al sur por la plataforma Vasca. A lo largo de los límites entre dichas plataformas, se desarrollan dos grandes cañones de dirección E-W, el cañón de Capbretón y el cañón de Cap Ferrer (Ferrer *et al.*, 2008) (Fig. 1.2).

Los resultados obtenidos de los perfiles sísmicos de refracción MARCONI y de reflexión ECORS Bay of Biscay, indican que la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic disminuye hacia el norte, desde 30-35km en la plataforma Vasca a 20-22km por debajo del cañón de Cap Ferrer (Pinet *et al.*, 1987; Ruiz, 2007). El adelgazamiento continental coincide con la localización de la cuenca mesozoica de Parentis, al norte del alto estructural de las Landas (Ferrer *et al.*, 2008) (Fig. 1.2). En esta cuenca, la anchura de la corteza situada por debajo de los

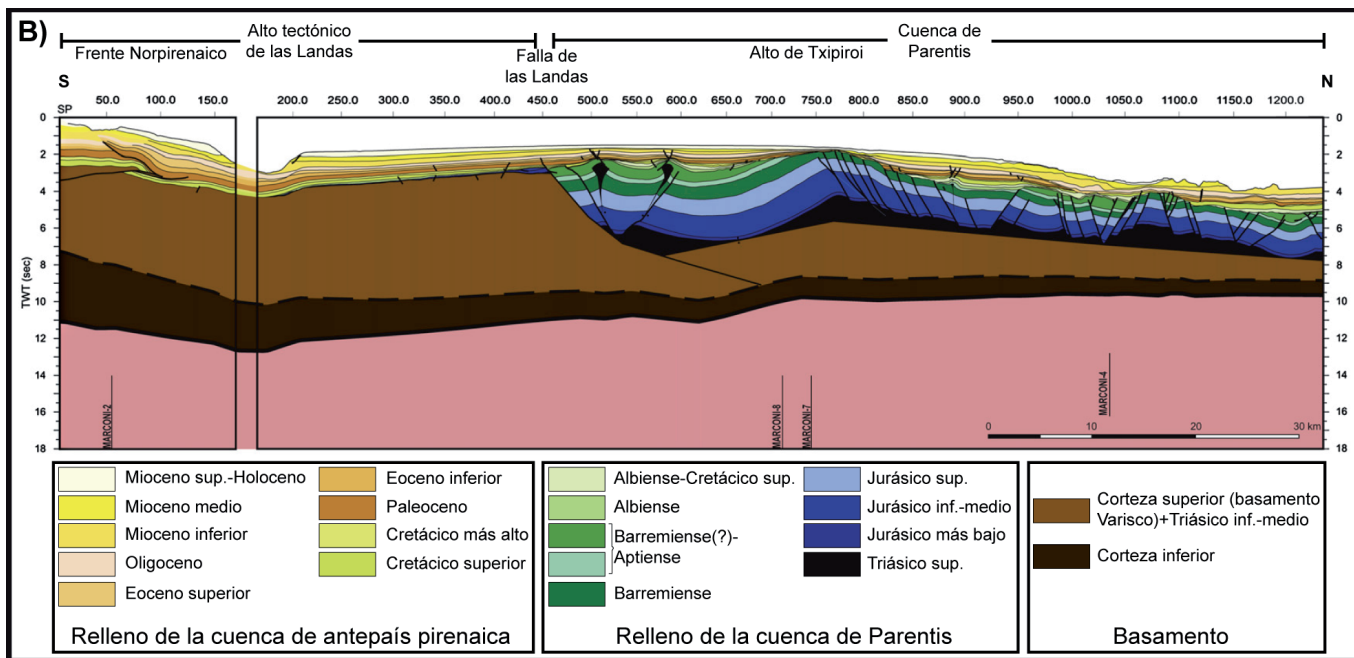
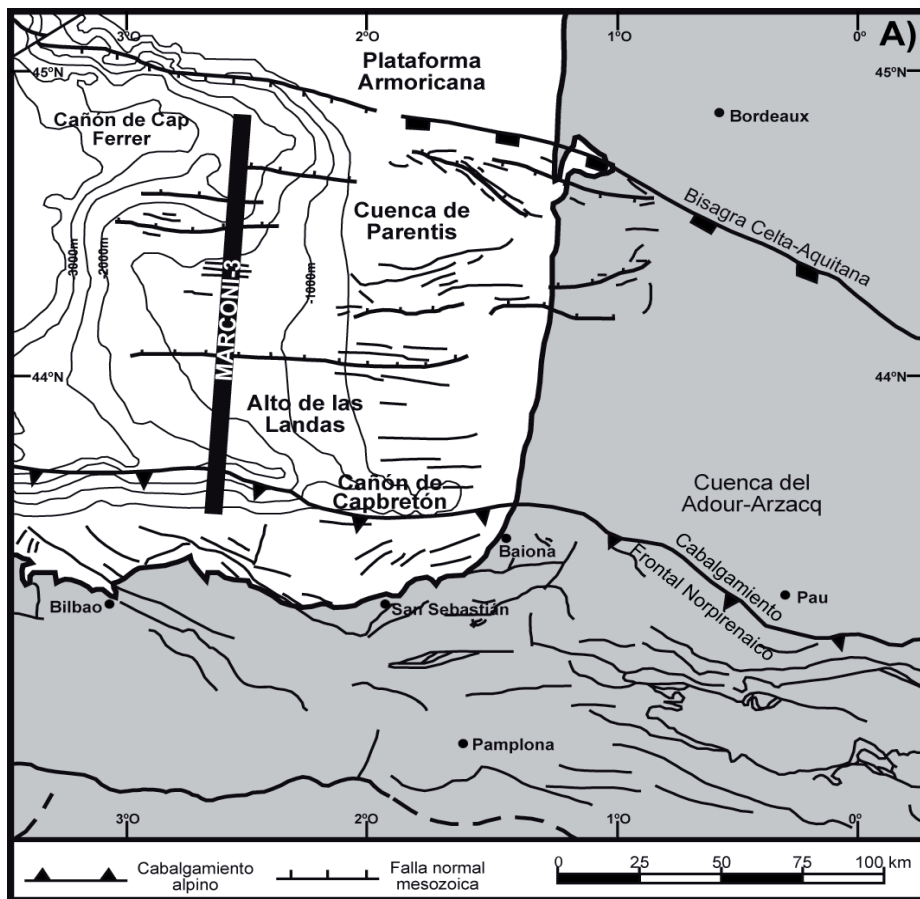


Fig. 1.2: Mapa estructural simplificado (A) de la parte suroriental del Golfo de Vizcaya (modificado de Gómez *et al.*, 2002), donde se detalla la disposición de las principales cuencas sedimentarias, altos tectónicos y los cañones de Capbreton y Cap Ferrer (imagen modificada de Ferrer *et al.*, 2008). Se incluye (B) la interpretación del perfil sísmico MARCONI-3, según Ferrer *et al.* (2008). Los límites de la corteza inferior y la corteza superior y la discontinuidad de Mohorovicic se han recopilado de Muñoz (2002), Pedreira (2004) y Ruiz (2007).

sedimentos del Cretácico terminal-Cenozoico es inferior a 15km (Gallart *et al.*, 2004), siendo de 19km de acuerdo al perfil ECORS Bay of Biscay (Pinet *et al.*, 1987).

### 1.2.2 Evolución geodinámica

La cinemática de la apertura del Golfo de Vizcaya ha estado ligada a la posición relativa de la placa Ibérica con respecto a las placas Europea y Africana tras la orogenia Varisca. Diversos autores han intentado reconstruir esta historia, empleando diferentes métodos geológicos y paleomagnéticos, superponiendo además las anomalías magnéticas isócronas del océano Atlántico y del Golfo de Vizcaya (p. ej. Srivastava *et al.*, 1990; Olivet, 1996; Sibuet *et al.*, 2004b). Sin embargo, el amplio margen de error existente en este tipo de reconstrucciones, explica la existencia de numerosos modelos, muy diferentes entre sí, y la falta de consenso entre los investigadores sobre los movimientos sufridos por Iberia y, sobre todo, sobre la apertura del Golfo de Vizcaya (Jammes, 2009).

Aceptando que la apertura del Golfo de Vizcaya se produjo entre el Cretácico medio y el Cretácico superior (es decir, entre las anomalías magnéticas M0, 118,5Ma, base del Aptiense, y A34, 83Ma, Campaniense inferior), la reconstrucción de la posición de la placa Ibérica en esta anomalía M0 genera diversos modelos de apertura del Golfo de Vizcaya (Jammes, 2009). Dos de estos modelos son los más invocados en la literatura:

1. Apertura por un régimen de desgarre senestro a lo largo de la Falla Norpirenaica (Le Pichon *et al.*, en Debyser *et al.*, 1971; Choukroune y Mattauer, 1978; Olivet *et al.*, 1984; Malod y Mauffret, 1990; Olivet, 1996) (Fig. 1.3).
2. Apertura en forma de tijera (Masson y Miles, 1984; Srivastava *et al.*, 1990; Sibuet y Collette, 1991; Sibuet *et al.*, 2004b) (Fig. 1.4).

Estos dos modelos cinemáticos han sido muy cuestionados desde un punto de vista geológico, tanto por los datos obtenidos en el campo, como por los recientes estudios de geofísica marina.

En el primer modelo descrito (Apertura por desgarre senestro), la Falla Norpirenaica, que es una zona estrecha y alargada (500km de largo y 20km de ancho) caracterizada por la presencia de granulitas, afloramientos de rocas ultramáficas y una zona milonitizada, con una orientación de E-O a NO-SE y de edad Cretácico medio (Monié *et al.*, 1994), constituye la zona principal a favor de la cual se produciría un sistema de desgarre paralelo al dominio pirenaico (Jammes, 2009). Sin embargo, varios autores minimizan el desplazamiento lateral registrado a lo largo de este corredor de desgarre durante el Mesozoico (Mattauer y Séguret, en Debyser *et al.*, 1971; Souquet y Mediavilla, 1976). Se han evocado numerosas objeciones a un desgarre de gran amplitud entre el Barremiense y el Senoniense:

- a) Cuestionamiento de la Falla Norpirenaica. Por un lado, este accidente no se extiende por los Pirineos occidentales y, por otro lado, existe continuidad en las facies jurásicas y cretácicas a ambos lados de esta zona (Souquet y Mediavilla, 1976).
- b) Los Pirineos occidentales están cortados por fallas de orientación NNE-SSO, como la falla de Pamplona, que impiden el desarrollo, en este momento, de un desgarre importante entre el dominio vasco, de afinidad ibérica, y las cuencas cretácicas de afinidad europea (Claude, 1990).

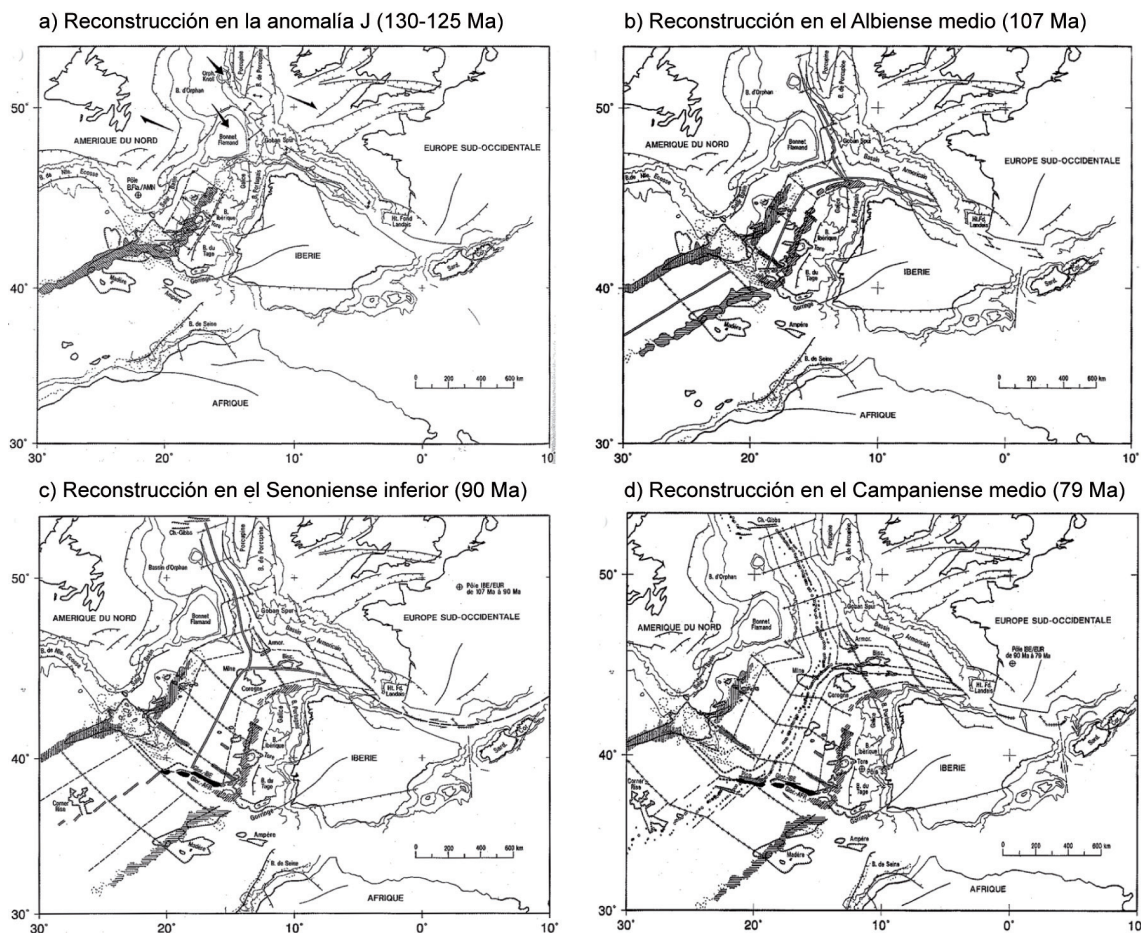


Fig. 1.3: Apertura del Golfo de Vizcaya por un régimen de desgarre senestro, de acuerdo al modelo propuesto por Olivet (1996). Europa permanece estable en estas reconstrucciones.

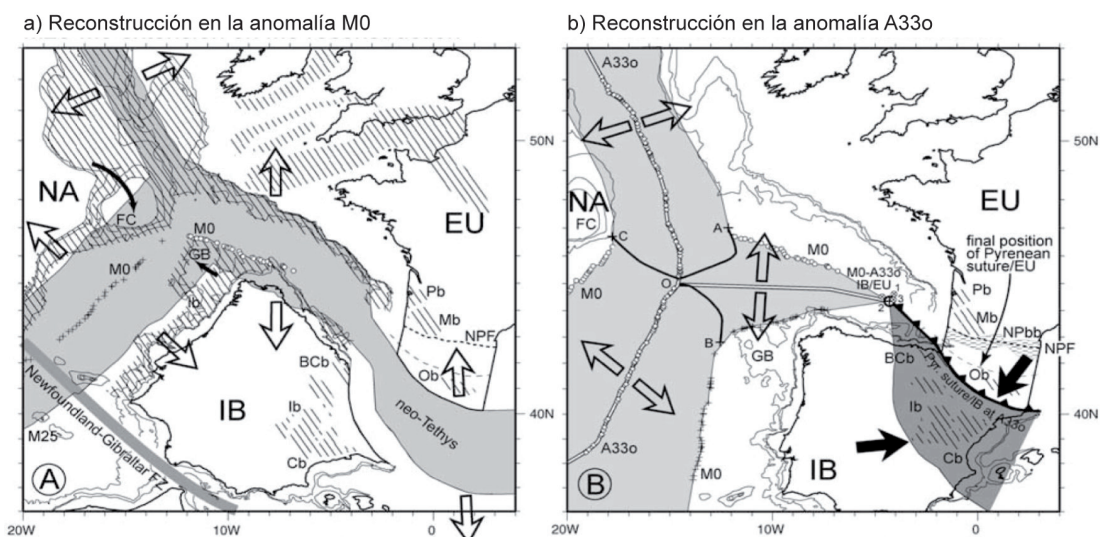


Fig. 1.4: Modelo cinemático de la placa Ibérica (IB), considerando la placa Europea (EU) como fija, propuesto por Sibuet *et al.* (2004b). (NA: Placa Norte-Americana, FC: Flemish Cap, GB: Banco de Galicia, BCb: Cuenca Vasco-Cantábrica, Cb: Cuenca Catalana, Ib: Cuenca Ibérica, NPF: Falla Norpirenaica, NPbb: Cuenca de Parentis, Mb: Cuenca de Mauleón, Ob: Cuenca de Organyà). Flechas blancas y color gris claro: extensión; flechas negras y color gris oscuro: compresión. El sentido de las flechas representa el movimiento de las placas.

- c) El margen armoricano, creado en este contexto, debería de ser un margen transformante, pero no hay evidencias de ningún movimiento de desgarre a lo largo del mismo (Thinon, 1999).
- d) Este movimiento de desgarre debe tener cabida en el sistema alpino, pero no se ha registrado ningún proceso de compresión importante en este dominio antes del Santoniense (Jammes, 2009).
- e) La geometría rómbica de las cuencas relacionadas con la apertura del Golfo de Vizcaya, interpretadas como cuencas de pull-apart, puede explicarse mediante fallas de transferencia extensional, desarrolladas entre fallas normales subparalelas, a partir de sistemas de fallas normales de geometría ortorrómbica. También, por coexistencia de fallas perpendiculares y oblicuas a la dirección de extensión principal, que serían estructuras heredadas, por lo que su origen no estaría ligado exclusivamente a un movimiento de desgarre (Quintana *et al.*, en Flor Rodríguez *et al.*, 2009).

En cuanto al segundo modelo aludido (Apertura en forma de tijera), los datos obtenidos en las perforaciones ODP 103, 149, 173 y 210, así como las campañas de sísmica de refracción y reflexión realizadas a lo largo del margen occidental de Iberia, cuestionan la reconstrucción del dominio del Atlántico Norte mediante las anomalías magnéticas J o M0 por diversos motivos (Jammes, 2009):

- a) Los trabajos efectuados en las zonas de Transición Océano-Continente (TOC), permiten demostrar que la extensión precedente a la ruptura litosférica (o "break-up") y el establecimiento de M0 fue del orden de 300 a 400km entre Iberia y Terranova (Sibuet *et al.*, 2007; Peron-Pinvidic y Manatschal, 2008), no de 100 o 150 km como se proponía previamente (Boillot *et al.*, 1984; Barbier *et al.*, 1986; Keen y Dehler, 1993), por lo que una reconstrucción basada en la anomalía M0 no cierra completamente el Atlántico Norte (Sibuet *et al.*, 2007; Peron-Pinvidic y Manatschal 2008).
- b) Norton (2007) propone que la anomalía M0 no se corresponde con una isócrona magnética, sino que la lineación M0 es creada por la transición entre el dominio oceánico y la zona de exhumación mantélica, siendo cada vez más joven hacia el norte.
- c) El modelo propuesto por Sibuet *et al.* (2004b) no tiene ningún apoyo geológico, puesto que no se observa ninguna traza en el campo de la subducción de un posible neo-Tethys (Jammes, 2009). Además, el Cretácico medio se caracteriza por ser un período de calma en la evolución del orógeno pirenaico, ya que los primeros eventos compresivos no se registran hasta el final del Santoniense (McClay *et al.*, 2004).

Actualmente, por tanto, se están proponiendo modelos alternativos a los dos vistos anteriormente, en los que priman las observaciones de campo y los perfiles sísmicos sobre las reconstrucciones paleogeográficas, basados en la superposición de anomalías magnéticas.

Pulgar (en Flor Rodríguez *et al.*, 2009) describe la evolución del margen continental Noribérico, desde finales del Paleozoico, con un primer episodio de rifting durante el Pérmico-Triásico inferior, en relación con la fase de extensión cortical que afectó a toda Europa occidental. A continuación se daría una nueva fase de extensión principal durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, relacionada con la apertura del Golfo de Vizcaya. A partir del Aptiense-Albiense, el margen Noribérico se estabiliza en un régimen de subsidencia térmica, al pasar a la fase de expansión oceánica, generándose corteza oceánica en la parte centro-

occidental del Golfo de Vizcaya. Durante el Cenozoico, el movimiento de Iberia hacia Europa transformó el margen continental en un margen activo. La ruptura cortical debió iniciarse durante el Eoceno inferior-medio, a lo largo de zonas de debilidad heredadas de los procesos extensionales, que intervinieron en la construcción del margen pasivo.

Por su parte, Gong *et al.* (2009) concluyen que la placa Ibérica debía encontrarse en alguna posición más al oeste del polo de rotación durante M0 que la propuesta por Olivet (1996), Srivastava *et al.* (2000) y Sibuet *et al.* (2004b). Dichos autores defienden, así mismo, que entre la rotación del Aptiense y el Campaniense (con la primera contracción N-S y la formación de los Pirineos) Iberia se movió hacia el este a lo largo de la Zona Norpirenaica. Leleu *et al.* (en Jammes, 2009), concluyen que las estructuras heredadas son las que controlan el rifting y la posterior reactivación o cierre de las cuencas de tipo rift.

Diversos autores han demostrado la importancia de las condiciones tectónicas en el desarrollo y la morfología general del cañón de Capbreton (Boillot *et al.*, 1973, entre otros). Así, las fallas normales (Deregnacourt y Boillot, 1982), el diapirismo salino (Cirac *et al.*, 2001) y los corrimientos de sedimento (Bois *et al.*, 1997) producidos por la apertura del Golfo de Vizcaya, controlan estructuralmente el cañón (Gaudin *et al.*, 2006). En concreto, en el contexto tectónico compresivo entre Iberia y Europa, se creó, durante el Paleógeno, una "zona de debilidad tectónica" sujeta a subsidencia que favoreció la aparición del cañón de Capbreton (Gaudin, 2006).

La geometría de los reflectores sísmicos del perfil MARCONI-3 (Fig. 1.5), indica que el cañón de Capbreton comenzó a formarse durante el Eoceno medio, cuando se observa la

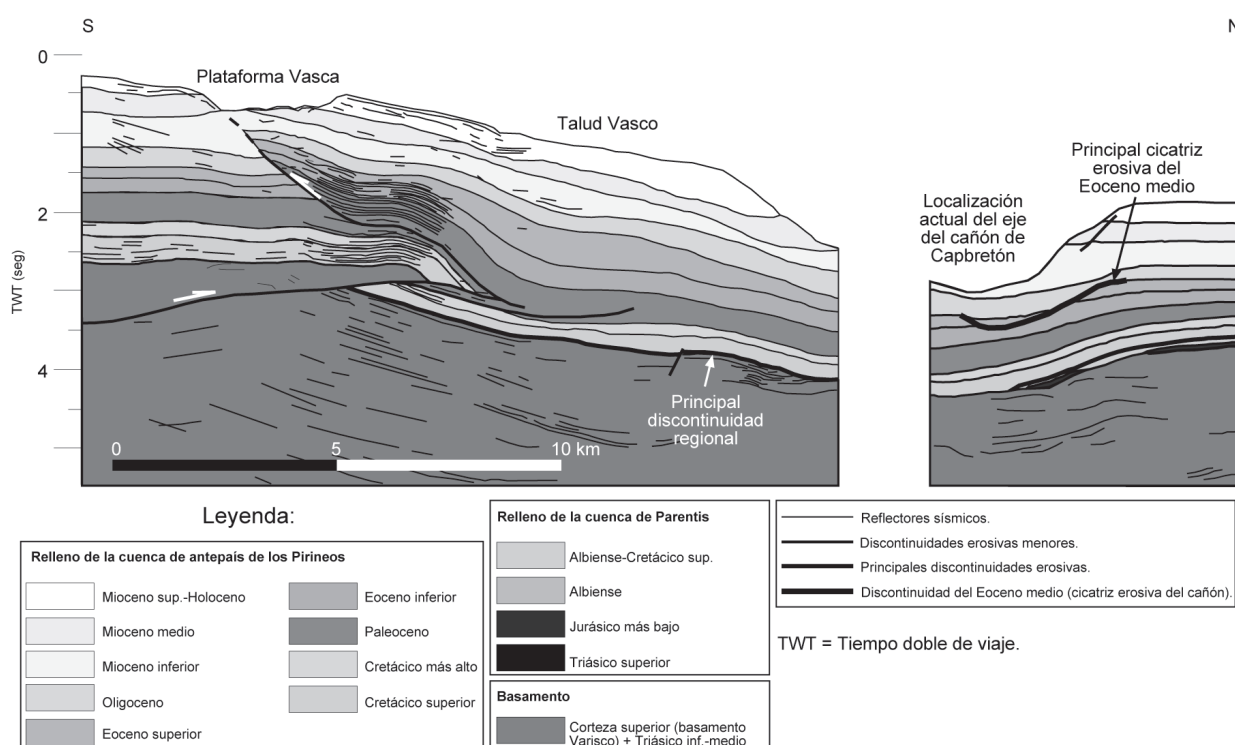


Fig. 1.5: Interpretación de la parte sur del perfil sísmico MARCONI-3 (ver Fig. 1.2), ilustrando las estructuras sedimentarias del Cretácico superior-Cenozoico de la plataforma Vasca y el cañón de Capbreton. Imagen modificada de Ferrer *et al.* (2008).

cicatriz erosiva más antigua por debajo de la localización actual del eje del cañón (Ferrer *et al.*, 2008). Esta cicatriz erosiva trunca los materiales del Eoceno inferior y está parcialmente cubierta por los sedimentos del Eoceno superior en "onlap". Previo al desarrollo de esta cicatriz, no hay ninguna evidencia de la existencia de un cañón en esta zona, ya que la sucesión sedimentaria desde el Cretácico superior hasta la parte más baja del Eoceno no presenta variaciones en el espesor y los reflectores son continuos, paralelos y poseen un suave buzamiento constante hacia el sur (Ferrer *et al.*, 2008).

En cuanto a la evolución del cañón, este perfil sísmico muestra que, hasta el Mioceno medio, prevalecieron los procesos deposicionales en el fondo del valle (sedimentación por desbordamiento de diques y depósitos en masa), contribuyendo al suavizado de la incisión del canal. A continuación, y hasta la actualidad, el valle del cañón se convirtió en erosivo. Durante este último período, los procesos erosivos provocan la pérdida de los depósitos posteriores al Mioceno inferior en el fondo del valle y el desarrollo de estructuras de gravedad en las paredes del cañón (Ferrer *et al.*, 2008) (Fig. 1.5).

La ubicación estable del cañón de Capbretón, probablemente es el resultado de la posición, relativamente fija, del prisma sedimentario asociado al Cabalgamiento Frontal Norpirenaico (Ferrer *et al.*, 2008).

### 1.2.3 Morfología del área de estudio

La morfología actual del margen norte de la Península Ibérica depende directamente de la evolución tectónica sufrida por la placa Ibérica desde el final de la Orogenia Varisca y, principalmente, durante la apertura del Golfo de Vizcaya.

En el margen Noribérico, el talud (con una orientación norte-sur), presenta una inclinación variable (de 1 a 20°) entre el borde de la plataforma externa y la isobata de 4600m. Este talud se corresponde con el flanco sur del cañón de Capbretón (Ercilla *et al.*, 2008).

Existen diversos cañones submarinos de diferente escala en el talud continental Ibérico, alcanzando algunos de ellos la plataforma (Ercilla *et al.*, 2008). Los principales cañones son Cap Ferrer y Capbretón en el margen continental francés, y los cañones de Santander, Torrelavega, Llanes y Lastres en el margen Ibérico (Boillot *et al.*, 1973). Sin embargo, estos cuatro últimos, en realidad, se corresponden únicamente con dos grandes cañones, puesto que el cañón de Santander representa la evolución hacia zonas más profundas del cañón de Capbretón, donde su dirección de desarrollo cambia de E-O a N-S aproximadamente, y el cañón de Torrelavega resulta de la confluencia de dos tributarios largos y complejos (cañones de Llanes y Lastres) (Ercilla *et al.*, 2008).

Con un desarrollo paralelo a la costa española, el *cañón de Capbretón* (Fig. 1.6A), que se extiende por más de 200km de este a oeste, tiene la cabecera situada a menos de 400m de la costa (Gaudin, 2006). Con un desarrollo meandriforme, presenta la particularidad de prolongarse hasta profundidades de 2200m, siendo una batimetría muy elevada para estas estructuras submarinas (Gaudin, 2006). Aproximadamente a 200km de su cabecera, el cañón de Capbretón desvía su curso hacia el norte debido a la presencia del Banco de Le Danois (Gaudin, 2006). En el flanco norte destaca la presencia de una importante depresión, situada al final del reborde continental de la plataforma de las Landas, con unos 28,5km de largo y una media de 13km de anchura, en dirección este-oeste, en su parte más amplia (Gaudin, 2006) (Fig. 1.6B). Esta depresión se corresponde con la cicatriz de los lóbulos de deslizamiento sedimentario en masa que afectaron al margen norte del cañón (Gonthier *et al.*, 2006). El flanco sur, por su parte, presenta una morfología mucho más compleja que el



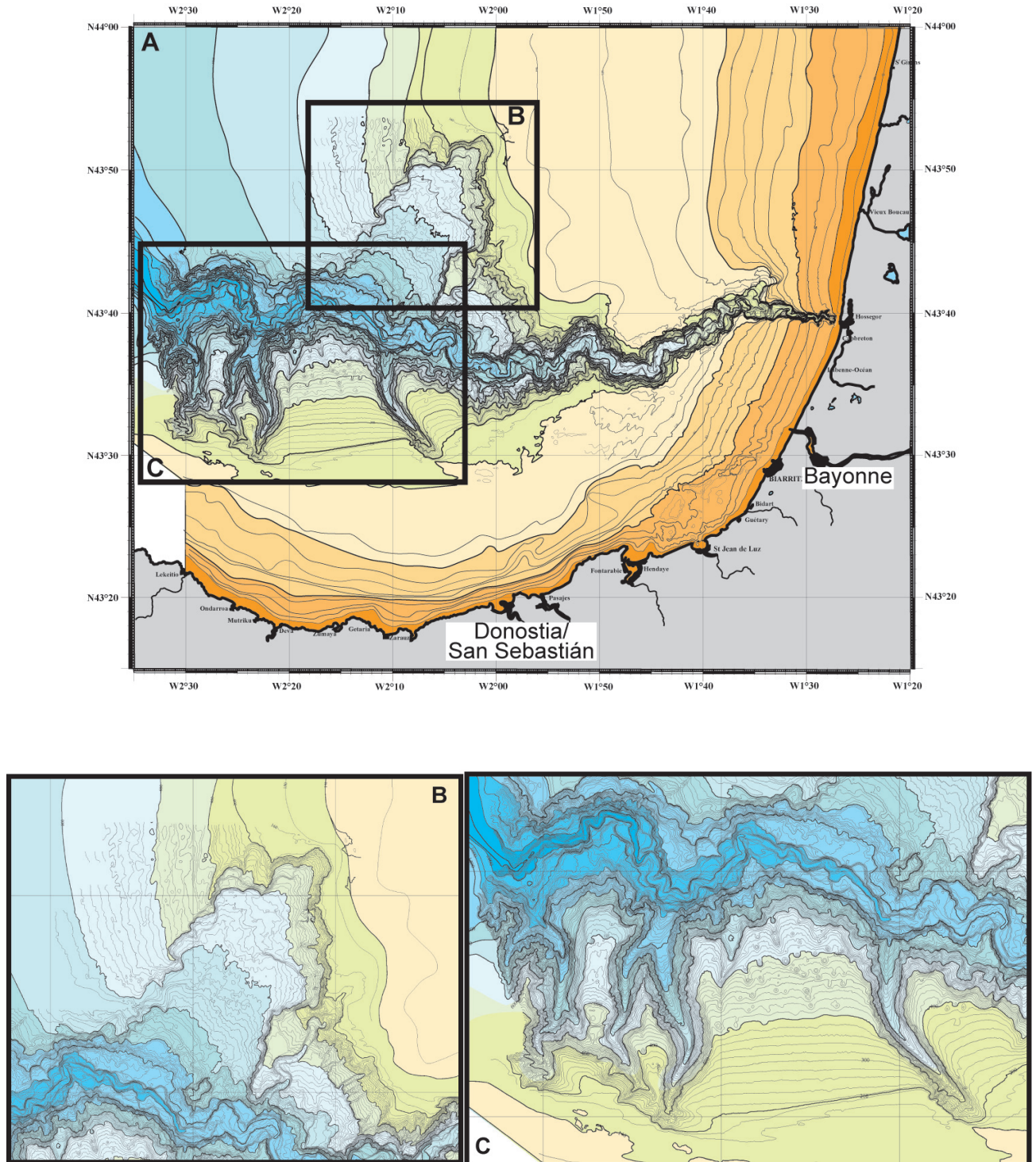


Fig. 1.6: Morfología en detalle del cañón de Capbreton en el área de estudio.

A) Carta batimétrica del cañón de Capbreton a lo largo de la plataforma Vasca.

B) Detalle de la cicatriz de deslizamiento sedimentario en el flanco norte del cañón.

C) Detalle de los cañones secundarios desarrollados en el flanco sur del cañón.

Imagen modificada de Gaudin (2006), realizada a partir de los datos obtenidos de las campañas oceanográficas Itsas y Proscan, sobre un fondo batimétrico de una carta del SHOM. Impresa con el permiso de M. Cremer, de la Université de Bordeaux I.

flanco norte, debido a la presencia de numerosos cañones secundarios de menor tamaño, con una orientación aproximada norte-sur, que atraviesan la plataforma vasca hasta penetrar dentro del propio cañón de Capbretón (Gaudin, 2006) (Fig. 1.6C). La morfología de este cañón muestra un control estructural basado en las estructuras tectónicas generadas durante el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, tales como fallas normales (Deregnacourt y Boillot 1982), diapirismo salino (Cirac *et al.*, 2001) y cabalgamientos (Bois *et al.*, 1997).

Al sur del cañón de Capbretón, en el borde del talud del margen Ibérico, se observan diversos interfluvios, fruto de la presencia mayoritaria de cañones submarinos secundarios tributarios al cañón de Capbretón (Fig. 1.7A). Dentro de estos interfluvios, que conforman las áreas más profundas de la plataforma Noribérica, justo antes de la ruptura de pendiente, destacan los situados en los flancos este y oeste del cañón secundario de San Sebastián, denominados Playasú y Costarrenkala respectivamente (Fig. 1.7B). En ellos se destaca la presencia de numerosas bolsas de metano (pockmarks), situadas a batimetrías superiores a 320m de profundidad (Lagié, 2007).

Los *pockmarks* son depresiones más o menos circulares que se forman por el escape de fluidos hacia la superficie a través de una fina capa de sedimentos superficiales en el fondo oceánico (Cathles *et al.*, 2010). Descritos inicialmente por King y MacLean (1970) en la plataforma escocesa, su interés ha aumentado en las últimas décadas, debido a que, generalmente, se localizan en áreas donde se encuentran depósitos de gas próximos a la superficie (Cathles *et al.*, 2010). Los pockmarks se forman por la migración del gas hacia la superficie a través de pequeños reservorios, acumulándose en los sedimentos superficiales, generando un pequeño domo en el fondo oceánico (Judd y Hovland, 2007). Las pequeñas fracturas de tensión producidas en los márgenes de dicho domo permiten el escape del gas al exterior (Judd y Hovland, 2007). El aumento de la velocidad de ascenso de este gas, unido a un incremento de la erosión de la superficie del domo, culmina con una explosión de escape del gas y genera un pockmark individual. Si este pockmark continua su desarrollo, puede unirse a otros pockmarks unitarios, coalesciendo entre sí y generando una estructura múltiple de mayor tamaño. Así mismo, los pockmarks pueden reactivarse debido a posteriores pulsos de escape gaseoso (Cathles *et al.*, 2010). Este fluido gaseoso, o líquido en algunas ocasiones, generalmente está compuesto por metano (Cathles *et al.*, 2010).

Según Lagié (2007), los pockmarks localizados en la zona meridional del cañón de Capbretón (Fig. 1.7B) tienen un diámetro medio de 371m (con un máximo de 582m y un mínimo de 134m) y una profundidad promedio de 26m (62m de máximo y 6m de mínimo), lo que permite clasificarlos como pockmarks gigantes de acuerdo a las categorías propuestas por Foland *et al.* (1999). En el área de estudio, la organización de los pockmarks identificados se puede sintetizar de la siguiente manera (Lagié, 2007):

1. Pockmarks alineados siguiendo una orientación N130E-N150E, controlados por diversos procesos tectónicos relacionados con la apertura del Golfo de Vizcaya (fallas, diapiros, plegamientos...).
2. Pockmarks alineados paralelamente a la pendiente principal del margen Ibérico, aproximadamente N-S, que se desarrollan, preferentemente, en el fondo de surcos perpendiculares al eje axial del cañón de Capbretón.
3. Pockmarks distribuidos de manera aleatoria en el fondo.

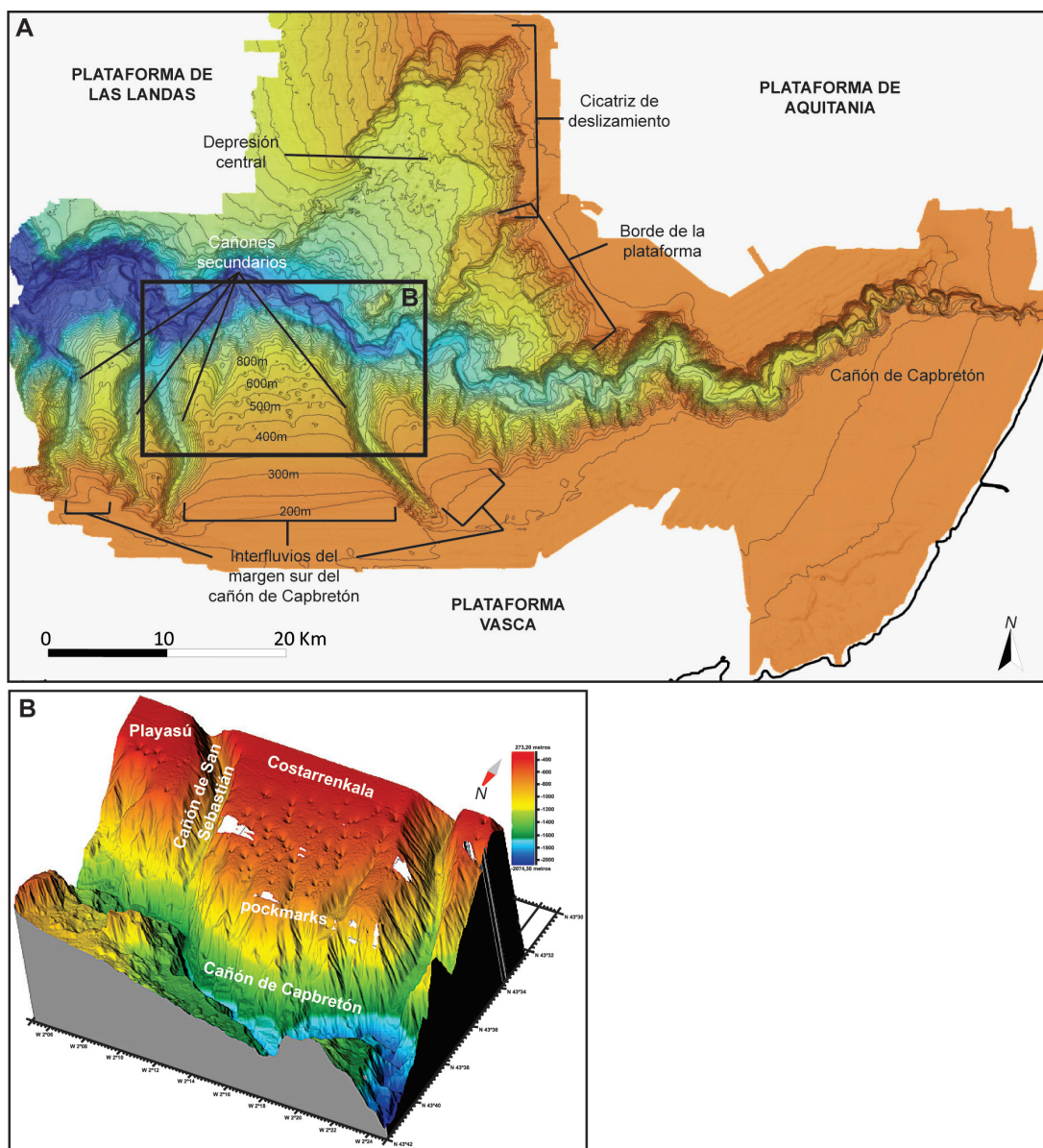


Fig. 1.7: Localización de los principales interfluvios del margen Ibérico.

A) Carta batimétrica del área del Cañón de Capbreton.

B) Imagen tridimensional de detalle de los principales interfluvios de la plataforma vasca, con la disposición de las bolsas de metano (pockmarks).

Imagen A), mapa de fondo reproducido con el permiso de M. Cremer, Université de Bordeaux I.

Imagen B), figura tridimensional de fondo reproducida con el permiso de O. Weber, Université de Bordeaux I.

### 1.3 Sedimentación reciente

En la plataforma continental Vasca, se pueden identificar tres sectores entre el litoral y los 100m de profundidad (Galparsoro *et al.*, 2010), de acuerdo a las principales *características geomorfológicas y morfosedimentarias* observadas (Fig. 1.8):

En el sector occidental, la costa presenta una orientación NO-SE, que coincide con la principal dirección de oleaje. Las principales fallas y estratos rocosos están orientados también



Fig. 1.8: Sectores geomorfológicos y morfosedimentarios identificados en la plataforma Vasca (de acuerdo a Galparsoro *et al.*, 2010).

hacia el NO-SE, generando una pendiente suave. Este sector está caracterizado por un sustrato predominantemente rocoso (más del 80% de la superficie), excepto frente a Bilbao, en la zona de desembocadura del río Nervión, donde unos sedimentos arenosos rellenan un paleocanal, alcanzando espesores de más de 20m (Galparsoro *et al.*, 2010).

El sector central (Fig. 1.8) recibe una menor energía de oleaje que el sector descrito previamente, debido a la orientación de la costa (O-E). Los depósitos sedimentarios cubren el 35% de la superficie del fondo, siendo característica la presencia de diversas formas del lecho, principalmente megaripples (Galparsoro *et al.*, 2010).

En el sector oriental, la cubierta sedimentaria del fondo marino representa más del 54% de la superficie. El fondo rocoso está caracterizado por morfologías de origen tectónico, incisiones de paleocanales y varias terrazas costeras bien desarrolladas. Los estratos rocosos se alinean paralelos a la línea de costa y perpendiculares a la principal dirección de oleaje (NO-SE). A lo largo de la costa, se puede observar un cinturón rocoso somero (Galparsoro *et al.*, 2010).

Estos sectores descritos en la plataforma continental Vasca son el resultado de una combinación de procesos acontecidos a diferente escala temporal y espacial. De acuerdo a Galparsoro *et al.* (2010), los principales mecanismos de control en la configuración de estas estructuras son el oleaje, las variaciones del nivel marino, como respuesta a cambios globales eustáticos, y subsidencias y elevaciones locales del margen continental, debidos a procesos tectónicos, relacionados con los movimientos de las placas (Klingebiel y Gayet, 1995). Estos alzamientos neotectónicos permiten explicar diferentes aspectos de la evolución del sur del Golfo de Vizcaya durante el Neógeno y el Pleistoceno (Mary, 1983), siendo los responsables de la morfología actual de la plataforma continental (Galparsoro *et al.*, 2010). Sin embargo, las litologías costeras (principalmente areniscas, areniscas carbonatadas, calizas, arcillas, limolitas y margas y margocalizas; EVE, 2003) han permitido la rápida erosión del sustrato durante los cambios del nivel del mar a lo largo del Cuaternario, con el subsecuente desarrollo de las morfologías identificadas actualmente (Galparsoro *et al.*, 2010).

La disposición de los estratos sedimentarios es un importante factor de control de la configuración de la costa y de la plataforma. Cuando la dirección de los estratos se alinea perpendicular con la línea de costa, se produce la formación de bahías y se encuentra una plataforma con una suave pendiente, como se observa en el sector occidental (Galparsoro

*et al.*, 2010). Cuando su dirección es paralela, la línea de costa presenta una disposición rectilínea, con una plataforma de abrasión bien definida (Portero *et al.*, 1991) y un alto gradiente hacia el mar, como en el sector oriental de la plataforma (Galparsoro *et al.*, 2010). La plataforma interna, hasta 35-40m de profundidad, está cubierta por un cinturón rocoso casi continuo, que constituye la extensión de las rocas que conforman el acantilado continental adyacente (Pascual *et al.*, en Borja y Collins, 2004). Este cinturón rocoso se ha identificado a lo largo de casi toda la plataforma, presentando una fuerte pendiente, lo que indica que se formó durante una rápida fase de ascenso del nivel marino que se podría corresponder con el Younger Dryas (Galparsoro *et al.*, 2010).

La plataforma continental es un prisma progradante sedimentario del Neógeno y el Pleistoceno (Boillot *et al.*, 1984). Esta plataforma está cubierta por sedimentos arenosos que, a su vez, aíslan los afloramientos rocosos del fondo (Rey y Sanz, 1982). Galparsoro *et al.* (2010) identifican un total de 10 bancos arenosos principales, que representan la extensión de los estuarios actuales, actuando como cuñas progradantes infralitorales (Infra-littoral Prograding Wedge, IPW). En la base de estas IPW se ha identificado un depósito de alta reflectancia, que puede corresponder a un nivel reelaborado de grava transgresivo, que separa esta unidad de las arenas marinas holocenas (Galparsoro *et al.*, 2010). De acuerdo a Cirac *et al.* (2000), desde hace unos 4Ka BP, el nivel marino ha permanecido prácticamente constante, con lo que el retrabajamiento ha afectado a los primeros 1 o 2m de sedimento en la plataforma interna. Sin embargo, Jouanneau *et al.* (2008) describen un parche de sedimento lodoso en la parte oriental del sector central y en el sector oriental de la plataforma, que cubre las partes interna, media y externa de la misma, rodeada en la parte sur por un afloramiento rocoso dirigido hacia la costa, pero con una extensión profunda hacia el norte sin un límite claro.

También se han identificado parches de sedimento arenoso de grano grueso, dispuestos en cinturones y surcos, definidos como depresiones erosivas con forma de ripples o como diferentes tipos de formas del lecho (Galparsoro *et al.*, 2010). Estas formas del lecho se presentan como estructuras alargadas ligeramente deprimidas, compuestas por gravas o arenas muy gruesas (Galparsoro *et al.*, 2010), que forman, por lo general, ripples y dunas adyacentes a cuerpos de arena media a fina (Murray y Thielér, 2004; Gutierrez *et al.*, 2005), cuya forma y orientación se debe a una combinación de factores, donde la dirección del oleaje de tormenta y la disposición de la línea de costa juegan un control principal (Galparsoro *et al.*, 2010). El depósito de tamaño grava identificado en las formas del lecho, podría corresponderse con afloramientos de material de una capa sedimentaria enterrada por debajo de las arenas del Holoceno, identificada mediante perfiles sísmicos en esta área (Galparsoro *et al.*, 2010). En batimetrías de 20-30m, el retrabajamiento parece estar limitado a los primeros 10cm del sedimento, principalmente durante las grandes tormentas (Galparsoro *et al.*, 2010). Los sedimentos groseros del Pleistoceno removilizados, así como los parches arenosos transgresivos, proporcionan el material para estos depósitos superficiales delgados de nivel del mar alto, que permanecen en equilibrio con los procesos contemporáneos (Cirac *et al.*, 2000).

El total de sólidos en suspensión (total suspended solids, TSS) transportado por los principales ríos y arroyos del margen norte de la península Ibérica, constituyen el 85% de lo generado en la Cuenca Fluvial Cantábrica (Prego *et al.*, 2008). De acuerdo a Uriarte *et al.* (en Borja y Collins, 2004), en el área vasca los principales agentes de control de las cargas en suspensión son los factores morfológicos y climáticos relacionados con las cuencas de drenaje. En muchos ríos, además, la cantidad de TSS está generalmente unida a la descarga de agua (Prego *et al.*, 2008).

Castaing *et al.* (1999) concluyen que la estructura hidrográfica (Temperatura y Salinidad) de las aguas de la plataforma controla la distribución del sedimento en suspensión. Según Drake (1971), la distribución vertical de la materia particulada en suspensión está controlada por la estratificación térmica, de tal manera que los límites de las capas turbias están relacionados con variaciones de la temperatura del orden de  $0,1^{\circ}\text{C}$ .

La turbidez decrece exponencialmente al aumentar la batimetría en la mayoría de las plataforma continentales (McCave, 1972; Conomos y Gross, 1972), debido a la dilución de las aguas continentales con las aguas costeras, tal y como se observa en el margen de Aquitania (Castaing *et al.*, 1999). Así, en invierno, la turbidez decrece de manera regular hasta la frontera entre las aguas marinas y las aguas costeras menos salinas, con el límite entre "aguas turbias" y "aguas limpias" bien marcado. Las aguas oceánicas forman una cuña salina que atrapa a las aguas menos salinas a lo largo de la costa (Castaing *et al.*, 1999). Esta cuña salina marca el límite oeste de la zona donde los sedimentos en suspensión son transportados por advección. A partir de esta cuña, el transporte de partículas tiene lugar, esencialmente, por difusión (Castaing *et al.*, 1999).

El estudio de la distribución de los sedimentos de grano más fino en las plataformas continentales, basa su interés no sólo en la interacción de este sustrato con la fauna que lo habita, sino también porque presenta una importante asociación con los metales pesados y los contaminantes químicos procedentes de la acción antrópica costera (Jouanneau *et al.*, 1998). En la parte sur del Golfo de Vizcaya, Rey y Medialdea (1989), indican la existencia de un importante depósito de grano fino localizado en el sector oriental de la plataforma continental.

De acuerdo al *tamaño de grano del sedimento*, la plataforma Vasca se puede dividir en dos zonas (Fig. 1.9):

1. Zona occidental, donde se observan sedimentos arenosos de grano grueso a medio (ver Fig. 1.9). La arena muy gruesa que se encuentra, puede corresponder a una antigua línea de costa situada, aproximadamente, en la isobata de 100m (Jouanneau *et al.*, 2008). La pérdida del sedimento de grano más fino en esta región oeste de la plataforma, puede ser debida al transporte rápido de este sedimento hacia la ruptura de la plataforma continental y hacia el este, fruto del régimen de la circulación oceánica predominante en esta zona (Uriarte *et al.*, en Borja y Collins, 2004).

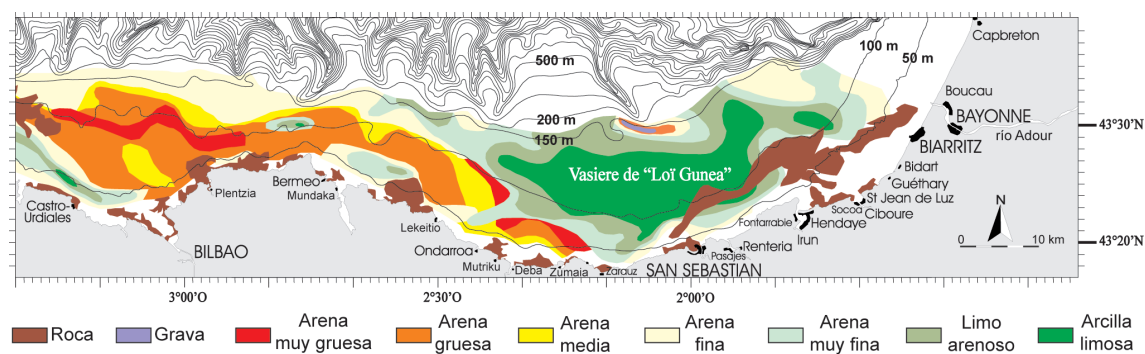


Fig. 1.9: Distribución de las facies sedimentarias identificadas en la plataforma Vasca. Imagen modificada de Jouanneau *et al.* (2008).

2. Zona oriental, donde la plataforma media y la externa se encuentran cubiertas por un sedimento limo-arcilloso (Jouanneau *et al.*, 2008), con una extensión E-O de 56km y N-S de 26km, un rango batimétrico comprendido entre 50 y más de 150m, una superficie de 680km<sup>2</sup> y un espesor medio de 4 a 5m en todo el depósito, que constituye la Vasière de "Loi Gunea" (O. Weber, com. pers., 2009) (ver Fig. 1.9). Esta unidad sedimentaria de grano fino, está limitada al sur por afloramientos rocosos, que muestran una orientación hacia la costa, mientras que hacia el norte, en profundidad, no presenta una demarcación bien definida. Parece que el depósito de sedimento de grano fino se extiende hasta la ruptura de pendiente en la plataforma externa, conformando la zona de aporte sedimentario al cañón de Capbretón. En la plataforma continental, este depósito presenta dos depocentros (punto donde se alcanza el mayor espesor de sedimento), uno localizado aproximadamente en la vertical de San Sebastián, a unos 100m de profundidad (ver Fig. 1.9), y otro situado frente a Bayona, también en la misma batimetría (Jouanneau *et al.*, 2008).

El mapa de distribución de la fracción inferior a 63µm de diámetro (Fig. 1.10A) de sedimento, permite diferenciar la parte occidental de la misma, donde dominan los materiales arenosos, con algún pequeño depósito de tamaño de grano fino, principalmente en las áreas próximas a los afloramientos rocosos, y la parte oriental, predominantemente fangosa, con abundante sedimento con tamaño de grano inferior a arena. Más en detalle, se observa que más del 40% de las partículas de la parte central de la Vasière son inferiores a 15µm (Fig. 1.10B). Aparte de algunos pequeños parches de sedimento fino localizados en la parte

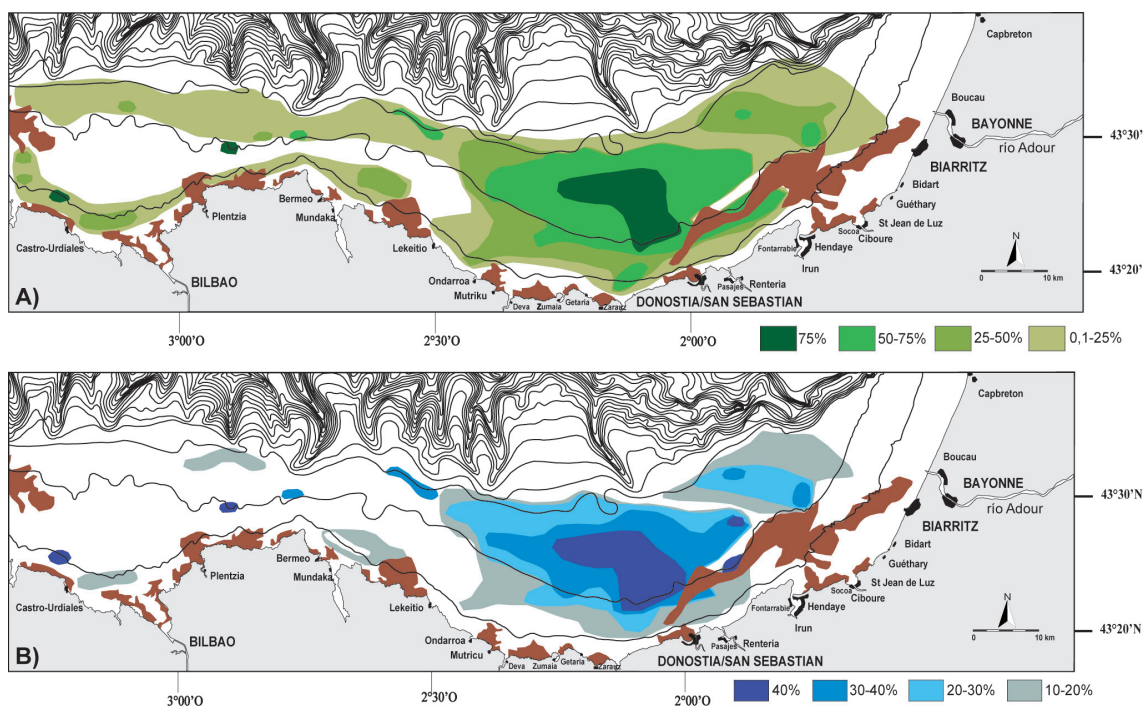


Fig. 1.10: Distribución del sedimento más fino (fracción limo y arcilla) en la plataforma Vasca.  
 A) Fracción inferior a 63µm de diámetro (imagen publicada con permiso de O. Weber, Université de Bordeaux I).  
 B) Fracción inferior a 15µm de diámetro (imagen modificada de Jouanneau *et al.*, 2008).

occidental, el segundo lugar con una acumulación de partículas de tamaño de grano muy fino está localizado claramente en la desembocadura del río Adour (ver Fig. 1.10B), donde el porcentaje de dichas partículas alcanza el 30% (Jouanneau *et al.*, 2008).

El mapa de distribución del Carbono Orgánico Particulado (Particulated Organic Carbon, COP) (Fig. 1.11) es muy similar al de la distribución de las partículas más finas en la plataforma Vasca, con un valor máximo del 2%, aunque el contenido medio en la Vasière varía entre 0,7 y 1,5% (Jouanneau *et al.*, 2008). Estos valores son muy similares a lo medidos en otros "parches" de fango de la plataforma del Golfo de Vizcaya (Etcheber *et al.*, 1999) o del margen occidental de Iberia (Jouanneau *et al.*, 2002).

Finalmente, el mapa de distribución del contenido en  $\text{CaCO}_3$  presenta una tendencia casi inversa a la observada en los mapas anteriores (Fig. 1.12). Los valores más altos (>75%) se localizan en la zona arenosa de la parte occidental de la plataforma continental, en el sedimento más grosero. Por su parte, en la Vasière y otras zonas con sedimento muy fino, se obtienen valores más bajos (0,1-25%). Esta distribución se debe a que los sedimentos más groseros incluyen un alto porcentaje de fragmentos y conchas de bivalvos, gasterópodos y equinodermos, entre otra macrofauna, así como granos carbonatados y una baja proporción de granos detríticos no carbonatados, lo que implica un origen principalmente biogénico para estos materiales (M. Cremer, com. pers., 2009).

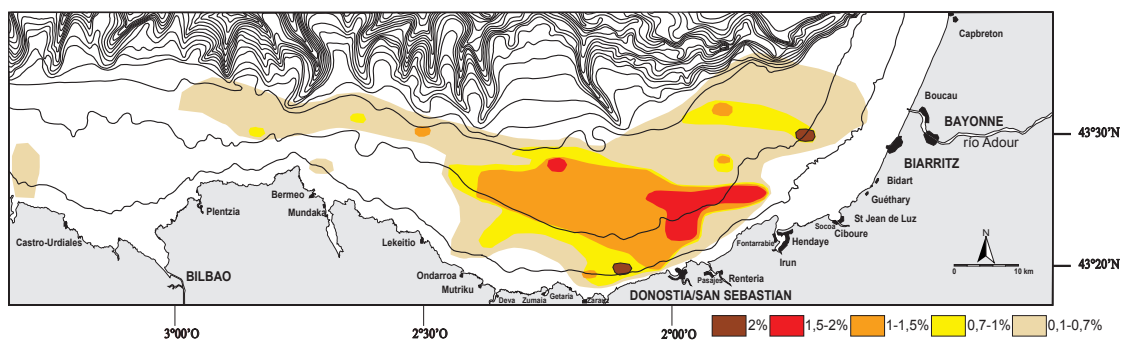


Fig. 1.11: Distribución del contenido en Carbono Orgánico Particulado (COP) del sedimento de fondo. Imagen modificada de Jouanneau *et al.* (2008).

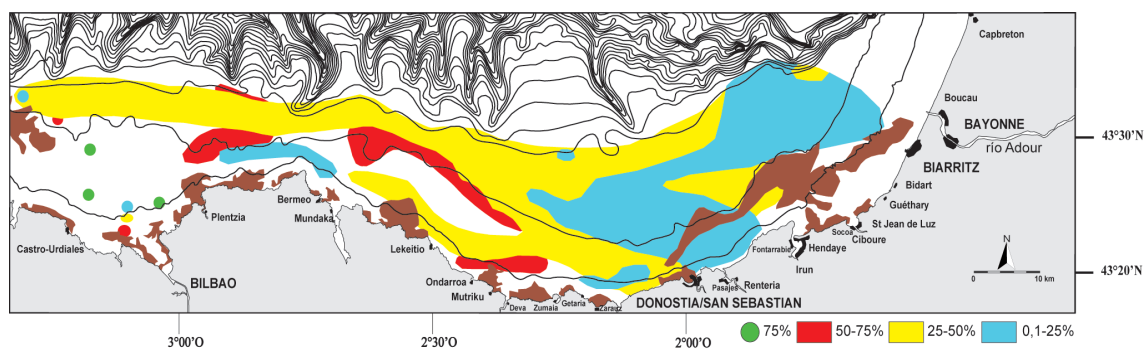


Fig. 1.12: Distribución del contenido en  $\text{CaCO}_3$  en la plataforma Vasca. Imagen modificada de Jouanneau *et al.* (2008).



Jouanneau *et al.* (2008) presentan diversos perfiles sísmicos en la parte oriental del área de estudio, que permiten conocer la geometría de esta parte de la plataforma continental.

El perfil 002 (Fig. 1.13) tiene una orientación E-O y atraviesa los interfluvios de Playasú y Costarrenkala, así como el cañón de San Sebastián, en una latitud de  $43^{\circ}32'N$  y una profundidad de 300m en el talud continental. Los depósitos sedimentarios del interfluvio oeste (Costarrenkala) están dispuestos en capas paralelas, aunque esta organización está alterada por la presencia de bolsas de gas (pockmarks) y por una o dos superficies de erosión entre las secuencias (Jouanneau *et al.*, 2008).

El perfil 003 (Fig. 1.14) es paralelo al 002, con una orientación nuevamente E-O pero a lo largo de  $43^{\circ}26'N$  de latitud, atravesando la Vasière cerca de su extensión lateral mayor. Los depósitos fangosos se distribuyen entre  $1^{\circ}53'O$  y  $2^{\circ}23'O$  de longitud, abarcando unos 44km. Entre las longitudes de  $2^{\circ}23'O$  y  $2^{\circ}27'O$ , son abundantes los afloramientos rocosos, volviendo a dominar la sedimentación fina a partir de  $2^{\circ}27'O$ , aunque localmente se pueden observar numerosos afloramientos rocosos. En general, la potencia de los depósitos lodosos aumenta con la batimetría, con un espesor máximo, estimado a partir del perfil sísmico, de 7m, localizado a 137m de profundidad cerca de la longitud  $2^{\circ}07'O$ . Hacia el este, a partir de  $1^{\circ}51'O$ , este espesor comienza a reducirse, quedando confinado el depósito de grano fino a las depresiones generadas entre los afloramientos de sustrato rocoso (Jouanneau *et al.*, 2008).

El perfil 004 (Fig. 1.15) atraviesa la plataforma en dirección SO-NE. En la parte sur, se observa un importante afloramiento rocoso, pero, a partir de  $43^{\circ}21'N$ , se incrementa el espesor de la cobertura sedimentaria de grano fino, hasta alcanzar su máxima potencia

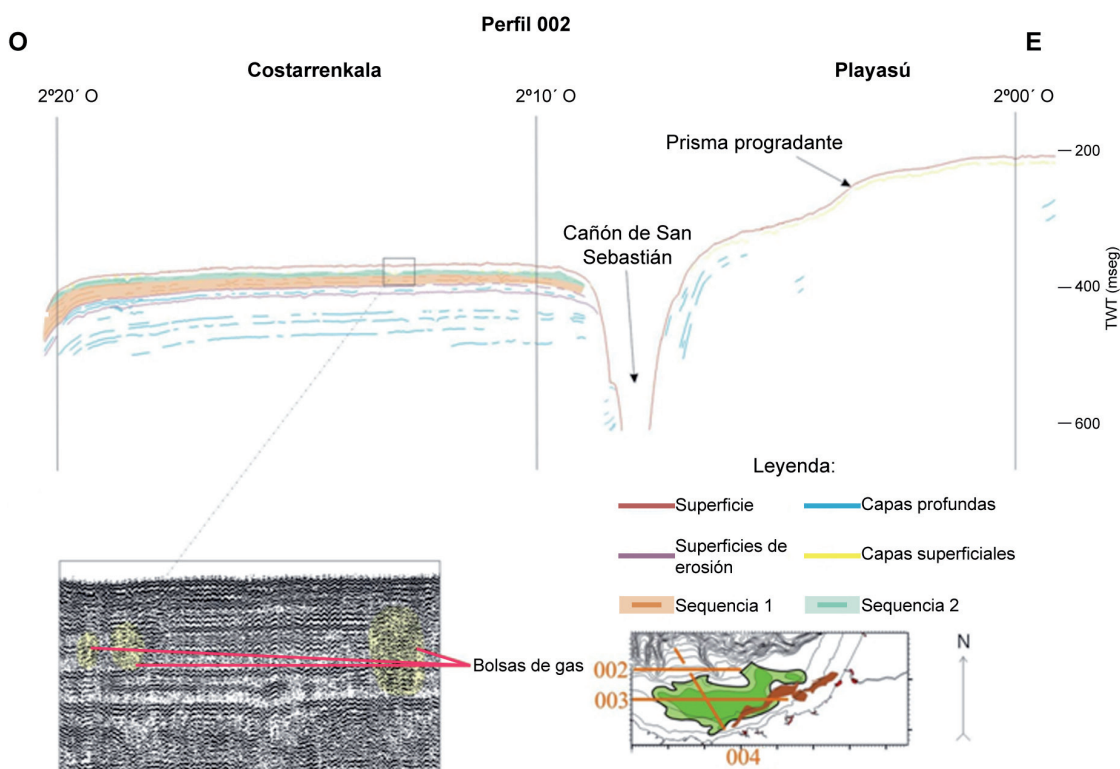


Fig. 1.13: Interpretación del perfil sísmico 002, con detalle de las bolsas de gas (pockmarks) identificadas en el interfluvio de Costarrenkala. Imagen modificada de Jouanneau *et al.* (2008).

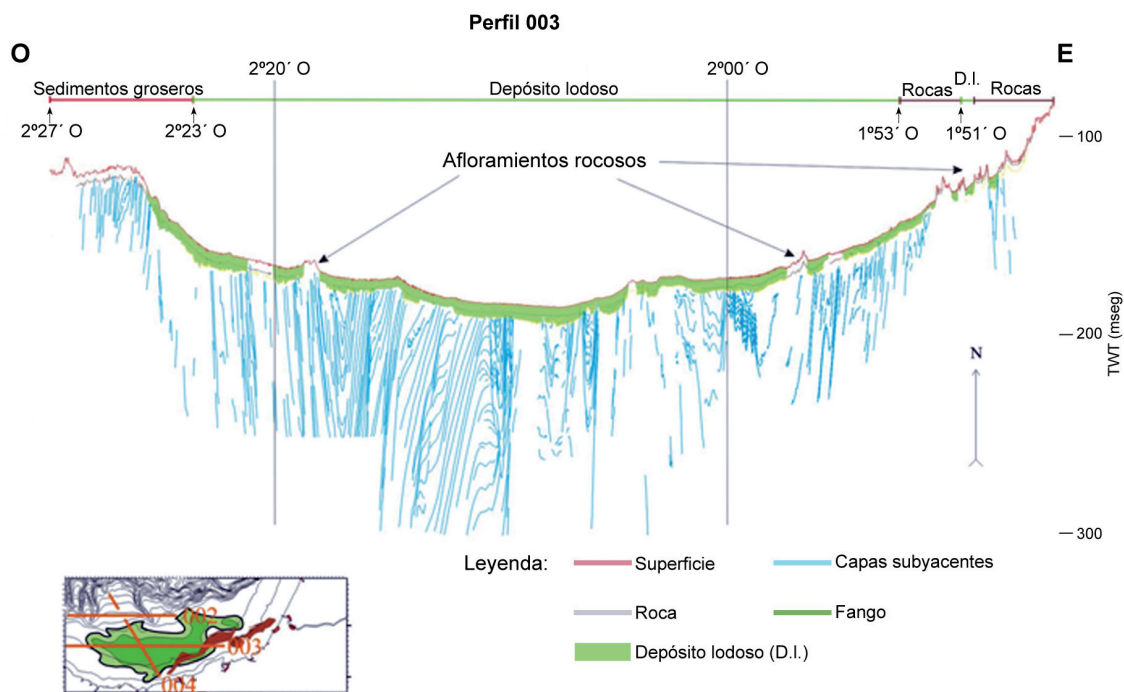


Fig. 1.14: Interpretación del perfil sísmico 003. Imagen modificada de Jouanneau *et al.* (2008).

a unos 120m de profundidad. En esta zona, la cobertura sedimentaria posee un espesor medio de 2,9m y el depósito más superficial está formado por limo fangoso. Entre  $43^{\circ}24'N$  y  $43^{\circ}27'N$  de latitud, el perfil no presenta la suficiente resolución como para poder identificar esta cobertura de grano fino. Entre las batimetrías 150 y 200m, se puede observar, bajo los sedimentos lodosos de superficie, una cuña progradante, cuyas capas sedimentarias conformantes, paralelas entre sí, muestran una inmersión hacia el norte. En conjunto, la cuña progradante aumenta su espesor también hacia el norte, alcanzando una potencia de unos 50m cerca de  $43^{\circ}31'N$  de latitud (Jouanneau *et al.*, 2008).

Jouanneau *et al.* (2008) han determinado que los valores de la tasa de sedimentación del depósito que conforma la Vasière, oscilan entre 0,13 y 0,50cm/año, con el valor más bajo obtenido en la parte oriental del depósito y el más elevado en la parte central del mismo. En la parte superior del talud continental, en el interfluvio de Playasú, la tasa de depósito alcanza los 0,26cm/año. De acuerdo a estos valores, se puede observar que la mayor tasa de sedimentación se registra en la parte central del depósito fangoso, mientras que los valores más bajos se encuentran cerca de los afloramientos rocosos. Estos resultados son coherentes con la estimación del espesor sedimentario calculado en base a los perfiles sísmicos (Jouanneau *et al.*, 2008).

Tanto la presencia como la distribución espacial del depósito de sedimentos de grano muy fino en la plataforma Vasca, pueden explicarse aludiendo a diversos factores ambientales (Jouanneau *et al.*, 2008) que, posiblemente, interactúen entre ellos para favorecer dicha sedimentación:

Así, a pesar de la existencia de numerosos ríos en el margen cantábrico, que transportan sedimento continental depositándolo en la plataforma, tras su desembocadura en el Golfo de Vizcaya (Prego *et al.*, 2008), no existe relación directa entre este aporte y la distribución de los sedimentos más finos en la plataforma Vasca. Este depósito no se encuentra en las zonas

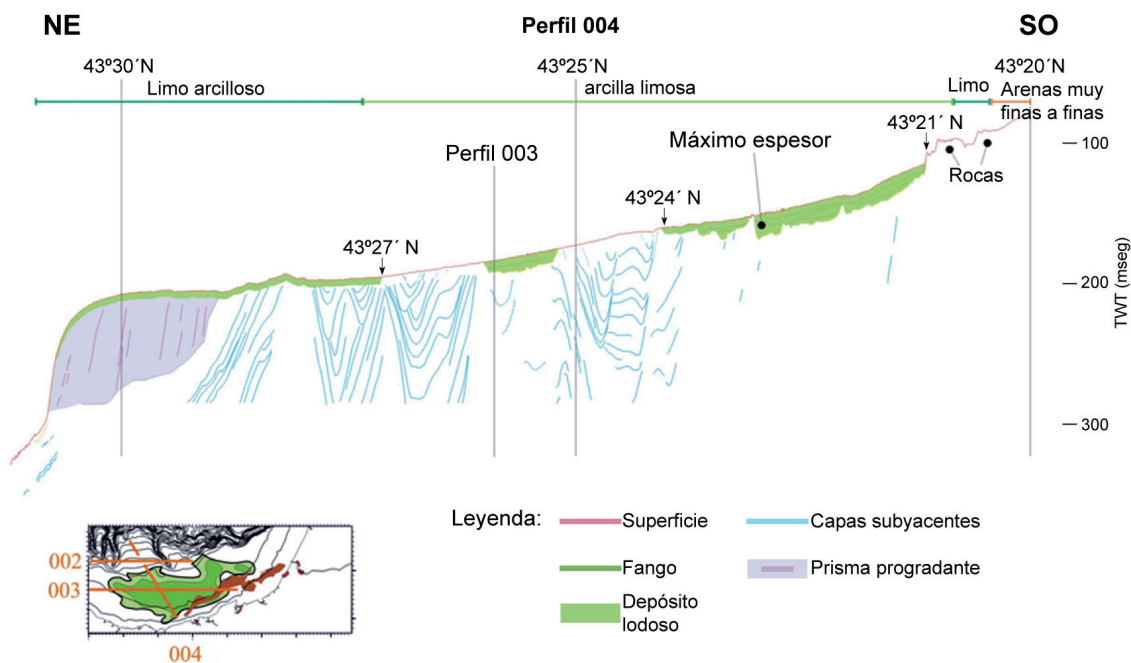


Fig. 1.15: Interpretación del perfil sísmico 004. Imagen modificada de Jouanneau *et al.* (2008).

de desembocadura, al menos en la provincia de Vizcaya, sino que el acúmulo del sedimento más fino se concentra en la parte oriental de la plataforma continental, tal y como se aprecia en el mapa de distribución de las facies sedimentarias (Jouanneau *et al.*, 2008) (ver Fig. 1.9).

Por otro lado, los estudios hidrodinámicos centrados en las corrientes que imperan en el Sur del Golfo de Vizcaya y, especialmente, en la plataforma Vasca (Le Cann y Pingree, 1995; Pingree y Le Cann, 1990 y 1992a; Frouin *et al.*, 1990; entre otros) permiten caracterizar corrientes superficiales capaces de transportar materia en suspensión hacia las partes más profundas del Golfo de Vizcaya y, en particular, de redistribuir el sedimento aportado por los diferentes ríos del margen Cantábrico, hacia la parte oriental de la plataforma continental (García-Soto *et al.*, 2002). En el Sur del Golfo de Vizcaya, la corriente superficial residual presenta una orientación hacia el SE, excepto en invierno, cuando se produce una inversión en su dirección (Valencia *et al.*, en Borja y Collins, 2004), por lo que sería posible una entrada de material en suspensión procedente del norte de la plataforma. El río Adour, con la desembocadura situada al este de la Vasière (ver Fig. 1.9), también puede constituir una fuente secundaria de aporte sedimentario (Castaing *et al.*, 1999), generando el segundo centro de depósito de grano muy fino que se observa en la distribución de facies de la parte oriental de la plataforma (Jouanneau *et al.*, 2008).

Por último, la parte SE del Golfo de Vizcaya, al estar confinada por los márgenes Ibérico y Armoricano (ver Fig. 1.1), dispuestos entre sí en ángulo recto, constituye una especie de "cul-de-sac". Además, en la propia plataforma Vasca, los afloramientos rocosos actúan como barreras de las capas nefelíticas bentónicas, favoreciendo el depósito de las partículas finas en suspensión. Sin embargo, a pesar de que el mayor espesor sedimentario de la Vasière se localiza en la parte central de la misma, los perfiles sísmicos obtenidos en esta área permiten observar una continuidad de esta sedimentación más fina hacia el talud y los márgenes del cañón de Capbretón mediante una cuña progradante (Jouanneau *et al.*, 2008).

## 1.4 Oceanografía

### 1.4.1 *Circulación atmosférica*

El movimiento de las masas de aire, en giros ciclónicos y anticiclónicos, es la principal causa de la existencia de una circulación de las capas más superficiales del agua marina. Además, debido al transporte Ekman, el efecto del viento en superficie provoca el movimiento de las capas oceánicas más profundas, produciendo, en muchas ocasiones, los afloramientos o upwellings de aguas de fondo cargadas de nutrientes.

Los movimientos de atmósfera terrestre están condicionados por dos procesos fundamentales: la distribución diferencial de la energía solar con la latitud y la acción de la rotación terrestre, que se manifiesta por medio de la fuerza de Coriolis (Vázquez Abeledo, 1998).

El Sol calienta las regiones ecuatoriales con mayor intensidad que las polares, por lo que las masas de aire cercanas al Ecuador se elevarán al ser más ligeras, reemplazándose por masas de latitudes más altas y, por tanto, más frías. Entonces, se genera una circulación hacia el norte en el Hemisferio Norte y hacia el sur en el Hemisferio Sur, cubriendo un cinturón de unos 30° de latitud a ambos lados del Ecuador. Son las denominadas celdas de Hadley, que consisten en movimientos de aire a lo largo de los meridianos terrestres. Sin embargo, en las regiones tropicales y subtropicales se observan vientos tanto del oeste como del este, siendo los alisios los más importantes. Estos vientos se producen por la combinación del movimiento rotatorio de la Tierra y el desplazamiento hacia el norte (o hacia el sur) de las masas de aire por la acción de las celdas de Hadley (Vázquez Abeledo, 1998).

Esta generación de vientos también se puede explicar aludiendo a la fuerza de Coriolis, que actúa sobre la circulación de fluidos y está originada por el propio movimiento rotatorio de la Tierra. Esta fuerza actúa sobre las corrientes que fluyen desviándolas de su trayectoria (hacia la derecha en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el Sur). En las capas altas de la atmósfera, se producen movimientos hacia el Ecuador en ambos hemisferios, donde las masas de aire son desviadas hacia el este dando lugar a vientos que proceden del oeste, denominados corrientes de chorro (Vázquez Abeledo, 1998).

La zonalidad de los vientos del oeste puede variar. Así, la *Oscilación del Atlántico Norte* (North Atlantic Oscillation, NAO) se caracteriza por presentar un patrón dipolar de señales de anomalías de presión opuestas entre el norte de Islandia (Stykkisholmur) y Ponta Delgada (Azores), Lisboa o Gibraltar (Aravena *et al.*, 2009). Las estimaciones más aceptadas del índice NAO están basadas en la anomalía de presión normalizada a nivel del mar (SLP) entre estas localidades, definidas para describir la evolución temporal de la NAO, es decir, las fases positiva y negativa identificadas a diferente escala temporal (Jones *et al.*, 1997; Hurrell *et al.*, 2003). El índice NAO es positivo cuando la diferencia de presión entre ambas estaciones de medida es mayor de la normal (Fig. 1.16A), siendo los vientos del oeste más intensos. El índice NAO es negativo (Fig. 1.16B) cuando la diferencia es mínima y los vientos del oeste son más débiles (Uriarte, 2003).

La NAO se utiliza como indicador o "proxy" de las causas de "forzamientos" de los ecosistemas oceánicos en la mayor parte del Hemisferio Norte (Ottersen *et al.*, 2001). En general, sólo se consideran los índices NAO invernales (diciembre a marzo), debido a que en esta estación posee una amplitud más pronunciada que durante el resto del año (Slonosky y Yiou, 2002).

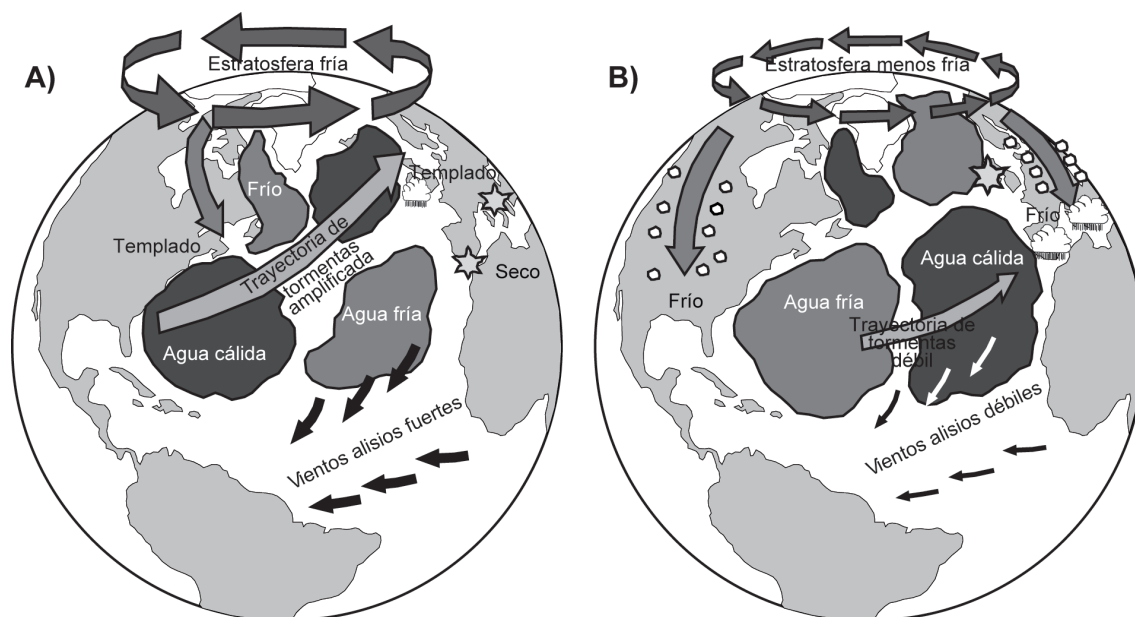


Fig. 1.16: Fases positiva y negativa de la NAO y su influencia en el clima y las masas de agua superficiales en el Atlántico Norte.

A) NAO positiva. Se corresponde con un alto atmosférico (altas presiones) en las Azores, y un intenso bajo atmosférico en Islandia (bajas presiones). Los vientos alisios sobre el océano son fuertes y el clima continental invernal más suave en Estados Unidos y Europa.

B) NAO negativa. Cuando el índice NAO es bajo, los vientos alisios sobre el océano son más débiles y el clima continental invernal más severo en Estados Unidos y Europa.

Modificado de Heide y Cook (2007).

Se cree que los valores del índice NAO fluctúan cíclicamente con un período de varias décadas de duración, superponiéndose a una variabilidad intradecadal (Uriarte, 2003). De acuerdo a Hurrell *et al.* (2001), estas variaciones de la NAO estarían relacionadas con la variabilidad de la circulación termohalina. Por su parte, Hoerling *et al.* (2001) aluden a cambios en la temperatura del agua de los océanos tropicales como principal causa de variación del índice NAO. Así mismo, pueden producirse procesos de retroalimentación entre el índice NAO y el clima continental europeo (Cohen y Entekhabi, 1999).

Kerr (2000) y Knight *et al.* (2005) describen la existencia de un ciclo térmico de calentamiento y enfriamiento en las aguas superficiales del Atlántico Norte, entre 0° y 70°N, denominado Oscilación Multidecadal Atlántica (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO), con un período de 65 a 80 años y una amplitud de unos 0,5°C.

La fase positiva de la NAO se relaciona con condiciones más frías y secas en la parte noroccidental del Atlántico y la región Mediterránea, así como con situaciones más cálidas y húmedas en el norte de Europa y parte de Escandinavia, donde se han encontrado condiciones inversas durante la fase negativa de la NAO (Visbeck *et al.*, 2001). Mientras el clima en el norte de Europa, el norte de África y la región del Mediterráneo muestran una respuesta clara a la variabilidad de la NAO, no en todas las regiones de la Península Ibérica parece que sea así (Aravena *et al.*, 2009). Sáenz *et al.* (2001) afirman que en la costa noroeste del Mar Cantábrico, ni la precipitación ni la temperatura del aire muestran una respuesta aparente al índice NAO invernal.

Muñoz-Díaz y Rodrigo (2006) sugieren que la costa norte de la Península Ibérica debe estar influenciada principalmente por la circulación N-NO y, también probablemente, por

otro patrón de teleconexión como es el índice Atlántico oriental/Rusia occidental. Por tanto, la precipitación no parece ser un buen indicador de los eventos NAO en esta área, localizada en la zona transicional entre Europa del norte y África del norte (Sáenz *et al.*, 2001). Otra explicación para esta falta de correlación entre la NAO y la precipitación podría ser que la variabilidad en la precipitación tiene, principalmente, un carácter zonal (Cayan *et al.*, 1998; Dettinger *et al.*, 1998).

#### 1.4.2 Circulación oceánica

Son numerosas las corrientes oceánicas descritas en el Atlántico Norte (Fig. 1.17), sobre todo si se consideran las corrientes de escala local presentes en ambos márgenes oceánicos. Además, sus características son muy variables a lo largo del tiempo, presentando muchas de ellas un carácter marcadamente estacional, cambiando no sólo su dirección sino también su área de influencia, de acuerdo al momento del año en que nos encontremos (Talley, 1996).

La *Corriente del Golfo* (Gulf Stream System) se genera en el Mar Caribe y se extiende hasta el margen norte del océano Atlántico (Fig. 1.17). Transporta una cantidad máxima de agua en otoño y mínima en primavera, en fase con los cambios norte-sur de su posición (Zlotnicki 1991; Kelly, 1991; Hogg y Johns, 1995), presentando un marcado carácter estacional. Esta fluctuación de la parte superior de la columna de agua (200-300m de profundidad) es el resultado del calentamiento estacional y la expansión de estas aguas superficiales (Hogg y Johns, 1995).

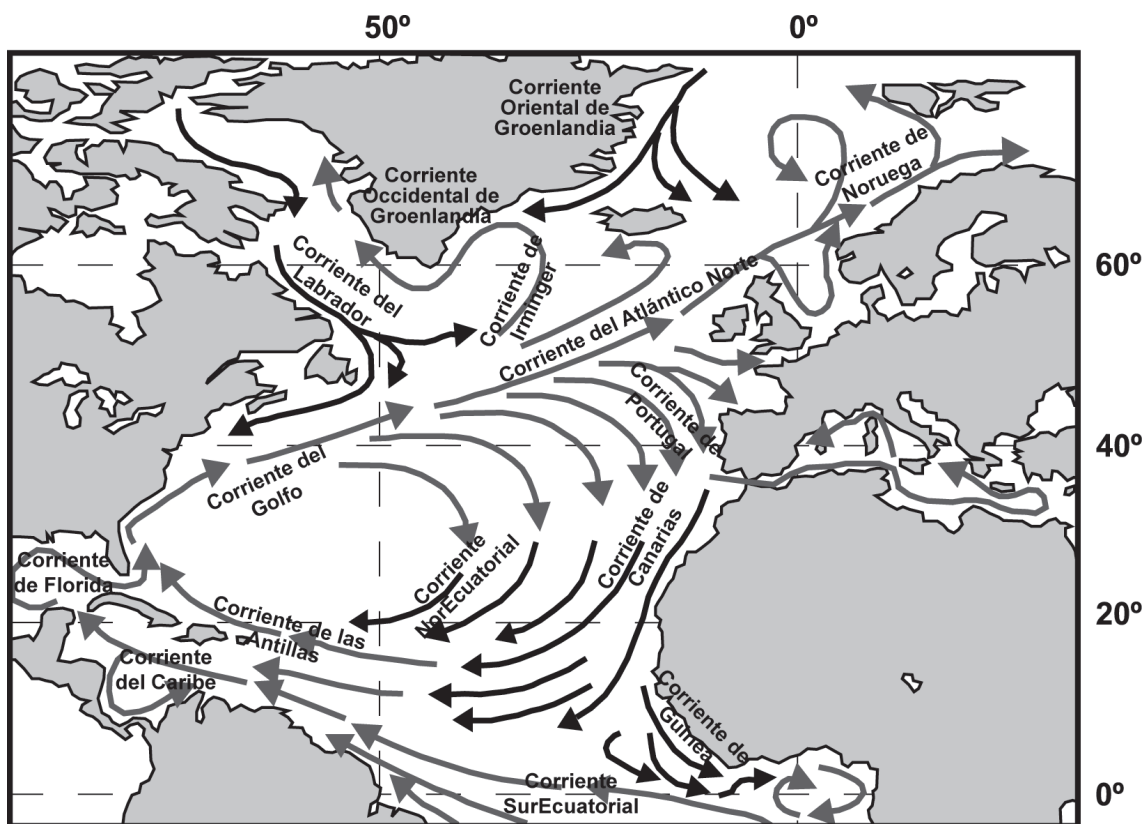


Fig. 1.17: Principales corrientes superficiales del Atlántico Norte. En gris se representan las corrientes cálidas y en negro las frías. Imagen modificada de Bartholomew (1973).

La variación en el transporte de las aguas de fondo es prácticamente opuesta a la de superficie (Hogg y Johns, 1995), con un transporte máximo en primavera (Sato y Rossby 1992; Hogg y Johns, 1995). El mecanismo propuesto es una extensa convección hacia el sur de la corriente del Golfo en invierno, debido al enfriamiento atmosférico de las aguas superficiales, provocando una profundización de la termoclina y un aumento del transporte baroclínico (Fu *et al.*, 1987).

Al oeste de la dorsal del sureste de Terranova, a unos 50° de longitud oeste, la Corriente del Golfo se divide en tres partes (Tomczak y Godfrey, 1994). Una de ellas gira hacia el norte, formando la *Corriente del Atlántico Norte* (North Atlantic Current, NAC) (Mann, 1967; Clarke *et al.*, 1980; Rossby, 1996) (Fig. 1.17). En la parte inferior de la NAC, se encuentra la Corriente del Labrador (Labrador Current, LC), que fluye hacia el sur cerca del talud desde el Mar del Labrador y después, entre 41°N y 43°N, retrocede parcialmente para viajar hacia el norte a lo largo del borde interno de la NAC (Meinen, 2001). La NAC transporta gran cantidad de agua cálida subtropical hacia los polos, generando inviernos suaves en Europa del norte (Krauss, 1986; Peixoto y Oort, 1992). Así mismo, proporciona la vía de retorno de las aguas superficiales, que se pierden en la capa profunda, durante la convección termohalina que se produce en los Mares Nórdicos (Mar de Groenlandia y Mar de Noruega) y el Mar del Labrador (McCartney y Talley, 1984; Tomczak y Godfrey, 1994).

El conjunto de masas de agua oceánicas, están afectadas por una circulación convectiva por densidad global, denominada *Circulación Termohalina Oceánica*, (Oceanic Thermohaline Circulation, THC) (Fig. 1.18). La temperatura y la salinidad determinan la densidad del agua

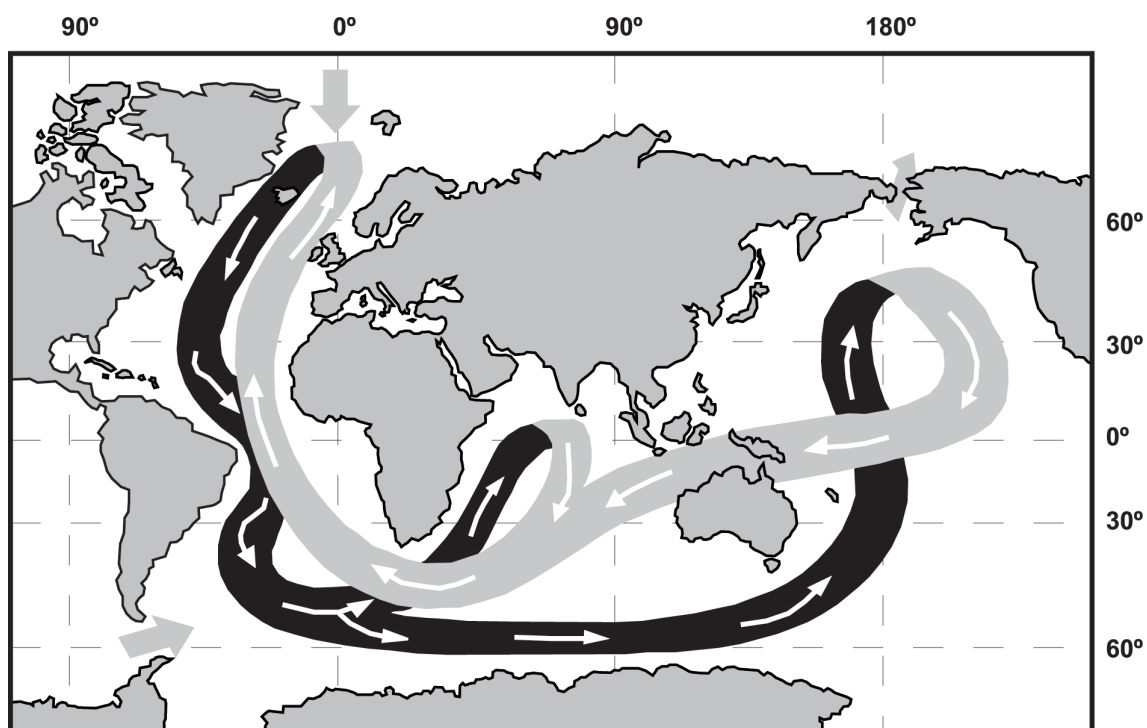


Fig. 1.18: Cinta transportadora oceánica o circulación termohalina. La circulación superficial (aguas cálidas) se representa en gris claro, mientras que la profunda (aguas frías) se indica en color negro. Imagen modificada de Broecker y Denton (1989).

marina, siendo las diferencias de densidad entre masas de agua las que provocan que el agua fluya de una parte a otra (Ma y Wang, 2010).

La THC juega un importante papel en la regulación del clima, puesto que produce más de un tercio del transporte de calor hacia los polos (Sun y Bleck, 2006), por lo que Broecker (1991) la denomina como “la cinta transportadora oceánica” o “conveyor belt” (Fig. 1.18).

La THC es debida, principalmente, a cambios en la densidad. Sin embargo, según el teorema de circulación de Bjerknes, la distribución de densidad de un fluido no depende únicamente de la presión, sino de otras variables como la temperatura o la composición del fluido. Por tanto, la THC requiere cierta mezcla turbulenta en profundidad de sus propiedades de superficie, como el calentamiento de la parte superficial del miembro superior de la circulación, para su mantenimiento (Sun y Bleck, 2006). Stommel (1961) defendió que la THC puede tener más de un medio de circulación, identificando diferentes brazos de la misma que se corresponden con “flujos termales”, en los cuales la diferencia de temperatura domina sobre la salinidad, y “flujos salinos” en los que las diferencias de salinidad dominan sobre la densidad. En los océanos, los flujos “conducidos por salinidad” se corresponden con una situación en la cual la entrada de agua dulce en latitudes altas evita el hundimiento del agua fría a grandes profundidades. A su vez, en latitudes bajas domina la evaporación, provocando el hundimiento del agua cálida salina en los mares ecuatoriales (Mullarney *et al.*, 2007).

Diversos estudios sugieren que la disminución de la THC se debe a un incremento en la entrada de flujo superficial de agua dulce en el Atlántico Norte (Broecker *et al.*, 1985; Stocker y Wright, 1991; Manabe y Stouffer, 1995; Rahmstorf, 1995; Stocker, 2000). Otros autores sugieren que es el calentamiento superficial el que causa la disminución de la THC (Mikolajewicz y Voss, 2000) o, incluso, una combinación de ambos factores (Thorpe *et al.*, 2001).

Las principales masas de agua que afectan al Golfo de Vizcaya, son el Agua profunda del Atlántico Norte y el Agua Central del Atlántico Norte, cada una de ella con características propias (Fig. 1.19).

El *Agua Profunda del Atlántico Norte* (North Atlantic Deep Water, NADW) (Fig. 1.19) es, en realidad, un grupo de varias masas de agua formadas por diversos procesos. Los componentes principales de la NADW se forman en las regiones del norte del Océano Atlántico Norte.

De acuerdo a Talley (1996), la capa superficial de la NADW está formada por el Agua Mediterránea (Mediterranean Water, MW o Mediterranean Overflow Water, MOW), que presenta una elevada densidad, pero con un contenido bajo en oxígeno. El fondo de esta capa superficial está compuesto por el Agua Intermedia Antártica (Antarctic Intermediate Water, AAIW). La AAIW se manifiesta por un mínimo de salinidad, identificado entre 20°N y 25°N. A partir de esta latitud no es posible su detección, por culpa de la elevada salinidad de la MOW. A pesar de la importante dilución que sufre a estas latitudes, la AAIW se ha identificado dentro del giro subpolar del Atlántico Norte (Reid, 1994).

Por debajo de la MOW y la AAIW, la NADW está compuesta por el Agua Superficial del Mar del Labrador (Upper Labrador Sea Water, ULSW) y el Agua Clásica del Mar del Labrador (Classical Labrador Sea Water, CLSW), que se forman por convección oceánica invernal (Smethie y Fine, 2001).

La parte inferior de la NADW incluye el Agua de Desbordamiento de los Mares Nórdicos (Nordic Seas Overflow Water, NSOW), principalmente Agua de Desbordamiento de Islandia-Escocia (Iceland-Scotland Overflow Water, ISOW) (Fig. 1.19) y Agua de Desbordamiento del Estrecho de Dinamarca (Denmark Strait Overflow Water, DSOW) (Smethie y Fine, 2001).



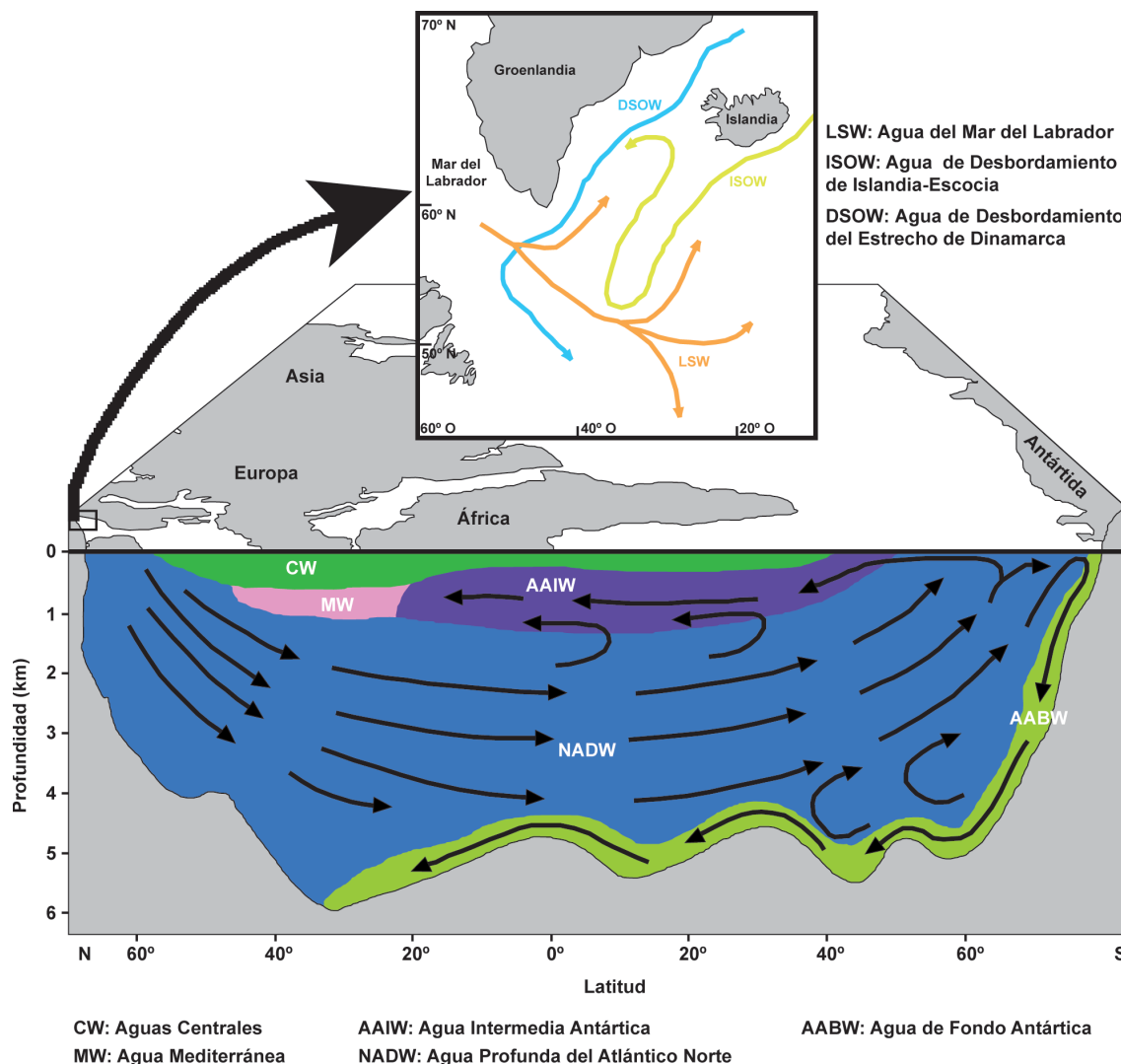


Fig. 1.19: Perfil latitudinal de distribución, en profundidad, de las principales masas de agua del océano Atlántico. Imagen general modificada de Garrison (2007), figura de detalle modificada de Raymo *et al.* (2004).

Finalmente, por debajo de la NADW se encuentra el Agua de Fondo Antártica (Antarctic Bottom Water, AABW) (Talley, 1996).

El *Agua Central de Atlántico Norte* (North Atlantic Central Water, NACW) (Pollard *et al.*, 1996) es una masa de agua presente en los 500 a 1000m superiores del océano (Fig. 1.19), definida por unas condiciones de temperatura y salinidad características y formada principalmente por la interacción aire-océano a lo largo de una amplia banda latitudinal. Se ha comprobado que la NACW del Atlántico Norte oriental es más salina, generalmente menos de 0,1 P.S.U. (unidades prácticas de salinidad medida a temperatura constante), que en el Atlántico Norte occidental (Harvey, 1982; Ríos *et al.*, 1992). Esto da lugar a la definición de términos como Agua Central del Atlántico Norte Occidental (Western North Atlantic Central Water, WNACW), para describir el NACW menos salina, y Agua Central del Atlántico Norte Oriental (Eastern North Atlantic Central Water, ENACW), para la variedad más salina (Harvey, 1982).

La ENACW puede ser subdividida en dos variedades (Ríos *et al.*, 1992): la ENACWsp (SubPolar) más fría, que fluye hacia el sur en el oeste de Galicia, y la ENACWst (SubTropical) más cálida, que se desplaza hacia el norte entre las Azores y Portugal.

El *Golfo de Vizcaya* se localiza en la parte oriental de los giros atlánticos subpolar y subtropical, estando afectado por ambos, en mayor o menor medida, dependiendo de la latitud (Fontán *et al.*, 2008) (Fig. 1.20). Sin embargo, la circulación oceánica general en esta área sigue, principalmente, el giro subtropical anticiclónico de manera relativamente débil (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996).

La costa Vasca se puede considerar como un área marginal del Golfo de Vizcaya, dentro del Atlántico Norte, con unas características climáticas y geográficas distintivas (Fontán *et al.*, 2008). La concavidad de esta zona induce a una fuerte influencia continental, provocando que el agua de la plataforma sea menos salina, más fría en invierno y más cálida en verano, que el agua situada en una latitud equivalente en áreas localizadas más hacia el oeste (Valencia *et al.*, 2003; y en Borja y Collins, 2004).

Numerosos trabajos se han centrado en analizar el comportamiento de las diferentes masas de agua presentes en el Golfo de Vizcaya (p. ej. Boucher, 1985; Pingree y Le Cann, 1990, 1992 a y b; Pingree, 1994; Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; Durrieu de Madron *et al.*, 1999) (Fig. 1.20A). Se han descrito diversas corrientes en esta área, con una influencia, en algunos casos, estacional en el sur del Golfo de Vizcaya (Figs. 1.20B y C). Estas masas de agua se pueden agrupar como aguas profundas, aguas centrales y aguas superficiales (Fig. 1.21):

Por debajo de unos 600m de profundidad aparece el agua profunda y de fondo, donde se reconocen las corrientes principales que conforman la NADW (MOW, LSW y NEADW; Fig. 1.21).

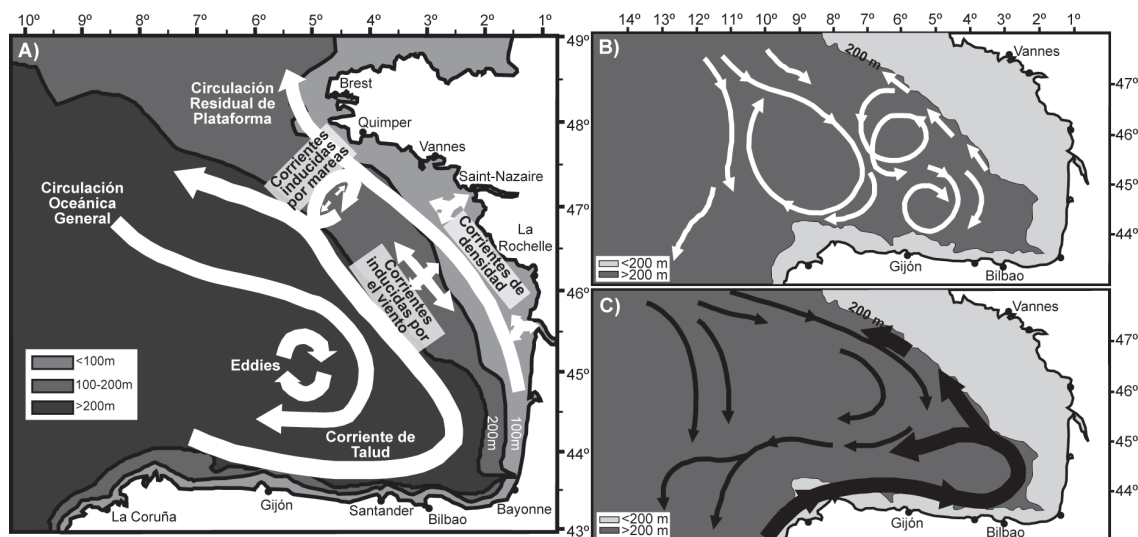


Fig. 1.20: Circulación oceánica general y variación estacional en el patrón de la misma en el Golfo de Vizcaya: A) Circulación general y corrientes principales detectadas. B) Situación durante el verano, con una circulación de talud débil. C) Situación durante el invierno, con una fuerte intrusión de la corriente de talud. La imagen A) se ha modificado de Koutsikopoulos y Le Cann (1996), mientras que las figuras B) y C) se han obtenido de Durrieu de Madron *et al.* (1999).

Entre 600 y 1300m, en la parte superior de la corriente profunda, se identifican las aguas de origen mediterráneo, principalmente la MOW (Botas *et al.*, 1989; Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; Durrieu de Madron *et al.*, 1999). Esta se caracteriza por presentar un máximo de salinidad (35,73-35,76 P.S.U.) y temperatura (9,8°C), además de por un mínimo de oxígeno, a unos 1000m de profundidad (Durrieu de Madron *et al.*, 1999).

Por debajo de la MOW, se han encontrado evidencias de la presencia del Agua del Mar del Labrador (Labrador Sea Water, LSW), con un valor mínimo de oxígeno a unos 1900m de profundidad (Durrieu de Madron *et al.*, 1999). Generalmente, también se caracteriza por presentar un mínimo de salinidad (Durrieu de Madron *et al.*, 1999), pero debido a la mezcla con la MOW que se le superpone, este valor mínimo de salinidad disminuye a medida que el agua se dirige hacia el este, llegando a desaparecer la LSW dentro del Golfo de Vizcaya, lo que impide la observación de esta masa de agua de manera bien definida.

Entre 1500 y 3000m de profundidad, por debajo de la LSW, aparece el Agua Profunda del Atlántico NorEste (North East Atlantic Deep Water, NEADW) (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996).

En batimetrías superiores a 3000m (Durrieu de Madron *et al.*, 1999) o 4000m (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996) se ha descrito la influencia de la AABW proveniente del sur (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; Durrieu de Madron *et al.*, 1999).

Las masas de agua centrales (Fig. 1.21) se extienden entre los 200 y 600m de profundidad (Durrieu de Madron *et al.*, 1999). El límite inferior del agua central se caracteriza por presentar un mínimo de salinidad (Fraga *et al.*, 1982), localizado entre 400 y 500m de profundidad, pero el límite superior no está bien definido y varía de manera estacional a lo largo del año (Botas *et al.*, 1989). Según las características propias de esta masa de agua, de acuerdo a la nomenclatura de Harvey (1982) se puede clasificar como ENACW (Durrieu de Madron *et al.*, 1999), concretamente como ENACWst, que fluye hacia el polo a lo largo

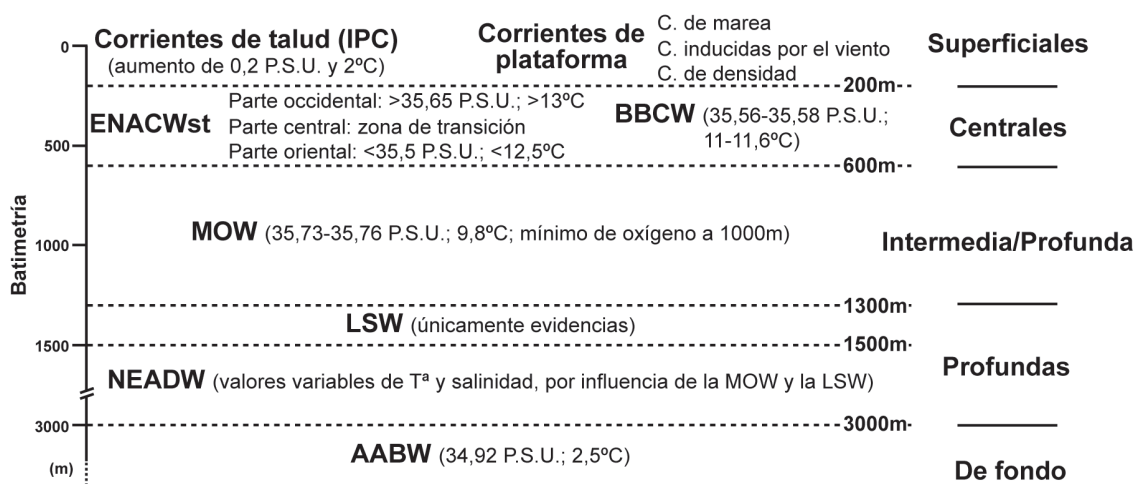


Fig. 1.21: Esquema resumen de las principales corrientes y masas de agua detectadas en el Sur del Golfo de Vizcaya, aludiendo a la profundidad a la que se encuentran y sus características definitorias. IPC = Corriente Ibérica hacia el Polo; ENACWst = Agua Central del Atlántico Norte Oriental; BBCW = Agua Central del Golfo de Vizcaya; MOW = Agua Mediterránea; LSW = Agua del Mar del Labrador; NEADW = Agua Profunda del Atlántico NorEste; AABW = Agua de Fondo Antártica. (Para referencias, ver el texto).

del margen Ibérico (Fraga, 1981; Pingree y Le Cann, 1990; Ríos *et al.*, 1992; Pérez *et al.*, 1993). Este agua penetra en el Golfo de Vizcaya, desplazándose hacia el este a lo largo de la plataforma y el talud cantábricos (Pingree y Le Cann, 1992a; Bode *et al.*, 2002; García-Soto *et al.*, 2002).

Cabal *et al.* (2008) diferencian tres regiones hidrográficas distintas en la plataforma continental del Sur del Golfo de Vizcaya, de acuerdo a las características de esta ENACW (ver Fig. 1.21):

1. Parte más occidental de la plataforma, caracterizada por presentar aguas relativamente cálidas ( $>13^{\circ}\text{C}$ ) y salinas ( $>35,65$  P.S.U.), debido al flujo de la ENACWst hacia el polo.
2. Zona oriental, donde se observan aguas más frías ( $<12,5^{\circ}\text{C}$ ) y menos salinas ( $<35,5$  P.S.U.), debido a la influencia de la ENAWCsp y de los aportes de agua dulce continental del río Adour.
3. Región central del Mar Cantábrico, que se corresponde con una zona de transición, con unas propiedades intermedias entre las dos regiones anteriores.

La parte occidental se caracteriza por presentar una columna de agua mezclada, mientras que la zona oriental, debido a la descarga continental, muestra una estratificación en los metros superficiales de la columna de agua. En la región central, la zona costera presenta una estratificación superficial, mientras la parte de plataforma posee una columna de agua mezclada, dando lugar a importantes frentes a lo largo de la plataforma continental (Cabal *et al.*, 2008).

Fraga *et al.* (1982) diferenciaron un agua homogénea en el Sur del Golfo de Vizcaya, con valores de temperatura de entre  $11$  y  $11,6^{\circ}\text{C}$  y salinidad de  $35,56$  a  $35,58$  P.S.U. respectivamente, definida como Agua Central del Golfo de Vizcaya (Bay of Biscay Central Water, BBCW). Su origen se identifica en la plataforma del mar Céltico, donde esta masa de agua se vuelve más fría en invierno, hundiéndose a mayor profundidad con una fuerte mezcla.

El agua superficial de la costa cantábrica fluye hacia el oeste en verano, pero en el resto del año invierte su dirección (Fraga *et al.*, 1982; Ríos *et al.*, 1987). En primavera, se pueden identificar intrusiones de agua muy salina debido a esta circulación superficial hacia el este (Botas *et al.*, 1988), generando un límite neto y rectilíneo en la parte superior del agua central (Botas *et al.*, 1989). Sin embargo, en verano, al invertirse la dirección de flujo de las aguas superficiales, favorece la aparición de la BBCW en la costa Cántabra (Botas *et al.*, 1989).

Las aguas superficiales, que se encuentran en los primeros 200m de profundidad, se pueden subdividir, a su vez, en corrientes de talud y corrientes de plataforma, con características propias diferentes (Fig. 1.21).

Las condiciones hidrográficas del N y NO de la plataforma Ibérica, entre  $42^{\circ}\text{N}$  y  $45^{\circ}\text{N}$ , muestran una marcada estacionalidad (Cabal *et al.*, 2008). Aparte del ciclo de mezcla-estratificación de la columna de agua, propio de los mares templados (Longhurst, 1998), la característica principal de la circulación de agua superficial en el Golfo de Vizcaya, es una rama de la Corriente del Atlántico Norte. Esta entra en el Golfo de Vizcaya desde el NO, describiendo una circulación en sentido horario (Pollard y Pu, 1985). La corriente de talud, a lo largo de la Península Ibérica, es seguida por una corriente limitada más al este, salina y cálida (Caballero *et al.*, 2008), denominada Corriente Ibérica hacia el Polo (Iberian Poleward Current, IPC) (Peliz *et al.*, 2003), Corriente Costera de Portugal (Portugal Coastal Counter

Current, PCCC) (Alvarez-Salgado *et al.*, 2003) o Corriente de "Navidad" (García-Soto *et al.*, 2002). En verano, cuando predominan vientos hacia el Ecuador, la corriente de talud fluye en una capa subsuperficial, mientras en invierno, los vientos del SO permiten la migración hacia el norte de la corriente de talud en las capas superficiales (Caballero *et al.*, 2008). Es en invierno cuando la IPC entra en el Golfo de Vizcaya desde el NO de la Península Ibérica (ver Fig. 1.20C), dirigiéndose posteriormente hacia el este, debido al gradiente de densidad meridional, a través del "Conjunto de Efectos de Baroclinidad y Relieve" ("Joint Effect of Baroclinicity and Relief" o JEBAR) (Huthnance, 1984; Pingree y Le Cann, 1989).

En el Sur del Golfo de Vizcaya, la IPC se observa como una masa de agua estrecha (entre 25 y 40km de ancho), con un flujo débil (menos de 20cm/s), limitada a la parte superficial del talud, que transporta aguas subtropicales hacia el norte (Haynes y Barton, 1990). Se la reconoce por un aumento de unos 2°C en la temperatura de las capas subsuperficiales y unas 0,2 P.S.U. en la salinidad de superficie, produciendo la intensificación de los gradientes horizontales (Gil, 2003).

Los cambios atmosféricos y las descargas de agua dulce, junto con los patrones de circulación de las Aguas Centrales, son los responsables de la alta variabilidad observada en las aguas superficiales (Botas *et al.*, 1989). Las corrientes superficiales de plataforma están gobernadas, principalmente, por las mareas, el régimen de vientos y la densidad del agua (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996).

Las corrientes de marea son débiles en la parte Sur del Golfo de Vizcaya (al sur de 45°N), donde la circulación superficial está controlada por corrientes inducidas por el viento y la densidad (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; González *et al.*, en Borja y Collins, 2004; Puillat *et al.*, 2004).

Tanto la potencia como la dirección de las corrientes inducidas por el viento son muy variables (Ferrer *et al.*, 2009). La estrecha topografía de la plataforma continental Vasca, provoca que la circulación de talud afecte directamente a las aguas de plataforma (Puillat *et al.*, 2006). En esta área, los vientos provienen del SO en otoño e invierno, induciendo corrientes que fluyen hacia el E y el N, pero este patrón de circulación cambia en primavera, por la prevalencia de vientos del NO, provocando que las corrientes se desplacen hacia el S y el O-SO, a lo largo de las plataformas Francesa y Vasca respectivamente, manteniéndose con unas condiciones muy similares en verano (Ferrer *et al.*, 2009).

Las corrientes de densidad se localizan en las áreas próximas a los estuarios, por las descargas del agua dulce de los ríos (Ferrer *et al.*, 2009). El conjunto de la zona costera del Cantábrico se caracteriza por cierta homogeneidad climática (Prego *et al.*, 2008), con una curva pluviométrica y contribuciones de agua dulce al océano típicas de un clima oceánico, con un periodo de lluvia (noviembre a mayo) y una estación menos húmeda (junio a octubre), donde el flujo de agua dulce decrece hasta el 10-20% del flujo invernal (Prego *et al.*, 2008). Además, los ríos que conforman el Sistema Fluvial Cantábrico tienen un carácter torrencial, con muy cortos periodos de tiempo entre la precipitación y la descarga resultante (Ferrer *et al.*, 2009). En comparación, los ríos franceses que desembocan en el Sur del Golfo de Vizcaya son los que aportan la mayor parte del agua dulce a la plataforma.

Los procesos oceanográficos en el sur del Golfo de Vizcaya están fuertemente influenciados por factores inducidos estacionalmente (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; Lavín *et al.*, 1997), concretamente por el desplazamiento meridional del Anticiclón de las Azores. En verano, los vientos alisios fluyen hacia el S a lo largo de la costa portuguesa, pero en invierno, la migración hacia el sur y el debilitamiento del Anticiclón de las Azores

provoca la influencia de vientos del SO en la parte occidental de la Península Ibérica (Gil, 2003). Por tanto, en otoño e invierno dominan los vientos del S y del O, dando lugar a corriente dirigidas hacia el N y el E, generando procesos de *downwelling* en las aguas de la plataforma. La combinación de enfriamiento invernal, *downwelling* y mezcla turbulenta, mejora la homogeneidad de la columna de agua (Fontán *et al.*, 2008). Durante el período de estratificación térmica, entre mayo y septiembre, dominan los procesos de *upwelling* (Botas *et al.*, 1990). Estos *upwellings* se producen tanto en el talud (Dickson *et al.*, 1980) como en las zonas de costa (Botas *et al.*, 1990). En primavera, los vientos del NO generan corrientes hacia el O-SO, provocando el inicio de la relajación del *downwelling* y la turbulencia, junto con algunas fases de dominio del *upwelling*, que, unidos al calentamiento de las capas superficiales, generan la estratificación de la columna de agua (Fontán *et al.*, 2008). En verano, la componente E del régimen de vientos, paralela a la costa, provoca regímenes de *upwelling* y un transporte a través de la plataforma de las aguas superficiales lejos de la costa. Dependiendo de la fuerza de este *upwelling*, el patrón de las masas de agua superficiales de plataforma y áreas cercanas puede presentar dos situaciones. Si el *upwelling* es fuerte y persistente, se localiza una franja de agua costera surgente en la plataforma, generándose una zona anticiclónica intermedia de remolinos o "eddies" mesoescales de núcleo cálido, apareciendo aguas frías en el talud superior (Gil, 2003). Si el *upwelling* es débil o el régimen de vientos dominante es O, el agua de la plataforma es cálida y las aguas relativamente frías se localizan "offshore" (hacia fondo de cuenca) del talud superior (Sánchez y Gil, 1999).

Los "eddies" o remolinos mesoescales son un fenómeno extenso generado, principalmente, en regiones donde se produce un importante flujo medio cortante (flujo inducido por un gradiente de fuerza) (Wyrтки *et al.*, 1976). La baroclinidad (condiciones de fuerte gradiente térmico horizontal) del sistema de corrientes hacia el polo (IPC) puede generar estructuras de vorticidad (pares de eddies ciclónico/anticiclónico, Peliz *et al.*, 2003), que muestran un patrón bien definido en forma de ondas, con crestas y valles separados unos 50 a 100km, a lo largo de la costa (García-Soto *et al.*, 2002). Los eddies se producen en un balance de corrientes geostróficas débiles (1-2 cm/s) y variables (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996), con una circulación secundaria ageostrófica aún más débil a lo largo de la periferia (Sánchez y Gil, 2004).

La actividad mesoescalar de los eddies ejerce un importante efecto en la biología y la química de las aguas oceánicas, aumentando la productividad e influyendo en el arrastre y posterior desplazamiento horizontal de organismos planctónicos (p. ej. Angel y Fasham, 1983; Falkowski *et al.*, 1991; Smith *et al.*, 1996).

Entre los diferentes tipos de eddies descritos en esta área, desde un punto de vista físico destacan los Remolinos Oceánicos anticiclónicos de Agua de Talud (Slope Water anticyclonic Oceanic EDDIES, SWODDIES) (Pingree y Le Cann, 1992a). Los swoddies son estructuras mesoescales anticiclónicas con un radio de 50-60km, que giran a velocidades máximas de 30cm/s y migran hacia el oeste a velocidades de unos 2cm/s. Con una duración temporal amplia (superior a 9 meses), están centrados a unos 200m de profundidad (Pingree y Le Cann, 1992b; Sánchez y Gil, 2004; Fernández *et al.*, 2004), caracterizándose por un núcleo superior más cálido y salado que el agua adyacente (Fernández *et al.*, 2004). Se generan en invierno, a partir de meandros mesoescales producidos en la IPC que, al interaccionar con una superficie topográfica abrupta (como cañones submarinos o cabos), se desprenden de la misma, inyectándose dentro de las regiones de agua profunda del talud (Pingree y Le

Cann, 1992 a y b). En verano, tras el establecimiento de la termoclina estacional que limita estas estructuras, se observa una zona más fría sobre el núcleo del swoddie, provocada por el levantamiento, en forma de domo, de las isopícnas por encima de la termoclina. Así mismo, el núcleo se caracteriza por ser muy homogéneo, presentando unas condiciones de T-S constantes, muy similares a las características de la IPC (Pingree y Le Cann, 1992 a y b; García-Soto *et al.*, 2002).

También la presencia de los swoddies provoca cambios en las propiedades ecológicas de las zonas oceánicas donde se generan dichos remolinos, como una respuesta positiva de la clorofila al levantamiento de la picnoclina en superficie (García-Soto *et al.*, 2002). Estos cambios, presumiblemente, son importantes para el funcionamiento general de las comunidades pelágicas del Sur del Golfo de Vizcaya (Fernández *et al.*, 2004), debido a la recurrente presencia de los swoddies a escala estacional e interanual (Pingree y Le Cann, 1992a).

## 1.5 Variabilidad climática y oceanográfica finicuaternaria

En la última ratificación de la International Union of Geological Sciences (IUGS), el comienzo del Sistema/Período Cuaternario se ha establecido en la base del Piso/Edad Gelansense, datada astronómicamente en 2,58 millones de años (Ma). El Cuaternario, a su vez, se divide en dos Series/Epocas: el Pleistoceno, que abarca entre 2,58 Ma y 0,0117 Ma, y el Holoceno, que comprende desde 0,0117 Ma (11,7 Ka) hasta la actualidad (Gibbard *et al.*, 2010).

Los últimos 60000 años (60Ka) se corresponden, por tanto, con la parte final del Pleistoceno Superior (Edad Tarantiense) y el Holoceno y comprenden la culminación del último ciclo glacial-interglacial (Dansgaard *et al.*, 1993; Zahn, 1994). La transición entre el periodo glacial y el periodo interglacial, se conoce como deglaciación. La última Deglaciación se produjo entre 19 y 11,5Ka BP (p. ej. Yasuhara *et al.*, 2008) y se caracteriza por presentar una terminación de la edad glacial (Termination 1; T1) que acontece en dos fases diferentes de calentamiento: la Terminación 1a (T 1a) entre 19 y 17Ka BP, con un aumento de temperatura de unos 5°C, y la Terminación 1b (T 1b) entre 13 y 12Ka BP, en la que asciende la temperatura unos 2°C (Lamy *et al.*, 2007). En ambas se produce un descenso en los valores isotópicos de oxígeno en sondeos marinos, debido a la fusión de los casquetes glaciales como consecuencia del aumento de la temperatura atmosférica (Ruddiman y McIntyre, 1981).

Los cambios climáticos acontecidos en los últimos 60Ka se han definido de manera precisa debido al registro isotópico analizado en diferentes testigos de hielo, extraídos en Groenlandia y la Antártida. En Groenlandia, los primeros testigos fueron el GRIP (Greenland Ice Project) y el GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2), obtenidos en 1992 y 1993 respectivamente. En 2003, se extrajo el testigo NGRIP (North Greenland Ice Core Project), que abarca mayor edad. En la Antártida, el primer testigo de hielo, denominado Byrd core, se recogió en 1957, cuya información fue ampliada en 2003 por medio del testigo Vostok. Los testigos obtenidos en la Antártida abarcan mayor edad que los extraídos en Groenlandia, por lo que complementan los datos climáticos aportados por los mismos.

Björck *et al.* (1998) definen una "eventostratigrafía" para los últimos 25Ka, a partir del registro de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenido en estos testigos de hielo de Groenlandia. La escala de edad para esta stratigrafía es independiente de las dataciones radiométricas ( $^{14}\text{C}$ ), puesto que se basan en el recuento de capas de hielo anuales desde los 14,5Ka BP hasta la actualidad, pasando a continuación a emplear un modelo de flujo del hielo (Dansgaard *et al.*, 1993). Björck *et*

*al.* (1998) determinan de esta manera dos eventos estadiales o fríos (Greenland Stadial 1 y 2, GS-1 y GS-2) y dos eventos interestadiales o cálidos (Greenland Interstadial 1 y 2, GI-1 y GI-2) para este rango de edad. Estos últimos, a su vez, se pueden subdividir en periodos más cortos (Björck *et al.*, 1998; Walker *et al.*, 1999). La escala temporal más empleada para el testigo GRIP son los modelos ss09 (Johnsen y Dansgaard, 1992) y ss09sea (Johnsen *et al.*, 2001). Trabajos posteriores han realizado una cronología completa para los testigos de hielo extraídos en Groenlandia, definida a partir de los resultados obtenidos de la combinación de los sondeos DYE-3, GRIP y NGRIP, reconstruyendo una escala temporal para edades anteriores a 14,8Ka (Rasmussen *et al.*, 2006a; Vinther *et al.*, 2006) (Fig. 1.22).

Debido a la problemática de obtener dataciones mediante  $^{14}\text{C}$  para materiales de edades superiores a 40Ka, se definió una cronología que abarca entre 40 y 800Ka BP, calibrada por los diversos registros de  $\delta^{18}\text{O}$  medidos en los diferentes testigos de hielo, denominada edad SPECMAP, correlacionable con los eventos definidos por Björck *et al.* (1998) y basada en una datación orbital (Thompson y Goldstein, 2006). La escala de edad SPECMAP presenta dos referencias: una cronología de alta resolución para los últimos 300Ka (Martinson *et al.*, 1987) y una cronología más larga que se extiende hasta los 800Ka BP (Imbrie *et al.*, 1984). En este modelo de edad, se definen diferentes eventos o episodios a escala orbital basados en las variaciones en la tendencia isotópica, denominados Estadios Isotópicos Marinos (Marine Isotope Stages, MIS) (Fig. 1.22), dentro de los que se pueden observar eventos menores identificados por los picos de  $\delta^{18}\text{O}$  de frecuencia más alta, que se corresponden con períodos fríos y cálidos alternantes nombrados, respectivamente, Glaciales e Interglaciales.

Debido a que la máxima edad abarcada en los testigos analizados en esta memoria es de 57Ka cal BP (ver apartado 4.1.1), únicamente se hará alusión en esta introducción a los cambios climáticos y oceanográficos acontecidos en los últimos 60Ka.

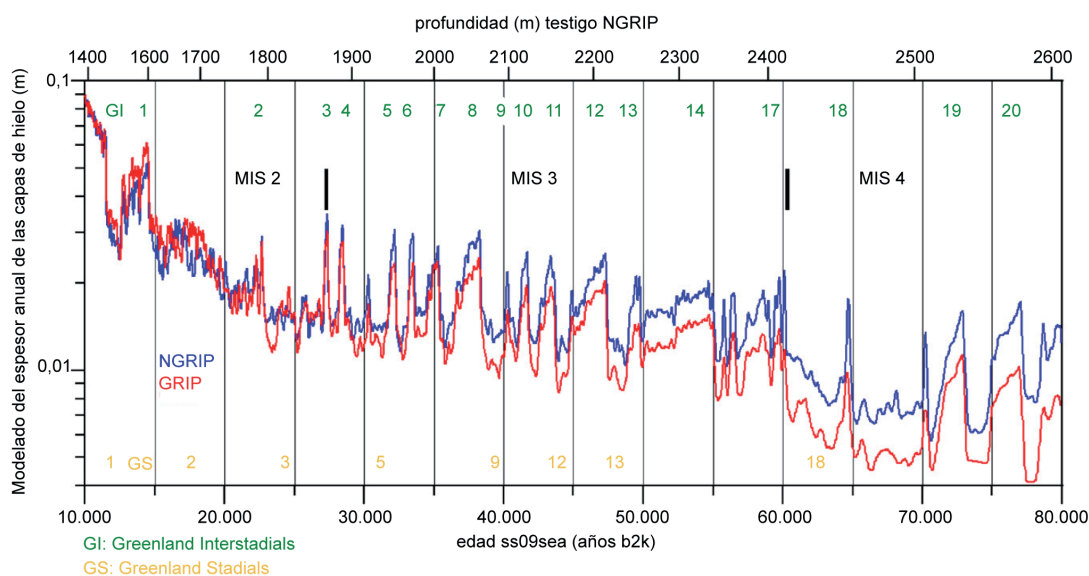


Fig. 1.22: Modelado del espesor anual de las capas de hielo del testigo NGRIP, empleando el modelo de edad ss09sea calculado en el testigo GRIP (Johnsen *et al.*, 2001). La escala temporal para este testigo, se ha obtenido ajustando la tasa de fusión de la parte inferior de las capas de hielo del sondeo NGRIP, con la edad del sondeo GRIP (modelo NGss06bm). Imagen ligeramente modificada de Andersen *et al.* (2006).



El *Estadio Isotópico Marino (MIS) 3* es el período comprendido entre 60Ka BP y unos 22Ka BP según Bae *et al.* (2003), 27Ka BP de acuerdo a van Meerbeeck *et al.* (2009) o 27,6Ka BP según Grigg *et al.* (2001), durante el último periodo glacial.

El MIS 3 se interpreta como un período más frío que el Holoceno (Bae *et al.*, 2003), caracterizado por experimentar una serie de transiciones entre condiciones cálidas y frías, con oscilaciones de temperatura de unos 2-4°C cada 1-3Ka, a las que se asocian momentos de insolación veraniega alta o baja (Grigg *et al.*, 2001). Estas fases cálidas abruptas se denominan eventos de Dansgaard-Oeschger (D-O) y están caracterizadas por presentar una brusca transición de condiciones frías o estadales a condiciones más cálidas o interestadales, generalmente seguida por una vuelta a condiciones estadales frías (Dansgaard *et al.*, 1993). En algunos estadales fríos, se produce una descarga masiva de icebergs, principalmente desde el Manto de Hielo Laurentino, en el Océano Atlántico Norte, dando lugar a los eventos Heinrich (HE) (Heinrich, 1988). Ambos eventos (D-O y HE) se pueden correlacionar con cambios climáticos rápidos en la región Circum-Atlántica Norte (Bond *et al.*, 1993; van Kreveld *et al.*, 2000; Hemming, 2004; Rasmussen y Thomsen, 2004). Estos serán objeto de un análisis detallado posteriormente, debido a su importancia en los estudios climáticos y oceanográficos llevados a cabo en esta memoria.

El MIS 2 es el período posterior al MIS 3. De nuevo, sus límites temporales son variables de acuerdo al autor que se consulte y a la señal isotópica de referencia considerada. De manera general, el MIS 2 abarca desde unos 27Ka BP (p. ej. van Meerbeeck *et al.*, 2009) hasta unos 11,5Ka BP (Carlson, 2010; entre otros). Este período incluye el Último Máximo Glacial (LGM) y la Deglaciación.

El Último Máximo Glacial (LGM) se define, de acuerdo a los registros marinos, como el intervalo temporal más reciente de la historia de la Tierra en el cual la cobertura de hielo global alcanzó su máximo volumen integral (Mix *et al.*, 2001), provocando que el hielo cubriese amplias masas continentales de Norteamérica y Europa y que el nivel marino estuviese más bajo que el actual (Lambeck *et al.*, 2000). La edad del LGM se ha basado en el máximo volumen global de hielo, definido a partir de datos isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$ ) obtenidos en caparazones de foraminíferos y/o en el registro del nivel marino, concretándose intervalos temporales variables para este período: a) unos 21Ka BP de acuerdo al CLIMAP Project (1976); b) 23-19 KaBP (Cronozona de nivel 1 del LGM) o 24-18Ka BP (Cronozonas de nivel 2 y nivel 3 del LGM) según Mix *et al.* (2001); c) 26,5-19Ka BP (Clark *et al.*, 2009); o d) una edad media de  $22,2 \pm 4$  Ka BP (Shakun y Carlson, 2010), de acuerdo a valores mínimos de temperatura.

Clark *et al.* (2009) concluyen que la máxima extensión del hielo se alcanzó, bien por diversas capas de hielo completas o por algunos sectores de dichas capas de hielo, en algún momento comprendido entre 33 y 29Ka BP (Clark *et al.*, 2009). Durante los siguientes 2500 años, el resto de las capas de hielo y sectores de los grandes mantos de hielo continuaron creciendo, de tal manera que a los 26,5Ka BP casi todas las capas de hielo habían alcanzado su extensión máxima (Clark *et al.*, 2009). De manera análoga, la mayor parte de los mantos de hielo comenzaron a retirarse de sus dimensiones máximas entre 20 y 19Ka BP.

Según Shakun y Carlson (2010), la similitud temporal entre los intervalos de duración del LGM definidos a partir del registro climático y los espesores máximos de la capa de hielo, sugiere una fuerte correlación entre los mayores volúmenes de hielo y el clima glacial. Puesto que la Deglaciación se produce inmediatamente después de que se alcance el valor mínimo de temperatura en el registro climático (Shakun y Carlson, 2010), ésta se iniciaría antes del ascenso del valor de  $\text{CO}_2$  atmosférico acontecido en 17-18Ka BP (Monnin *et al.*, 2001), por

lo que requiere la presencia de otro mecanismo que fuerce su comienzo (Shakun y Carlson, 2010). De acuerdo a Shakun y Carlson (2010), posiblemente la insolación veraniega boreal sea el mecanismo más probable que provoque el cambio hacia condiciones interglaciales aproximadamente en 22Ka BP, lo que implica que, a su vez, genere el final del LGM en el Hemisferio Norte (Barker *et al.*, 2009; Clark *et al.*, 2009).

En el Hemisferio Norte, la combinación de la expansión de los amplios mantos de hielo y el propio hielo marino del Atlántico Norte, junto con una baja concentración de gases de efecto invernadero y cambios en la vegetación y los aerosoles ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{NO}_2$ ), dan lugar al clima del LGM (Broccoli, 2000; Otto-Bliesner *et al.*, 2006; Schneider von Deimling *et al.*, 2006; Braconnot *et al.*, 2007). Dahl-Jensen *et al.* (1998), proponen un enfriamiento máximo durante el LGM en Groenlandia de  $21^\circ \pm 2^\circ\text{C}$  por debajo de la temperatura actual. Adkins *et al.* (2002) indican, además, que las aguas profundas del Atlántico serían mucho más frías y saladas que en la actualidad.

La última Deglaciación se corresponde con el resto del MIS 2, comenzando a continuación del LGM. Aunque algunos autores fechan su inicio en unos 21Ka BP (p. ej. Carlson *et al.*, 2008), tras alcanzar su volumen máximo los mantos y casquetes de hielo y comenzar el retraimiento de sus márgenes, de manera general la Deglaciación es el periodo comprendido entre 19Ka BP (Clark *et al.*, 2009) y unos 11,5Ka BP (Broecker, 2006; Carlson *et al.*, 2007; Yasuhara *et al.*, 2008). Se caracteriza por experimentar el último gran calentamiento natural global y está marcada por diversos cambios climáticos abruptos (Broecker, 1998; Clark *et al.*, 2002) (Fig. 1.23). Estas oscilaciones climáticas, de escala milenaria a centenaria, son muy comunes en el Hemisferio Norte durante toda la Deglaciación y son concurrentes con la reducción de la Circulación Termohalina (THC) (Obbink *et al.*, 2010), sugiriendo que la disminución de la THC genera un clima más frío y/o seco en la zona del Atlántico Norte (p. ej. Clark *et al.*, 2001; McManus *et al.*, 2004). Se asume que dicha reducción de la THC se

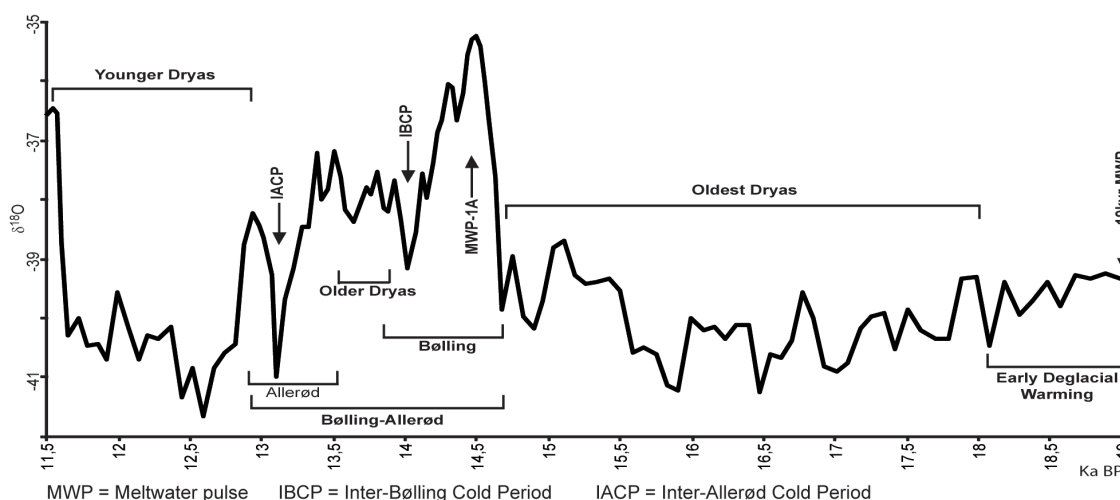


Fig. 1.23: Eventos climáticos acontecidos durante la última Deglaciación, identificados a partir del registro de  $\delta^{18}\text{O}$  del testigo de hielo GISP2. (Ver texto para referencias)

produce por la descarga de agua dulce al Atlántico Norte, pero la localización, magnitud y mecanismos de dichas descargas aún son poco conocidas (Björck *et al.*, 1996; Clark *et al.*, 2001; Flower *et al.*, 2004; McManus *et al.*, 2004; Donnelly *et al.*, 2005).

La Deglaciación comienza tras el pulso de deshielo de unos 19Ka BP (19 kyr - meltwater pulse, 19kyr-MWP) (Rinterknecht *et al.*, 2006) (Fig. 1.23). Este evento ocurre en el denominado "Calentamiento Temprano de la Deglaciación" (Early Deglacial Warming, EDW), período comprendido entre unos 20 y 18Ka BP (Carlson *et al.*, 2008), durante el que se produce la retirada de los márgenes de los mantos de hielo principales.

Esta primera fase de la Deglaciación es seguida por un intervalo de unos 3-4 Ka de restricción en la extensión del Manto Fenoescandinavo, que coincide con una reducción de la THC producida por la descarga de agua dulce en el Océano Atlántico Norte, generada por el evento de ascenso del nivel marino de 19Ka BP (Clark *et al.*, 2004; McManus *et al.*, 2004). Esta disminución de la THC provoca una disminución del transporte de calor hacia las regiones del Atlántico Norte, dando lugar al intervalo frío conocido como Oldest Dryas (Rinterknecht *et al.*, 2006) (Fig. 1.23), acontecido entre 18Ka BP y 14,7Ka BP (McManus *et al.*, 2004; Rinterknecht *et al.*, 2006; Carlson *et al.*, 2008).

Tras el Oldest Dryas tiene lugar el interestadial de Bølling-Allerød (interestadial B/A), período cálido ocurrido entre unos 14,7Ka BP y 12,9Ka BP (Obbink *et al.*, 2010). Este interestadial está constituido por dos oscilaciones cálidas consecutivas, denominadas oscilación Bølling y oscilación Allerød, separadas entre sí por un pequeño período frío llamado Older Dryas (Fig. 1.23). En detalle, la oscilación Bølling es un momento cálido acontecido entre 14,7Ka BP y unos 13,8Ka BP (Alley y Clark, 1999), con un período frío de escala secular denominado Inter-Bølling Cold Period (IBCP) acaecido cerca de su terminación (unos 14,1Ka BP) (Yu y Eicher, 2001) (Fig. 1.23). El inicio de la oscilación Bølling coincide, aproximadamente, con el pulso de deshielo 1A (MWP-1A; 14,7Ka BP a 14,5Ka BP) (Price *et al.*, 2007; entre otros). Entre 13,8Ka BP y 13,6Ka BP tiene lugar el evento frío del Older Dryas, que separa ambas oscilaciones cálidas (p. ej. Yu y Eicher, 2001) (Fig. 1.23). Debido a su corta duración temporal, este evento no se localiza en todos los registros climáticos globales (p. ej. Ammann y Lotter, 1989). Finalmente, la oscilación Allerød, que representa la última parte del interestadial, entre 13,6Ka BP y 12,9Ka BP (Fig. 1.23), es, de nuevo, un período cálido, pero con una temperatura inferior a la alcanzada durante la oscilación Bølling, tal y como se observa en el registro isotópico ( $\delta^{18}\text{O}$ ) del testigo de referencia GISP2. Esto permite confirmar la existencia de un enfriamiento progresivo a partir del máximo climático alcanzado al principio de la oscilación Bølling (Yu y Eicher, 2001), coincidiendo con el MWP-1A (aproximadamente en 14,6Ka BP). Dentro de esta oscilación Allerød, también se ha identificado un período frío a escala centenaria, definido como Inter-Allerød Cold Period (IACP) (Fig. 1.23), fechado en 13,2Ka BP por Obbink *et al.* (2010), en 13,1Ka BP por Yasuhara *et al.* (2008) y entre 13,2Ka BP y 13Ka BP por Yu y Eicher (2001).

Finalmente, la Deglaciación termina con un nuevo evento frío denominado Younger Dryas (YD) (Fig. 1.23). Dicho evento, acontecido entre 12,9Ka BP y 11,5Ka BP (Broecker, 2006; Carlson *et al.*, 2007; Yasuhara *et al.*, 2008; Carlson, 2010), se describe como una inversión climática tras el período cálido o interestadial de B/A, reflejando la culminación de la ligera tendencia al enfriamiento ocurrida tras la oscilación Bølling (Yu y Eicher, 2001). Este enfriamiento se produce por una ralentización de la THC que coincide con el inicio del YD (Hughen *et al.*, 2000; McManus *et al.*, 2004; Eltgroth *et al.*, 2006), provocando una pérdida en el transporte de calor hacia las regiones del Atlántico Norte (Carlson *et al.*,

2007). El principal mecanismo que generaría la disminución de la fuerza de la THC sería una importante entrada de agua dulce en el Atlántico Norte, que provocaría la reducción de la densidad de las aguas superficiales (Carlson, 2010), cuya fuente de origen aún permanece en debate (Broecker, 2006; Carlson, 2010).

Los eventos Heinrich (HE) y los ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O) son eventos con una periodicidad a escala sub-Milankovitch, es decir, con frecuencias de ciclos milenarios o suborbitales, con periodos superiores a 5Ka para los HE y de 1 a 2 Ka para los ciclos D-O. Presentan una relación muy estrecha entre ambos, respondiendo a condiciones climáticas similares. Ambos eventos, son muy frecuentes durante todo el MIS 3, estando presentes en menor medida durante el MIS 2 (Fig. 1.24).

Los HE son episodios con una alta intensidad de deriva de icebergs en el Atlántico Norte, que se reconocen en los testigos sedimentarios profundos por presentar capas individualizadas de derrubios transportados por el hielo ("ice-rafted debris", IRD) (Hesse y Khodabakhsh, 1998). Heinrich (1988) encontró por primera vez estas capas de sedimento de grano grueso en el Atlántico Norte (Broecker *et al.*, 1992). Estas capas individualizadas, que abarcan un período inferior a 2000 años, algunas incluso menos de 1000 años (Hillaire-Marcel *et al.*, 1994; Dowdeswell *et al.*, 1995; Thomson *et al.*, 1995), son estrictamente sincrónicas, por lo que se convierten en unos marcadores cronoestratigráficos muy precisos (Khodabakhsh, 1997) de los registros climáticos encontrados en diferentes testigos sedimentarios (Hesse y Khodabakhsh, 1998).

Otras características definitorias de los HE observadas en los testigos marinos, son:

1. Valores bajos de salinidad y temperatura (Bond *et al.*, 1992; Andrews, 1998; Cayre *et al.*, 1999), con importantes incrementos en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , medido en caparazones de foraminíferos planctónicos (Bond *et al.*, 1992 y 1993; Grousset *et al.*, 1993; Elliot *et al.*, 1998).

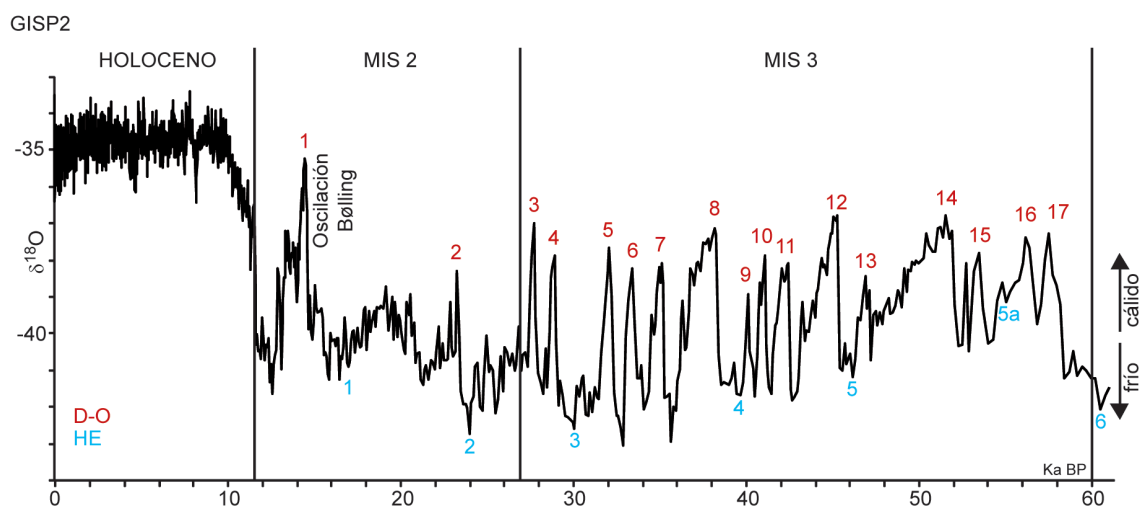


Fig. 1.24: Eventos o ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O) y Eventos Heinrich (HE), identificados en base a las variaciones isotópicas del sondeo de hielo GISP2, acontecidos en los últimos 60 Ka. Los ciclos D-O se corresponden con los descritos por Dansgaard *et al.* (1993), mientras que los HE se determinan a partir de las edades promedio definidas por Hemming (2004), Sierro *et al.* (2005 y 2009) y Bigg *et al.* (2011).

2. Dominio de las asociaciones polares en los foraminíferos, con picos de abundancia de la especie planctónica *Neogloboquadrina pachyderma* variedad sinestrosa (Broecker *et al.*, 1992; Cayre *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 1999 y 2001), junto con una alta fragmentación de los caparazones y una baja concentración de foraminíferos (Broecker *et al.*, 1992).
3. Alta relación entre terrígenos y elementos biogénicos (Lebreiro *et al.*, 1996).

El análisis petrográfico de las capas de IRDs, indica que la principal fuente de sedimento para los HE es la salida del Manto de Hielo Laurentino por el Estrecho de Hudson (Hesse y Khodabakhsh, 1998). Concretamente, su alto contenido en carbonato detrítico se deriva de las rocas carbonatadas paleozoicas que rodean la mayor parte del sector noreste del Manto Laurentino (Chough *et al.*, 1987; Andrews y Tedesco, 1992). El espesor de los IRDs es mayor en las regiones próximas al estrecho de Hudson, debido, posiblemente, a una menor fusión de los icebergs en las regiones más frías del norte (Hesse y Khodabakhsh, 1998). El grosor de las capas de IRDs alcanza un segundo valor máximo en el Atlántico central, alrededor de 45°N de latitud (Grousset *et al.*, 1993), donde los icebergs se encontrarían con la Corriente del Golfo y se fundirían, descargando el sedimento que transportan (Hesse y Khodabakhsh, 1998).

El abundante contenido en carbonato detrítico de las capas de IRDs de los HE, con valores de 20 a 25% del total de fragmentos líticos, es diferente de la composición de los sedimentos glaciares. Éstos contienen abundantes granos de cuarzo y feldespato, con una concentración

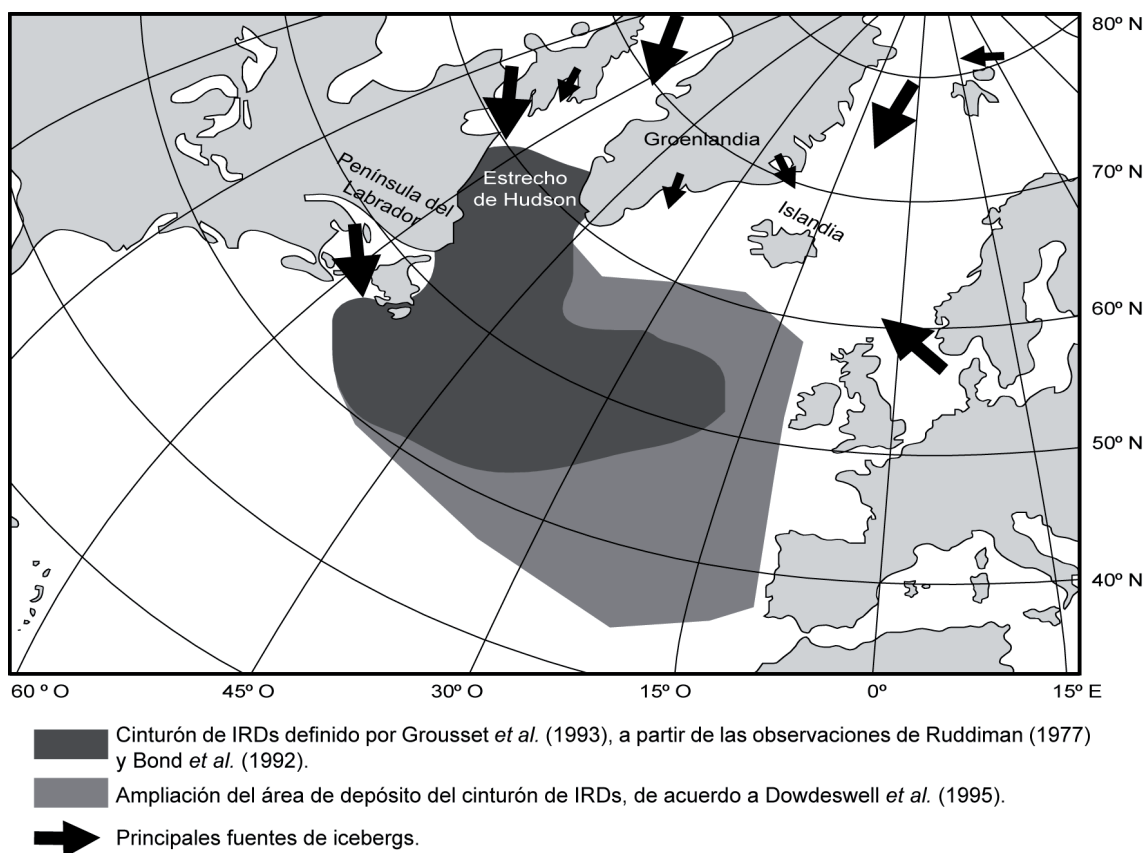


Fig. 1.25: Área de máxima influencia de IRDs durante los eventos Heinrich en el Atlántico Norte. Imagen modificada de Cacho *et al.* (1999) y Andrews (1998).

variable de vidrio volcánico y una pequeña proporción de carbonato detrítico. Por tanto, es posible cartografiar la distribución de estas capas de IRDs a lo largo del Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1992), definiendo un cinturón de IRDs (Fig. 1.25) formado durante la última glaciación (Ruddiman, 1977). Grousset *et al.* (1993) limitan este cinturón de IRDs a las latitudes de entre 40°N y 55°N en el Atlántico Norte. Esta ausencia de capas ricas en carbonato al sur del cinturón de IRDs, posiblemente refleja la fusión completa del hielo al llegar a las aguas cálidas al sur del frente polar glacial (Ruddiman, 1977). Así mismo, la ausencia de IRDs ricos en carbonato en algunos HE dentro del área de influencia del cinturón de IRDs, probablemente es consecuencia de un agua superficial cálida que produce la fusión del hielo antes de atravesar el Atlántico (Bond *et al.*, 1992). La falta de IRDs ricos en carbonato en los depósitos de los HE identificados más al norte del estrecho de Hudson, está de acuerdo con el patrón de circulación glacial, por el cual la descarga de hielo del Mar del Labrador se produce primero hacia el sur y, después, a lo largo de un amplio arco hacia el noreste a lo largo del límite sur del giro polar (Ruddiman y McIntyre, 1981).

Estudios posteriores han localizado sedimentos transportados por el hielo en el margen portugués (p. ej. Grousset *et al.*, 2000; Bard *et al.*, 2000) y en el Golfo de Cádiz (Colmenero *et al.*, 2000), lo que implica que el cinturón de IRDs definido por Grousset *et al.* (1993) tendría un límite latitudinal más bajo, alcanzando los 36°N (Pérez-Folgado, 2003) (Fig. 1.25). Así mismo, la ausencia de carbonato detrítico en algunos HE, se ha asociado con la existencia de diferentes áreas fuente para los IRDs (Bond y Lotti, 1995), de tal manera que el vidrio volcánico procedería de Islandia, los granos con cubierta hematítica (principalmente cuarzo y feldespato) provendrían de alguno de los depósitos de "red bed" presentes en el Golfo de San Lorenzo, en Groenlandia, en Escandinavia, en el norte de Europa o en el Ártico (Bond y Lotti, 1995) y los granos de carbonato detrítico derivarían de las rocas carbonatadas que afloran en el norte y el este de Canadá (Bond *et al.*, 1992; Andrews y Tedesco, 1992). Los picos de abundancia en estos fragmentos líticos se presentan sobre una composición de fondo formada, principalmente, por cuarzo y feldespato, con menos de un 10% de granos cubiertos de hematites (Bond y Lotti, 1995).

Los HE están relacionados con cambios climáticos rápidos, concretamente con momentos de enfriamiento atmosférico extremo, seguido por un calentamiento brusco, que caracteriza el final de la mayoría de los ciclos de enfriamiento identificados en el registro del testigo de hielo de Groenlandia (Bond *et al.*, 1993). El incremento del albedo oceánico, debido a la cubierta de icebergs, podría haber inducido este enfriamiento de la superficie. Además, la generación de una cubierta de agua dulce, causada por la fusión de los icebergs, podría haber detenido la formación de la NADW en los mares de Noruega y Groenlandia y la circulación de la corriente termohalina en el Atlántico Norte, provocando una mayor refrigeración de la zona (Hesse y Khodabakhsh, 1998). Al final de los HE, la disminución del flujo de agua de deshielo, junto con una disipación de la cubierta de agua dulce, podría restablecer la circulación termohalina previa, causando el calentamiento abrupto que cierra el ciclo (Bond *et al.*, 1993; Paillard y Labeyrie, 1994).

En los últimos 60Ka, aparecen hasta seis eventos Heinrich (ver Fig. 1.24), con diferentes edades de acuerdo a diversos autores (p. ej. Stuiver y Grootes, 2000; Rasmussen *et al.*, 2006b), pero todas dentro de unos límites restringidos (Tabla 1.1). Los HEs 6 y 3 parecen presentar una señal climática menor que los HEs 5, 4, 2 y 1, así como proceder de diferentes áreas fuente, o bien de un área fuente lo suficientemente grande como para sobrescribir la señal litológica de los IRDs ricos en carbonato detrítico, con origen en el Manto Laurentino,

descritos en el Atlántico occidental (Hemming, 2004; Bigg *et al.*, 2011). Rashid *et al.* (2003) han localizado un nuevo HE situado entre los HE 5 y 6, denominado HE 5a, acontecido alrededor de 54Ka BP (Rasmussen *et al.*, 2006b; Sierro *et al.*, 2009). El contraste en las tasas de cambio en los parámetros climáticos entre el inicio y el final del HE 1, puede llevar a considerarlo como dos eventos distintos y con diferente origen, ambos con efectos climáticos: una fusión de icebergs en el Estrecho de Hudson, a continuación de una fusión previa en el Ártico o en Europa (Bigg *et al.*, 2011).

Scourse *et al.* (2000), entre otros autores, aluden a la existencia de IRDs con un origen en los mantos de hielo Europeos y/o Nórdicos (Islandia, Escandinavia y Británico-Irlandés) cuya descarga es previa a la aportación principal de IRDs provenientes del Manto Laurentino, lo que dio lugar a la denominación de “eventos Europeos precursores”. Mientras que los IRDs asociados al HE 3 tienen un origen marcadamente europeo, en los HEs 2 y 1 se aprecia un aporte inicial europeo, seguido por una descarga de material proveniente del Manto Laurentino. Esto conduce a suponer la existencia de diferentes mecanismos de desestabilización para los mantos de hielo, así como ciclicidades temporales también diversas que favorecen dicha inestabilización (Peck *et al.*, 2007).

Los eventos o ciclos D-O son fases de calentamiento climático abrupto, acontecidos durante el MIS 3 y el MIS 2 (Grootes *et al.*, 1993; Andersen *et al.*, 2006). Identificados inicialmente en los testigos de hielo de Groenlandia (GISP2 y GRIP), a través de las variaciones isotópicas de oxígeno, los eventos D-O se caracterizan por presentar transiciones abruptas desde condiciones climáticas frías, denominadas estadales, a condiciones cálidas, o interstadiales, generalmente seguidas por un retorno a condiciones frías estadales (Dansgaard *et al.*, 1993). Las reconstrucciones de los cambios de temperatura durante los ciclos D-O en Groenlandia, sugieren un rápido aumento de la temperatura superficial media anual de hasta 15°C en unas pocas décadas (Severinghaus *et al.*, 1998; Huber *et al.*, 2006).

Además de por los cambios bruscos de temperatura, los ciclos D-O se caracterizan por presentar contenidos significativos de polvo y ceniza, principalmente durante los estadales o períodos más fríos, una alta acumulación de hielo y una elevada concentración de metano y dióxido de carbono (Bond *et al.*, 1993; Broecker, 1994).

evento	Hemming (2004)	Sierro <i>et al.</i> (2005 y 2009)	Bigg <i>et al.</i> (2011)
HE 1	16,8	17	17,5
HE 2	24	24	24
HE 3	31	30	31
HE 4	38	39	39,2
HE 5	45	47,5	46,1
HE 5a	—	54,7	—
HE 6	60	61,5	60

Tabla 1.1: Edad aproximada (en Ka calendario BP) del comienzo (Hemming, 2004 y Bigg *et al.*, 2011) y el promedio (Sierro *et al.*, 2005 y 2009) de los eventos Heinrich (HE) acontecidos en los últimos 60 Ka.

En cuanto a su origen, algunos autores aluden a oscilaciones internas del sistema océano-atmósfera (p. ej. Sakai y Peltier, 1997; Schulz *et al.*, 2002; Timmermann *et al.*, 2003) durante la separación de los icebergs del Manto de hielo de Groenlandia (van Kreveld *et al.*, 2000). Esto es debido a la alternancia casi regular entre los interestadiales cálidos y los estadiales fríos que definen los ciclos D-O. Sin embargo, otras hipótesis sugieren la existencia de mecanismos externos (Ganopolski y Rahmstorf, 2001), tales como cambios en la insolación debidos a causas orbitales (Lee y Poulsen, 2008).

Bond y Lotti (1995) describen unos valores máximos de IRDs con origen europeo, intercalados entre los eventos Heinrich, que asocian a los ciclos D-O. Concretamente, definen una ciclicidad de 1-2 Ka para estos acúmulos lútics, coincidentes con los períodos fríos o estadiales de los eventos D-O identificados en el sondeo GISP2 (Bond *et al.*, 1997 y 1999). Aunque algunos de estos IRDs de origen europeo podrían correlacionarse con los "eventos Europeos precursores" de los eventos Heinrich (Bond *et al.*, 1999; Scourse *et al.*, 2000), el resto tienen una relación directa con el final de los estadiales de los ciclos D-O (Bond *et al.*, 1999), sustentando la hipótesis de una escala de origen orbital para estos eventos milenarios.

En los últimos 60Ka se han definido un total de 17 ciclos o eventos de D-O, a partir de los valores isotópicos de oxígeno medidos en los sondeos de hielo de Groenlandia (ver Fig. 1.24). Entre el evento D-O 17 y el D-O 3, ocurridos durante el MIS 3, se observa una ciclicidad constante de 1-2 Ka. Por su parte el D-O 2, presente al inicio del LGM (unos 23Ka BP), se separa del D-O 3 en unos 4Ka. Finalmente, el D-O 1 se corresponde con la oscilación Bølling (aproximadamente 14Ka BP).

Bond *et al.* (1993) observaron que las descargas de icebergs, que caracterizan los eventos Heinrich (HE), se producen durante las fases frías más intensas de un grupo de diversos ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O), y cada uno de los HE es seguido por un calentamiento que marca el inicio de un nuevo grupo de ciclos D-O. Estos ciclos muestran una amplitud temporal de unos 10-15Ka (Bond *et al.*, 1993). Broecker (1994) denomina "ciclo de Bond" a cada una de estas secuencias de enfriamiento, que agrupa varios D-O cada vez más fríos y que culmina con un HE.

En cuanto a la causa de los ciclos de Bond, se alude a la variabilidad en la circulación termohalina en el Atlántico Norte, como generadora de las fases de enfriamiento global, debido a la descarga de icebergs en la superficie oceánica, que aporta agua dulce y produce una modificación de la salinidad (p. ej. Adkins *et al.*, 2005). Sin embargo, la sincronía a corto plazo de los episodios de enfriamiento, implicaría cambios en la humedad atmosférica global (Broecker, 1994) y cambios climáticos (enfriamiento) en latitudes altas (Ikehara e Itaki, 2007), por lo que es una cuestión que permanece en debate.

El *Holoceno* o *MIS 1* es el período comprendido entre 11,5Ka BP (p. ej. Carlson, 2010), tras el evento frío del Younger Dryas (YD), y la actualidad, correspondiéndose con el presente Interglacial.

A pesar de que, inicialmente, el Holoceno se consideraba como un período climáticamente estable (Dansgaard *et al.*, 1993), trabajos posteriores han demostrado que está sujeto a una variabilidad climática cíclica bien definida y a cambios abruptos de corta duración (p. ej. Bond *et al.*, 1997; Rietti-Shati *et al.*, 1998; deMenocal *et al.*, 2000). Los registros paleoclimáticos del Hemisferio Norte, sugieren que la temperatura se fue enfriando a lo largo del Holoceno (p. ej. Cuffey y Clow, 1997), aunque esta tendencia a veces sufre variaciones a escala milenaria (Bond *et al.*, 2001), como en el Período Cálido Medieval (Medieval Warm Period, MWP) y la oscilación de la Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age, LIA) (Broecker, 2001; Grove, 2004).



Después del YD se ha detectado un nuevo pulso de deshielo, en este caso el denominado "meltwater pulse 1B" (MWP-1B) (Fig. 1.26), mediante el estudio del registro de corales en Barbados y Tahití, acontecido alrededor de 11,3Ka BP, con un rango temporal de 11,4-11,1Ka BP (Bard *et al.*, 2010). Durante este evento, el nivel del mar ascendió varios metros por siglo, generando una perturbación hidrológica importante que, posiblemente, alteró la circulación oceánica (p. ej. Clark *et al.*, 2002; Weaver *et al.*, 2003). Coincidiendo con el MWP-1B se produce la Oscilación Preboreal (Preboreal Oscillation, PBO), que es un evento frío de corta duración (150-250 años) que comenzó en unos 11,3Ka BP y que se observa en diversos registros de alta resolución del Atlántico Norte (O'Brian *et al.*, 1995; Björck *et al.*, 1996 y 1997; Hald y Hagen, 1998). Se alude a una descarga de agua dulce dentro de la región del Atlántico Norte, que provocó una reducción de la circulación termohalina, como causa de la Oscilación Preboreal (Björck *et al.*, 1996; Hald y Hagen, 1998), aunque se desconoce el origen concreto de dicha descarga.

De manera general, se acepta la existencia de un Óptimo Climático en el Holoceno temprano seguido por un período más frío, caracterizado por momentos de avance de los glaciares y fluctuaciones climáticas de pequeña escala temporal, denominado Neoglacial. El Holoceno final se caracteriza por un nuevo proceso de calentamiento significativo, que se continúa hasta la actualidad (Fig. 1.26).

Muchos datos evidencian que el Óptimo Climático (Climatic Optimum), también conocido como Hipsitérico (Hypsithermal), se produjo entre 10Ka BP y 8Ka BP (p. ej. Ritchie *et al.*, 1983; Koerner y Fisher, 1990; MacDonald *et al.*, 2000; Duplessy *et al.*, 2001; Marchal *et al.*, 2002; Kaufman *et al.*, 2004). Se considera que el Hipsitérico es una respuesta ligeramente desfasada a la máxima diferencia, en comparación con la actualidad, del efecto orbital en la insolación veraniega, producida en 11Ka BP, justo al comienzo del Holoceno (Koç y Jansen, 1994).

Sin embargo, otros registros obtenidos en latitudes altas, indican que el Óptimo Climático ocurrió más tarde, entre 7Ka BP y 4Ka BP (p. ej. Korhola *et al.*, 2000; Levac *et al.*, 2001; Kaplan *et al.*, 2002; Kaufman *et al.*, 2004), debido, posiblemente, a cambios regionales en las condiciones medioambientales, como la fusión de capas de hielo próximas (Renssen *et al.*, 2005).

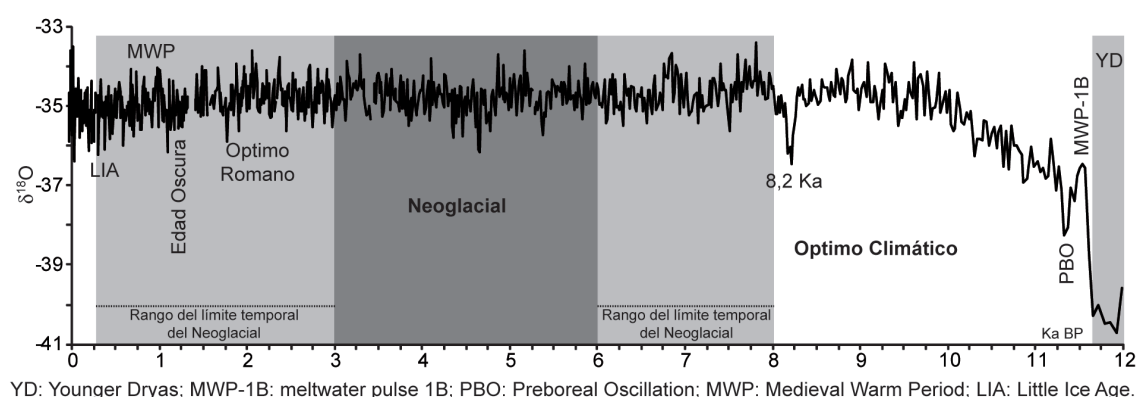


Fig. 1.26: División temporal y principales eventos acontecidos durante el Holoceno, detectados en el registro isotópico del sondeo de hielo GISP2. Se remarca la discrepancia actual observada sobre los límites de edad del período Neoglacial. Para una explicación más amplia y referencias, ver el texto.

Andersen *et al.* (2004) observaron en los Mares Nórdicos un desfase temporal en el comienzo del Hipsitérmico. En concreto, concluyen que este período cálido se produjo entre 9,5Ka BP y 6,5Ka BP en las zonas afectadas directamente por el Agua Atlántica, mientras que, en las regiones en las que domina la Corriente Oriental de Groenlandia (East Greenland Current, EGC), aconteció entre 8,5Ka BP y 6,5Ka BP. Dicho retraso en el comienzo del calentamiento hacia el oeste, se debió a la influencia del hielo marino postglacial y del agua de deshielo en la parte occidental de los Mares Nórdicos (Andersen *et al.*, 2004).

Por su parte, Whitlock y Bartlein (1993) consideran al Óptimo Climático como el período comprendido entre 8Ka BP y 3Ka BP en Norteamérica, caracterizado por un calentamiento debido a la combinación de ciclos sub-Milankovitch y la desaparición de los Mantos de Hielo Norteamericanos. Los estudios palinológicos señalan un recrudescimiento de las condiciones climáticas continentales de la región, producido por una combinación entre una circulación monzónica fortalecida y un alto subtropical más marcado en el Holoceno temprano (Whitlock y Bartlein, 1993).

Estimaciones cuantitativas del calentamiento durante este período, sugieren que la Tierra era 1 y 2°C más cálida que en la actualidad. Sin embargo, este aumento de la temperatura podría corresponder a un calentamiento estacional (verano) más que a un calentamiento anual (COHMAP members, 1988; Fall, 1997).

El Neoglacial o Neoglaciación es un período más frío que el Hipsitérmico (p. ej. Dwyer *et al.*, 2000) marcado por varios miles de años de fluctuaciones climáticas que incluyen diversos momentos de avance de los glaciares, muy evidentes en las regiones alpinas (Beget, 1983; Porter, 1986).

El inicio del Neoglacial se define, generalmente, por un episodio inicial de avance glaciar acontecido alrededor de 5Ka BP (Porter, 2000). Beget (1983), defiende que el período Neoglacial comenzó entre 8,5Ka BP y 7,5Ka BP. Posteriormente, Douglass *et al.* (2005) demostraron que el avance de los glaciares en América del Sur también debió comenzar unos 3000 años antes de lo estimado de manera general, con avances en 8,5Ka BP y 6,2Ka BP. En cuanto a la terminación de este período, también existe cierta controversia. Algunos autores consideran que el Neoglacial se acaba en unos 2,5-3Ka BP (p. ej. Andersen *et al.*, 2004), mientras que la mayoría hace coincidir su final con la Pequeña Edad de Hielo (p. ej. Kaplan *et al.*, 2002; Barclay *et al.*, 2009).

Esta diversidad temporal en el momento considerado para el término de este período, se debe a la existencia de varios eventos climáticos de menor escala ocurridos entre 2,5Ka BP y 200 años BP (ver Fig. 1.26). En concreto, se observa un nuevo óptimo climático aproximadamente entre 2,5Ka BP y 1,8Ka BP, denominado Óptimo Climático Romano, tras el que se produce un retroceso a condiciones nuevamente frías, principalmente a comienzos de la Edad Media (también conocida como Edad Oscura), aproximadamente en 500-700 años d.C. Este evento frío es seguido por un nuevo momento cálido, el Óptimo Climático o Período Cálido Medieval (Medieval Warm Period, MWP), datado entre unos 780 y 980 años de nuestra era, en el que las temperaturas de algunas zonas europeas alcanzaron los valores máximos de los últimos 4000 años (Barclay *et al.*, 2009). Esta variabilidad climática culmina con un evento frío en el que se produce un nuevo avance glaciar, alcanzando condiciones similares a las vividas durante el inicio del período Neoglacial (Barclay *et al.*, 2009), conocido como Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age, LIA), acontecido entre 1180 y 1890 d.C. (Kaplan *et al.*, 2002; Barclay *et al.*, 2009) y centrado cronológicamente en unos 400 años BP (Bianchi y McCave, 1999). Sin embargo, algunos autores han puesto en duda que se trate de un evento global (Bradley

y Jones, 1992). En realidad, el evento de la LIA consiste en un primer avance glaciario entre 1180 y 1320 d.C. de pequeña entidad (Barclay *et al.*, 2009) y dos etapas frías principales, de aproximadamente un siglo de duración cada una (Bradley y Jones, 1992; Barclay *et al.*, 2009), acontecidas en los siglos XVII y XIX, con dos fases relativamente cálidas ocurridas en los siglos XVI y XVIII de nuestra era (Bradley y Jones, 1992; Barclay *et al.*, 2009). Las fases frías, supusieron un nuevo avance de los glaciares en Europa, Asia y Norteamérica, con una expansión del hielo oceánico en el Atlántico Norte (Lamb, 1982).

Independientemente de la edad considerada para el comienzo del Holoceno reciente, varios autores han observado un período de calentamiento global generalizado tras la Pequeña Edad de Hielo y que se continúa hasta la actualidad (Masson *et al.*, 2000), cuyo efecto se ha aumentado en las últimas décadas debido a la influencia antrópica sobre el clima (Stott *et al.* 2000; Mitchell *et al.* 2001).

Bond *et al.* (1997) encontraron varios episodios de cambio climático abrupto en el Holoceno, durante los cuales aguas frías acompañadas de icebergs fueron transportadas desde el norte de Islandia hasta latitudes tan bajas como las Islas Británicas, acompañados por variaciones abruptas en la circulación atmosférica sobre Groenlandia. Estos eventos presentan una ciclicidad temporal próxima a  $1470 \pm 500$  años, por lo que parecen corresponderse con las manifestaciones más recientes de los ciclos climáticos de escala milenaria observados durante la última glaciación, concretamente, con la ciclicidad periódica que presentan los eventos de Dansgaard-Oeschger (Bond *et al.*, 1997).

Estos últimos autores, encuentran y caracterizan estos eventos fríos, denominados “eventos fríos del Holoceno” (Holocene Cooling Events, HCE) o “eventos Bond del Holoceno” (Fig. 1.27), a partir de la presencia, en porcentajes importantes, de fragmentos con un origen por transporte de icebergs (IRDs) en diferentes testigos, obtenidos en el Atlántico Norte. Estos picos de abundancia de IRDs durante el Holoceno definen un total de 8 HCE.

La separación temporal existente entre el HCE 1 y la LIA (unos 1100 años), estaría dentro del rango temporal de la ciclicidad observada en todo el Holoceno,  $1470 \pm 500$  años, por lo

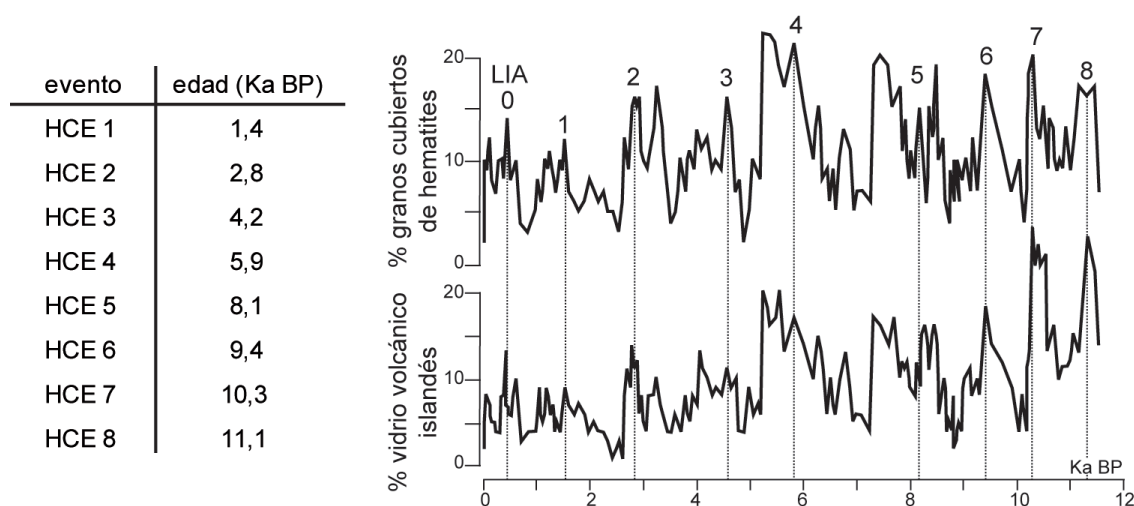


Fig. 1.27: Eventos fríos del Holoceno (HCE), identificados por Bond *et al.* (1997) en base al porcentaje de fragmentos líticos, de procedencia europea, encontrados en diversos testigos sedimentarios del Atlántico Norte. Imagen modificada de Bond *et al.* (2001).  
LIA = Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age).

que la LIA podría representar la fase fría más reciente en la serie de ciclos de escala milenaria, el HCE 0 (Bond *et al.*, 1997) (Fig. 1.27). Sin embargo, no está claro si la mejoría climática acontecida tras la LIA representa el inicio de una fase fría dentro de este ciclo (p. ej. Keigwin, 1996), puesto que dichas fases frías de las fluctuaciones a escala milenaria a menudo están interrumpidas por calentamientos breves (Bond *et al.*, 1997).

Uno de los principales eventos holocenos es el que aconteció entre 8,4Ka BP y 8,0Ka BP, denominado evento de 8,2Ka BP (Alley *et al.*, 1997; Klitgaard-Kristensen *et al.*, 1998). Coincidente con el HCE 5 de Bond *et al.* (1997), la temperatura descendió entre 4 y 8°C en el centro de Groenlandia (Alley *et al.*, 1997) y de 1,5 a 3°C en medios marinos en el noreste del Océano Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1997; Klitgaard-Kristensen *et al.*, 1998). Además, se produjeron modificaciones pronunciadas en los regímenes de precipitación en esta región del Atlántico Norte (Alley *et al.*, 1997; Willemse y Törnqvist, 1999; deMenocal *et al.*, 2000; McDermott *et al.*, 2001; Tinner y Lotter, 2001). El patrón de este evento de 8,2Ka BP (frío, seco, polvoriento y un valor bajo de metano) es el mismo que se puede observar durante el Younger Dryas (p. ej. Johnsen *et al.*, 1992; Alley *et al.*, 1993; Chappellaz *et al.*, 1993; Mayewski *et al.*, 1994). Esto sugiere la influencia directa de una menor circulación termohalina (Alley *et al.*, 1997; Wagner *et al.*, 2002), posiblemente debido a un vertido fuerte y repentino de agua dulce en el Estrecho de Hudson, proveniente de la desaparición final del Manto Laurentino (Barber *et al.*, 1999). El modelo de enfriamiento implica que la transferencia de calor entre el océano y la atmósfera se redujo en el Atlántico Norte (Barber *et al.*, 1999).

Los HCE se relacionan, generalmente, con una reducción de la circulación termohalina (Bond *et al.*, 1997; Alley *et al.*, 1997; deMenocal *et al.*, 2000). La temporalidad de estos HCE se correlaciona con períodos de actividad solar reducida (Bond *et al.*, 2001), lo que sugiere una interacción entre clima y energía solar para la variabilidad de escala centenaria, observada durante el Holoceno (Renssen *et al.*, 2006).

La *variabilidad climática del Atlántico Norte* se produce con periodicidades diferentes (O'Sullivan *et al.*, 2002), de tal manera que los cambios relacionados con factores orbitales y con variaciones de la circulación termohalina, ocurren en ciclos temporales comprendidos entre 1 y 100 Ka. Sin embargo, las oscilaciones climáticas asociadas a cambios en la circulación atmosférica, en la temperatura superficial del océano y en la salinidad del agua marina, presentan ciclicidades de decenas y subdecenas de años. Entre las periodicidades de alta frecuencia (escalas decenales y subdecenales) y las periodicidades de baja frecuencia (escala milenaria), se encuentran una serie de periodicidades centenarias (O'Sullivan *et al.*, 2002).

Se ha descrito un ciclo milenario de escala sub-Milankovitch, que genera los eventos climáticos de menor escala (HE, D-O y HCE). Estos eventos de escala milenaria presentan una relación directa con múltiplos de  $1470 \pm 500$  años, como se ha citado anteriormente, (Bond *et al.*, 1997; Rahmstorf, 2003), por lo que se le conoce como ciclo de 1500 años. Braun *et al.* (2005) relacionan estos eventos con ciclos solares de escala centenaria, con períodos próximos a  $1470\text{años}/7\text{ciclos}$  ( $\approx 210$  años cada ciclo) y  $1470/17$  ( $\approx 87$  años cada ciclo), que dan lugar a los denominados ciclos de De Vries/Suess (Wagner *et al.*, 2001) y Gleissberg (Peristykh y Damon, 2003), respectivamente. Estudiando sedimentos marinos profundos, Bond *et al.* (2001) apoyan la hipótesis de que, durante el Holoceno, la variabilidad solar a escala centenaria fue la principal causa de los cambios climáticos de escala multi-centenaria observados en el Atlántico Norte, de tal manera que, por ejemplo, la Pequeña Edad de Hielo se puede relacionar, directamente, con el mínimo de Maunder (Bond *et al.*, 2001). Sin embargo, un estudio más reciente en el que se analiza la periodicidad de diversos eventos

de D-O (Muscheler y Beer, 2006), observa una falta de relación temporal fija entre ellos, concluyendo que, en los sistemas no lineales, la relación constante de fase entre la causa y la respuesta no se mantiene, sino que se produce la interacción entre diferentes ciclos con frecuencias muy diversas.

Otra explicación a los cambios periódicos de escala milenaria, alude a la relación entre criosfera y océano, concretamente a la formación de la NADW. Esta generación está controlada por la salinidad del agua superficial, que, a su vez, está relacionada con la descarga de agua dulce al océano desde los casquetes glaciales (Broecker, 1990). Además, la entrada de agua dulce en las capas superficiales marinas, que provoca la ralentización en la formación de la NADW, genera también la desaparición de la Circulación Termohalina e imposibilita la circulación hacia el norte de la Corriente del Golfo, dando lugar a los momentos más fríos detectados durante los HE o el Younger Dryas. De manera análoga, la finalización en la descarga de agua dulce restablece las condiciones hidrodinámicas previas, dando lugar al calentamiento abrupto que caracteriza el comienzo de un ciclo de Bond (p. ej. Bond *et al.*, 1993; Paillard y Labeyrie, 1994; Hesse y Khodabakhsh, 1998). Sin embargo, algunos autores consideran que la relación atmósfera-criosfera-océano, está directamente controlada por cambios en la frecuencia solar, con ciclos de diferente fase, por lo que no sería una causa aislada de los ciclos climáticos observados durante el Pleistoceno final-Holoceno (p. ej. Braun *et al.*, 2008).

En cuanto a la *variación de la dinámica oceanográfica* del Océano Atlántico Norte, Martrat *et al.* (2007), observan una entrada de la AABW en el Hemisferio Norte durante los períodos glaciales (Duplessy *et al.*, 1988; Skinner y Elderfield, 2007) y durante los períodos fríos más cortos de los interglaciales (McManus *et al.*, 1999) (Fig. 1.28). En los momentos de deglaciación, se observa una llegada temprana de la NADW desde latitudes altas, principalmente durante los interglaciales más cálidos y libres de hielo marino (Martrat *et al.*, 2007). En el Holoceno, se han dado unas condiciones de alta ventilación de las aguas profundas debido a la NADW (Martrat *et al.*, 2007). Para los intervalos temporales entre 10 y 20 Ka después del comienzo de la deglaciación, las condiciones climáticas evolucionaron hacia medios con una baja oxigenación y un descenso en la intensidad de las corrientes. Esta tendencia es cortada de manera brusca por caídas abruptas en la SST, junto con una revigorización de las corrientes de fondo, causadas por la entrada de aguas profundas originadas en el sur (AABW) (Martrat *et al.*, 2007). Tras la rápida crisis de enfriamiento en un período de unos pocos siglos, la ausencia de ventilación de las aguas de fondo y una reducción en el flujo de la AABW producen un regreso a condiciones cálidas y un aumento de la SST. Este patrón se repite durante las diferentes oscilaciones de la SST observadas durante el último ciclo climático (glacial-interglacial) (Martrat *et al.*, 2007).

Ruddiman (1987), describe tres modelos diferentes de deglaciación:

1. Modelo de "deglaciación homogénea", con el cambio más rápido previo al Younger Dryas.
2. Modelo de deglaciación "francés en dos pasos", con dos pulsos de deshielo separados por una pausa intermedia, sin pérdida o con una pérdida muy escasa de hielo.
3. Modelo de deglaciación de "Younger Dryas", similar al segundo modelo pero con un aumento del volumen de hielo durante la pausa intermedia.

Por su parte, Fairbanks (1989) calcula que el nivel del mar ha ascendido unos  $121 \pm 5$  m desde el LGM hasta la actualidad. Sin embargo, este aumento no es uniforme, sino que se

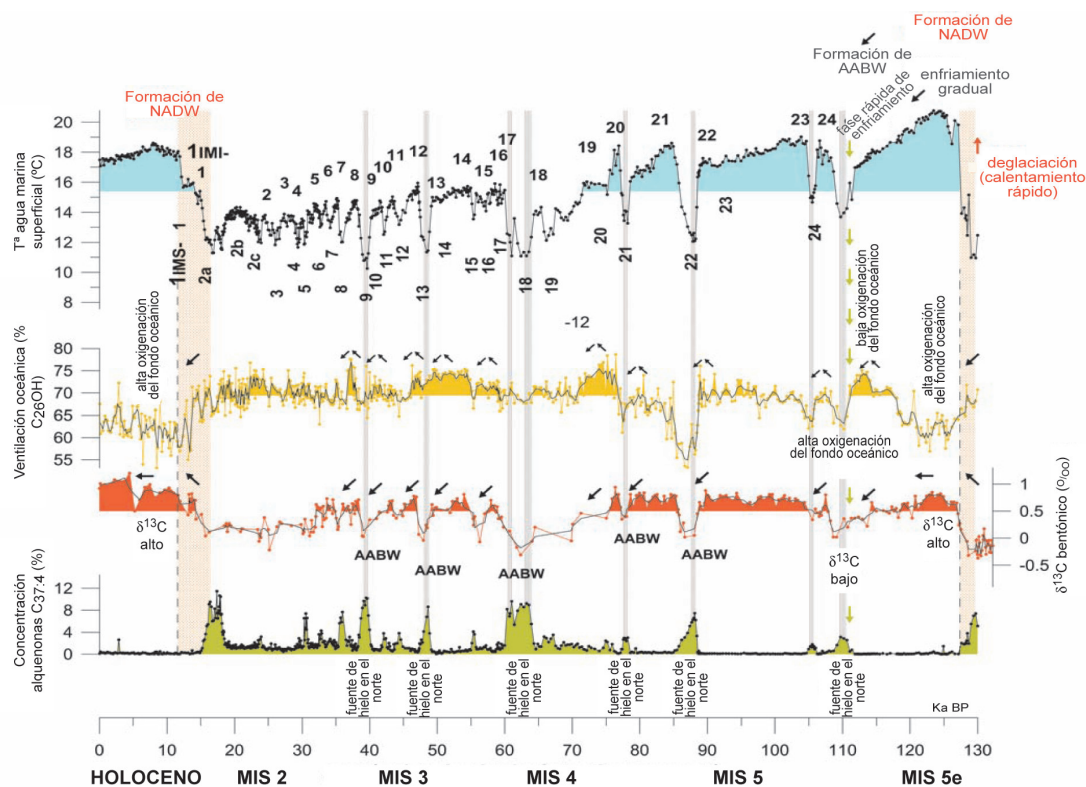


Fig. 1.28: Detalle de las secuencias climáticas acontecidas durante el último ciclo glacial-interglacial. Los episodios fríos, previos a los calentamientos rápidos, y los largos periodos libres de hielo, se producen de manera simultánea al cambio de predominancia de la NADW a la AABW. Este cambio, sucede unos pocos centenares de años antes de la subsecuente generación de icebergs y el enfriamiento abrupto de las aguas superficiales en el margen Suribérico. Imagen ligeramente modificada de Martrat *et al.* (2007).

produce en dos grandes pulsos. Desde el final del LGM hasta el inicio del Bølling-Allerød (B-A), el nivel del mar ascendió unos 20m, culminando con un episodio de ascenso abrupto del nivel del mar de unos 24m en menos de 1000 años, en el MWP-1A (ver Fig. 1.23). Durante la primera parte del Younger Dryas, el ascenso del nivel del mar fue mínimo, pasando de nuevo a ser máximo en la segunda mitad de este período, terminando con el MWP-1B, donde el nivel marino aumentó unos 28m. Bard *et al.* (1989), analizando dos testigos recogidos aproximadamente a 37° de latitud Norte en el Atlántico, calculan un nivel marino de  $-67 \pm 7\text{m}$  y  $-83 \pm 10\text{m}$ , con respecto al actual, al principio del Younger Dryas, y de  $-24 \pm 8\text{m}$  y  $-13 \pm 11\text{m}$  alrededor del evento de 8,2 Ka, con un aumento total del mismo de unos 40m durante los 1000 años iniciales del evento B-A.

Durante los ciclos D-O, se puede observar un patrón de circulación atmosférica particular, de acuerdo a la influencia y formación de la NADW. Broecker *et al.* (1985) definen dos modelos extremos y opuestos de circulación oceánica, correspondientes a los intervalos fríos y cálidos observados en los testigos de hielo. Posteriormente, se han descrito hasta tres modelos diferentes (Fig. 1.29), correspondientes a los estadios climáticos principales (p. ej. Alley *et al.*, 1999; Seidov y Maslin, 1999; Ganopolski y Rahmstorf, 2001): circulación actual interglacial, con formación normal de NADW; circulación glacial, con reducción de la NADW; y circulación tipo Heinrich, con reducción muy intensa de la NADW durante los eventos Heinrich. Martrat *et al.* (2007) observan que los rápidos enfriamientos a escala milenaria fueron precedidos

por cambios en las aguas profundas, que incluyen pulsos en el incremento de la AABW tras la retirada de la NADW.

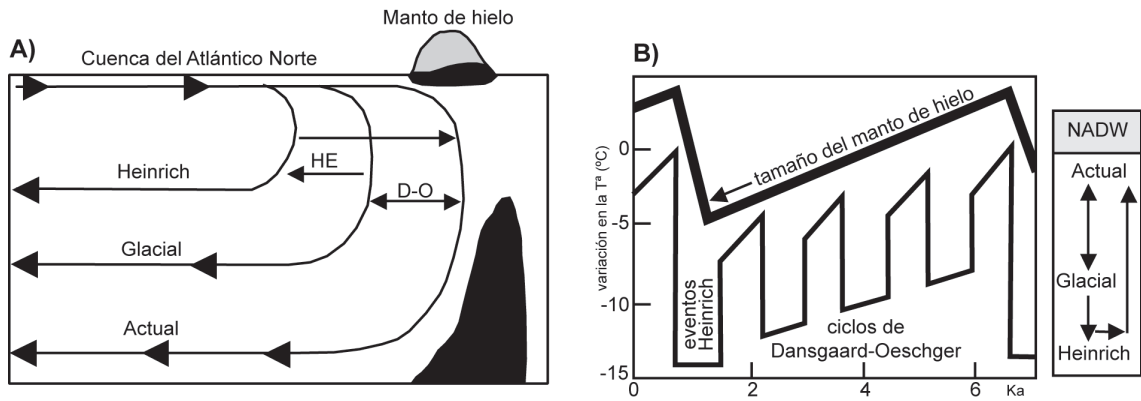


Fig. 1.29: Esquema conceptual de los tres modelos de circulación oceánica (actual, glacial y Heinrich).

A) Los saltos entre el modelo actual y el modelo glacial provocan las oscilaciones D-O. El salto adicional al modelo Heinrich, se produce como respuesta al aumento del Manto de hielo Laurentino.

B) Esquema idealizado de los cambios climáticos acontecidos entre dos HE consecutivos, así como los cambios en la circulación oceánica entre los HE y las oscilaciones D-O.

Imagen modificada de Alley *et al.* (1999).





**CAPÍTULO 2.**  
**MATERIAL Y MÉTODOS**

*"Si buscas resultados distintos, no hagas siempre lo mismo".*

ALBERT EINSTEIN

## 2.1 Muestreos superficiales y sondeos

Para poder conformar el modelo actual de distribución microfaunística, se han analizado un total de 110 muestras superficiales, recogidas en julio de 2003 a bordo del Buque Oceanográfico "Cotês de la Manche", durante la campaña oceanográfica EUSKASED, llevada a cabo por la Université de Bordeaux I. Dichas muestras, se han obtenido con una draga de tipo Shipeck (siglas BS) y una draga tipo Eckman (siglas BE) a lo largo de la plataforma Vasca, abarcando el área comprendida entre 43°18'942 y 43°35'196 de latitud Norte y 1°40'848 y 3°18'078 de longitud Oeste, así como un rango batimétrico incluido entre 42,8 y 156m de profundidad (Fig. 2.1, Tabla 2.1). Para conocer la biocenosis, 49 de estas muestras se han teñido "in situ" con rosa de bengala, siguiendo el método de Walton (1952) descrito por Murray (2006) (Tabla 2.1).

Con el objetivo de reconocer la variación climática y oceanográfica acontecida durante el Cuaternario final en la plataforma Vasca, se han estudiado cinco testigos (Fig. 2.2), recuperados mediante un sondeador de pistón "Kullenberg". El sondeo KS04-16 (coordenadas 43°32'66 N y 2°05'72 O), de 1,28m de longitud y obtenido a 294m de profundidad (plataforma externa), se obtuvo en la campaña oceanográfica EUSKA 2 en julio de 2004. Los testigos KS05-05 (coordenadas 43°30'597 N y 2°13'760 O), de 2,5m de longitud recogido a 259m de profundidad (plataforma externa) y KS05-10 (coordenadas 43°22'765 N y 2°06'744 O), también de 2,5m de longitud y obtenido a 114m de profundidad (plataforma media), fueron recuperados durante la campaña EUSKA 3 en julio de 2005. Ambas campañas se efectuaron a bordo del Buque Oceanográfico "Cotês de la Manche". Finalmente, los sondeos KS21 (coordenadas 43°34'22" N y 2°18'23" O), de 3,3m de longitud y obtenido a 460m de profundidad (interior de un pockmark del interfluvio de Costarrekala) y KS16 (coordenadas 43°35'08" N y 2°16'31" O), con 2,9m de longitud y extraído a 483m de profundidad (superficie del interfluvio de Costarrekala), se recogieron durante la campaña PROSECAN IV, a bordo del Buque Oceanográfico "Thalia" en mayo de 2007.

## 2.2 Análisis sedimentológicos

Los análisis sedimentológicos efectuados tanto en las muestras superficiales como en los testigos sedimentarios, han sido realizados por los técnicos del laboratorio UMR-EPOC de la Université de Bordeaux I.

Los sondeos estudiados se han cortado longitudinalmente en un banco de apertura con sierra, conservando en frío una de las dos mitades. La otra fracción, ha sido fotografiada con una cámara réflex Leica Digilux 2 acoplada a un trípode sobre un banco móvil. Posteriormente, se ha realizado una **radiografía** de dicha mitad del testigo empleando el método "SCOPIX" (Migeon *et al.*, 1999), a partir del equipamiento de rayos-X desarrollado por "CEGELEC Company" (Francia), basado en la densidad del sedimento. Finalmente, se ha procedido a la medición y muestreo del sondeo, con un cuarteado centimétrico del mismo.

Tanto en las muestras superficiales como las fracciones del cuarteado de los sondeos, se ha efectuado un **análisis granulométrico**, consistente en un estudio por columna de tamizado de la fracción más grosera, y un análisis por difracción laser en partículas, efectuado con un equipo "Masterizer S tipo Malvern", en los sedimentos más finos (tamaño arcilla y limo).

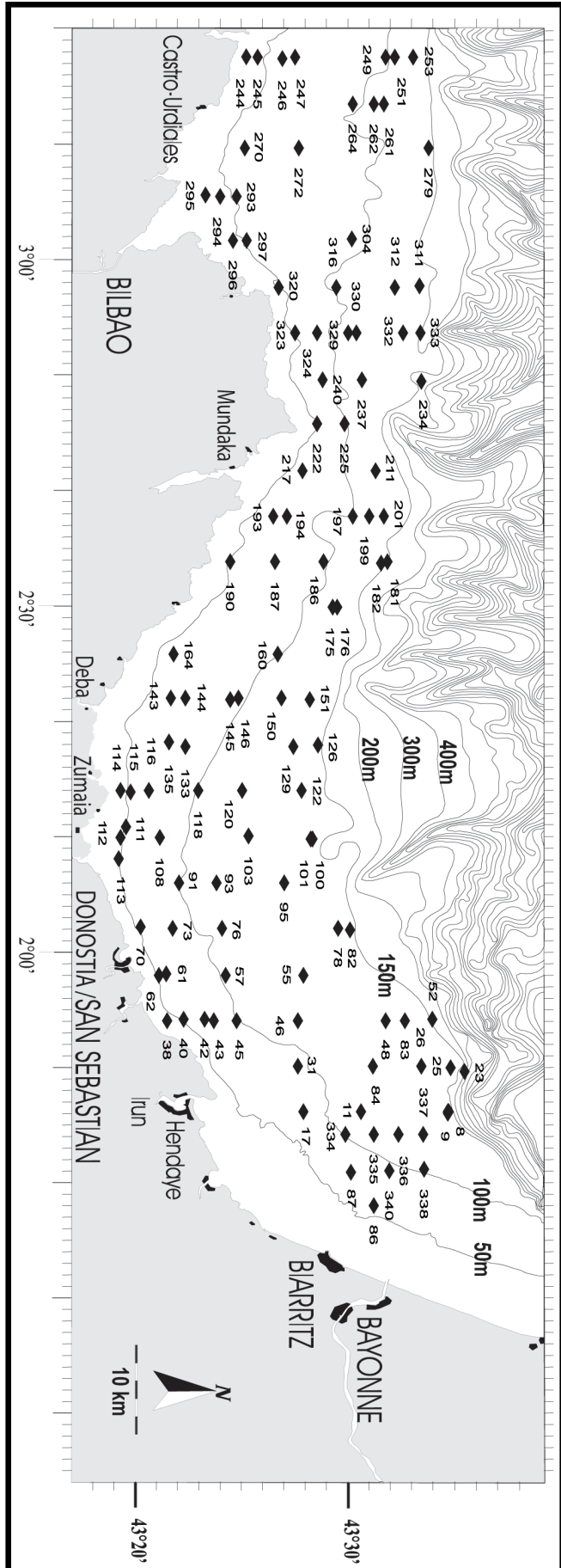


Fig. 2.1: Distribución de las muestras superficiales estudiadas a lo largo de la plataforma Vasca. Se presenta, únicamente, la numeración de cada muestra, sin las siglas de cada una, para facilitar la lectura.

MUESTRA	latitud (N)	longitud (O)	profundidad (m)	MUESTRA	latitud (N)	longitud (O)	profundidad (m)
BE03-008*	43°34.507	1°45.984	129	BS03-164	43°20.957	2°26.067	50,2
BE03-009*	43°30.497	1°46.037	120,3	BS03-175	43°29.401	2°30.052	137,6
BS03-017	43°26.610	1°46.004	70,2	BE03-176	43°30.006	2°30.039	150
BE03-023*	43°35.196	1°49.921	151	BS03-181	43°31.426	2°33.977	144
BE03-025	43°33.302	1°49.991	130	BS03-182	43°29.950	2°34.046	133
BE03-026	43°28.975	1°50.078	119,6	BS03-186	43°26.498	2°34.062	88,6
BE03-031*	43°25.585	1°49.975	89,8	BS03-187	43°25.986	2°34.123	78,9
BE03-038	43°21.986	1°54.079	52,4	BS03-190	43°25.417	2°37.983	49,8
BE03-040	43°22.715	1°54.074	71,2	BS03-193*	43°27.066	2°38.014	80,8
BE03-042*	43°23.684	1°54.058	90,4	BS03-194	43°28.332	2°38.041	91,6
BE03-043*	43°25.188	1°54.010	103,4	BS03-197*	43°30.579	2°37.993	122
BE03-045	43°27.583	1°54.010	121	BS03-199	43°30.909	2°37.910	135,4
BE03-046*	43°27.950	1°54.016	130,3	BS03-201	43°32.416	2°38.002	152,4
BE03-048*	43°33.788	1°54.090	149,2	BS03-211*	43°31.093	2°40.025	121,8
BE03-052*	43°31.011	1°58.057	152	BS03-217*	43°27.475	2°41.964	58
BE03-055*	43°25.123	1°58.016	120,5	BS03-222	43°28.914	2°45.985	72,2
BE03-057*	43°22.663	1°58.026	89,6	BS03-225	43°29.954	2°46.028	112,2
BE03-061*	43°21.113	1°58.015	59,4	BS03-234	43°32.402	2°49.927	138,6
BS03-062	43°20.919	1°58.017	49,4	BS03-237	43°30.000	2°49.900	107,2
BS03-070*	43°20.507	2°02.129	70	BS03-240	43°28.345	2°49.859	77,2
BE03-073*	43°22.196	2°02.051	100,2	BS03-244*	43°25.713	3°17.992	47,2
BE03-076*	43°26.356	2°02.086	130	BS03-245*	43°26.858	3°17.952	61,4
BE03-078*	43°29.980	2°01.983	150,8	BS03-246*	43°27.451	3°18.026	72,6
BE03-082	43°32.538	1°54.047	137,9	BS03-247*	43°28.298	3°18.034	83,4
BE03-083	43°31.057	1°49.999	136,6	BS03-249*	43°32.063	3°18.070	108,2
BE03-084	43°32.647	1°45.728	125,6	BS03-251*	43°32.617	3°18.078	126
BS03-086	43°18.942	2°06.061	46,3	BS03-253*	43°33.487	3°18.077	149,8
BS03-087	43°20.286	2°06.032	73,4	BS03-261	43°31.072	3°13.919	108,4
BE03-091*	43°22.569	2°06.035	110,6	BS03-262	43°30.621	3°13.928	98,6
BE03-093*	43°25.321	2°05.981	131,8	BS03-264	43°30.005	3°14.002	93,8
BE03-095*	43°28.705	2°06.017	151,8	BS03-270	43°25.762	3°10.100	70
BE03-100*	43°28.179	2°09.847	149,6	BS03-272	43°29.070	3°10.060	91,4
BE03-101	43°26.482	2°10.024	141,4	BS03-279	43°33.887	3°10.157	156
BE03-103*	43°24.424	2°09.965	121,5	BS03-293	43°23.983	3°05.943	50
BE03-108*	43°20.389	2°10.025	80	BS03-294	43°23.289	3°06.092	47
BS03-111	43°19.347	2°09.927	49	BS03-295	43°24.561	3°02.019	50
BS03-112*	43°19.271	2°08.189	52,8	BS03-296	43°25.207	3°02.085	63,8
BS03-113	43°19.361	2°14.044	42,8	BS03-297	43°25.925	3°02.027	72,8
BS03-114	43°19.821	2°14.018	57	BS03-304	43°31.227	3°02.096	110,2
BS03-115	43°20.654	2°14.038	73,2	BS03-311	43°32.070	2°58.014	137
BS03-116	43°21.409	2°14.059	86,6	BS03-312*	43°31.711	2°57.915	130
BE03-118*	43°23.726	2°14.058	112,7	BS03-316	43°28.550	2°57.952	91,7
BE03-120*	43°26.182	2°14.016	131	BS03-320*	43°27.090	2°54.026	52,8
BE03-122*	43°28.568	2°14.028	152,2	BS03-323	43°28.473	2°54.024	87
BE03-126*	43°28.441	2°17.983	148,6	BS03-324	43°29.161	2°53.976	97
BE03-129*	43°25.832	2°17.936	120,5	BS03-329	43°30.280	2°54.035	122
BE03-133	43°21.580	2°18.300	78,8	BS03-330	43°31.015	2°54.000	131
BS03-135	43°20.793	2°18.008	67,8	BS03-332	43°33.235	2°53.983	151,7
BS03-143	43°22.372	2°22.132	81,8	BE03-333*	43°29.772	1°44.053	108
BS03-144*	43°24.424	2°22.065	89	BE03-334	43°31.063	1°44.028	115,6
BS03-145	43°24.817	2°22.170	101,8	BE03-335*	43°32.224	1°44.104	120,2
BS03-146*	43°25.298	2°22.078	110,4	BS03-336	43°33.377	1°44.066	126,4
BE03-150*	43°28.107	2°22.078	139,4	BE03-337*	43°33.405	1°41.005	104
BE03-151*	43°29.226	2°22.084	151,4	BE03-338*	43°31.798	1°40.969	93,2
BS03-160	43°26.777	2°25.962	92	BS03-340	43°30.021	1°40.848	77

Tabla 2.1: Coordenadas y profundidad a la que se han obtenido las muestras actuales en la plataforma Vasca.  
 (\*) Muestras teñidas con rosa de bengala.

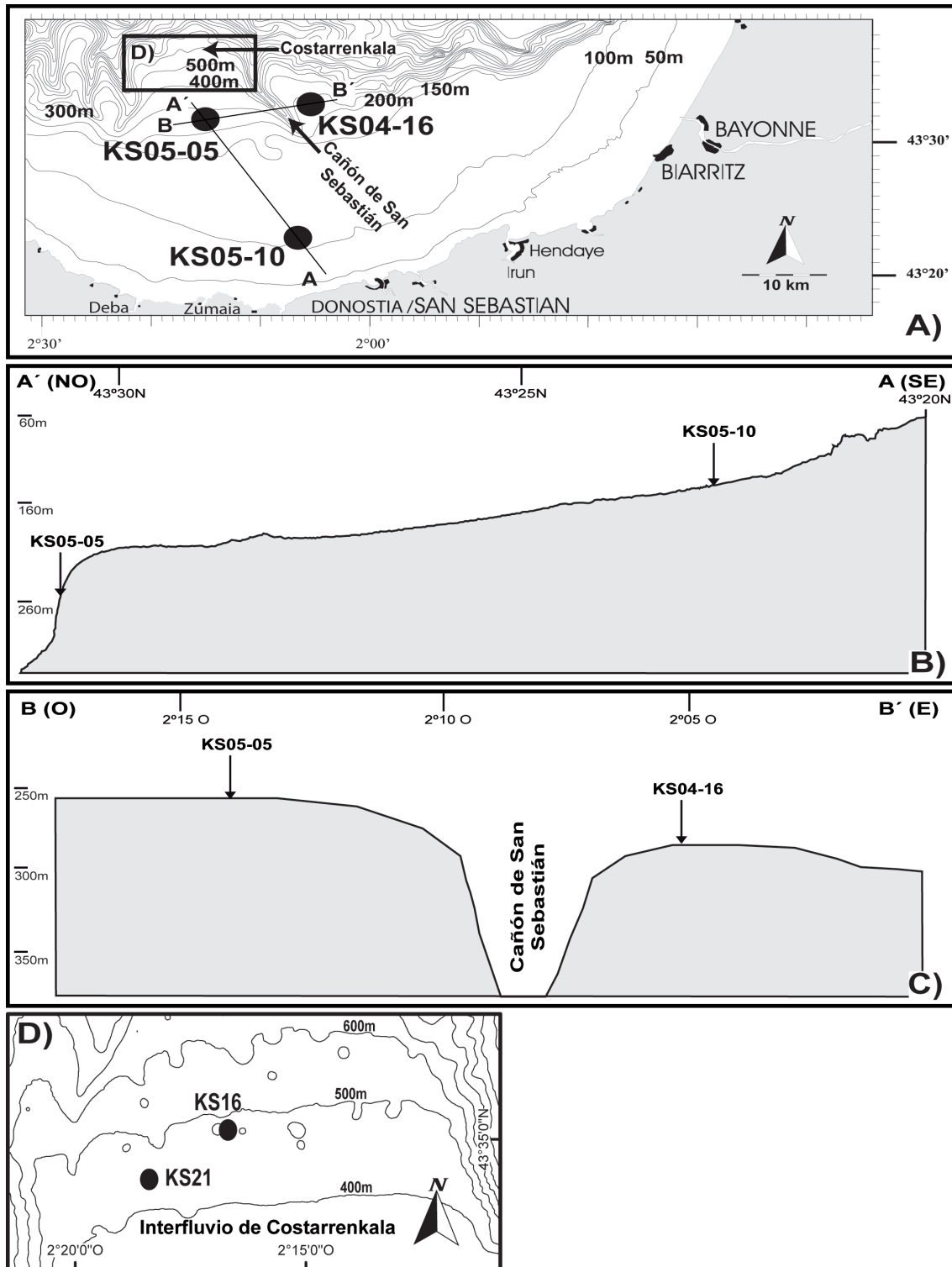


Fig. 2.2: Puntos de extracción de los sondeos analizados.  
 A) Localización general.  
 B) Perfil batimétrico entre los puntos de muestreo de los sondeos KS05-05 y KS05-10.  
 C) Perfil batimétrico entre los puntos de muestreo de los sondeos KS05-05 y KS04-16.  
 D) Detalle del interfluvio de Costarrenkala, con disposición de los puntos de muestreo de los sondeos KS16 y KS21.

Posteriormente, se ha realizado un cálculo del porcentaje en **carbonato cálcico**, empleando un calcímetro automático del tipo "Aquitaine Technique Innovation versión 2.1". Para efectuar este análisis, es preciso secar previamente la muestra, seleccionar un mínimo de 500mg de la misma y pulverizarla con un mortero de ágata.

En las muestras superficiales, además, se ha calculado el contenido en **carbono orgánico particulado** (COP), empleando el equipo "LECO CS-125", de acuerdo al método de Strickland y Parson (1972) modificado posteriormente por Etcheber (1981). Por su parte, en los testigos sedimentarios se ha estimado el porcentaje en **materia orgánica**, a partir de la relación isotópica de carbono, obtenida tras la combustión completa de la muestra en un analizador elemental "Carlo Erba NC2500" y la medición de los isótopos en un espectrómetro de masas tipo Isoprime.

## 2.3 Análisis microfaunísticos

### 2.3.1 Prólogo al estudio de los foraminíferos y ostrácodos

#### *Foraminíferos*

Los foraminíferos son protozoos exclusivamente marinos, con protoplasma granular y provistos de pseudópodos del tipo rizópodo, que presentan una forma filamentosa generalmente ramificada, con una función múltiple, ya que sirven para la fijación del organismo, la captura de alimento, la eliminación de los desechos, el desplazamiento o la construcción de la concha (Murray, 2006).

Como grupo, presentan un amplio abanico de mecanismos alimenticios y de fuentes de nutrientes (Goldstein, en Sen Gupta, 1999). La alimentación de los foraminíferos está constituida principalmente por diatomeas y algas, así como por bacterias, partículas orgánicas y larvas de metazoos (Murray, 2006). Este alimento es capturado por los pseudópodos, que lo transportan directamente al endoplasma (Jones, 2006; Murray, 2006).

Segregan un caparazón, cuya composición y estructura es el principal criterio sistemático en la clasificación de los foraminíferos (Loeblich y Tappan, 1988). Se pueden diferenciar 5 composiciones químicas diferentes: pared orgánica; concha aglutinada o arenácea; caparazón calcítico, que de acuerdo a la estructura microcristalina se subdivide en calcíticos microgranulados, calcíticos porcelanáceos o criptocristalinos y calcíticos hialinos; concha aragonítica y caparazón silíceo. El caparazón está conformado por una (unilocular) o varias cámaras (multilocular), unidas entre sí por una abertura, el foramen, o por varias aberturas, denominadas foramina (Armstrong y Brasier, 2006). La forma general del caparazón, el número, morfología y disposición de las cámaras, la forma y posición de las aberturas primarias, la presencia de aberturas secundarias, así como el tipo de ornamentación externa de la concha, se emplean en la clasificación a nivel genérico y específico. Algunos de ellos responden más a factores ecológicos de presión del medio en el que viven que a la propia herencia genética de los individuos (Loeblich y Tappan, 1988) (Fig. 2.3).

De acuerdo a Murray (2006), las posibles funciones del caparazón de los foraminíferos son: proporcionar una vivienda, servir como receptáculo para la materia excretada, ayudar en la reproducción, controlar la flotabilidad del organismo, ofrecer protección frente a los depredadores y ayudar al crecimiento de la célula.

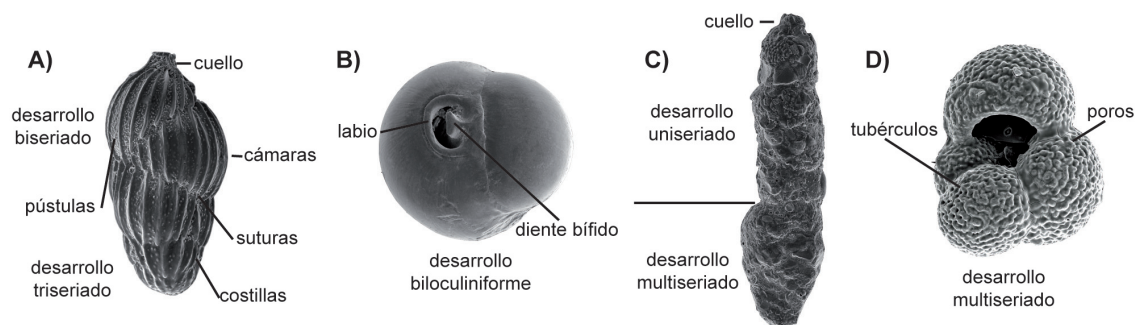


Fig. 2.3: Ejemplos de diferentes composiciones químicas y elementos estructurales de caparazones de foraminíferos. A) *Uvigerina peregrina* (bentónico hialino), B) *Pyrgo oblonga* (bentónico porcelanáceo), C) *Bigenerina nodosaria* (bentónico aglutinante) y D) *Globigerina bulloides* (planctónico hialino).

Se han encontrado algas simbioses en diferentes familias de foraminíferos, tanto de forma de vida bentónica como planctónica. En los bentónicos, diversas especies tropicales/subtropicales de gran tamaño presentan algas rojas y verdes, dinoflagelados y diatomeas como simbioses (Hallock, en Sen Gupta, 1999). En algunos ejemplares de pequeño tamaño también se han observado endosimbioses, pero parece que se producen por el secuestro de cloroplastos algales con la ingesta de las mismas por parte de los foraminíferos, por lo que no se trata de auténticos simbioses (Lee y Anderson, 1991). También se han descrito posibles endosimbiosis con bacterias en algunas especies que viven en medios con un bajo contenido en oxígeno (Bernhard *et al.*, 2000). En los planctónicos, es común la presencia de dinoflagelados y crisofitas como simbioses, siendo una de las principales características de las formas espinosas (Hemleben *et al.*, 1989). *Globigerina bulloides* es la única especie espinosa que no presenta simbioses. Además, *Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia inflata*, no siempre presentan simbioses a lo largo de su vida, formando parte de lo que Hemleben *et al.* (1989) denominan "simbióticas facultativas".

Los posibles beneficios de la endosimbiosis en los foraminíferos serían la ganancia de energía de la producción primaria fotosintética de los simbioses (aunque implica una restricción en el hábitat de las especies a la zona fótica), una mejora en la calcificación de la concha y la captación por parte de las algas simbióticas de los metabolitos de desecho del foraminífero huésped (Murray, 2006).

Según su modo de vida, los foraminíferos se dividen en bentónicos (ejemplares que habitan bien sobre el sedimento de fondo, bien dentro del mismo) y planctónicos (formas libres que viven en la columna de agua). Dentro de los foraminíferos bentónicos, se pueden diferenciar organismos activos, que son formas libres, y organismos inactivos, que serían los que viven sujetos a un sustrato, con dos posiciones de vida: epifaunal, los que habitan en la superficie del sustrato y endofaunal (o infaunal), en el interior del sedimento (Murray, 2006). Corliss (1991) incluye también en el término epifaunal a los individuos endofaunales que habitan en el primer centímetro del sedimento.

Diversos estudios con foraminíferos vivos en laboratorio (p. ej. Murray, 1963; Bornmalm *et al.*, 1997; Gross, 2002) han demostrado que la posición de vida de los foraminíferos bentónicos está controlada por las condiciones medioambientales, por lo que los términos epifaunal y endofaunal sólo se aplican indirectamente en algunas ocasiones (Murray, 2006).



Se ha aludido a diversos factores ecológicos y bióticos que afectan a la distribución de los **foraminíferos bentónicos** en el medio (Murray, 2006):

La salinidad influye en los organismos principalmente a través de la ósmosis. El rango de salinidad tolerado por los foraminíferos varía entre 0‰ (agua dulce) y unos 70‰ (fuertemente hipersalino), pero la mayoría de las especies se encuentran en medios con salinidades marinas normales (32-37‰). De acuerdo a los rangos de salinidad, se pueden diferenciar individuos salobres o hiposalinos (de 0 a 33‰), euhalinos o de agua marina normal (entre 33 y 37‰) e hipersalinos (>37‰). Aquellas especies que sólo viven en ambientes con un estrecho rango de salinidad se denominan estenohalinas, mientras que las que soportan condiciones que varían desde salobres a hipersalinas se conocen como eurihalinas (Murray, 2006).

La temperatura es el principal factor de distribución de los foraminíferos en el medio litoral y en la plataforma interna (Murray, 2006). El valor máximo de temperatura en el que se han encontrado ejemplares vivos es de unos 45°C, mientras que el valor mínimo es de -1,9°C, obtenidos en los océanos profundos de latitudes altas. Sin embargo, las especies presentes en marismas salobres de zonas de latitudes altas pueden soportar mínimos de, al menos, -10°C. Se pueden diferenciar foraminíferos árticos o polares, templados, tropicales y cálidos. Los organismos confinados a un estrecho rango de temperaturas del medio se denominan estenotermos, mientras que los que soportan grandes variaciones son euritermos (Murray, 2006).

A pesar de que Murray (2006) defiende que el nivel de oxígeno disuelto, únicamente es limitante para los foraminíferos cuando se aproxima al límite de tolerancia de las especies, según Altenbach y Sarthein (1989) el contenido en oxígeno del agua, en el límite agua-sedimento e, incluso, en el interior del propio sedimento es un factor determinante en su distribución. En el agua marina, el contenido varía desde 0 ml/l hasta unos 8,5ml/l (Murray, 2006), con tres rangos diferentes: anoxia (0ml/l), disoxia (0,2 a 1,0ml/l) y oxia (>1,0ml/l) (según Allison *et al.*, 1995), lo que permite definir las faunas como anaerobia, disaerobia y aerobia (Murray, 2006). El rango crítico para los foraminíferos está comprendido entre la anoxia y la disoxia, mientras que si el medio es óxico no hay condiciones de stress para estos organismos (Murray, 2006).

Muchas especies de foraminíferos bentónicos son resistentes a la anoxia (Corliss y Emerson, 1990; Alve y Bernhard, 1995) y pueden soportar durante largo tiempo condiciones completamente anaerobias (Alve y Bernhard, 1995; Moodley *et al.*, 1998). Según van der Zwaan *et al.* (1999), las especies tolerantes a la deficiencia de oxígeno son típicas de medios fangosos.

Kaiho (1994) estableció una relación empírica entre los foraminíferos bentónicos calcáreos y los niveles de oxígeno disuelto en el agua oceánica de fondo, definiendo el Índice de Oxigenación en Foraminíferos Bentónicos ("Benthic Foraminifera Oxygen Index", BFOI). Reconoce tres grupos faunísticos: O = óxico, S = subóxico y D = disóxico. Si el cálculo de  $BFOI = \{[O/(O+D)] \times 100\}$  es superior a 0, el medio es óxico, mientras que en medios subóxicos y disóxicos, el cálculo de  $BFOI = \{[S/(S+D)] - 1\} \times 50$  está comprendido entre 0 y -50. En los medios anóxicos, se produce una pérdida de los foraminíferos bentónicos calcáreos, con un valor de  $BFOI = -55$ .

Según Murray (2006), excepto para aquellas especies que se alimentan de organismos vivos o que poseen endosimbiontes, la materia orgánica lábil y las bacterias que se alimentan de la misma son las principales fuentes de alimento. La cuantificación del alimento, generalmente, se expresa como  $g C_{org}$ , que representa una medida de todo el aporte de carbono orgánico

al fondo oceánico. En los medios marinos marginales y de plataforma, la correlación entre el aporte de alimento y la abundancia de foraminíferos bentónicos es complicada, debido a la covarianza del carbono orgánico con otros factores, como el tamaño de grano del sedimento o la geoquímica del mismo, pero en medios marinos profundos se observa claramente como un aporte bajo de alimento es uno de los principales factores limitantes en los foraminíferos (Murray, 2006).

Se describen tres condiciones de disponibilidad de alimento ( $g C_{org}$  medido directamente en las muestras de fondo) con los términos oligotrófico (baja), mesotrófico (moderada) y eutrófico (alta) (Murray, 2006). Sin embargo, Nixon (1995) propone un esquema basado en la productividad anual ( $g C_{org}/m^2a$ ), de tal manera que oligotrófico se refiere a medios con una baja concentración de nutrientes (en la zona eufótica) o con un bajo aporte de alimento (por debajo de la zona eufótica), con valores de producción inferiores a  $100 g C_{org}/m^2a$ . Mesotrófico define una abundancia moderada de nutrientes, siendo la situación intermedia entre medios oligotróficos y eutróficos, con una producción comprendida entre 100 y  $300 g C_{org}/m^2a$ . Finalmente, eutrófico incluye los medios en los que el flujo de nutrientes es tan alto que produce una densidad tal de fitoplancton que limita la penetración de la luz, con producciones de 301 a  $500 g C_{org}/m^2a$ . El flujo de materia orgánica al fondo oceánico, que en muchas ocasiones es estacional, es el principal factor de control de la fauna profunda (Gage y Tayler, 1991).

Los foraminíferos que viven en la capa de fitodetritus son individuos de muy pequeño tamaño (Gooday *et al.*, 1995) y/o formas mayores de  $63\mu m$ , que no están presentes o son muy accesorias en el sedimento situado alrededor de esta capa (Gooday, 1993). Estas últimas especies, se pueden agrupar en tres categorías (Gooday, 1993, con la sistemática revisada posteriormente por Gooday y Hughes, 2002): abundantes en el fitodetritus y con un tamaño superior a  $150\mu m$ ; poco comunes pero confinadas a la capa de fitodetritus, de pequeño tamaño; especies poco comunes no confinadas a la capa de fitodetritus y con un tamaño superior a  $300\mu m$ . La diversidad de la asociación del fitodetritus es baja, comparada con la que presenta la asociación situada en el primer centímetro por debajo de la superficie del sedimento (Gooday, 1996). En cuanto a la distribución vertical en el sedimento, el porcentaje de individuos vivos aumenta del primer centímetro (52-71%) por debajo de la superficie, al segundo centímetro (89-92%) (Gooday, 1986 a y b).

La materia orgánica presente en el sedimento es descompuesta por bacterias empleando oxígeno (Fenchel y Reild, 1970). Cuando el consumo bacteriano de oxígeno excede el límite de renovación del mismo, en el sedimento se producen sulfuros y anoxia. La zona de transición entre el sedimento con oxígeno disuelto y la parte anóxica del mismo se denomina discontinuidad potencial redox ("redox potential discontinuity", RPD), que puede ser atravesada por la macrofauna bioturbadora, aportando oxígeno a las zonas de alrededor y proporcionando microhábitas específicos para los foraminíferos bentónicos (Murray, 2006).

Corliss y Emerson (1990) fueron los primeros en considerar el alimento y el oxígeno del sedimento como controles principales en la microdistribución de las especies endofaunales de foraminíferos bentónicos. Posteriormente, sus ideas fueron normalizadas por Jorissen *et al.* (1995) dentro del modelo conceptual TROX (TROphic conditions and OXigen concentrations) (Fig. 2.4). De acuerdo a este modelo, la profundidad máxima en la que vive una especie está definida por la tolerancia de dicha especie a unos factores limitantes variables. Por el contrario, el patrón de abundancia de las especies está relacionado con las preferencias

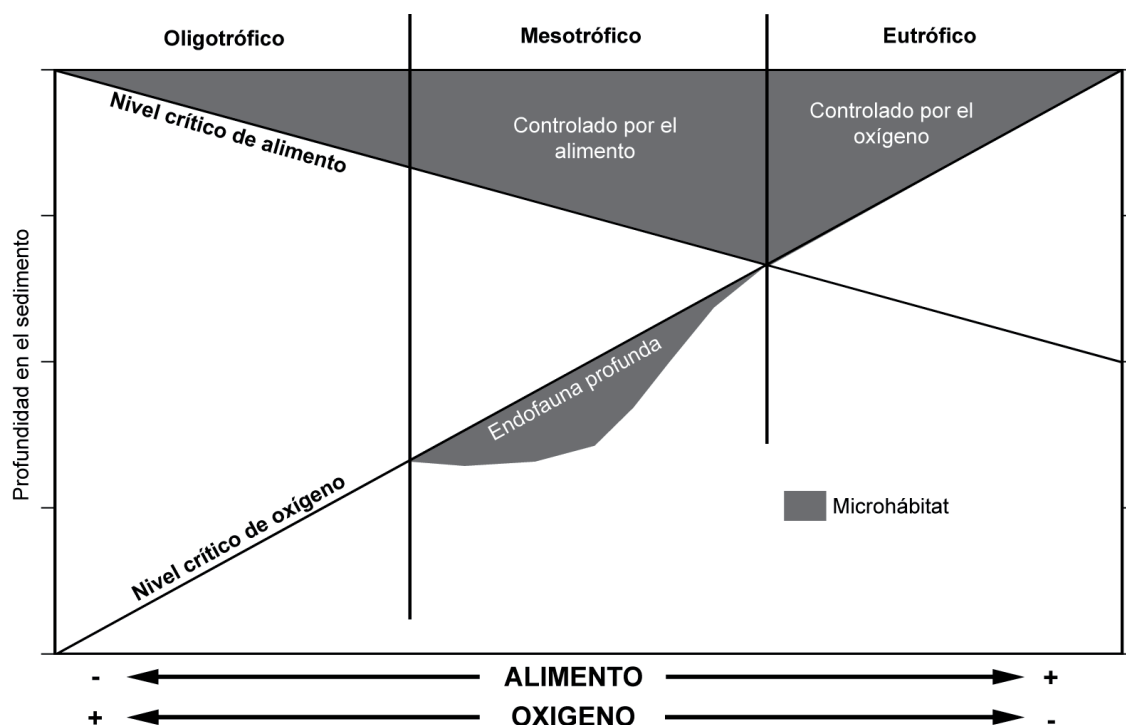


Fig. 2.4: Modelo conceptual TROX, donde se indica la profundidad del hábitat de los foraminíferos bentónicos (en gris) en términos de la disponibilidad de alimento y la concentración de oxígeno. Imagen modificada de Jorissen *et al.* (1995).

en el microhábitat. En el caso concreto de los foraminíferos bentónicos endofaunales, los principales factores limitantes son el contenido en oxígeno y, en presencia de éste, la cantidad de alimento. Por otro lado, hay una variación significativa de la profundidad exacta en la que aparece una especie determinada, de tal manera que vive a una cierta profundidad en el sedimento de un lugar, pero se encuentra mucho más cerca de la superficie en otro (Jorissen, en Sen Gupta, 1999) (Fig. 2.5). Además, en una misma zona, la distribución vertical de una especie puede variar a lo largo del tiempo (Linke y Lutze, 1993; Kitazato y Ohga, 1995). Linke y Lutze (1993) concluyen que el microhábitat de las especies de foraminíferos bentónicos debe ser considerado como el reflejo de una adaptación dinámica para optimizar la adquisición de alimento. Por su parte, Jorissen *et al.* (1995) defienden que la profundidad de los microhábitats viene determinada por un nivel crítico en el alimento, en los ambientes oligotróficos, y por un nivel crítico de oxígeno en ambientes eutróficos.

Posteriormente, van der Zwaan *et al.* (1999) mejoraron el modelo conceptual de Jorissen *et al.* (1995), definiendo el modelo TROX-2, al incluir determinados cambios geoquímicos (niveles redox) y el papel de la competencia por la materia orgánica lábil (Fig. 2.6). En este modelo, el eje "x" sigue representando los mismos tres parámetros definidos en el modelo TROX-1, mientras el eje "y" recoge la profundidad en el sedimento, la competencia por la materia orgánica y un rango de límites biogeoquímicos bacterianos (niveles óxico, subóxico y anóxico, nitrato, reducción de  $\text{Fe}^{4+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$  y sulfatos y metanogénesis). La esencia de este modelo sigue siendo que las especies endofaunales son someras en medios oligotróficos (debido al factor limitante del alimento) y en condiciones eutróficas (debido al factor limitante del oxígeno) (van der Zwaan *et al.*, 1999).

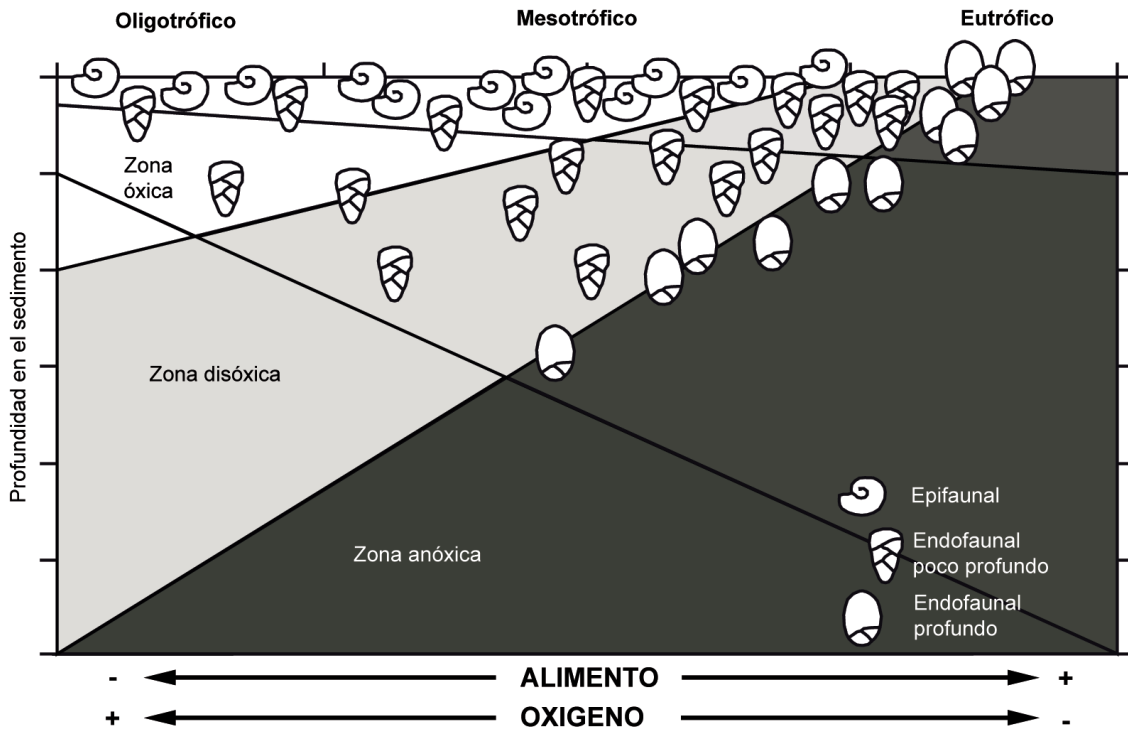


Fig. 2.5: Esquema hipotético, mostrando la variación en la profundidad del microhábitat de los taxones endofaunales, en función de la profundidad del nivel crítico de oxígeno en el sedimento. Imagen modificada de Jorissen (en Sen Gupta, 1999).

Murray (2006) destaca por su importancia la esquina superior derecha de este modelo (Fig. 2.7), debido a que el oxígeno es un factor de control, únicamente cuando está ausente en el medio o su aporte es muy limitado. Esto ocurre en las siguientes condiciones:

1. En las aguas profundas anóxicas en contacto con la superficie del sedimento, no aparece fauna.
2. En las aguas de fondo disóxicas, donde el límite redox se encuentra cerca de la superficie del sedimento, que puede estar cubierto por matas de la bacteria *Beggiatoa* y presentar cierta laminación. Estas aguas permiten que determinadas especies de foraminíferos bentónicos sobrevivan.
3. En las aguas de fondo y superficie de sedimentos óxicos, el oxígeno no es un factor limitante para esta microfauna.

Todos los ambientes óxicos están bioturbados por la macrofauna, lo que provoca una estratificación biogeoquímica con los límites distorsionados y difusos. La profundidad a la que pueden vivir los organismos dentro del sedimento, está controlada por los microhábitas generados por bioturbación y por la disponibilidad de alimento. La profundidad de los límites biogeoquímicos en el sedimento varía con el tiempo, por lo que los foraminíferos responden alimentándose de bacterias o migrando a diferentes niveles buscando condiciones más favorables (Murray, 2006).

Los **foraminíferos planctónicos** son organismos marinos heterótrofos que se encuentran distribuidos por todo el océano abierto (Hemleben *et al.*, 1989). La asociación de foraminíferos

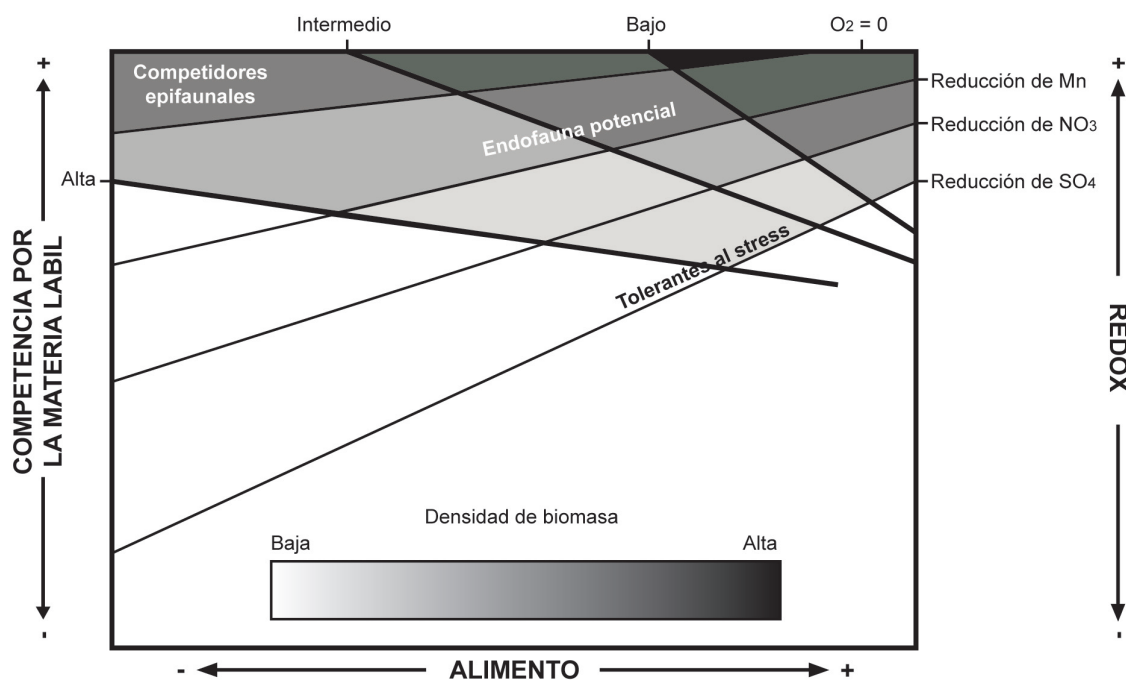


Fig. 2.6: Modelo TROX-2, donde se incluyen los niveles redox presentes en el interior del sedimento, así como la competencia por la materia lábil. Imagen modificada de van der Zwaan *et al.* (1999).

planctónicos encontrada en un preciso instante, en un lugar determinado del océano, es el producto de una interacción compleja entre factores biológicos y factores físico-químicos (Hemleben *et al.*, 1989).

Dentro de factores biológicos, se engloban la disponibilidad de alimento, la predación, la reproducción y la presencia de simbioses. Este último factor parece ser el más determinante en cuanto a la distribución de los foraminíferos planctónicos, puesto que condiciona su posición dentro de la columna de agua, ya que muchos de estos simbioses son fotosintéticos, por lo que están restringidos a la zona fótica (Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989).

En el caso de los factores físico-químicos, los principales parámetros a tener en cuenta son la temperatura, la salinidad, la tasa de nutrientes y luz, las corrientes y el grado de turbidez de las masas de agua (Hemleben *et al.*, 1989). Hay que destacar la importancia de la temperatura en el sentido de enrollamiento de algunas especies de foraminíferos planctónicos, con una relación general entre las aguas frías y el enrollamiento contrario a las agujas del reloj (senestro, senestral o sinestroso) y las aguas cálidas y el dominio del enrollamiento horario (dextro, dextral o dextroso) (Arnold y Parker, en Sen Gupta, 1999).

De acuerdo a Bé (1977), la mayoría de las especies se encuentran en los primeros 100m de la columna de agua (zona fótica), puesto que aquí es donde encuentran su alimento (fito o zooplancton principalmente), pudiendo definirse tres grandes grupos de especies de acuerdo a la profundidad a la que viven en dicha columna de agua:

1. Especies someras, que viven en los primeros 50m de la columna de agua. Incluye a *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerina rubescens* y *Turborotalita quinqueloba*.

2. Especies intermedias, presentes entre 50 y 100m de profundidad. Agrupa especies espinosas (*G. bulloides*, *Orbulina universa*, *Hastigerina siphonifera* y *Globigerinella calida*) y no espinosas (*N. dutertrei* y *G. glutinata*).
3. Especies profundas, que viven por debajo de 100m de profundidad en la columna de agua en estadio adulto, pero por encima (primeros 100m) en la fase juvenil. Pertenecen a este grupo todas las especies del género *Globorotalia* (*G. menardii*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides*, *G. crassaformis*, *G. scitula* y *G. hirsuta*), *N. pachyderma* (no espinosa) y *Beella digitata* (espinosa).

De acuerdo a Fairbanks y Wiebe (1980) y Fairbanks *et al.* (1980 y 1982), las condiciones propias de la zona fótica (primeros 80-100m de la columna de agua) determinan las especies que componen la asociación de foraminíferos, así como su abundancia dentro de la misma. Así mismo, las especies aparecen estratificadas en la vertical dentro de la zona eufótica, de acuerdo a los rangos de temperatura de cada una de ellas.

La principal fuente de alimento de los foraminíferos planctónicos se encuentra en la zona de máxima concentración de clorofila (Deep Chlorophyll Maximum, DCM). Esta se desarrolla en la base de la zona eufótica, cuando la columna de agua permanece bien estratificada, como consecuencia de una somerización de la termoclina (Fairbanks y Wiebe, 1980; Rohling, 1994).

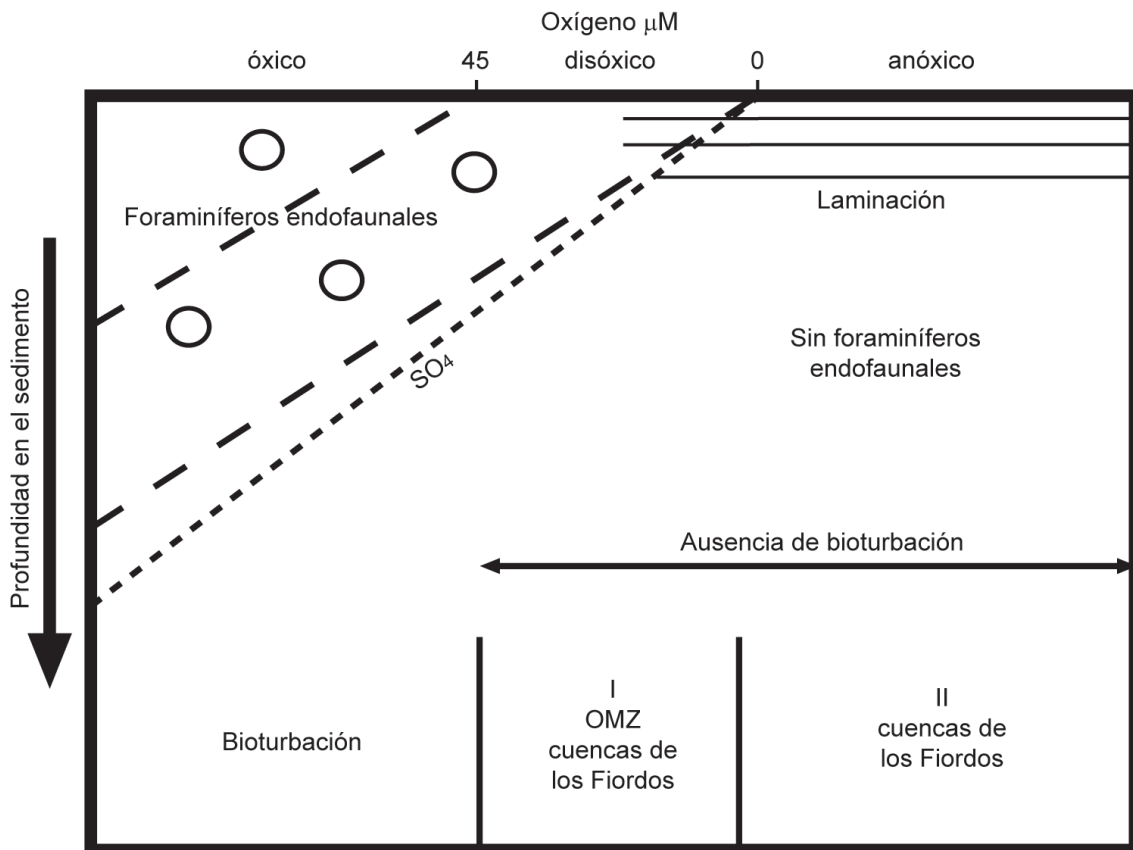


Fig. 2.7: Detalle de la esquina superior derecha del modelo TROX-2. Los círculos representan a los foraminíferos endofaunales. Imagen modificada de Murray (2006).

Bé (1977) y Hemleben *et al.* (1989) dividen los océanos globales en cinco provincias o zonas biogeográficas: Tropical, Subtropical, Transicional, Subpolar y Polar (Fig. 2.8), donde la distribución latitudinal o geográfica de las asociaciones de foraminíferos planctónicos está controlada, principalmente, por la temperatura, salinidad, contenido en nutrientes, profundidad, turbidez e hidrodinamismo de las masas de agua (Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989; Arnold y Parker, en Sen Gupta, 1999):

- Provincia Tropical: es la que presenta una mayor diversidad, con un total de 14 especies representativas, entre las que destacan *G. sacculifer*, *G. rubescens* y *N. dutertrei*. También se considera como tropical a *G. ruber*, aunque es muy abundante en la zona subtropical (Tabla 2.2). Engloba la franja latitudinal comprendida entre 0° y 20° (tanto N como S), aunque debido a la acción de algunas corrientes cálidas, en ciertas zonas del océano puede ascender hasta los 40° (Fig. 2.8).
- Provincia Subtropical: incluye un total de 13 especies características, entre las que se encuentran *G. ruber*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta*, *G. glutinata* y *O. universa* (Tabla 2.2). Aparecen algunas especies tropicales, como *N. dutertrei* que, junto con *H. siphonifera*, es muy común en áreas de upwelling y márgenes de corrientes. Esta provincia se encuentra en latitudes limitadas entre los 20° y los 40° N y S, aproximadamente (Fig. 2.8).

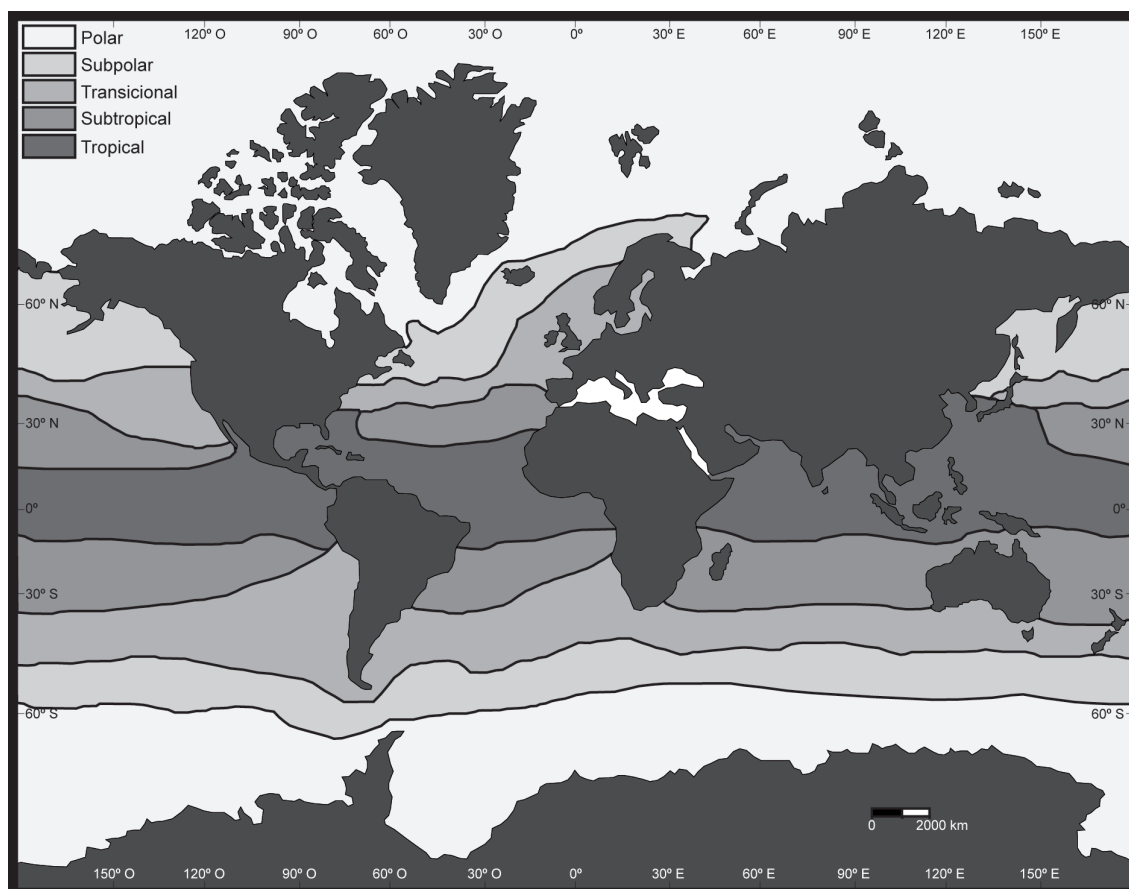


Fig. 2.8: Provincias biogeográficas globales, definidas a partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Imagen modificada de Bé (1977).

- Zona transicional entre las aguas cálidas (región subtropical) y las frías (región subpolar). La única especie característica de esta zona es *G. inflata*, que aparece mezclada con especies típicas de las provincias subtropical (unas 11 especies) y subpolar (unas 6 especies) (Tabla 2.2). Esta zona comprende la franja situada entre 40° y 60° N y S, aunque su acción puede descender hasta los 20° de latitud en los márgenes continentales orientales (Fig. 2.8).
- Provincia Subpolar: las especies típicas de esta zona son *G. bulloides*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma* var. *dextrosa* (Tabla 2.2), aunque también pueden aparecer *G. scitula*, *G. inflata*, *G. glutinata* y *G. truncatulinoides*. Sus límites se encuentran entre 65-75° en el Hemisferio Norte y entre 55-65° en el Hemisferio Sur (Fig. 2.8).
- Provincia Polar: la única especie dominante es *N. pachyderma* var. *sinestrosa*. Sin embargo, en el océano Ártico puede aparecer acompañada por *T. quinqueloba* y en el Antártico por *G. bulloides* y *G. glutinata* (Tabla 2.2).

La variación estacional en el porcentaje de foraminíferos planctónicos se relaciona con el ciclo de productividad del fitoplancton (Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989), así como con variaciones en el quimismo y la hidrodinámica de las masas de agua (Bé, 1977). El aumento o "bloom" del fitoplancton se produce en diferentes épocas del año dependiendo de la latitud, de tal manera que en las aguas tropicales ocurre en invierno, mientras que en latitudes subtropicales y templadas se observan dos máximos, en primavera y en otoño. El "bloom" de primavera se va retrasando temporalmente al ir aumentando la latitud, llegando en el Ártico a presentar un único máximo en agosto (Bé, 1977). Algunas especies de foraminíferos planctónicos se pueden considerar como auténticamente estacionales, puesto que son mucho más abundantes en el océano en determinadas épocas del año, como *O. universa* (mayor porcentaje en verano y otoño), *G. bulloides* (máximos en primavera y verano), *T. quinqueloba* (común en primavera) o *N. pachyderma* (con picos de abundancia en primavera e invierno) (Hemleben *et al.*, 1989).

### **Ostrácodos**

Los ostrácodos son un grupo de pequeños crustáceos, que se encuentran, prácticamente, en todos los medios acuáticos. Generalmente son bentónicos, pero existen también nectoplanctónicos y epibentónicos, siendo algunos de estos últimos nadadores libres, bien durante toda su vida, bien durante una parte de la misma. Poseen además una amplia variedad de hábitats alimenticios, siendo filtradores, carroñeros, detritívoros, herbívoros o carnívoros depredadores. Algunas especies también son parásitos o comensales de otros crustáceos, anélidos poliquetos y equinodermos (Athersuch *et al.*, 1989; Sánchez de Posada *et al.*, 2009).

La característica más distintiva del grupo es el caparazón bivalvado calcificado que puede cubrir completamente el cuerpo y los miembros, del que sobresalen entre 5 y 7 pares de apéndices birramosos, cuya morfología y función varían de acuerdo a si se trata de apéndices cefálicos (sensoriales, locomoción, alimentación) o torácicos (alimentación, locomoción y, en los machos, copulación), así como una furca posterior (Athersuch *et al.*, 1989; Sánchez de Posada *et al.*, 2009) (Fig. 2.9A).

El cuerpo blando consiste en dos partes, la cabeza o cefalón y el tórax, separados entre sí por una pequeña constricción. El abdomen está ausente o bien aparece fundido con el tórax (Athersuch *et al.*, 1989). El tórax contiene la mayor parte del sistema digestivo y reproductor, mientras que el cefalón incluye un ojo, acomodado por un tubérculo ocular en cada valva,



aunque algunos Myodocópidos (planctónicos) poseen un par de ojos compuestos. Presentan, así mismo, un sistema nervioso central. No se conoce mucho sobre el sistema circulatorio, mientras que la respiración tiene lugar por difusión (Athersuch *et al.*, 1989).

Cada una de las valvas se puede dividir en cuatro áreas principales (Athersuch *et al.*, 1989) (Fig. 2.9A):

	0°C	5°C	10°C	18°C	24°C	24°C	18°C	10°C	5°C	0°C
	ANTARTICA	SUBANTARTICA	TRANSICIONAL	SUBTROPICAL	TROPICAL	SUBTROPICAL	TRANSICIONAL	SUBARTICA	ARTICA	
<i>N. pachyderma</i> (dex.)	—	—	—	—				—	—	—
<i>N. pachyderma</i> (sin.)	—	—	—	—				—	—	—
<i>G. quinqueloba</i>	—	—	—	—			—	—	—	—
<i>G. uvula</i>	—	—	—	—			—	—	—	—
<i>G. bulloides</i>	—	—	—	—			—	—	—	—
<i>G. glutinata</i>	—	—	—	—			—	—	—	—
<i>G. scitula</i>	—	—	—	—			—	—	—	—
<i>G. inflata</i>		—	—	—			—	—	—	—
<i>G. truncatulinoides</i>		—	—	—			—	—	—	—
<i>G. hirsuta</i>				—	—	—	—	—	—	—
<i>O. universa</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>H. siphonifera</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. ruber</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. falconensis</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. trilobus</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. menardii</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>N. dutertrei</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. conglobatus</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. tenellus</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. calida</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. crassaformis</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>H. pelagica</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. rubescens</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>G. sacculifer</i>			—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. obliquiloculata</i>				—	—	—	—	—	—	—
<i>G. tumida</i>				—	—	—	—	—	—	—
<i>C. nitida</i>				—	—	—	—	—	—	—
<i>B. digitata</i>				—	—	—	—	—	—	—
<i>S. dehiscens</i>				—	—	—	—	—	—	—

Tabla 2.2: Distribución latitudinal de las principales especies de foraminíferos planctónicos, de acuerdo a las bioprovincias definidas por Bé (1977). Imagen modificada de Arnold y Parker (en Sen Gupta, 1999), realizada a partir de los datos de Boltovskoy y Wright (1976).

1. Zona dorsal, donde se localiza la charnela.
2. Zona ventral, que es la parte inferior del caparazón, donde se separan las valvas para permitir la salida de los apéndices.
3. Zona anterior, o parte donde se localizan las impresiones musculares mandibulares y el tubérculo ocular (cuando es visible).
4. Zona posterior, que incluye los órganos copulatorios y los oviductos en las hembras.

Las impresiones de los músculos aductores (dorsales y centrales) y de los apéndices, principalmente mandibulares (frontales), en las valvas, forman el campo de impresiones musculares (Athersuch *et al.*, 1989).

Los principales criterios clasificatorios del grupo son la morfología y el número de los apéndices (Fig. 2.9A) y la forma general (configuración, ornamentación, estructura de las impresiones musculares, etc.) de las valvas (Athersuch *et al.*, 1989) (Fig. 2.9B).

Hay diversos parámetros ecológicos que determinan la distribución de las asociaciones de ostrácodos, siendo la salinidad uno de los factores principales. Se distinguen tres asociaciones principales en función de la salinidad (Athersuch *et al.*, 1989; Armstrong y Brasier, 2006; Sánchez de Posada *et al.*, 2009):

1. De agua dulce, con valores muy restringidos de salinidad (<0,5‰).
2. De medios transicionales, que soportan grandes cambios de salinidad (0,5-30‰).
3. De medio marino, con especies que toleran variaciones de salinidad intermedias, pero dentro del rango considerado de salinidad marina normal (30-40‰).

A pesar de que muchas especies presentan un amplio rango de salinidad, la mayoría están adaptadas a salinidades marinas normales, en torno a 35‰. Las asociaciones de medios hipersalinos (>40‰) incluyen especies eurihalinas marinas y transicionales, pero son minoritarias (Armstrong y Brasier, 2006).

La temperatura es el principal parámetro ecológico de control en la distribución geográfica de las especies de ostrácodos (Athersuch *et al.*, 1989). El control latitudinal de la temperatura sobre las especies de ostrácodos de agua somera, genera numerosas asociaciones endémicas, que se distribuyen desde latitudes altas (temperaturas inferiores a 0°C) hasta zonas tropicales

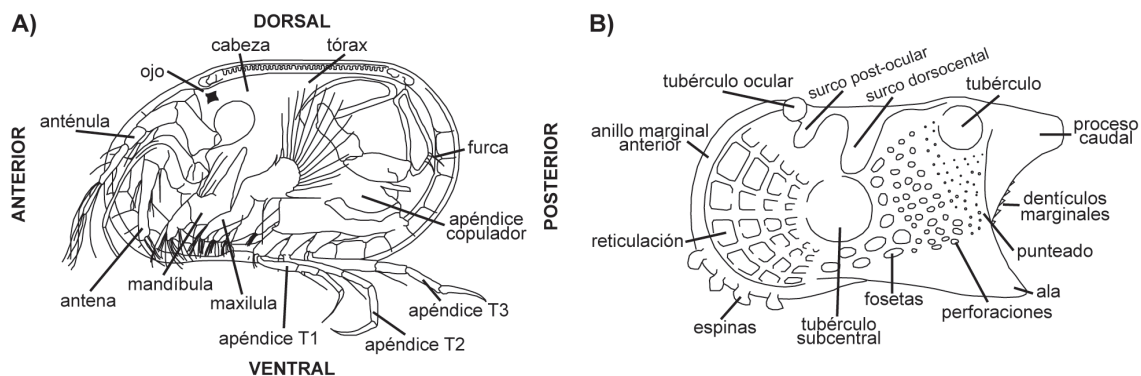


Fig. 2.9: Ejemplar macho adulto de *Loxoconcha elliptica* (A), en el que se presenta la disposición de los apéndices. Características morfológicas de la parte externa del caparazón (B) de un ostrácodo podocópido. Imágenes modificadas de Athersuch *et al.* (1989).

y subtropicales (donde pueden sobrevivir en aguas de hasta 51°C) (Armstrong y Brasier, 2006). De acuerdo a los rangos de tolerancia de las especies, éstas se pueden agrupar en: psicrosféricas, que son las que viven en aguas profundas y frías, criofílicas, que incluye las de aguas también frías pero someras, y termofílicas, que engloba las especies típicas de aguas cálidas (Armstrong y Brasier, 2006). Sin embargo, a pesar del efecto de la temperatura en los ejemplares adultos, es más importante su influencia en el ciclo reproductivo y la distribución de los huevos y los individuos juveniles (Athersuch *et al.*, 1989).

La fluctuación del porcentaje de oxígeno produce una disminución de la diversidad, pero con un aumento del número de individuos de ciertas especies adaptadas a un rango dilatado de concentración de este elemento (Athersuch *et al.*, 1989).

La profundidad, en sí misma, no es un factor relativamente importante, pero su influencia está ligada al efecto que produce en otros parámetros ecológicos, tales como la temperatura, la densidad de las masas de agua, la cantidad de luz, la presión hidrostática, la salinidad y los cambios en el oxígeno disuelto (Brouwers, 1988; Athersuch *et al.*, 1989). Las asociaciones de ostrácodos bentónicos marinos se pueden dividir de acuerdo a la profundidad como especies de plataforma interna (0-200m de profundidad), especies de plataforma externa y talud (200-1000m) y especies batiales o abisales (>1000-1500m) (Armstrong y Brasier, 2006). Se puede, además, diferenciar entre especies estenobáticas, que son las adaptadas a una profundidad concreta, y euribáticas, aquellas que pueden soportan grandes variaciones de profundidad (Athersuch *et al.*, 1989). Las especies planctónicas pueden presentar las mismas asociaciones a diferente profundidad en distintos momentos del día (Armstrong y Brasier, 2006). En general, se puede encontrar una asociación superficial (<250m) con una gran diversidad, superpuesta a una capa más pobre entre 300 y 400m y, por último, un nuevo aumento en la diversidad entre 450 y 700m de profundidad (Angel, 1969).

Los ostrácodos habitan sobre fondo vegetal o sedimento. La fauna fital de ostrácodos incluye una mezcla de especies puramente fitales y especies con preferencias por un fondo sedimentario pero que también pueden alimentarse de vegetales (Athersuch *et al.*, 1989). De acuerdo con Horne (1980), ciertas especies de ostrácodos presentan preferencia por ciertas especies de algas. La fauna que vive en fondos sedimentarios también muestra predilección por un particular tipo de sedimento, con especies típicamente asociadas a medios arenosos y especies características de fondos limosos (Athersuch *et al.*, 1989). De manera general, en sedimentos finos es posible encontrar poblaciones abundantes y diversas de ostrácodos, con poca ornamentación, superficie ventral aplanada y prolongaciones alares. Sin embargo, en sedimentos de grano grueso (arenas y gravas) aparecen poblaciones poco abundantes, con caparazones más gruesos y ornamentaciones más robustas (Armstrong y Brasier, 2006). También se han observado ostrácodos con un modo de vida endofaunal, que viven condicionados por el grado de compactación del sedimento. Este es un factor importante, ya que, aunque son abundantes en los primeros centímetros por debajo de la superficie del sedimento, en sustratos poco consolidados pueden encontrarse hasta a 15cm de profundidad (Armstrong y Brasier, 2006). También se encuentran asociaciones de ostrácodos en tubos de anélidos (Horne, 1982) o sobre sustratos habitados por briozoos (Whatley, 1976).

Existe una amplia diversidad de tipos de alimentación en los ostrácodos, puesto que pueden ser excavadores, filtradores, alimentarse de detritus o ser predadores de diatomeas, bacterias, foraminíferos y pequeños gusanos poliquetos (Athersuch *et al.*, 1989; Armstrong y Brasier, 2006). Otras especies pueden ser consideradas como "comedoras de limo", puesto que ingestan sedimento fino y obtienen alimento de las pequeñas bacterias y algas que

cubren dicho sedimento (Athersuch *et al.*, 1989). También ciertas especies son comensales, viviendo unidas a crustáceos, anfípodos, equinodermos o isópodos (Athersuch *et al.*, 1989; Armstrong y Brasier, 2006). Por regla general, una mayor concentración de materia orgánica en el medio favorece la abundancia de ostrácodos en el mismo (Athersuch *et al.*, 1989).

### 2.3.2 Antecedentes de estudios micropaleontológicos en la plataforma Vasca

Son numerosos los trabajos que emplean estos organismos como herramientas de caracterización de los parámetros ecológicos actuales del medio, así como de los cambios oceanográficos y climáticos acontecidos en el Cuaternario final. En la plataforma Vasca, existe sólo un trabajo previo que emplea esta microfauna (Pascual *et al.*, 2008), en el que se presentan parte de los resultados de la distribución actual de foraminíferos bentónicos y ostrácodos, descritos en esta memoria. Sin embargo, son comunes los estudios previos llevados a cabo en áreas geográficamente próximas a esta plataforma Vasca, como son el Atlántico Norte (p. ej. Didié, 2001; Rasmussen *et al.*, 2002; Alvarez-Zarikian *et al.*, 2009), el Mediterráneo (Pérez-Folgado *et al.*, 2003; Sierro *et al.*, 2005, 2009; Bassetti, 2010; Milker, 2010; entre otros) o el margen occidental Ibérico (Abreu *et al.*, 2003 o González-Álvarez *et al.*, 2005).

También en la parte norte del cañón de Capbretón, a lo largo del margen de Aquitania, se han realizado diversos trabajos microfaunísticos que emplean estos grupos (p. ej. Caralp *et al.*, 1967, 1968, 1970; Carbonel, 1971, 1973a y b; Pujos-Lamy, 1973a; Pujos, 1976; Pujol, 1980; Fontanier *et al.*, 2002, 2003, 2005; Langezaal *et al.*, 2006; Ernst *et al.*, 2008; Duchemin *et al.*, 2008; Retailleau *et al.*, 2009 o Mojtahid *et al.*, 2010).

La **distribución reciente** de estos organismos, se ha definido en base a muestras superficiales y a diferentes sondeos, tanto testigos cortos que únicamente recogen los primeros centímetros del sedimento, como a las muestras más superficiales de sondeos largos (varios metros).

De esta manera, Caralp *et al.* (1968) efectúan un análisis de la variación de las asociaciones de foraminíferos bentónicos, en función de la batimetría, a lo largo de la plataforma de las Landas, estudiando diversos testigos superficiales. Observan que, a menor batimetría (unos 50m de profundidad), las especies más abundantes son *Ammonia tepida*, *Nonionina orbiculare*, *Elphidium guntheri* y *Elphidium lidoense*, por lo que definen la asociación de medios poco profundos. En la plataforma continental, entre 50 y 200m de profundidad, encuentran como mayoritarias a *Cassidulina carinata*, *Cibicides ungerianus* y *Quinqueloculina seminula*. Finalmente, en los sondeos recogidos en el talud (batimetrías superiores a 1000m de profundidad), la asociación dominante está conformada por *C. carinata*, *Uvigerina peregrina*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Bolivina inflata*, *Sigmoilopsis schlumbergeri* y *Hansenisca soldanii*. Estos autores, observan ciertas diferencias en las especies mayoritarias encontradas en ambos márgenes latitudinales del cañón de Cap Ferrer, de manera que al N del mismo aparecen de manera muy abundante, acompañando a las especies antes aludidas, *Cassidulina crassa*, *E. lidoense* y *Trifarina angulosa*, mientras que, en la parte S del cañón, *Gavelinopsis translucens* es la especie principal.

En un estudio más reciente, Mojtahid *et al.* (2010) analizan la variación batimétrica de las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos, en función de la disponibilidad de alimento en el sedimento. A profundidades comprendidas entre 100 y 200m de profundidad, en un medio muy eutrófico (alta disponibilidad de alimento), domina *Brizalina subaenariensis*, pasando a ser mayoritaria *U. peregrina* en condiciones eutróficas a mayor profundidad (500-900m). En medios mesotróficos, entre 1100 y 1400m de profundidad, abunda *U.*

*peregrina*, siendo la especie dominante *Cibicoides kullenbergi* entre 1400 y 1800m. Desde esta profundidad y hasta 2200m, *U. peregrina* vuelve a ser mayoritaria, acompañada en este caso por *Hoeglundina elegans*. En medios de batiales a abisales (batimetrías superiores a 2200m), en condiciones oligotróficas, *Eggerella bradyi* pasa a ser la especie más abundante de la asociación.

Aludiendo a la influencia de la disponibilidad de alimento y el grado de oxigenación del medio en la distribución de los foraminíferos bentónicos en el Sur del Golfo de Vizcaya, *Nonionoides scaphum* y *Chilostomella oolina* son muy abundantes cuando la materia orgánica lábil penetra hasta medios fuertemente disóxicos o anóxicos (Fontanier *et al.*, 2002). Si la disponibilidad de materia orgánica lábil es baja, esta asociación es sustituida por *Melonis barleeanum* y *Globobulimina affinis* (Fontanier *et al.*, 2002), habitando la primera en la parte disóxica del medio, penetrando la segunda hasta el límite de valor 0 de oxígeno (Fontanier *et al.*, 2005). Los ejemplares de pequeño tamaño de *Epistominella exigua*, *Reophax guttifera*, *Brizalina spathulata*, *C. carinata* y *Nuttallides pusillus* aumentan su porcentaje como respuesta a un incremento en el aporte de materia orgánica lábil en el medio (Fontanier *et al.*, 2003). De manera similar, *U. peregrina* y *Uvigerina mediterranea*, consideradas como especies oportunistas, son más abundantes en condiciones eutróficas, relacionadas con los bloom del fitopláncton (Fontanier *et al.*, 2003).

También en el caso de la distribución de las principales especies de ostrácodos, se alude a un control batimétrico. En concreto, Caralp *et al.* (1968) diferencian una asociación más somera (batimetrías inferiores a 50m de profundidad) conformada por *Palmoconcha guttata*, *Cytheromorpha robertsoni*, *Ilyocypris gibba*, *Leptocythere pellucida*, *Semicytherura sella* y *Semicytherura acuticostata*. En la plataforma continental (50-200m de profundidad), pasan a ser mayoritarias *Carinocythereis carinata*, *Costa edwardsii*, *Pterygocythereis jonesii* y *P. guttata*. Finalmente, a profundidades batiales y abisales (>2000m de profundidad), el número de ejemplares es más bajo, diferenciándose una asociación compuesta por *Cytherella lata*, *Cytheropteron testudo* e individuos juveniles del género *Krithe*.

Trabajos posteriores, efectuados también en la plataforma de las Landas y el margen Norte del cañón de Capbreton (Peypouquet, 1970; Carbonel, 1971, 1973a y b), definen una asociación, entre 50 y 100m de profundidad, compuesta por *P. guttata*, *C. edwardsii* y *C. carinata*, con especies de los géneros *Paracytherois*, *Semicytherura* y *Xestoleberis* transportadas. En batimetrías comprendidas entre 100 y 200m, las especies más importantes son *P. jonesii* y *Celtia quadridentata*, acompañadas de *Bosquetina dentata* y diversas especies del género *Cytheropteron*. En la plataforma externa y el borde de talud (200-400m de profundidad), pasan a ser mayoritarias *Cytheropteron rotundatum* y *Cytheropteron alatum*, junto con *Argilloecia conoidea* y *Henryhowella asperrima*. En el dominio más profundo, entre 1000 y 3000m, la asociación está formada por una fauna psicrosférica (vive en aguas profundas y frías) (Benson, 1975), en la que dominan ejemplares juveniles del género *Krithe*, *C. lata*, *Echinocythereis echinata* y *Buntonia corpulenta*.

En la zona litoral aquitana (batimetrías inferiores a 50m de profundidad), no se encuentran suficientes valvas de ostrácodos, debido al tamaño de grano grueso del sedimento y el importante hidrodinamismo presente en esta zona, que provoca la fragmentación y el transporte de los individuos (Peypouquet, 1970; Carbonel, 1971, 1973a y b).

La distribución batimétrica de las asociaciones de ostrácodos en la plataforma y el medio profundo, se debe a la interacción entre diversos parámetros físico-químicos del agua y las características sedimentológicas del sustrato (Peypouquet, 1970). Así mismo, Peypouquet

(1973) observa diversas especies mediterráneas de ostrácodos en el cañón de Capbretón, debido a la entrada del Agua Mediterránea en esta parte sur del Golfo de Vizcaya.

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos también varían de acuerdo al rango batimétrico considerado (Caralp *et al.*, 1968). En concreto, en la plataforma (50-200m de profundidad), dominan *G. bulloides*, *G. inflata*, *O. universa*, *G. truncatulinoides*, *G. ruber*, *G. calida*, *N. pachyderma* y *T. quinqueloba*. A mayor profundidad (batimetrías superiores a 1000m), son mayoritarias *N. pachyderma*, *G. bulloides* y *G. inflata*, apareciendo, en el margen norte del cañón de Cap Ferrer, acompañadas de *G. scitula*, *T. quinqueloba* y *O. universa*.

Pujol (1980) también observa un control batimétrico en la distribución de las especies de foraminíferos planctónicos. En concreto, en profundidades inferiores a 125m, la especie mayoritaria es *G. inflata*, mientras que en batimetrías superiores, *G. bulloides* es la dominante. En torno a la isobata de 125m, la principal especie es *N. pachyderma* dex. Este autor no sólo observa un control topográfico en la distribución específica, sino que también aprecia una influencia del tipo de sedimento. En concreto, en facies limosas finas, depositadas por decantación y corrientes de turbidez en el cañón de Capbretón, *T. quinqueloba* y *G. scitula* son muy abundantes.

Retailleau *et al.* (2009) concluyen que la abundancia de foraminíferos planctónicos en la plataforma de Aquitania, está controlada por la disponibilidad de alimento. Esta puede estar fuertemente influenciada por el aporte de nutrientes y agua dulce continental, así como por la mezcla de aguas en la capa oceánica superficial.

En el margen de Aquitania, se ha prestado una mayor atención a la **variación temporal** de las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos a lo largo del Holoceno, con un menor número de estudios detallados centrados en el período glacial previo.

En todo el Holoceno, *U. peregrina*, *C. crassa*, *H. soldanii* y *C. carinata* son muy comunes, mostrando ligeras diferencias en sus porcentajes a lo largo de este rango temporal (Caralp *et al.*, 1968). De acuerdo a este trabajo, en el Holoceno inferior son también abundantes *T. angulosa*, *E. lidoense*, *E. guntheri* y *C. ungerianus*, cuyo porcentaje disminuye hacia techo de los sondeos analizados.

Más recientemente, Howa *et al.* (2010) observan que las principales variaciones en la asociación faunística de foraminíferos bentónicos holocena, se produce antes de 2850 años BP. Así, a lo largo del testigo estudiado por dichos autores, *U. peregrina* y *M. barleeaanum* se encuentran como mayoritarias de manera constante. Sin embargo, *U. mediterranea* y *Hyalinea balthica* aparecen, de manera brusca, a partir de 7800 años BP, coincidiendo con el descenso de los porcentajes de *C. carinata* y *Bulimina marginata*. De manera análoga, *Cibicidoides pachyderma* aparece a partir de 6700 años BP.

En el caso de los ostrácodos, la asociación glacial preholocena, en el cañón de Capbretón, está formada por *Heterocyprideis sorbyana*, *Elofsonella concinna*, *Finmarchinella finmarchica*, *Eucytheridea bairdii* y *Bythocythere constricta* (Peypouquet, 1970). Caralp *et al.* (1968) describen una fauna escasa y poco diversa de ostrácodos a lo largo del Holoceno. En la parte más baja del Holoceno inferior, son mayoritarias *H. asperrima* y el género *Krithe*, principalmente individuos juveniles. Esta asociación es sustituida, en el Holoceno inferior-medio, por *H. sorbyana* y *Cytheridea punctillata* en la plataforma continental, y por *Krithe* spp., *A. conoidea* y *C. lata* en el talud. El Holoceno superior, presenta las mismas especies dominantes que las encontradas en la actualidad, descritas previamente.

Aludiendo a la variación de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, desde 60Ka BP hasta 39Ka BP la especie dominante es *N. pachyderma* sin., con algunos niveles intercalados

en los que aumenta el porcentaje de la asociación subártica (conformada por *N. pachyderma* dex., *G. bulloides* y *T. quinqueloba*) (Pujol, 1980). Durante el resto del Estadio Isotópico Marino 3, se diferencia un primer intervalo dominado por *N. pachyderma* sin., que se sustituye hacia techo por la asociación subártica, con un aumento del porcentaje de *G. scitula* y ciertos niveles de predominio de *N. pachyderma* sin. El inicio del MIS 2 (23-31Ka BP), se caracteriza por un nuevo aumento de *N. pachyderma* sin., que pasa a ser la especie más abundante, casi exclusiva en algunos niveles (más del 95% del total de foraminíferos planctónicos) (Pujol, 1980). Durante el Último Máximo Glacial (18-23Ka BP), la asociación dominante está formada por especies subárticas, donde predomina *N. pachyderma* dex. El Interglacial (18-12Ka BP) está representado por un fino nivel condensado, en el que domina *N. pachyderma* sin., que Pujol (1980) interpreta como el Younger Dryas. Sin embargo, estudios detallados de polen en estas muestras, anteriormente permitieron diferenciar los eventos fríos del Oldest Dryas, el Older Dryas, el Younger Dryas y los interestadales cálidos Bølling y Allerød (Turon, 1974). Finalmente, en el Holoceno pasa a dominar la asociación subártica, con elevados porcentajes de especies transicionales y subtropicales.

Esta asociación holocena también la definen Howa *et al.* (2010). En concreto, las especies más abundantes son *G. bulloides*, *N. pachyderma* dex. y *G. inflata*, características de la zona profunda actual de la plataforma de las Landas. A partir de 1600 años BP, describen la aparición de diversas especies subtropicales. Estos autores asocian su presencia con la influencia de la IPC en esta zona del Sur del Golfo de Vizcaya, que proporciona el medio cálido favorable para el desarrollo de dichas especies de foraminíferos planctónicos.

El primer trabajo realizado en medios marinos en el **margen Noribérico**, es el llevado a cabo por Colom (1974). Este autor estudia una serie de muestras obtenidas entre 300 y 600m de profundidad, en las costas cantábricas (Cantabria y País Vasco), analizando la distribución de las asociaciones de foraminíferos bentónicos. Entre 500 y 600m, la asociación está ampliamente dominada por *H. balthica*, acompañada por *S. schlumbergeri*, *M. barleeenium*, *B. subaenariensis*, *Cassidulina laevigata*, *Bolivinita quadrilatera* y *B. marginata*. A batimetrías inferiores, comprendidas entre 300 y 500m de profundidad, aumenta el número de especies principales. En este caso, la asociación queda conformada por las especies *Bolivina alata*, *Bolivina striatula*, *B. marginata*, *Trifarina bradyi* y *T. angulosa*, así como *C. oolina*, *Cancris auricula*, *H. soldanii* y *Valvulineria bradyana*, junto con *S. schlumbergeri*, *Quinqueloculina lamarckiana*, *Bigenerina nodosaria* y *Gaudryina rudis*.

Más recientemente, Pascual *et al.* (2008) estudian la distribución actual de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos en la plataforma Vasca. Estos autores determinan 6 franjas o áreas, cuyas asociaciones bentónicas están controladas por el tamaño de grano del sedimento y la batimetría a la que se han tomado las muestras.

El resto de estudios del norte de la península Ibérica, se han centrado en el litoral y las áreas transicionales del País Vasco (Pascual 1984, 1990, 1991, 1992; Rodríguez-Lázaro y Pascual, 1985; Pascual y Carbonel, 1992; Pascual *et al.*, 1998 y 2002; Pascual y Rodríguez-Lázaro, 2006; Cearreta *et al.*, 2008; Leorri y Cearreta, 2009; entre otros).

A lo largo de los estuarios vascos (Pascual *et al.*, 2002; Cearreta *et al.*, 2008; Leorri y Cearreta, 2009), la asociación de foraminíferos bentónicos está formada por una mezcla de especies eurihalinas de medios transicionales y ejemplares que habitan en la zona litoral y la plataforma interna. Las más abundantes son *Haynesina germanica*, *Lobatula lobatula*, *Criboelphidium williamsoni*, *A. tepida*, *Elphidium crispum*, *Trochammina inflata*, *Jadammina macrescens*, *Rosalina globularis*, *Q. seminula* y *Cibicides refulgens*.

De manera similar, las especies de ostrácodos dominantes en estos medios transicionales, son típicas de estuarios, como *Loxoconcha elliptica* y *L. pellucida*, y áreas litorales y de plataforma interna, principalmente *Leptocythere castanea*, *S. sella*, *Cytherois fischeri*, *Urocythereis oblonga*, *Cyprideis torosa*, *Aurila convexa*, *Aurila woutersi*, *Heterocythereis albomaculata*, *Pontocythere elongata* y *Caudites calceolatus* (Rodríguez-Lázaro y Pascual, 1985; Pascual, 1990 y 1991; Pascual et al., 2002).

**En esta memoria** se presenta, por tanto, la distribución reciente de las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos en la plataforma Vasca, relacionándola con parámetros ecológicos, físicos y químicos del medio que habitan. Como ya se ha comentado, parte de estos resultados se presentan en Pascual et al. (2008). De manera análoga, se infieren, por vez primera, las variaciones paleoecológicas y paleoclimáticas finicuaternarias en la parte sur del cañón de Capbretón, basadas en el análisis de estos microfósiles.

### 2.3.3 Estudio de la microfauna (foraminíferos y ostrácodos) en las muestras

El tratamiento de las muestras para el estudio micropaleontológico, se ha llevado a cabo en el laboratorio del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU).

En total, se han estudiado 298 muestras, distribuidas en 110 superficiales y 188 niveles de los sondeos. Los testigos han sido muestreados cada cm, seleccionándose diferentes niveles para su estudio micropaleontológico. En concreto, los testigos KS05-05 y KS05-10, se han analizado cada 5cm (51 muestras estudiadas en cada uno), mientras que los restantes sondeos se han analizado cada 10cm, con algunas muestras intermedias en aquellas secciones que presentan cambios sedimentológicos y faunísticos importantes (22 muestras en el testigo KS04-16, 34 muestras en el sondeo KS21 y 29 en el KS16) (ver "Capítulo 4: Registro Finicuaternario").

Inicialmente, el sedimento ha sido lavado y tamizado, empleando un tamiz con una luz de malla de 63 $\mu$ m, recogiendo la fracción arena. Este sedimento se ha secado en la estufa a una temperatura inferior a 60°C. Sobre esta fracción se ha efectuado la extracción de los ejemplares de foraminíferos bentónicos y ostrácodos, ya que incluye individuos adultos de pequeño tamaño, que quedarían despreciados si se considerase únicamente una fracción de tamaño superior, lo que implicaría la pérdida de información de condiciones ambientales determinadas (Fatela y Taborada, 2002).

Posteriormente, la muestra superior a 63 $\mu$ m se ha tamizado en seco, concentrándose el sedimento superior a 150 $\mu$ m. Sobre esta fracción más grosera, se han extraído los caparzones de foraminíferos planctónicos. Debido a la baja riqueza de ostrácodos (en relación con la de foraminíferos bentónicos), de esta fracción superior a 63 $\mu$ m, se extraen también ejemplares para completar el número necesario para su estudio estadístico.

Los ejemplares de ambos grupos microfaunísticos se han extraído con un pincel 5/0 bajo un microscopio binocular "Nikon SMZ645", empleando agua destilada. De esta manera, se evita cualquier alteración isotópica de los caparzones seleccionados para los análisis geoquímicos, debido a la precipitación de algún componente químico del agua.

Se han extraído un mínimo de 300 individuos de foraminíferos bentónicos por muestra, así como entre 300 y 400 ejemplares de foraminíferos planctónicos en algunas muestras seleccionadas, siempre que fuera posible. De esta manera, se pueden efectuar estudios cuantitativos detallados que permitan realizar análisis ecológicos precisos (Fatela y Taborada, 2002). En caso de no encontrarse dicho número de caparzones (muestras superficiales



groseras), se ha estudiado la totalidad de los ejemplares presentes en las mismas. En cuanto a los ostrácodos, se ha procedido a la extracción del total de valvas existentes en cada muestra analizada.

Estos ejemplares se han clasificado a nivel específico en todos los casos que ha sido posible, empleando diferente bibliografía taxonómica concreta para cada grupo: Loeblich y Tappan, 1988; Hemleben *et al.*, 1989 y Alves-Matins y Ruivo Dragão Gomes, 2004, en el caso de los foraminíferos, y Athersuch *et al.*, 1989, Horne *et al.*, 2002 y Kempf, 1986-2004, en los ostrácodos, entre otros. Para el listado completo, ver "Capítulo 7: Sistemática". Una vez efectuada la clasificación taxonómica, las especies se han separado en mayoritarias, que serían aquellas presentes en un porcentaje superior al 10% en al menos una de las muestras, secundarias, que son las que aparecen en un porcentaje de entre 5 y 10%, y accesorias, donde se incluyen las especies con una abundancia inferior al 5% del total de ejemplares extraídos en cada una de las muestras analizadas (Murray, 1991 y 2006).

De esta manera, se ha realizado una amplia base de datos taxonómica, con 522 especies en total (192 especies de ostrácodos, 311 de foraminíferos bentónicos y 19 de foraminíferos planctónicos), completada con una breve descripción morfológica y ecológica de las especies más abundantes en las muestras analizadas (ver "Capítulo 6: Sistemática"). De dichas especies, se han seleccionado los ejemplares mejor conservados para su fotografiado en el "Microscopio Electrónico de Barrido" o MEB. Estos individuos se han extraído de las muestras con agua destilada y se han acoplado a un porta metálico con un adhesivo orgánico. Puesto que es preciso que la muestra sea conductora para poder analizarla bajo el MEB, se han cubierto los caparazones con un baño de Au-Pd de 20nm de grosor. Posteriormente, se ha procedido a su análisis de detalle y fotografiado en un "MEB JEOL JSM-6400" con filamento de W y una resolución de 3,5nm (láminas fotográficas 1 a 7).

Para poder comparar la abundancia bentónica de las muestras estudiadas, se ha procedido a calcular el número de foraminíferos bentónicos y ostrácodos por gramo de sedimento levigado seco (nF y nO respectivamente), obteniendo de esta manera una estimación de la **riqueza** de cada muestra. Puesto que dichos valores sólo son comparables en el mismo tipo de sedimento, estos índices únicamente se han calculado y tenido en consideración su variación a lo largo de cada uno de los testigos sedimentarios estudiados en esta memoria.

Siguiendo a Murray (1973 y 2006) y con el objetivo de caracterizar los diferentes ambientes, se ha efectuado un cálculo del **porcentaje de cada tipo de caparazón** de los foraminíferos bentónicos (hialino, porcelanáceo y aglutinante) y se han representado en diagramas ternarios, donde cada uno de estos tipos se sitúa en uno de los vértices.

El **Índice de Oceanidad** (I.O.), o ratio P/Total, es una medida indirecta de la paleobatimetría, empleando la relación entre foraminíferos planctónicos y foraminíferos totales (bentónicos y planctónicos) obtenidos en una muestra (Murray, 1976):

$$\text{I.O.} = (\text{foraminíferos planctónicos} / \text{foraminíferos totales}) \times 100$$

Puesto que el nivel de oxígeno disuelto en las aguas de fondo es el principal factor de control en la diversidad y abundancia de las asociaciones de foraminíferos bentónicos (p. ej. Harman, 1964; Alve y Bernhard, 1995; Jorissen y Wittling, 1999), van der Zwaan *et al.* (1990) excluyen del cálculo P/T a las especies que se consideran como endofaunales profundas. Posteriormente, van Hinsbergen *et al.* (2005) también eliminan las especies indicadoras de stress de esta fórmula.

Por tanto, la ecuación del ratio P/T o índice de oceanidad corregido (van der Zwaan *et al.*, 1990; van Hinsbergen *et al.*, 2005), se define como:

$$\%P = 100 \times (P / (P + B - S))$$

Donde %P es el ratio P/T, P es el número de foraminíferos planctónicos, B el número de foraminíferos bentónicos y S el número de ejemplares de especies marcadoras de condiciones de stress.

A partir de esta fórmula, van der Zwaan *et al.* (1990) determinan una regresión para calcular la batimetría de acuerdo al porcentaje de foraminíferos planctónicos, con respecto a la asociación total de foraminíferos de una muestra:

$$\text{Prof. (m)} = e^{3,58718 + (0,03534 \times \%P)}$$

En esta memoria, se emplea la fórmula de van der Zwaan *et al.* (1990) para determinar la variación temporal de la paleobatimetría teórica de los sondeos analizados. Este es un método cuantitativo (contaje absoluto de ejemplares) en el que no se consideran ni las especies ni el rango batimétrico en el que habitan las mismas. Además, debido a la influencia del hidrodinamismo del medio en la conservación y preservación de los caparzones, no se pueden considerar correctos los valores numéricos absolutos obtenidos, sino que únicamente se hace alusión a las tendencias definidas en cada sondeo (ver "Capítulo 5: Evolución paleoambiental durante el Cuaternario final").

Los **índices de diversidad** considerados en esta memoria se han calculado empleando el programa estadístico PAST (PAleontological STatistics, Hammer *et al.*, 2001) versión 2.05. En concreto, se han utilizado cuatro índices:

*Número de especies (S)*. También denominado diversidad específica simple, que consiste en la estimación numérica del total de especies por muestra.

*Índice de Shannon-Wiener (H)*. Mide el grado de entropía de una muestra, considerando tanto el número de especies como el reparto de individuos en dichas especies. Los valores más bajos indican una escasa diversidad específica, donde 0 representa una muestra con un único taxón, mientras que valores muy altos implican comunidades con varias especies, cada una de ellas con cierto número de individuos. Se representa por la fórmula:

$$H = -\sum(n_i/n) \ln(n_i/n)$$

Donde  $n_i$  es el número de individuos pertenecientes a la especie  $i$  y  $n$  es el número de individuos totales extraídos en la muestra considerada.

*Dominancia (D)*. Calculado como 1-Simpson, determina la equidad en la distribución de los ejemplares entre las especies presente en una comunidad, pudiendo medir la estabilidad del ecosistema. Su valor oscila entre 0, donde todas las especies están igualmente representadas, con un número similar de ejemplares (mayor estabilidad del medio) y 1, en donde una especie domina toda la comunidad (menor estabilidad, es decir, medio más estresado).

*Índice alfa de Fisher ( $\alpha$ )*. Relaciona el número de especies y de individuos por muestra, mediante la fórmula:

$$S = \alpha \times \ln(1+n/\alpha)$$

Donde  $S$  es el número de especies,  $n$  el número de individuos y  $\alpha$  el índice alfa de Fisher. Murray (1971) determinó un método gráfico para calcular el valor de este índice de diversidad de manera directa a partir del estudio de foraminíferos bentónicos. Este autor concluye que el número mínimo para poder emplearlo es de 100 ejemplares por muestra, puesto que con totales inferiores, al emplear un logaritmo neperiano, el valor final obtenido es estadísticamente poco preciso e irreal.

Debido al amplio número de muestras y especies identificadas, es preciso emplear diferentes **análisis estadísticos** que permitan resaltar las relaciones existentes entre las distintas variables.

En esta memoria, los estudios multivariantes efectuados han sido: el *Análisis Jerárquico de Grupos tipo Q*, el *Análisis Jerárquico de Grupos tipo R* y el *Análisis de Correspondencias*, utilizando el programa estadístico PAST.

Al efectuar estos análisis, es preciso seleccionar las variables que aporten una mayor información. En concreto, se han seleccionado únicamente aquellas muestras en las que se han obtenido más de 100 ejemplares, puesto que un número inferior no es estadísticamente significativo. De la misma manera, sólo se consideran las especies presentes con un porcentaje superior al 1%, en al menos dos de las muestras estudiadas, tanto en superficie como en los testigos analizados. Al emplearse valores absolutos del número de ejemplares obtenidos por muestra, se realizan análisis factoriales con datos cuantitativos.

El análisis jerárquico de grupos forma agrupaciones de las variables (especies) y casos (muestras) entre sí, en función de ciertos parámetros que presentan en común y que las diferencia del resto de grupos (p. ej. criterios ecológicos). El análisis tipo R agrupa las especies, mientras el tipo Q agrupa las muestras.

Existen diferentes métodos y algoritmos de agrupación, por lo que es preciso seleccionar los adecuados para cada tipo de estudio. En el presente trabajo, los mejores resultados, tanto considerando el coeficiente de correlación como la interpretación ecológica de las agrupaciones, se han obtenido empleando los siguientes métodos:

1. Método Ward, que produce las agrupaciones minimizando el incremento en la varianza entre las variables que conforman dicho grupo, midiendo la semejanza entre las mismas con la distancia Euclídea al cuadrado.
2. Método UPGMA (Unweighted Pair-Group Average), que considera la distancia media entre todas las variables unidas en dos grupos, con el algoritmo Correlation, que utiliza el valor 1 menos el coeficiente  $r$  de Pearson, transformándolo en una medida de distancia.

Para asegurar la validez y exactitud de los resultados estadísticos multivariantes obtenidos, se efectúan diversos tests de comprobación empleando, de nuevo, el programa PAST. Para cada análisis jerárquico obtenido, se realiza un test de coherencia, en el cual los resultados tienen que tener sentido en relación a algún dato externo al análisis, con el que se mide su consistencia. También se emplea el test de congruencia, que implica la obtención de resultados similares al emplear diferentes métodos de medida (p. ej. métodos cualitativos, utilizando datos de presencia/ausencia de las especies). Finalmente, se ha comprobado la robustez de los resultados, por la cual la pauta de agrupación debe mantenerse al modificar los datos ligeramente (p. ej. adición o eliminación de una especie o muestra).

El Análisis de Correspondencias (CA) permite la correlación entre las muestras y las especies identificadas. En concreto, el *Análisis de Correspondencias sin Tendencia*

(Detrended Correspondence Analysis, DCA) es el método más recomendado cuando se trabaja con conjuntos de datos ecológicos con abundantes variables, como es el caso de los datos empleados en esta memoria. Es esta ocasión, se obtienen cuatro "autovalores" o "eigenvalues", que explican el mayor porcentaje de la varianza, principalmente los dos primeros valores calculados. Estos dos primeros "eigenvalues", incluidos en los dos primeros ejes de representación, se pueden interpretar como variables ecológicas, siendo posible determinar su variación a lo largo del diagrama.

## 2.4 Análisis geoquímicos (isótopos estables) y dataciones absolutas

### 2.4.1 Isótopos estables

Los análisis de isótopos estables ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) en caparazones de foraminíferos, se han realizado en el Laboratorio Leibniz de Investigación de Datación Radiométrica e Isótopos Estables de la Universidad Christian-Albrechts de Kiel, Alemania.

En total, se han efectuado 515 análisis de cada relación isotópica considerada (174 realizados en las muestras superficiales, 132 llevados a cabo en el sondeo KS05-05, 148 en el testigo KS05-10 y un total de 61 en el sondeo KS04-16), correspondientes a 219 muestras en total (95 superficiales, 51 del sondeo KS05-05, 51 del KS05-10 y 22 del KS04-16) (ver Tablas 2.3 a 2.6 en anexos).

En las muestras superficiales, se han seleccionado las especies planctónicas *G. bulloides* y *O. universa*, y las especies bentónicas *U. peregrina*, *L. lobatula* y *Fontbotia wuellerstorfi*, para poder comparar los resultados obtenidos entre especies con un modo de vida diferente. En los sondeos analizados, la especie bentónica considerada ha sido *L. lobatula*, al ser la única presente de manera constante a lo largo de los testigos. Se han procurado extraer unos 10 ejemplares de las especies de foraminíferos bentónicos y unos 20 de las planctónicas por muestra (en los casos que ha sido posible) de la fracción superior a  $150\mu\text{m}$ , seleccionando los individuos de mayor tamaño (mayor porcentaje de carbonato cálcico en su caparazón) y mejor conservados, recogiendo en microviales de plástico doblemente etiquetados.

Los ejemplares seleccionados se han limpiado exhaustivamente, para eliminar los restos de materia orgánica y sedimento que pudieran presentar en el interior de los caparazones. Para efectuar esta limpieza, se añade agua destilada en los viales hasta cubrir completamente los individuos, dejando reposar la muestra unos 5 minutos. Posteriormente, se someten las muestras a un baño de ultrasonidos durante 8 segundos, en el caso de los foraminíferos planctónicos, y 11 segundos, en los foraminíferos bentónicos, ya que si se mantienen más tiempo se fragmentan los caparazones. Tras dejar reposar las muestras de nuevo, se añade etanol al 90% para que reaccione con el agua intersticial de limpieza durante, al menos, 5 minutos. Finalmente, los individuos son extraídos en celdillas de plástico numeradas y dejados secar al aire para que se evapore el etanol empleado.

En estos individuos limpios, se ha determinado el *Índice de Preservación Visual* (IPV), mediante una escala del grado de transparencia de los caparazones, ligeramente modificada de la definida por Dwyer *et al.* (1995). Este valor del IPV varía entre 1 (ejemplares totalmente transparentes) y 5 (individuos opacos).

En conjunto, se ha obtenido la señal isotópica en 6036 individuos (1563 ejemplares extraídos en las muestras superficiales, 1478 del sondeo KS05-05, 2235 de KS05-10 y 760 del testigo KS04-16). En detalle, se han empleado 2392 caparazones de foraminíferos bentónicos (834 en superficie, 803 en el sondeo KS05-05, 556 en KS05-10 y 199 en KS04-16) y 3644 de foraminíferos planctónicos (729 en superficie, 675 en el sondeo KS05-05, 1679 en KS05-10 y 561 en KS04-16) (ver Tablas 2.3 a 2.6 en anexos).

Los isótopos estables se han medido con un equipamiento de flujo continuo, conformado por un espectrómetro de masas "Finnigan DELTA<sup>plus</sup>XL" unido a un dispositivo termocientífico "GasBench II", y equipado con un muestreador "CTC Combi PAL Autosampler". El error de medida es inferior a  $\pm 0,1\%$  en  $\delta^{18}\text{O}$  y a  $\pm 0,08\%$  en  $\delta^{13}\text{C}$ .

#### 2.4.2 *Dataciones absolutas*

Se han realizado 33 dataciones absolutas por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) en total, repartidas en 6 en el testigo KS04-16, 11 en KS05-05, 10 en KS05-10, 3 en KS21 y 3 dataciones en KS16 (ver Tabla 2.7 en anexos). En ocho de estas muestras, se han seleccionado caparazones de foraminíferos bentónicos con un IPV de 1 y 2, sin distinción de especies, hasta alcanzar un peso mínimo de 20 $\mu\text{g}$ . En el resto de muestras, se han empleado conchas de bivalvos que presenten una conservación excelente, para evitar contaminación de material más antiguo re TRABAJADO que proporcione una edad errónea.

Estas muestras se han enviado al laboratorio Beta Analytic Inc. de Miami (Estados Unidos), donde se han efectuado las dataciones. El valor de  $^{14}\text{C}$  se ha determinado mediante un espectrómetro de masas (AMS). Las edades resultantes se han calibrado utilizando el programa "Calib Rev 6.0.1" (Stuiver y Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2005), que incluye la corrección del efecto reservorio marino de unos 400 años (Stuiver *et al.*, 1998). En concreto, se ha calculado la edad calibrada en base al error  $2\sigma$ , que incluye el rango de edad con mayor probabilidad estadística, y la curva estándar Marine09.14C (Reimer *et al.* 2009), recomendada para datos de origen marino.

Con estas dataciones absolutas, se ha efectuado el **modelo de edad** de cada testigo. En el caso del sondeo KS05-05, cuya base queda fuera del rango de edad definido por la datación radiométrica  $^{14}\text{C}$  (superior a 40Ka), el único método posible para estimar, de manera aproximada, la edad es la determinación de la tasa de sedimentación en la parte inferior del mismo y considerar un valor constante hasta la base (ver apartado 4.1.1 del "Capítulo 4: Registro finicuaternario").

Esta **tasa o velocidad de sedimentación**, se calcula en función de la potencia de sedimento depositado entre dos muestras datadas, obteniéndose diferentes valores a lo largo del sondeo que, finalmente, proporcionan una velocidad promedio para el período temporal abarcado por el mismo.



**CAPÍTULO 3.**  
**MODELO ACTUAL**

*"Afirmaciones extraordinarias requieren siempre de evidencias extraordinarias"*

KARL SAGAN





Se han extraído un total de 32076 ejemplares de foraminíferos bentónicos pertenecientes a 213 especies, considerando la asociación total (biocenosis+tanatocenosis), de las cuales 21 son mayoritarias, 12 secundarias y 180 accesorias (Tabla 3.1). De las 49 muestras teñidas con rosa de bengala para la identificación de la biocenosis (ver Tabla 2.1), únicamente 17 de las mismas presentaban ejemplares coloreados, con un porcentaje inferior al 1,6% del total de caparazones de foraminíferos bentónicos (243 individuos vivos). Esta biocenosis está conformada por 55 especies, siendo las más abundantes *C. laevigata*, *L. lobatula*, *Q. seminula* y *U. peregrina*.

El número de especies por muestra varía entre 3 y 48, encontrándose los valores más altos en aquellas muestras recogidas sobre sedimentos más finos. La diversidad, expresada como el índice de Shannon-Wiener (H), es relativamente alta, oscilando entre 0,8 y 3,29. La Dominancia (D) es relativamente baja (con una media de 0,13) en la mayoría de las muestras, estando el índice alfa de Fisher ( $\alpha$ ) comprendido entre 2,71 y 15,52 (valor medio 9,91). Únicamente algunas de las muestras obtenidas sobre los sustratos arenosos se desvían de los valores promedios de estos índices (Tabla 3.2).

Con el objetivo de encontrar una relación entre la diversidad específica de la microfauna y la profundidad, se han comparado los valores del índice de Shannon (H) frente a la batimetría (Fig. 3.1). Se aprecia cierta tendencia al incremento de los valores de H al aumentar la profundidad a la que se han obtenido las muestras, pero sin una correlación buena ( $R^2=0,28$ ). Este hecho se debe a la influencia de otros parámetros ecológicos en los valores de la diversidad.

A lo largo de la plataforma Vasca, todos los índices de diversidad presentan sus valores más bajos en la zona más somera (medio litoral) y en las áreas donde dominan los sedimentos arenosos, aumentando su valor tanto al aumentar la batimetría (plataforma externa y borde de talud) como al disminuir el tamaño de grano de las muestras (limo y arcilla).

Al representar el diagrama ternario de los tipos de caparazón, la mayoría de las muestras se disponen en el campo principal definido por Murray (2006) para las plataformas continentales, al presentar un predominio de caparazones hialinos y/o aglutinantes (Fig. 3.2A). Las muestras que ostentan un porcentaje superior al 20% de caparazones porcelanáceos e inferior al 10% de aglutinantes, quedan incluidas en el campo ocasional (Murray, 2006). Así mismo, la distribución de las muestras es prácticamente idéntica a la definida por Murray (2006) para el Canal de la Mancha y el Mar Céltico (Fig. 3.2B).

Las especies más abundantes en las muestras superficiales son *B. spathulata*, *B. marginata*, *C. laevigata*, *C. refulgens*, *G. rudis*, *Globocassidulina subglobosa*, *H. balthica*, *L. lobatula*, *Q. seminula*, *R. globularis*, *Textularia sagittula* y *U. peregrina* (Tabla 3.1). Aludiendo a su distribución a lo largo de la plataforma, *B. spathulata*, *B. marginata*, *G. subglobosa*, *H. balthica* y *U. peregrina* son muy comunes en la franja batimétrica comprendida entre la plataforma media y el borde de talud, sobre sedimentos limosos, conformando la asociación característica de mayor profundidad y sustrato fino (Fig. 3.3A).

Por su parte, *C. refulgens*, *L. lobatula*, *Q. seminula* y *R. globularis* presentan un mayor porcentaje desde medios litorales hasta la plataforma media, con preferencia por fondos arenosos, definiendo la asociación típica de poca profundidad y sustrato grosero (Fig. 3.3B). *L. lobatula* es también abundante en la plataforma externa y el borde de talud de la parte occidental de la plataforma Vasca, pero siempre sobre sedimentos arenosos.

En cuanto a las tres especies restantes, *C. laevigata* es más común en los sedimentos finos, estando presente de manera abundante en todo el margen oriental de la plataforma



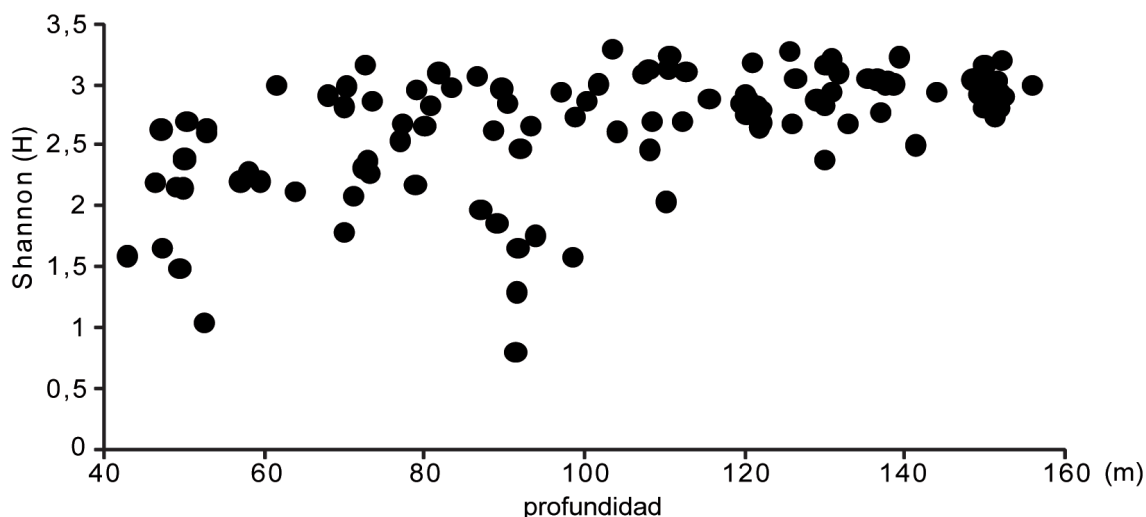


Fig. 3.1: Relación entre la diversidad (índice de Shannon) y la batimetría a partir del análisis de foraminíferos bentónicos.

(Fig. 3.3C). Por su parte, *G. rudis*, presente casi de manera exclusiva en el área occidental de la zona de estudio, y *T. sagittula* muestran una mayor abundancia en sustrato arenoso (Fig. 3.3D).

Para efectuar los análisis estadísticos, se han empleado 101 muestras y 64 especies, que incluyen el 97% del total de individuos extraídos. En el **análisis Cluster-R**, los mejores resultados se han conseguido empleando el método UPGMA con el algoritmo Correlation, obteniéndose cuatro grupos con una correlación cofenética de 0,7165 (Fig. 3.4).

El **grupo 1** incluye especies que habitan sobre arena, desde media hasta gruesa, como *G. rudis* o *Heterolepa dutemplei* (Murray, 2006). Dentro del **grupo 2**, el subgrupo 2A contiene especies tales como *Ammonia beccarii*, *Nonionoides boueanum* y *Miliolinella subrotunda*, indicativas de plataforma interna (Sen Gupta, 1982; Murray, 1991; Schönfeld, 2002; Murray, 2006). Por su parte, el subgrupo 2B engloba especies eurihalinas, típicas de estuarios: *A. tepida*, *C. williamsoni* y *H. germanica* (Murray, 2006).

En el **grupo 3**, aparecen especies características de plataforma externa y condiciones de baja oxigenación del medio, como *C. ovoidea* (Bernhard *et al.*, 1997; Schönfeld, 1997) y *G. translucens* (Sen Gupta *et al.*, 1997). Finalmente, en el **grupo 4** se incluyen las especies que viven en batimetrías elevadas, desde el borde de talud hasta profundidades abisales, y sedimentos finos. Mientras el subgrupo 4A agrupa especies indicativas de medios bien oxigenados: *Bulimina alazanensis* (Lohmann, 1978; Lutze, 1980; Lutze y Coulbourn, 1984; Corliss, 1985; van Leeuwen, 1989; Corliss y Emerson, 1990; Sjoerdsma y van der Zwaan, 1992; Schmiedl *et al.*, 1997) o *T. angulosa* (Mackensen *et al.*, 1985, 1993a; Harloff y Mackensen, 1997), el subgrupo 4B presenta especies que soportan condiciones de baja oxigenación del medio, como *B. spathulata* (Alavi, 1988) y *B. subaenariensis* (Pujos-Lamy, 1973b).

En el **análisis Cluster-Q**, efectuado con el método Ward (correlación cofenética de 0,6386), se pueden diferenciar un total de 8 subgrupos, incluidos en tres grandes grupos (Fig. 3.5). El grupo 1 acoge las muestras obtenidas sobre un sustrato exclusivamente arenoso, mientras los grupos 2 y 3 presentan una mezcla en el tamaño de grano del sedimento, con preferencia por los sustratos más finos.

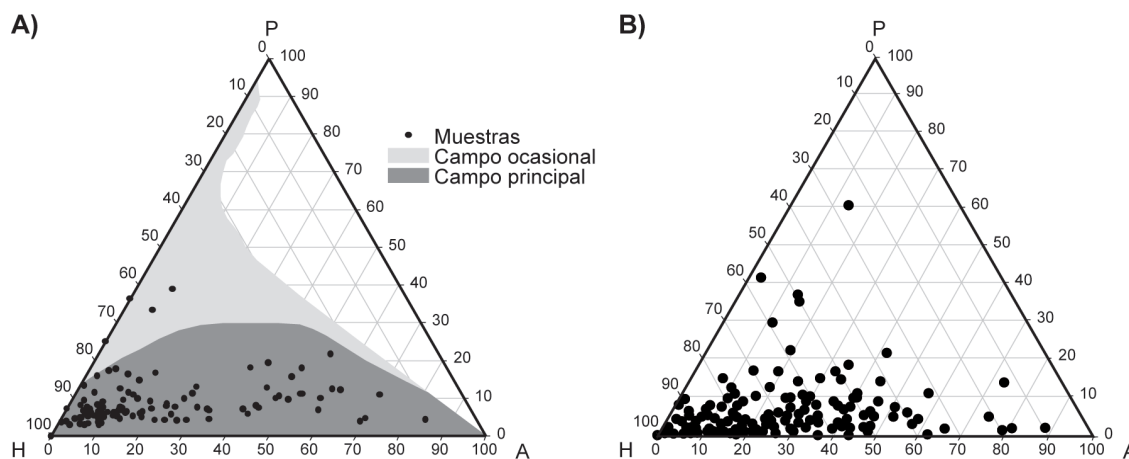


Fig. 3.2: Diagrama ternario obtenido en las muestras estudiadas, comparándolo con los campos definidos por Murray (2006) para las plataformas continentales globales (A) y el diagrama ternario determinado para el Canal-Mar Céltico (B) (imagen ligeramente modificada de Murray, 2006). H = Hialinos, A = aglutinantes y P = Porcelanáceos.

En detalle, el **subgrupo 1A** incluye las muestras recogidas en el parche arenoso, localizado en la parte occidental de la plataforma Vasca, sobre arena gruesa y muy gruesa. Por su parte, el **subgrupo 1B** está formado por muestras obtenidas en la franja occidental, sobre arena y grava con un porcentaje muy bajo de sedimentos finos y un elevado contenido en COP (0,95% de media).

El **subgrupo 2A** presenta las muestras recogidas en la franja externa del margen oriental, en facies finas con un alto contenido en COP (0,92%) y un porcentaje bajo de  $\text{CaCO}_3$ . El **subgrupo 2B** incluye las muestras recuperadas a mayor batimetría (borde de talud), sobre arena fina con bajo contenido en limo. El contenido en COP promedio de las muestras incluidas en este subgrupo no es muy elevado (0,7%). El **subgrupo 2C** agrupa las muestras que conforman la Vasière (margen oriental de la plataforma). Este subgrupo, aparte de concentrar el depósito de las partículas más finas (sedimento inferior a  $63\mu\text{m}$  de diámetro), presenta un mayor porcentaje en COP que el subgrupo 2B (0,8%). Esto provocaría la generación de un medio eutrófico y relativamente mal oxigenado.

El **subgrupo 3A** se corresponde con la franja interna (91m de profundidad media), incluyendo alguna muestra recogida a mayor batimetría sobre limo arenoso en la parte oriental. Presenta un contenido elevado en partículas de tamaño limo-arcilla ( $<63\mu\text{m}$  de diámetro) y un alto porcentaje medio de COP (0,92%). El **subgrupo 3B** se corresponde con la franja media, agrupando muestras con el contenido más elevado en COP de todos los subgrupos identificados (promedio de 0,96%). Finalmente, el **subgrupo 3C** incluye las muestras obtenidas a profundidades inferiores a 60m y con un contenido muy bajo de COP (0,37%), representando la franja de medio litoral a plataforma interna somera.

Al efectuar el **análisis de correspondencias**, la representación factorial de los dos primeros ejes permite explicar el 73% de la varianza (Fig. 3.6). En este gráfico, las muestras definitorias del parche arenoso y la franja occidental se localizan en el margen derecho, conteniendo algunas de las especies que habitan sobre sedimentos arenosos. En concreto (Tabla 3.3), en el parche arenoso (1A), la especie más abundante es *G. rudis*, mientras que en la franja occidental (1B), *G. rudis* está acompañada de *L. lobatula* y *T. sagittula* como

especies más comunes, siendo estas dos últimas cosmopolitas (presentes a lo largo de toda la plataforma) que presentan preferencia por sedimentos arenosos (Mathieu, 1986; Debenay y Basov, 1993; Murray, 1991; Banner *et al.*, 1994; Hansen y Knudsen, 1995; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004).

En el margen centro-superior izquierdo del diagrama (Fig. 3.6), se sitúan las muestras obtenidas a mayor profundidad y que definen la franja externa oriental, el borde de talud y la Vasière. Este grupo está influenciado por las especies características de plataforma externa y

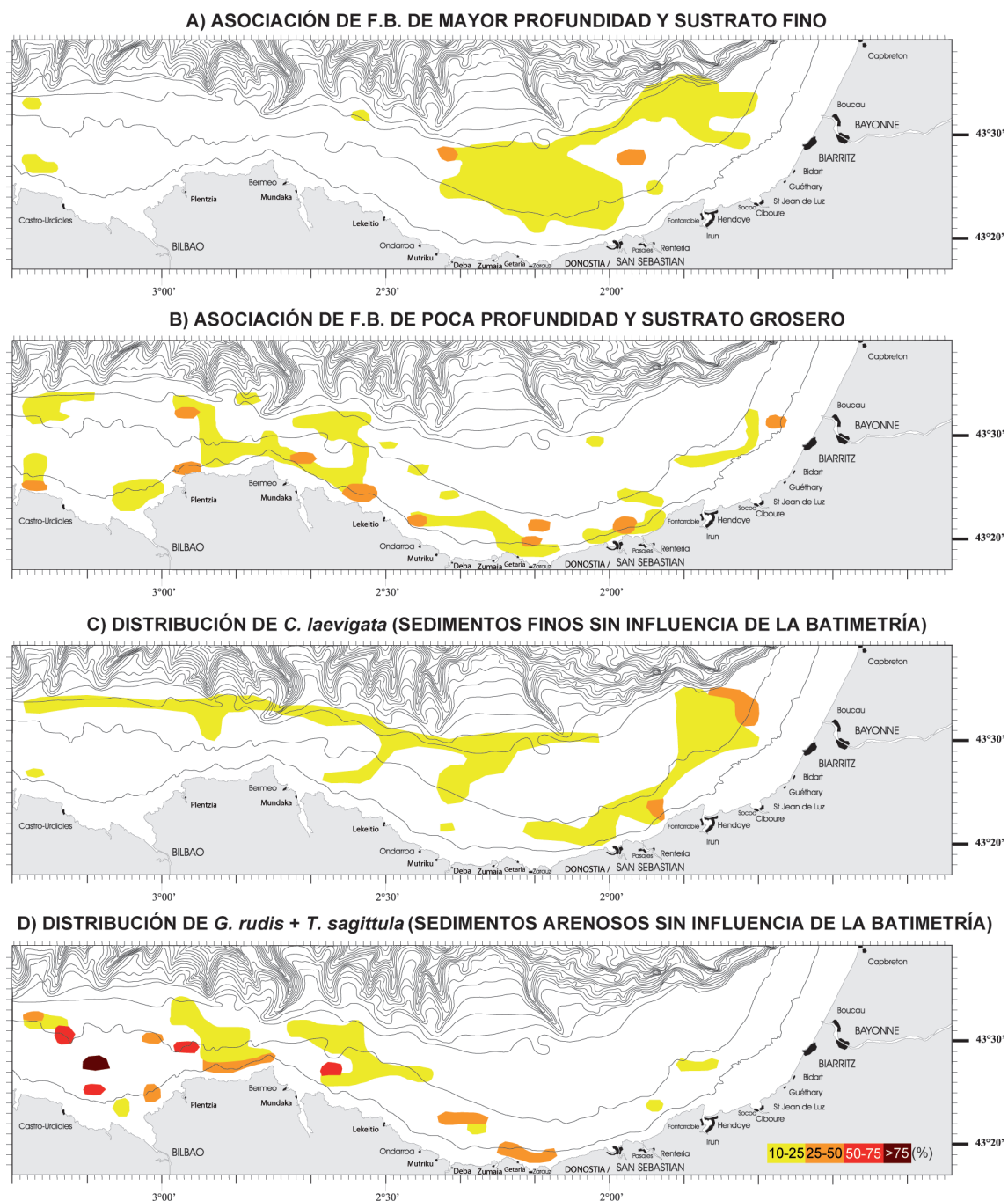


Fig. 3.3: Distribución de las asociaciones ecológicas definidas por las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos (F.B.) a lo largo de la plataforma Vasca.

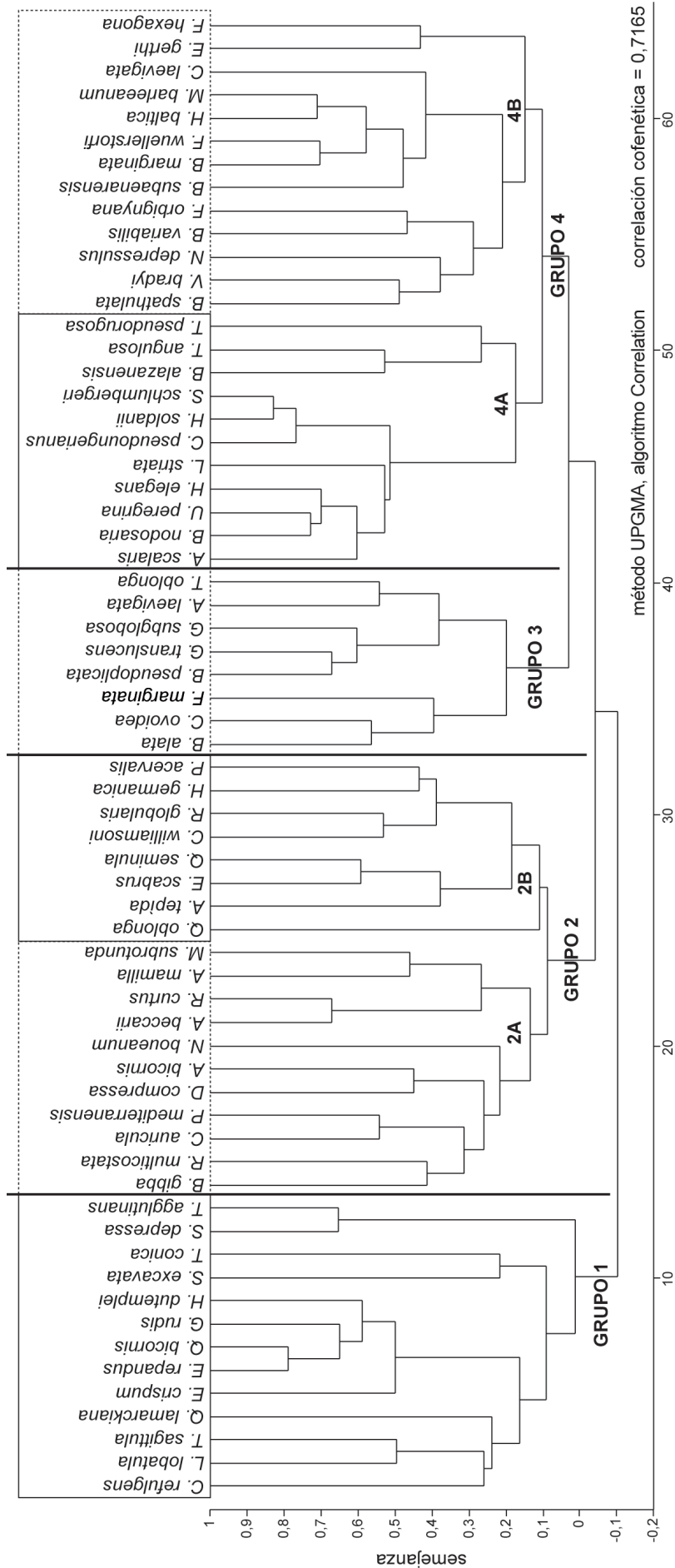
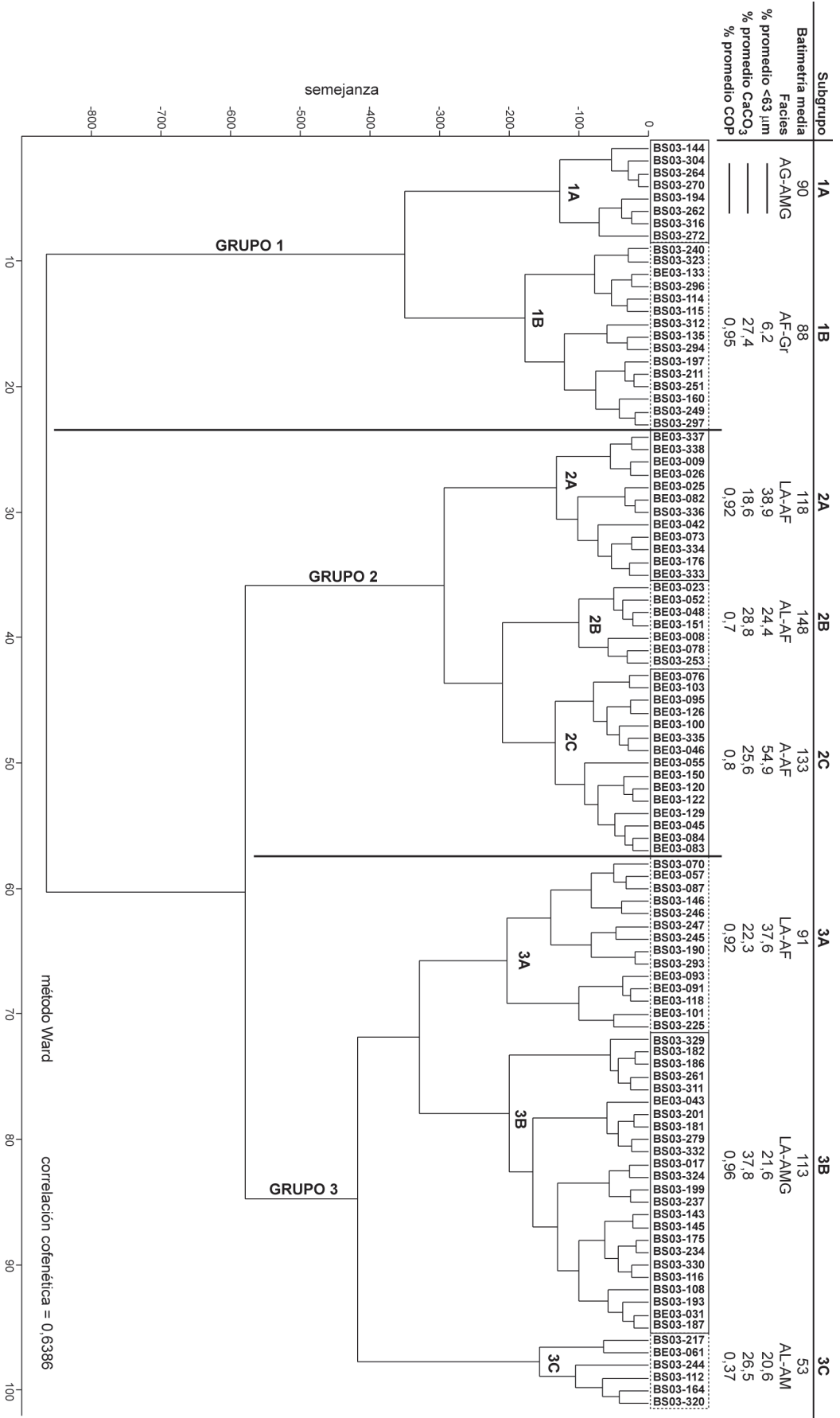


Fig. 3.4: Análisis cluster-R, efectuado con las especies principales de foraminíferos bentónicos.

Fig. 3.5:

Análisis cluster-Q efectuado con las principales especies de foraminíferos bentónicos. En la parte superior, se recogen los valores de batimetría media, tipo de sedimento (A=Arcilla, LA=Limo arenoso, AL=Arena limosa, AF=Arena fina, AM=Arena media, AG=Arena gruesa, AMG=Arena muy gruesa y Gr=Graza) y los porcentajes promedio de fracción fina, carbonato y carbono orgánico particulado (COP) para cada uno de los subgrupos identificados.





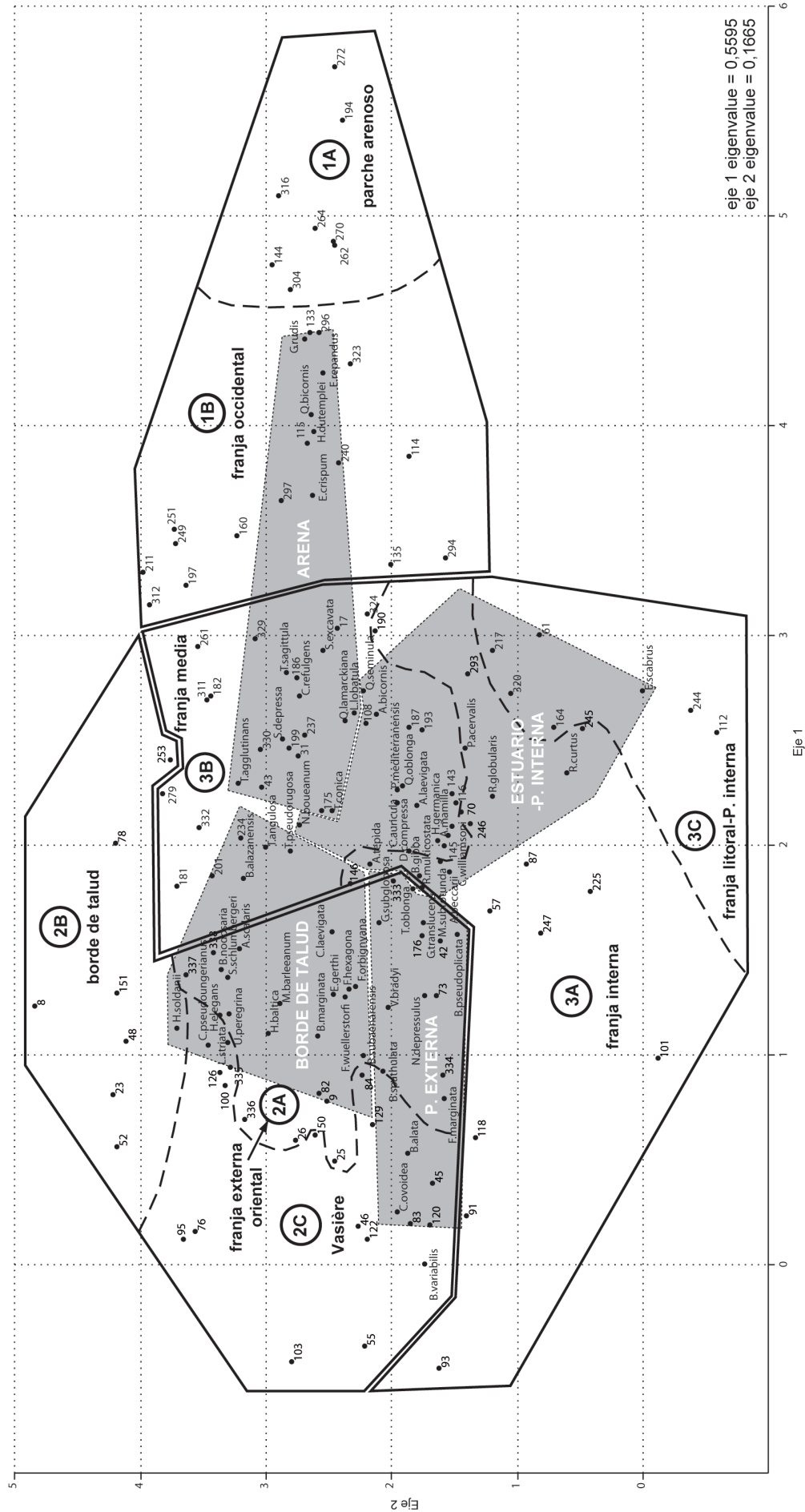


Fig. 3.6: Análisis de Correspondencias (DCA) de las muestras y asociaciones de foraminíferos bentónicos. Los grupos de muestras, se marcan con la línea continua, numerándose los diferentes subgrupos identificados en el análisis cluster-Q (en minúsculas, con número y letra rodeados por un círculo). Los grupos de especies, se indican con líneas discontinuas, quedando marcados los grupos principales encontrados en el análisis cluster-R (en mayúsculas). Se representan los dos primeros ejes, puesto que incluyen la mayor varianza posible.





especies que habitan a diferente profundidad y sobre distinto tipo de sedimento (Tabla 3.3). Sin embargo, en las muestras recogidas en la franja litoral y la plataforma interna (<60m de profundidad) (3C), las especies más comunes son típicas de esos mismos ambientes con sustrato arenoso: *L. lobatula*, *R. globularis* y *Q. seminula*. Además, aparece también *Bulimina gibba*, que habita a lo largo de toda la plataforma sobre sedimentos limosos (Murray, 2006).

## 3.2 Distribución de los ostrácodos

Del total de muestras superficiales estudiadas (ver Fig. 2.1, Tabla 2.1), no se han encontrado ostrácodos en 11 de las mismas, otras 57 incluyen menos de 100 valvas y en las 42 restantes se han obtenido más de 100 ejemplares. Debido a la abundancia de fragmentos inidentificables de caparazones, únicamente 20 muestras contienen más de 100 valvas de ostrácodos clasificables (Tabla 3.4).

En el sedimento arenoso no se encuentran valvas de ostrácodos, o bien únicamente aparecen fragmentos de las mismas. Dicha ausencia está en concordancia con las observaciones efectuadas por Peypouquet (1970) y Carbonel (1971; 1973a y b) en la plataforma de las Landas, donde el hidrodinamismo y el tamaño de grano grosero del sedimento provocan la fragmentación y el transporte de los ejemplares.

En la asociación total, se han extraído 6026 valvas de ostrácodos, correspondientes a 151 especies, siendo 24 mayoritarias, 28 secundarias y 99 accesorias (Tabla 3.4). El porcentaje de individuos vivos es muy escaso (<1% del total), quedando la biocenosis conformada mayoritariamente por *C. edwardsii*, *P. guttata*, *Pterygocythereis ceratoptera* y *P. jonesii*.

El número de especies por muestra varía entre 1 y 43, oscilando el valor del índice de Shannon-Wiener entre 0 y 3,316. La Dominancia es intermedia a alta, con un promedio de 0,13. Finalmente, el índice alfa de Fisher está comprendido entre 0,53 y 23,69, con una media de 10,74 (Tabla 3.5).

Como en el caso de los foraminíferos bentónicos, no se encuentra ninguna correlación entre el índice de Shannon y la profundidad ( $R^2=0,01$ ). De nuevo, esto indica la afectación de otros parámetros ecológicos, aparte de la batimetría, en la variación de la diversidad (Fig. 3.7).

Así mismo, tanto el número de valvas como los índices de diversidad, presentan sus valores más altos en los sedimentos finos (limo y arcilla) de la franja más externa de la plataforma y el borde de talud, con los valores más bajos en las muestras litorales y de plataforma interna, sobre sustrato arenoso con cierto porcentaje en limo.

Las especies actuales de ostrácodos más comunes en la plataforma Vasca, son *A. convexa*, *Bairdia mediterranea*, *C. carinata*, *C. edwardsii*, *Cytheropteron nodosum*, *Hemicytherura videns*, *L. elliptica*, *P. guttata*, *Paracypris polita*, *P. ceratoptera* y *P. jonesii* (Tabla 3.4). De acuerdo a su distribución a lo largo del área de estudio, las especies más abundantes desde la plataforma media hasta el borde de talud, sobre sedimentos finos, son *B. mediterranea*, *C. carinata*, *C. edwardsii*, *P. guttata*, *P. ceratoptera* y *P. jonesii*, dando lugar a la asociación faunística típica de medio más profundo y sustrato fino (Fig. 3.8A).

En la plataforma interna y media, de nuevo sobre fondos limosos y arena fina, *H. videns*, *L. elliptica* y *P. polita* presentan los porcentajes más elevados, por lo que representan la asociación indicativa de medios más someros y sustrato fino (Fig. 3.8B). *P. polita* ostenta, además, un porcentaje importante en dos muestras recogidas en la plataforma externa occidental. Finalmente, *A. convexa* es muy abundante en la zona litoral menos profunda



<b>Especies (S)</b>	<b>BE03-008</b>	17	16	34	43	24	16	20	15	36	33	27	22	19	25	28	26	22	28	33	24	27
<b>Shannon (H)</b>	2,22	2,25	2,93	3,05	1,88	2,06	2,55	2,24	3,1	3,05	2,78	2,58	2,13	2,75	2,87	2,96	2,64	2,54	3,07	2,61	3,01	
<b>Dominancia (D)</b>	0,16	0,14	0,08	0,08	0,31	0,18	0,12	0,13	0,06	0,06	0,1	0,1	0,1	0,18	0,1	0,09	0,07	0,1	0,15	0,07	0,11	0,06
<b>α de Fisher</b>	5,65	5,48	12,2	15,1	7,79	5,11	8,08	5,04	13,6	13,5	14,3	8,93	6,72	11	14,3	11,6	9,04	12,3	16,7	9,19	13,1	
<b>Especies (S)</b>	<b>BE03-120</b>	21	25	21	31	31	36	19	33	24	28	24	33	29	33	18	29	36	36	15	13	24
<b>Shannon (H)</b>	2,5	2,89	2,73	2,97	2,81	3,32	2,51	3,09	2,85	2,65	2,82	3,13	3,07	3,07	2,46	2,85	2,97	3,03	1,94	2,27	2,69	
<b>Dominancia (D)</b>	0,12	0,07	0,08	0,07	0,09	0,05	0,11	0,07	0,07	0,1	0,08	0,06	0,06	0,06	0,11	0,1	0,08	0,08	0,19	0,12	0,09	
<b>α de Fisher</b>	7,7	11,5	8,06	15,1	12,1	15,3	6,99	18,8	10,7	8,7	10,1	15,5	12,8	14,3	6,44	13,9	13,1	13,7	4,94	4,09	10	

Tabla 3.5: Índices de diversidad obtenidos a partir del análisis de ostrácodos, en las muestras superficiales.

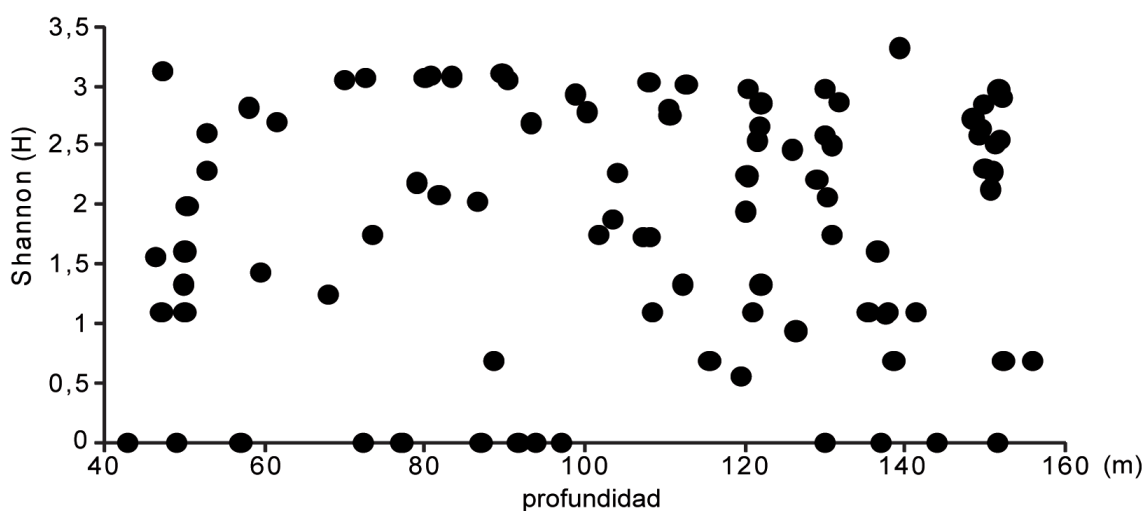


Fig. 3.7: Relación entre la diversidad (índice de Shannon) y la batimetría a partir del análisis de ostrácodos.

(Fig. 3.8C), mientras que *C. nodosum* aparece en la plataforma media (Fig. 3.8D), sin que su distribución parezca estar directamente controlada por el tipo de sedimento.

En los análisis estadísticos realizados, se han utilizado 20 muestras y 59 especies, que incluyen al 48% del total de ejemplares estudiados. Para efectuar el **análisis Cluster-R**, se ha empleado el método UPGMA, algoritmo Correlation, obteniéndose cuatro grupos con una correlación cofenética de 0,7468 (Fig. 3.9).

El **subgrupo 1A** incluye especies indicativas de plataforma media y sedimento arenoso, como *B. mediterranea*, *C. quadridentata* y *C. nodosum* (Yassini, 1969; Bonaduce *et al.*, 1975; Athersuch *et al.*, 1989). En el **subgrupo 1B**, se encuentran especies también típicas de la plataforma media, pero que habitan en fondos con importante contenido en limo, entre ellas *Cluthia keiji* (Bonaduce *et al.*, 1975).

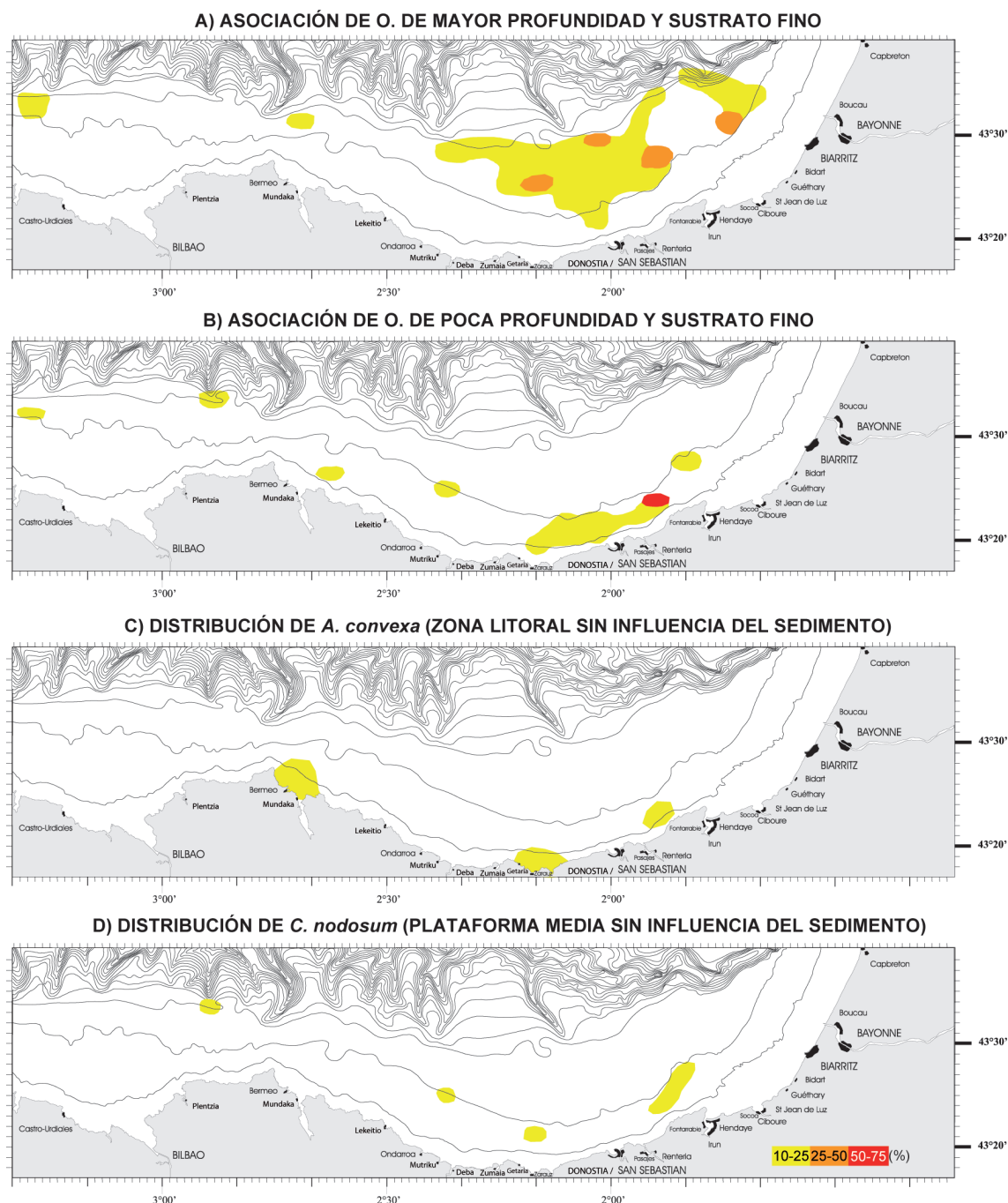
Dentro del **subgrupo 2A** se presentan *C. rotundatum* y *P. jonesii*, características del borde de talud (Puri *et al.*, en Neale, 1969; Masoli, en Neale, 1969; Athersuch *et al.*, 1989) con preferencia por el sedimento fino (Masoli, en Neale, 1969; Bonaduce *et al.*, 1975), mientras que en el **subgrupo 2B** se encuentran especies que, de nuevo, habitan en el borde de talud, pero sobre sedimentos arenosos: *Buntonia textilis* y *Cytherella alvearium* (Bonaduce *et al.*, 1975).

El **grupo 3** engloba especies que viven en medios litorales y en la plataforma interna: *A. convexa*, *L. elliptica* o *S. sella* (Athersuch *et al.*, 1989). La diferenciación entre los dos subgrupos que se pueden identificar en este grupo 3, se basa en la preferencia por los fondos algales de un mayor número de especies en el subgrupo 3A. Finalmente, en el **grupo 4** se encuentran especies como *A. conoidea*, *P. guttata* o *P. ceratoptera*, características de la plataforma externa (Elofson, 1941; Yassini, 1969; Bonaduce *et al.*, 1975).

Al efectuar el **análisis Cluster-Q**, empleando el método Ward (con una correlación cofenética de 0,8282), se han diferenciado 8 subgrupos, incluidos en tres grupos principales. Estos se diferencian de acuerdo al rango batimétrico (Fig. 3.10), quedando en el grupo 1 las muestras obtenidas en la plataforma interna a media, en el grupo 2 las correspondientes a la plataforma externa y en el grupo 3 las recogidas en la Vasière y el borde de talud.

En concreto, el **subgrupo 1A** recoge las muestras obtenidas en la franja interna-media occidental, sobre un sustrato arenoso con un bajo contenido en sedimentos finos. El **subgrupo 1B** se corresponde con la franja interna a media del margen oriental, en sedimentos con un mayor porcentaje de arcilla y limo.

El **subgrupo 2A** incluye dos muestras recuperadas en la franja externa de la parte centro-oriental del área de estudio, en sedimentos finos con un elevado contenido en COP (1,35% de media). Por su parte, en el **subgrupo 2B** se encuentran muestras obtenidas en la franja





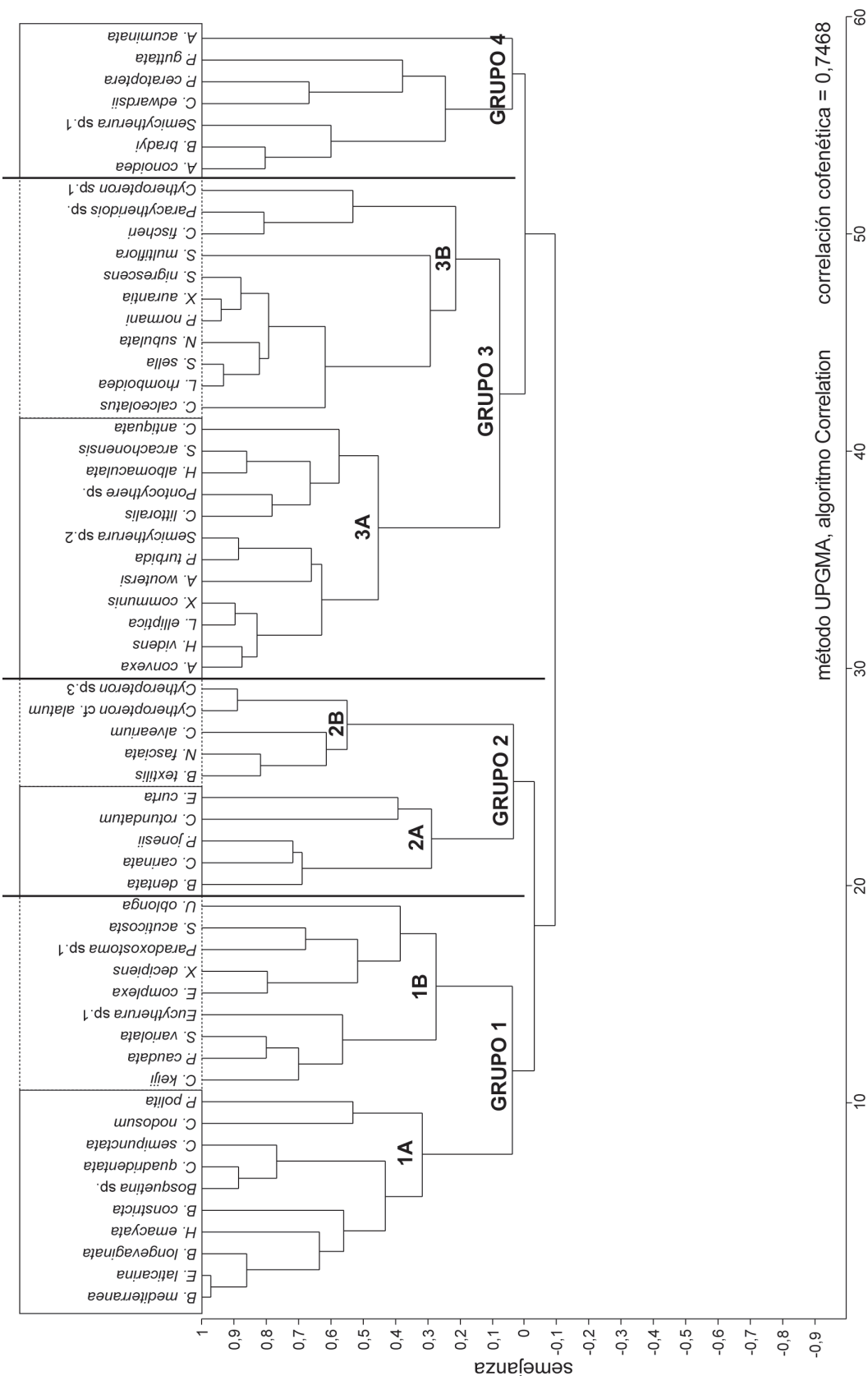


Fig. 3.9: Análisis cluster-R, efectuado con las especies principales de ostrácodos.

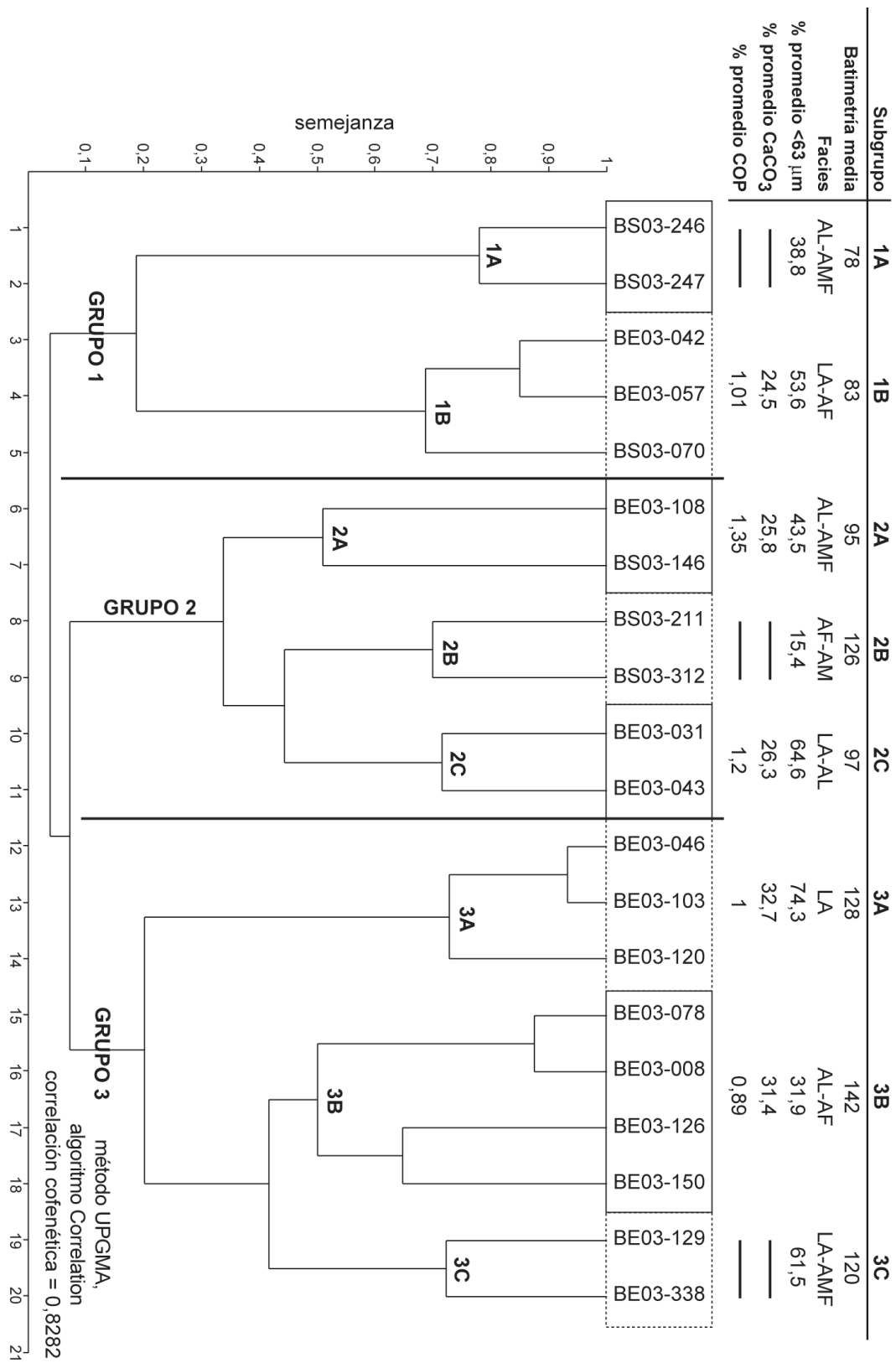


Fig. 3.10: Análisis cluster-Q efectuado con las principales especies de ostrácodos. En la parte superior, se recogen los valores de batimetría media, tipo de sedimento (ver leyenda en Fig. 3.5) y los porcentajes promedio de fracción fina, carbonato y carbono orgánico particulado (COP) para cada uno de los subgrupos identificados.

externa del margen occidental, en sustrato arenoso con un porcentaje muy bajo de partículas finas (promedio de 15,4%). El **subgrupo 2C**, por último, se corresponde con la franja externa de la parte oriental, en sedimentos muy finos y con un alto porcentaje en COP (1,2%).

Dentro del **subgrupo 3A** se incluyen las muestras correspondientes a la Vasière, presentando el mayor contenido en fracción más fina (74,3% de media) y en CaCO<sub>3</sub>, mientras el **subgrupo 3B** se corresponde con la franja de borde de talud, con el porcentaje promedio más bajo en COP (0,89%). Finalmente, el **subgrupo 3C** contiene dos muestras recogidas en los márgenes de la Vasière, a batimetrías correspondientes a la plataforma externa, sobre sustrato fino.

La representación factorial de los dos primeros ejes obtenidos en el **análisis de correspondencias**, explica el 94% de la varianza (Fig. 3.11). En la parte derecha del diagrama, se sitúan las muestras correspondientes con la franja externa, que se encuentran influenciadas por las especies típicas de la plataforma media. En detalle (Tabla 3.6), en la franja externa del área centro-oriental de la zona de estudio (2A), es mayoritaria *C. nodosum*, acompañada de *B. mediterranea*, *Bythocythere bradyi*, que vive en la plataforma interna y media (Athersuch et al., 1989), y *H. videns*, que se distribuye entre el medio litoral y la plataforma media. En la franja externa occidental (2B), las especies más comunes son *B. mediterranea*, *Bosquetina* sp., *Echinocythereis laticarina* y *P. polita*, esta última presente también desde el litoral hasta la plataforma media (Athersuch et al., 1989). En la franja externa del margen oriental (2C), únicamente dominan *C. nodosum* y *P. polita*.

Las muestras recogidas en la Vasière y el borde de talud se disponen en el margen superior y central izquierdo del gráfico (Fig. 3.11), estando afectadas por las especies que habitan en la plataforma externa y el borde de talud. En la Vasière (3A), *C. edwardsii*, que aparece en batimetrías superiores a 70m (Bonaduce et al., 1975), y *P. ceratoptera* son mayoritarias, siendo también comunes *Cytheropteron* sp. 1 y *P. guttata* (Tabla 3.6). En el borde de talud (3B), *P. jonesii* es la más abundante, apareciendo con porcentajes elevados *B. dentata* y *C. carinata*, ambas especies presentes desde la plataforma media hasta medios abisales (Puri et al., en Neale, 1969; Yassini, 1969; Athersuch et al., 1989), en el sedimento ligeramente más grosero. Por su parte, en las muestras que conforman los márgenes de la Vasière (3C), abundan *C. carinata*, *P. guttata* y *P. jonesii* (Tabla 3.6).

Finalmente, en la parte inferior izquierda (Fig. 3.11) se localizan las muestras recogidas en la franja interna y media, donde se incluyen las especies que determinan la asociación de medio litoral y plataforma interna. De manera concreta (Tabla 3.6), en la franja interna-media occidental (1A), dominan *Loxoconcha rhomboidea* y *Paradoxostoma normani*, especies presentes desde el medio litoral hasta la plataforma interna (Elofson, 1941; Wagner, 1957; Athersuch et al., 1989), sobre fondos cubiertos por algas (Athersuch et al., 1989). En la franja interna-media oriental (1B), las especies mayoritarias son *A. convexa*, *H. videns* y *L. elliptica*, que no sólo habitan en fondos cubiertos por algas, sino que también se encuentran en sedimentos arcillosos y limosos (Puri et al., en Neale, 1969; Athersuch et al., 1989).

### 3.3 Foraminíferos planctónicos

Del total de muestras superficiales estudiadas, se han escogido 29 para analizar la asociación actual de foraminíferos planctónicos (ver Tabla 2.1). En concreto, se han seleccionado las muestras recogidas sobre sedimentos más finos, abarcando el mayor rango batimétrico

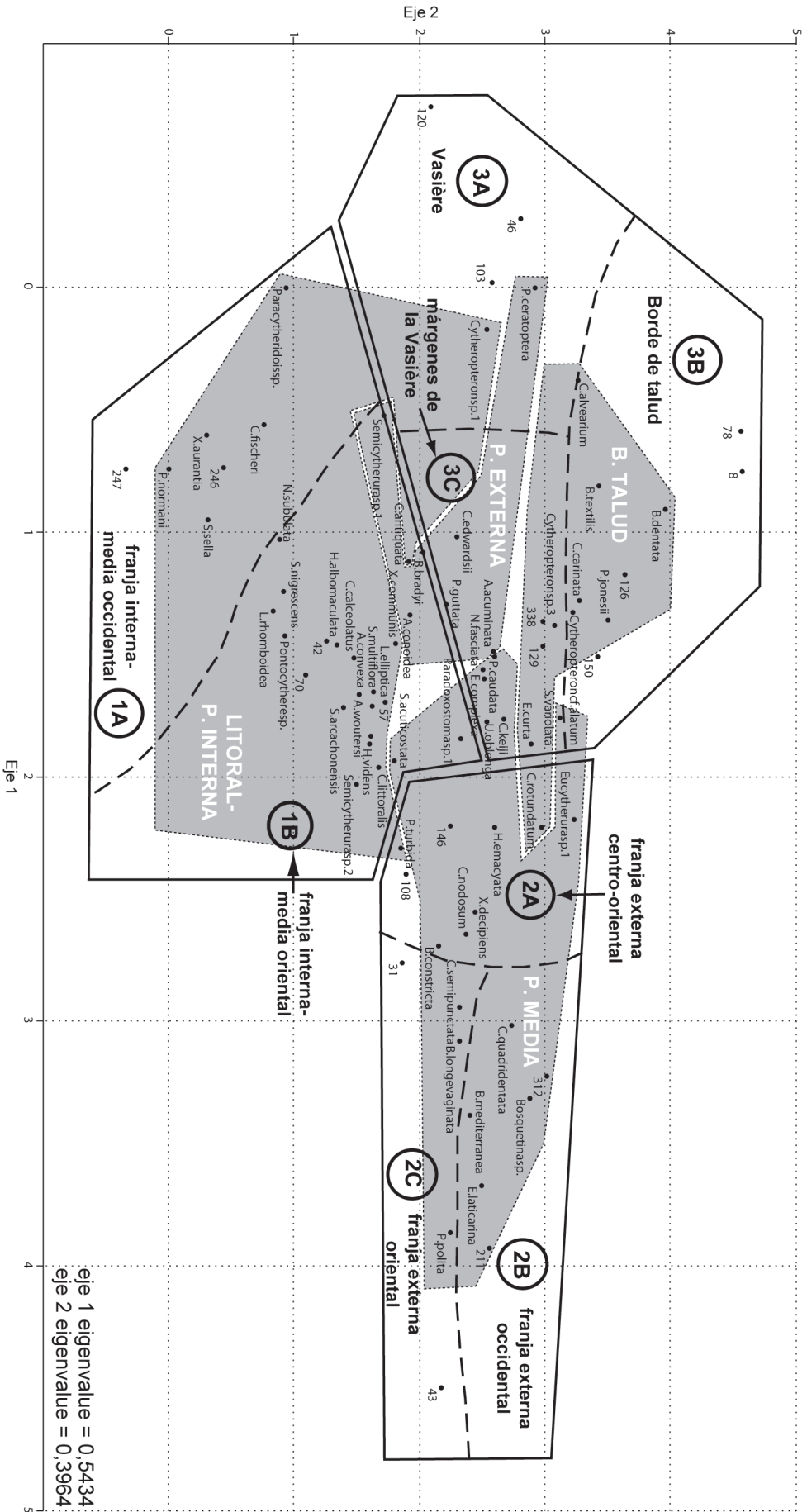


Fig. 3.11: Análisis de Correspondencias (DCA) de las muestras y asociaciones de ostrácodos. Los grupos de muestras, se marcan con la línea continua, numerándose los diferentes subgrupos identificados en el análisis cluster-Q (en minúsculas, con número y letra rodeados por un círculo). Los grupos de especies, se indican con líneas discontinuas, quedando marcados los grupos principales encontrados en el análisis cluster-R (en mayúsculas). Se representan los dos primeros ejes, puesto que incluyen la mayor varianza posible.

GRUPO 1										
	tipo de sedimento	<63 µm	CaCO <sub>3</sub> (%)	COP (%)	<i>Aurilia convexa</i>	<i>Hemicytherura videns</i>	<i>Loxococoncha elliptica</i>	<i>Loxococoncha rhomboidea</i>	<i>Paradoxostoma normani</i>	
1A	BS03-246	AMF	35,0	-	-	4	5	2	8	10
	BS03-247	AL	42,6	-	-	8	<1		11	11
1B	BE03-042	LA	66,1	24,6	1,29	12	13	15	3	
	BE03-057	AL	57,5	25	0,51	9	11	10	2	
	BS03-070	AF	37,2	23,9	1,24	8	4	13	3	

GRUPO 2												
	tipo de sedimento	<63 µm	CaCO <sub>3</sub> (%)	COP (%)	<i>Bairdia mediterranea</i>	<i>Bosquetina</i> sp.	<i>Bythocythere bradyi</i>	<i>Cytheropron nodosum</i>	<i>Echinocythereis laticarina</i>	<i>Hemicytherura videns</i>	<i>Paracypris polita</i>	
2A	BE03-108	AMF	33,6	23,8	1,38	12		11	15	4		
	BS03-146	AL	53,4	27,7	1,33	2			18		11	
2B	BS03-211	AM	12,8	-	-	22	6		9	13	<1	10
	BS03-312	AF	18,0	-	-	10	17		9	6	<1	7
2C	BE03-031	AL	59,8	25,6	1,61	4	<1		19	3	5	15
	BE03-043	LA	69,4	27	0,82	4		<1	15	6	2	52

GRUPO 3												
	tipo de sedimento	<63 µm	CaCO <sub>3</sub> (%)	COP (%)	<i>Bosquetina dentata</i>	<i>Carinocythereis carinata</i>	<i>Costa edwardsii</i>	<i>Cytheropron</i> sp. 1	<i>Palmococoncha guttata</i>	<i>Pterygocythereis ceratoptera</i>	<i>Pterygocythereis jonesii</i>	
3A	BE03-046	LA	77,5	-	-	4	3	28	4	16	25	4
	BE03-103	LA	78,5	32,7	1	3	2	27		6	22	
	BE03-120	LA	66,9	-	-	4	<1	11	15	5	24	
3B	BE03-078	AF	21,0	24,3	1,27	19	27		<1	<1	7	24
	BE03-008	AMF	14,3	-	-	30	16	4		4	8	17
	BE03-126	AL	50,4	31,6	0,85	4			2	<1	5	14
	BE03-150	AL	41,8	38,2	0,54	5	7	4	4	<1	2	11
3C	BE03-129	LA	61,5	-	-	<1	6	8	2	10	<1	8
	BE03-338	AMF	-	-	-		14	9		16		11

Tabla 3.6: Distribución de las especies mayoritarias de ostrácodos en los subgrupos identificados en el análisis cluster-Q. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10% y se incluyen los parámetros sedimentológicos considerados. (Ver pie de Tabla 3.3 para leyenda sedimentológica).

posible, puesto que son las más susceptibles de presentar un número estadísticamente representativo de caparazones, así como una mejor conservación de los mismos. Aún así, tres muestras poseen menos de 100 caparazones y en otra se han recuperado entre 100 y 300 ejemplares de foraminíferos planctónicos. En las 25 restantes, se han extraído más de 300 individuos (Tabla 3.7).

Se han obtenido 8118 ejemplares, identificándose 15 especies. Algunas de las mismas, presentan diversos morfotipos, de acuerdo al sentido de enrollamiento del caparazón o a la coloración externa del mismo (19 especies+morfotipos). Seis de las mismas son mayoritarias y 2 secundarias, quedando las demás como accesorias. Las especies más abundantes en la plataforma Vasca son *G. bulloides*, *G. inflata*, *G. ruber* var. *alba*, *N. pachyderma* dex. y *T. quinqueloba* (Tabla 3.7).

El total de especies y morfotipos identificados en cada muestra oscila entre 4 y 16, mientras que el índice de Shannon-Wiener varía entre 1,2 y 2,1, indicando que dichas muestras presentan una diversidad media. La Dominancia, por su parte, es más elevada que en el caso de los foraminíferos bentónicos (con una media de 0,21), oscilando el índice alfa de Fisher entre 1,98 y 3,28 (media de 2,84) (Tabla 3.8).

muestras superficiales	BE03-042	BE03-043	BE03-046	BE03-048	BE03-052	BE03-055	BE03-076	BE03-091	BE03-093	BE03-095	BE03-100	BS03-103	BE03-108	BE03-118	BS03-120	BE03-122	BS03-126	BE03-129	BE03-146	BS03-150	BE03-151	BS03-246	BS03-247	BS03-249	BS03-251	BS03-253		
<i>Globigerina bulloides</i>	21	18	16	11	12	9	16	20	20	19	21	18	25	20	16	13	15	15	19	17	14	21	16	7	8	6	1289	
<i>Globorotalia inflata</i>	9	7	14	4	5	5	13	5	13	4	20	6	9	11	14	11	16	12	11	12	21	8	6	23	15	15	919	
<i>Globigerinoides ruber</i> var. <i>alba</i>	10	18	19	15	8	15	14	13	11	14	18	4	25	15	19	20	25	21	21	24	9	4	27	22	13	1322		
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> dex.	24	31	35	28	28	23	21	22	28	21	20	22	21	22	25	26	25	28	39	28	21	36	23	22	42	42	2196	
<i>Orbulina universa</i>	2	2	4	>1	>1	6	>1	3	>1	8	>1	9	1	7	3	10	8	3	6	9	2		11	4	2	322		
<i>Turborotalia quinqueloba</i>	17	12	2	32	29	32	21	24	15	27		28		21	11	18	7	4	2	6	1	12	34	>1	1	3	1089	
fragmentos	2	3	1	>1	2	2	>1	2	4	2	4	2	4	6	5	>1	2	>1	2	1	1	3	5	2	>1	3	6	182
<b>ejemplares por muestra</b>	<b>305</b>	<b>302</b>	<b>307</b>	<b>308</b>	<b>310</b>	<b>313</b>	<b>317</b>	<b>310</b>	<b>359</b>	<b>305</b>	<b>325</b>	<b>314</b>	<b>301</b>	<b>312</b>	<b>318</b>	<b>323</b>	<b>319</b>	<b>318</b>	<b>309</b>	<b>315</b>	<b>313</b>	<b>306</b>	<b>197</b>	<b>312</b>	<b>313</b>	<b>306</b>	<b>8118</b>	

Tabla 3.7: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos planctónicos en las muestras de superficie. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Únicamente se incluyen las muestras con más de 100 ejemplares. Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

BE03-042	BE03-043	BE03-046	BE03-048	BE03-052	BE03-055	BE03-076	BE03-091	BE03-093	BE03-095	BE03-100	BS03-103	BE03-108	BE03-118	BS03-120	BE03-122	BS03-126	BE03-129	BE03-146	BS03-150	BE03-151	BS03-246	BS03-247	BS03-249	BS03-251	BS03-253	
<b>Especies (S)</b>	14	13	12	13	12	10	12	13	13	14	12	13	12	12	14	13	15	15	12	15	11	14	10	13	13	11
<b>Shannon (H)</b>	2,05	1,87	1,79	1,78	1,89	1,84	1,98	1,89	1,89	1,93	1,86	1,92	1,75	1,92	1,98	2	1,88	1,62	1,98	1,79	1,78	1,82	1,77	1,57	1,76	
<b>Dominancia (D)</b>	0,16	0,2	0,22	0,22	0,2	0,2	0,16	0,18	0,19	0,18	0,19	0,21	0,17	0,17	0,17	0,2	0,25	0,18	0,2	0,25	0,18	0,2	0,23	0,21	0,28	0,25
<b><math>\alpha</math> de Fisher</b>	3,05	2,79	2,5	2,76	2,49	1,98	2,47	2,76	2,67	3,05	2,48	2,78	2,53	2,48	3,01	2,72	3,27	3,28	2,49	3,29	2,23	3,07	2,24	2,74	2,76	2,27

Tabla 3.8: Índices de diversidad obtenidos a partir del análisis de foraminíferos planctónicos, en las muestras superficiales.

Los análisis multivariantes, se han efectuado empleando 26 muestras y 12 especies y morfotipos. En estos análisis, los ejemplares pertenecientes a las especies *Orbulina suturalis* y *Orbulina bilobata* se han sumado a *O. universalis*. Lo mismo ocurre con los individuos pertenecientes a *G. ruber* var. *alba* y *G. ruber* var. *rosae*, que se han definido conjuntamente como *G. ruber*, ya que los parámetros ecológicos de dichos morfotipos son muy similares. Sin embargo, sí se ha diferenciado entre *N. pachyderma* dex. y *N. pachyderma* sin. y entre *G. truncatulinoides* dex. y *G. truncatulinoides* sin., aunque este último no se emplea en los análisis debido a su escasa representatividad estadística. Esta separación, se debe a que algunos de los factores ecológicos que controlan su distribución son muy diferentes, como, por ejemplo, la temperatura. Estas especies y morfotipos representan el 96% del total de los ejemplares extraídos.

En el **análisis Cluster-R**, se ha empleado el método UPGMA (algoritmo Correlation), aportando una correlación cofenética de 0,8916 (Fig. 3.12). De esta manera, se pueden diferenciar dos grupos. El **grupo 1** incluye especies como *O. universalis* o *G. ruber*, indicativas de medios tropicales y subtropicales y aguas relativamente cálidas (Pujol, 1980). El **grupo 2** se separa en dos subgrupos (A y B). El subgrupo 2A está conformado por especies características de medios polares y subpolares, tales como *G. scitula* y *N. pachyderma* sin., por lo que representa la asociación de aguas muy frías (Pujol, 1980). Por su parte, el subgrupo 2B, con *G. bulloides* y *G. calida*, especies de medios transicionales y subtropicales, conforma la asociación indicativa de aguas templadas a frías (Pujol, 1980; Boltovskoy, 1981). La separación estadística de *N. pachyderma* dex., que podría considerarse como una unidad aparte, se debe a que esta especie es característica de aguas relativamente más frías que las incluidas en el grupo 1 (Pujol, 1980).

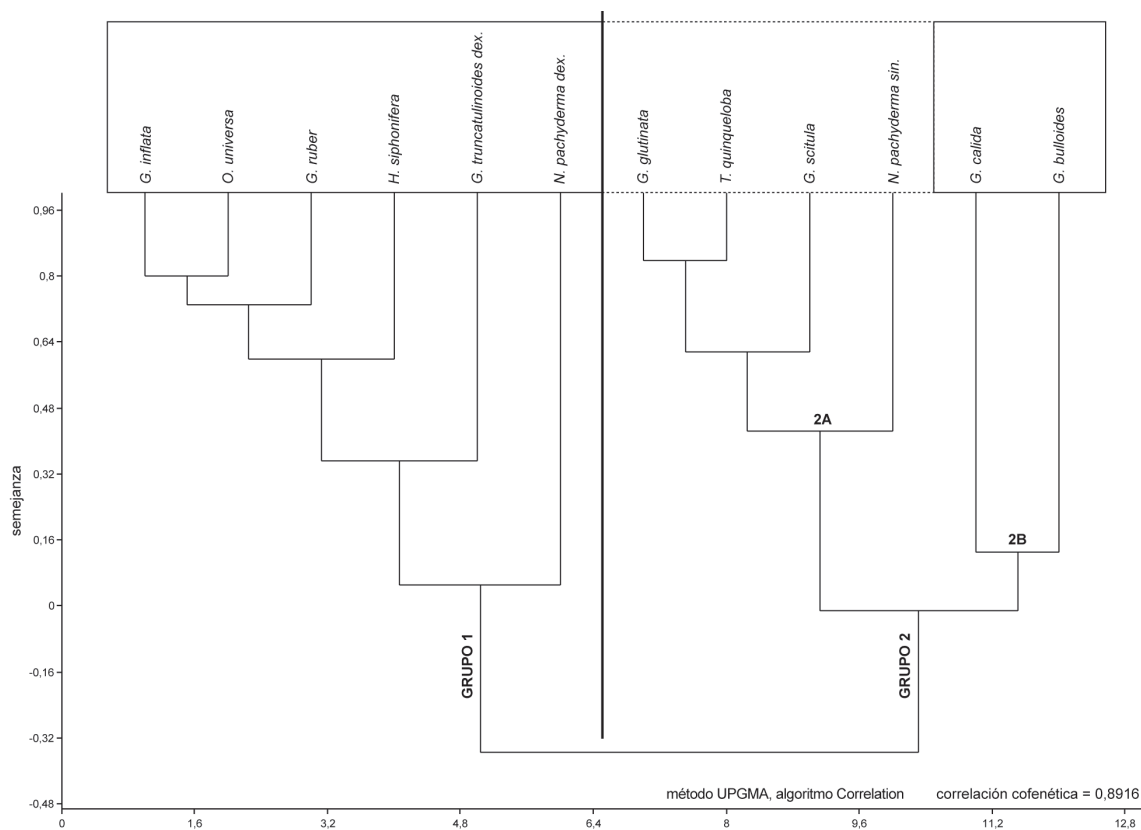


Fig. 3.12: Análisis cluster-R, efectuado con las especies principales de foraminíferos planctónicos.

Para realizar el **análisis Cluster-Q**, se ha seleccionado el método Ward, adquiriendo un valor de correlación cofenética de 0,7056. Se diferencian dos grandes grupos de muestras: el **grupo 1** incluye la franja de menor batimetría, mientras que el **grupo 2** recoge las muestras obtenidas a mayor profundidad (Fig. 3.13).

Al efectuar el **análisis de correspondencias**, la representación factorial de los ejes 1 y 2 permite explicar el 65% de la varianza total (Fig. 3.14). A pesar de que *G. bulloides*, *G. ruber* y *N. pachyderma* dex. son mayoritarias en ambas asociaciones, en la parte derecha del gráfico se localizan las muestras obtenidas a menor profundidad (grupo 1), donde aparece también como mayoritaria *T. quinqueloba* (Tabla 3.9). En el margen izquierdo del diagrama, las muestras recogidas a mayor batimetría (grupo 2) presentan un aumento del porcentaje de *G. inflata* y *O. universa*, disminuyendo la abundancia de *T. quinqueloba*.

Esta influencia de la batimetría en la distribución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, que se relaciona con el eje 1 del análisis DCA, también se ha observado en la plataforma de Aquitania por Caralp *et al.* (1968) y Pujol (1980). Este último autor, describe un predominio de *G. inflata* por debajo de 125m de profundidad, siendo *T. quinqueloba* muy abundante en el cañón de Capbreton, a mayor batimetría. Sin embargo, en la plataforma Vasca, *T. quinqueloba* es mayoritaria en la franja de menor batimetría, incrementándose el porcentaje de *G. inflata* al aumentar la profundidad. Puesto que ambas especies están condicionadas por la disponibilidad de alimento (Sautter y Thunell, 1991; Thunell y Sautter, en Summerhayes *et al.*, 1992), su distribución batimétrica podría estar controlada por la productividad de las aguas superficiales (Retailleau *et al.*, 2009).

Este eje 1 del análisis de correspondencias (ver Fig. 3.14) también se corresponde con la variación en la temperatura del agua. En concreto, se aprecia un aumento desde la parte derecha de la gráfica, donde se localiza la asociación de aguas frías y medios polares y subpolares, a la parte izquierda, en donde se sitúan las especies típicas de medios subtropicales.

### 3.4 Análisis isotópicos

Para conocer la señal isotópica actual en la plataforma Vasca, se han seleccionado un total de 834 caparazones de foraminíferos bentónicos (89 análisis para cada isótopo en 87 muestras superficiales diferentes) y 729 conchas de foraminíferos planctónicos (85 análisis de cada isótopo en 55 muestras).

El rango de valores obtenidos en  $\delta^{18}\text{O}$  oscila entre 2,5‰ (PDB) como valor máximo y -0,25‰ (PDB) como mínimo, con un promedio de 0,99‰ (PDB), en las especies bentónicas, y entre 1,19‰ (PDB) y -0,39‰ (PDB), con una media de 0,6‰ (PDB), en los ejemplares planctónicos.

Los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  varían entre 1,56‰ (PDB) y -0,64‰ (PDB), con 0,82‰ (PDB) como valor medio, en los foraminíferos bentónicos, y entre 2,71‰ (PDB) y -1,29‰ (PDB), con 0,9‰ (PDB) como promedio, en el caso de los planctónicos.

En detalle, las relaciones isotópicas de *L. lobatula* se han medido en 538 caparazones obtenidos en 57 muestras (ver Tabla 2.3 en anexos). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  varían entre 2,5‰ (PDB) y -0,25‰ (PDB), con una media de 0,71‰ (PDB), mientras que los de  $\delta^{13}\text{C}$  oscilan entre 1,56‰ (PDB) y 0,39‰ (PDB), siendo 1,15‰ (PDB) el promedio (Tabla 3.10). Así mismo, se han estudiado 100 ejemplares de *F. wuellerstorfi*, extraídos de 12 muestras (ver Tabla 2.3 en anexos), cuyos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se encuentran entre 1,10‰ (PDB) y 0,69‰ (PDB), con un valor



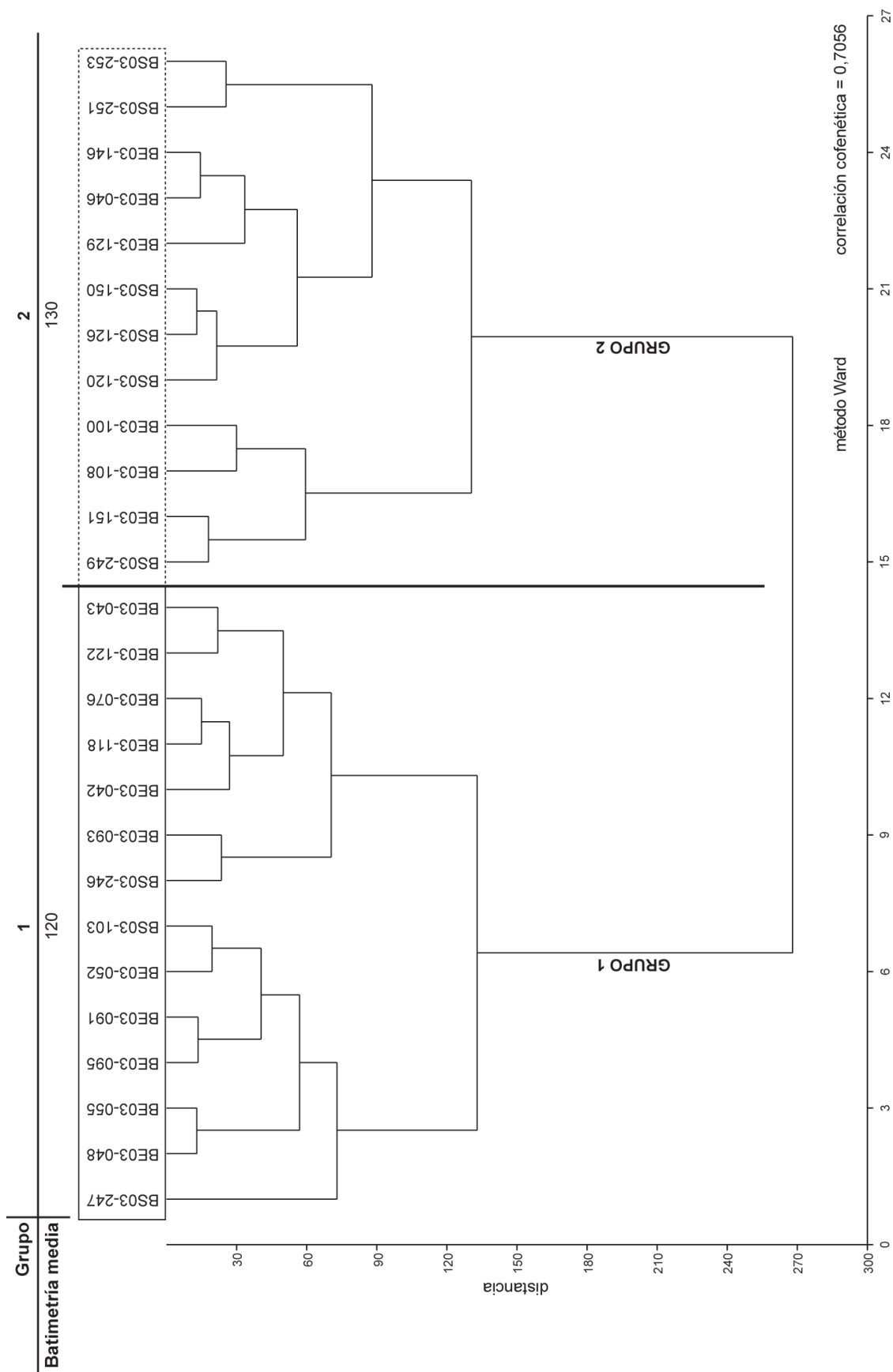


Fig. 3. 13: Análisis cluster-Q efectuado con las principales especies de foraminíferos planctónicos. En la parte superior, se recogen los valores de batimetría media para cada uno de los grupos identificados.

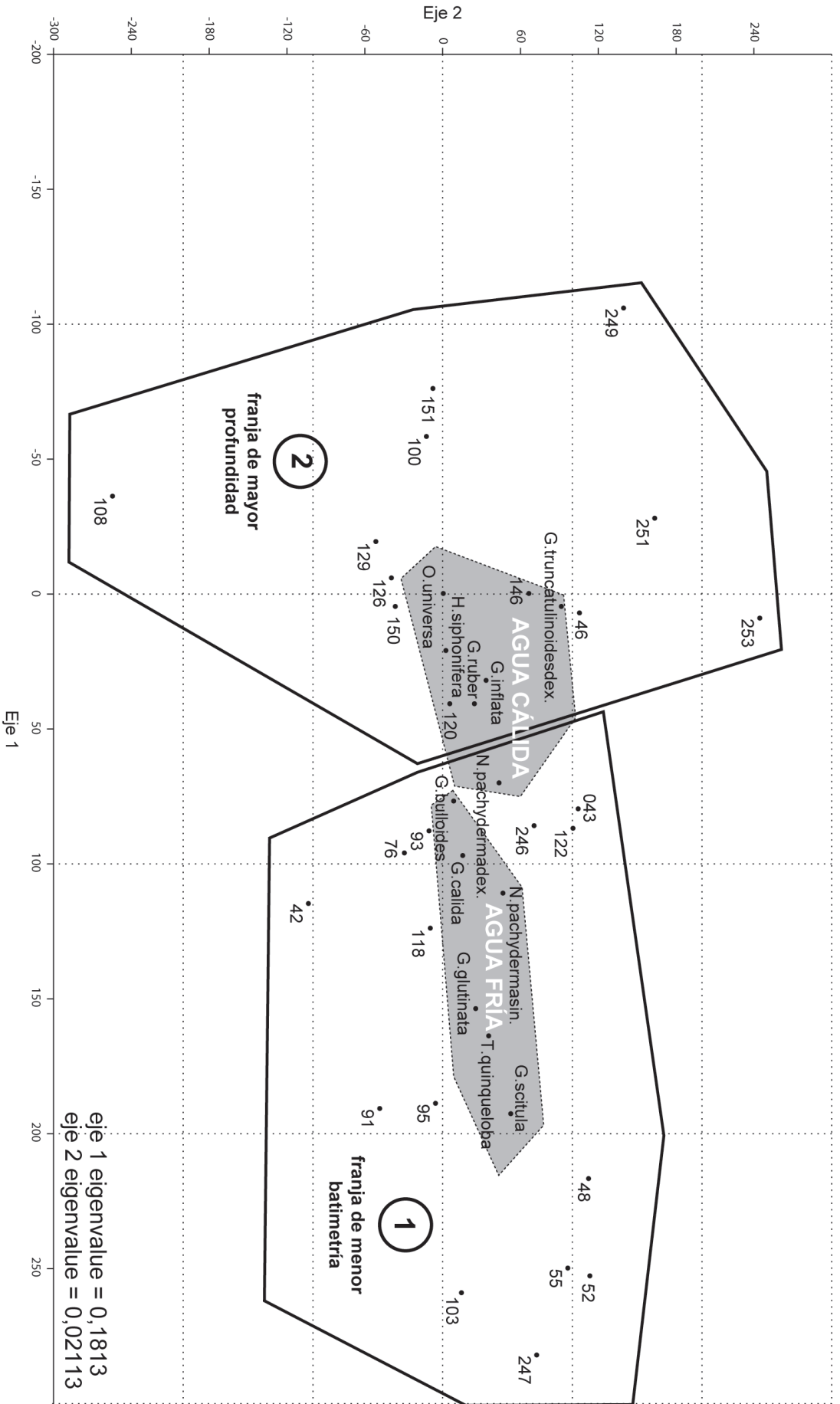


Fig. 3. 14: Análisis de Correspondencias (DCA) de las muestras y asociaciones de foraminíferos planctónicos. Los grupos de muestras, se marcan con la línea sólida, numerándose los diferentes grupos identificados en el análisis cluster-Q (en minúsculas, con número y letra rodeados por un círculo). Los grupos de especies, se indican con líneas discontinuas, quedando marcados los grupos principales encontrados en el análisis cluster-R (en mayúsculas). Se representan los dos primeros ejes, puesto que incluyen la mayor varianza posible.

GRUPO 1		<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globorotalia inflata</i>	<i>Globigerinoides ruber</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma dex.</i>	<i>Turborotalia quinqueloba</i>
Franja de menor profundidad	BE03-042	21	9	10	24	17
	BE03-043	18	7	19	31	12
	BE03-048	11	4	15	28	32
	BE03-052	12	5	8	28	29
	BE03-055	9	5	15	23	32
	BE03-076	16	13	14	21	21
	BE03-091	20	5	13	22	24
	BE03-093	20	13	11	28	15
	BE03-095	19	4	14	21	27
	BS03-103	18	6	4	22	28
	BE03-118	20	11	15	22	21
	BE03-122	13	11	19	26	18
	BS03-246	21	8	9	36	12
	BS03-247	16	6	4	23	34

GRUPO 2		<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globorotalia inflata</i>	<i>Globigerinoides ruber</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma dex.</i>	<i>Orbulina universa</i>	<i>Turborotalia quinqueloba</i>
Franja de mayor profundidad	BE03-046	16	14	20	35	4	2
	BE03-100	21	20	19	20	8	
	BE03-108	25	9	26	21	9	
	BS03-120	16	14	20	25	7	11
	BS03-126	15	16	20	25	10	7
	BE03-129	15	12	26	28	8	4
	BE03-146	19	11	21	39	3	2
	BS03-150	17	12	21	28	8	6
	BE03-151	14	21	26	21	10	1
	BS03-249	7	23	29	22	11	<1
	BS03-251	8	15	23	42	4	1
	BS03-253	6	15	13	42	2	3

Tabla 3.9: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos planctónicos en los subgrupos identificados en el análisis cluster-Q. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

medio de 0,93‰ (PDB), variando  $\delta^{13}\text{C}$  entre 1,15‰ (PDB) y 0,08‰ (PDB), con 0,73‰ (PDB) como valor intermedio. Finalmente, se han seleccionado 196 ejemplares de *U. peregrina* obtenidos en un total de 20 muestras (ver Tabla 2.3 en anexos). La relación isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  oscila entre 1,93‰ (PDB) y 1,65‰ (PDB), con 1,81‰ (PDB) como promedio, mientras que la señal de  $\delta^{13}\text{C}$  varía entre 0,37‰ (PDB) y -0,64‰ (PDB), con una media de -0,1‰ (PDB) (Tabla 3.10).

La representación gráfica de ambas relaciones isotópicas (Fig. 3.15), permite resaltar que *L. lobatula* ostenta el valor promedio más elevado de  $\delta^{13}\text{C}$  y el más bajo de  $\delta^{18}\text{O}$  de las tres especies bentónicas consideradas. Por su parte, *U. peregrina* presenta el valor medio más elevado de  $\delta^{18}\text{O}$ , así como el valor medio más negativo de  $\delta^{13}\text{C}$ . Finalmente, *F. wuellerstorfi* alcanza los valores promedios intermedios, en relación con las anteriores especies, en ambos isótopos.

Para medir la señal de *O. universa*, se han analizado 357 ejemplares extraídos de 45 muestras (ver Tabla 2.3 en anexos). El valor del  $\delta^{18}\text{O}$  se encuentra comprendido entre 1,19‰ (PDB) y -0,39‰ (PDB), con una media de 0,66‰ (PDB), mientras que la relación isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  oscila entre 2,71‰ (PDB) y 1,23‰ (PDB), siendo 2,06‰ (PDB) el valor promedio (Tabla 3.11). En el caso de *G. bulloides*, se han estudiado 372 caparazones, obtenidos de 39 muestras

muestra	$\delta^{18}\text{O}$			$\delta^{13}\text{C}$		
	<i>L. lobatula</i>	<i>U. peregrina</i>	<i>F. wuellerstorfi</i>	<i>L. lobatula</i>	<i>U. peregrina</i>	<i>F. wuellerstorfi</i>
BE03-008		1,85			0,29	
BE03-009			1,03			0,76
BS03-017	0,20			0,86		
BE03-023		1,82			<b>0,37</b>	
BE03-025			1,02			1,06
BE03-026			1,05			0,73
BE03-042			0,72			<b>0,08</b>
BE03-043		1,81			-0,38	
BE03-045	0,99			1,21		
BE03-046		1,91			-0,15	
BE03-048		1,82			0,33	
BE03-052		1,81			0,12	
BE03-055		1,71			-0,29	
BE03-073		1,84			-0,36	
BE03-078		1,86			0,05	
BE03-082			<b>1,10</b>			<b>1,15</b>
BE03-083	1,90			1,11		
BE03-084			1,01			0,98
BS03-086	0,32			1,28		
BS03-087	0,27			1,11		
BE03-091	0,99			<b>1,56</b>		
BE03-093	0,16			0,80		
BE03-095	<b>2,50</b>			1,45		
BE03-100	1,06	1,83	0,76	1,13	0,34	0,78
BE03-101			0,94			0,92
BE03-103		1,86			-0,28	
BE03-108			0,78			0,73
BS03-111	-0,20			1,01		
BS03-114	0,66			0,81		
BS03-115	0,24			0,81		
BS03-116	0,74			1,17		
BE03-118		1,74			-0,56	
BE03-120	2,03			1,40		
BE03-122		1,87			0,09	
BE03-126		<b>1,93</b>			0,14	
BE03-129		1,80			-0,30	
BE03-133	0,61			0,88		
BS03-135	0,28			0,95		
BS03-143	0,49			1,31		
BS03-144	0,46			1,14		
BS03-145	0,89			1,34		
BS03-146		<b>1,65</b>			<b>-0,64</b>	
BE03-150		1,75			-0,32	

Tabla 3.10: Valores de las relaciones isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ), obtenidos en las especies de foraminíferos bentónicos. En gris oscuro, valores más altos de cada señal isotópica; en gris claro, valores más bajos.

muestra	$\delta^{18}\text{O}$			$\delta^{13}\text{C}$		
	<i>L. lobatula</i>	<i>U. peregrina</i>	<i>F. wuellerstorfi</i>	<i>L. lobatula</i>	<i>U. peregrina</i>	<i>F. wuellerstorfi</i>
BE03-151		1,85			-0,11	
BS03-160	0,71			1,03		
BS03-164	<b>-0,25</b>			0,89		
BS03-175	0,33			0,90		
BE03-176		1,73			-0,63	
BS03-181	1,63			1,32		
BS03-182	1,23			1,31		
BS03-186	0,61			1,19		
BS03-187	0,44			1,03		
BS03-190	0,45			0,99		
BS03-194	0,58			1,22		
BS03-199	0,82			1,15		
BS03-201	1,06			1,09		
BS03-222	0,18			0,79		
BS03-225			<b>0,69</b>			0,50
BS03-234	1,20			1,20		
BS03-237	0,72			1,19		
BS03-240	0,64			1,07		
BS03-244	-0,05			1,33		
BS03-245	0,46			0,95		
BS03-247	0,33			1,51		
BS03-249	0,97			1,27		
BS03-251	1,02			1,09		
BS03-253	1,27			1,23		
BS03-261	0,82			1,29		
BS03-262	0,98			1,31		
BS03-264	1,06			1,33		
BS03-270	0,63			1,27		
BS03-272	0,82			1,32		
BS03-279	0,97			1,17		
BS03-293	-0,17			1,26		
BS03-294	0,55			1,29		
BS03-295	0,10			<b>0,39</b>		
BS03-297	0,76			1,42		
BS03-311	0,92			1,39		
BS03-316	0,32			0,77		
BS03-323	0,55			1,17		
BS03-324	0,48			1,06		
BS03-329	0,73			1,44		
BS03-330	1,13			1,42		
BS03-332		1,83			0,29	
BE03-334			0,96			0,59
BS03-336			1,09			0,83
BS03-340	0,67			1,26		

Tabla 3.10 (continuación).

(ver Tabla 2.3 en anexos). La relación  $\delta^{18}\text{O}$  oscila entre 1,01‰ (PDB) y -0,34‰ (PDB), con un promedio de 0,55‰ (PDB), presentando la relación  $\delta^{13}\text{C}$  un rango comprendido entre 0,65‰ (PDB) y -1,29‰ (PDB), con -0,40‰ (PDB) de media (Tabla 3.11).

La comparación de las señales isotópicas de ambas especies de manera gráfica (Fig. 3.16), permite observar que la mayor diferenciación se encuentra en el valor promedio de  $\delta^{13}\text{C}$ , siendo mucho más positivo en *O. universa*. En cuanto al promedio de  $\delta^{18}\text{O}$ , presentan un valor y un rango muy similares entre ellas.

Atendiendo a las variaciones en los valores de las relaciones isotópicas medidas en los foraminíferos bentónicos, únicamente las especies con un modo de vida epifaunal segregan su caparazón en equilibrio isotópico con el agua de fondo (Wefer y Berger, 1991; Bemis *et al.*, 1998). Sin embargo, Mackensen *et al.* (1993b) comprobaron que *F. wuellerstorfi* responde al depósito estacional de materia orgánica en la interfase agua-sedimento, calcificando su concha dentro de la capa de fitodetritus, reflejando valores de  $\delta^{13}\text{C}$  más bajos de los que se corresponderían con los del agua de fondo. La señal isotópica de las especies endofaunales está influenciada por los valores de carbono y oxígeno del agua intersticial (p. ej. Mackensen y Licari, 2004; Schmiel *et al.*, 2004; Holsten *et al.*, 2004). En concreto, la relación  $\delta^{18}\text{O}$  de los caparazones es más pesada que la del agua del fondo (Bemis *et al.*, 1998), mientras que el valor de  $\delta^{13}\text{C}$ , de manera general, presenta un rápido decrecimiento a medida que aumenta la profundidad en el sedimento. Esto último es debido a la descomposición de la materia orgánica depositada en el mismo (Grossman, 1984; McCorkle *et al.*, 1985).

Una alta productividad primaria superficial, provoca un aumento en la captación de  $^{12}\text{C}$ , tanto de la atmósfera como del agua marina, por los organismos que conforman el

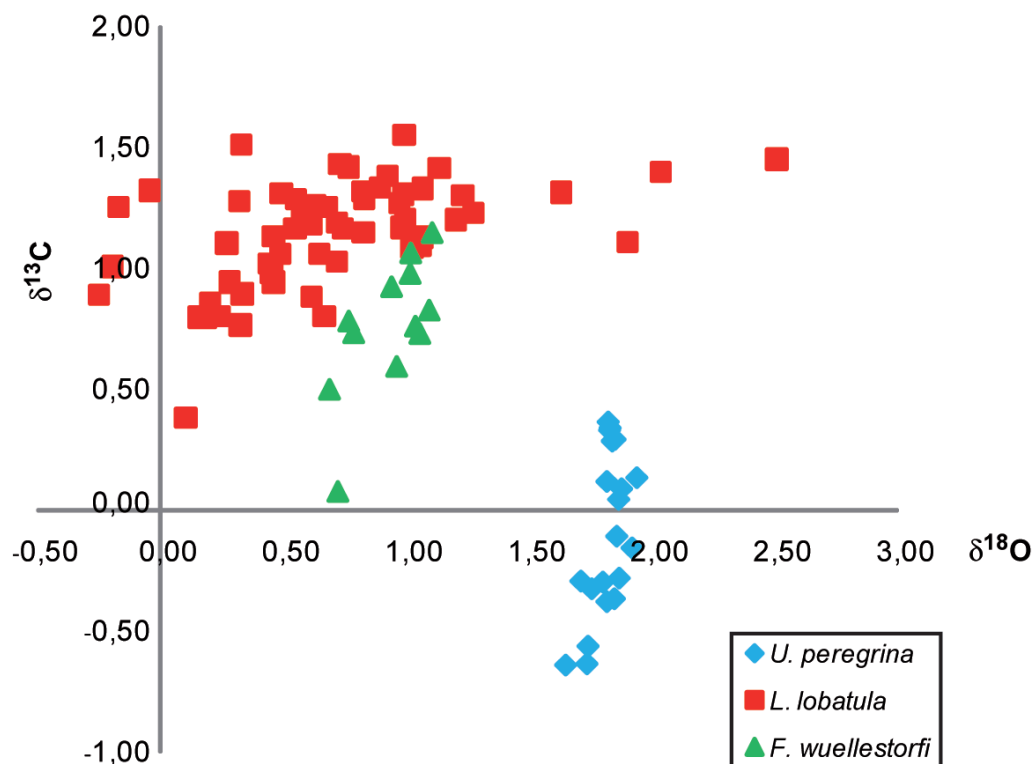


Fig. 3.15: Representación de las relaciones isotópicas de las especies de foraminíferos bentónicos seleccionadas.

fitoplancton, generando un enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  y, por tanto, valores más elevados de  $\delta^{13}\text{C}$  en los caparazones de los foraminíferos planctónicos (Armstrong y Brasier, 2006). De manera inversa, la influencia de corrientes de upwelling, que dan lugar a un ascenso de aguas profundas y una mezcla de masas de agua, con un aporte de  $^{12}\text{C}$  en zonas subsuperficiales, genera un descenso en esta relación isotópica (Armstrong y Brasier, 2006).

Por tanto, las diferencias en las relaciones isotópicas observadas en las muestras actuales, se pueden explicar aludiendo al microhábitat de las especies seleccionadas. En concreto, los ejemplares epibentónicos (*F. wuellerstorfi* y *L. lobatula*) presentan valores más ligeros que los endobentónicos (*U. peregrina*) en ambos isótopos (Tabla 3.10). En el caso de los planctónicos, *O. universa*, especie superficial (Hemleben *et al.*, 1989), muestra una señal más positiva en  $\delta^{13}\text{C}$  que *G. bulloides* (Tabla 3.11), que habita entre 50 y 100m de profundidad (Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989).

Los valores isotópicos obtenidos, quedan dentro de los campos de estabilidad habituales descritos para los foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos (Morrison y Brand, 1986). Sin embargo, *U. peregrina* y *G. bulloides* presentan valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  que el mínimo de precipitación de la calcita en equilibrio en el agua marina superficial (estimado en 0‰) (Fig. 3.17). En *U. peregrina*, esto se debe a la influencia de las aguas intersticiales en los caparazones (Holsten *et al.*, 2004, entre otros), mientras que en *G. bulloides* podría producirse por la presencia de corrientes de upwelling en la plataforma (Armstrong y Brasier, 2006).

muestra	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$		muestra	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$	
	<i>O. universa</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>O. universa</i>	<i>G. bulloides</i>		<i>O. universa</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>O. universa</i>	<i>G. bulloides</i>
BE03-023	0,69	0,57	2,04	-0,03	BS03-187	0,58	1,01	2,11	-1,15
BE03-031	0,74	0,69	1,97	-0,45	BS03-193		0,24		-0,92
BE03-042	0,33	0,51	1,70	-0,56	BS03-197	0,67	0,78	1,90	-0,62
BE03-043	0,93	0,43	2,03	-0,69	BS03-199	0,64	0,50	2,31	-0,41
BE03-045	1,09	0,68	1,76	-0,17	BS03-211	0,61		1,90	
BE03-046	0,40	0,52	2,12	-0,69	BS03-217	0,25		2,07	
BE03-052	0,60	0,67	1,73	-0,40	BS03-222	0,64		1,23	
BS03-070	0,29	-0,06	2,08	-0,27	BS03-234	0,68	0,63	2,19	-0,27
BE03-078	0,69	0,71	1,98	-0,23	BS03-237	0,81	0,56	1,96	-0,38
BE03-083		0,51		-0,73	BS03-240	-0,39		2,30	
BS03-087	0,52		1,93		BS03-247		0,40		-0,44
BE03-091		0,53		0,14	BS03-249	1,04	0,69	2,29	-0,50
BE03-093	0,67	0,65	1,90	-0,50	BS03-251	0,90	1,00	2,26	0,25
BE03-095	0,81	0,71	1,97	-0,42	BS03-253	0,65	0,30	2,00	-0,04
BE03-100	0,92	0,57	1,88	-0,50	BS03-261	1,05		2,25	
BS03-114	0,64		1,73		BS03-264		0,52		-1,29
BS03-115	0,31	-0,34	2,34	-0,76	BS03-270	0,88		2,65	
BS03-116		0,18		0,65	BS03-279	0,78	0,81	2,31	-0,09
BE03-133	0,90		2,03		BS03-294	1,19		2,00	
BS03-135	0,55		1,98		BS03-311		0,90		-0,15
BS03-143	0,68	0,74	1,78	-0,04	BS03-312	0,80	0,62	2,24	-0,85
BS03-145		0,23		-0,01	BS03-316	0,82		2,71	
BS03-160	0,88		2,69		BS03-323	-0,24		1,64	
BS03-175		0,81		-0,77	BS03-324	0,49	0,32	2,40	-0,45
BS03-181	0,92	0,41	2,18	0,21	BS03-329	0,63	0,63	1,94	-0,25
BS03-182	1,04	0,57	1,84	-0,83	BS03-330	0,45	0,61	1,84	-0,59
BS03-186	0,78	0,55	2,25	-0,73	BE03-338	0,53		2,12	

Tabla 3.11: Valores de las relaciones isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ), obtenidos en las especies de foraminíferos planctónicos. En gris oscuro, valores más altos de cada señal isotópica; en gris claro, valores más bajos.

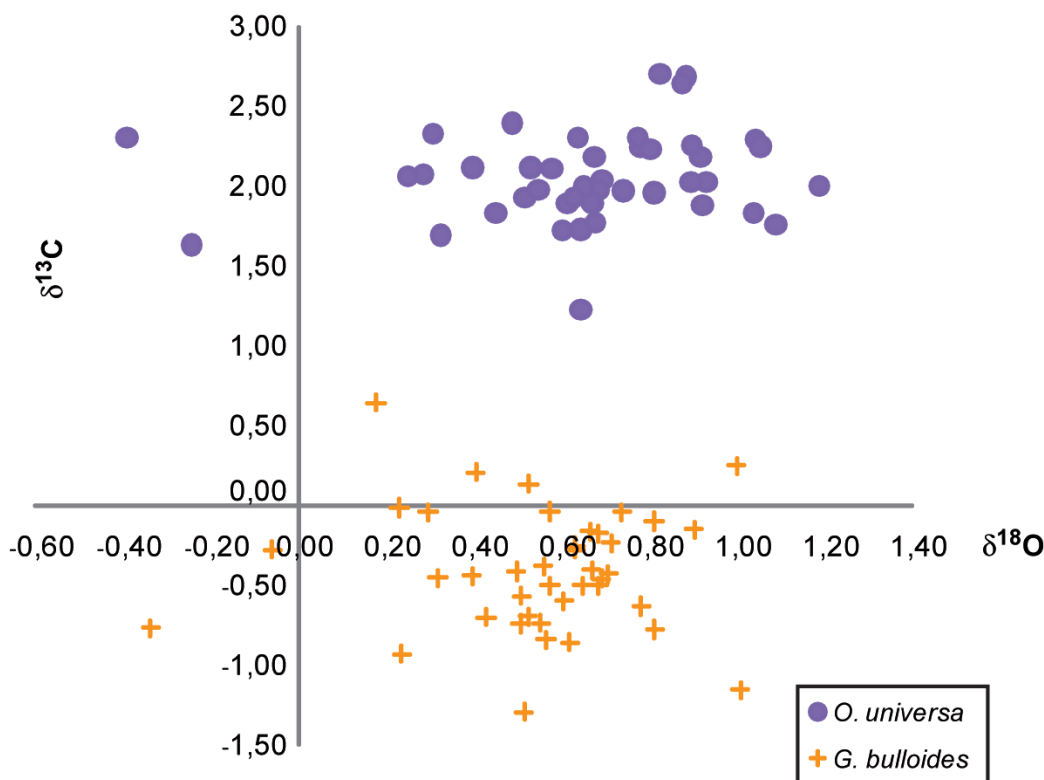


Fig. 3.16: Representación de las relaciones isotópicas de las especies de foraminíferos planctónicos seleccionadas.

Al correlacionar la variación de la señal isotópica medida con el aumento de la batimetría, en *L. lobatula* se aprecia una relación prácticamente lineal, de tal manera que al incrementarse la profundidad aumenta el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 3.18A). En el caso de *F. wuellerstorfi*, se aprecia una tendencia muy clara en la variación de ambos isótopos, consistente en una disminución en el valor de los mismos entre los 80m y los 90m de profundidad en el caso del  $\delta^{13}\text{C}$  y los 80m y 112m en el caso del  $\delta^{18}\text{O}$ , aumentando después las relaciones isotópicas de manera exponencial, hasta alcanzar una batimetría de 138m, disminuyendo de nuevo los dos valores hasta la mayor profundidad considerada (152m) (Fig. 3.18B). Similar tendencia se aprecia en el caso de *U. peregrina*, pero, en esta ocasión, el aumento de ambos valores se produce hasta los 130m de profundidad, encontrándose en las muestras más profundas una mezcla de valores que no presentan ninguna tendencia clara (Fig. 3.18C).

En las especies planctónicas, *O. universa* muestra una tendencia a la disminución de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  desde 40m hasta 80m de profundidad, aumentando hasta los 120m y presentando una ligera disminución hasta la máxima batimetría, sin que se aprecie ninguna relación entre la variación de  $\delta^{13}\text{C}$  y la profundidad (Fig. 3.19A). En el caso de *G. bulloides*, la relación  $\delta^{18}\text{O}$  muestra una cierta tendencia al aumento entre 70m y 80m de profundidad, disminuyendo ligeramente hasta los 100m de batimetría. Posteriormente, esta relación isotópica se incrementa hasta 128m, con una ligera tendencia a la disminución hasta los 152m de profundidad. De nuevo, no se observa relación entre la batimetría y la variación de la relación isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  en esta especie (Fig. 3.19B).

Estas variaciones en las relaciones isotópicas con respecto a la profundidad, mucho más marcadas en el caso de las especies bentónicas, podrían corresponderse con un aumento



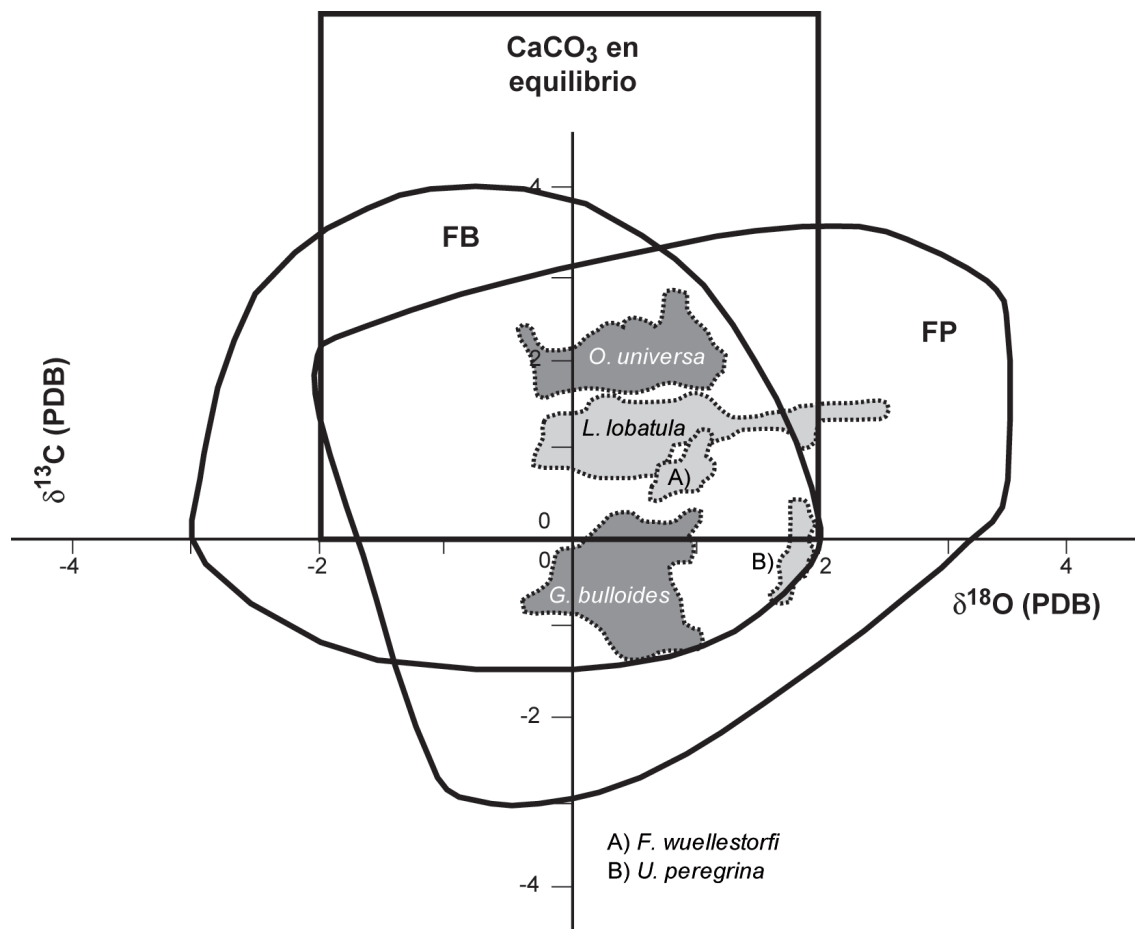


Fig. 3.17: Comparación de la señal isotópica obtenida en la plataforma Vasca, con los rangos teóricos definidos para los foraminíferos bentónicos (FB) y planctónicos (FP) y con el campo de precipitación del carbonato cálcico en equilibrio con el agua marina (Morrison y Brand, 1986).

del fitoplancton en batimetrías comprendidas entre 110 y 138m de profundidad. Dichos organismos, al realizar la fotosíntesis, consumen preferentemente los isótopos ligeros ( $^{12}\text{C}$  y  $^{16}\text{O}$ ). Esto genera un enriquecimiento del agua en los pesados ( $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$ ) y, por tanto, valores más positivos en ambas relaciones isotópicas (Forstel 1978; Lynch-Stieglitz *et al.*, 1995). Un posterior descenso de la productividad en aguas más profundas, provocaría la disminución de los valores de las señales isotópicas.

### 3.5 Asociaciones actuales: Síntesis

Las especies de foraminíferos y ostrácodos más abundantes encontradas en la plataforma Vasca, se han descrito previamente como mayoritarias en el Atlántico Norte (p. ej. Elofson, 1941; Caralp *et al.*, 1968; Carbonel, 1971; Pujol, 1980; Debenay *et al.*, 2001; Scourse *et al.*, 2002; Schönfeld y Altenbach, 2005; Mojtahid *et al.*, 2010). También son muy abundantes en el litoral de la Península Ibérica (Bless, 1973; Pujol, 1980; Ruiz *et al.*, 1997; Ruiz *et al.*, 2000; Abreu, 2000; Abreu *et al.*, 2003; Bartels-Jónsdóttir *et al.*, 2006; Martins *et al.*, 2006; Koho *et al.*, 2007; Diz y Francés, 2008, entre otros). Sin embargo, las especies *H.*

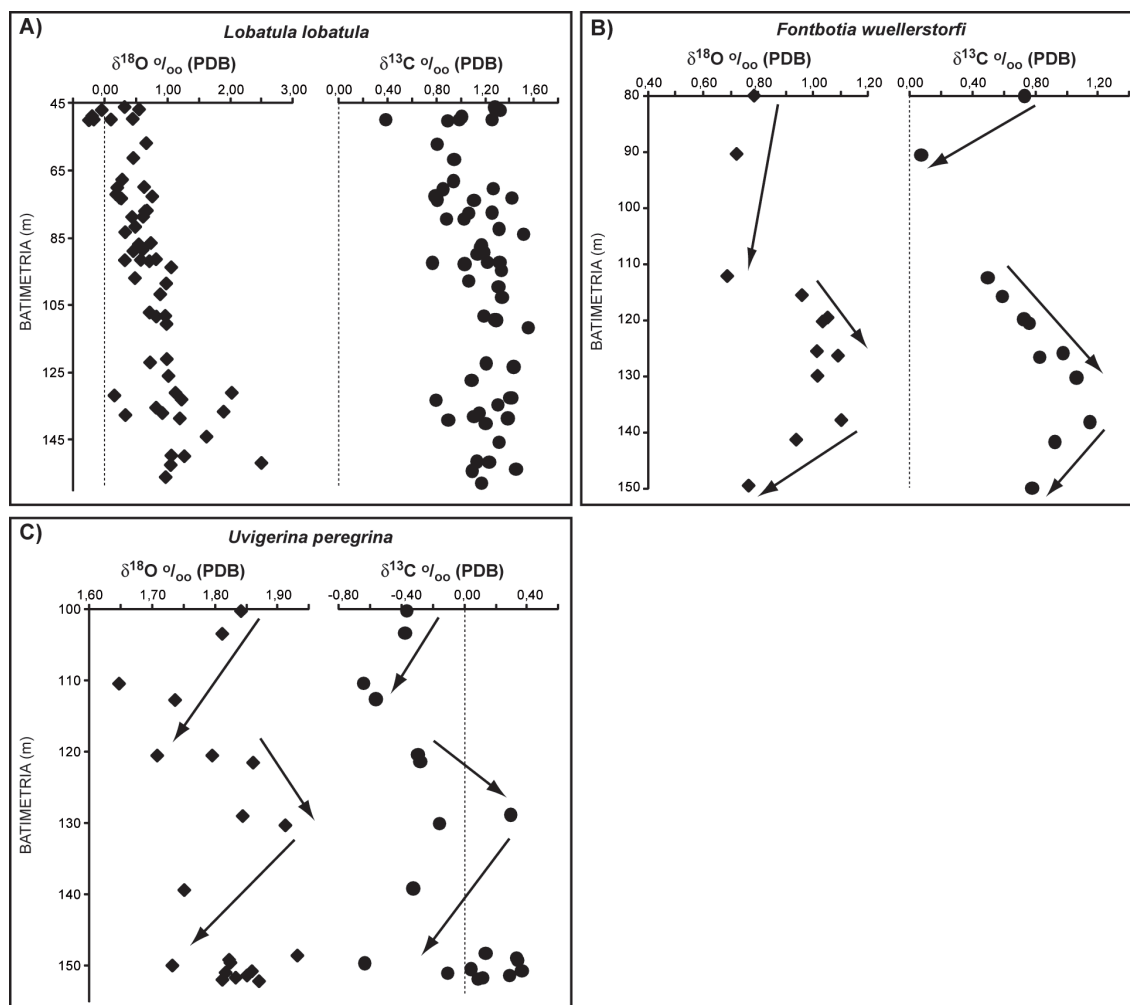


Fig. 3.18: Variación de las relaciones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en las especies de foraminíferos bentónicos, de acuerdo al aumento de la batimetría. Se señala, cuando lo permite la escala, la recta de valor isotópico 0.

*dutemplei* (foraminífero bentónico), *G. calida* (foraminífero planctónico), *B. bradyi* y *P. normani* (ostrácodos), no se han identificado con anterioridad en las zonas adyacentes al área de estudio.

Por su parte, *H. dutemplei* se ha descrito en muestras actuales del mar de China (Szarek *et al.*, 2006; Yim *et al.*, 2006) y del Océano Índico (Murray, 2006), mientras que *B. bradyi* y *P. normani* se encuentran en el litoral de las Islas Británicas y Noruega (Athersuch *et al.*, 1989). Esta última especie, también aparece en el Mar Báltico (Athersuch *et al.*, 1989). Finalmente, *G. calida* es muy abundante en zonas tropicales y subtropicales, tales como el norte del Océano Índico (Duplessy *et al.*, 1981), las costas de Japón y el noroeste del Pacífico (Mohiuddin *et al.*, 2002) y en el margen continental de Chile (Marchant *et al.*, 2004). Se ha encontrado, como secundaria y accesoria, en el Mediterráneo (p. ej. Thunell, 1978; Pujol y Vergnaud Grazzini, 1995).

Atendiendo a las especies de foraminíferos planctónicos, *T. quinqueloba*, especie epipelágica de aguas relativamente frías (1 a 10°C, Pujol, 1980), presenta una abundancia estacional en la plataforma de las Landas, relacionada con un aumento en la disponibilidad de alimento en las aguas superficiales, debido al bloom de fitoplancton (Retailleau *et al.*,

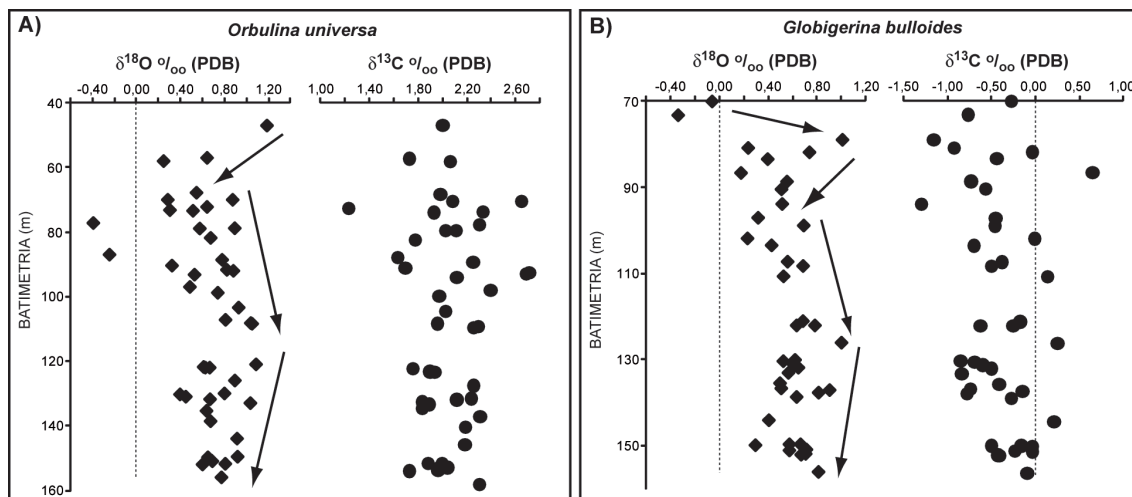


Fig. 3.19: Variación de las relaciones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en las especies de foraminíferos planctónicos, de acuerdo al aumento de la batimetría. Se señala, cuando lo permite la escala, la recta de valor isotópico 0.

2009). Por tanto, su abundancia en la plataforma Vasca podría ser periódica y mostraría una relación directa con el aporte de nutrientes, tanto de origen continental como profundo.

El control de la batimetría y el tipo de sedimento en la distribución de las asociaciones bentónicas, queda puesto de manifiesto en los análisis de correspondencias efectuados con ambos grupos (ver Figs. 3.6 y 3.11). En concreto, el eje 1 de los dos diagramas obtenidos, se correlaciona con la variación en el tamaño de grano, con una disminución de dicho tamaño desde la parte derecha del gráfico hasta la parte izquierda. Esto se observa en la distribución de las muestras en dicho diagrama, donde las recogidas en facies arenosas quedan en la parte derecha del mismo y las obtenidas en los sedimentos más finos en el margen izquierdo. Las especies presentan la misma relación de acuerdo al eje 1.

El eje 2 se puede relacionar directamente con la batimetría, con un aumento de la profundidad desde la parte inferior hasta la parte superior del mismo (ver Figs. 3.6 y 3.11). Esto se observa, de nuevo, tanto en la distribución de las muestras como de las especies identificadas. Así, en la parte inferior del gráfico se sitúan las muestras obtenidas en medio litoral y en la plataforma interna más somera y las especies típicas de estuarios y zonas litorales. En la parte superior del eje 2, se localizan las muestras recogidas a mayor profundidad y las especies características del borde del talud hasta medios abisales.

La combinación de la distribución de las asociaciones específicas de foraminíferos bentónicos y ostrácodos antes descritas, permite delimitar 8 áreas ecológicas en la plataforma Vasca, controladas por el tipo de sedimento y la batimetría (Fig. 3.20):

— Franja litoral:

En batimetrías inferiores a 60m de profundidad y sedimento arenoso, la asociación dominante está conformada por las especies de foraminíferos *L. lobatula*, *R. globularis* y *Q. seminula*. Esta primera franja es la que se encuentra más sometida a la influencia continental y al aporte de especies estuarinas de foraminíferos bentónicos (como *A. tepida* o *C. williamsoni*), transportadas por las corrientes generadas en las zonas de desembocadura de los ríos.

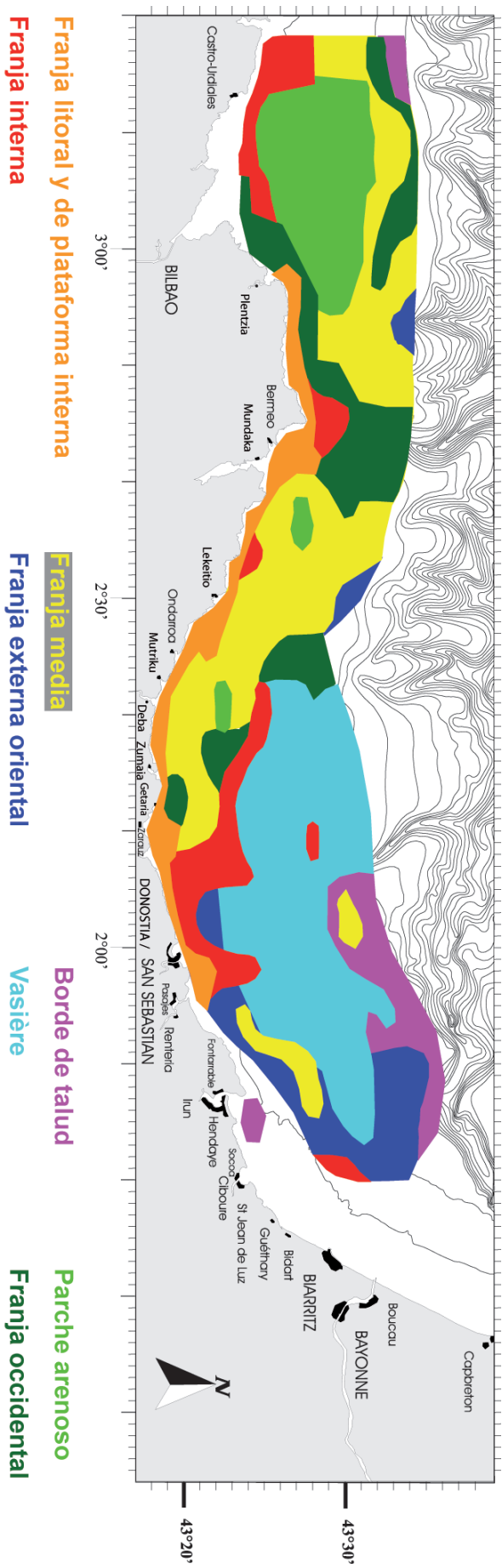


Fig. 3.20: Franjas o áreas de la plataforma Vasca, delimitadas a partir de la distribución de las asociaciones bentónicas (foraminíferos y ostrácodos), en función del tipo de sedimento y la batimetría.

— Franja interna:

Al aumentar la profundidad (91m de batimetría promedio), la asociación dominante pasa a estar conformada por *B. spathulata*, *C. laevigata*, *G. subglobosa*, *L. lobatula* y *R. globularis*, no encontrándose tampoco ostrácodos.

— Franja media:

En una batimetría promedio de 113m de profundidad, sobre sedimento limoso y arenoso, la asociación de foraminíferos bentónicos está compuesta por *C. laevigata*, *L. lobatula* y *T. sagittula*. Las especies mayoritarias de ostrácodos, permiten diferenciar entre la parte occidental y la oriental de la plataforma. Así, en la parte occidental dominan *L. rhomboidea* y *P. normani*, mientras que en el margen oriental, son abundantes *A. convexa*, *H. videns* y *L. elliptica*.

— Franja externa oriental:

A mayor profundidad (118m de promedio), en los sedimentos finos presentes en la parte oriental del área de estudio, las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos son *C. laevigata* y *H. balthica*, junto con *B. spathulata* y *B. marginata*. En el caso de los ostrácodos, la asociación dominante está formada por *C. nodosum* y *P. polita*.

— Borde de talud:

En la parte más externa (148m de batimetría media) del margen oriental de la plataforma, *U. peregrina* (foraminífero), *B. dentata*, *C. carinata* y *P. jonesii* (ostrácodos) son las especies mayoritarias.

— Vasière:

En el sedimento más fino de la zona oriental del área de estudio, con una profundidad media de 133m, la asociación dominante de foraminíferos bentónicos está compuesta por *B. spathulata*, *B. marginata*, *C. laevigata*, *G. subglobosa* y *U. peregrina*. En el caso de los ostrácodos se encuentran *C. edwardsii*, *Cytheropteron* sp. 1, *P. guttata* y *P. ceratoptera*.

— Parche arenoso:

En el margen occidental de la plataforma (batimetría promedio de 90m), sobre arena gruesa y muy gruesa, la única especie predominante es *G. rudis*, no encontrándose valvas de ostrácodos.

— Franja occidental:

Agrupación a muestras arenosas (arena fina a grava) presentes en la parte occidental del área de estudio, entre 50 y 130m de profundidad. La asociación dominante de foraminíferos bentónicos está formada por *G. rudis*, *L. lobatula* y *T. sagittula*. En el caso de los ostrácodos, *B. mediterranea* aparece como mayoritaria, acompañada de *Bosquetina* sp., *E. laticarina* y *P. polita*.

Aparte del control sedimentológico y batimétrico en la distribución de las asociaciones bentónicas, se observa una influencia secundaria del contenido en materia orgánica y de oxígeno disuelto en el medio. Tanto el flujo de carbono orgánico que llega al fondo oceánico (Corliss y Emerson, 1990; van der Zwaan *et al.*, 1999; Schmiedl *et al.*, 2000),

como el contenido en oxígeno del agua, del límite agua-sedimento y del interior del sustrato (Altenbach y Sarnthein, 1989), son factores determinantes en el control de la distribución específica y de los microhábitats de los foraminíferos bentónicos (Jorissen *et al.*, 1995).

En las muestras analizadas en este trabajo, se aprecia un predominio de especies típicas de medios con una elevada disponibilidad de alimento y baja concentración de oxígeno (p. ej. *H. balthica* y *B. spathulata*) en la franja externa oriental de la plataforma. Menor cantidad de carbono orgánico particulado (COP) se registra en el borde del talud, mientras que en la franja litoral, las especies indican un medio relativamente bien oxigenado y más energético, con menor disponibilidad de alimento (*L. lobatula*, *R. globularis* y *Q. seminula*).

### 3.6 Resumen y conclusiones del capítulo

Se han estudiado 110 muestras superficiales obtenidas en la plataforma Vasca, que abarcan un rango batimétrico comprendido entre 42,8m y 156m de profundidad. El tamaño de grano del sedimento varía entre arcilla (partículas inferiores a 8 $\mu$ m de diámetro) y grava (fracción superior a 2mm de diámetro).

En estas muestras, se han extraído 32076 ejemplares de foraminíferos bentónicos pertenecientes a 213 especies; 6026 valvas de ostrácodos, correspondientes a 151 especies; y 8118 caparazones de foraminíferos planctónicos, identificándose 19 especies y morfotipos.

La biocenosis (individuos vivos en el momento de recogida de las muestras) es muy escasa (inferior al 1,6% en los foraminíferos bentónicos e inferior al 1% en los ostrácodos). Está conformada, mayoritariamente, por *C. laevigata*, *L. lobatula*, *Q. seminula* y *U. peregrina*, en el caso de los foraminíferos bentónicos, y por *C. edwardsii*, *P. guttata*, *P. ceratoptera* y *P. jonesii* en los ostrácodos.

La distribución de las asociaciones bentónicas (foraminíferos y ostrácodos) y la variación de los índices de diversidad a lo largo de la plataforma, están controladas, principalmente, por el tipo de sedimento y la batimetría a la que se han obtenido las muestras. Otros parámetros ecológicos relacionados con el sustrato, como son el contenido en carbono orgánico particulado y el grado de oxigenación del medio, tendrían una influencia menor.

De esta manera, se definen 8 áreas ecológicas en la plataforma de acuerdo a la microfauna bentónica:

- Franja litoral y de plataforma interna somera (<60m de profundidad; arena).
- Franja interna (91m de profundidad media; limo y arena).
- Franja media (113m de profundidad media; limo y arena).
- Franja externa oriental (118m de profundidad media; sedimentos finos).
- Borde de talud (148m de profundidad media; sedimentos finos).
- Vasière (133m de profundidad media; arcilla a arena fina).
- Parche arenoso del margen occidental (90m de profundidad media; arena gruesa a grava).
- Franja occidental (88m de profundidad media; arena a grava).

Atendiendo a la distribución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el área de estudio, se observa la presencia de especies indicativas de aguas frías en la parte occidental de la

plataforma media. Así mismo, en la parte oriental de la plataforma Vasca y a mayor profundidad, se establecen especies típicas de aguas cálidas.

Finalmente, se ha medido la señal isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) en tres especies de foraminíferos bentónicos y dos de planctónicos. De esta manera, se obtienen los valores promedio actuales de cada relación isotópica, para el agua de fondo y la parte superficial de la columna de agua respectivamente, en la plataforma Vasca. La comparación de las relaciones isotópicas obtenidas en sondeos sedimentarios con estos valores promedio actuales, permitirá realizar estimaciones de las variaciones ambientales ocurridas durante el Cuaternario final en esta plataforma.





**CAPÍTULO 4.**  
**REGISTRO FINICUATERNARIO**

*“Investigar es ver lo que todo el mundo ha visto,  
y pensar lo que nadie más ha pensado”*

ALBERT SZENT GYORGI

A continuación se describen, de forma integral (tipo de sedimento, relaciones isotópicas y microfauna bentónica y planctónica) cinco sondeos, con el objetivo de conocer el registro sedimentario del final del Cuaternario en la plataforma Vasca.

## 4.1 Sondeo KS05-05

### 4.1.1 Descripción sedimentaria, modelo de edad y análisis isotópicos

Este testigo, de 2,5m de longitud, ha sido recuperado en la plataforma externa, en el margen occidental de cañón de San Sebastián (ver Fig. 2.2), a 259m de profundidad (coordenadas 43°30'597 N y 2°13'760 O).

A lo largo del sondeo KS05-05, se pueden identificar 5 **tipos de sedimento** de acuerdo a los rangos de tamaño de grano descritos por Wentworth (1922): arcilla (<8 $\mu$ m), limo fino (8-15,6 $\mu$ m), limo medio (15,6-31 $\mu$ m), limo grueso (31-63 $\mu$ m) y arena (>63 $\mu$ m). Entre la base del sondeo y los 200cm (Fig. 4.1), se aprecia una primera *unidad A* más grosera, formada por limo medio con diversos niveles de sedimento arenoso, en la que se produce un aumento del porcentaje de carbonato cálcico hacia techo de la unidad (de 14,7% a 19,1%). A continuación (200cm a 155cm), en la *unidad B*, disminuye el tamaño de grano del sedimento, acompañado de una ligera tendencia descendente en el carbonato (hasta 17,3% en este último nivel), depositándose limo fino con un nivel arenoso (Fig. 4.1).

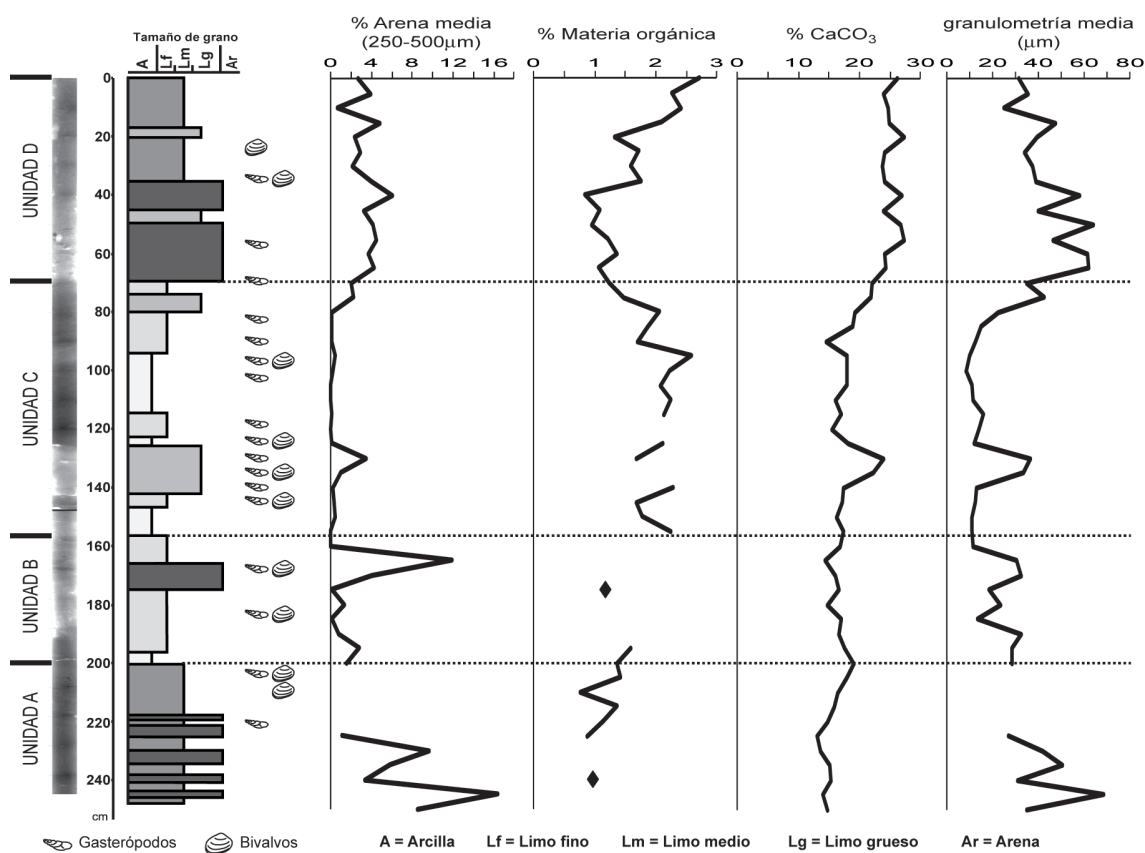


Fig. 4.1: Descripción sedimentaria del testigo KS05-05, mostrando las unidades definidas en función de los parámetros considerados.

La *unidad C*, de 155cm a 72cm, es ligeramente más carbonatada que la unidad previa (con valores comprendidos entre 14,6% y 23,9%) y muy rica en materia orgánica (promedio de 1,94%). Está formada por un nivel arcilloso (Fig. 4.1), cortado por una secuencia sedimentaria consistente en limo fino con dos niveles gruesos intermedios, en el intervalo comprendido entre 145cm y 117cm y entre 92cm y 67cm. La parte superior del testigo, *unidad D*, se caracteriza por un primer nivel arenoso (67-37cm) muy carbonatado y pobre en materia orgánica (medias de 25,4% y 1,2%, respectivamente), seguido por un tramo más fino (limo medio) y menos carbonatado (24,9% de promedio), ambos cortados por dos niveles de limo grueso (Fig. 4.1).

El **modelo de edad** de este sondeo (Fig. 4.2), está basado en 11 dataciones absolutas ( $^{14}\text{C}$ ) (ver Tabla 2.7 en anexos). La muestra 210-211cm aporta una edad de >40Ka, quedando fuera del rango de medida, por lo que la edad de la base del sondeo se estima considerando una tasa de sedimentación constante, a partir de la definida en el intervalo de 192cm (40,2Ka

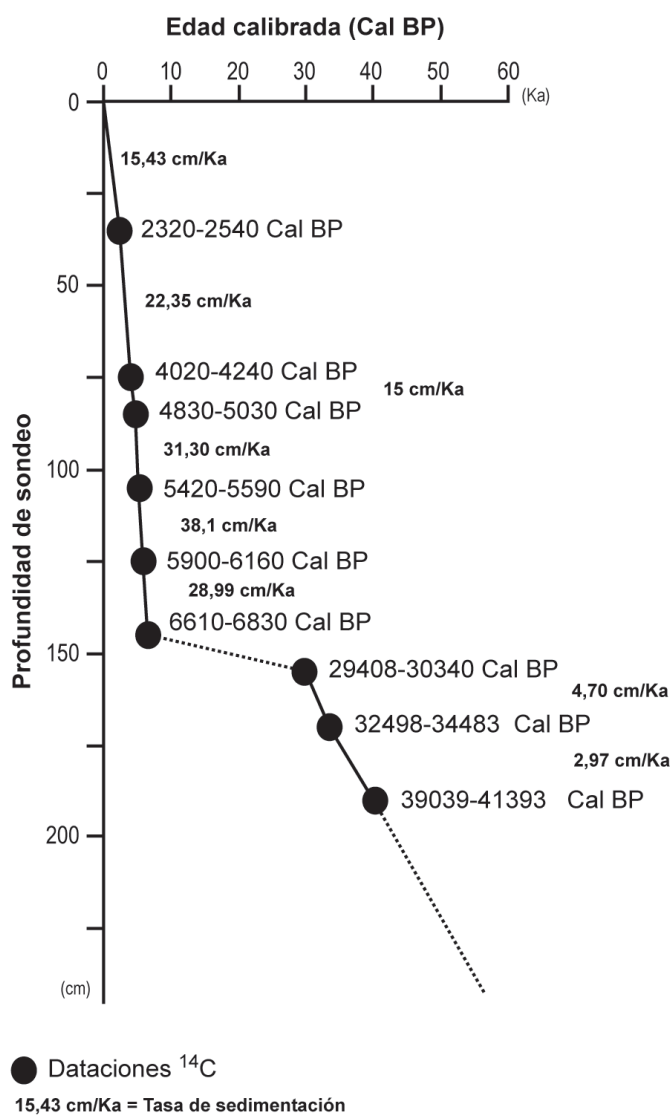


Fig. 4.2: Modelo de edad definido para el testigo KS05-05, de acuerdo a las dataciones absolutas realizadas. Se adjuntan las velocidades de sedimentación calculadas para cada tramo.

cal BP) a 172cm (33,5Ka cal BP), resultando de 2,97cm/Ka. Por tanto, este sondeo abarcaría desde unos 57Ka cal BP hasta la actualidad. Aunque hay que señalar que entre las muestras 155cm (29,9Ka cal BP) y 145cm (6,7Ka cal BP) se observa un importante hiato sedimentario.

Además, se aprecia una importante variación en la **velocidad de sedimentación** (Fig. 4.2) entre la base y la muestra 150cm, estimada en 3,3cm/Ka, y desde 145cm hasta techo del sondeo, con 21,6cm/Ka. Puesto que el intervalo de muestreo es de 5cm, en la parte inferior del sondeo la resolución estimada es de 1520 años para cada intervalo, mientras que en la parte superior es de 235 años.

La **señal isotópica** de este sondeo, se ha estudiado en una especie de foraminífero bentónico (*L. lobatula*) y dos especies de foraminíferos planctónicos (*O. universa* y *G. bulloides*). Se observa una clara diferenciación en los valores obtenidos en el intervalo comprendido entre la base del sondeo y el nivel 150cm (*unidades A y B*) y el intervalo de 145cm al techo del testigo (*unidades C y D*) (Fig. 4.3; Tabla 4.1). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de

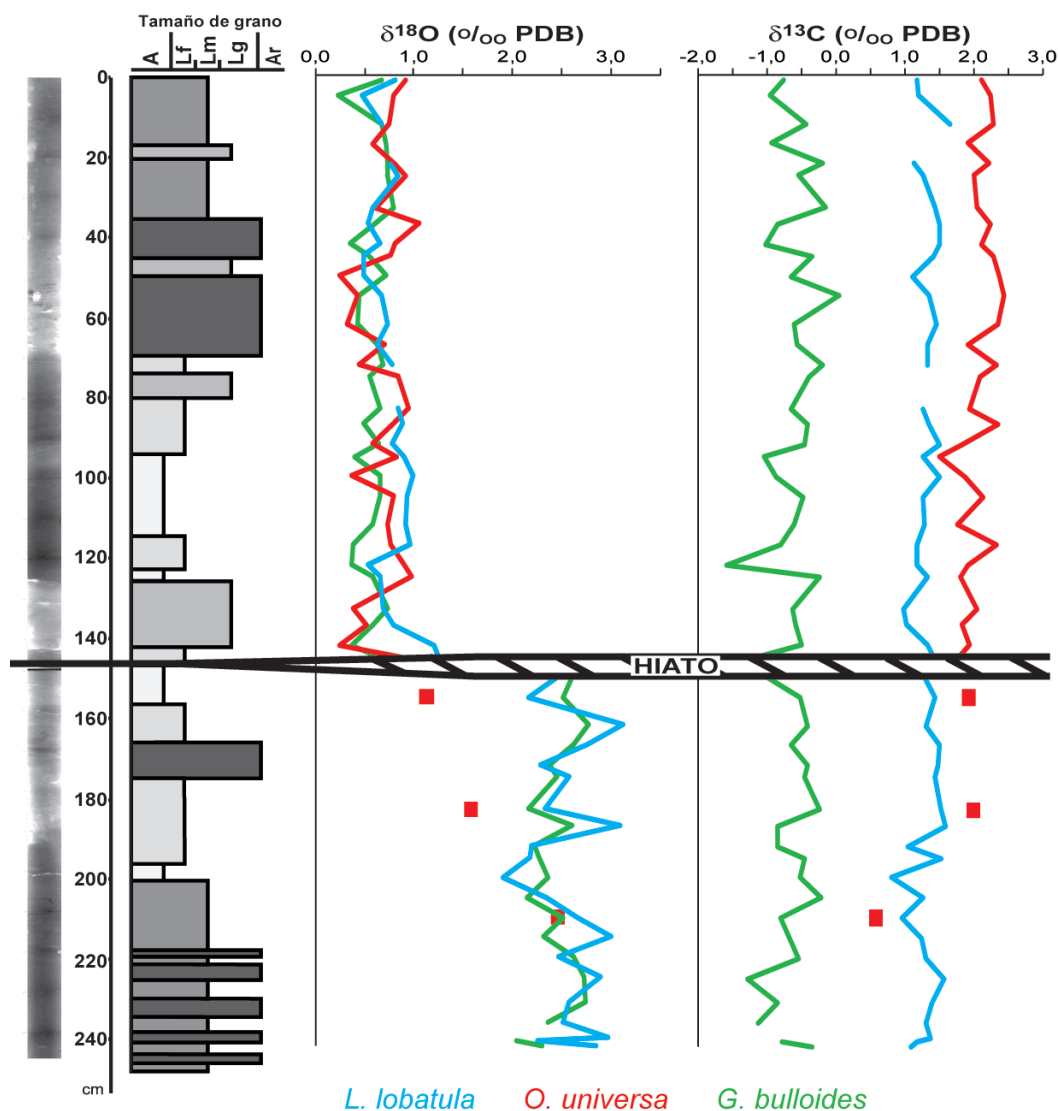


Fig. 4.3: Variación de las relaciones isotópicas a lo largo del sondeo KS05-05. Se marca el hiato sedimentario detectado. Ver pie de Fig. 4.1 para leyenda sedimentaria.

KS05-05		$\delta^{18}\text{O}$			$\delta^{13}\text{C}$		
(cm de sondeo)	<i>L. lobatula</i>	<i>O. universona</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>L. lobatula</i>	<i>O. universona</i>	<i>G. bulloides</i>	
Unidades C+D	1	0,81	0,91	0,67	1,17	2,11	-0,75
	5	<b>0,48</b>	0,80	<b>0,22</b>	1,21	2,25	-0,95
	12	0,68	0,75	0,67	<b>1,66</b>	2,29	-0,43
	17		0,59	0,72		1,92	-0,93
	22	0,77	0,81	0,73	1,14	2,21	-0,19
	25	0,84	0,92	0,73	1,27	2,00	-0,54
	33	0,59	0,61	<b>0,79</b>	1,44	2,04	-0,14
	37	0,53	<b>1,05</b>	0,61	1,51	2,24	-0,84
	42	0,65	0,81	0,35	1,51	2,11	-1,03
	45	0,49	0,77	0,53	1,41	2,29	-0,35
	50	0,50	<b>0,24</b>	0,72	1,12	2,37	-0,64
	55	0,67	0,44	0,44	1,36	<b>2,44</b>	<b>0,05</b>
	62	0,74	0,33	0,43	1,46	2,36	-0,60
	67	0,63	0,71	0,63	1,34	1,91	-0,56
	72	0,77	0,44	0,69	1,34	2,34	-0,20
	75		0,84	0,54		2,09	-0,40
	83	0,84	0,95	0,66	1,27	1,93	-0,64
	87	0,89	0,80	0,49	1,36	2,36	-0,41
	92	0,78	0,57	0,65	1,51	1,84	-0,45
	95	0,91	0,82	0,40	1,27	<b>1,51</b>	-1,03
100	1,00	0,37	0,65	1,51	1,87	-0,86	
105	0,94	0,79	0,66	1,27	2,14	-0,47	
112	0,92	0,73	0,57	1,29	1,78	-0,61	
117	0,97	0,77	0,39	1,18	2,33	-0,80	
122	0,54	0,90	0,37	1,17	1,92	<b>-1,59</b>	
125	0,66	0,98	0,58	1,32	1,82	-0,23	
133	0,68	0,38	0,73	<b>0,99</b>	2,05	-0,63	
137	0,79	0,52	0,58	1,02	1,83	-0,59	
142	1,21	<b>0,24</b>	0,37	1,32	1,95	-0,49	
145	<b>1,26</b>	0,88	0,64	1,43	1,78	-1,13	
Unidades A+B	150	2,45		2,60	1,28		-1,00
	155	2,17	<b>1,13</b>	2,51	1,44	1,93	-0,52
	162	<b>3,13</b>		<b>2,77</b>	1,31		-0,40
	167	2,76		2,62	1,51		-0,66
	172	2,28		2,37	1,48		-0,40
	175	2,58		2,46	1,43		-0,45
	183	2,34	1,58	2,16	1,52	<b>2,00</b>	-0,24
	187	3,09		2,61	<b>1,58</b>		-0,83
	192	2,19		2,23	1,04		-0,84
	195	2,18		2,27	1,52		-0,45
	200	<b>1,90</b>		2,36	<b>0,82</b>		-0,51
	205	2,36		2,14	1,26		<b>-0,22</b>
	210	2,67	<b>2,46</b>	2,51	0,96	<b>0,59</b>	-0,80
	215	3,01		2,32	1,25		-0,68
	220	2,46		2,62	1,30		-0,53
	225	2,90		2,74	1,56		<b>-1,29</b>
	231	2,58		2,75	1,40		-0,85
	236	2,52		2,36	1,32		-1,13
240	2,97			1,38			
241	2,26		<b>2,04</b>	1,18		-0,78	
242	2,85		2,30	1,10		-0,34	

Tabla 4.1: Relaciones isotópicas obtenidas en el sondeo KS05-05. Se señalan los valores más altos (sombreado gris oscuro) y más bajos (sombreado gris claro) de cada uno de los intervalos considerados.

*L. lobatula* obtenidos en la parte inferior del sondeo, presentan una media de 2,55‰ (PDB), descendiendo a un promedio de 0,77‰ (PDB) en la mitad superior. Los valores medios de  $\delta^{13}\text{C}$  se mantienen en 1,32‰ (PDB) a lo largo de todo el testigo, a pesar de mostrar numerosas oscilaciones.

Entre la base del sondeo (242cm) y el nivel 150cm, únicamente se ha podido medir la señal isotópica de *O. universa* en tres muestras, debido a la falta de caparazones bien conservados de esta especie en estos niveles (Tabla 4.1). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en estas muestras tienen una media de 1,72‰ (PDB), mientras que en las unidades C y D (desde 145cm hasta el techo del testigo), presenta un valor promedio de 0,69‰ (PDB). Por su parte,  $\delta^{13}\text{C}$  adquiere un valor intermedio de 1,5‰ (PDB) en las unidades A y B, ascendiendo hasta 2,07‰ (PDB) de media en C y D.

Finalmente, la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* entre la base y 150cm, presenta una media de 2,44‰ (PDB), disminuyendo hasta 0,57‰ (PDB) desde 145cm hasta el techo. En cuanto a  $\delta^{13}\text{C}$ , alcanza valores promedio negativos en ambos tramos, con -0,65‰ (PDB) en la parte inferior y -0,61‰ (PDB) en la mitad superior.

#### 4.1.2 Distribución estratigráfica de la microfauna

Se han analizado 51 muestras, para poder caracterizar la variación de las asociaciones de foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, y ostrácodos en el intervalo temporal abarcado por este sondeo KS05-05. En concreto, se han extraído 15932 caparazones de foraminíferos bentónicos, pertenecientes a 125 especies (12 mayoritarias y 8 secundarias) (Tabla 4.2); 15438 valvas de ostrácodos, identificándose 94 especies (9 mayoritarias y 9 secundarias) (Tabla 4.3); y 16046 individuos de foraminíferos planctónicos, correspondientes a 18 especies y morfotipos (8 mayoritarias y 1 secundaria) (Tabla 4.4).

Los **índices de riqueza** (Fig. 4.4) calculados para la microfauna bentónica ( $n_F$  y  $n_O$ ; ver apartado 2.3.3 de "Capítulo 2: Material y Métodos"), presentan la misma tendencia, tanto en foraminíferos como en ostrácodos, a lo largo del sondeo, encontrándose los valores promedio más bajos en el tramo comprendido entre la base y la muestra 150cm (*unidades A y B*), con un aumento de dichos valores entre 145cm y el techo del testigo (*unidades C y D*). Ambos índices, muestran numerosas oscilaciones a lo largo del sondeo, principalmente en la mitad superior del mismo.

En cuanto a los **índices de diversidad** (Fig. 4.5; Tabla 4.5), los datos obtenidos a partir del análisis de foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, presentan la misma tendencia que la observada en el índice de riqueza, con unos valores medios más bajos en la mitad inferior del sondeo (base a 150cm), que en la parte superior (145cm a techo), donde los promedios son mucho más elevados. Sin embargo, en la diversidad determinada a partir del análisis de los ostrácodos, se obtienen valores medios muy similares en las distintas unidades sedimentarias. En detalle, en el caso de los foraminíferos bentónicos, el número de especies por muestra, el índice de Shannon y el índice  $\alpha$  de Fisher, presentan una variación covariante de sus valores, siendo anticovariante en el caso de la dominancia. Las tendencias más marcadas se definen en el índice Shannon (ver Fig. 4.5), puesto que el valor promedio en el tramo inferior (base a 150cm) es de 2,5, pasando a 3 en la parte superior del sondeo (150cm a techo), con el valor mínimo en 150cm (2,1) (ver Tabla 4.5).

En los foraminíferos planctónicos, los índices de diversidad presentan el mismo comportamiento que en los bentónicos, puesto que el número de especies y los índices de Shannon y  $\alpha$  de Fisher varían de manera covariante, siendo anticovariante la dominancia.

KS05-05 (cm de sondeo)												n° total de ejemplares por muestra	
	<i>Cibicides refulgens</i>	<i>Cassidulina laevigata</i>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Melonis barleeanum</i>	<i>Bulimina gibba</i>	<i>Hyalinea baiffica</i>	<i>Brizalina spathulata</i>	<i>Gavelinopsis translucens</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>	<i>Valvulineria bradyi</i>	<i>Rosalina globularis</i>		<i>Bolivina pseudoplicata</i>
1-2		10	4	9	<1	10	5	2	9	10		3	299
5-6	8	3	16	1	2	3	12	13	<1	<1	7	9	309
12-13	2	5	5	3	3	11	15	4	6	5	2	7	332
17-18	6	4	11		<1	3	10	11	<1	<1	10	10	332
22-23	4	5	12	1	2	4	5	15	2	<1	9	14	305
25-26	1	8	4	7	<1	13	11	4	7	4	<1	10	343
33-34	6	3	13		1	3	12	10	<1	1	10	13	321
37-38	4	9	7	4	1	13	8	5	6	<1	2	7	332
42-43	6	5	17	1	<1	3	11	8		<1	6	12	330
45-46	7	4	17	<1	<1	2	12	10	<1	<1	13	9	318
50-51	<1	14	1	5		13	9	3	15		<1	5	301
55-56	6	7	14	<1	<1	1	9	15	<1		13	5	336
62-63	3	6	9	3	<1	10	4	2	8	<1	2	10	318
67-68	10	6	10	<1	1	5	10	9	<1	<1	16	10	304
72-73	5	5	14	<1	<1	3	14	8	2	<1	8	13	330
75-76	<1	7	2	5	<1	8	6	3	12	<1	<1	9	337
83-84	4	7	12	<1	<1	5	11	8	3	<1	14	9	304
87-88	4	10	7	2	2	8	11	4	5	1	4	10	326
92-93	7	6	14		2	3	14	11	<1	2	10	11	321
95-96	5	5	13	<1	<1	3	17	12	<1	2	12	8	324
100-101	1	16	5	5	<1	15	10	5	2		3	5	297
105-106	7	6	16	<1	2	4	11	6	<1	<1	11	8	325
112-113	5	8	8	<1	2	8	7	7	2	2	6	11	329
117-118	8	6	14	<1	<1	2	11	6	1	<1	11	7	332
122-123	7	7	10	<1	2	4	8	<1	2	2	6	12	306
125-126	4	8	4	2	1	12	7	7	4	<1	3	8	355
133-134	8	4	15	3	<1	5	14	10	1	<1	8	9	347
137-138	5	8	12	4	2	9	7	8	3	<1	4	6	307
142-143	8	6	13	<1	1	3	12	13	<1		14	4	344
145-146	4	7	16	1	1	4	11	6	<1	<1	8	9	361
150-151	<1	14	<1	15	20	32	<1		1		<1		304
155-156	7	39	15	1	6	5	3	1	<1	<1			345
162-163	6	37	22	4	2		3	2	<1	<1	<1		313
167-168	6	25	31	3	<1		3	1	<1	<1	<1	<1	342
172-173	10	29	22	4	<1	<1	2	4		<1	2		325
175-176	4	30	14	10	4	1	3	1	2	2	<1	<1	326
183-184	9	28	23	2	1	<1	7	5		3	<1	<1	351
187-188	10	26	20	3	2	2	6	3	<1	3	1	1	303
192-193	7	25	23	3	<1	1	6	5	<1	<1	2		324
195-196	8	31	18	3	<1	<1	6	6		<1	1	<1	352
200-201	7	22	14	5	1	3	3	6	2	1	<1	<1	310
205-206	8	26	22	3	2	<1	7	3			<1	<1	330
210-211	9	32	12	1	<1	2	9	3	1	<1	<1	2	315
215-216	10	38	19	2	1	<1	2	3	<1	<1	<1	1	328
220-221	7	32	4	9	1	3	3	2	2	<1	<1	<1	341
225-226	9	32	23	3	<1	3	6	4		<1	<1	<1	333
231-232	9	35	14	4	<1	<1	6	1	1		<1		322
236-237	9	38	15	4	2	<1	3	2	<1		<1	<1	331
241-242	9	30	3	15	2	5	4	<1	<1	<1			312
total (ind./sp.)	942	2521	2059	512	269	814	1266	906	353	173	749	880	

Tabla 4.2: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS05-05. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.



KS05-05 (cm de sondeo)										n° total de valvas por muestra	
	<i>Celitia quadridentata</i>	<i>Achantocythereis dunelmensis</i>	<i>Cytherella lata</i>	<i>Kritho spp.</i>	<i>Pterygocythereis jonesii</i>	<i>Costa edwardsii</i>	<i>Cytheropteron punctatum</i>	<i>Palinoconcha guttata</i>	<i>Paracypris polita</i>		fragmentos
1-2			2	7	5	24	2	9	7	17	121
5-6			<1	6	3	32	5	13	6	9	173
12-13			<1	2	5	31	<1	18		18	115
17-18				4	3	21	3	11	6	17	240
22-23				5	9	21	2	19	4	12	278
25-26			1	4	6	44		20	1	10	70
33-34				7	4	27	1	14	7	14	250
37-38				4	7	34	1	19	1	10	134
42-43			<1	13	2	24	4	13	6	12	215
45-46				9	5	21	5	13	4	6	294
50-51				5	4	24	10	11	4	4	320
55-56			<1	10	7	15	10	9	6	4	349
62-63				8	8	20	2	12	2	15	101
67-68				13	4	12	10	7	10	9	342
72-73				13	3	18	7	15	5	7	215
75-76			<1	6	6	32	4	19		17	139
83-84				16	2	19	8	14	7	2	288
87-88				9	6	18	11	11	12	4	139
92-93				11	2	21	15	11	8	5	193
95-96				8	1	13	20	8	8	3	352
100-101				7	1	21	10	9	5	6	237
105-106				11	3	16	16	8	7	1	431
112-113				12	4	29	8	13	6	<1	202
117-118				8	2	19	11	9	4	7	362
122-123				6	2	20	13	10	7	4	489
125-126			<1	1	1	25	2	17	2	29	144
133-134				4	3	25	10	13	7	1	335
137-138				3	4	24	12	12	3	9	327
142-143				3	2	26	15	10	5	3	348
145-146				1	3	20	15	9	5	9	393
150-151		13	12	12	3		2	2		14	124
155-156	<1	20	10	27	5		3	2	<1	9	278
162-163	2	22	13	8	8	2		3		19	125
167-168	3	3	14	11	6	<1	<1	5		35	355
172-173	1	1	15	24	4	<1	1	4	<1	8	619
175-176	7	<1	13	5	8	<1	<1	5		40	438
183-184	5	<1	11	25	7	1	2	4	<1	11	878
187-188	14		18	24	8	2	<1	4	<1	3	272
192-193	5		14	18	9	1	<1	4		23	367
195-196	8	<1	10	22	8	1	3	6	<1	8	897
200-201	15	<1	19	21	12	1	2	4		3	561
205-206	8		15	13	10	3	1	3	<1	31	275
210-211	5	<1	17	12	11	7	1	6		14	577
215-216	16	1	14	13	3	4	2	3		10	193
220-221	2	<1	6	10	7	4		5		35	141
225-226	9	<1	13	15	4	2	3	4		22	287
231-232	13	1	7	14	7	2	3	2		14	183
236-237	4	<1	10	9	6	3	<1	2		36	223
240-241	8	<1	12	12	6	2	<1	4		25	248
241-242	19	1	11	9	9	4	<1	5		14	161
242-243	7	1	5	9	9	2	2	3	<1	34	640
total (ind./sp.)	545	150	997	1868	879	1798	846	1204	440	1960	

Tabla 4.3: Distribución de las especies mayoritarias de ostrácodos en el sondeo KS05-05. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

KS05-05 (cm de sondeo)	Neogloboquadrina pachyderma sin. cerrada							n° total de ejemplares por muestra	
	Neogloboquadrina pachyderma sin. abierta	Turborotalia quinquebata	Neogloboquadrina pachyderma sin. abierta	Globigerina bulloides	Neogloboquadrina pachyderma dex.	Globigerinoides ruber var. alba	Globorotalia inflata		Orbulina universa
1-2	<1		<1	31	38	6	18	3	312
5-6		4	<1	19	39	14	13	5	310
12-13		3	<1	22	44	12	14	<1	314
17-18	<1	4	2	20	38	17	11	4	314
22-23		<1	<1	13	13	28	25	14	329
25-26		<1	<1	19	24	31	16	6	305
33-34		5	<1	16	35	23	10	1	322
37-38	<1	5	<1	21	46	12	5	3	327
42-43		2	1	18	49	17	3	5	317
45-46		4	<1	17	42	13	4	9	316
50-55		1	<1	17	44	18	2	10	312
55-56		1	2	14	47	14	2	13	316
62-63		<1	<1	17	51	11	2	10	326
67-68		2	1	15	56	9	3	10	313
72-73		1	2	14	57	11	<1	11	329
75-76		2	<1	11	59	15	2	5	316
83-84		4	<1	11	52	19	4	6	327
87-88		3	<1	17	51	17	5	5	327
92-93		3	<1	8	51	20	5	6	303
95-96		5	2	8	40	23	5	10	324
100-101		<1	2	11	48	20	8	6	322
105-106	<1	3	1	9	49	16	9	4	302
112-113		2	1	8	33	25	8	15	320
117-118	<1	5	<1	9	42	21	8	7	345
122-123	<1	4	2	9	45	21	6	5	321
125-126	<1	4	1	9	50	16	6	4	323
133-134	<1	4	2	12	41	19	6	6	324
137-138	1	6	3	10	43	16	3	7	318
142-143	<1	1	2	12	40	18	6	11	311
145-146	<1	4	3	12	44	18	7	4	308
150-151	27	2	3	48	11	1	3	<1	321
155-156	39	9	7	28	12	2	2		319
162-163	80	4	3	5	5		<1		316
167-168	69	7	4	8	6	<1	<1		313
172-173	48	14	4	12	13	<1	1		359
175-176	45	9	7	19	12	<1	2	<1	330
183-184	40	14	8	16	14	1	1		325
187-188	31	19	7	19	16	<1	3		311
192-193	51	11	4	9	18	<1	1		310
195-196	29	7	12	16	25	2	4	<1	314
200-201	34	17	7	18	16	<1	2	<1	327
205-206	33	8	8	21	18	2	2	<1	326
210-211	29	7	9	23	17	9	3	<1	326
215-216	75	6	4	8	3	<1	<1	<1	323
220-221	81	10	3	3	2				338
225-226	75	7	2	8	5	<1	2		333
231-232	81	6	2	7	3				333
236-237	87	6	<1	3	1		<1	<1	313
240-241	69	3	6	13	5	<1	<1		351
242-243	76	4	12	2	3	<1	<1		305
total (ind./sp.)	3587	831	488	2285	4839	1787	780	676	

Tabla 4.4: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos planctónicos en el sondeo KS05-05. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

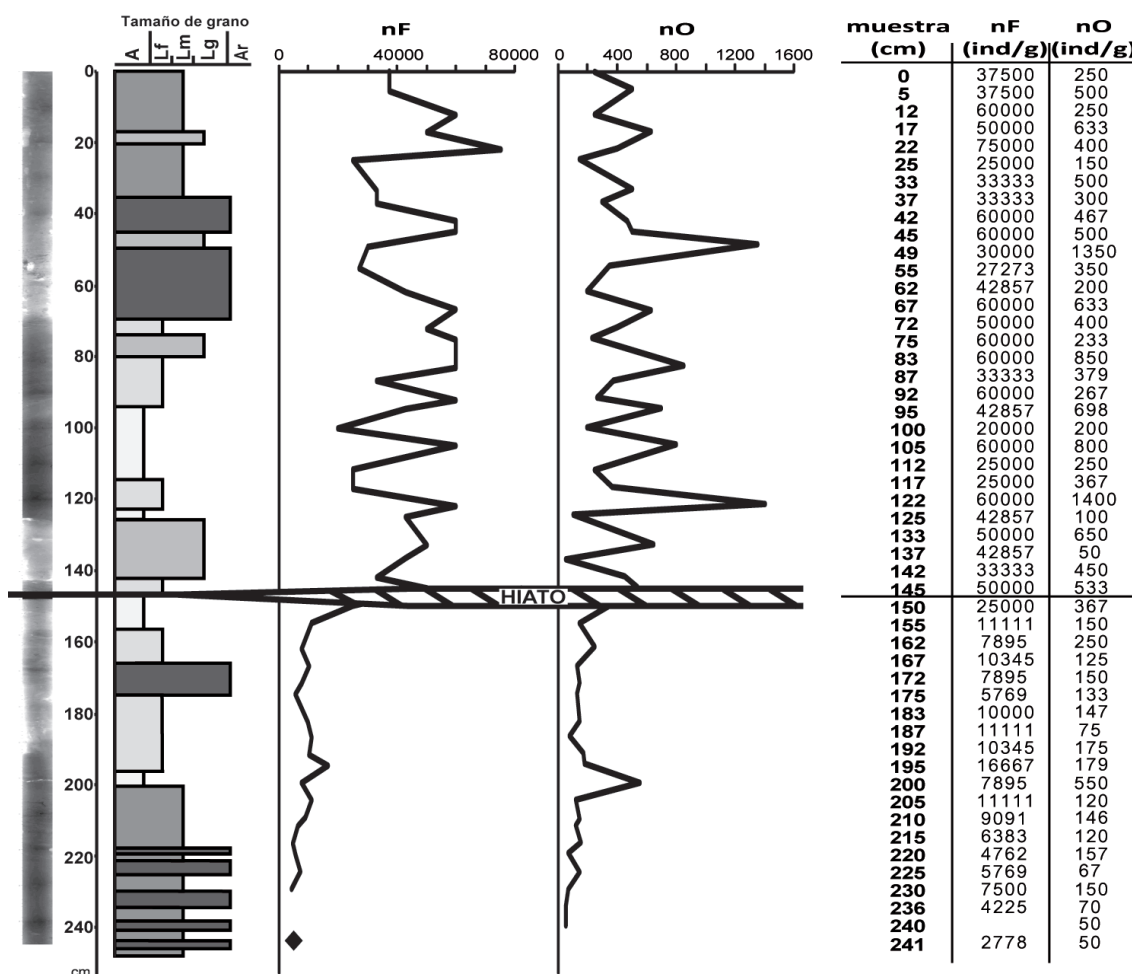


Fig. 4.4: Índices de riqueza, obtenidos para foraminíferos bentónicos (nF) y ostrácodos (nO), en el sondeo KS05-05.

Sin embargo, las tendencias definidas son ligeramente diferentes, ya que, aludiendo de nuevo al índice de Shannon, entre la base y la muestra 215cm se encuentran los valores mínimos, seguidos por un importante incremento en el nivel 210cm (ver Fig. 4.5), a partir del cual se produce cierta estabilización de los valores hasta 172cm, con una disminución en 192cm. De 172cm a 162cm, se produce un importante descenso en este índice, con un nuevo incremento en 155cm y un leve descenso en 150cm. Desde este nivel y hasta el techo del sondeo KS05-05, se observan numerosas oscilaciones en el valor del índice de Shannon (Fig. 4.5; Tabla 4.5).

Finalmente, los ostrácodos también presentan una covarianza en la variación del número de especies y los índices de Shannon y  $\alpha$  de Fisher y anticovariante en la dominancia, pero con algunas excepciones en ciertos niveles, a lo largo del sondeo. Todos ellos presentan una tendencia muy oscilante, con un promedio ligeramente superior desde la base hasta 150cm (con una media del índice de Shannon de 2,6), que entre esta muestra y el techo del testigo (donde Shannon presenta un promedio de 2,5).

En el **análisis Cluster-R** efectuado con las especies de **foraminíferos bentónicos** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,7206), se identifican tres grandes grupos (Fig. 4.6). La asociación específica incluida en el grupo 1, es la más abundante

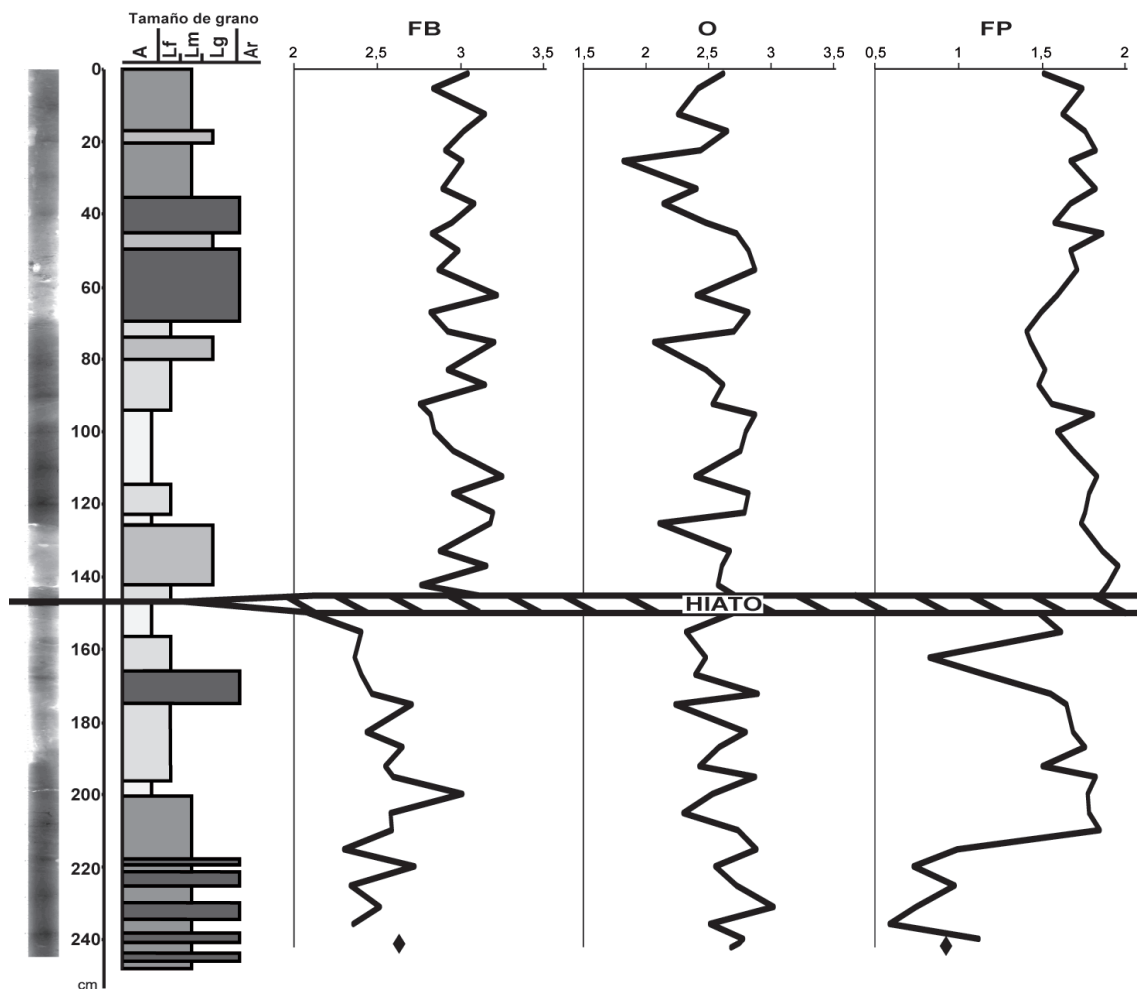


Fig. 4.5: Variación del índice de Shannon, calculado a partir de la microfauna bentónica y planctónica, a lo largo del sondeo KS05-05. FB = Foraminíferos bentónicos; O = Ostrácodos; FP = Foraminíferos planctónicos.

entre la base del testigo y la muestra 155cm, mientras que las especies que definen el grupo 3 son dominantes entre 145cm y el techo del sondeo (Fig. 4.7). Por su parte, el grupo 2 muestra una variación anticovariante con respecto a los dos grupos previos, siendo la asociación dominante únicamente en la muestra 150cm.

En el grupo 1 (Fig. 4.6), las especies más importantes son *C. laevigata* y *G. subglobosa* (Fig. 4.8; Tabla 4.2), típicas de aguas frías (Murray, 1991), presentes desde la plataforma externa hasta el medio batial (Murray, 1991), indicativas de medios bien oxigenados (Gupta, 1997; Stigter *et al.*, 1998) y cuyo porcentaje aumenta en zonas sometidas a corrientes de upwelling (Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993; Levy *et al.*, 1995). Ambas son las más abundantes desde la base del sondeo hasta el nivel 155cm, disminuyendo su porcentaje en las unidades sedimentarias C y D, quedando *G. subglobosa* como especie dominante en algunos niveles de esta parte superior del testigo.

Dentro del grupo 2 (Fig. 4.6) son dominantes *B. gibba*, indicativa de aguas templadas (Mathieu, 1986), y *H. balthica*, especie característica de aguas frías (Murray, 1991) y medios poco oxigenados (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). Estas especies son dominantes en la muestra 150cm (Fig. 4.8; Tabla 4.2). A partir del nivel 145cm y hasta el techo del sondeo, *B. gibba* queda como accesoria, siendo abundante, sin embargo, *H. balthica*, acompañada



por *U. peregrina*, en algunos niveles. Esta última especie también es indicativa de aguas frías (Murray, 1991) y soporta la carencia de oxígeno en el medio (Lohmann, 1978).

Finalmente, las principales especies de foraminíferos bentónicos que conforman la asociación incluida en el grupo 3, y que son más abundantes en el intervalo superior del sondeo (145cm a techo; Fig. 4.7), son: *B. spathulata*, *G. translucens*, *R. globularis* y *Bolivina pseudoplicata* (ver Figs. 4.6, 4.8 y Tabla 4.2). *B. spathulata* es una especie característica de aguas cálidas (Murray, 2006) y medios poco oxigenados (Alavi, 1988). Por su parte, *G. translucens*, especie profunda (Sen Gupta *et al.*, 1997; Eberwein y Mackensen, 2008) que soporta condiciones anaeróbicas (Sen Gupta *et al.*, 1997), es muy abundante en áreas sometidas a procesos de upwelling (Eberwein y Mackensen, 2008). *R. globularis* vive igualmente en aguas templadas y cálidas (Parker, 1958). *B. pseudoplicata*, por el contrario, habita en aguas frías (Anderson, 1963), estando además adaptada a bajas concentraciones de oxígeno en el sedimento (Buzas, 1968).

Las principales especies de **ostrácodos** definen dos grandes grupos en el **análisis Cluster-R** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,8211) (Fig. 4.9). Las especies comprendidas en el grupo 2, son las más abundantes desde la base del sondeo hasta el nivel 150cm, mientras que en el intervalo comprendido entre la muestra 145cm y el techo del testigo, la principal asociación está conformada por las especies que definen el grupo 1 (Fig. 4.10).

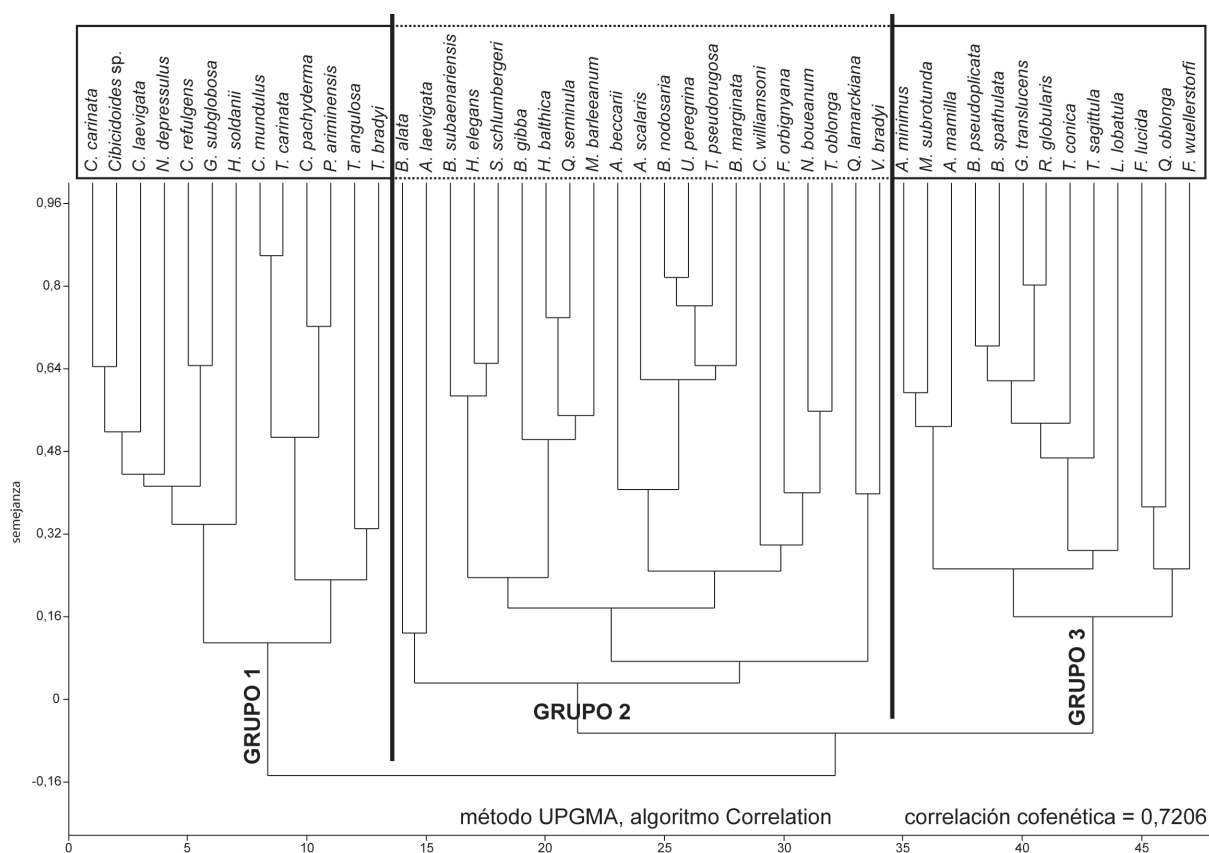


Fig. 4.6: Análisis cluster-R de las especies de foraminíferos bentónicos del sondeo KS05-05.

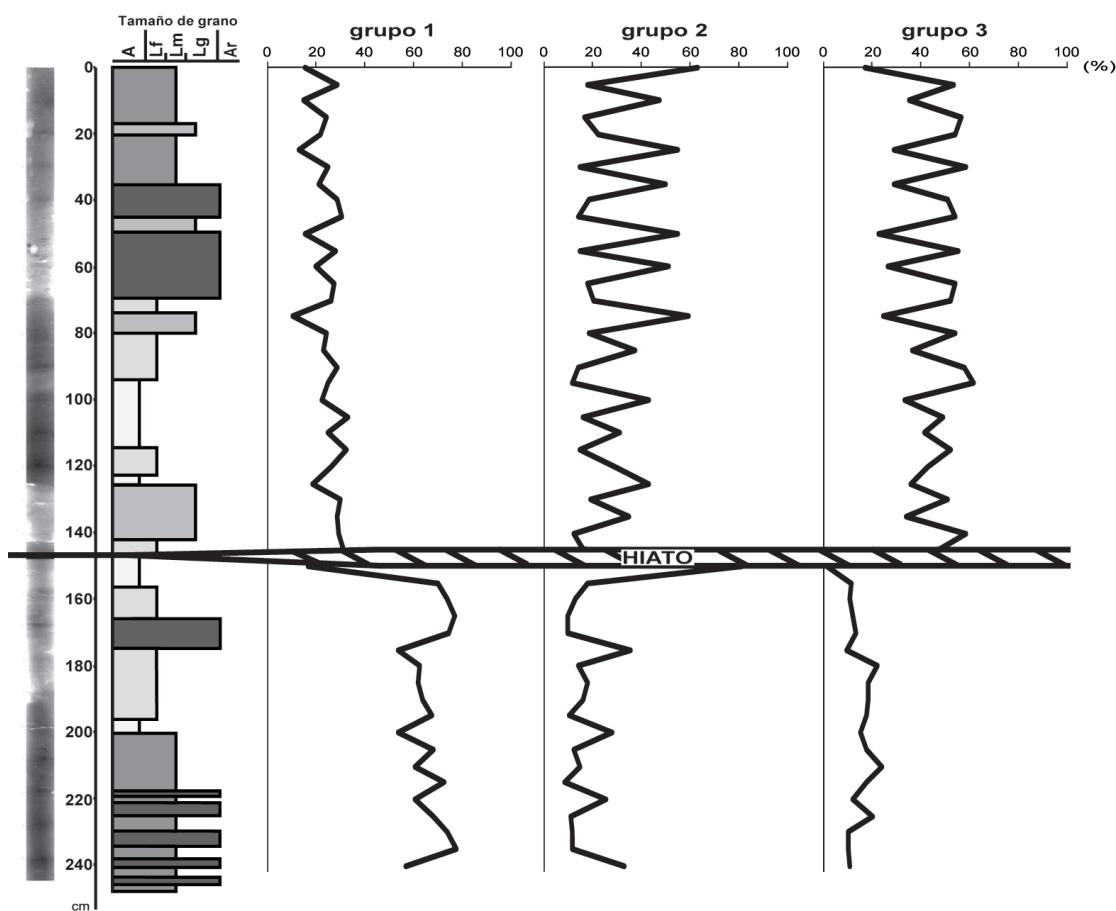


Fig. 4.7: Variación, en porcentaje, de los grupos específicos diferenciados en el análisis cluster-R de foraminíferos bentónicos, en el sondeo KS05-05.

Dentro de las especies mayoritarias incluidas en el grupo 2 (Fig. 4.9), *Acanthocythereis dunelmensis* es accesoria hasta el nivel 167cm (Fig. 4.11), a partir del cual presenta un aumento exponencial de su porcentaje, quedando como mayoritaria hasta la muestra 150cm, no apareciendo desde 145cm hasta el techo del testigo. Esta especie es típica de aguas frías (Ozawa, 2003), presentando una distribución circumpolar (Tabuki, 1986). Por el contrario, *C. quadridentata*, especie boreal del Océano Atlántico oriental y característica de plataforma media (Yassini, 1969), presenta su máxima abundancia entre la base y 175cm, desapareciendo de nuevo a partir de 150cm (Fig. 4.11). Finalmente, *C. lata*, y *Krithe* spp. son las únicas especies mayoritarias presentes a lo largo de toda la parte inferior del sondeo, mostrando una ligera tendencia al aumento del porcentaje desde la base hasta 150cm. Posteriormente, *Krithe* spp. aparecen como mayoritarias en algunas muestras del intervalo de 150cm a techo (Fig. 4.11). *C. lata* es una especie euritérmica de aguas frías que se encuentra, principalmente, a profundidad abisal (Yassini, 1969), mientras que *Krithe* spp. es un grupo indicativo de aguas profundas y frías y medios batiales y abisales (Coles *et al.*, 1994).

Aludiendo a las especies principales presentes en el grupo 1 (Fig. 4.9), *C. edwardsii*, *P. guttata* y *Cytheropteron punctatum* son minoritarias desde la base hasta los 150cm (Fig. 4.11). Desde 145cm, sin embargo, son mayoritarias, en especial *C. edwardsii*. *C. punctatum* muestra una tendencia anticovariante con *P. guttata*. *C. edwardsii* y *P. guttata* son especies típicas de la plataforma externa (Yassini, 1969; Bonaduce *et al.*, 1975). Por su parte,

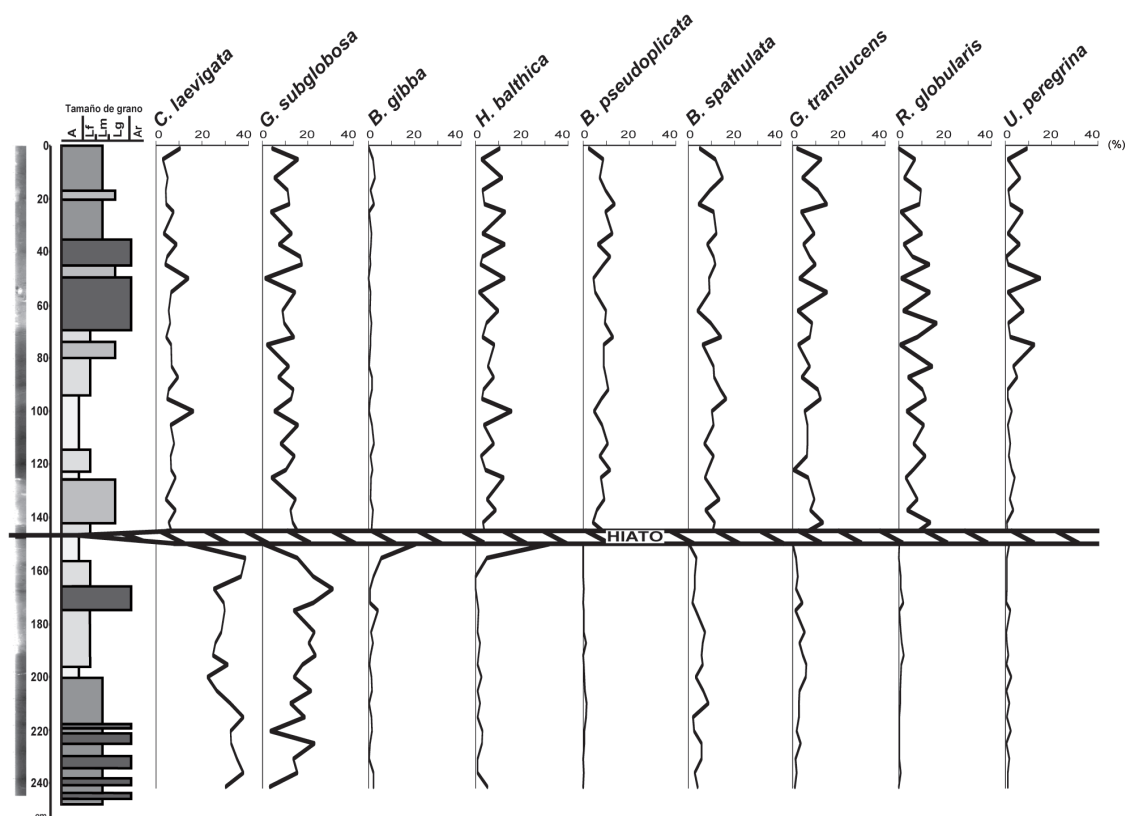


Fig. 4.8: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS05-05.

*C. punctatum* es una especie estenoterma (temperaturas superiores a 2°C) que habita desde la plataforma externa hasta medios abisales (Yassini, 1969).

En cuanto a los **foraminíferos planctónicos**, el **análisis Cluster-R** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,9142) permite distinguir dos grupos principales (Fig. 4.12). La asociación específica que compone el primero, es la más abundante entre la base del sondeo y el nivel 155cm, mientras que las especies incluidas en el grupo 2 son mayoritarias desde la muestra 150cm hasta el techo del testigo (Fig. 4.13). Destacar que, entre 210cm y 172cm, el porcentaje de las especies que conforman el grupo 1 disminuye, aumentando de manera importante los valores del grupo 2, llegando incluso a ser el grupo dominante en el nivel 210cm.

La principal especie que conforma el grupo 1 (Fig. 4.12) es *N. pachyderma* sin., característica de medio polar a subpolar y aguas frías (0-4°C. Pujol, 1980). Esta presenta un porcentaje muy elevado entre la base y 215cm (Fig. 4.14), disminuyendo su abundancia de manera importante en la muestra 210cm. Entre este nivel y 162cm, aumenta la abundancia de *N. pachyderma* sin. de manera exponencial, disminuyendo de nuevo hasta el nivel 150cm, a partir del cual se mantiene como accesoria hacia techo del sondeo.

Haciendo referencia a las especies más comunes del grupo 2 (Fig. 4.12), *G. bulloides* (con una tendencia anticovariante a la mostrada por *N. pachyderma* sin.) aumenta su porcentaje desde la muestra 162cm hasta el nivel 150cm, momento en el cual aparece como especie mayoritaria (Fig. 4.14). A continuación, disminuye su abundancia, permaneciendo con un porcentaje estable hasta el nivel 45cm, ascendiendo ligeramente desde esta muestra hacia



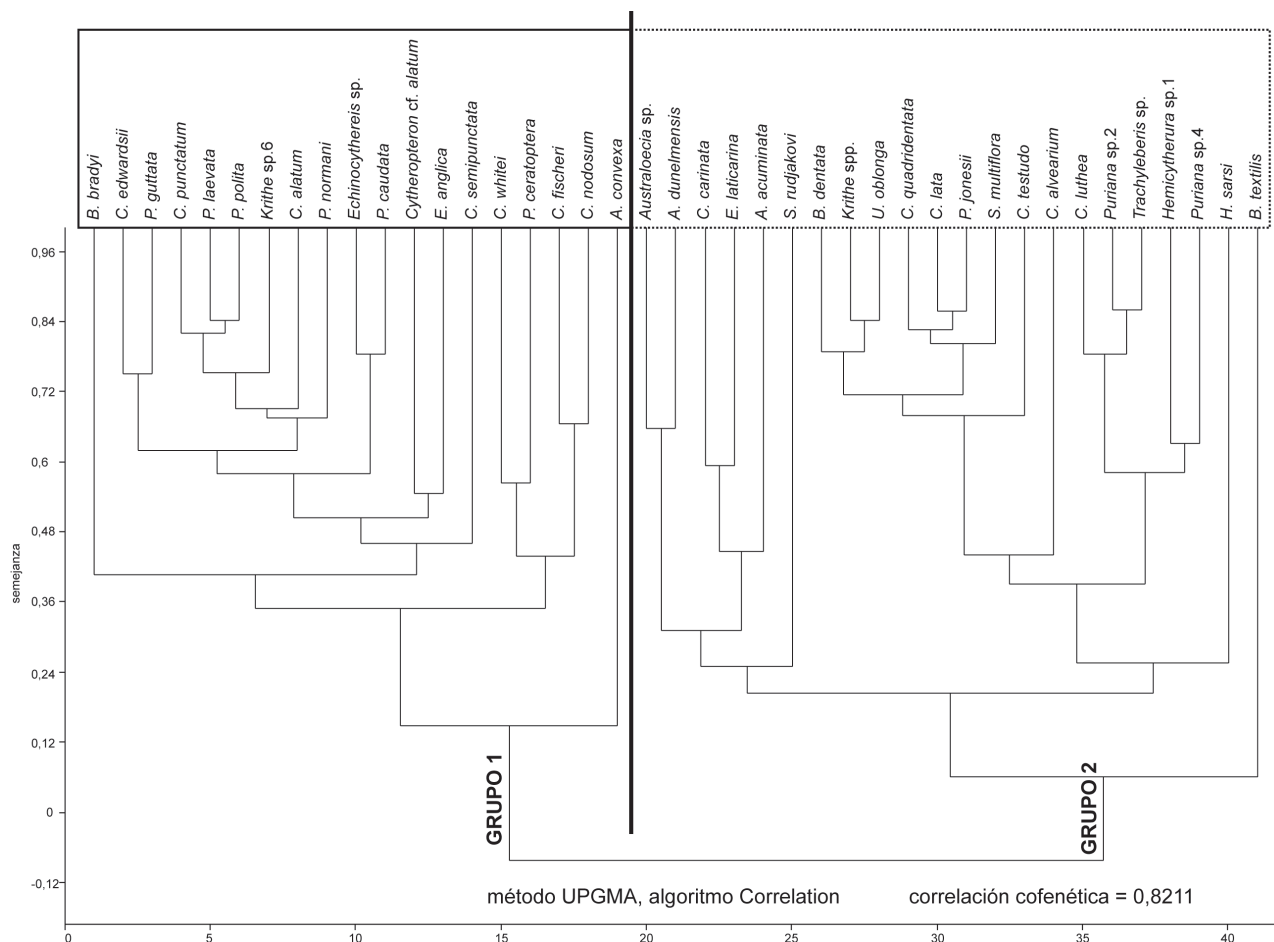


Fig. 4.9: Análisis cluster-R de las especies de ostrácodos del sondeo KS05-05.

techo. Por su parte, *N. pachyderma* dex. es la especie mayoritaria entre 145cm y la muestra más moderna, con un descenso importante entre el nivel 37cm y 22cm. (ver Fig. 4.14). Una tendencia anticovariante en esos niveles se observa en *G. ruber*, especie subtropical asociada a temperaturas elevadas (21 a 25°C; Pujol, 1980). *N. pachyderma* dex. es una especie subpolar a tropical, presente en aguas con temperaturas de 6 a 18°C (Pujol, 1980), mientras que *G. bulloides* habita en aguas frías y templadas, con un amplio rango de temperatura (con un óptimo entre 3 y 19°C; Pujol, 1980).

Al efectuar la estimación de la **paleobatimetría teórica** (Fig. 4.15), basada en el índice de oceanidad (ver apartado 2.3.3 de "Capítulo 2: Material y Métodos"), considerando tanto el modelo de Murray (1976), como las modificaciones posteriores realizadas por van der Zwaan *et al.* (1990) y van Hinsbergen *et al.* (2005), los valores promedio más altos de profundidad se obtienen en la parte inferior (base a 150cm), siendo la media más baja en la parte superior del sondeo (145cm a techo). En detalle, se aprecia un aumento de la batimetría estimada, con ciertas oscilaciones, desde la base hasta 215cm (Fig. 4.15), seguida por un descenso continuado de la profundidad hasta 150cm. Tras un importante descenso en 145cm, la tendencia decreciente se mantiene hasta 133cm, nivel a partir del cual se produce un ligero aumento, con numerosas oscilaciones, hacia techo del sondeo KS05-05.

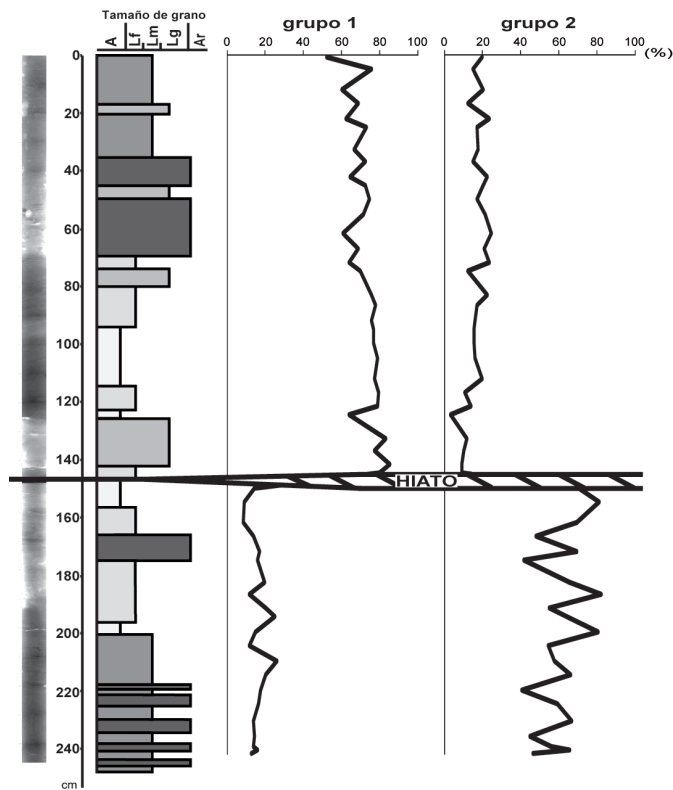


Fig. 4.10: Variación, en porcentaje, de los grupos específicos diferenciados en el análisis cluster-R de ostrácodos, en el sondeo KS05-05.

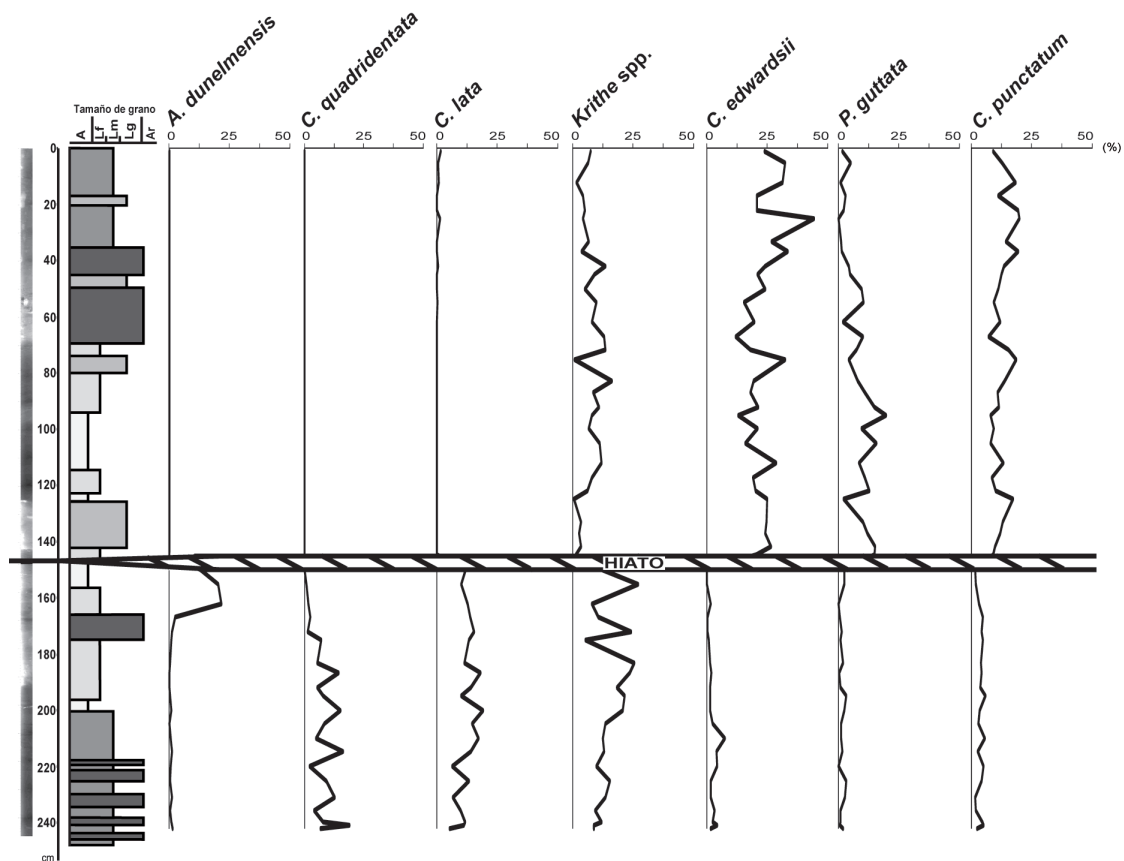


Fig. 4.11: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de ostrácodos en el sondeo KS05-05.

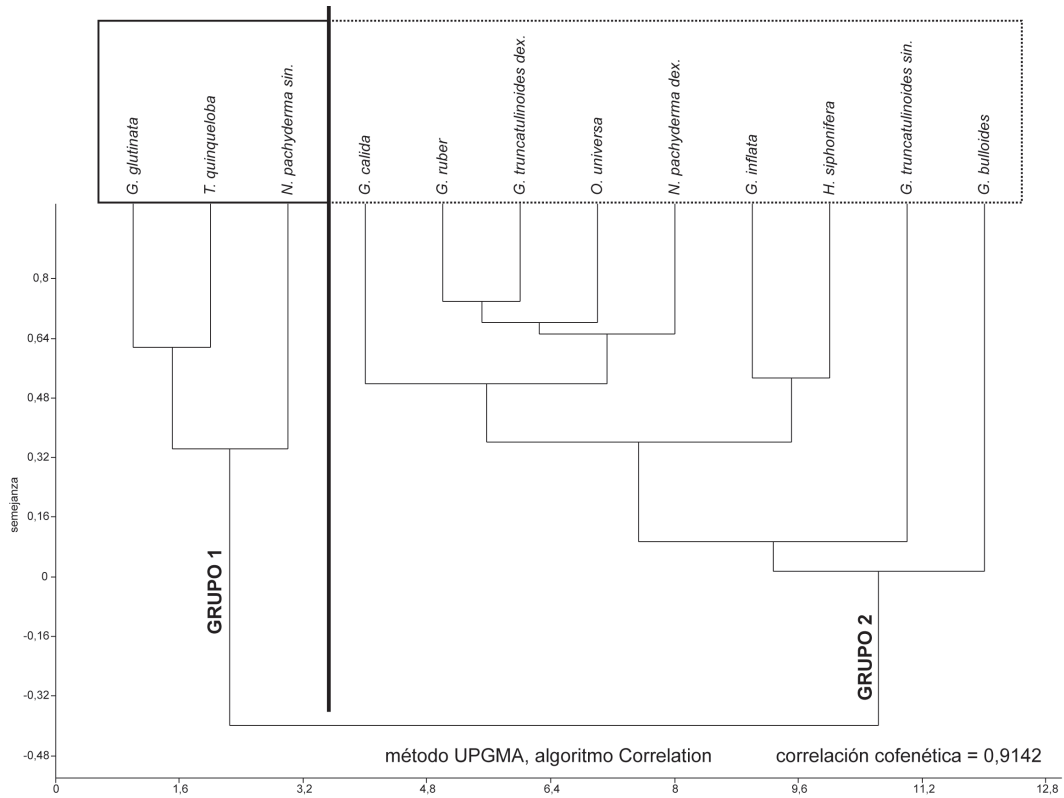


Fig. 4.12: Análisis cluster-R de las especies de foraminíferos planctónicos del sondeo KS05-05.

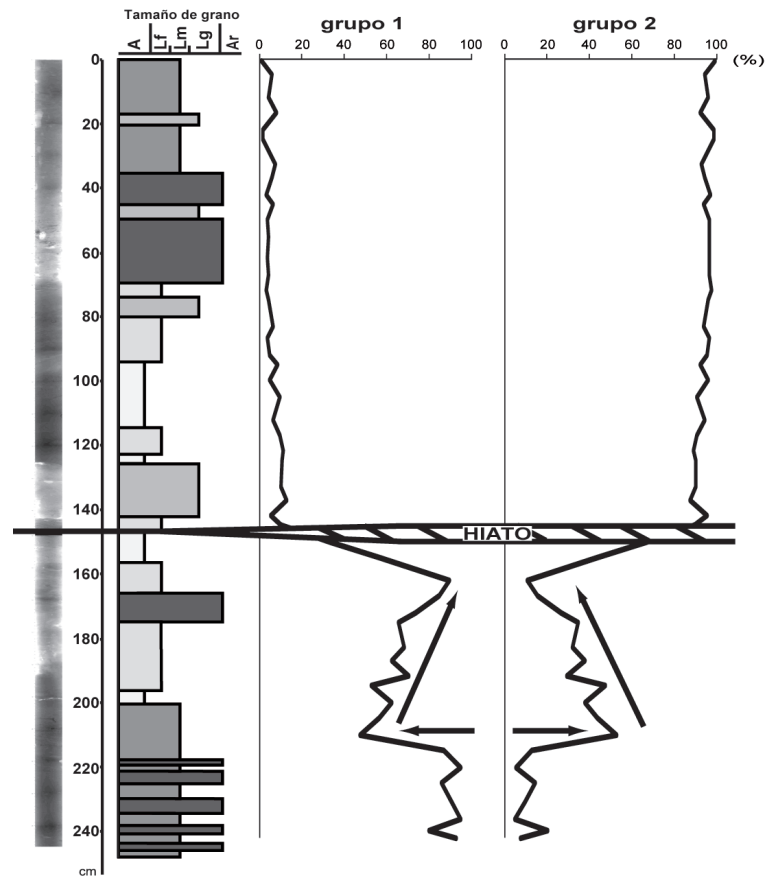


Fig. 4.13: Variación, en porcentaje, de los grupos específicos diferenciados en el análisis cluster-R de foraminíferos planctónicos, en el sondeo KS05-05.

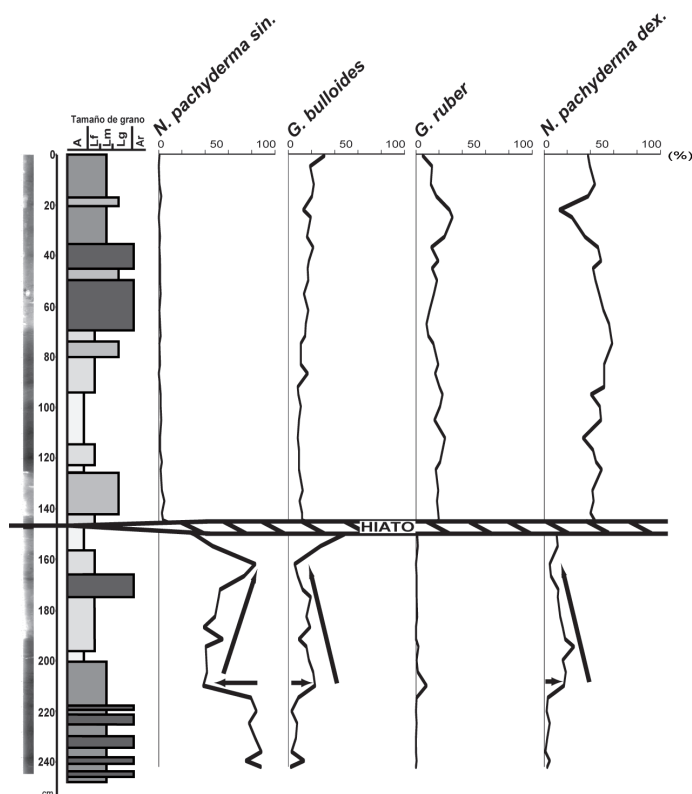


Fig. 4.14: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos planctónicos en el sondeo KS05-05.

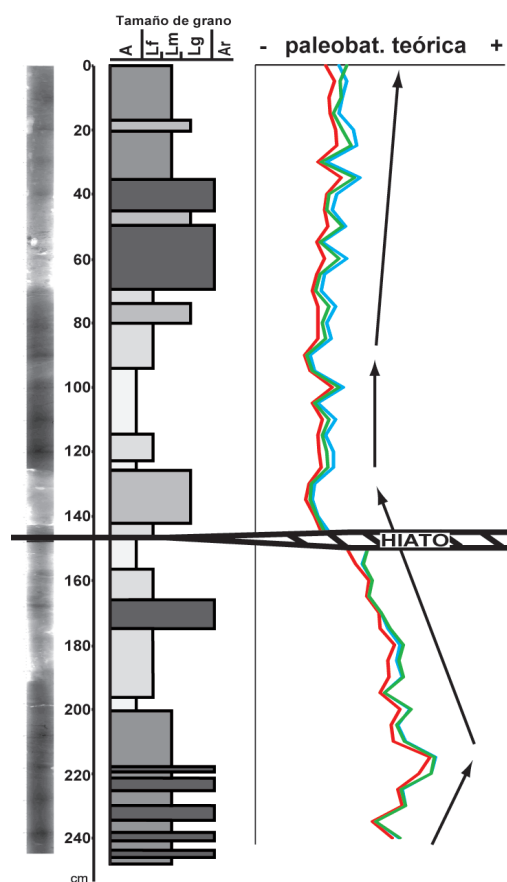


Fig. 4.15: Variación de la paleobatimetría estimada en el sondeo KS05-05. Las flechas señalan las diferentes tendencias observadas. Leyenda: Murray, 1976; van der Zwaan *et al.*, 1990; van Hinsbergen *et al.*, 2005.

## 4.2 Sondeo KS05-10

### 4.2.1 Descripción sedimentaria, modelo de edad y análisis isotópicos

El testigo KS05-10 ha sido extraído en la plataforma media (ver Fig. 2.2), a 114m de profundidad (coordenadas 43°22'765 N y 2°06'744 O), presentando una longitud de 2,5m.

Los **tipos de sedimento** que pueden identificarse en este sondeo son limo fino, limo medio, limo grueso y arena. Entre la base del testigo y la muestra 145cm se puede definir una primera *unidad A* (Fig. 4.16), compuesta por limo medio, con ciertos niveles de limo grueso, y a techo, entre 150cm y 145cm, se localiza un nivel arenoso (Fig. 4.16).

A continuación, desde 145cm hasta 90cm, se define una *unidad B* (Fig. 4.16), formada por limo fino, aunque entre las muestras 118cm y 110cm, se localiza una secuencia conformada por un nivel de limo grueso y otro de limo medio (ver Fig. 4.16). Finalmente, en los 90cm superiores del sondeo se registra un sedimento de limo medio bastante homogéneo (*unidad C*). Destacar que, el testigo, presenta dos niveles de limo grueso entre las muestras 40cm y 18cm (Fig. 4.16). En esta *unidad C*, el porcentaje promedio de carbonato es ligeramente superior al del resto del testigo (26% de media), con una tendencia ascendente hacia techo en el contenido en materia orgánica (de 1,7% a 3,9% de base a techo de la unidad), con numerosas oscilaciones.

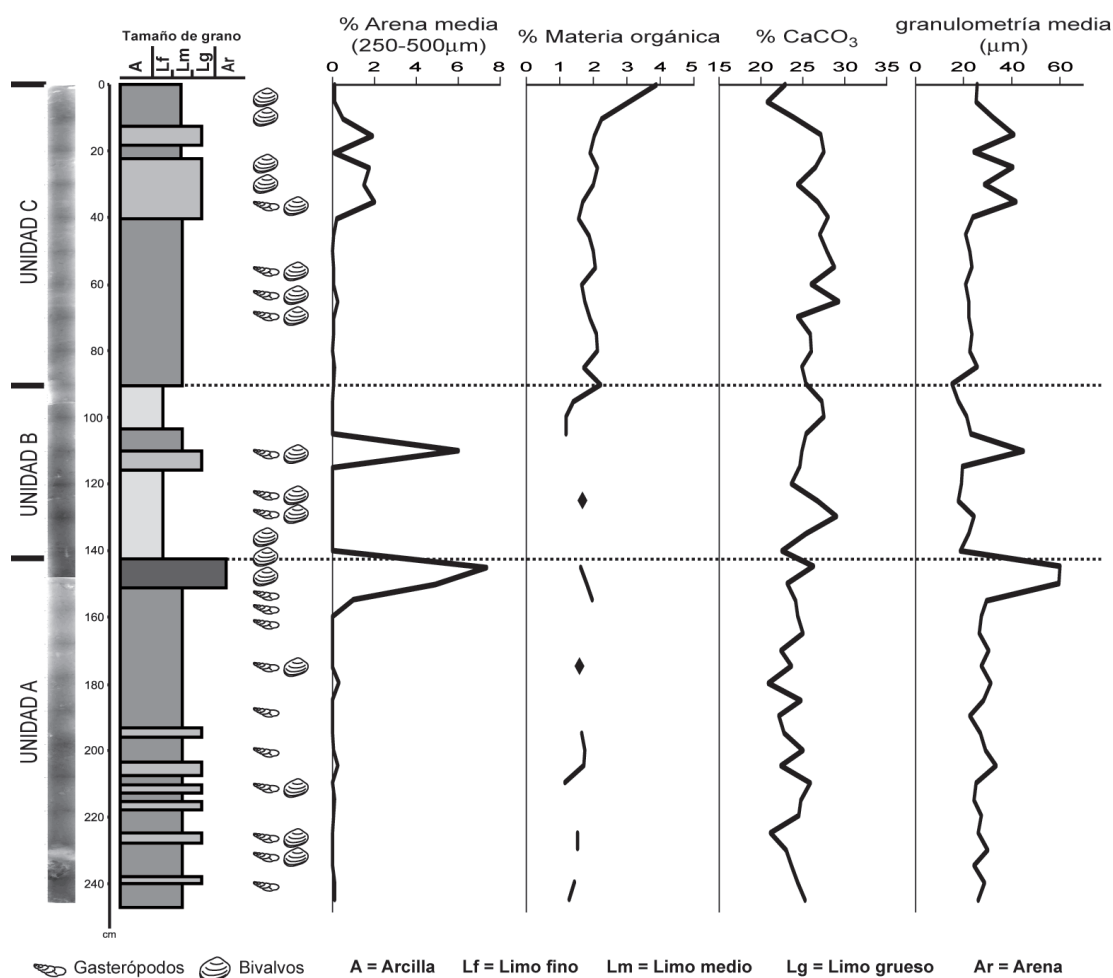


Fig. 4.16: Descripción sedimentaria del testigo KS05-10, mostrando las unidades definidas en función de los parámetros considerados.

Para establecer el **modelo de edad** de este testigo KS05-10, se han empleado 10 dataciones de radiocarbono (ver Tabla 2.7 en anexos). La base del sondeo (250cm) está datado en 9,8Ka cal BP, lo que implica que el testigo KS05-10 abarca una parte del Holoceno (Fig. 4.17). Puesto que en la muestra 12cm se ha obtenido una edad de 4,3Ka cal BP, esta parte superior del testigo podría corresponderse con un nivel de condensación sedimentaria o con un hiato temporal.

La **velocidad de sedimentación** promediada de este sondeo KS05-10, es de 25,65cm/Ka. De nuevo, como en el caso del sondeo KS05-05, es de destacar la importante variación observada en dicha tasa de sedimentación a lo largo del sondeo (Fig. 4.17). Puesto que se ha considerado un intervalo de muestreo de 5cm, se ha estimado una resolución media de 195 años para cada intervalo en todo el testigo.

A lo largo del sondeo se aprecia una importante variación de los **valores isotópicos**, tanto en los obtenidos en los ejemplares de foraminíferos bentónicos (de la especie *L. lobatula*) como en los planctónicos (de las especies *O. universalis* y *G. bulloides*) (Fig. 4.18; Tabla 4.6).

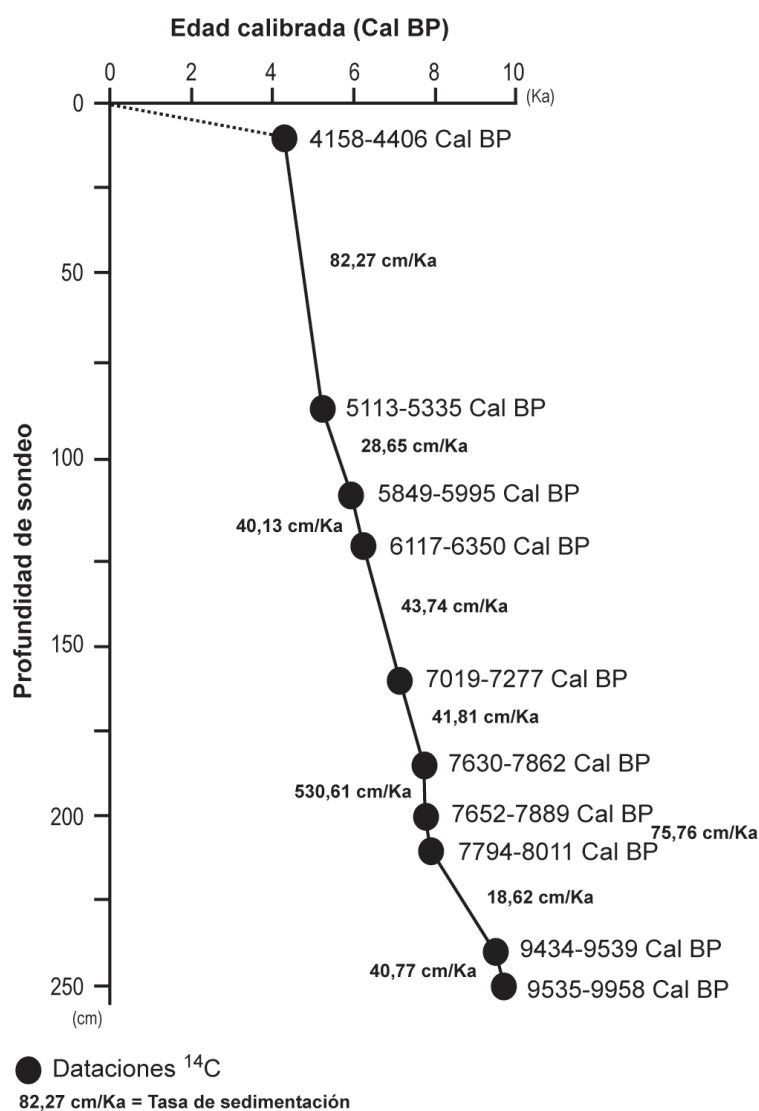


Fig. 4.17: Modelo de edad definido para el testigo KS05-10, de acuerdo a las dataciones absolutas realizadas. Se adjuntan las velocidades de sedimentación calculadas para cada tramo.

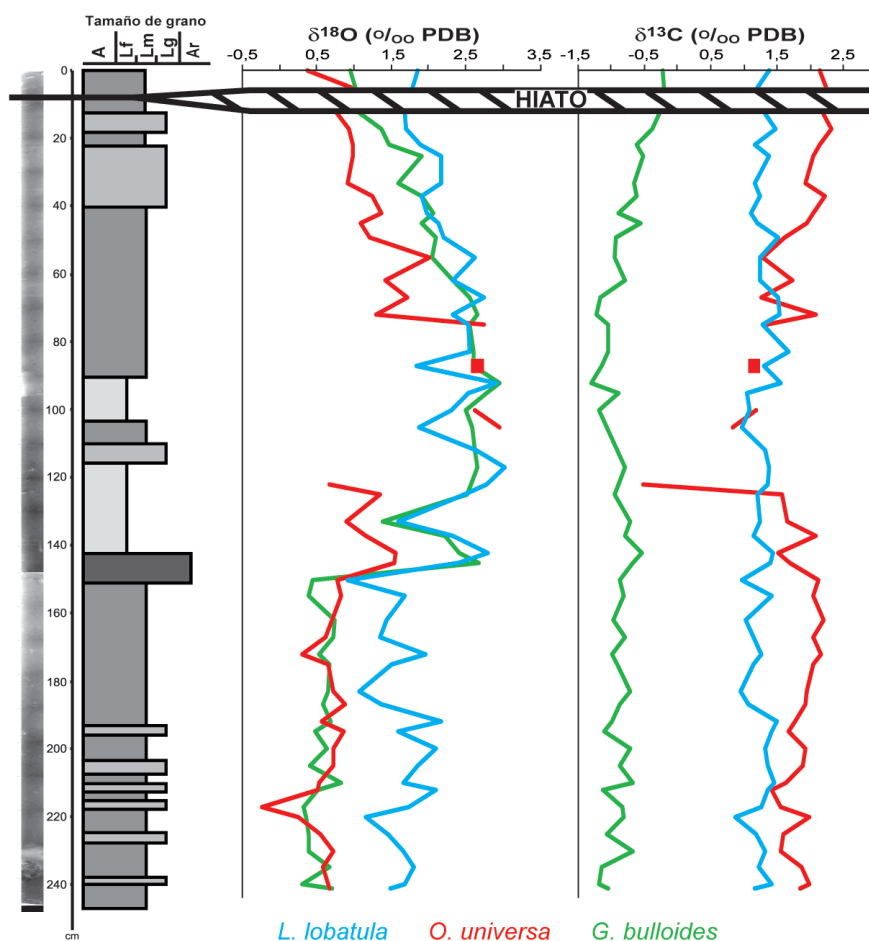


Fig. 4.18: Variación de las relaciones isotópicas a lo largo del sondeo KS05-10. Se marca el hiato sedimentario detectado. Ver pie de Fig. 4.16 para leyenda sedimentaria.

En detalle, la señal isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  para *L. lobatula*, presenta diversas oscilaciones entre la base y 155cm, que culminan con un descenso en 150cm. El promedio obtenido para dicha relación isotópica en esta parte inferior del testigo, es de 1,61‰ (PDB). Tras un incremento de los valores desde 150cm hasta 142cm, se aprecian nuevas oscilaciones en la relación isotópica hasta 55cm. En este intervalo (150cm hasta 55cm), la media de la señal isotópica de oxígeno, aumenta hasta 2,45‰ (PDB). En los últimos 55cm del sondeo, se observa una tendencia decreciente, donde el promedio de la señal isotópica de oxígeno se estima en 1,95‰ (PDB). En cuanto a la relación  $\delta^{13}\text{C}$  medida en *L. lobatula*, se obtiene un perfil muy estable (Fig. 4.18).

En el caso de *O. universa*, no se han podido medir las relaciones isotópicas en cinco de las muestras analizadas, debido a la falta de ejemplares bien conservados en estos niveles (Fig. 4.18; Tabla 4.6). Aludiendo a los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , se observa poca variación de los mismos entre la base y 150cm, con algunas oscilaciones, principalmente en la muestra 217cm, donde alcanzan el mínimo de todo el sondeo. Estos primeros niveles, que se corresponden con la *unidad sedimentaria A*, presentan un promedio de 0,6‰ (PDB). A continuación, desde 150cm hasta 55cm, se suceden ciertas oscilaciones con importantes variaciones en los valores, estimándose una media de 1,75‰ (PDB). Finalmente, tras un primer descenso brusco de la señal isotópica en 72cm, se define una tendencia descendente hacia techo. En esta parte

KS05-10		$\delta^{18}\text{O}$			$\delta^{13}\text{C}$		
	(cm de sondeo)	<i>L. lobatula</i>	<i>O. universona</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>L. lobatula</i>	<i>O. universona</i>	<i>G. bulloides</i>
Unidad C	0	<b>0,95</b>	<b>0,37</b>	1,85	-0,23	2,14	1,39
	5	1,02	0,97	1,78	<b>-0,20</b>	2,25	1,21
	12	1,06	0,76	<b>1,67</b>	-0,26	2,19	1,30
	17	1,36	0,93	1,70	-0,37	<b>2,32</b>	1,47
	22	1,47	0,97	1,88	-0,63	2,15	1,16
	25	1,91	0,99	2,17	-0,52	2,04	1,38
	33	1,59	0,91	2,17	-0,66	1,94	1,16
	37	1,90	1,24	1,90	-0,62	2,23	1,25
	42	2,06	<b>1,37</b>	1,98	-0,90	2,05	<b>1,11</b>
	45	1,91	1,10	2,13	-0,56	1,94	1,20
49	<b>2,10</b>	1,20	<b>2,19</b>	<b>-0,92</b>	<b>1,62</b>	<b>1,52</b>	
Unidad B+C	55	2,04	2,01	2,61	-0,94	1,29	1,25
	62	2,33	1,42	2,33	-0,79	1,73	1,25
	67	2,54	1,71	2,75	-1,16	1,26	1,52
	72	2,66	1,30	2,32	-1,22	2,09	1,53
	75	2,54	2,75	2,52	-1,04	1,35	1,28
	83	2,61		2,55	-1,05		<b>1,67</b>
	87	2,60	2,65	1,84	-1,15	1,15	1,31
	92	<b>2,95</b>		2,91	<b>-1,30</b>		1,55
	95	2,78		2,54	-0,88		1,05
	100	2,50	2,61	2,31	-1,18	1,18	1,10
	105	2,59	<b>2,94</b>	1,87	-1,06	0,83	<b>0,98</b>
	112	2,62		2,64	-0,91		1,31
	117	2,65		<b>3,02</b>	-0,79		1,38
	122	2,56	<b>0,67</b>	2,77	-0,90	<b>-0,52</b>	1,35
	125	2,52	1,35	2,48	-0,95	1,58	1,21
133	<b>1,39</b>	0,90	<b>1,58</b>	-0,72	1,66	1,25	
137	2,23	1,15	2,32	-0,79	<b>2,09</b>	1,15	
142	2,41	1,55	2,79	<b>-0,53</b>	1,52	1,44	
145	2,66	1,53	2,40	-0,67	1,70	1,40	
Unidad A	150	0,44	0,77	<b>0,91</b>	-0,87	2,13	0,97
	155	0,40	0,83	1,68	-0,81	2,05	1,43
	162	0,73	0,71	1,44	-0,97	<b>2,20</b>	1,03
	167	0,72	0,63	1,35	-0,79	2,05	1,15
	172	0,53	0,31	1,96	-0,99	2,17	1,27
	175	0,68	0,66	1,51	-0,92	2,05	1,15
	183	0,66	0,72	1,07	-0,72	1,96	0,96
	187	0,57	<b>0,87</b>	1,37	-0,87	1,93	1,06
	192	0,69	0,57	<b>2,16</b>	-0,99	1,77	<b>1,50</b>
	195	0,49	0,86	1,59	-1,11	1,68	1,43
	200	0,64	0,72	2,09	-0,71	1,92	1,32
	205	0,40	0,73	1,84	-0,87	1,89	1,35
	210	<b>0,82</b>	0,53	1,65	<b>-0,67</b>	1,63	1,46
	212	0,51	0,50	2,10	-1,13	<b>1,41</b>	1,36
	217	0,32	<b>-0,24</b>	1,73	-0,82	1,55	1,27
	220	0,35	0,25	1,17	-0,82	1,98	<b>0,88</b>
	225	0,38	0,55	1,44	-1,07	1,60	1,18
	230	0,40	0,73	1,66	-0,67	1,56	1,32
235	0,67	0,58	1,81	-1,14	1,88	1,23	
240	<b>0,30</b>	0,65	1,69	<b>-1,19</b>	1,98	1,42	
241	0,70	0,68	1,49	-1,04	1,85	1,16	

Tabla 4.6: Relaciones isotópicas obtenidas en el sondeo KS05-10. Se señalan los valores más altos (sombreado gris oscuro) y más bajos (sombreado gris claro) de cada uno de los intervalos considerados.



KS05-10 (cm de sondeo)	<i>Rosalina globularis</i>	<i>Lobatula lobatula</i>	<i>Bolivina pygmaea</i>	<i>Gavellinopsis translucens</i>	<i>Gibbocassidulina subglobosa</i>	<i>Brizalina spathulata</i>	<i>Cassidulina laevigata</i>	<i>Bulinina marginata</i>	<i>Hyalinea balthica</i>	<i>Melonis barleeianum</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>	n° total de ejemplares por muestra
0-1			1	<1	2	5	8	8	11	13	25	327
5-6	<1	1	2	4	18	13	14	7	5	1	7	337
12-13		<1	3	1	3	6	7	11	8	4	25	338
17-18	<1	1	2	2	8	9	11	10	11	4	17	340
22-23	2	<1	2	3	11	12	16	10	6	2	9	329
25-26	<1	<1	4	4	10	12	12	7	8	3	13	341
33-34	<1	3	<1	3	26	12	12	7	4	1	8	320
37-38		3	<1	3	10	11	12	8	6	3	19	329
42-43		5	<1	2	19	11	26	4	4	3	5	327
45-46	<1	3	<1	4	13	12	25	6	7	3	5	317
49-50	<1	<1			<1	5	21	8	16	5	16	314
55-56	<1	4		3	18	8	30	3	4	3	5	325
62-63	<1	5		3	9	8	32	2	6	4	3	302
67-68	<1	8	<1	3	8	5	39	1	7	5	2	325
72-73		10		4	13	5	44	<1	5	5	<1	304
75-76		3	<1	2	9	3	44	<1	13	8	<1	314
83-84	2	10		3	13	2	38	<1	8	4		320
87-88		2		<1	4	4	34	<1	23	8	3	325
92-93	<1	5	<1	5	27	4	27	<1	2	2		332
95-96	<1	5	<1	2	23	4	42		2	2	<1	309
100-101	<1	4			<1	1	42	2	4	16	1	336
105-106	2	8	<1	8	16	3	28	<1	3	5		318
112-113	<1	4		1	7	2	30		7	12	<1	369
117-118	2	5		7	15	1	30	<1	1	5	<1	305
122-123	3	6		5	12	1	40		3	2	<1	306
125-126		3		<1	11	3	28	4	9	9	8	303
133-134	<1	3		2	6	10	9	10	10	5	17	303
137-138		2		<1	10	13	16	6	6	4	14	325
142-143		7	<1	6	14	15	26	3	3	4	3	310
145-146	3	12		3	15	3	35	1	<1	2	<1	313
150-151	1	<1	4	3	3	6	13	12	10	3	8	343
155-156	11	6	7	7	12	10	9	3	4	2	<1	324
162-163	4	3	8	8	6	8	10	9	8	2	2	341
167-168	13	8	3		11	13	3	12	2	5	<1	320
172-173	13	4			12	16	2	10	<1	5	<1	301
175-176	4	4	7	5	6	5	10	14	5	<1	4	333
183-184	18	13			15	16		10	<1	4	2	301
187-188	7	4	6	6	10	3	9	7	6	1	3	371
192-193	9	7	9	10	11	4	10	5	3	2	<1	302
195-196	13	10	9		11	13	7	8	3	2	<1	303
200-201	3	4	13	13	4	9	10	6	4	<1	<1	363
205-206	7	8	8	13	14	7	9	3	2	<1	<1	321
210-211	14	10	11	12	14	10	2	2	1	<1		327
212-213	8	5	12	7	9	6	4	5	5	1	2	395
217-218	11	6	13	16	15	11	3	2	<1	2	<1	325
220-221	13	10	14	13	12	8	7	2	<1	<1		301
225-226	8	6	11	12	10	2	1	4	<1	2	2	330
230-231	10	7	15	15	10	8	4	<1		<1	<1	351
235-236	11	15	14	10	10	4	3	<1	<1	<1	<1	317
240-241	8	6	15	10	6	5	6	2	1	<1		344
total (ind./sp.)	670	833	654	967	1819	1046	2976	677	878	563	768	

Tabla 4.7: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS05-10. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

KS05-10 (cm de sondeo)	<i>Costa edwardsii</i>	<i>Carmocythereis whitei</i>	<i>Plenygythereis ceratoptera</i>	<i>Cytheropteron nodosum</i>	<i>Cytheropteron punctatum</i>	<i>Kritho spp.</i>	<i>Sclerochilus rudjakovi</i>	<i>Cytherella lata</i>	<i>Sagmatocythere multiflora</i>	<i>Trachyleberis sp.</i>	<i>Achantocythereis dunelmensis</i>	<i>Cytherella alvearium</i>	fragmentos	n° total de valvas por muestra
0-1			1	3	1	16	1	10		4	5	13	12	153
5-6			2			21		11		3	9	18	7	123
12-13			1	<1		12		8		6	2	8	42	250
17-18			1	2	2	19	2	8		2	3	6	24	186
22-23			1	3	3	18	1	11	<1	2	3	5	26	291
25-26		<1	5	2	1	14	<1	10	<1	6	3	7	20	393
33-34		<1	3	1	3	17	3	10	<1	7	1	<1	24	347
37-38			3	2		8	2	22		3	15	2	22	130
42-43			6	2	3	15	2	8		7	1	<1	32	569
45-46		<1	5	3	5	13	2	7	<1	7	2	2	22	638
49-50			4	4	3	12	<1	8	1	6	2	<1	34	596
55-56			4	5	2	12	2	5	<1	6	2	1	27	528
62-63			2	9	3	6	2	8	1	5	2	<1	34	287
67-68			2	6	<1	10	2	10	<1	3	2	<1	29	590
72-73			2	7	<1	13	5	8	<1	4	<1		24	716
75-76			<1	9	1	11	<1	10	<1	2	<1		32	579
83-84			1	5	4	17	3	14	<1	3	<1		29	396
87-88			<1	5		24	5	18		3	3		19	119
92-93				6		22	2	8			18	2	18	130
95-96				3		31	3				19	7	25	67
100-101				6		3	15	6	6		3		32	34
105-106			4	3	1	23	4	1	6	9	1		15	188
112-113						14	5	5	14		24		14	21
117-118		<1	2	2	<1	21	6	<1	4	12	2		16	410
122-123			3	4	<1	20	8	<1	3	8	3		23	332
125-126			2	2		18	4	4	6		12	2	36	50
133-134			<1	5	4	14	<1	6			3	3	37	147
137-138						6		12	<1	2	13		46	102
142-143			2	4	2	8	2	8	<1	7	5		37	248
145-146	<1		4	<1	2	21	4	<1	4	11	4		13	226
150-151	19	5	2	4	13	1	<1						24	468
155-156	22	4	2	7	10	1	<1	<1	<1				20	391
162-163	37	2	<1	2	3								22	103
167-168	20	5	2	5	11	<1	<1	<1					21	493
172-173	17	4	5	6	13	<1	2						12	426
175-176	27	8	3	7	7	<1	<1						11	347
183-184	16	6	4	5	13	<1	<1						8	357
187-188	19	8	<1	8	3	<1	<1						22	374
192-193	14	4	5	4	15	2	3						9	360
195-196	12	5	5	6	15	<1	<1						15	405
200-201	11	4	3	14	9	1	<1						16	416
205-206	11	5	5	8	11	<1	2	<1					14	415
210-211	5	4	4	9	9	1	2						13	493
212-213	14	6	5	8	9	1	2						13	464
217-218	9	7	7	6	9	1	3		<1				7	445
220-221	10	4	4	9	7	<1	3		<1				9	325
225-226	11	7	2	14	6	<1	1		<1				13	396
230-231	9	5	3	9	7	<1	1						10	355
235-236	9	6	4	8	7	<1	1	<1					12	317
240-241	11	18	8	3	1	<1	1						3	299
241-242	11	11	17	2	4	<1	2						4	645
total (ind./sp.)	1177	520	639	944	908	1349	332	700	90	499	231	155	3417	

Tabla 4.8: Distribución de las especies mayoritarias de ostrácodos en el sondeo KS05-10. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

KS05-10 (cm de sondeo)	Especies de foraminíferos								n° total de ejemplares por muestra
	<i>Globigerinoides ruber</i> var. alba	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> dex.	<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globigerinoides ruber</i> var. rosae	<i>Gibborotalia inflata</i>	<i>Orbulina universa</i>	<i>Turborotalia quinqueboba</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> sin. cerrada	
0-1	11	39	9	1	7	3	7	17	314
5-6	14	42	10	<1	4	1	7	15	318
12-13	16	36	11	<1	8	3	3	12	315
17-18	12	29	18	<1	8	8	4	13	318
22-23	9	22	25	1	7	5	4	17	322
25-26	6	21	23	<1	4	4	5	29	319
33-34	5	16	22		4	1	9	36	310
37-38	4	12	17	1	2	<1	10	50	358
42-43	3	8	17	<1	3	<1	12	53	320
45-46	4	7	21	<1	3	1	12	45	350
49-50	4	8	20	<1	4		8	48	351
55-56	2	5	14		<1		12	60	321
62-63	3	9	26		2	<1	8	43	315
67-68	4	7	22		3		11	36	321
72-73	3	11	54		<1	<1	14	10	315
75-76	2	11	49		2	<1	17	10	317
83-84	3	12	46		2	<1	13	15	315
87-88	3	13	50		<1	<1	9	17	313
92-93		2	6				7	80	319
95-96		1	1				6	87	341
100-101	1	5	9		<1		6	73	368
105-106	3	9	36		2	<1	12	30	313
112-113	2	11	56		2		5	18	326
117-118	2	8	52		3	<1	11	18	351
122-123	4	8	41	<1	1	<1	11	25	322
125-126	5	12	28		4	<1	9	24	318
133-134	10	21	13	<1	6	2	7	35	336
137-138	6	9	13	<1	1	1	8	55	320
142-143	4	7	8	<1	<1		11	58	318
145-146	9	6	13		<1	<1	11	48	326
150-151	17	38	14	3	6	10	5	<1	321
155-156	19	42	16	5	5	4	5		310
162-163	21	39	14	7	5	5	3	<1	318
167-168	22	42	13	3	5	6	4	<1	318
172-173	23	34	13	7	5	8	5		326
175-176	23	36	13	7	6	7	4		336
183-184	28	31	15	4	5	10	1		320
187-188	23	41	14	3	6	4	4	<1	326
192-193	27	31	16	5	5	5	5	<1	322
195-196	25	41	15	3	3	6	5		316
200-201	18	38	15	5	11	4	4		340
205-206	25	41	9	3	5	3	8	2	319
210-211	18	38	14	5	9	3	6	<1	329
212-213	30	38	10	3	9	1	4	<1	321
217-218	22	37	13	6	8	6	5	<1	304
220-221	23	35	11	8	9	3	4		322
225-226	25	38	17	6	4	3	4		309
230-231	26	41	11	8	4	2	3	<1	312
235-236	29	35	10	5	10	6	3		329
240-241	33	32	12	7	5	<1	8	<1	323
241-242	24	33	13	11	10	5	<1	<1	310
<b>total (ind./sp.)</b>	<b>2095</b>	<b>3810</b>	<b>3257</b>	<b>397</b>	<b>702</b>	<b>443</b>	<b>1157</b>	<b>3564</b>	

Tabla 4.9: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos planctónicos en el sondeo KS05-10. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

superior del sondeo KS05-10 (50cm a 1cm), los valores promedios de la relación isotópica de oxígeno descienden con respecto al intervalo previo, adquiriendo una media de 0,98‰ (PDB). En la señal isotópica  $\delta^{13}\text{C}$ , se observa un perfil conformado por diversas oscilaciones, con un descenso muy marcado en el nivel 122cm (Fig. 4.18), donde se obtiene un valor de -0,52‰ (PDB). Se puede definir una tendencia ascendente, con cierta ciclicidad, entre el nivel 55cm y el techo del sondeo, alcanzando el valor máximo del testigo en la muestra 17cm.

Por último, la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* presenta los valores más bajos del sondeo entre la base y el nivel 150cm (Fig. 4.18; Tabla 4.6), con un promedio de 0,54‰ (PDB). A continuación, se produce un ascenso muy importante de la señal isotópica hasta el nivel 145cm, tras el que se observa un descenso hasta 133cm, volviendo a recuperarse los valores en la muestra 125cm. Desde este nivel y hasta 72cm, se produce una cierta estabilización de la relación isotópica, con un ligero incremento en 90cm (límite entre las *unidades sedimentarias B y C*), donde alcanza el valor máximo de este sondeo KS05-10. La media isotópica entre 145cm y 72cm, se estima en 2,48‰ (PDB). Finalmente, de 72cm a techo del sondeo, se define una tendencia descendente, ligeramente oscilante. En total, el promedio de la relación isotópica de oxígeno en esta parte final del testigo, se ha estimado en 1,79‰ (PDB). En el caso de la relación  $\delta^{13}\text{C}$ , se obtienen valores negativos a lo largo de todo el sondeo (Fig. 4.18; Tabla 4.6). El perfil es poco oscilante, sin claras tendencias, salvo en los últimos centímetros del sondeo (72cm a techo), donde se observa una tendencia ascendente de la relación isotópica del carbono.

#### 4.2.2 Distribución estratigráfica de la microfauna

En este sondeo, se han estudiado 51 muestras, que permiten caracterizar las asociaciones bentónicas (foraminíferos y ostrácodos) y planctónicas (foraminíferos) que aparecen a lo largo del sondeo. En total, se han obtenido 16276 ejemplares de foraminíferos bentónicos, correspondientes a 166 especies, (11 mayoritarias y 4 secundarias) (Tabla 4.7); 17140 valvas de ostrácodos, pertenecientes a 112 especies (12 mayoritarias y 15 secundarias) (Tabla 4.8); y 16501 caparazones de foraminíferos planctónicos, diferenciándose 19 especies y morfotipos, (8 mayoritarias y 2 secundarias) (Tabla 4.9).

Los **índices de riqueza** obtenidos, muestran diferentes perfiles en los foraminíferos bentónicos y los ostrácodos. En concreto, el nF (Fig. 4.19) presenta un aumento de los valores desde la base hasta el nivel 212cm. Desde esta muestra y hasta 117cm, se observa un tramo con importantes oscilaciones, con ascensos y descensos bruscos, donde el promedio es más elevado que en el intervalo previo. Entre 117cm y 45cm, se define una ligera tendencia ascendente, también conformada por ciertas oscilaciones. Tras un importante ascenso en 42cm, se invierte la tendencia, definiendo un descenso entre 42cm y el techo del sondeo KS05-10, con una disminución muy brusca en los últimos 5cm.

En el caso del nO (Fig. 4.19), entre la base del sondeo y 162cm, se observa un tramo con numerosas oscilaciones, que culmina con un incremento de la riqueza en 172cm, donde alcanza el valor máximo, y un brusco descenso hasta 162cm. Desde este último nivel y hasta 67cm, se define un nuevo tramo oscilante, con diversos ascensos y descensos continuos, donde la media es inferior a la del tramo previo. Finalmente, se define una tendencia descendente entre 67cm y el techo del sondeo, con la media más baja.

Aludiendo a la variación de los **índices de diversidad**, tanto en los foraminíferos (bentónicos y planctónicos) como en los ostrácodos, se observa una variación generalmente covariante en el número de especies y los índices de Shannon y  $\alpha$  de Fischer, siendo

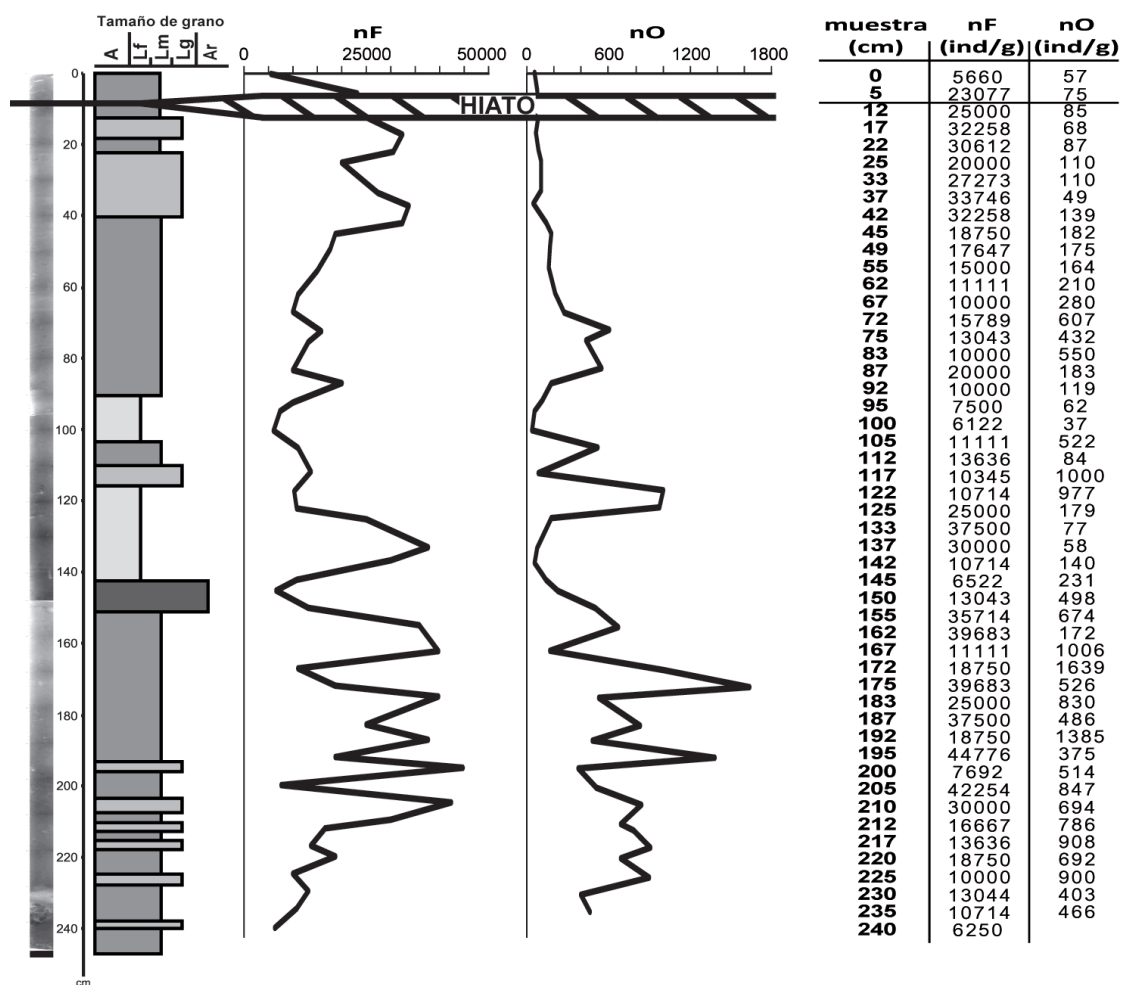


Fig. 4.19: Índices de riqueza, obtenidos para foraminíferos bentónicos (nF) y ostrácodos (nO), en el sondeo KS05-10.

anticovariante con la dominancia. En el caso de los foraminíferos bentónicos (Fig. 4.20; Tabla 4.10), entre la base del sondeo y la muestra 150cm se define un perfil muy oscilante, con el promedio más elevado en el número de especies, en Shannon (media de 3) y en  $\alpha$  de Fisher, así como el más bajo de dominancia de todo el sondeo. Tras un brusco descenso hasta 142cm y un incremento hasta 133cm, se define una tendencia descendente, con oscilaciones, entre este último nivel y 72cm. Finalmente, de 72cm a 67cm, se produce un incremento en la diversidad y, a partir de este último nivel, se define una tendencia oscilatoria ascendente hacia techo del sondeo.

En los foraminíferos planctónicos, entre la base y la muestra 150cm, se observa cierta estabilización de los valores (promedio del índice de Shannon de 1,78). Desde este último nivel y 55cm, se aprecian diversas oscilaciones de los valores, en los que destaca el importante descenso desde 105cm hasta 95cm (ver Fig. 4.20), donde se alcanza el valor mínimo de diversidad, seguido por un incremento hasta 87cm. Finalmente, de 55cm hacia techo del sondeo, se define un tendencia ascendente, con ciertos ciclos de ascenso-descenso internos (Shannon varía desde 1,3 hasta 1,9, respectivamente).

En el caso de los ostrácodos (Fig. 4.20; Tabla 4.10), la parte inferior (base a 167cm) presenta una ligera tendencia al descenso de los valores de la diversidad, con un valor promedio de

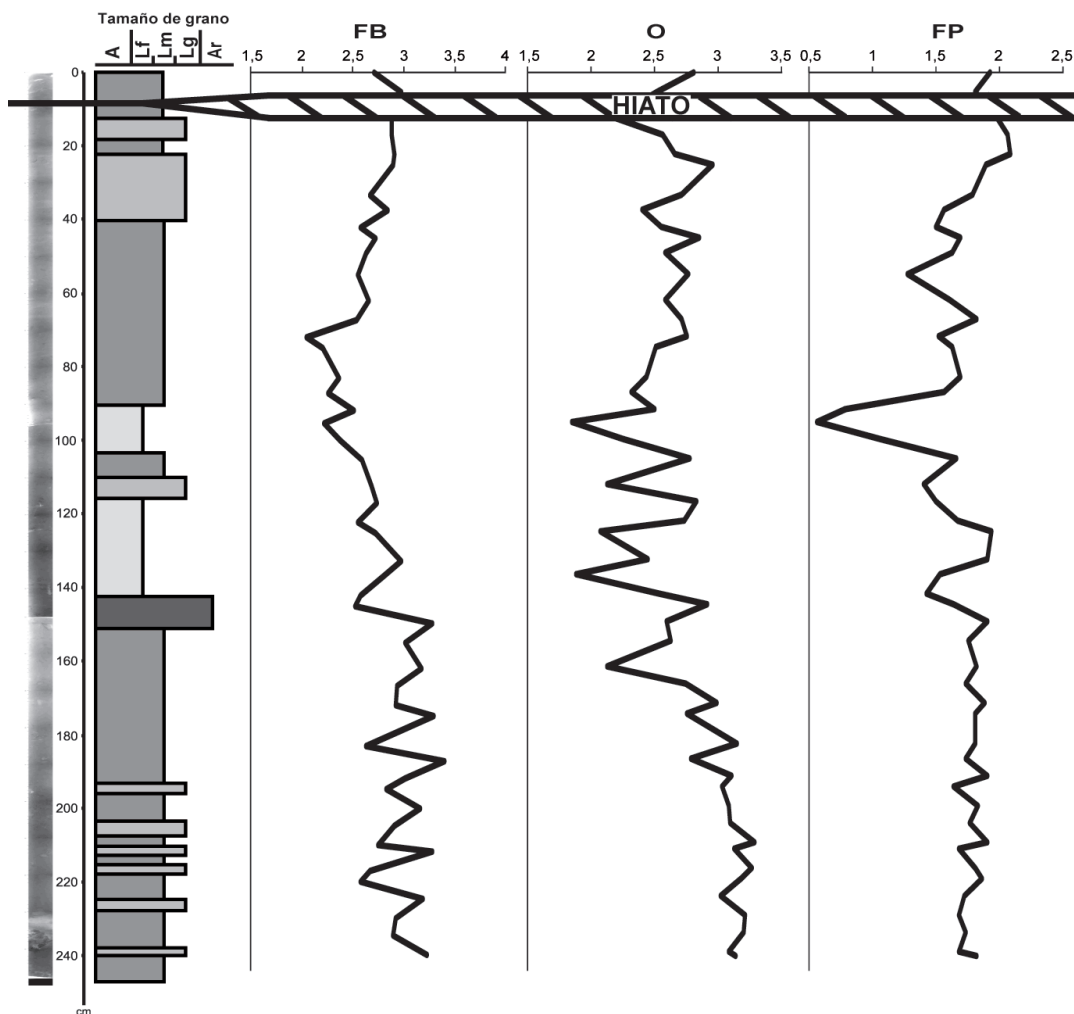


Fig. 4.20: Variación del índice de Shannon, calculado a partir de la microfauna bentónica y planctónica, a lo largo del sondeo KS05-10. FB = Foraminíferos bentónicos; O = Ostrácodos; FP = Foraminíferos planctónicos.

Shannon de 3,1. Tras una marcada disminución en 162cm, se observan fuertes oscilaciones hasta 87cm, donde la media del índice de Shannon disminuye hasta 2,4. Finalmente, entre este último nivel y el techo del sondeo, se puede definir una ligera tendencia ascendente, conformada también por numerosas oscilaciones. En este último intervalo, que se corresponde con la *unidad sedimentaria C*, el promedio de Shannon aumenta hasta 2,6.

Tras efectuar el **análisis Cluster-R** con las principales especies de **foraminíferos bentónicos** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,7116), se diferencian tres grandes grupos (Fig. 4.21). Las especies pertenecientes al grupo 3, definen la asociación dominante entre la base del sondeo y la muestra 150cm (Fig. 4.22). Entre este nivel y 50cm, pasan a ser mayoritarias las especies incluidas en el grupo 1, con ciertos niveles de predominio de las especies pertenecientes a los grupos 2 y 3. Finalmente, las especies que conforman el grupo 2, son dominantes entre el nivel 50cm y el techo del sondeo, con alguna muestra en la que son mayoritarias las especies que determinan el grupo 3. Destacar que los grupos 2 y 3, presentan una variación anticovariante entre ellos.

En el grupo 3 (ver Fig. 4.21), las especies más abundantes son *Bolivina pygmaea*, típica de medios profundos (200-600m) mal oxigenados y con abundante contenido en materia

KS05-10 (cm de sondeo)	F. bentónicos				Ostrácodos				F. planctónicos			
	Especies (S)	Shannon (H)	Dominancia (D)	α de Fisher	Especies (S)	Shannon (H)	Dominancia (D)	α de Fisher	Especies (S)	Shannon (H)	Dominancia (D)	α de Fisher
<b>0</b>	36	2,7	0,1	10	25	2,8	0,1	9	13	1,9	0,2	2,7
<b>5</b>	42	3	0,1	13	20	2,5	0,1	7,3	13	1,8	0,2	2,7
<b>12</b>	39	2,9	0,1	11	27	2,2	0,2	8,1	14	2	0,2	3
<b>17</b>	39	2,9	0,1	11	24	2,6	0,1	7,8	14	2,1	0,2	3
<b>22</b>	37	2,9	0,1	11	31	2,7	0,1	9,2	14	2,1	0,2	3
<b>25</b>	40	2,9	0,1	12	45	3	0,1	14	12	1,9	0,2	2,5
<b>33</b>	35	2,7	0,1	10	32	2,7	0,1	9	10	1,8	0,2	2
<b>37</b>	37	2,8	0,1	11	21	2,4	0,1	7,6	12	1,6	0,3	2,4
<b>42</b>	33	2,6	0,1	9,2	40	2,6	0,1	10	11	1,5	0,3	2,2
<b>45</b>	39	2,7	0,1	12	42	2,8	0,1	10	12	1,7	0,3	2,4
<b>49</b>	37	2,6	0,1	11	39	2,6	0,1	9,7	11	1,6	0,3	2,2
<b>55</b>	35	2,6	0,1	10	39	2,8	0,1	10	8	1,3	0,4	1,5
<b>62</b>	33	2,7	0,1	9,4	33	2,6	0,1	10	10	1,6	0,3	2
<b>67</b>	39	2,5	0,2	12	41	2,7	0,1	10	10	1,8	0,2	2
<b>72</b>	25	2,1	0,2	6,5	41	2,8	0,1	9,7	11	1,5	0,3	2,2
<b>75</b>	36	2,2	0,2	10	37	2,5	0,1	9,1	11	1,6	0,3	2,2
<b>83</b>	34	2,4	0,2	9,6	27	2,4	0,1	6,9	10	1,7	0,3	2
<b>87</b>	28	2,3	0,2	7,3	17	2,3	0,1	5,9	11	1,6	0,3	2,2
<b>92</b>	37	2,5	0,2	11	27	2,5	0,1	11	6	0,8	0,6	1
<b>95</b>	42	2,2	0,2	13	11	1,9	0,2	4,3	7	0,6	0,8	1,2
<b>100</b>	39	2,4	0,2	11	13	2,3	0,2	8,9	9	1,1	0,5	1,7
<b>105</b>	34	2,6	0,1	9,6	30	2,8	0,1	11	10	1,7	0,2	2
<b>112</b>	39	2,7	0,1	11	9	2,1	0,1	7,5	9	1,4	0,4	1,7
<b>117</b>	40	2,7	0,1	12	42	2,8	0,1	12	10	1,5	0,3	1,9
<b>122</b>	42	2,5	0,2	13	35	2,7	0,1	10	11	1,7	0,3	2,2
<b>125</b>	39	2,7	0,1	12	13	2,1	0,2	6,5	11	1,9	0,2	2,2
<b>133</b>	44	3	0,1	14	25	2,4	0,2	9,2	12	1,9	0,2	2,4
<b>137</b>	35	2,8	0,1	10	13	1,9	0,3	4,4	11	1,5	0,3	2,2
<b>142</b>	34	2,6	0,1	9,7	28	2,5	0,2	8,5	9	1,4	0,4	1,7
<b>145</b>	41	2,5	0,2	13	36	2,9	0,1	13	10	1,6	0,3	2
<b>150</b>	53	3,3	0,1	18	33	2,6	0,1	8,4	14	1,9	0,2	3
<b>155</b>	35	3	0,1	10	35	2,6	0,1	9,7	12	1,7	0,2	2,5
<b>162</b>	43	3,2	0,1	13	20	2,1	0,2	8	13	1,8	0,2	2,7
<b>167</b>	41	2,9	0,1	13	39	2,7	0,1	10	12	1,7	0,3	2,5
<b>172</b>	40	2,9	0,1	12	40	3	0,1	11	13	1,9	0,2	2,7
<b>175</b>	47	3,3	0,1	15	39	2,8	0,1	12	11	1,8	0,2	2,2
<b>183</b>	36	2,6	0,1	11	45	3,1	0,1	14	14	1,8	0,2	3
<b>187</b>	53	3,4	0	17	42	2,8	0,1	13	13	1,7	0,2	2,7
<b>192</b>	36	3	0,1	11	42	3,1	0,1	13	14	1,9	0,2	3
<b>195</b>	30	2,8	0,1	8,3	41	3	0,1	12	11	1,6	0,3	2,2
<b>200</b>	51	3,2	0,1	16	43	3,1	0,1	12	13	1,8	0,2	2,7
<b>205</b>	35	2,9	0,1	10	44	3,1	0,1	13	13	1,8	0,2	2,7
<b>210</b>	37	2,8	0,1	11	48	3,3	0,1	14	13	1,9	0,2	2,7
<b>212</b>	47	3,3	0,1	14	45	3,1	0,1	13	13	1,7	0,3	2,7
<b>217</b>	31	2,7	0,1	8,4	44	3,3	0,1	13	11	1,8	0,2	2,2
<b>220</b>	25	2,6	0,1	6,5	41	3,2	0,1	13	12	1,9	0,2	2,5
<b>225</b>	44	3,2	0,1	14	41	3	0,1	12	12	1,7	0,2	2,5
<b>230</b>	43	2,9	0,1	13	41	3,2	0,1	12	13	1,7	0,3	2,7
<b>235</b>	41	2,9	0,1	13	40	3,2	0,1	13	13	1,7	0,2	2,7
<b>240</b>	49	3,2	0,1	16	44	3,1	0,1	15	11	1,7	0,2	2,2
<b>241</b>					46	3,1	0,1	12	13	1,8	0,2	2,7

Tabla 4.10: Valores de los índices de diversidad para foraminíferos (bentónicos y planctónicos) y ostrácodos, en el sondeo KS05-10. La línea sólida marca el hiato detectado.

orgánica (Hermelin y Shimmiel, 1990), *G. translucens* y *R. globularis*. Estas especies (Fig. 4.23; Tabla 4.7), son mayoritarias entre la base del sondeo y el nivel 150cm, disminuyendo su porcentaje desde este nivel hacia techo. Por su parte, *G. subglobosa*, incluida también en este grupo estadístico, aparece como mayoritaria en diversas muestras a lo largo del sondeo.

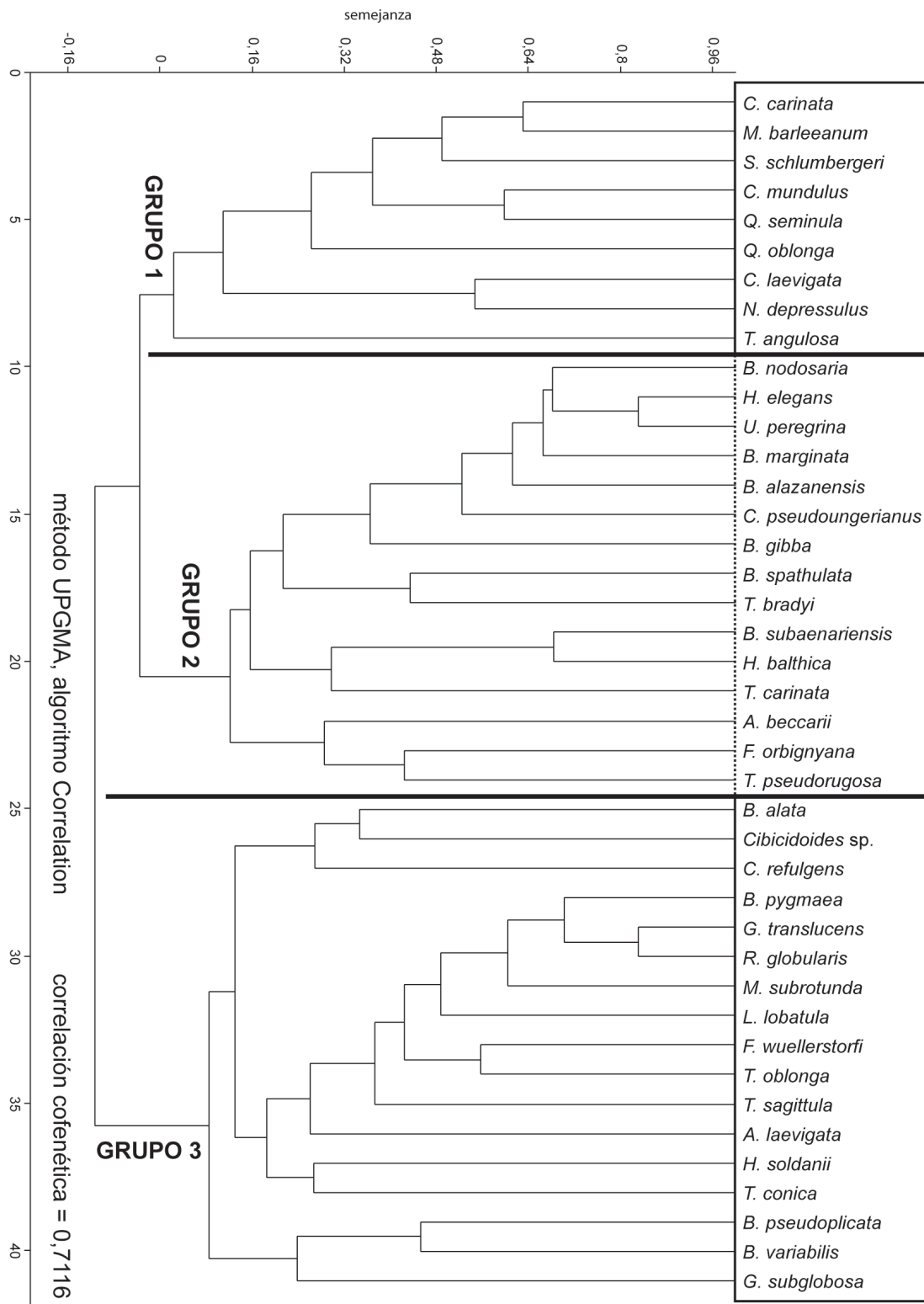


Fig. 4.21: Análisis cluster-R de las especies de foraminíferos bentónicos del sondeo KS05-10.



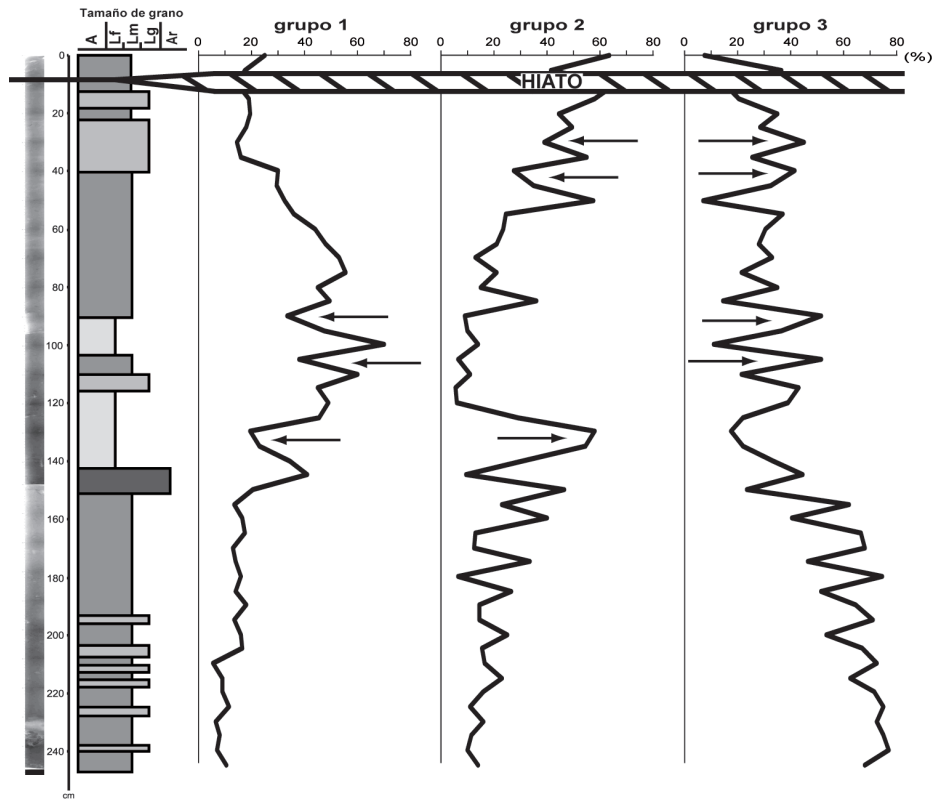


Fig. 4.22: Variación, en porcentaje, de los grupos específicos diferenciados en el análisis cluster-R de foraminíferos bentónicos, en el sondeo KS05-10.

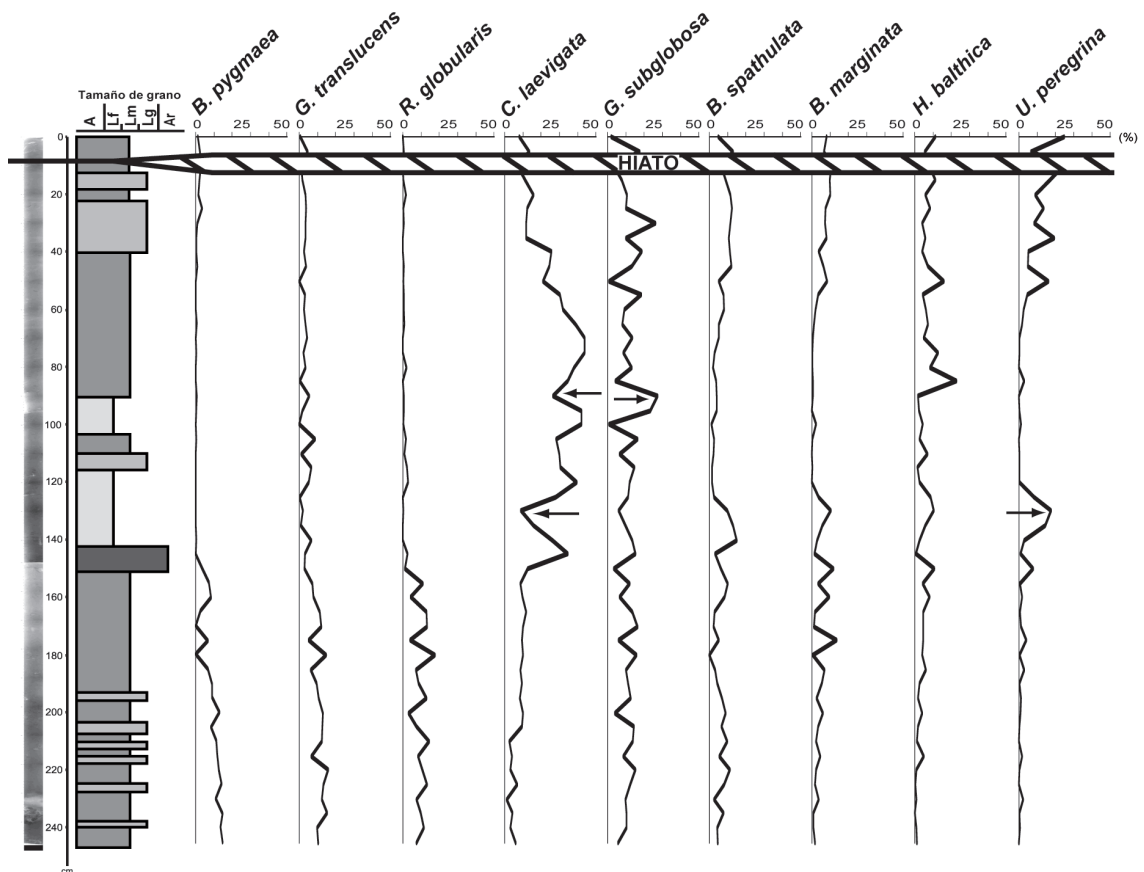


Fig. 4.23: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS05-10.

De las especies incluidas en el grupo 1 (Fig. 4.21), la más abundante es *C. laevigata*, que aparece como dominante entre 150cm y 42cm, con algunos niveles en los que desciende su valor (Fig. 4.23; Tabla 4.7), donde aparecen como especies principales *G. subglobosa* (grupo 3) o *U. peregrina* (grupo 2).

Por último, *B. spathulata*, *B. marginata*, *H. balthica* y *U. peregrina* son las especies mayoritarias en el grupo 2 (Fig. 4.21). *B. marginata* es típica de aguas templadas (Murray, 1991) y tolera la carencia de oxígeno del medio (Ernst, 2002). *B. spathulata* y *B. marginata*, con una variación anticovariante en su porcentaje, aparecen como importantes en los intervalos comprendidos entre 175cm y 133cm y entre 50cm y el techo del sondeo KS05-10 (Fig. 4.23; Tabla 4.7). Por su parte, *H. balthica* aparece como mayoritaria en diversos niveles entre 150cm y la muestra más reciente, mientras que *U. peregrina*, que se encuentra en porcentajes superiores a 10% en ciertas muestras previas, es dominante a partir de 50cm, con una tendencia creciente en su porcentaje hacia techo del sondeo.

Las especies mayoritarias de **ostrácodos** se unen en dos grandes grupos en el **análisis Cluster-R** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,7982) (Fig. 4.24). Entre la base del testigo y la muestra 150cm, las especies más abundantes son las incluidas en el grupo 1, mientras que desde este nivel hasta la muestra más actual, son las especies que definen el grupo 2 las más comunes (Fig. 4.25). En este tramo superior, el porcentaje acumulativo de las especies pertenecientes al grupo 2 presenta dos tendencias al aumento consecutivas, entre 150cm y 85cm, y entre 75cm y el techo del testigo. En el intervalo comprendido entre 95cm y 75cm, decrece su abundancia, pero sin llegar a perder preponderancia frente a las especies agrupadas en el grupo 1 (Fig. 4.25).

Dentro del grupo 1 (Fig. 4.24), las principales especies son *C. edwardsii* y *C. punctatum*, que conforman la asociación dominante desde la base del testigo hasta la muestra 150cm (Fig. 4.26; Tabla 4.8). En el grupo 2 (Fig. 4.24), son mayoritarias *A. dunelmensis*, *C. lata*, *Krithe* spp. y *Trachyleberis* sp., que son las más abundantes entre el nivel 150cm y el techo del sondeo (Fig. 4.26; Tabla 4.8). *A. dunelmensis* y *C. lata*, presentan una variación casi covariante en su abundancia, al igual que *Krithe* spp. y *Trachyleberis* sp., siendo anticovariante la tendencia porcentual entre ambas parejas de especies.

También se pueden diferenciar dos grupos en el **análisis Cluster-R** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,9313) efectuado con las especies más importantes de **foraminíferos planctónicos** (Fig. 4.27). Entre la base del testigo (241cm) y el nivel 150cm (Fig. 4.28), las especies mayoritarias son las que definen el grupo 1, que vuelven a ser muy abundantes en la parte superior del sondeo (42cm a techo). Entre ambos niveles (de 150cm a 42cm), aumenta el porcentaje de las especies incluidas en el grupo 2, que se hace dominante.

En concreto, dentro del grupo 1 (Fig. 4.27), las especies más importantes son *G. ruber* y *N. pachyderma* dex. Ambas muestran una tendencia covariante en sus porcentajes (Fig. 4.29; Tabla 4.9), siendo muy abundantes entre la base del sondeo y la muestra 150cm, disminuyendo su porcentaje hasta 45cm, y presentando una tendencia ascendente en sus valores desde este último nivel hasta el techo del testigo. Por el contrario, en el grupo 2 (Fig. 4.27), las especies más comunes son *G. bulloides* y *N. pachyderma* sin., que presentan un comportamiento anticovariante en su abundancia en algunos niveles (Fig. 4.29; Tabla 4.9). En concreto, entre 150cm y 42cm, se observan dos intervalos (125-105cm y 92-72cm) en los cuales el porcentaje de *N. pachyderma* sin. disminuye, siendo mayoritaria *G. bulloides*, mientras que durante el resto de muestras la dominancia específica es opuesta.

Una vez estimada la **paleobatimetría teórica** (Fig. 4.30), se observan diversos ciclos de ascenso-descenso en la profundidad. En concreto, en el tramo inferior (base a 172cm) se produce un ligero ascenso oscilante en la batimetría, con un aumento más brusco entre 175cm y 172cm. De 172cm a 87cm, se observan oscilaciones continuas en la paleobatimetría, con dos momentos de incremento importante en 139cm y 95cm. A continuación y hasta el techo del testigo, se aprecia una tendencia al aumento de los valores, con una profundización más importante entre 55cm y 50cm.

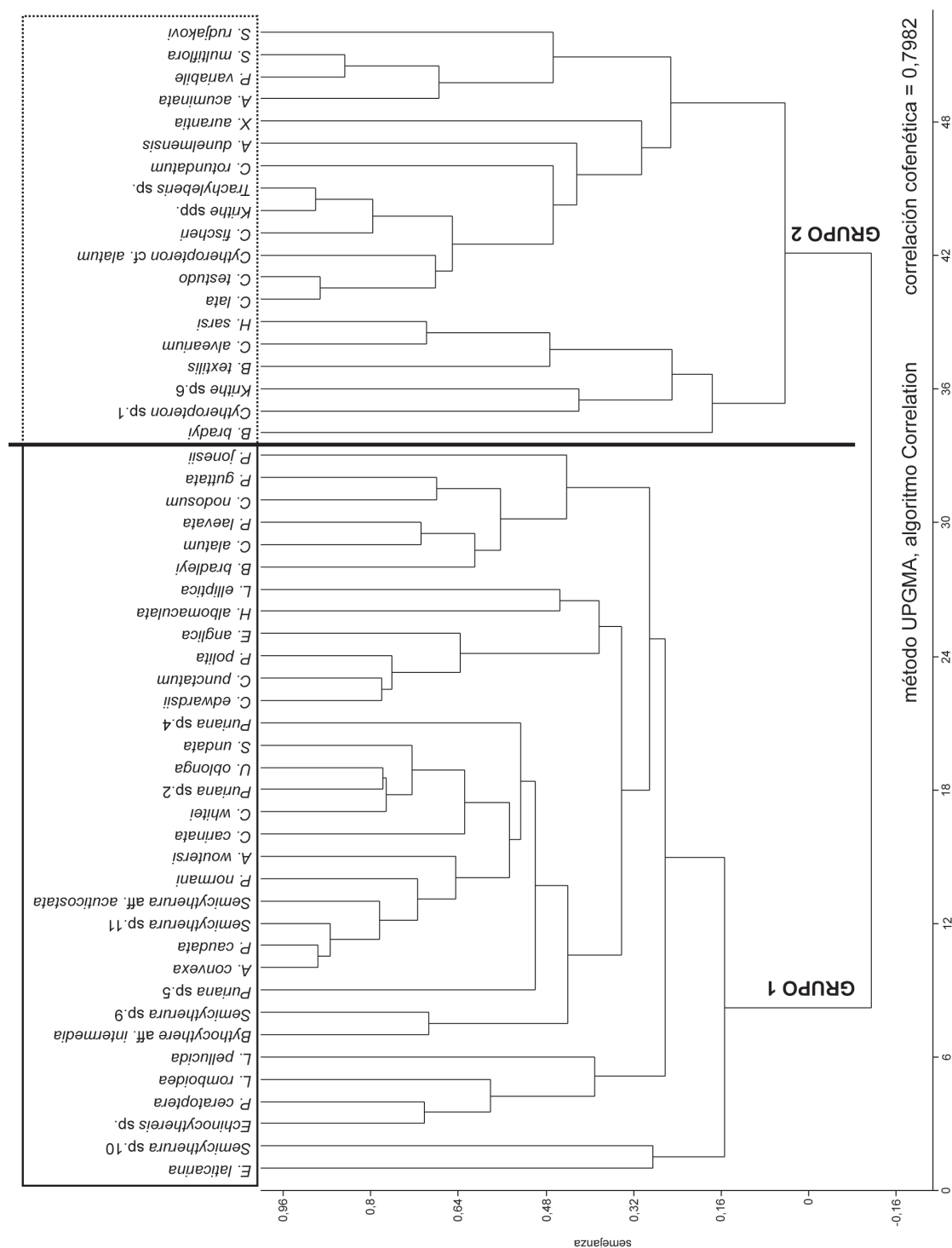


Fig. 4.24: Análisis cluster-R de las especies de ostrácodos del sondeo KS05-10.

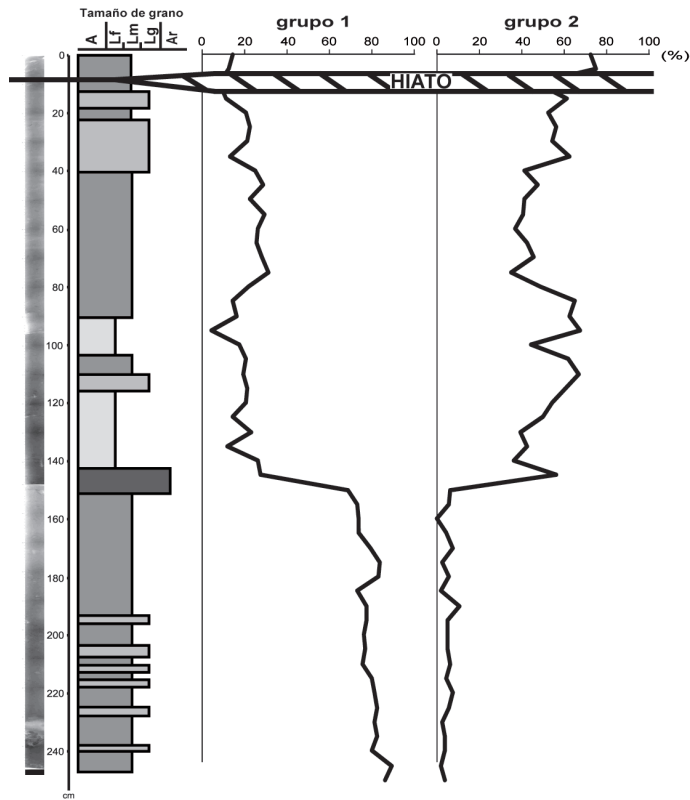


Fig. 4.25: Variación, en porcentaje, de los grupos específicos diferenciados en el análisis cluster-R de ostrácodos, en el sondeo KS05-10.

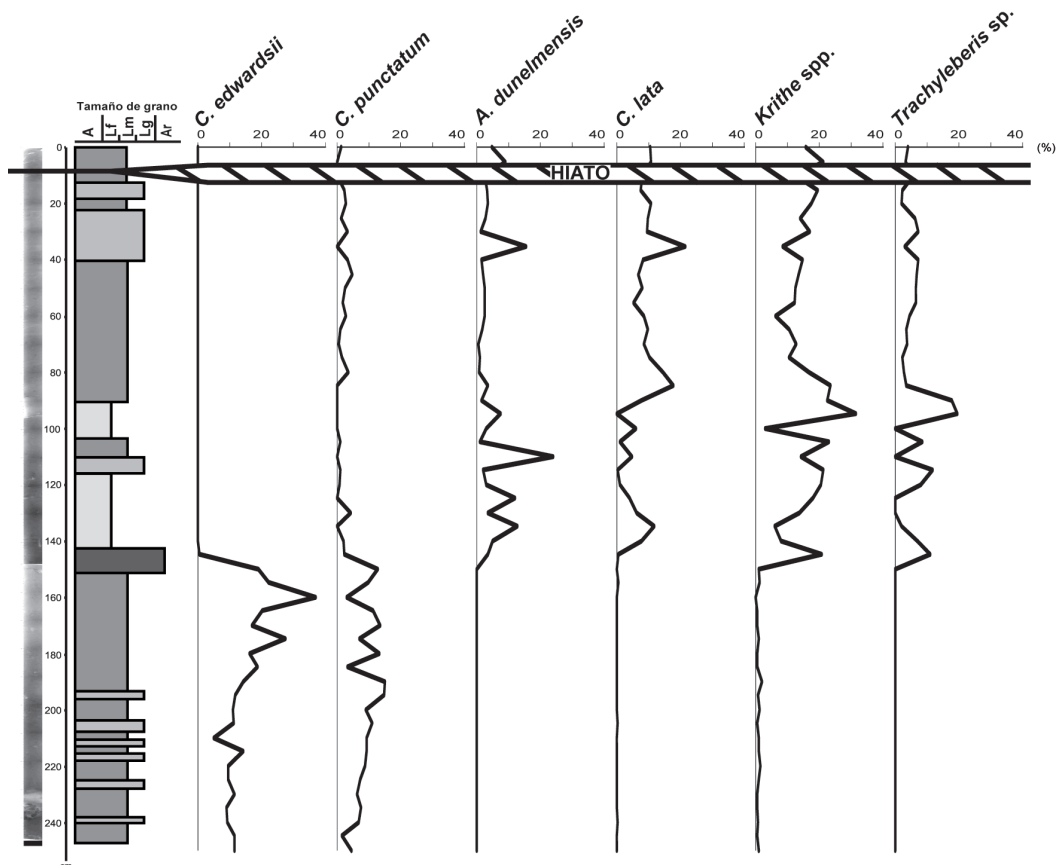


Fig. 4.26: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de ostrácodos en el sondeo KS05-10.

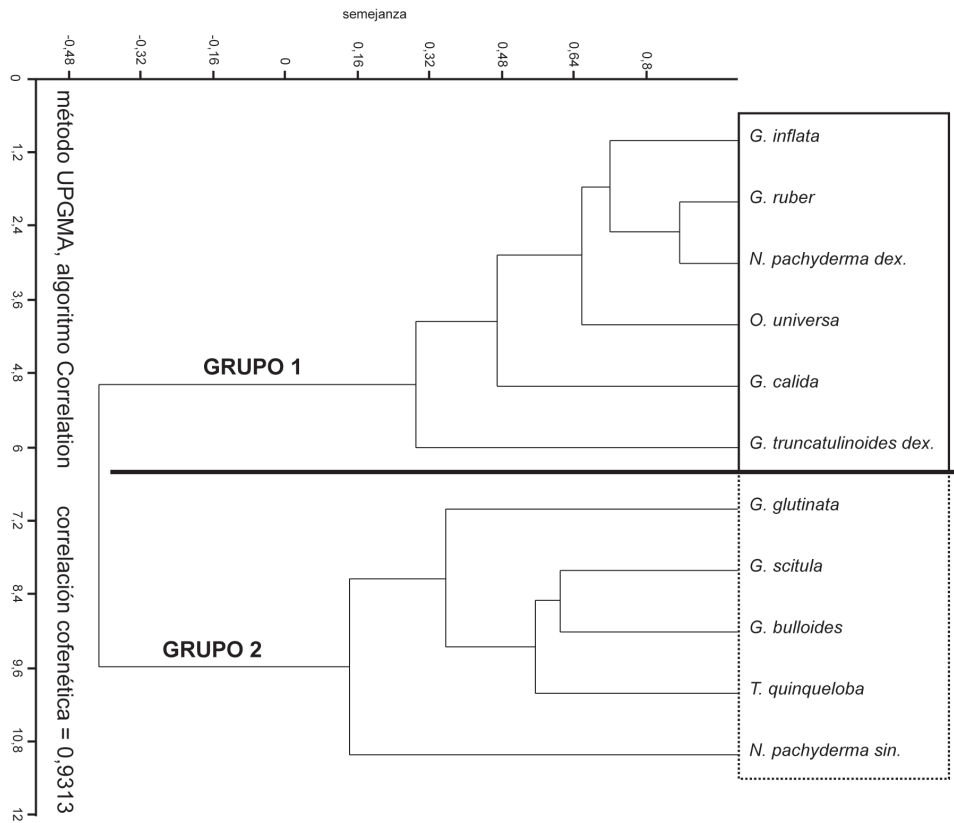


Fig. 4.27: Análisis cluster-R de las especies de foraminíferos planctónicos del sondeo KS05-10.

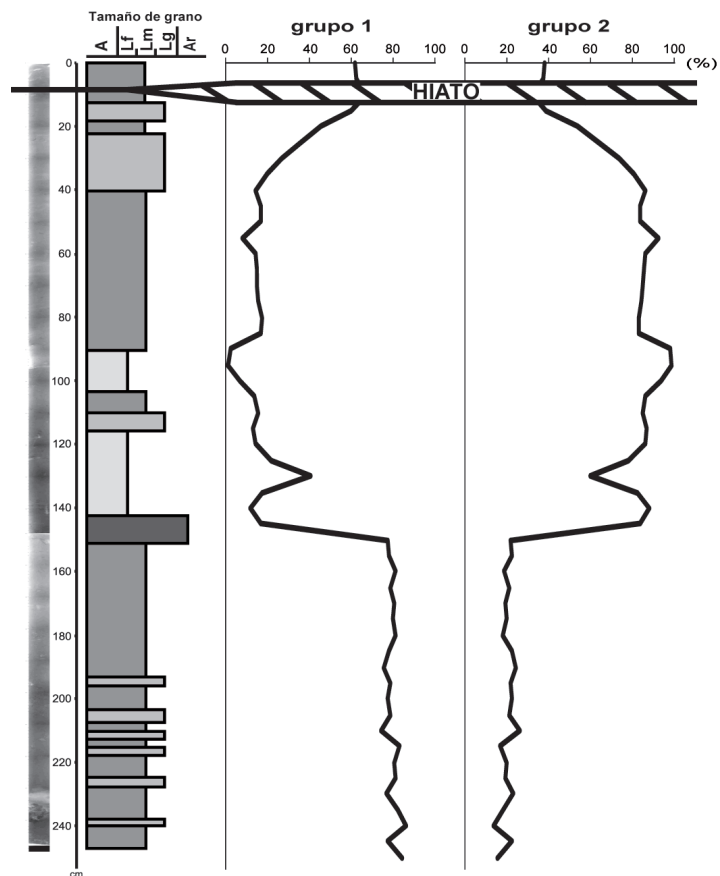


Fig. 4.28: Variación, en porcentaje, de los grupos específicos diferenciados en el análisis cluster-R de foraminíferos planctónicos, en el sondeo KS05-10.

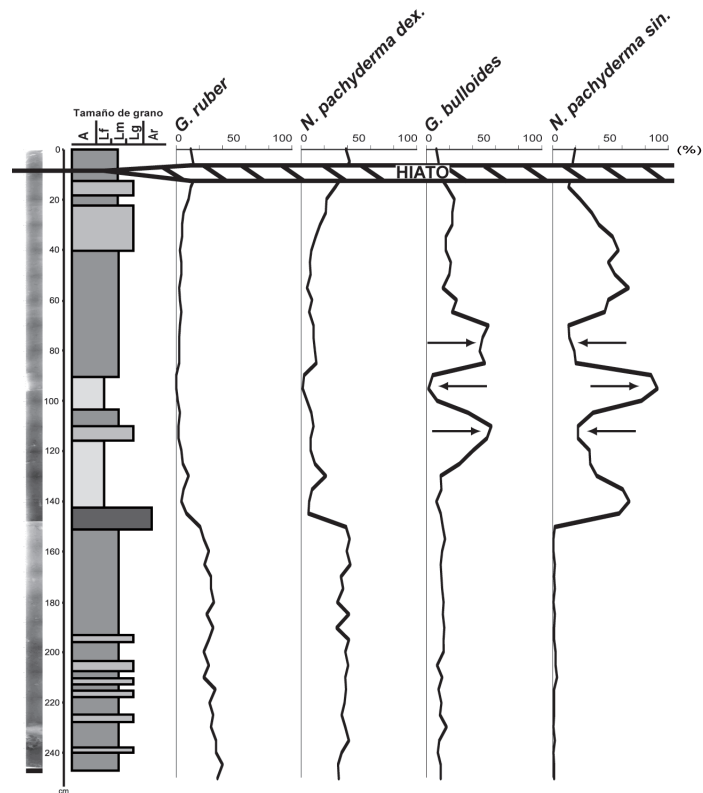


Fig. 4.29: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos planctónicos en el sondeo KS05-10.

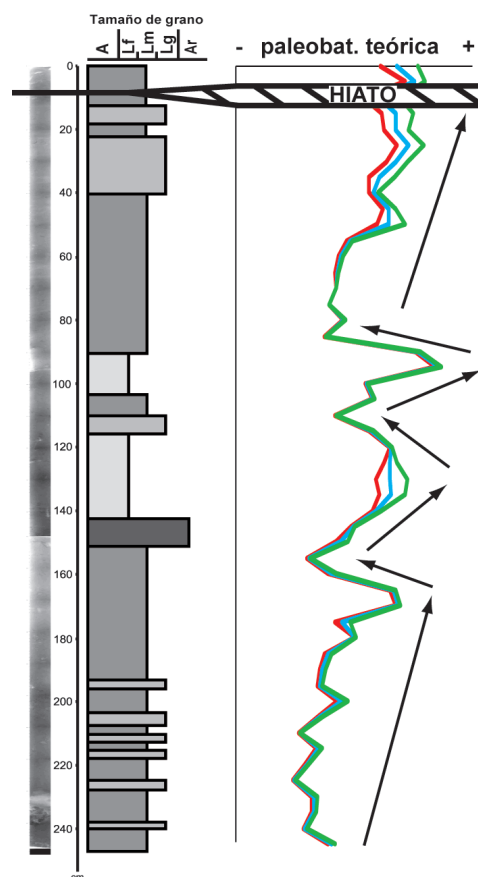


Fig. 4.30: Variación de la paleobatimetría estimada en el sondeo KS05-10. Las flechas señalan las diferentes tendencias observadas. Leyenda: Murray, 1976; van der Zwaan *et al.*, 1990; van Hinsbergen *et al.*, 2005.

### 4.3 Sondeo KS04-16

#### 4.3.1 Descripción sedimentaria, modelo de edad y análisis isotópicos

Este testigo, de 1,28m de longitud, ha sido recuperado en el margen oriental del cañón de San Sebastián (coordenadas 43°32'66 N y 2°05'72 O), a 294m de profundidad (ver Fig. 2.2).

En el análisis sedimentológico de este sondeo, se han identificado 4 **tipos de sedimento**: arcilla, limo fino, limo medio y limo grueso. La variación del tipo de sedimento, así como del contenido en carbonato cálcico, a lo largo del testigo, permiten definir varias unidades sedimentarias. En concreto, entre la base (124cm) y el nivel 71cm, se diferencia una *unidad A* arcillosa (Fig. 4.31), en la que se observa una tendencia ascendente en el contenido en  $\text{CaCO}_3$  (de 12,8% a 19,2%). Este sedimento, está cortado por algunos niveles más groseros (entre 105cm y 103cm, de 95cm a 85cm y desde 75cm hasta 71cm) conformados por limo fino, en los que se produce un aumento del carbonato cálcico (con un valor de 22% en la muestra 90cm).

Entre 71cm y 37cm del sondeo, se produce un brusco aumento del tamaño de grano (Fig. 4.31), pasando a encontrarse una secuencia grano-creciente de limo medio a limo grueso, con una base ligeramente erosiva. Esta variación sedimentaria permite definir la *unidad B*, en la que se aprecia una tendencia al incremento en el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$ , con valores medios más elevados que en la unidad previa (23,8%, frente a 15,6% en la *unidad A*). Finalmente,

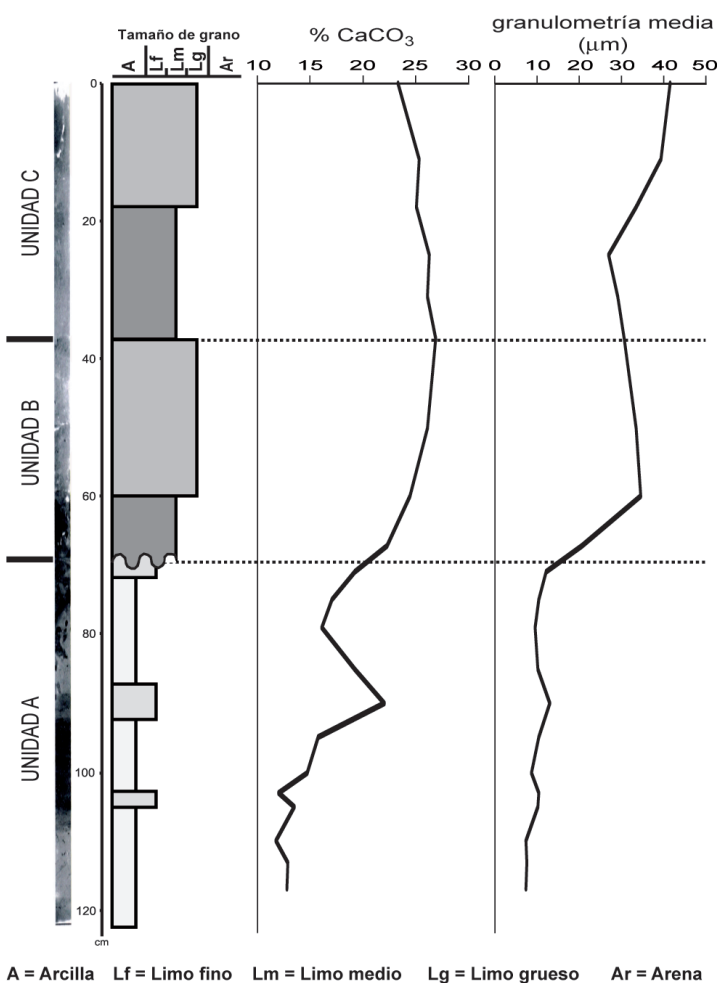


Fig. 4.31: Descripción sedimentaria del testigo KS04-16, mostrando las unidades definidas en función de los parámetros considerados.

del nivel 37cm hasta el techo del testigo, se extiende una nueva secuencia grano-creciente, de limo medio a grueso, definiendo una *unidad C* (Fig. 4.31). El contenido en carbonato, presenta una ligera tendencia decreciente hacia techo (de 26,9% a 23,3%).

Se han empleado 6 dataciones  $C^{14}$  para efectuar el **modelo de edad** de este testigo (ver Tabla 2.7 en anexos). La base (124cm) se ha datado en 28,2Ka cal BP (Fig. 4.32), por lo que este sondeo abarcaría la mitad de la edad comprendida por el testigo KS05-05.

Además, de acuerdo a este modelo de edad, la base erosiva del comienzo de la *unidad B*, parece reflejar un hiato que correspondería con un corto periodo de tiempo.

Es de reseñar la importante variación de la **velocidad de sedimentación** (Fig. 4.32) entre la base del sondeo KS04-16 y la muestra 110cm, con 8,19cm/Ka, y desde 105cm y el techo, con 4,15cm/Ka de media. Puesto que en la parte inferior del testigo (124-110cm) el intervalo de muestreo es de 5cm, la resolución obtenida es de 608 años para cada intervalo. Sin embargo, entre 110cm y la muestra más actual, este intervalo de muestreo varía entre 10cm y 5cm, por lo que la resolución alcanzada en esta parte del sondeo también oscila entre 2410

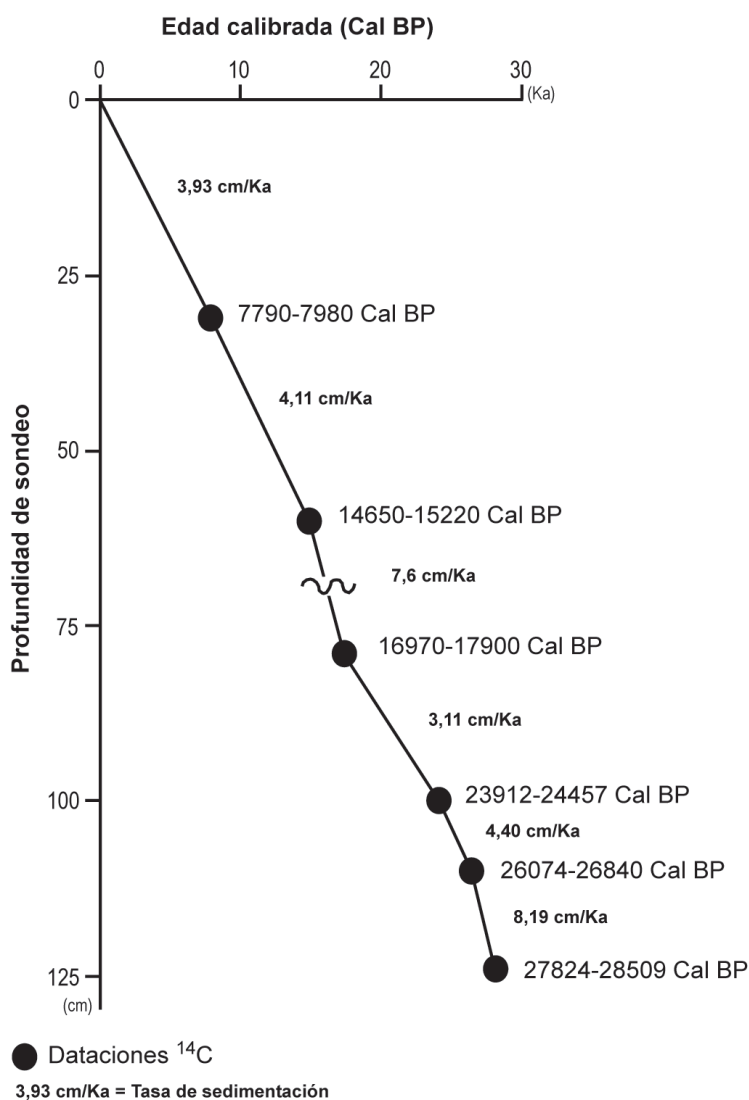


Fig. 4.32: Modelo de edad definido para el testigo KS04-16, de acuerdo a las dataciones absolutas realizadas. Se adjuntan las velocidades de sedimentación calculadas para cada tramo.



y 1205 años, respectivamente. Destacar que, entre 79cm y 60cm, la tasa de sedimentación aumenta hasta 7,6cm/Ka, por lo que, al considerarse un intervalo de muestreo de 5cm, se obtiene una resolución de 658 años en este tramo para cada intervalo.

Para determinar la variación de las **relaciones isotópicas** del sondeo KS04-16, se han seleccionado una especie bentónica (*L. lobatula*) y dos planctónicas (*G. bulloides* y *O. universa*) de foraminíferos.

Aludiendo a las señales isotópicas obtenidas en *L. lobatula*, los valores promedio de  $\delta^{18}\text{O}$  disminuyen desde la base del sondeo hasta la muestra más superficial. En detalle (Fig. 4.33; Tabla 4.11), dentro de la *unidad sedimentológica A*, se identifica un ascenso de los valores de la relación isotópica desde 117cm hasta el nivel 113cm, con un promedio de 3,04‰ (PDB), seguidos por un descenso, entre 113cm y 85cm, donde la media se reduce a 2,8‰ (PDB). En el resto de la *unidad A* y a lo largo de toda la *B* (de 85cm a 37cm), se define un ciclo de descenso-ascenso de los valores, con una media de 2,2‰ (PDB), variación que se repite en la *unidad C* (37cm a techo del sondeo), donde se obtiene un valor promedio de 1,76‰ (PDB). En cuanto a la relación  $\delta^{13}\text{C}$ , tras una caída en la señal isotópica en la muestra 113cm, seguida por una recuperación, en el resto del sondeo no se aprecian claras tendencias.

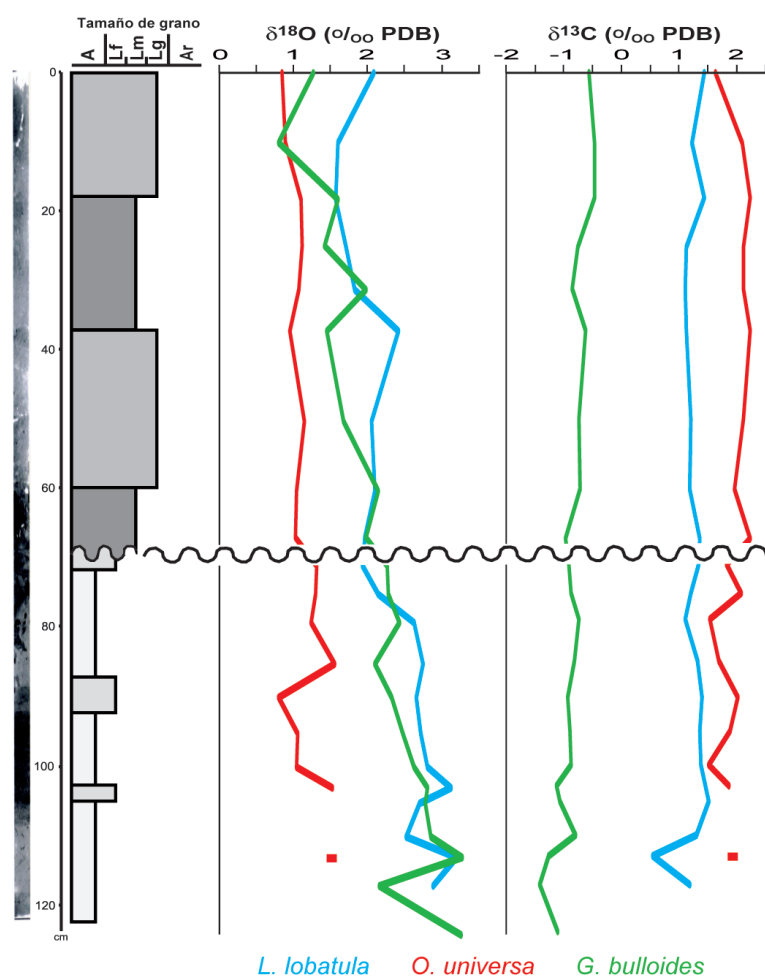


Fig. 4.33: Variación de las relaciones isotópicas a lo largo del sondeo KS04-16. Se marca el hiato sedimentario detectado. Ver pie de Fig. 4.31 para leyenda sedimentaria.

KS04-16		$\delta^{18}\text{O}$			$\delta^{13}\text{C}$		
	(cm de sondeo)	<i>L. lobatula</i>	<i>O. universa</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>L. lobatula</i>	<i>O. universa</i>	<i>G. bulloides</i>
Unidad C	0	2,09	0,84	1,27	1,44	1,63	-0,56
	10	1,61	0,90	0,81	1,23	2,10	-0,46
	18	1,57	1,11	1,61	1,44	2,24	-0,47
	25	1,71	1,12	1,43	1,12	2,12	-0,76
	31	1,83	1,08	1,99	1,11	2,12	-0,84
Unidad B	37	2,42	0,95	1,45	1,13	2,24	-0,62
	50	2,06	1,14	1,68	1,21	2,12	-0,74
	60	2,10	1,04	2,14	1,19	1,96	-0,72
	67	1,97	1,03	1,98	1,36	2,23	-0,97
Unidad A	71	1,93	1,32	2,26	1,35	1,83	-0,91
	75	2,15	1,31	2,28	1,21	2,07	-0,87
	79	2,62	1,24	2,43	1,10	1,54	-0,74
	85	2,75	1,55	2,10	1,33	1,70	-0,81
	90	2,66	0,81	2,33	1,40	2,02	-0,93
	95	2,72	1,06	2,48	1,35	1,89	-0,89
	100	2,81	1,05	2,63	1,37	1,51	-0,86
	103	3,12	1,53	2,80	1,46	1,86	-1,13
	105	2,71		2,79	1,51		-1,06
	110	2,53		2,85	1,31		-0,79
	113	3,20	1,52	3,27	0,55	1,93	-1,26
	117	2,89		2,16	1,18		-1,42
	124			3,26			-1,11

Tabla 4.11: Relaciones isotópicas obtenidas en el sondeo KS04-16. Se señalan los valores más altos (sombreado gris oscuro) y más bajos (sombreado gris claro) de cada uno de los intervalos considerados.

Respecto a *O. universa*, en la parte inferior del sondeo (base a 105cm), únicamente se ha podido obtener la señal isotópica en una muestra (113cm), con un valor de 1,52‰ (PDB) en  $\delta^{18}\text{O}$  y 1,93‰ (PDB) para  $\delta^{13}\text{C}$  (Tabla 4.11). Entre 103cm y 85cm (Fig. 4.33) los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  definen un ciclo de descenso-ascenso con una media de 1,2‰ (PDB), donde la muestra 85cm alcanza el máximo valor del sondeo (1,55‰ PDB). Desde 85cm hasta techo, se observa un leve descenso de la relación isotópica, con una mayor pendiente entre 85cm y 67cm. En todo este tramo, el promedio obtenido es de 1,1‰ (PDB). La relación isotópica  $\delta^{13}\text{C}$ , tras un primer ciclo oscilante (de 103cm a 79cm) con una media de 1,75‰ (PDB), presenta un incremento de sus valores desde esta última muestra hasta el nivel 37cm, con un promedio de 2,07‰ (PDB) en este tramo, seguido por una disminución hacia techo (valor medio de 2,04‰ PDB).

Por último, en la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  obtenida en *G. bulloides*, se produce un brusco descenso desde la base (124cm) hasta la muestra 117cm, con una posterior recuperación de los valores en 113cm (Tabla 4.11). Desde este último nivel y hasta el techo del sondeo, se aprecia una tendencia descendente general en la señal isotópica. En detalle (Fig. 4.33), esta disminución es continua entre 113cm y 85cm, con un promedio de 2,6‰ (PDB), estando cortada por un incremento de los valores en 79cm. Desde este nivel, de nuevo se define un descenso, con ligeras oscilaciones, hasta la muestra 37cm, con una media de 2,03‰ (PDB). Finalmente, se define una nueva tendencia descendente y oscilante desde 31cm, donde se obtiene el valor más alto de este tramo (1,99‰ PDB), hasta 10cm, con un incremento final en la muestra más actual. Este último tramo sedimentario (31cm a techo), presenta unos valores promedios de la señal isotópica de oxígeno de 1,42‰ (PDB). La señal isotópica  $\delta^{13}\text{C}$

obtenida para esta especie, es la única que adquiere valores negativos para todo el sondeo KS04-16 (Tabla 4.11). De manera global, se produce un ligero aumento de dichos valores desde la base hacia techo. Sin embargo, se pueden observar ciertas oscilaciones cíclicas en la parte inferior de la *unidad A*, desde la base hasta 103cm (Fig. 4.33; Tabla 4.11), con un promedio de -1,13‰ (PDB). A partir de este nivel, los valores varían levemente, con un ligero ascenso hacia techo (media de -0,76‰ PDB).

#### 4.3.2 Distribución estratigráfica de la microfauna

Con el objetivo de caracterizar la variación de la microfauna, tanto bentónica como planctónica, a lo largo del sondeo KS04-16, se han estudiado 22 muestras. En total, se han obtenido 6813 ejemplares de foraminíferos bentónicos, identificándose 88 especies (6 mayoritarias y 4 secundarias) (Tabla 4.12) y 6944 caparazones de foraminíferos planctónicos, pertenecientes a 17 especies y morfotipos (6 mayoritarias y 1 secundaria) (Tabla 4.13).

KS04-16 (cm de sondeo)	<i>Cassidulina laevigata</i>	<i>Hyalinea balthica</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>	<i>Melonis barleeaanum</i>	<i>Bulinina marginata</i>	<i>Brizalina spathulata</i>	n° total de ejemplares por muestra
1	23	7	13	6	6	13	312
10	18	12	18	5	8	7	329
18	24	8	17	7	6	14	308
25	11	7	38	6	7	6	303
31	21	10	21	6	10	5	308
37	26	9	22	10	5	9	312
50	36	12	13	8	4	6	304
60	38	8	11	7	4	9	300
67	21	18	25	10	4	2	304
71	37	13	18	6	4	4	308
75	33	12	17	8	2	4	305
79	18	17	26	12	3	<1	309
85	35	12	17	6	5	3	300
90	34	18	16	9	2	2	304
95	17	18	29	9	1	<1	321
100	48	12	3	7	3	3	305
103	22	45	6	8	<1	<1	325
105	32	41	3	4	<1	<1	305
110	35	36	<1	10	2	<1	315
113	63	5	8	5	2	1	314
117	58	6	7	6	3	1	308
124	75	2	2	<1	<1		314
total (ind./sp.)	2237	1022	1023	482	254	289	

Tabla 4.12: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS04-16. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

KS04-16 (cm de sondeo)	<i>Neogloboquadrina pachyderma sin. cerrada</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma sin. abierta</i>	<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma dex.</i>	<i>Globigerinoides ruber alba</i>	<i>Globorotalia inflata</i>	n° total de ejemplares por muestra
1	18	8	5	38	17	7	325
10	23	6	15	26	8	12	312
18	29	3	9	29	16	9	303
25	30	4	8	29	16	8	313
31	30	4	5	28	19	7	327
37	32	4	6	24	15	10	305
50	36	5	8	19	18	5	324
60	50	4	6	13	11	3	310
67	59	3	12	10	7	<1	310
71	54	6	13	10	7	2	324
75	52	5	21	8	5	4	330
79	63	8	11	7	6	<1	324
85	53	17	8	6	7	4	309
90	73	6	9	3	3	<1	318
95	84	4	5	2	2	<1	317
100	31	6	38	9	4	2	307
103	27	5	43	13	5	2	334
105	25	8	33	18	5	1	307
110	25	6	42	11	6	<1	308
113	76	6	8	2	2	<1	315
117	82	4	5	4	1	1	313
124	87	4	1	<1	2	<1	309
total (ind./sp.)	3266	406	984	985	569	253	

Tabla 4.13: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos planctónicos en el sondeo KS04-16. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

Además, se han extraído 433 valvas de ostrácodos, correspondientes a 39 especies, donde no es posible definir especies mayoritarias y secundarias, puesto que no aparecen más de 100 ejemplares por muestra (Fig. 4.34).

El **índice de riqueza** en este testigo sólo ha sido determinado para los foraminíferos bentónicos, debido a la escasa presencia de valvas de ostrácodos. Este índice de riqueza en los foraminíferos bentónicos (nF) aparece representado por medio de un perfil con diversas oscilaciones (Fig. 4.35). Entre la base y el nivel 113cm, se obtienen los valores más bajos de todo el sondeo. A continuación, se incrementa hasta 103cm, descendiendo posteriormente hasta los 95cm. Entre este último nivel y 90cm, se produce un importante ascenso del valor de la riqueza, presentando una posterior tendencia decreciente hasta la muestra 75cm, con un nuevo ciclo ascenso-descenso en la parte final de la unidad basal, que culmina en el nivel 50cm, con el valor más bajo de este intervalo. Tras un primer ascenso hasta 37cm, se registra un importante incremento de la riqueza, alcanzando el valor máximo del sondeo en la muestra 31cm. A continuación, se aprecia una tendencia descendente hacia techo del testigo KS04-16, truncada por un incremento en el nivel 10cm.

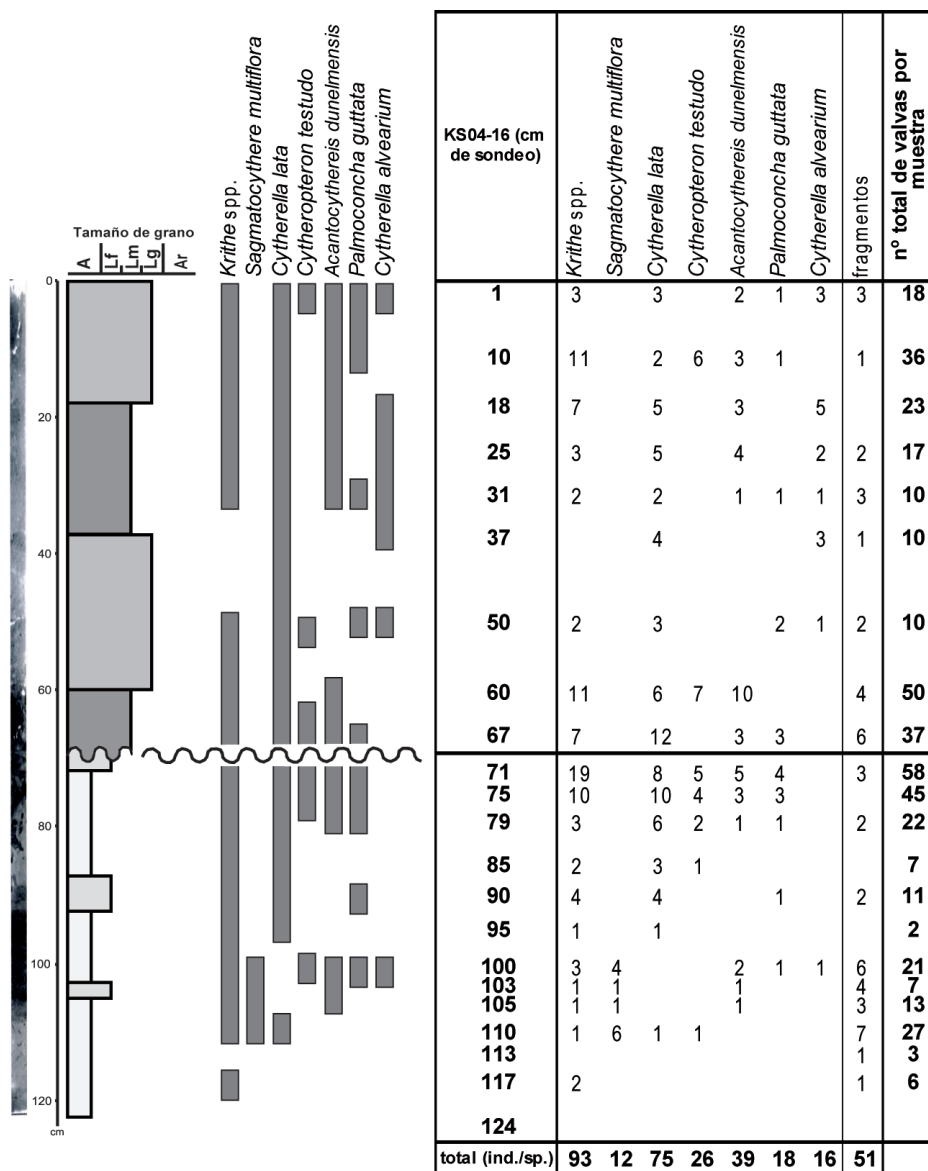


Fig. 4.34: Distribución de las especies mayoritarias de ostrácodos en el sondeo KS04-16. Los valores son absolutos (nº de valvas).

Los **índices de diversidad** obtenidos para los foraminíferos bentónicos, presentan un aumento de los valores desde la base hasta el techo del sondeo (Tabla 4.14). En detalle, el índice de Shannon aumenta de manera más importante desde 124cm hasta la muestra 95cm (de 1,2 a 2,3), con una tendencia ascendente de menor pendiente desde este nivel hasta el techo del testigo KS04-16 (Fig. 4.36), con una variación anticovariante con la dominancia (Tabla 4.14). Aludiendo al índice  $\alpha$  de Fisher, entre 124cm y 37cm (*unidades A y B*), los valores presentan numerosas oscilaciones. A partir de dicho nivel, se define una tendencia ascendente hasta los 10cm, donde se alcanza el valor máximo, con un descenso hasta la muestra más actual del sondeo.

En el caso de los ostrácodos, tanto el índice Shannon como el número de especies y  $\alpha$  de Fisher, presentan un comportamiento covariante, siendo anticovariante el de la dominancia (Tabla 4.14). Analizando con mayor detenimiento el índice de Shannon (Fig. 4.36; Tabla 4.14), entre 113cm y 95cm (valor 0,7) aparecen dos aumentos significativos (110-105cm y 100cm), hasta un máximo de 2,2. En la parte superior de este tramo (*unidad A* de la Fig. 4.31) (100cm a 75cm), se puede definir una tendencia ascendente, alcanzando el valor máximo de todo el sondeo en este último nivel. De 67cm a 37cm (*unidad B*) se caracteriza por un descenso ligeramente oscilante, que se invierte de 37cm a techo, con un mayor incremento en la muestra 10cm.

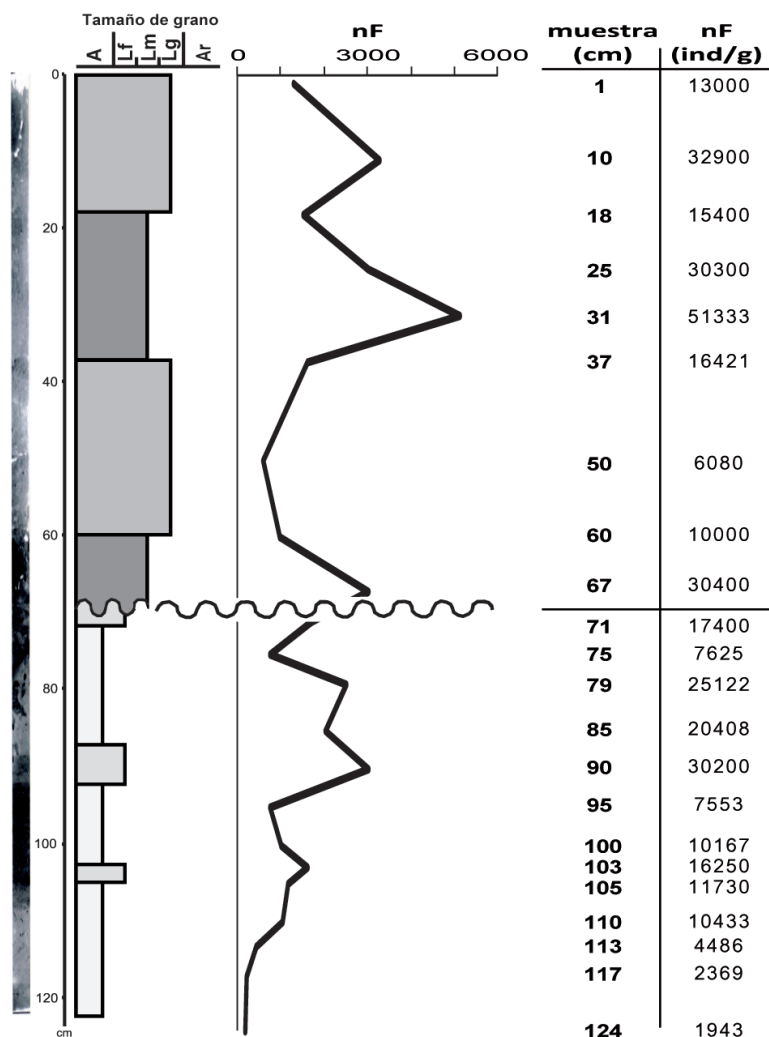


Fig. 4.35: Índices de riqueza, obtenidos para foraminíferos bentónicos (nF), en el sondeo KS04-16.

KS04-16 (cm de sondeo)	F. bentónicos				Ostrácodos				F. planctónicos			
	Especies (S)	Shannon (H)	Dominancia (D)	$\alpha$ de Fisher	Especies (S)	Shannon (H)	Dominancia (D)	$\alpha$ de Fisher	Especies (S)	Shannon (H)	Dominancia (D)	$\alpha$ de Fisher
1	27	2,6	0,1	7,1	7	1,9	0,2	5,1	12	1,8	0,2	2,5
10	33	2,7	0,1	9,1	15	2,3	0,2	9,9	12	2	0,2	2,5
18	32	2,5	0,1	9	7	1,7	0,2	3,4	11	1,8	0,2	2,2
25	30	2,4	0,2	8,3	5	1,5	0,2	2,6	13	1,8	0,2	2,7
31	27	2,4	0,1	7,1	5	1,6	0,2	7,8	13	1,8	0,2	2,7
37	23	2,3	0,1	5,7	3	1,1	0,4	1,6	14	1,9	0,2	3
50	28	2,3	0,2	7,5	4	1,3	0,3	3,2	13	1,8	0,2	2,7
60	23	2,2	0,2	5,8	10	2	0,2	3,9	12	1,6	0,3	2,5
67	28	2,3	0,2	7,5	8	1,7	0,2	3,5	10	1,4	0,4	2
71	24	2,1	0,2	6,1	13	2,1	0,2	5,4	8	1,5	0,3	1,5
75	24	2,3	0,2	6,1	16	2,4	0,1	8,9	9	1,5	0,3	1,7
79	27	2,3	0,2	7,1	12	2,2	0,1	13	8	1,3	0,4	1,5
85	27	2,2	0,2	7,2	4	1,3	0,3	3,9	11	1,5	0,3	2,2
90	25	2,1	0,2	6,5	3	1	0,4	1,6	10	1,1	0,5	2
95	29	2,3	0,2	7,7	2	0,7	0,5	0	8	0,7	0,7	1,5
100	25	2	0,3	6,4	9	2	0,2	9,5	11	1,6	0,3	2,2
103	25	1,9	0,3	6,3	3	1,1	0,3	0	9	1,5	0,3	1,7
105	26	1,8	0,3	6,8	9	2,2	0,1	4,3	9	1,7	0,2	1,7
110	22	1,8	0,3	5,4	12	2,2	0,1	13	10	1,6	0,3	2
113	25	1,6	0,4	6,4	2	0,7	0,5	0	8	0,9	0,6	1,5
117	25	1,7	0,4	6,4	4	1,3	0,3	9,3	9	0,8	0,7	1,7
124	22	1,2	0,6	5,4					9	0,6	0,8	1,7

Tabla 4.14: Valores de los índices de diversidad para foraminíferos (bentónicos y planctónicos) y ostrácodos, en el sondeo KS04-16. La línea sólida marca la superficie de erosión detectada.

Aludiendo a los foraminíferos planctónicos, se observa un aumento de la diversidad hacia techo, con una variación covariante en el número de especies, el índice  $\alpha$  de Fisher y el índice de Shannon, con alguna excepción en la parte inferior del testigo, y anticovariante en la dominancia (Tabla 4.14). En concreto, en la parte inferior (Fig. 4.36; Tabla 4.14), se observa un ascenso en el índice Shannon, entre la base (124cm) y 113cm. A continuación, se produce un importante aumento del valor de la diversidad en 110cm, con una leve estabilización hasta la muestra 100cm. Tras un importante descenso en la muestra 95cm, se define una tendencia ascendente entre este nivel y 85cm, seguida por una disminución hasta 67cm. A partir de este nivel, se observa un ligero incremento de los valores del índice Shannon hacia techo del sondeo.

En el **análisis Cluster-R** realizado con las principales especies de **foraminíferos bentónicos** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,7446), se diferencian dos grupos (Fig. 4.37). Las especies incluidas en el grupo 1, son las más

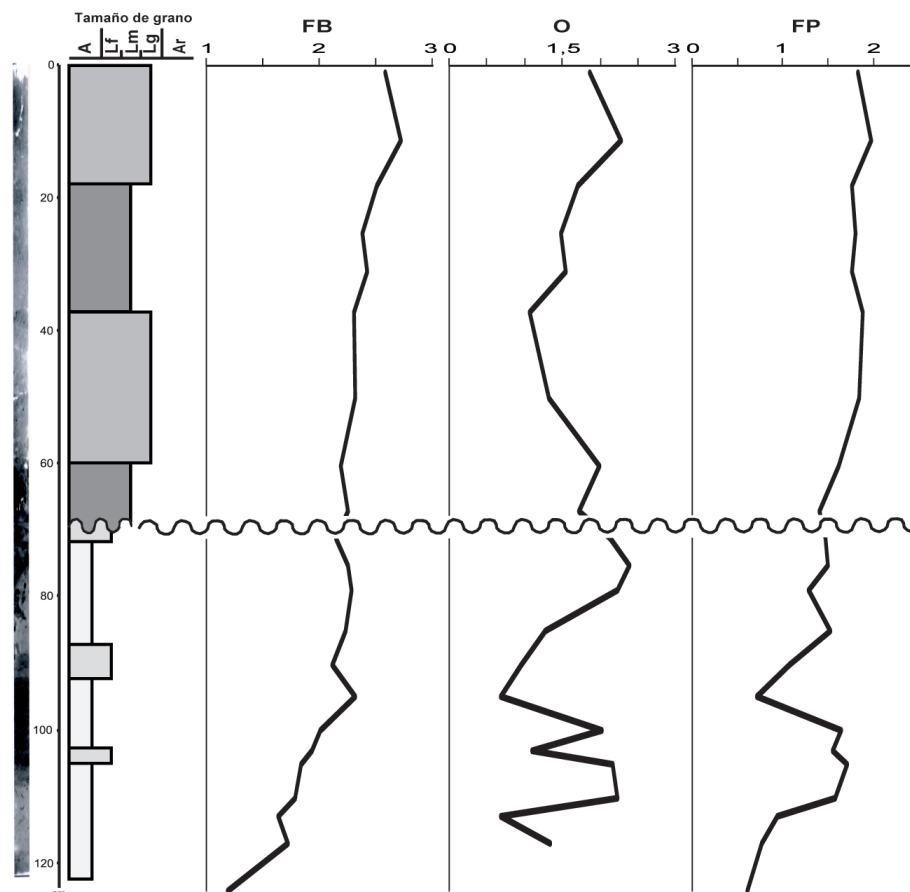


Fig. 4.36: Variación del índice de Shannon, calculado a partir de la microfauna bentónica y planctónica, a lo largo del sondeo KS04-16. FB = Foraminíferos bentónicos; O = Ostrácodos; FP = Foraminíferos planctónicos.

abundantes en la parte inferior de la *unidad A* de la Fig. 4.31, entre la base y 100cm (Fig. 4.38), mientras que la asociación específica que define el grupo 2, es mayoritaria desde 37cm hasta el techo del testigo (*unidad C* de la Fig. 4.31). En el resto de niveles, ninguno de los grupos específicos es dominante, al presentar ambos porcentajes similares.

Dentro del grupo 1 (Fig. 4.37), las especies más abundantes son *C. laevigata* y *H. balthica*, mientras que en el grupo 2 es muy abundante *U. peregrina*, acompañada de *B. spathulata*, *B. marginata* y *M. barleeenum*. Esta última, es una especie típica de aguas frías y medios profundos (Murray, 1991), que soporta condiciones de baja concentración de oxígeno en el medio (Schönfeld, 1997). En detalle (Fig. 4.39), *C. laevigata* es dominante entre la base del sondeo y la muestra 113cm. Entre 110cm y 103cm, disminuye el porcentaje de *C. laevigata*, pasando a ser *H. balthica* la especie más abundante, hasta el nivel 100cm, donde vuelve a dominar *C. laevigata*. Entre 95cm y 67cm, aumenta de manera importante el porcentaje de *U. peregrina*, que presenta una relación anticovariante con *C. laevigata*, siendo ambas dominantes en este tramo, acompañadas de *H. balthica*. *M. barleeenum* también aumenta su abundancia.

De 67cm a 37cm, disminuye el porcentaje de *U. peregrina*, quedando *C. laevigata* como mayoritaria. Mientras que *H. balthica* también disminuye su abundancia, aparece como secundaria *B. spathulata*. Finalmente, el tramo de 37cm a techo del sondeo se caracteriza por un descenso de *C. laevigata* y un aumento de *U. peregrina*, que alcanza su valor máximo en el nivel 25cm. *B. marginata*, que acompaña a *B. spathulata*, incrementa su porcentaje.

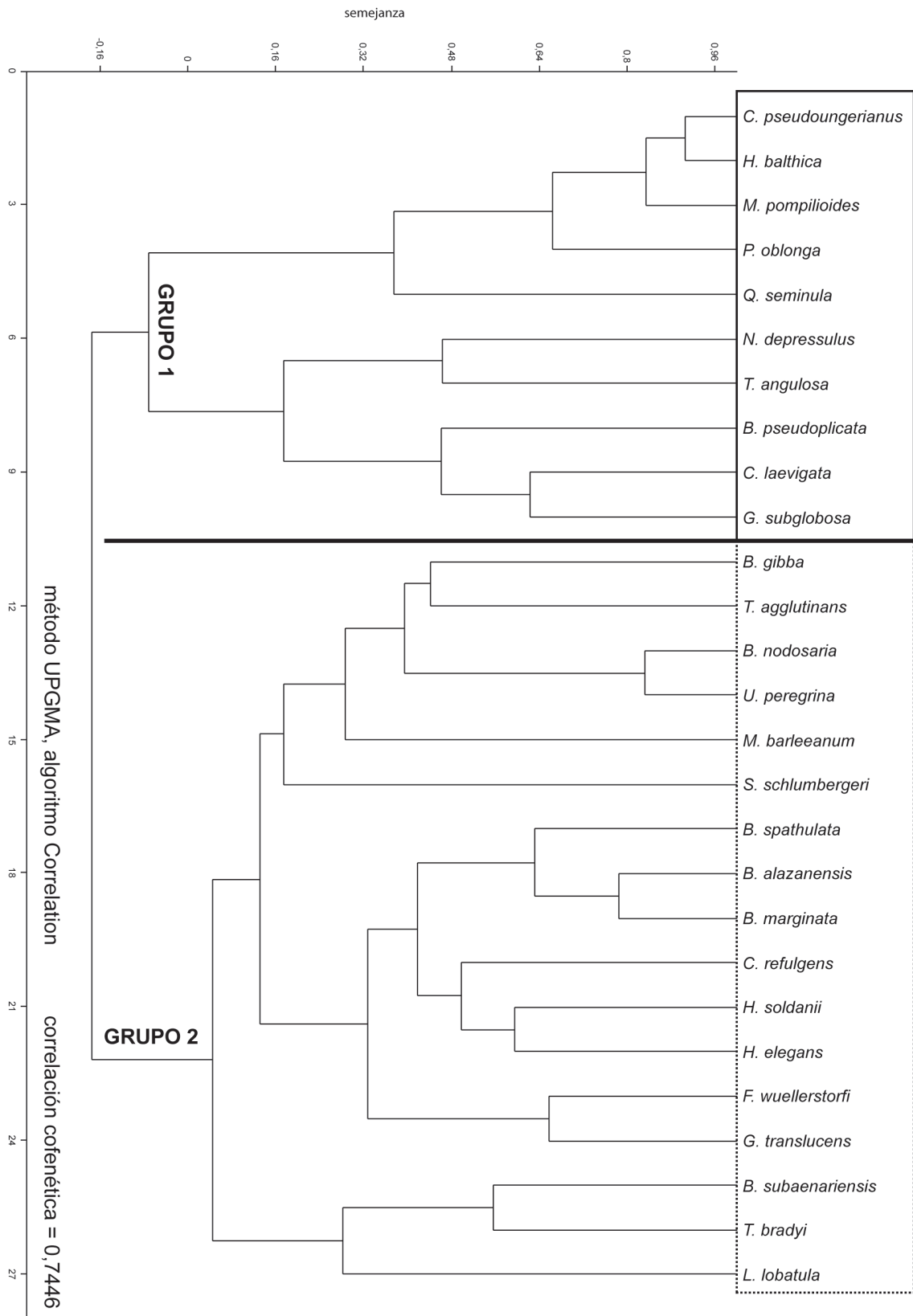


Fig. 4.37: Análisis cluster-R de las especies de foraminíferos bentónicos del sondeo KS04-16.



El bajo contenido en valvas de **ostrácodos** de las muestras analizadas (inferior a 100 ejemplares en todas las muestras; Fig. 4.34), imposibilita la realización de un análisis estadístico, puesto que los porcentajes no son representativos. En la parte inferior de este testigo (desde la base hasta la muestra 113cm), apenas aparecen valvas de ostrácodos (Fig. 4.34). Entre 113cm y 80cm, es más común *Krithe* spp., junto con *Sagmatocythere multiflora* y *A. dunelmensis* hasta el nivel 100cm, y con *C. lata* desde esta muestra hasta 80cm. A partir de este nivel, aumenta el número de valvas por muestra, siendo más importantes *Krithe* spp., *C. lata* y *A. dunelmensis*, acompañadas de *C. testudo* y *P. guttata*. De 60cm a 25cm, presenta una baja riqueza de valvas de ostrácodos. Finalmente, desde la muestra 25cm hasta el techo del testigo, aumenta el número de individuos por muestra, donde *Krithe* spp. aparece junto a *A. dunelmensis*, *C. alvearium* y *C. lata*.

Finalmente, en los **foraminíferos planctónicos**, el **análisis Cluster-R** (método UPGMA, algoritmo Correlation, correlación cofenética 0,9533) separa dos grandes grupos, quedando aislada estadísticamente *N. pachyderma* sin. del resto de especies (Fig. 4.40). Dentro del grupo 1, *G. bulloides* es la especie más importante, mientras que las principales especies que definen el grupo 2 son *N. pachyderma* dex. y *G. ruber*.

En concreto (Fig. 4.41, Tabla 4.13), *N. pachyderma* sin. es dominante entre la base del sondeo y la muestra 113cm. De 110cm a 100cm, disminuye su abundancia, pasando a ser la

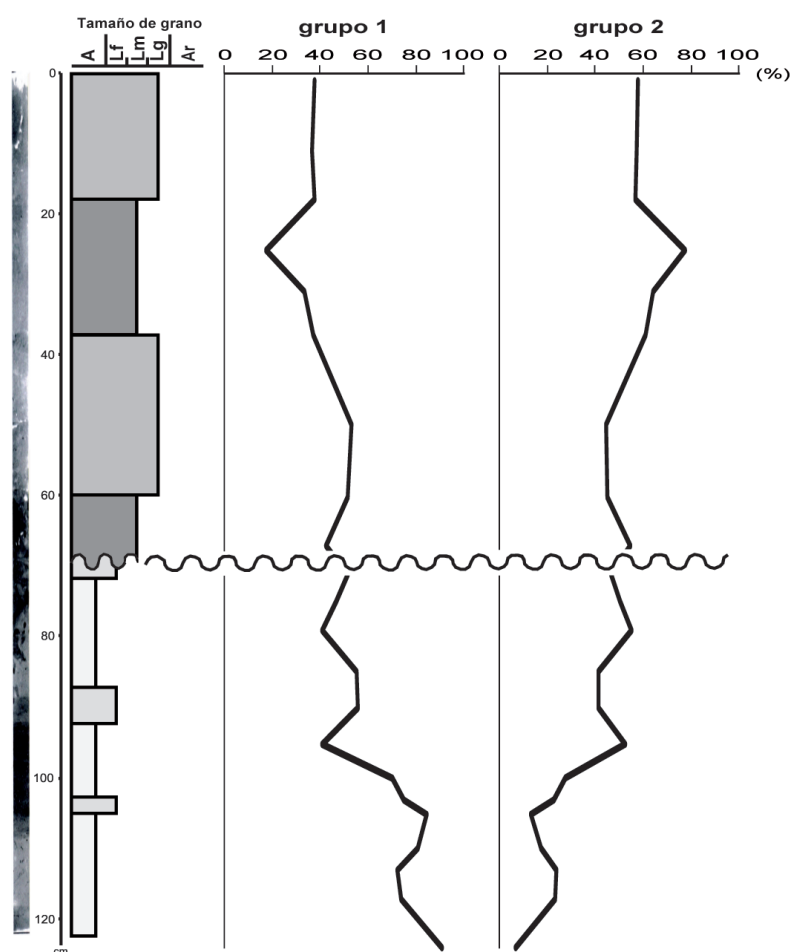


Fig. 4.38: Variación, en porcentaje, de los grupos específicos diferenciados en el análisis cluster-R de foraminíferos bentónicos, en el sondeo KS04-16.

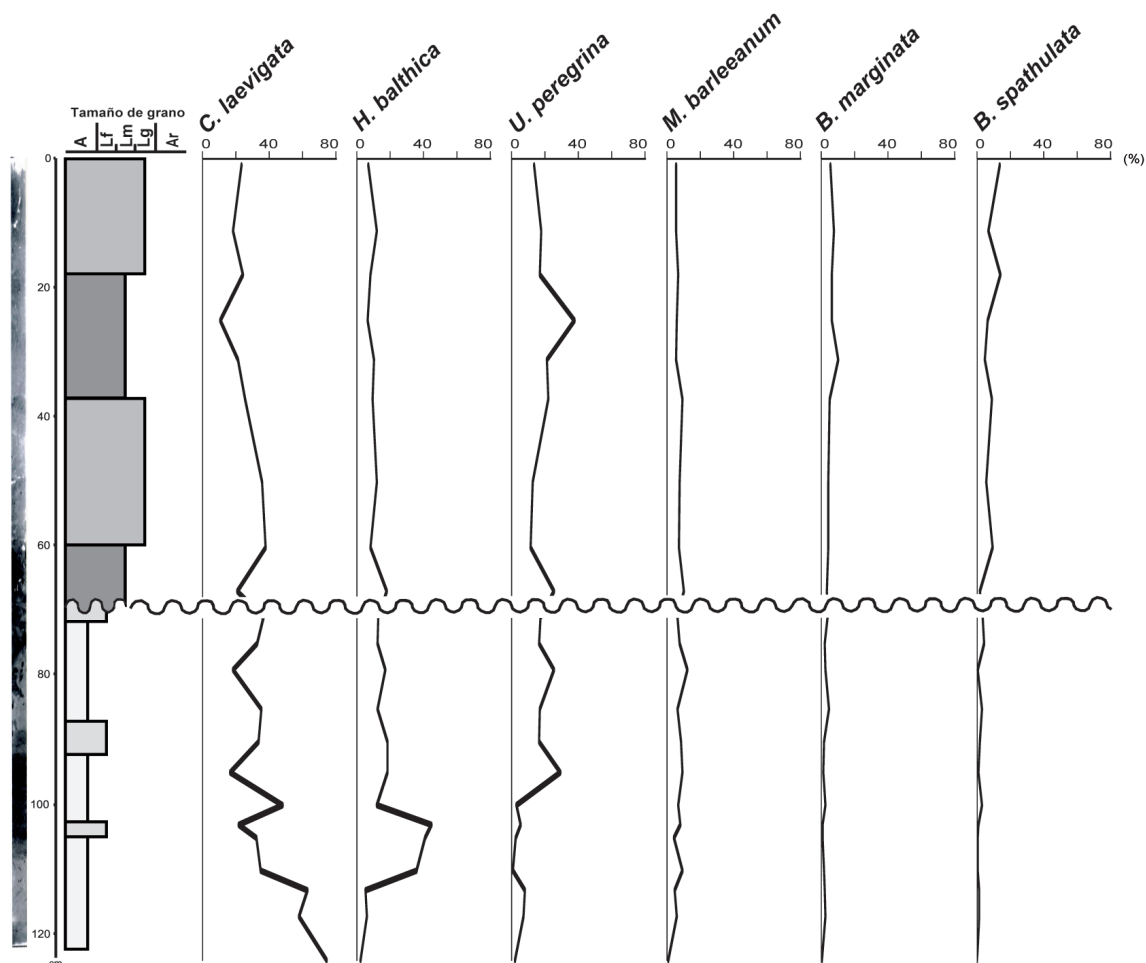


Fig. 4.39: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS04-16.

especie más abundante *G. bulloides*, acompañada de *N. pachyderma* dex. En el nivel 95cm, aumenta el porcentaje de *N. pachyderma* sin., que vuelve a ser la especie más importante. Entre esta muestra y 50cm, presenta una tendencia decreciente con una fuerte pendiente y diversas oscilaciones. Desde 50cm y hasta el techo del sondeo, continúa el descenso en la abundancia de esta especie, pero de manera menos acentuada. A partir de la superficie erosiva, aumentan los porcentajes de *N. pachyderma* dex., que aparece como especie más importante desde los 11cm y hasta techo del sondeo.

Finalmente, se ha estimado la **paleobatimetría teórica** (Fig. 4.42) de este sondeo a partir del índice de oceanidad. Los valores más elevados, se han obtenido en la base del sondeo (124-113cm). Entre 110cm y 100cm, se han estimado los valores medios más bajos. Finalmente, entre esta última muestra y el techo del sondeo, el promedio batimétrico sería intermedio con respecto a los dos intervalos previos. En detalle, en este último tramo, a continuación de un aumento de la profundidad estimada desde 100cm a 95cm, se define un descenso, con diversas oscilaciones internas, entre este último nivel y la muestra 60cm. A continuación, se observa un incremento de la batimetría estimada, que se continúa hasta el nivel 25cm. Desde esta última muestra y hasta el techo del testigo KS04-16, se observa una disminución en la profundidad estimada (Fig. 4.42).

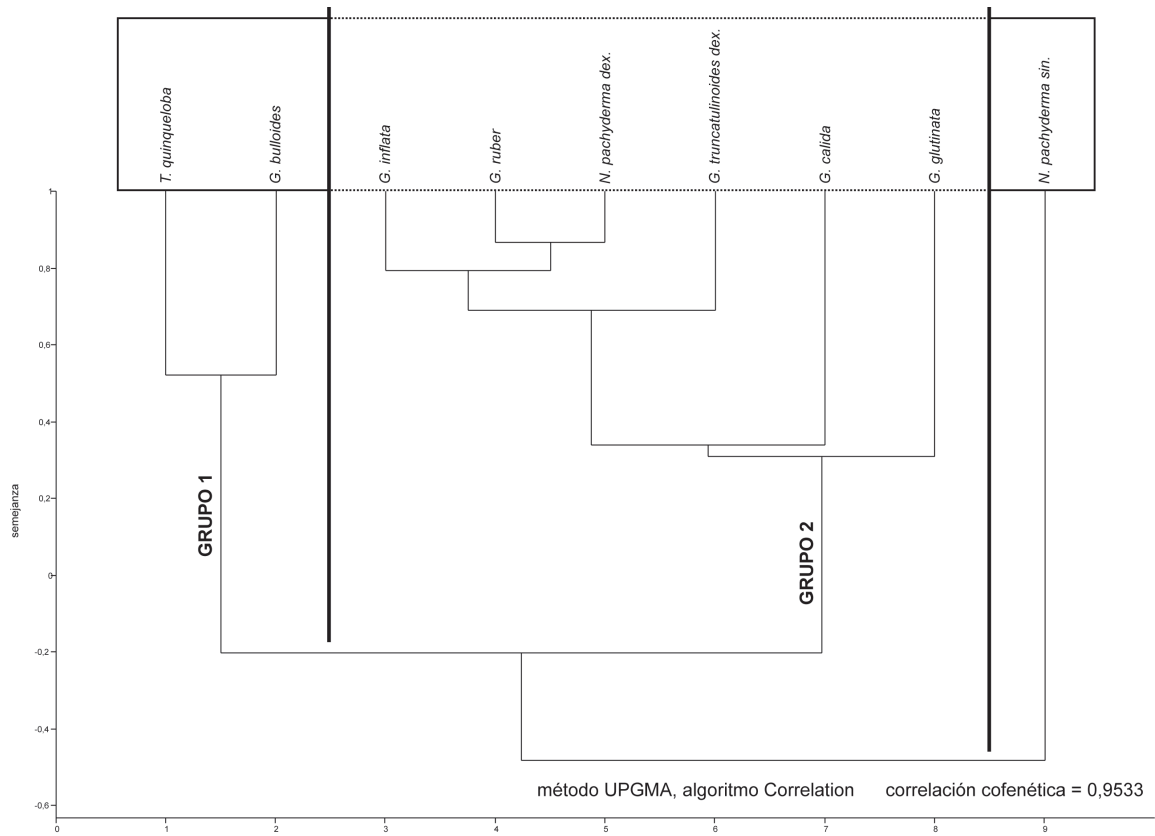


Fig. 4.40: Análisis cluster-R de las especies de foraminíferos planctónicos del sondeo KS04-16.

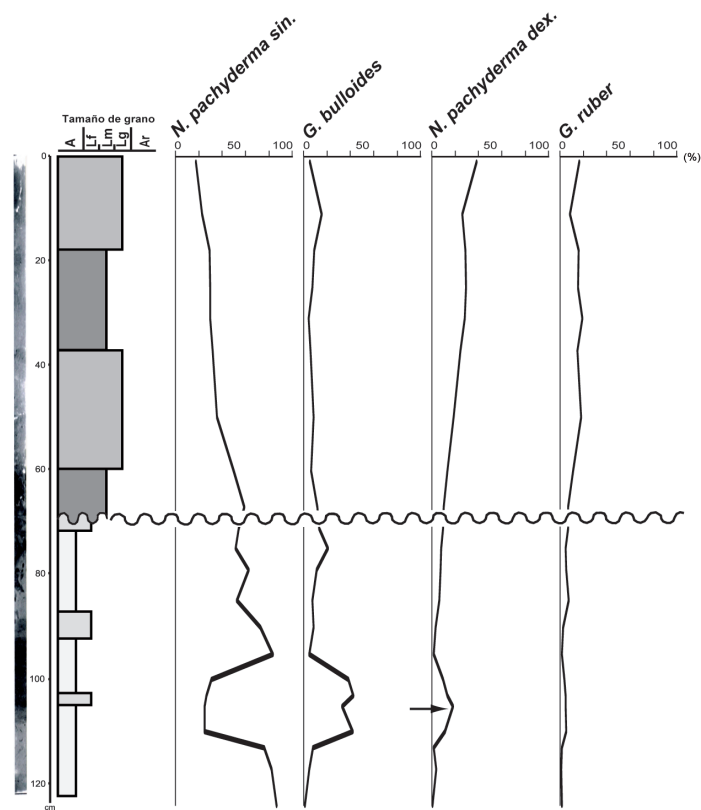


Fig. 4.41: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos planctónicos en el sondeo KS04-16.

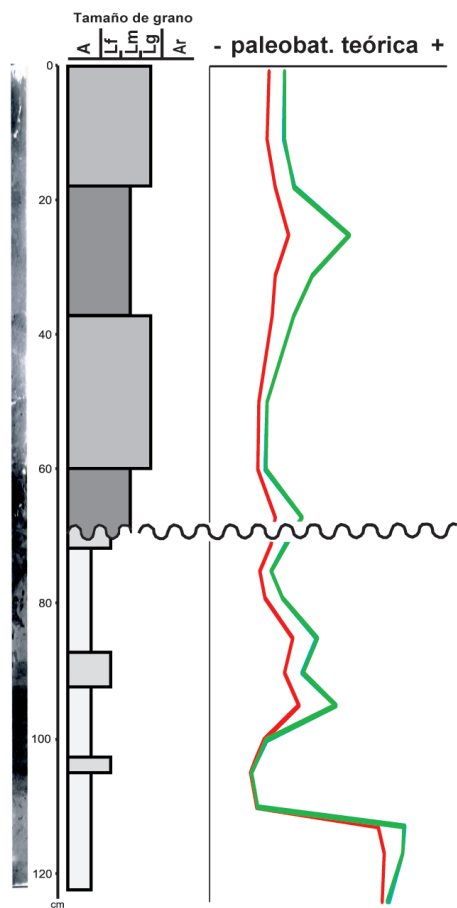


Fig. 4.42: Variación de la paleobatimetría estimada en el sondeo KS04-16. Las flechas señalan las diferentes tendencias observadas. Leyenda: Murray, 1976; van der Zwaan et al., 1990; van Hinsbergen et al., 2005.

## 4.4 Sondeos complementarios KS21 y KS16.

Para complementar los datos obtenidos en los anteriores testigos, se ha analizado, exclusivamente, la distribución de la microfaua bentónica a lo largo de estos dos sondeos.

### 4.4.1 Sondeo KS21

Este sondeo, de 3,3m de longitud, se ha recogido en el interior de un pockmark del interfluvio de Costarrenakala ( $43^{\circ}34'22''$  de latitud N y  $2^{\circ}18'23''$  de longitud O), a 460m de profundidad (ver Fig. 2.2).

En el **análisis sedimentológico** de este testigo, se pueden diferenciar 3 tamaños de grano: arcilla, limo fino y limo medio (Fig. 4.43).

La mitad inferior del sondeo (330cm a 150cm), permite definir una primera *unidad A* conformada por sedimento de grano fino (arcilla y limo fino), mientras que en la parte superior (150cm a techo), se determina una segunda *unidad B*, más grosera (limo medio). Dentro de la *unidad A* (Fig. 4.43), el tramo comprendido entre 220cm y 180cm, presenta un tamaño de grano de limo fino y el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  es superior al del tramo previo (17,2% de promedio). En la *unidad B* (Fig. 4.43), el sedimento pasa a estar conformado por limo medio más carbonatado que el de la unidad previa (20,6% de media). Además, de

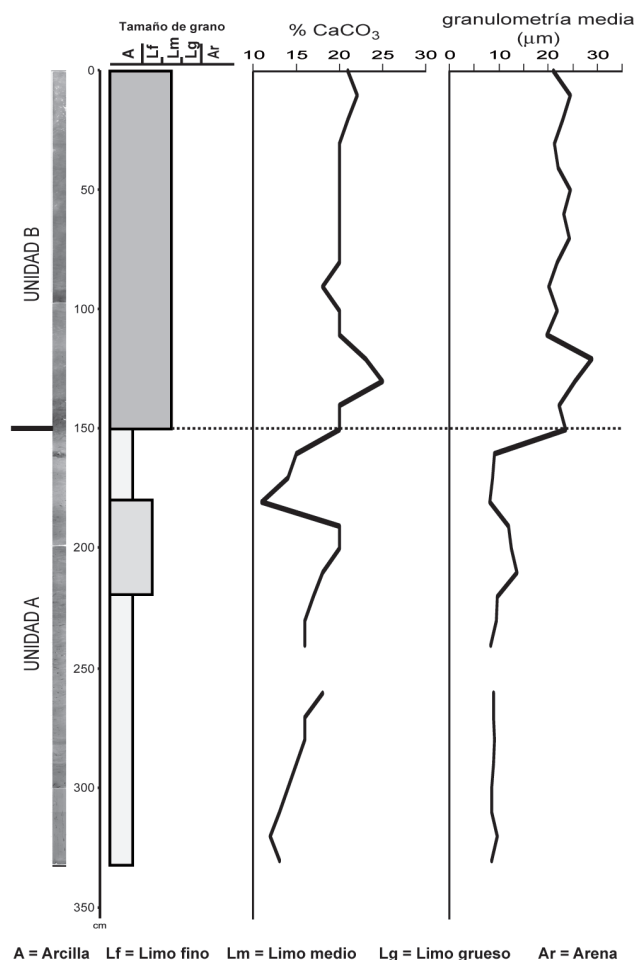


Fig. 4.43: Descripción sedimentaria del testigo KS21, mostrando las unidades definidas en función de los parámetros considerados.

130cm a 120cm, se produce un ligero aumento del tamaño de grano, acompañado por un aumento del porcentaje de  $\text{CaCO}_3$ , que alcanza el valor máximo de todo el sondeo (25%).

Para realizar el **modelo de edad** de este testigo KS21 (Fig. 4.44), se han empleado 3 dataciones absolutas  $\text{C}^{14}$  (ver Tabla 2.7 en anexos). Al no estar datada la muestra de base del sondeo, es preciso determinar el rango temporal abarcado por este testigo calculando la velocidad de sedimentación del tramo inferior. Entre 285cm (25Ka cal BP) y 145cm ( $\approx$ 13Ka cal BP), la tasa de sedimentación estimada es de 11,45cm/Ka. Por tanto, este sondeo abarcaría desde unos 29Ka cal BP hasta la actualidad.

Esta **tasa de sedimentación** varía de manera importante a lo largo del sondeo (Fig. 4.44). En concreto, disminuye desde los 11,45cm/Ka en la parte inferior del sondeo (base a 145cm), previamente comentado, a 8,03cm/Ka en el tramo comprendido entre 145cm y 85cm, aumentando de nuevo hasta 15,49cm/Ka en la parte superior del testigo (85cm a techo). Puesto que el intervalo de muestreo es de 10cm, la resolución obtenida en la parte inferior (330cm-145cm) es de 874 años para cada intervalo, pasando a 1246 años en el tramo intermedio (145cm-85cm) y a 649 años en el intervalo superior del sondeo (85cm a techo).

Para poder analizar las variaciones en la **microfauna bentónica**, se han estudiado 34 muestras de este sondeo. En concreto, se han extraído 10196 individuos de foraminíferos

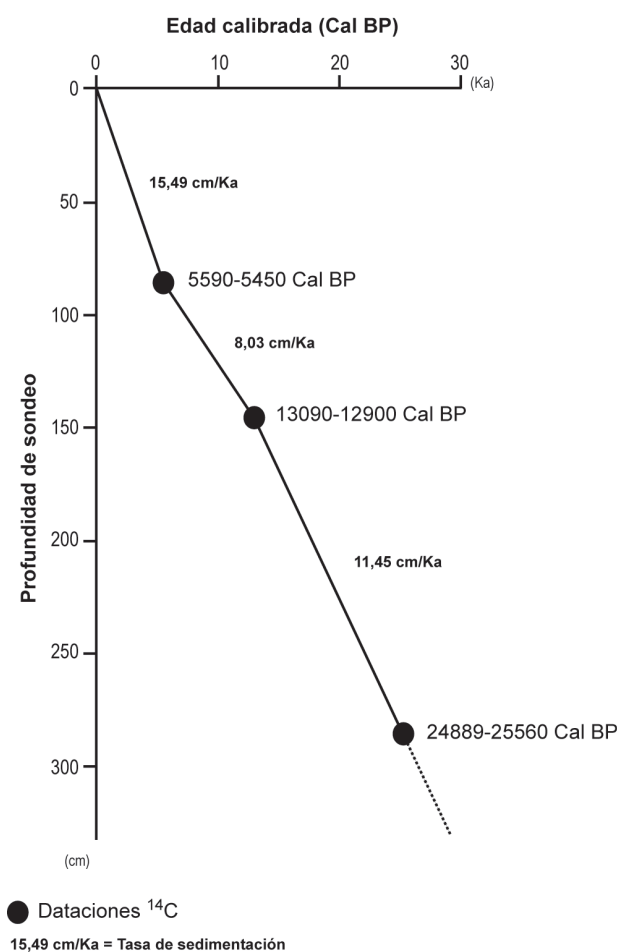


Fig. 4.44: Modelo de edad definido para el testigo KS21, de acuerdo a las dataciones absolutas realizadas. Se adjuntan las velocidades de sedimentación calculadas para cada tramo.

bentónicos, correspondientes a 77 especies, de las cuales 9 son mayoritarias (Tabla 4.15); y 1681 valvas de ostrácodos, identificándose 35 especies (Fig. 4.45).

El **índice de riqueza**, obtenido únicamente para los foraminíferos bentónicos (nF), debido al bajo número de valvas de ostrácodos en las muestras, presenta un perfil con numerosas oscilaciones (Fig. 4.46). En detalle, se define una tendencia creciente y fuertemente oscilante de los valores desde la base hasta la muestra 230cm, donde alcanza el máximo de riqueza. De 230cm hasta 150cm, disminuye la riqueza, obteniéndose los valores mínimos de este índice para el sondeo KS21. Tras un importante incremento del nF entre 150cm y 130cm, hacia techo del sondeo presenta diversas fluctuaciones cíclicas de ascenso-descenso en los valores de la riqueza.

En el análisis de las asociaciones de **foraminíferos bentónicos**, a lo largo del testigo se observa una variación en las especies dominantes (Fig. 4.47; Tabla 4.15). En concreto, en la parte inferior, *C. laevigata* es la especie principal entre la base del sondeo y 290cm. A partir de la muestra 280cm disminuye su porcentaje, aunque se mantiene como mayoritaria, siendo sustituida por *H. balthica*. Esta especie, se encuentra acompañada por *U. peregrina* y *B. subaenariensis*. Esta última especie aparece como mayoritaria a partir de la muestra 230cm y es la dominante en el nivel 180cm. Se trata de una especie típica de aguas frías (Murray, 2006) y medios hipóxicos (Pujos-Lamy, 1973).

KS21 (cm de sondeo)	<i>Cassidulina laevigata</i>	<i>Melonis barleeorum</i>	<i>Hyalinea balthica</i>	<i>Bulimina marginata</i>	<i>Bulimina gibba</i>	<i>Bulimina subaenariensis</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>	<i>Brizalina spathulata</i>	<i>Bulimina alazanensis</i>	n° total de ejemplares por muestra
0	5	7	3	47			11	3	12	300
10	4	6	2	27			8	1	21	300
20	3	9	6	43			11	1	15	302
30	4	9	3	26			11	<1	17	155
40	2	6	2	22			5	<1	32	288
50	6	8	2	23			12	1	22	300
60	4	8	2	14			10	2	21	300
70	4	7	3	30			9	1	22	300
80	3	6	3	22			16	1	9	300
90	<1	5	3	11			35	<1	8	310
100	2	7	2	11			37		10	303
110	2	6	5	11			42	<1	18	304
120	3	4	4	10			44	2	7	301
130	3	7	3	17			34	3	7	319
140	<1	3	6	16		2	41	2	6	310
150	3	4	34	4		22	10	<1	3	304
160	4	4	26	1		8	20		1	300
170	4	2	37	1		6	10	3	3	301
180	6	2	8	<1		44	20		2	301
190	23	12	25	<1		16	7	8		304
200	22	8	24	4		20	8	5		312
210	15	7	24			15	26	3		305
220	17	12	26	<1		15	16	<1		323
230	24	7	29		2	18	9	3		316
240	6	8	32	<1	6	4	25	3		300
250	21	7	32	<1	6	2	6	16		309
260	23	9	22	<1	11	<1	7	13		302
270	11	5	25		20	3	16	5	<1	303
280	22	2	27		19	2	7	4		300
290	53	14	5	<1	<1			<1		306
300	59	3	4	<1	<1		<1			301
310	51	5	8	<1	<1	<1	<1			311
320	59	2	4	<1	<1					300
330	54	7	3	<1						306
total (ind./sp.)	1597	656	1353	999	197	547	1550	260	675	

Tabla 4.15: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS21. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

Entre 140cm y 90cm, la especie más abundante es *U. peregrina*, acompañada por *B. marginata* y *B. alazanensis*, esta última especie típica de aguas cálidas (Murray, 1991) y medios bien oxigenados (Schmiedl *et al.*, 1997, entre otros). Desde este último nivel (90cm) y hasta el techo del sondeo, disminuye el porcentaje de *U. peregrina*, pasando a ser dominantes *B. marginata* y *B. alazanensis*.

En el caso de los **ostrácodos**, no se han podido definir especies mayoritarias y secundarias, debido a la escasez de valvas en las muestras analizadas (Fig. 4.45). Sin embargo, es posible aludir a la variación en el número de dichas valvas, así como al predominio de las principales especies identificadas. En concreto, desde la base hasta 190cm son abundantes *Krithe* spp., *C. lata* y *C. fischeri*, especie esta última que vive en aguas con temperatura muy variable (Wagner, 1957) en zonas intermareales (Guillaume *et al.*, 1985). Estas especies están acompañadas por *C. testudo*, *Palmoconcha laevata*, *Sclerochilus rudjakovi*, especie marina sublitoral (Athersuch *et al.*, 1989), y, hasta el nivel 290cm, por *S. multiflora*.

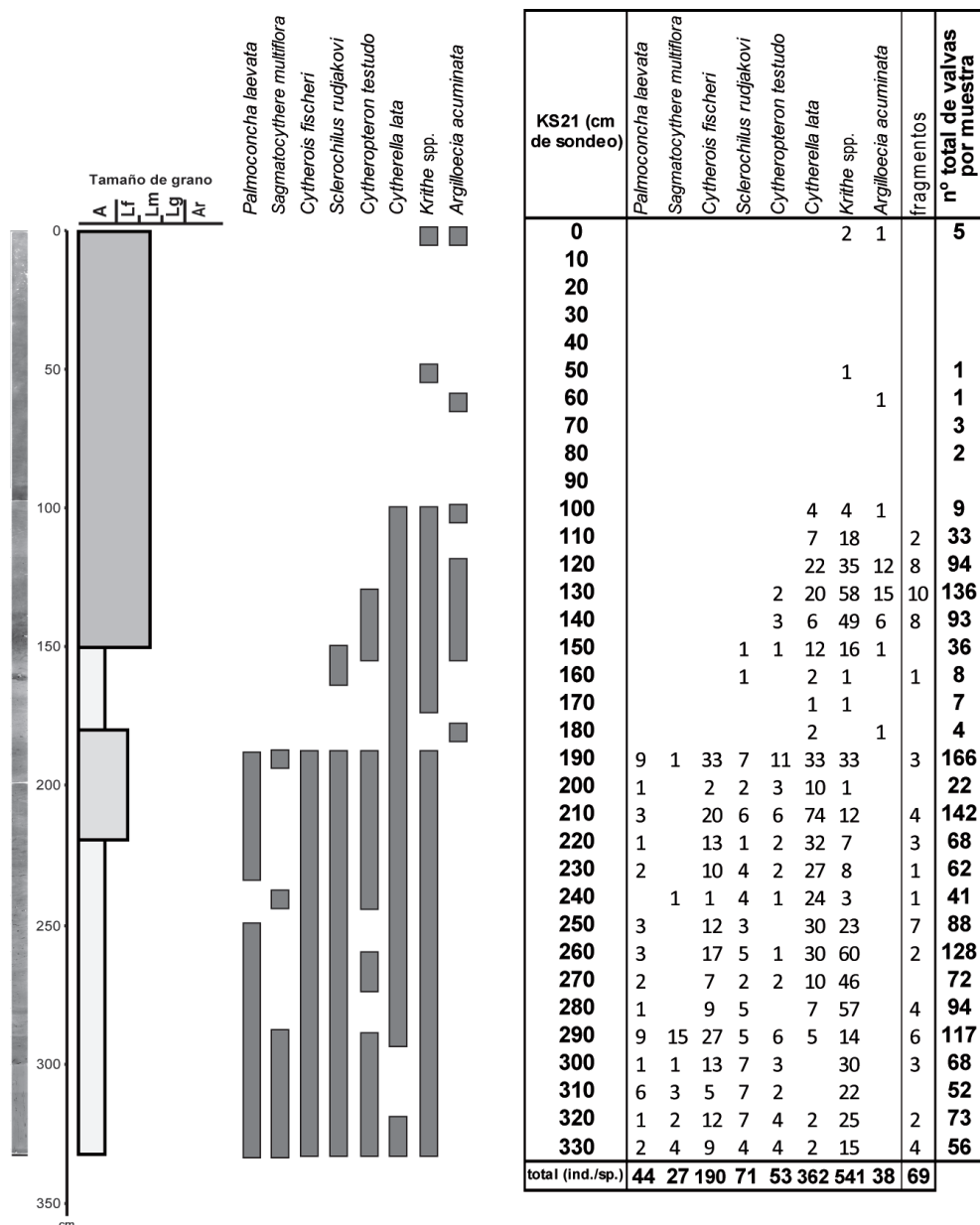


Fig. 4.45: Distribución de las especies mayoritarias de ostrácodos en el sondeo KS21. Los valores son absolutos (n° de valvas).

De 190cm a 160cm, disminuye drásticamente el número de valvas de ostrácodos, aumentando la riqueza a partir de 150cm, donde son más abundantes *Krithe* spp. y *C. lata*, junto con *Argilloecia acuminata*, que es una especie típica de medio profundo (Puri *et al.*, en Neale, 1969; Bonaduce *et al.*, 1975). Finalmente, de 110cm a techo del sondeo vuelve a disminuir la riqueza, no apareciendo valvas de ostrácodos en muchos de estos niveles.

Con el objetivo de estimar la **variación paleobatimétrica** en esta parte del área de estudio, durante el período temporal abarcado por este sondeo KS21, se ha efectuado el cálculo teórico de la profundidad (Fig. 4.48), a partir del índice de oceanidad. De la base hasta 240cm, se puede definir un ligero descenso en la batimetría estimada, cuyos valores se estabilizan entre los niveles de 240cm a 190cm. Esta tendencia se ve truncada por el aumento brusco de los valores estimados de profundidad, acontecido entre 190cm y 160cm,



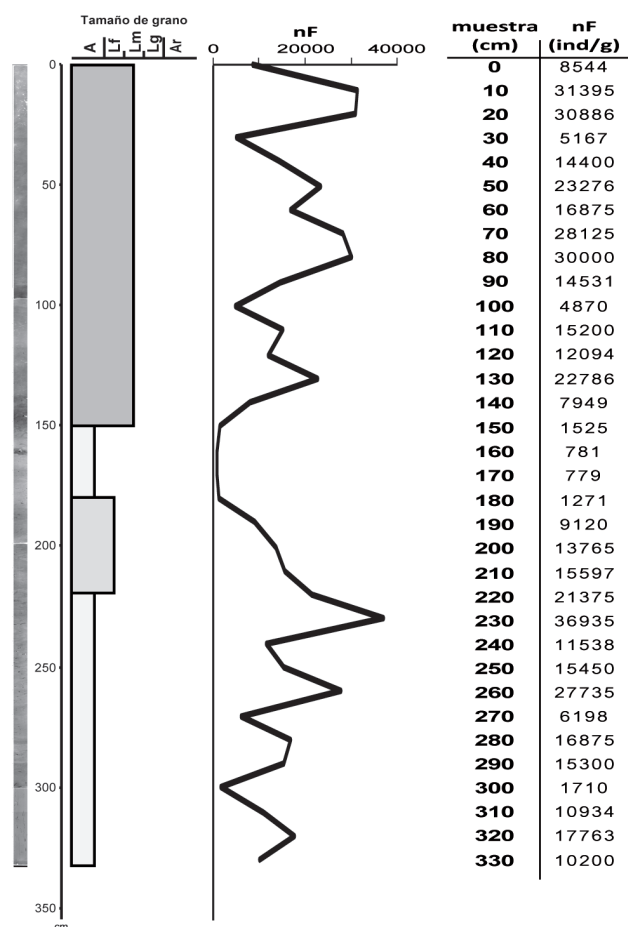


Fig. 4.46: Índices de riqueza, obtenidos para foraminíferos bentónicos (nF), en el sondeo KS21.

donde alcanza el valor máximo de profundidad de todo el sondeo. Tras una disminución de la batimetría estimada hasta el nivel 140cm, se define una tendencia ascendente en la profundidad, con diversas oscilaciones, hasta el techo del sondeo.

#### 4.4.2 Sondeo KS16

Este testigo KS16 ha sido recuperado en el interfluvio de Costarrenkala (ver Fig. 2.2), a 483m de profundidad (coordenadas 43°35'08" N y 2°16'31" O), presentando una longitud total de 2,9m.

Analizando la variación del tamaño de grano, se diferencian tres **tipos de sedimento**: arcilla, limo fino y limo medio (Fig. 4.49). La variación de la granulometría, así como del contenido en carbonato cálcico, permiten definir tres unidades sedimentarias. La *unidad A* se extiende desde la base del sondeo hasta la muestra 110cm, diferenciándose sedimento arcilloso con dos intervalos de limo fino, en el nivel 170cm y desde 140cm hasta 110cm. Esta variación en el sedimento, está acompañada por un incremento del contenido en  $\text{CaCO}_3$  (el promedio aumenta de 17,7% en el primer tramo arcilloso, hasta 21,7% en el intervalo limoso superior). De 110cm a 40cm, se define una *unidad B*, caracterizada por un sedimento arcilloso y un descenso del contenido en carbonato cálcico (19,10% de media), aumentando el valor de este último a partir de 80cm. Finalmente, entre 40cm y el techo del sondeo (*unidad C*), aumenta el tamaño de grano del sedimento, encontrándose limo fino que pasa a limo

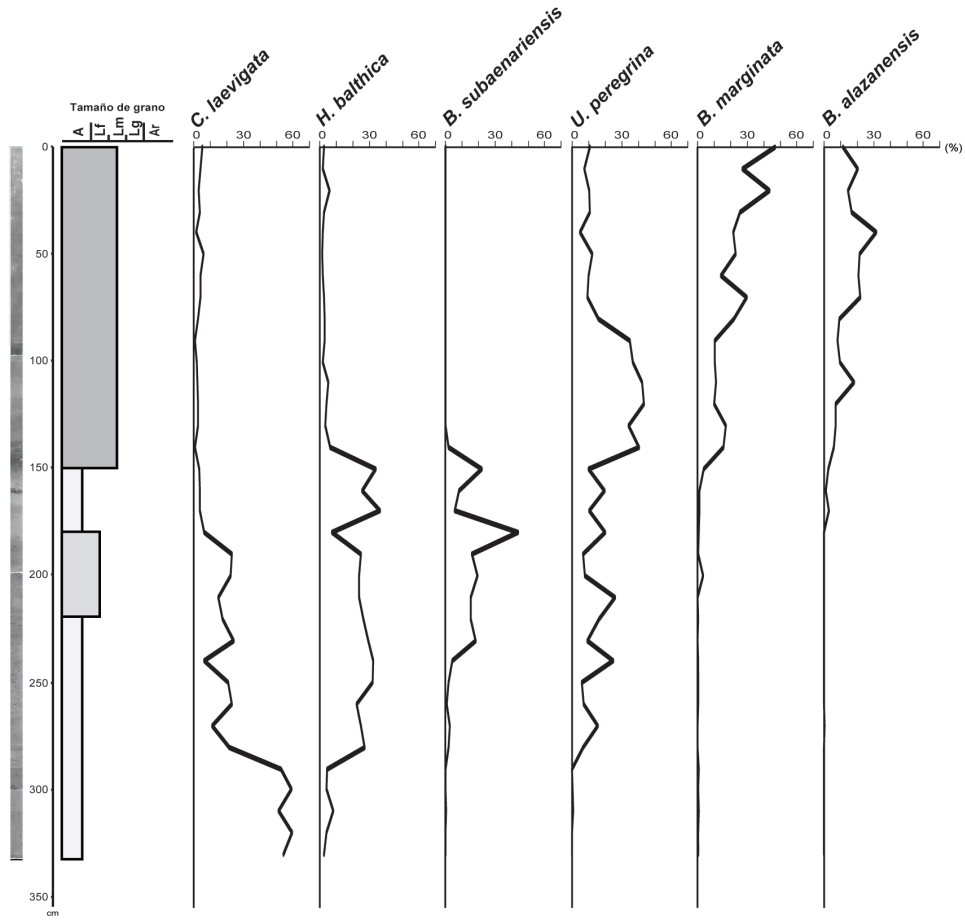


Fig. 4.47: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS21.

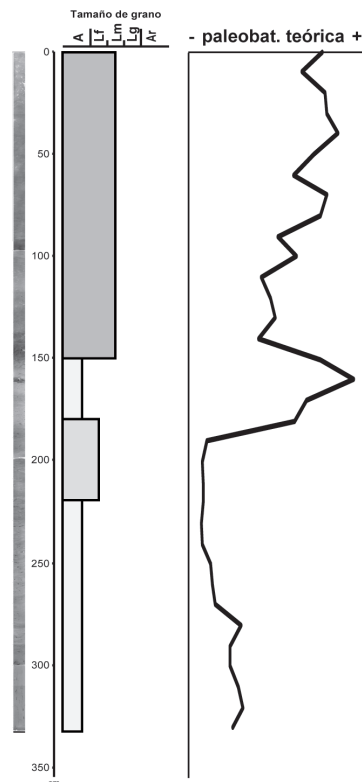


Fig. 4.48: Variación de la paleobatimetría estimada en el sondeo KS21.

medio en los últimos 20cm del testigo. En el tramo de limo fino de esta última *unidad C*, se continúa la tendencia al aumento del  $\text{CaCO}_3$  (promedio de 25,33%), observándose un descenso del porcentaje desde 20cm hasta el techo del sondeo (Fig. 4.49).

Las tres dataciones de radiocarbono efectuadas (Fig. 4.50), permiten definir el **modelo de edad** de este sondeo (ver Tabla 2.7 en anexos). Puesto que en el nivel 10-11cm, la edad obtenida es de 6,2Ka cal BP, el cambio sedimentario detectado en este tramo final podría corresponderse con un hiato sedimentario (M. Cremer, com. pers., 2009).

La **velocidad de sedimentación** estimada, presenta una importante variación a lo largo de todo el testigo (Fig. 4.50), obteniéndose un valor promedio de 41,2cm/Ka entre la base (280cm) y la muestra 75cm, pasando a 5,5cm/Ka desde este último nivel hasta 10cm. Por tanto, considerando que el intervalo de muestreo realizado es de 10cm, la resolución obtenida en la parte inferior es de 243 años para cada intervalo, mientras que en el tramo comprendido entre 75cm y 10cm es de 1815 años.

En este sondeo KS16, se han analizado un total de 29 muestras, que permiten estudiar la variación de las **asociaciones bentónicas**. En concreto, se han obtenido 8893 caparazones de foraminíferos bentónicos, pertenecientes a 81 especies, siendo 8 de las mismas mayoritarias (Tabla 4.16); y 951 ejemplares de ostrácodos, correspondientes a 32 especies (Fig. 4.51).

En el análisis de la variación del **índice de riqueza**, calculado para los foraminíferos bentónicos (nF), desde la base hasta 110cm (ver *unidad A* de la Fig. 4.49) se obtienen los valores más elevados del sondeo (Fig. 4.52), presentando numerosas oscilaciones en su variación. Destaca el incremento acontecido entre 170cm y 150cm, donde se alcanza el

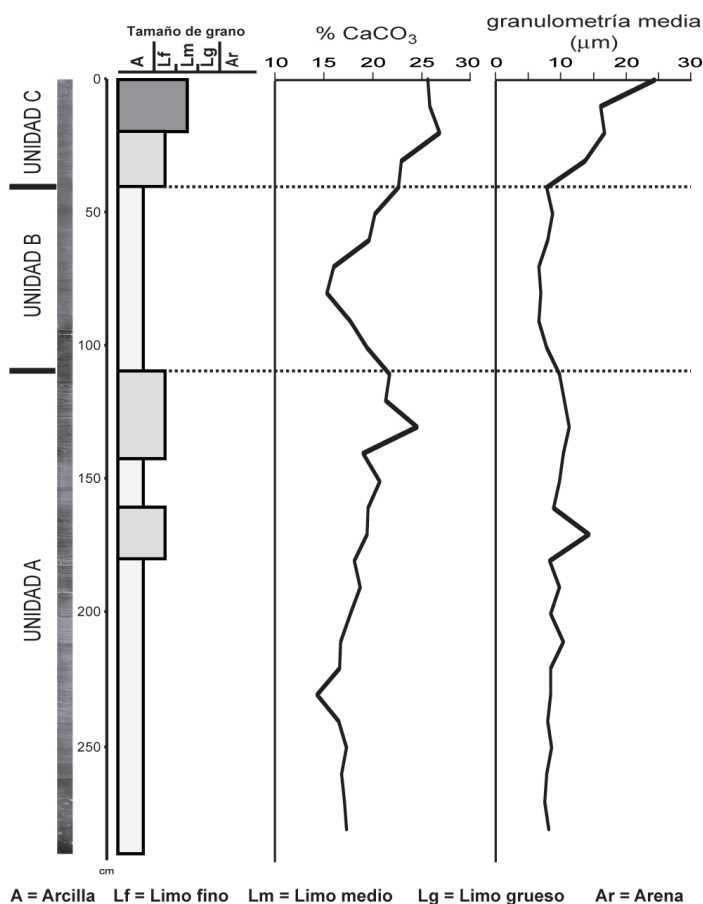


Fig. 4.49: Descripción sedimentaria del testigo KS16, mostrando las unidades definidas en función de los parámetros considerados.

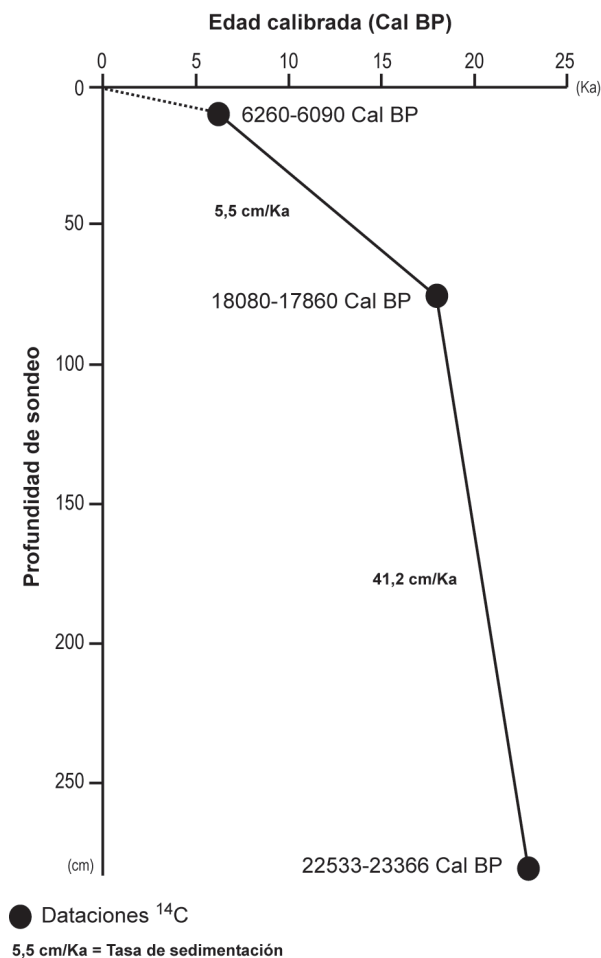


Fig. 4.50: Modelo de edad definido para el testigo KS16, de acuerdo a las dataciones absolutas realizadas. Se adjuntan las velocidades de sedimentación calculadas para cada tramo.

máximo de riqueza. Tras un nuevo aumento entre 130cm y 120cm, se aprecia una disminución muy acentuada hasta 90cm, donde se obtiene el valor mínimo de riqueza, que se estabiliza hasta la muestra 50cm. Desde este nivel, se observa una tendencia ascendente de la riqueza hasta el techo del sondeo KS16.

Considerando las especies mayoritarias de **foraminíferos bentónicos**, desde la base del sondeo hasta la muestra 80cm *H. balthica* es la especie más importante, alcanzando el valor máximo en su porcentaje en esta última muestra (Fig. 4.53), acompañada por *C. laevigata* hasta el nivel 100cm (ver Tabla 4.16). Además, *B. spathulata* es muy abundante entre la base del testigo y 220cm, siendo sustituida desde este nivel y hasta 110cm, por *B. subaenariensis*. De 80cm a techo del sondeo (ver Tabla 4.16), *U. peregrina*, que aparece como mayoritaria en diversos niveles previos, es la especie dominante, presentando una tendencia creciente en su porcentaje hacia techo. Esta especie está acompañada por *B. marginata*, que, de 50cm a 20cm de sondeo, aumenta de manera importante su abundancia.

En cuanto al análisis de los **ostrácodos**, la escasez de valvas no permite definir especies mayoritarias y secundarias (Fig. 4.51), pero es posible analizar la variación del número total de valvas por muestra y de las principales especies identificadas en este sondeo. De esta manera, de la base a 110cm predominan *C. lata* y *Krithe* spp., acompañadas de *C. fischeri*, *C. testudo* y *S. rudjakovi* (Fig. 4.51). Desde 100cm hasta 40cm, disminuye de manera importante el

KS16 (cm de sondeo)	<i>Brizalina spathulata</i>	<i>Bulimina gibba</i>	<i>Cassidulina laevigata</i>	<i>Hyalinea balthica</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>	<i>Brizalina subaenariensis</i>	<i>Melonis barleeanum</i>	<i>Bulimina marginata</i>	n° total de ejemplares por muestra
0	<1	<1	3	68	<1	1	3	312	
10	<1	1	<1	6	58	<1	4	301	
20	<1	<1	4	63		3	10	315	
30	<1	3	2	6	44	<1	4	306	
40	3	3	2	24	17	2	6	300	
50	1	<1	2	6	47	<1	7	301	
60	8	<1	10	16	17	1	5	300	
70	6	<1	3	16	31		5	303	
80	8	<1	2	59	5		2	290	
90	11	<1	3	30	24	<1	4	288	
100	1		18	25	19	3	4	306	
110	4	<1	12	37	9	15	13	315	
120	1		16	31	12	11	7	315	
130	3		22	23	17	8	10	300	
140	1		17	25	29	8	10	309	
150	1	<1	35	26	7	8	5	303	
160	2		23	30	9	14	8	353	
170	<1		14	27	29	9	11	311	
180	<1	<1	22	29	14	15	7	303	
190	2		24	28	10	11	10	313	
200	1		25	32	12	14	5	300	
210			19	37	19	9	5	301	
220	<1		25	36	14	10	3	300	
230	13	<1	27	29	8	<1	3	302	
240	19	5	27	22	8	2	5	300	
250	21	8	15	32	7	2	5	330	
260	9	9	14	35	14		7	307	
270	17	12	20	33	7		3	306	
280	8	14	19	32	8	<1	5	303	
<b>total (ind./sp.)</b>	<b>441</b>	<b>182</b>	<b>1289</b>	<b>2253</b>	<b>1924</b>	<b>447</b>	<b>519</b>	<b>283</b>	

Tabla 4.16: Distribución de las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS16. Los valores son frecuencias relativas (porcentajes). Se resaltan, en sombreado, los porcentajes >10%.

número de valvas. Finalmente, de 40cm a techo se recupera la riqueza en ostrácodos, siendo *C. lata* y *Krithe* spp. las especies más importantes.

Finalmente, se ha efectuado una estimación de la **paleobatimetría teórica** a lo largo del sondeo KS16 (Fig. 4.54), calculada a partir del índice de oceanidad, considerando únicamente el método de Murray (1976). Se define una tendencia ligeramente decreciente en la profundidad estimada desde la base hasta 110cm (*unidad A* de la Fig. 4.49). A continuación, se registra un ascenso de la batimetría estimada, alcanzando el valor máximo en la muestra 60cm. En el nivel 50cm disminuye la profundidad, aumentando la misma en 40cm, definiéndose, a continuación, una tendencia decreciente hasta el techo del sondeo.

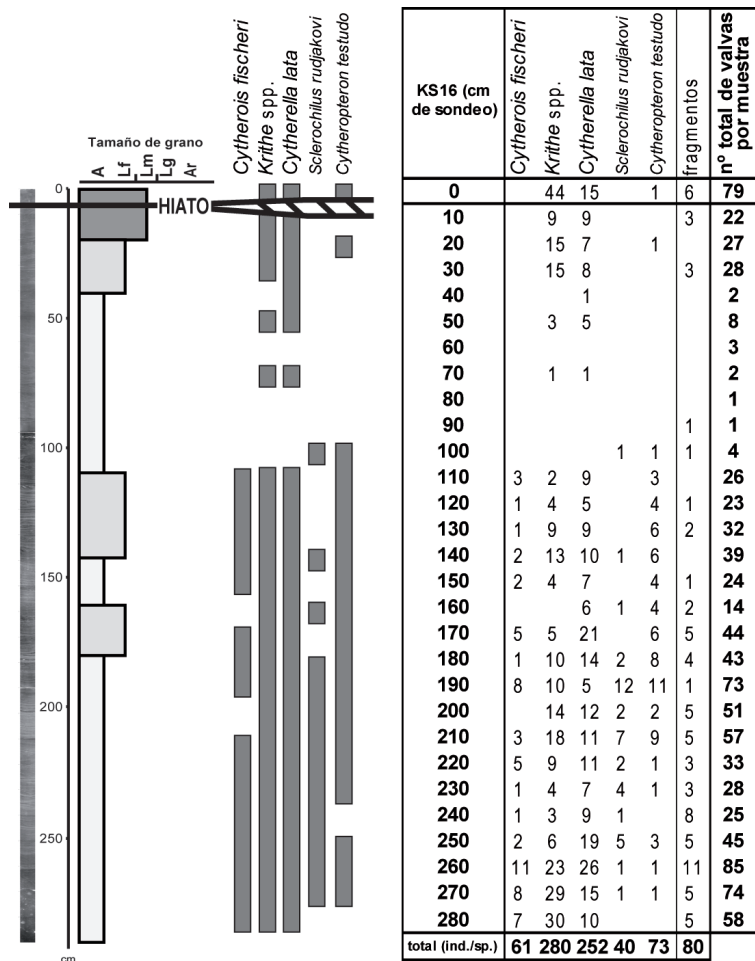


Fig. 4.51: Distribución de las especies mayoritarias de ostrácodos en el sondeo KS16. Los valores son absolutos (n° de valvas).

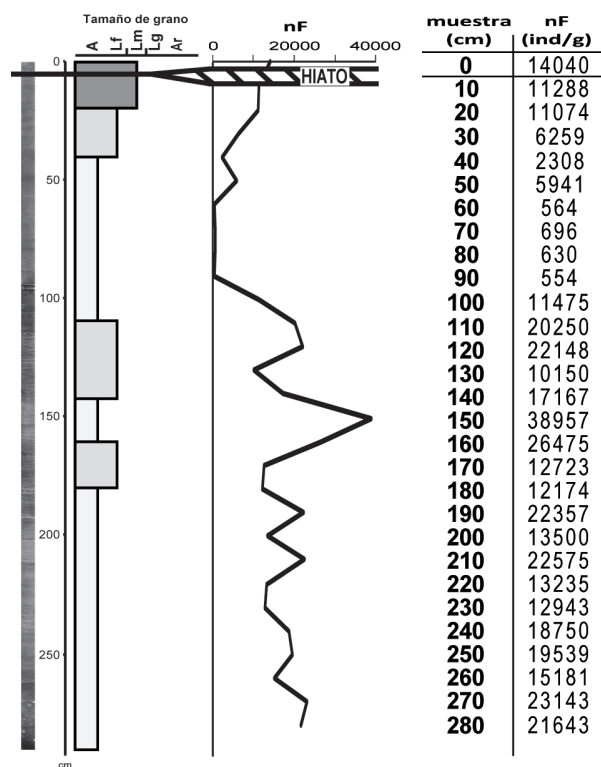


Fig. 4.52: Índices de riqueza, obtenidos para foraminíferos bentónicos (nF), en el sondeo KS16.

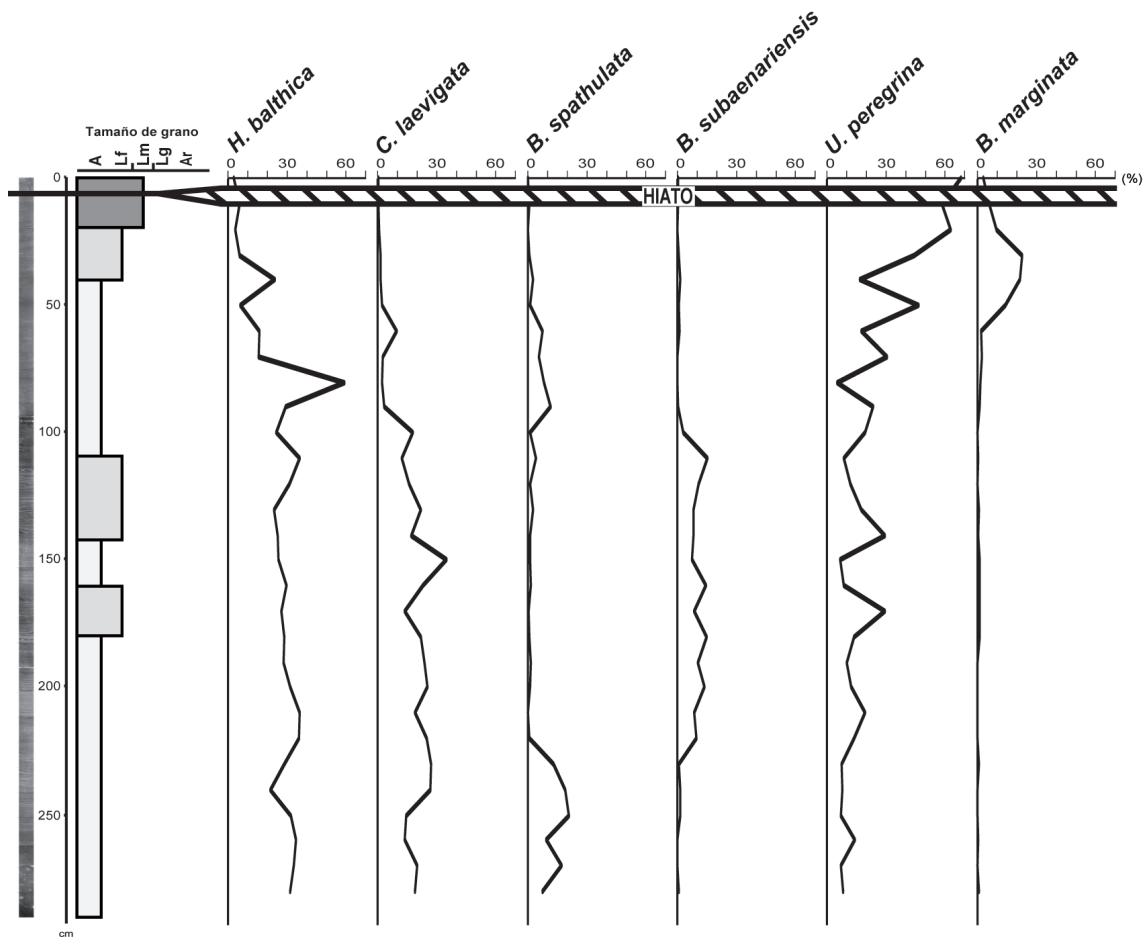


Fig. 4.53: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos bentónicos en el sondeo KS16.

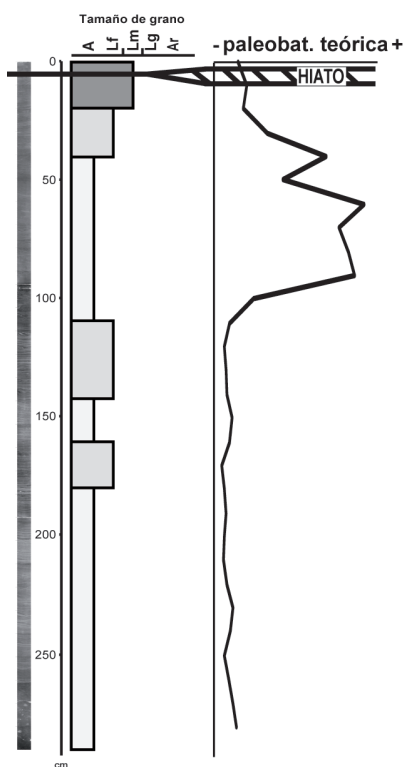


Fig. 4.54: Variación de la paleobatimetría estimada en el sondeo KS16.





**CAPÍTULO 5.**

**EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL  
DURANTE EL CUATERNARIO FINAL**

*"Se acerca el invierno"*

Lema de la Casa Stark, "Canción de hielo y fuego", GEORGE R.R. MARTIN

Los resultados sintéticos de los modelos de edad, definidos a partir de las dataciones absolutas realizadas en cada uno de los sondeos, indican un intervalo temporal para este trabajo que va desde 57Ka cal BP hasta la actualidad (Fig. 5.1). Considerando los hiatos identificados en el conjunto de los testigos, se obtiene un registro casi completo del MIS 3, así como de todo el MIS 2 y el Holoceno, este último con un registro más detallado en el sondeo KS05-10.

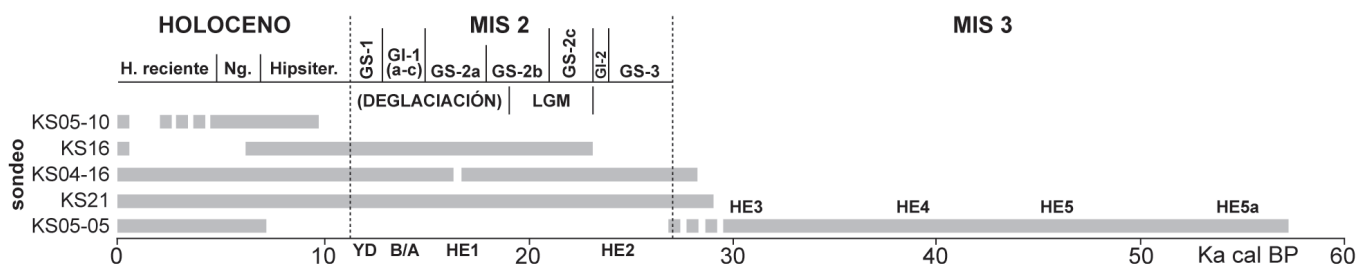


Fig. 5.1: Registro temporal abarcado en esta memoria, a partir de la combinación de los modelos de edad definidos en los sondeos estudiados.  
 MIS = Estadio Isotópico Marino; HE = Evento Heinrich; GS = Estadial de Groenlandia; GI = Interstadial de Groenlandia; LGM = Último Máximo Glacial; B/A = Bølling-Allerød; YD = Younger Dryas; Ng = Neoglacial.

De acuerdo a la resolución temporal obtenida en cada sondeo y para cada período (Tabla 5.1), sería posible identificar todos los Eventos Heinrich (HE), pero no la totalidad de los ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O) acontecidos en el MIS 3. Así mismo, se podrían detectar el Último Máximo Glacial (LGM), el Bølling-Allerød (B-A) y el Younger Dryas (YD) en el MIS 2 y la mayor parte de los Eventos Fríos del Holoceno (HCE).

Estos eventos se pueden referenciar cronológicamente por la comparación de la señal isotópica de oxígeno ( $\delta^{18}O$ ) medida en *G. bulloides* de nuestras muestras, con la señal obtenida en testigos de referencia, como el sondeo de hielo GISP 2, a nivel global, y el sondeo marino MD95-2042 (Shackleton, 2001), recogido en la costa de Portugal a 3146m de profundidad, como representación de la señal isotópica del Atlántico Norte (Fig. 5.2). Los eventos fríos (HEs y HCEs) se detectan por valores más pesados (más positivos) de la relación  $\delta^{18}O$  de *G. bulloides*, mientras que los eventos cálidos (D-Os) se corresponden con señales isotópicas más negativas (valores más ligeros). De esta manera, se han identificado los eventos HE 5 a 1, los ciclos D-O 16, 9, 8, 6 y 3 y los eventos HCE 6 a 1. En 53,3Ka cal

sondeo	KS05-05	KS21	KS04-16	KS16	KS05-10
<b>MIS 3</b>	1561 <sup>1</sup>	437 <sup>2</sup>	611 <sup>3</sup>		
<b>MIS 2</b>		443	1150	236	
<b>Holoceno</b>	231	426	1263	1434	195

Tabla 5.1: Resolución, en años por muestra analizada, para cada período temporal (Estadio Isotópico Marino, MIS) de los sondeos estudiados en este trabajo.  
 1 = El MIS 3 abarca desde 57Ka cal BP hasta 27Ka cal BP.  
 2 = Únicamente se tiene registro de la parte final del MIS 3 (desde unos 29Ka cal BP hasta 27Ka cal BP).  
 3 = Únicamente se tiene registro de la parte final del MIS 3 (desde unos 28,2Ka cal BP hasta 27Ka cal BP).

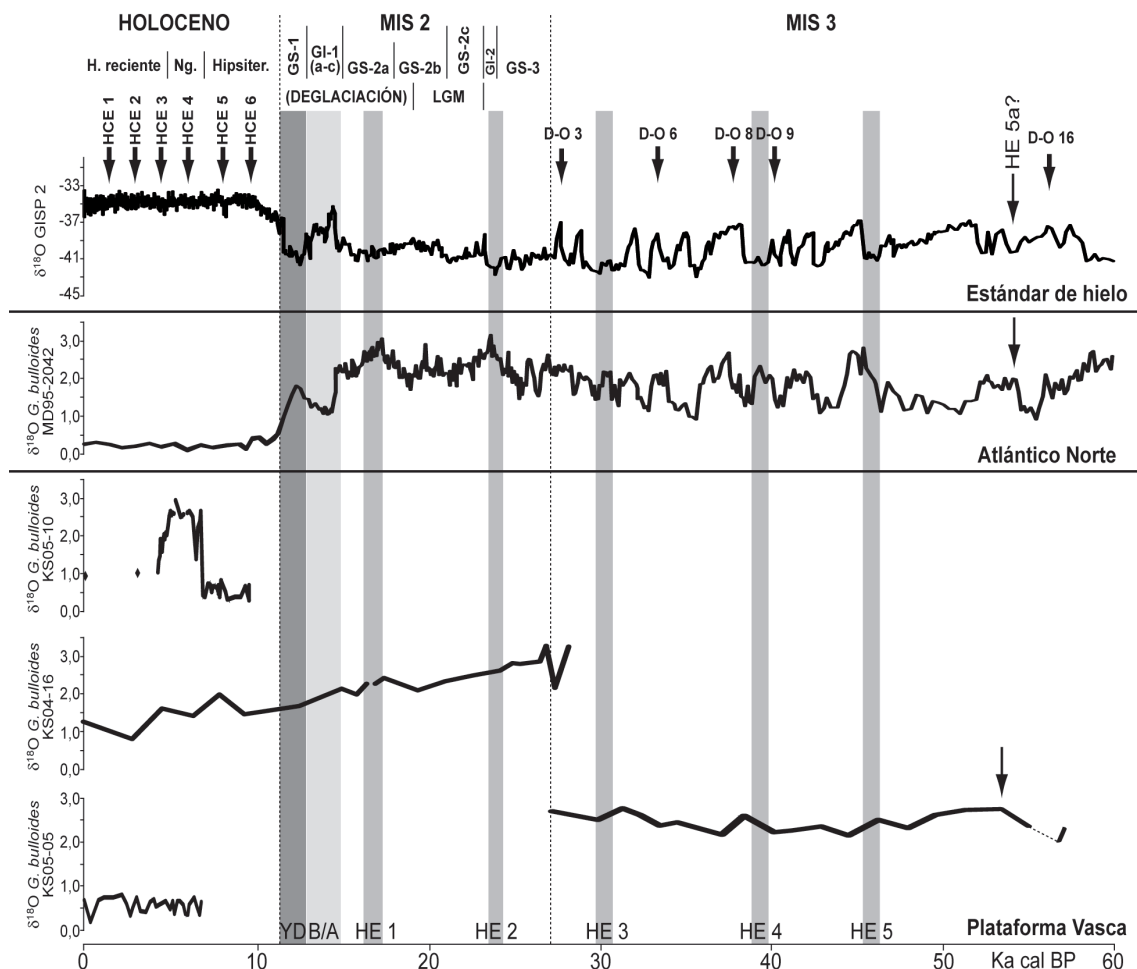


Fig. 5.2: Comparación de las relaciones isotópicas de oxígeno, medidas en *G. bulloides*, de los sondeos estudiados, con los testigos de referencia. Se destacan los eventos climáticos detectados. D-O = ciclos de Dansgaard-Oeschger; HE = Eventos Heinrich; HCE = Eventos Fríos del Holoceno; B/A = interstadial de Bølling-Allerød; YD = Younger Dryas; Hipsiter. = Hipsitérico; Ng. = Neoglacial.

BP, se observa un incremento de la relación isotópica de oxígeno de *G. bulloides*, que podría corresponderse con el denominado evento HE 5a.

La resolución obtenida en los sondeos KS05-05 y KS04-16, es mucho menor que la de los testigos de referencia, lo que impide hacer un análisis detallado de las oscilaciones centenarias de las señales isotópicas en los eventos climáticos (HEs y D-Os), tal y como se puede apreciar en los sondeos GISP 2 y MD95-2042. Sin embargo, de manera general, en los testigos analizados en este trabajo, los valores isotópicos obtenidos durante dichos eventos climáticos (tanto HEs y D-Os como HCEs) son más positivos que los del sondeo MD95-2042, a excepción de los HEs 5, 2 y 1, donde son más negativos (Tabla 5.2), lo que significa que las aguas superficiales de la plataforma vasca son más frías que las del Atlántico al sur de la Península Ibérica, donde se localiza el testigo MD95-2042.

Se ha elaborado un panel de correlación entre los sondeos estudiados (Fig. 5.3), para poder analizar la variación temporal del depósito sedimentario de acuerdo a la batimetría. En la figura, se indica el material correspondiente al MIS 3, las subdivisiones consideradas para el MIS 2 (parte inicial del estadio, que abarca el GS-3 y el GI-2, LGM y Deglaciación) y los periodos en que se subdivide el Holoceno (Hipsitérico, Neoglacial y Holoceno reciente),

<b>EVENTOS CLIMÁTICOS</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{MODELO}}</math></b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{KS05-05}}</math></b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{KS04-16}}</math></b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{KS05-10}}</math></b>
<b>MIS 3 (60-27 Ka)</b>	<b>1,8‰</b>	<b>2,4‰</b>	<b>2,9‰</b>	
D-O 16 (58-57 Ka)	1,58‰ (57,1 Ka)	2,04‰ (56,7 Ka)		
HE 5a (54,7 Ka)	2‰ (54,1 Ka)	2,75‰ (53,3 Ka) ??		
HE 5 (47,5-45 Ka)	2,8‰ (45,4 Ka)	2,51‰ (46,3 Ka)		
D-O 9 (40 Ka)	1,24‰ (40,4 Ka)	2,33‰ (40,2 Ka)		
HE 4 (39,2-38 Ka)	2,33‰ (39,4 Ka)	2,6‰ (38,5 Ka)		
D-O 8 (38-37 Ka)	1,74‰ (37,8 Ka)	2,16‰ (37,2 Ka)		
D-O 6 (34-33 Ka)	1,85‰ (33,5 Ka)	2,37‰ (33,5 Ka)		
HE 3 (31-30 Ka)	2,18‰ (30,7 Ka)	2,77‰ (31,4 Ka)		
D-O 3 (28-27 Ka)	2,06‰ (27,5 Ka)		2,16‰ (27,3 Ka)	
<b>MIS 2 (27-11,5 Ka)</b>	<b>2,2‰</b>		<b>2,4‰</b>	
HE 2 (24 Ka)	3‰ (23,6 Ka)		2,8‰ (24,9 Ka)	
HE 1 (17,5-16,8 Ka)	3,05‰ (17,4 Ka)		2,43‰ (17,4 Ka)	
<b>HOLOCENO (11,5-0 Ka)</b>	<b>0,3‰</b>	<b>0,6‰</b>	<b>1,4‰</b>	<b>1,5‰</b>
HCE 6 (9,4 Ka)			1,45‰ (9,34 Ka)	0,67‰ (9,3 Ka)
HCE 5 (8,2 Ka)				0,51‰ (8,2 Ka)
HCE 4 (5,9 Ka)	0,08‰ (6Ka)	0,58‰ (6 Ka)		2,65‰ (6,1 Ka)
HCE 3 (4,2 Ka)	0,18‰ (4,5 Ka)	0,54‰ (4,1 Ka)		1,36‰ (4,3 Ka)
HCE 2 (2,8 Ka)	0,15‰ (2,3 Ka)	0,53‰ (2,8 Ka)	0,81‰ (2,8 Ka)	
HCE 1 (1,4 Ka)	0,27‰ (1,5 Ka)	0,73‰ (1,5 Ka)		

Tabla 5.2: Eventos climáticos detectados en los sondeos estudiados. Se comparan los valores isotópicos de oxígeno en *G. bulloides* obtenidos en cada sondeo, así como su edad estimada, con los valores del modelo del Atlántico Norte (Shackleton, 2001). En negrita, se resaltan los valores promedio de  $\delta^{18}\text{O}$  para cada estadio isotópico. Las edades teóricas de los HEs, se toman de Hemming, 2004; Sierro *et al.*, 2005 y 2009; y Bigg *et al.*, 2011; las de los ciclos D-O se obtienen de Dansgaard *et al.*, 1993 y Sierro *et al.*, 2009; las de los eventos HCE se basan en Bond *et al.*, 2001.

incluyendo la edad de inicio y fin de cada estadio y subdivisión. Así mismo, se correlacionan los diferentes eventos climáticos detectados en cada sondeo, (HEs, D-Os y HCEs), destacándose los hiatos sedimentarios identificados.

Esta correlación sedimentaria permite observar un incremento del depósito de material de grano fino durante el MIS 2 hacia el talud, en forma de cuña sedimentaria progradante. Sin embargo, durante el Holoceno, se aprecia un acuñamiento del material más grosero hacia zonas más profundas, con un desarrollo retrogradacional del sistema deposicional (Fig. 5.3). De esta manera, es posible obtener un registro más potente y con mayor resolución del MIS 2 hacia materiales más profundos, con una resolución más alta y mayor espesor sedimentario del Holoceno en el sondeo obtenido en la plataforma más somera (KS05-10). Los hiatos detectados, generados por procesos hidrodinámicos de transporte sedimentario del material más fino, tanto paralelos a la costa como transversales hacia el fondo de cuenca, no presentan una correlación temporal clara entre los testigos estudiados (M. Cremer, com. pers., 2009). Esto se debe a la diferente energía y desplazamiento de las masas de agua centrales y superficiales, que afectan a cada sector estudiado, principalmente a partir de la última Deglaciación (M. Cremer, com. pers., 2009). Así mismo, esta correlación sedimentaria de toda la plataforma, pone de manifiesto la actuación de los pockmarks como zonas de acúmulo continuo de sedimento de grano fino, durante todo el período temporal considerado.

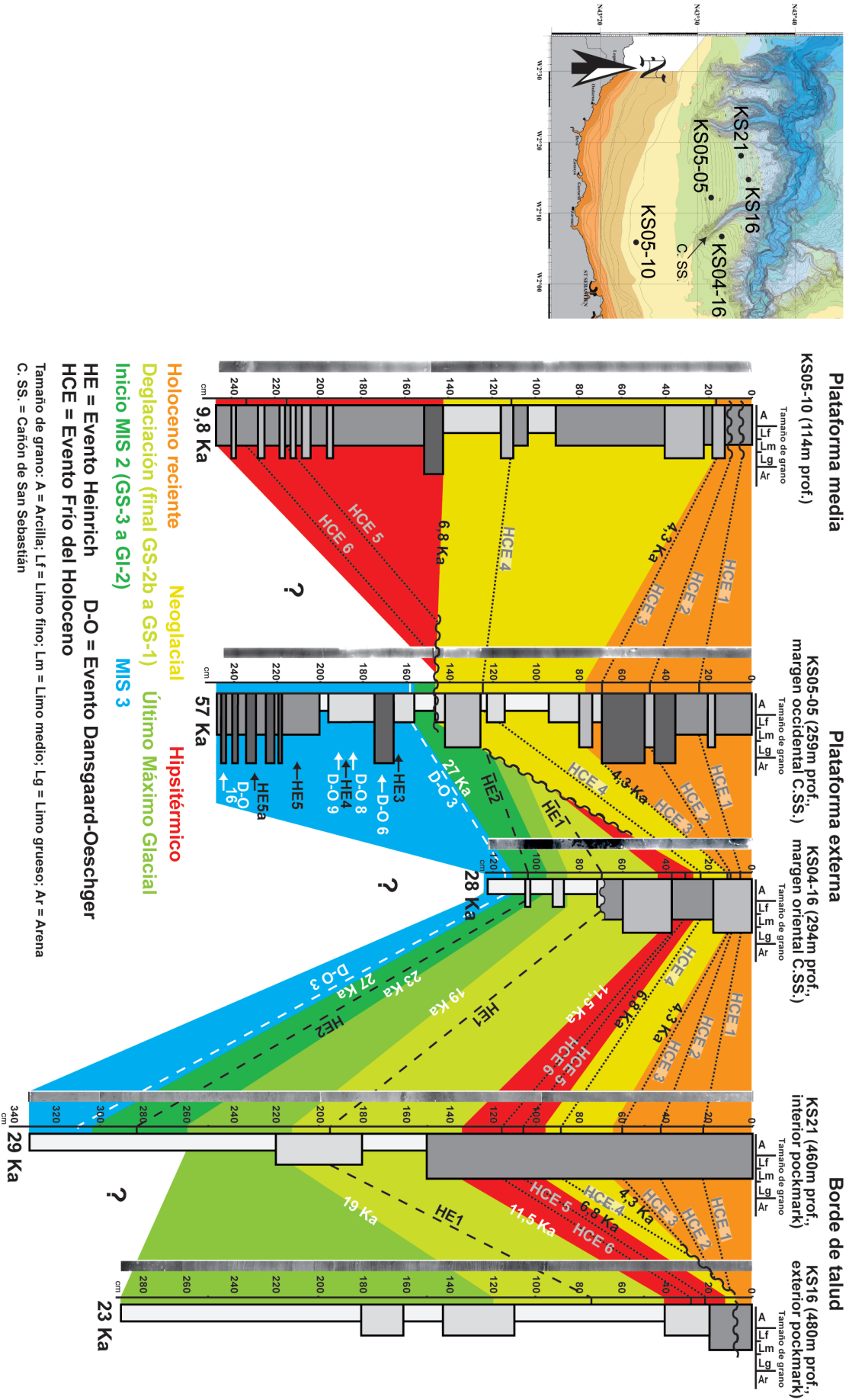


Fig. 5.3: Correlación temporal de los sondeos estudiados en esta memoria, ordenados por batimetría. Mapa de fondo de la localización geográfica de los sondeos, reproducido con el permiso de M. Cremer, Université de Bordeaux I.

El cálculo de la paleobatimetría teórica basado en el índice de oceanidad, consiste en un conteo directo de ejemplares bentónicos y planctónicos, sin considerar la ecología de las especies mayoritarias (ver apartado 2.3.3 de “Capítulo 2: Material y Métodos”). Se ha observado una importante diferencia entre los valores absolutos estimados en las muestras más superficiales de los sondeos analizados y la batimetría real a la que se han obtenido dichos sondeos. Esta diferencia se debe a la influencia del hidrodinamismo en el transporte y la fracturación de los caparazones, principalmente planctónicos, y por ende, en su depósito en el fondo (Zuschin *et al.*, 2003). Por tanto, para poder emplear de manera directa los valores estimados de profundidad, sería preciso realizar funciones de transferencia, basadas en el rango batimétrico en el que aparecen las principales especies identificadas en las muestras actuales (p. ej. Milker, 2010). Sin embargo, es posible utilizar las tendencias en la paleobatimetría teórica, estimadas en cada sondeo, si se combina ésta con las variaciones en el tamaño de grano, para inferir cambios en el régimen de corrientes. En concreto, una tendencia a la disminución de la paleobatimetría teórica, junto con un incremento en el tamaño de grano del sedimento, implicaría corrientes más energéticas, que dificultan el depósito de los caparazones planctónicos en el fondo. Por el contrario, una tendencia ascendente de la paleobatimetría teórica, unido a una disminución granulométrica del sedimento, reflejaría el establecimiento de corrientes menos energéticas, que favorecerían el depósito del material más fino por decantación (M. Cremer, com. pers., 2009).

A continuación, se detallan las principales variaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas detectadas en la plataforma Vasca, a lo largo del registro temporal abarcado en este trabajo, separados en Estadios Isotópicos. En cada uno, se describen los cambios sedimentológicos, las variaciones en los índices de riqueza y diversidad, las tendencias isotópicas, la sucesión y los cambios en las asociaciones faunísticas (bentónicas y planctónicas) y las tendencias paleobatimétricas estimadas, integrando todos estos datos para aportar una visión de conjunto de los cambios paleoambientales acontecidos. Los sondeos se han separado por batimetrías: plataforma media (menos de 200m de profundidad), plataforma externa (200-400m de profundidad) y borde de talud (>400m de profundidad). Dentro de cada una de estas franjas se observan diferentes comportamientos, de acuerdo al área geográfica donde se han obtenido los testigos. De esta manera, en la plataforma externa, se describen por separado el sondeo KS05-05, extraído en el margen occidental del cañón de San Sebastián (nombrado como plataforma externa-O) y el sondeo KS04-16, recogido en el flanco oriental del mismo cañón (denominado plataforma externa-E). En el borde de talud, se considera exclusivamente el sondeo KS16. El sondeo KS21, obtenido en el interior de un pockmark, permite remarcar, de manera puntual, el diferente comportamiento de estas zonas como ambientes aislados dentro del fondo marino.

## 5.1 Estadio Isotópico Marino MIS 3

El MIS 3 se define como un período más frío que el Holoceno (Bae *et al.*, 2003), acontecido entre 60Ka cal BP y 27Ka cal BP (van Meerbeek *et al.*, 2009). Se caracteriza por presentar continuas transiciones de condiciones cálidas o interestadiales a frías o estadales (Dansgaard *et al.*, 1993), que definen los ciclos D-O y los eventos HE, respectivamente (Heinrich, 1988;

Dansgaard *et al.*, 1993). En este trabajo el registro temporal abarca desde 57Ka cal BP hasta el Reciente, por lo que se realiza un estudio prácticamente completo de este estadio isotópico (ver Fig. 5.1).

Se analiza el sondeo KS05-05, correspondiente a la plataforma externa-O, que es el que presenta un registro temporal más amplio de este estadio isotópico. El sondeo KS04-16 (plataforma externa-E) solamente abarca la parte final del MIS 3 (29-27Ka cal BP) en su base (124-113cm), por lo que no se considera representativo de este período temporal. Esto mismo sucede en el sondeo KS21 (borde de talud, interior del pockmark), que además se comporta como un medio ambiente aislado, con unas características ecológicas diferentes a las del resto de la plataforma y el talud superior.

Aludiendo a los parámetros sedimentológicos analizados, el tamaño de grano relativamente fino y el bajo porcentaje en carbonato (<20%), con relación a la actualidad, observado en este período (Fig. 5.4), implicaría la existencia de corrientes relativamente poco energéticas que favorecen el depósito de material limo-arcilloso por decantación (M. Cremer, com. pers., 2009). El HE 3 viene marcado por un incremento en el contenido en  $\text{CaCO}_3$ , posiblemente de origen detrítico o biogénico re TRABAJADO, debido al depósito de IRDs transportados por los icebergs (p. ej. Bond *et al.*, 1992; Lebreiro *et al.*, 1996). Sin embargo, no se observa un aumento en el tamaño de grano del sedimento durante los estadiales, sino que los niveles más groseros descritos en la plataforma externa occidental se depositan durante los interestadiales D-O. Esta acumulación de material detrítico más grosero, representaría el final de cada uno de estos ciclos D-O, caracterizados por el depósito de sedimento detrítico de grano grueso (Bond *et al.*, 1999).

Antes de analizar las variaciones observadas en las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno, es necesario determinar los principales factores, tanto biológicos como ecológicos, que controlan la distribución y valores promedio de dichas señales isotópicas. En el caso de los isótopos de oxígeno, durante los intervalos interglaciales como el actual, se produce una mayor evaporación del isótopo pesado  $^{18}\text{O}$  a la atmósfera, quedando éste con un menor porcentaje relativo en los océanos. En momentos de aumento de volumen de hielo (períodos fríos o glaciales), se evapora menos isótopo  $^{18}\text{O}$ , provocando un incremento del volumen de este isótopo pesado en el agua marina y, por tanto, valores más positivos de  $\delta^{18}\text{O}$  que en los períodos más cálidos. A nivel regional, también se alude a un efecto de la salinidad

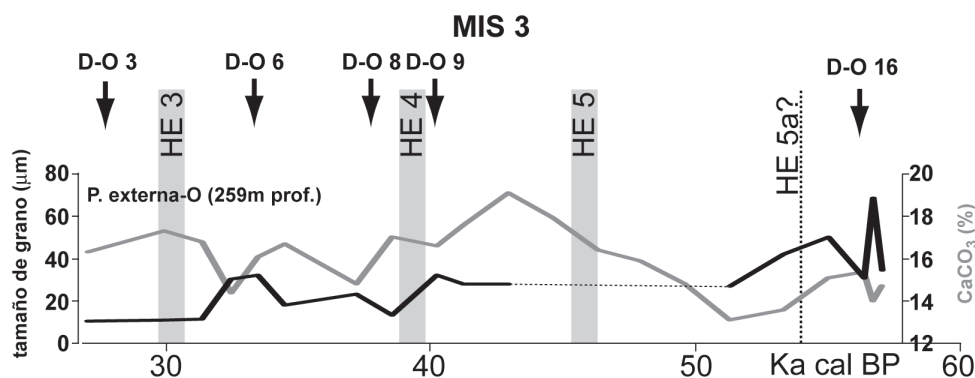


Fig. 5.4: Variación temporal de los parámetros sedimentológicos considerados (granulometría media y porcentaje de carbonato cálcico) durante el MIS 3, en el sondeo KS05-05. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados.



en la relación isotópica de oxígeno, de forma que un descenso en la salinidad del agua provoca una tendencia hacia valores más negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  (Armstrong y Brasier, 2006). En cuanto a la relación isotópica del carbono, un incremento en la productividad primaria de los organismos autótrofos en las masas de agua superficiales, provoca a su vez un incremento en el gradiente de  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  entre el bentos y el plancton, dando lugar a una tendencia hacia valores más positivos de la relación  $\delta^{13}\text{C}$ . Por el contrario, el aumento de la actividad biológica de los organismos heterótrofos (como respiración) en las masas de agua intermedias y el fondo, produce un descenso de dicho gradiente y tendencias hacia valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ . Por otra parte, los procesos de upwelling transportan agua rica en el isótopo ligero  $^{12}\text{C}$  hacia la parte superficial de la columna de agua, generando en ésta un descenso en el valor de la relación  $\delta^{13}\text{C}$ . De manera similar, en zonas costeras y litorales, la entrada de agua dulce provoca también una tendencia hacia valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (Armstrong y Brasier, 2006).

Para poder observar las variaciones temporales de ambas señales isotópicas con relación a los valores actuales, se presentan los valores medios actuales (v.m.a.) obtenidos en la plataforma Vasca actual ( $\delta^{18}\text{O}$ : 0,71‰ PDB en *L. lobatula*, 0,66‰ PDB en *O. universa* y 0,55‰ PDB en *G. bulloides*;  $\delta^{13}\text{C}$ : 1,15‰ PDB en *L. lobatula*, 2,06‰ PDB en *O. universa* y -0,4‰ PDB en *G. bulloides*; ver apartado 3.4 de "Capítulo 3: Modelo Actual"). Los valores de *L. lobatula* representan la señal de fondo, mientras que los de *O. universa* y *G. bulloides*, indican la señal de las aguas superficiales y subsuperficiales, respectivamente.

Las señales isotópicas de oxígeno  $\delta^{18}\text{O}$  en el MIS 3 (Fig. 5.5) obtenidas en *L. lobatula* y *G. bulloides*, presentan valores mayores que los actuales, indicando condiciones mucho más frías, típicas del período glacial. Ambas relaciones muestran un comportamiento covariante en general, lo que implica un enfriamiento coetáneo en el fondo y en la columna de agua. En el caso de la relación isotópica de carbono  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 5.6) obtenida en *L. lobatula*, el valor promedio más elevado con respecto al actual parece corresponder con una menor actividad biológica, en forma de respiración, en el fondo (Armstrong y Brasier, 2006) durante el MIS

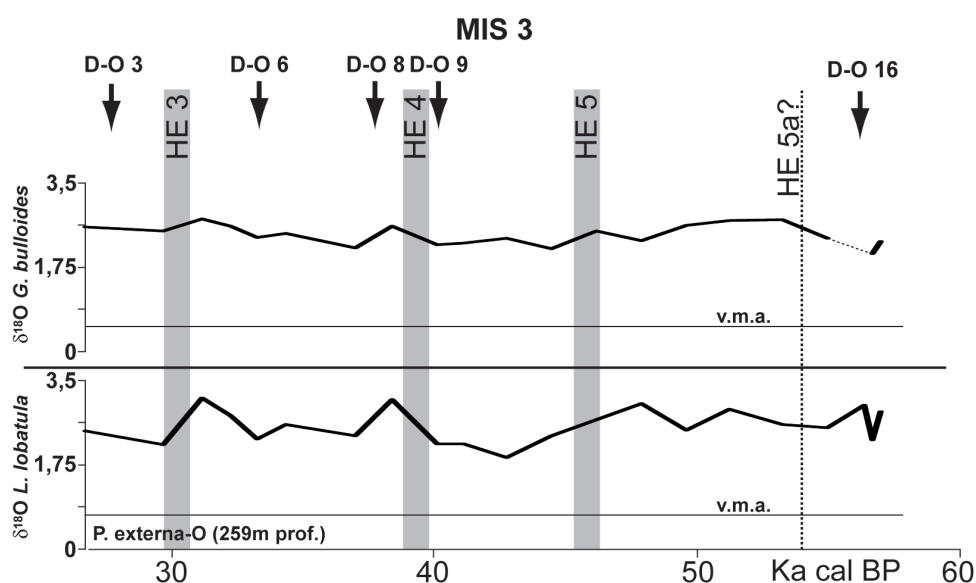


Fig. 5.5: Variación temporal de la señal isotópica de oxígeno durante el MIS 3, en el sondeo KS05-05. Las relaciones isotópicas se separan por especies. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados.  
v.m.a. = valor medio actual en la plataforma Vasca.

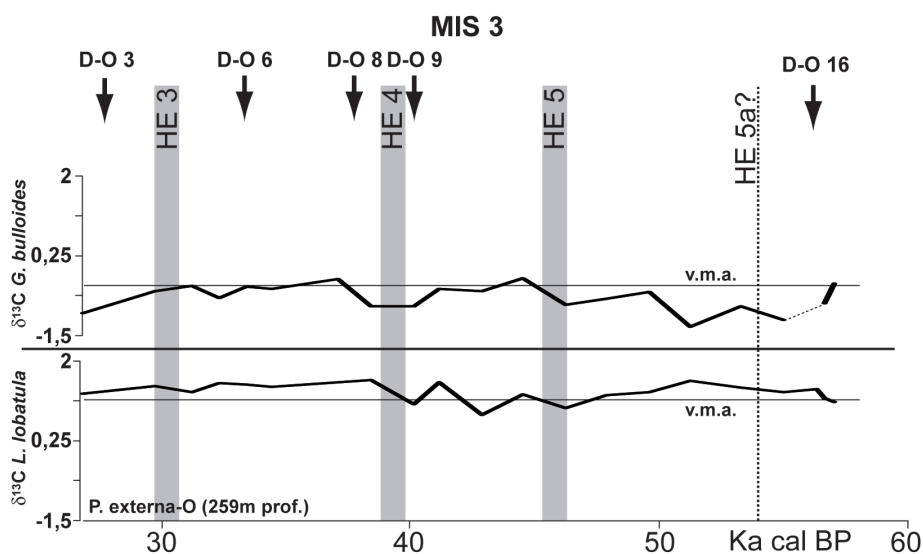


Fig. 5.6: Variación temporal de la señal isotópica de carbono durante el MIS 3, en el sondeo KS05-05. Las relaciones isotópicas se separan por especies. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados. v.m.a. = valor medio actual en la plataforma Vasca.

3. Por otro lado, la señal más negativa respecto a la actual, definida en *G. bulloides*, podría reflejar una menor producción primaria en la parte superficial de la columna de agua, durante este período (Armstrong y Brasier, 2006).

Las condiciones frías del MIS 3 generan cierto stress en el medio, tanto bentónico como planctónico, con respecto a la plataforma actual, marcado por los valores relativamente bajos de riqueza y diversidad (Figs. 5.7 y 5.8). Los resultados obtenidos en el Modelo Actual (ver apartados 3.1 a 3.3 de "Capítulo 3: Modelo Actual"), arrojan unos valores promedio del índice de Shannon en la plataforma Vasca actual de 2,7 en los foraminíferos bentónicos, 2,71

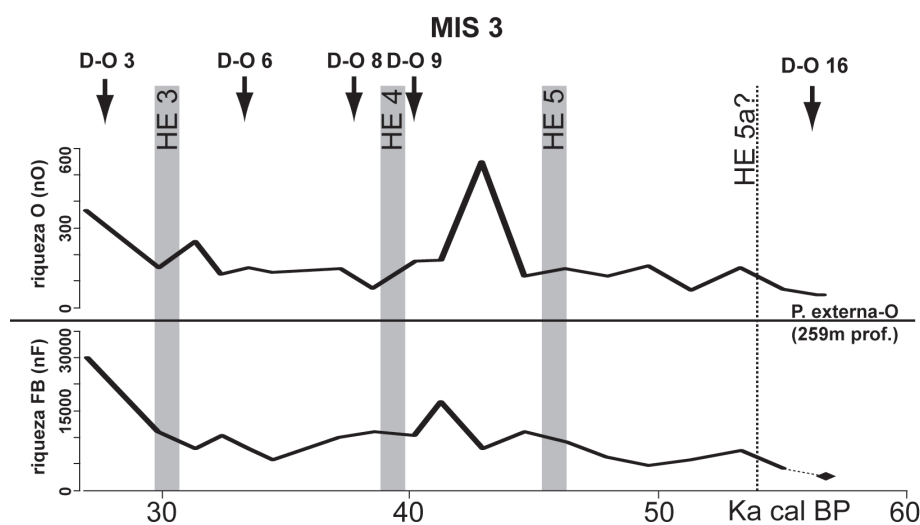


Fig. 5.7: Variación temporal de los índices de riqueza, para la microfauna bentónica, durante el MIS 3 en el sondeo KS05-05. La escala vertical en los ostrácodos está exagerada, con respecto a los foraminíferos, para facilitar la observación. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados. FB = foraminíferos bentónicos; O = Ostrácodos.

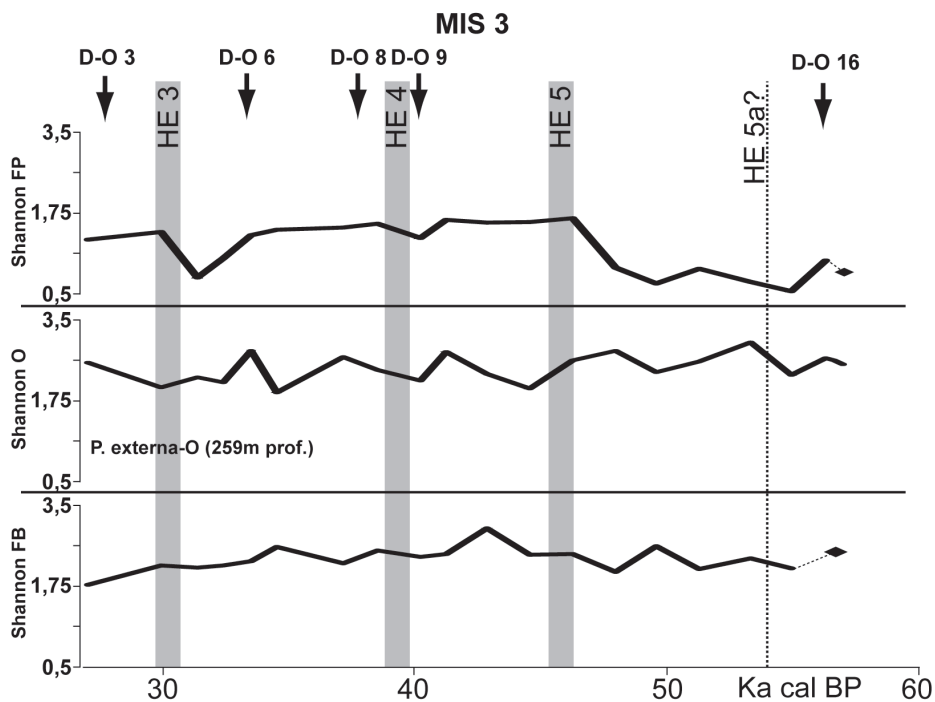


Fig. 5.8: Variación temporal de la diversidad específica (índice de Shannon), durante el MIS 3 en el sondeo KS05-05. Se diferencia entre microfauna bentónica (foraminíferos, FB y ostrácodos, O) y planctónica (foraminíferos, FP). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados.

en los ostrácodos y 1,86 en los foraminíferos planctónicos. Sin embargo, los valores promedio de Shannon en la plataforma externa-O durante el MIS 3, son 2,51 en los foraminíferos bentónicos, 2,63 en los ostrácodos y 1,33 en los foraminíferos planctónicos. Además, la relación anticovariante de la variación del índice de Shannon entre los foraminíferos bentónicos y los ostrácodos, indica su diferente respuesta ante cambios en el medio.

La asociación bentónica (Fig. 5.9) está dominada por *C. laevigata* (foraminífero) y *Krithe* spp. (ostrácodos). Además, son abundantes *C. lata* y *C. quadridentata* (ostrácodos). Esta asociación define, excepto *C. quadridentata*, un medio epibatial de agua fría, bien oxigenado y con una importante ventilación del fondo (p. ej. Yassini, 1969; Murray, 1991; Coles *et al.*, 1994; Stigter *et al.*, 1998). La única especie presente de manera mayoritaria en las muestras actuales de la plataforma Vasca es *C. laevigata*, que aparece en sedimentos finos con una elevada concentración de materia orgánica (ver "Capítulo 3: Modelo Actual"). Esta especie mantiene estable su porcentaje durante la mayor parte del MIS 3, con una disminución del mismo desde el HE 3 hasta 27Ka cal BP, lo que podría indicar un descenso en el contenido en oxígeno y nutrientes del medio al final de este período (Murray, 1991). Así mismo, varias especies de *Krithe* incrementan su abundancia desde 57Ka cal BP hasta 37Ka cal BP, presentando, a continuación, oscilaciones en su porcentaje (con disminuciones en 35Ka cal BP, 31-30Ka cal BP y 27Ka cal BP) hasta el final del MIS 3. Este género es típico de medios batiales y, por lo tanto, psicrosférico o de aguas frías (p. ej. Rodríguez-Lázaro y Cronin, 1999; Cronin *et al.*, 1999, 2000, 2002), y presenta un carácter oportunista (Bassetti *et al.*, 2010). Así, la tendencia observada podría definir un incremento de la ventilación del fondo a lo largo del MIS 3, con disminuciones puntuales de dicha ventilación en los períodos comentados.

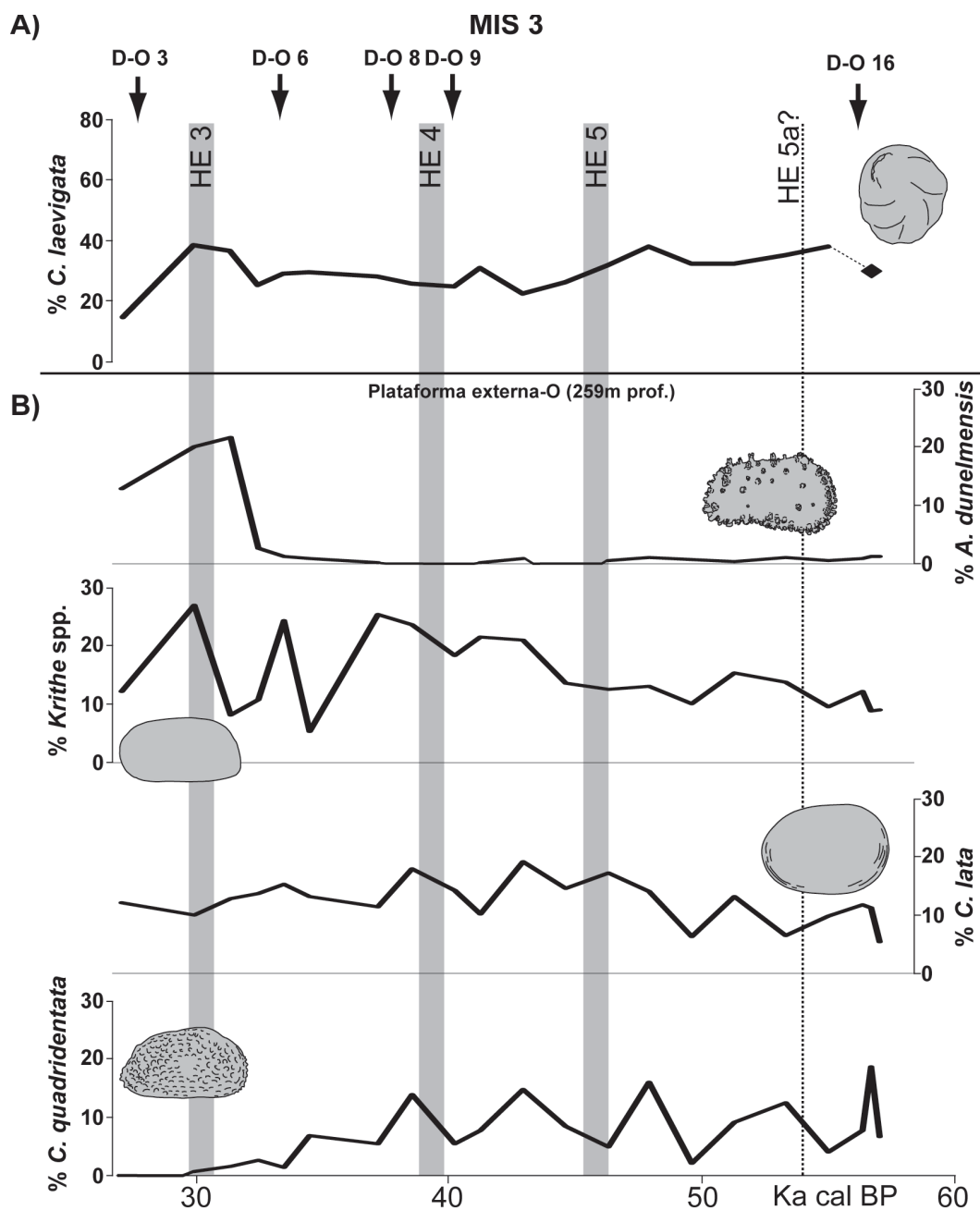


Fig. 5.9: Asociación bentónica identificada en el sondeo KS05-05. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados.

A) Distribución, en porcentaje, de la principal especie de foraminífero bentónico durante el MIS 3.  
 B) Distribución, en porcentaje, de las principales especies de ostrácodos durante el MIS 3.

El evento HE 3 viene marcado por un importante incremento porcentual previo (en 31Ka cal BP) de *A. dunelmensis* (Fig. 5.9B), especie que no aparece en las muestras actuales de la plataforma Vasca y que se define como típica de medios más someros que el resto de la asociación de ostrácodos identificada en este período (Ozawa, 2003). Así mismo, esta especie presenta una distribución circumpolar (Tabuki, 1986), siendo muy abundante en medios glaciomarineros actuales (Brouwers *et al.*, 2000; Stepanova, 2006), de tal manera que, en sedimentos de morrenas marinas de Suecia, su porcentaje se incrementa durante el Younger Dryas (12,5Ka cal BP) (Johnson y Ståhl, 2010). El análisis tafonómico de los

ejemplares, demuestra que se trata de una asociación mezclada de individuos biocenóticos y tanatocenóticos "in situ". Su presencia, por tanto, indicaría la llegada de agua fría de fondo, procedente del Atlántico Norte, durante este evento HE 3, a diferencia de los eventos HE 5 y HE 4 previos. Esta diferenciación, posiblemente esté controlada por las áreas fuentes de los icebergs de los eventos HEs, definidos a partir del estudio de la naturaleza de los IRDs en el Atlántico Norte. En concreto, se supone un origen en el Manto de Hielo Laurentino para los HEs 5 y 4, mientras que se propone un área fuente europea en el HE 3 (Peck *et al.*, 2007).

La asociación planctónica (Fig. 5.10) está compuesta por *N. pachyderma sin.* como especie dominante a lo largo de todo el período, acompañada por *G. bulloides* y *N. pachyderma dex.* La especie *N. pachyderma sin.* evidencia la presencia de masas de agua frías y una importante estratificación de la columna de agua (Hemleben *et al.*, 1989). Entre 46,3Ka cal BP y 33,5Ka cal BP, disminuye el porcentaje de esta especie, aumentando la presencia de *G. bulloides* y *N. pachyderma dex.*, lo que se interpreta como cierto calentamiento relativo del agua (medio subpolar) (Lebreiro *et al.*, 1997; Sprovieri *et al.*, 2003). En momentos previos al HE 3 (entre 33,5Ka cal BP y 31Ka cal BP; ver Fig. 5.10), se produce un incremento del porcentaje de *N. pachyderma sin.*, lo que implica una nueva entrada de aguas frías polares. Hacia el final del

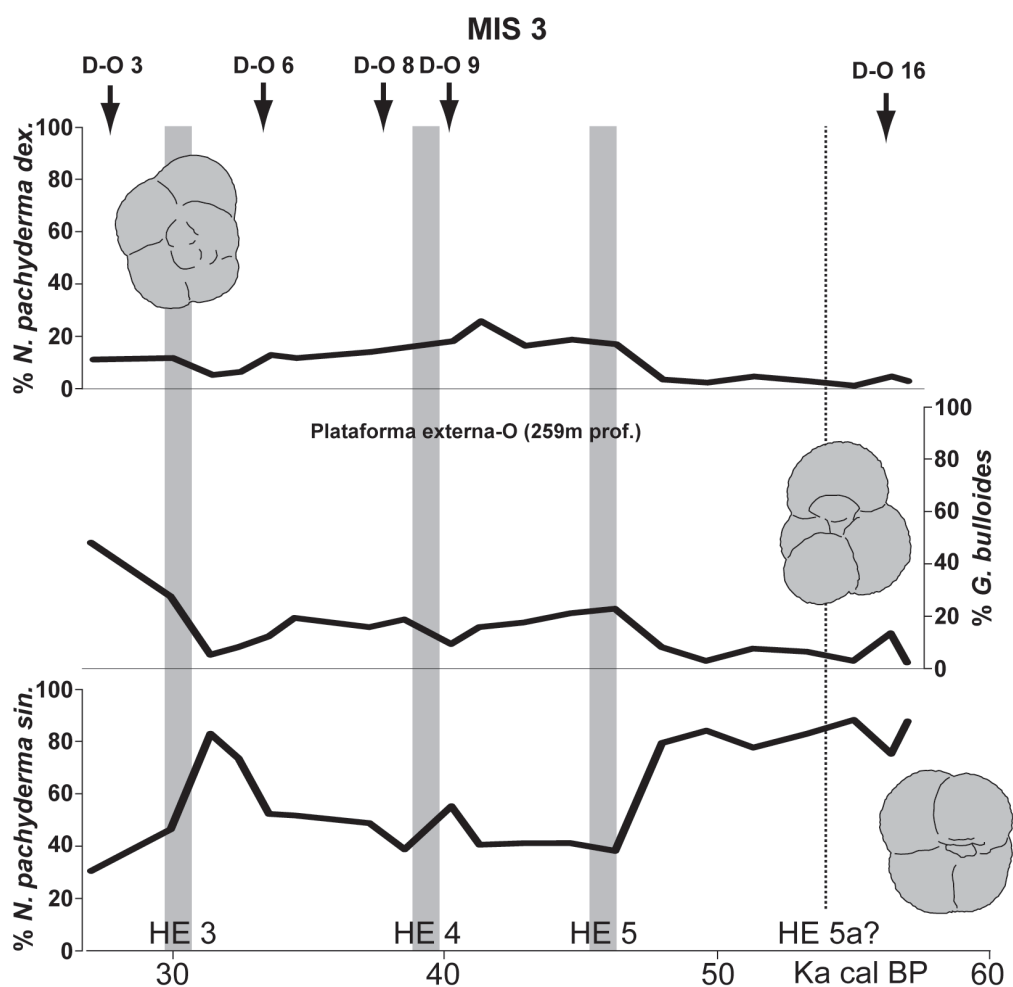


Fig. 5.10: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos planctónicos identificadas en el sondeo KS05-05 durante el MIS 3. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados.

MIS 3, la tendencia descendente en la abundancia de *N. pachyderma* sin. y el incremento en los porcentajes de *G. bulloides* y *N. pachyderma* dex., definirían otro calentamiento relativo de la columna de agua (medio subpolar).

De acuerdo a Eynaud *et al.* (2009), el porcentaje de *N. pachyderma* sin. permite determinar el área de influencia del frente polar ártico y de las aguas frías polares en el margen Ibérico. En concreto, durante los HEs, dicho frente polar se situaría por debajo de los 40° de latitud Norte, lo que implica que la plataforma Vasca podría estar sometida a la presencia de aguas polares y subpolares frías durante el MIS 3. De esta manera, considerando un porcentaje <5% de *N. pachyderma* sin. como valor límite de las condiciones normales actuales en la plataforma (ver "Capítulo 3: Modelo Actual"), porcentajes superiores al 90% indicarían la influencia del frente polar. Entre 50% y 90% implicarían la existencia de una mezcla de aguas polares y una abundancia comprendida entre 20% y 50% definiría la presencia de aguas subárticas (Eynaud *et al.*, 2009). De acuerdo a estos rangos porcentuales, desde la base del MIS 3 estudiado hasta 46,3Ka cal, la plataforma externa Vasca estaría sometida a la influencia de aguas frías polares provenientes del Atlántico Norte. Posteriormente, entre 46,3Ka cal BP y 33,5Ka cal BP se registra una retirada latitudinal hacia el norte de las mismas, donde dominarían las aguas subárticas menos frías (Fig. 5.10). Entre 33,5Ka cal BP y el evento HE 3 (aproximadamente en 31Ka cal BP), de nuevo se detectaría la entrada de aguas polares en la plataforma externa-O, de acuerdo al incremento en la abundancia de *N. pachyderma* sin. Desde este evento HE 3 y hasta el final del MIS 3, en la plataforma externa-O se produciría una retirada del agua más fría, con un establecimiento de masas de agua subárticas. Sin embargo, en la plataforma externa-E, se mantendría la influencia de las aguas polares frías (muestras 124cm a 113cm del sondeo KS04-16; ver Fig. 4.41 y Tabla 4.13). Esta diferenciación, podría responder a la entrada de dichas masas de agua frías a favor del cañón de San Sebastián (ver Fig. 5.3) como corrientes de upwelling y su desplazamiento hacia el margen oriental del mismo, lo que explicaría su limitada área de influencia y su ausencia en la parte occidental de la plataforma externa.

La tendencia creciente en la paleobatimetría (Fig. 5.11) definida en la base del MIS 3 estudiado (hasta 48Ka cal BP, antes del evento HE 5), se corresponde con el descenso inicial en el tamaño de grano del sedimento. Implicaría, por tanto, unas condiciones de corrientes poco energéticas, tanto en la columna de agua como en el fondo, que favorecen la conservación de los caparzones. El descenso paleobatimétrico observado junto con el aumento del tamaño

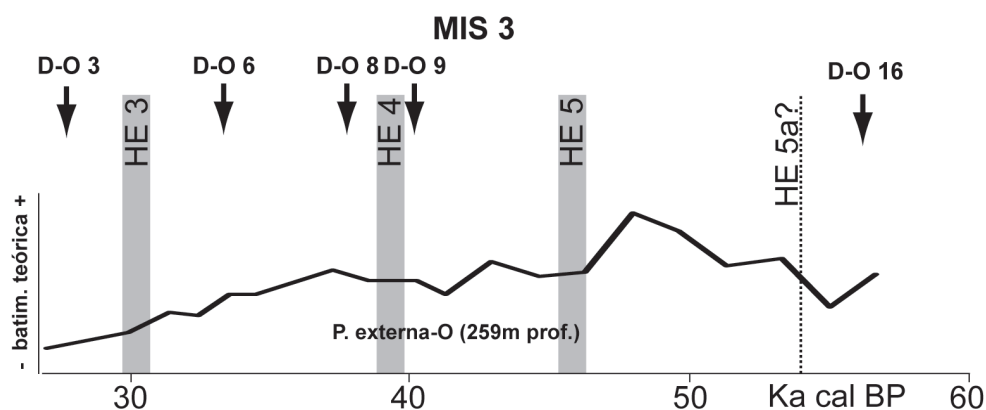


Fig. 5.11: Variación de las tendencias estimadas de paleobatimetría teórica en el sondeo KS05-05, durante el MIS 3. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos (HE y D-O) identificados.

de grano entre 46,3Ka cal BP y el final del MIS 3 (Fig. 5.11), coincidiría con la retirada de las aguas polares más frías y el establecimiento de las masas de agua subárticas en la plataforma externa-O.

## 5.2 Estadio Isotópico Marino MIS 2

El MIS 2 es el período comprendido entre 27Ka cal BP y 11,5Ka cal BP (p. ej. van Meerbeek *et al.*, 2009; Carlson, 2010). Incluye el Último Máximo Glacial (LGM), acontecido entre 23Ka cal BP y 19Ka cal BP (Mix *et al.*, 2001), y la Deglaciación, entre 19Ka cal BP y 11,5Ka cal BP (Broecker, 2006; Clark *et al.*, 2009; entre otros). La Deglaciación incluye el interstadial de Bølling-Allerød (B/A), período cálido ocurrido entre unos 14,7Ka cal BP y 12,9Ka cal BP (Obbink *et al.*, 2010) y el evento frío del Younger Dryas (YD), acontecido entre 12,9Ka cal BP y 11,5Ka cal BP (Broecker, 2006; Carlson *et al.*, 2007; Yasuhara *et al.*, 2008; Carlson, 2010).

Actualmente, se emplea una cronología basada en los períodos fríos (estadiales) y cálidos (interstadiales) definidos en los sondeos de hielo de Groenlandia, denominados Greenland Stadial (GS) y Greenland Interstadial (GI), respectivamente (Björck *et al.*, 1998; Walker *et al.*, 1999). De esta manera, el inicio del MIS 2 (27Ka cal BP a 23Ka cal BP), incluye el GS-3 (27-23,5Ka cal BP) y el GI-2 (23,5-23Ka cal BP), el LGM se corresponde con el GS-2c y parte del GS-2b y la Deglaciación abarca desde el final del GS-2b hasta el GS-1, correspondiéndose el B/A con el GI-1 y el YD con el GS-1 (ver Fig. 5.1).

Este estadio isotópico ha sido estudiado en dos sondeos (KS04-16 y KS16), mostrando las variaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas registradas en la plataforma externa-E y el borde del talud, respectivamente (ver Fig. 5.3). De manera puntual, nos referimos al sondeo KS21 (borde de talud, interior de pockmark) para remarcar su comportamiento diferente en relación con el resto de la plataforma.

### 5.2.1 Inicio del MIS 2 (GS-3 a GI-2, 27-23Ka cal BP)

Este período temporal se registra en el sondeo KS04-16, que caracteriza la plataforma externa-E, situada en el margen oriental del cañón de San Sebastián, y en el sondeo KS21, extraído en el borde del talud, en el interior del pockmark (ver Fig. 5.3).

En el inicio del MIS 2 se deposita en la plataforma externa-E un sedimento de grano fino y poco carbonatado (Fig. 5.12), que podría corresponderse con la influencia de corrientes relativamente poco energéticas. El índice de riqueza de foraminíferos bentónicos (Fig. 5.13) presenta una clara tendencia ascendente en sus valores durante el GS-3. Durante el HE 2 esta riqueza disminuye, indicando el paso a condiciones oligotróficas en el fondo. Durante el breve período que abarca el GI-2, en la plataforma externa-E se mantiene la tendencia descendente en la riqueza.

En la diversidad específica, determinada como el índice Shannon (Fig. 5.14), se define una tendencia ascendente en la diversidad, con ciertas oscilaciones en el caso de los ostrácodos, hasta el evento HE 2, indicativo de condiciones medioambientales estables, tanto en el fondo como en la columna de agua, en la plataforma externa-E. En el GI-2, los foraminíferos bentónicos mantienen su tendencia ascendente en el valor de Shannon, mientras que los ostrácodos y los foraminíferos planctónicos presentan un descenso continuado. Por tanto, los ostrácodos responden a cambios ambientales del fondo que parecen no afectar a los foraminíferos bentónicos en este interstadial.

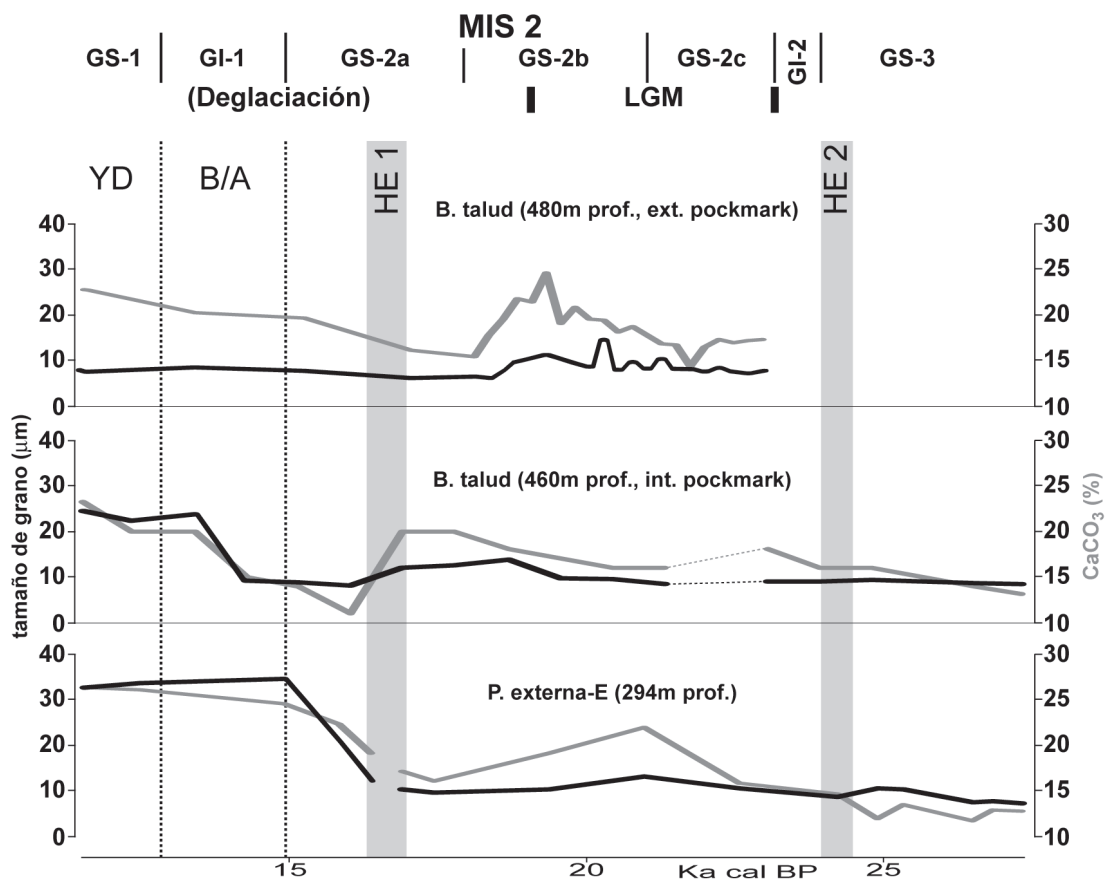


Fig. 5.12: Variación temporal de los parámetros sedimentológicos considerados (granulometría media y porcentaje de carbonato cálcico) durante el MIS 2. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría (desde la parte inferior a la superior de la figura, sondeos KS04-16, KS21 y KS16, respectivamente). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD.

La señal isotópica de oxígeno obtenida en la plataforma externa-E (Fig. 5.15), tanto en *L. lobatula* como en *G. bulloides* y *O. universa*, presenta valores más altos que en la actualidad. Estos valores implican la presencia de masas de agua más frías, sobre todo en el fondo y en aguas subsuperficiales, que las actuales en la plataforma Vasca, durante el inicio del MIS 2. La relación isotópica de carbono  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 5.16), por su parte, presenta un incremento con respecto a los valores del MIS 3, reflejando un aumento de la productividad primaria en la parte superficial de la columna de agua. Los valores medidos en *L. lobatula* son superiores a 0,5‰ PDB, lo que implicaría la presencia de masas de agua típicas del Atlántico Norte en la plataforma-E, sin influencia de la AABW en esta área, a diferencia del margen sur de la Península Ibérica (Martrat *et al.*, 2007).

La asociación específica de foraminíferos bentónicos (dominio de *H. balthica* y *C. laevigata*) (Fig. 5.17), implica un tránsito desde aguas de fondo bien oxigenadas durante el MIS 3, a un medio bentónico con menor contenido en oxígeno en esta parte inicial del MIS 2 en la plataforma externa-E. Durante el HE 2, se observa un incremento del porcentaje de *C. laevigata*, con un descenso en *H. balthica*, que implicaría cierto aumento de la oxigenación del fondo durante dicho evento.



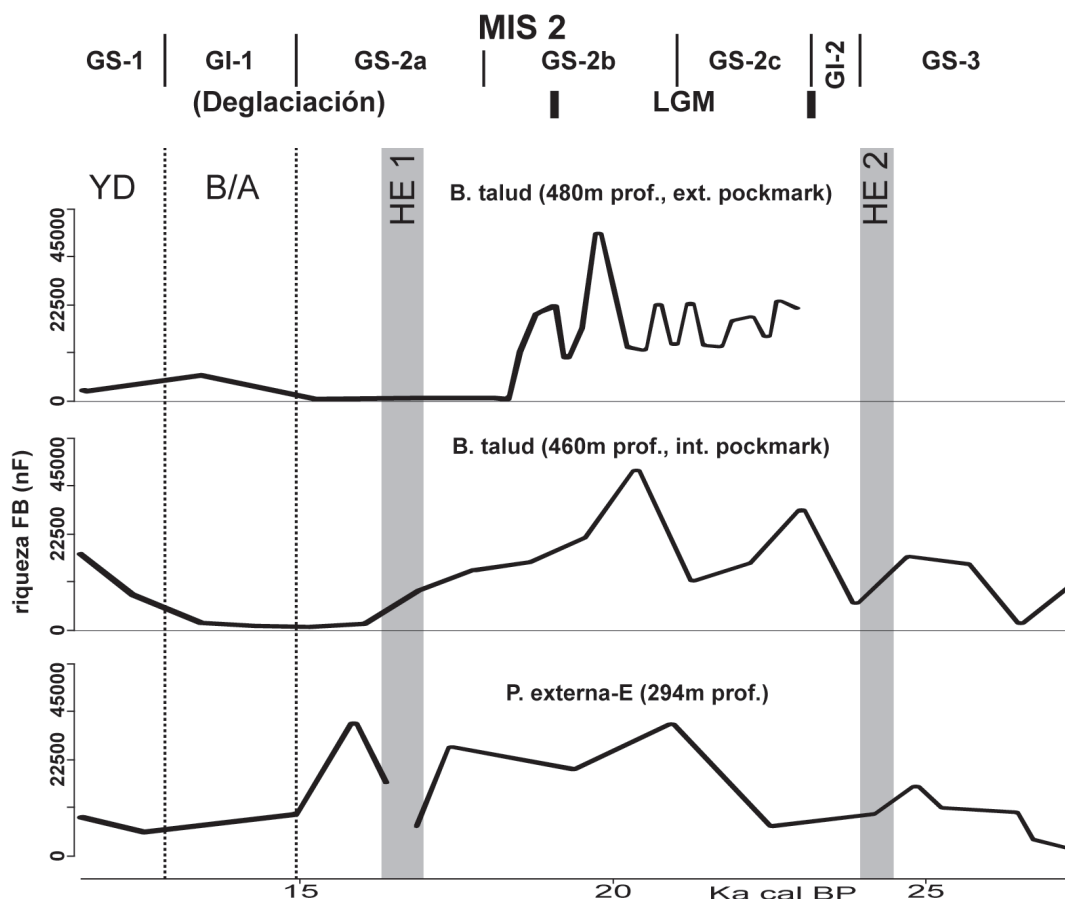


Fig. 5.13: Variación temporal de los índices de riqueza, para los foraminíferos bentónicos, durante el MIS 2. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría (desde la parte inferior a la superior de la figura, sondeos KS04-16, KS21 y KS16, respectivamente). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD.

El interior de los pockmarks (sondeo KS21) se comporta como un medio ambiente particular de acuerdo, exclusivamente, a los foraminíferos bentónicos (Fig. 5.17). Se observa en el predominio de *H. balthica*, acompañada de *U. peregrina* y *C. laevigata*, durante el HE 2, que define unas condiciones menos oxigenadas en el fondo con respecto a la plataforma externa (p. ej. Murray, 1991).

En el caso de la asociación de ostrácodos (Fig. 5.18), la drástica disminución en el número de valvas evidencia la diferente respuesta de dichos organismos, con respecto a los foraminíferos bentónicos, ante las condiciones menos oxigenadas del fondo. Además, la asociación, conformada por especies típicas de aguas frías, no presenta una variación significativa respecto a la descrita durante el final del MIS 3. En relación al evento HE 2, en la plataforma externa-E aparece *A. dunelmensis*, tal y como sucedía durante el evento HE 3. Esto implica la entrada de agua fría procedente del Atlántico Norte durante ambos eventos. De acuerdo a Peck *et al.* (2007), el HE 2 tendría un primer origen europeo, de acuerdo a la naturaleza del material detrítico transportado por los icebergs, seguido por una entrada posterior de sedimento procedente del Manto Laurentino. Este origen inicial europeo, sería el motivo de la semejanza entre ambos eventos y su influencia similar en la microfauna bentónica.

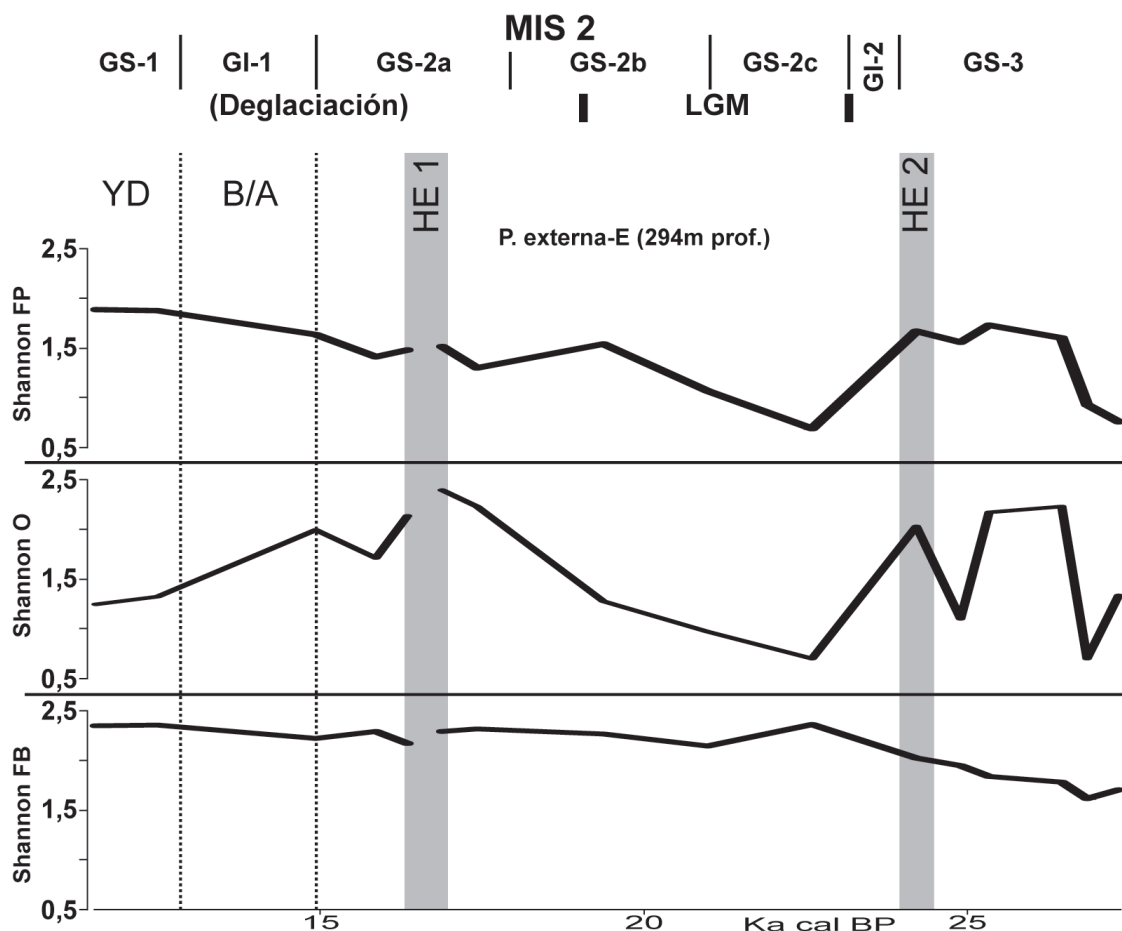


Fig. 5.14: Variación temporal de la diversidad específica (índice de Shannon), durante el MIS 2, en el sondeo KS04-16. Se diferencia entre microfauna bentónica (foraminíferos, FB y ostrácodos, O) y planctónica (foraminíferos, FP). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD

En la asociación de foraminíferos planctónicos (Fig. 5.19), la dominancia de *G. bulloides* frente a *N. pachyderma* sin., reflejaría el establecimiento de aguas subárticas (medio subpolar-transicional), con turbulencia y cierta mezcla vertical del agua, así como un incremento de la cantidad de nutrientes disueltos (Lebreiro *et al.*, 1997; Sprovieri *et al.*, 2003) en la plataforma externa-E. La inversión de la tendencia porcentual de estas especies en el GI-2 (23,5-23Ka cal BP; Fig. 5.19), donde aumenta *N. pachyderma* sin. frente a *G. bulloides*, definiría el comienzo del establecimiento de agua polar más fría y una mayor estratificación de la columna de agua (Hemleben *et al.*, 1989).

Durante este período, se observa una tendencia a la disminución paleobatimétrica, con un ligero incremento de la misma a partir del HE 2 en la plataforma externa-E (Fig. 5.20). Esta tendencia es coherente con la disminución de los valores del índice  $\alpha$  de Fisher calculado en los foraminíferos bentónicos (ver Tabla 4.14, muestras 110-100cm), que indicaría un descenso en la profundidad (Murray, 2006).

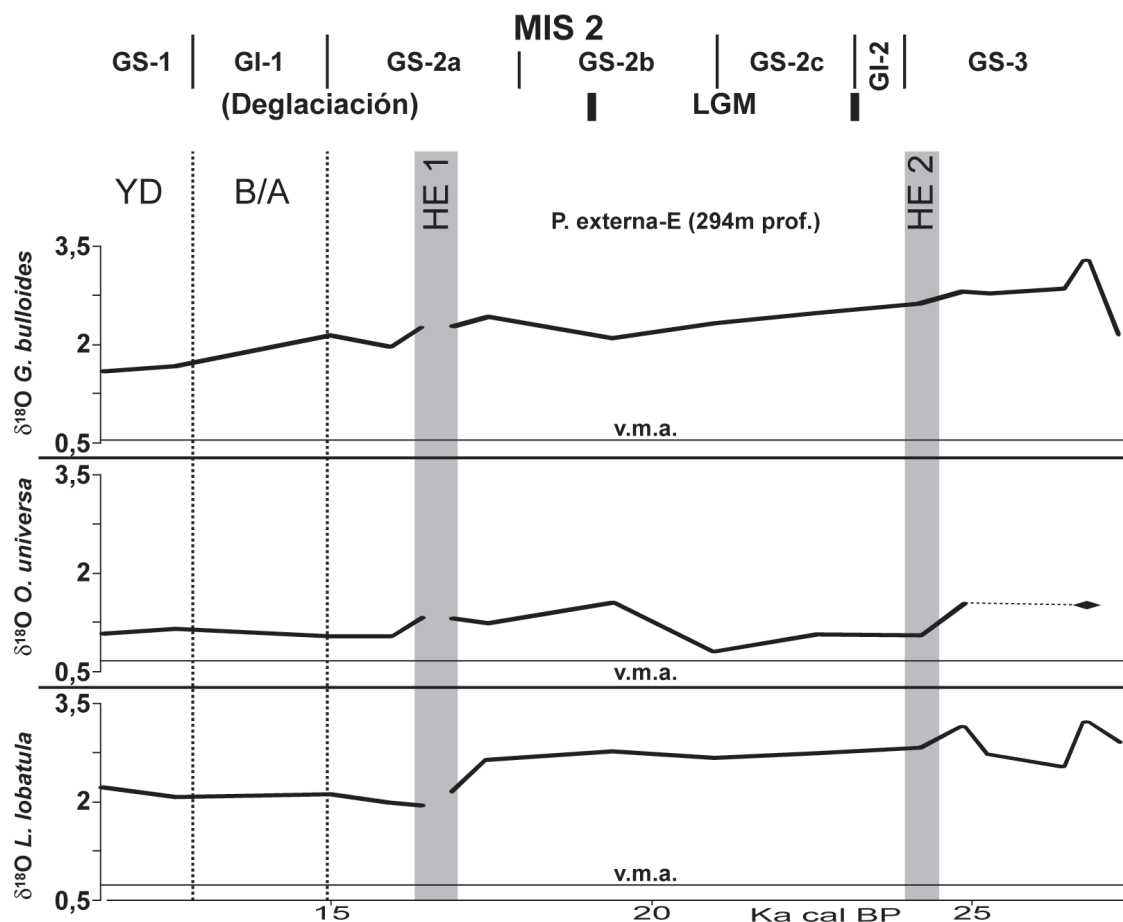


Fig. 5.15: Variación temporal de la señal isotópica de oxígeno durante el MIS 2 en el sondeo KS04-16. Se separan las relaciones isotópicas por especies. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD. v.m.a. = valor medio actual en la plataforma Vasca.

### 5.2.2 Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum; LGM, GS-2c hasta GS-2b, pro parte, 23-19Ka cal BP)

El Último Máximo Glacial aparece representado en la plataforma externa-E (sondeo KS04-16) y en el borde del talud, tanto en el sondeo del interior del pockmark (sondeo KS-21) como en el exterior del mismo (sondeo KS-16). Este último presenta un registro más detallado.

En el LGM, se produce un incremento en el tamaño de grano (ver Fig. 5.12), junto con un aumento en el porcentaje de carbonato cálcico, con respecto al inicio del MIS 2. Esto refleja cierta intensificación progresiva de la energía de las corrientes de fondo, que provocaría la remoción del carbonato (detritico y biogénico) en el sedimento (M. Cremer, com. pers., 2009). Esta tendencia presenta numerosas oscilaciones en el borde de talud (sondeo KS16), siendo más continuada en la plataforma externa-E.

En el índice de riqueza de foraminíferos bentónicos (ver Fig. 5.13) obtenido en la plataforma externa-E, se observa una tendencia ascendente hasta la base del GS-2b, siendo descendente durante el resto del LGM. En el borde del talud (exterior de los pockmarks), la riqueza de foraminíferos bentónicos presenta una fuerte variabilidad, con una relación covariante con el tamaño de grano del sedimento. Los valores de la diversidad específica (índice de Shannon) de foraminíferos bentónicos (ver Fig. 5.14) en la plataforma externa-E son relativamente

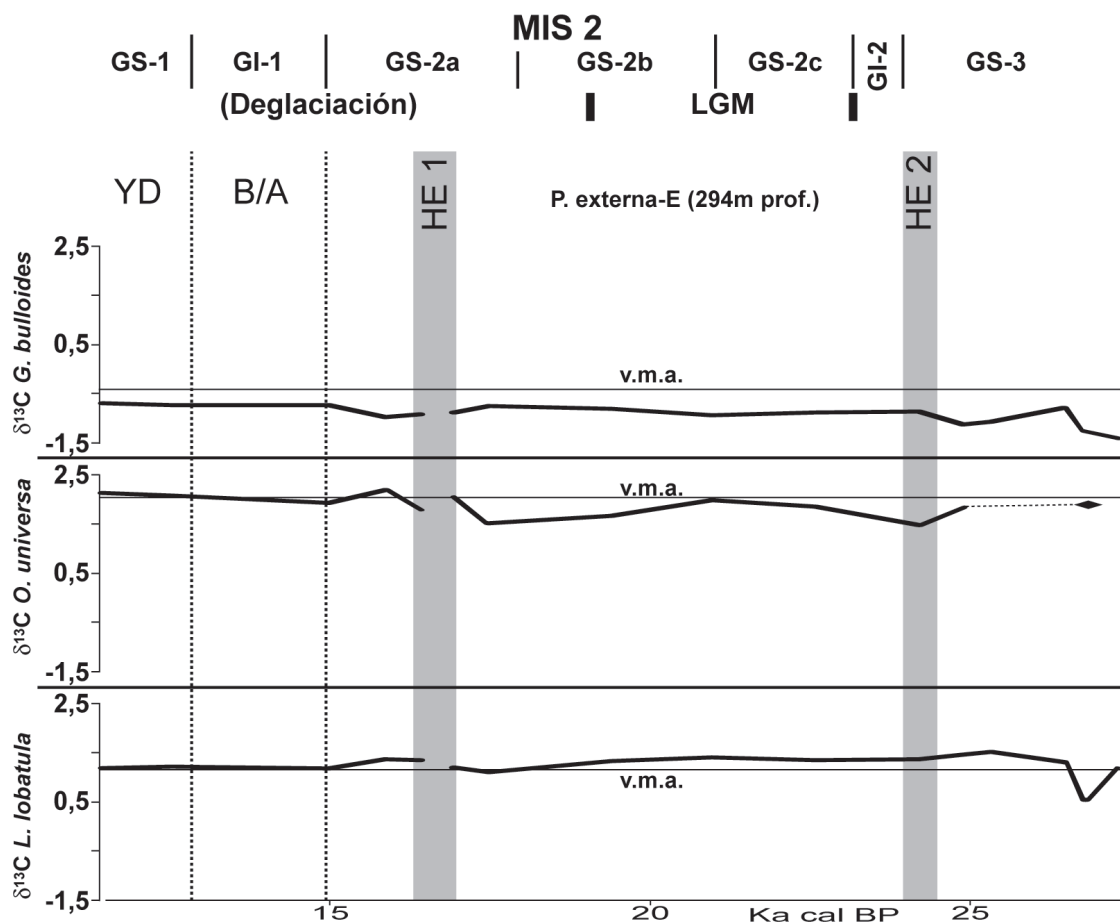


Fig. 5.16: Variación temporal de la señal isotópica de carbono durante el MIS 2 en el sondeo KS04-16. Se separan las relaciones isotópicas por especies. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD. v.m.a. = valor medio actual en la plataforma Vasca.

altos, permaneciendo muy estables a lo largo de todo el LGM. En el caso de los foraminíferos planctónicos y los ostrácodos, la diversidad presenta tendencias ascendentes durante todo este período. Este comportamiento diferente de la diversidad entre la microfauna bentónica, implica una particular respuesta de los ostrácodos ante cambios ambientales del fondo, que no parecen afectar a los foraminíferos bentónicos.

De nuevo, el interior del pockmark (sondeo KS21) presenta una evolución diferente a la del resto de la plataforma. En el mismo, se observa un descenso de la riqueza en foraminíferos bentónicos, coincidente con el límite de los subestadales GS-2c y GS-2b (ver Fig. 5.13). Esta tendencia, opuesta a la descrita en la plataforma externa-E, definiría un medio particular dentro de esta plataforma.

De acuerdo a la relación isotópica de oxígeno, las aguas se mantienen relativamente frías, con respecto a la actualidad, en la plataforma externa-E a lo largo del LGM (ver Fig. 5.15). En detalle, la señal  $\delta^{18}\text{O}$  en *G. bulloides* y *L. lobatula* refleja un continuo calentamiento relativo de las masas de agua, tanto subsuperficiales como de fondo. Sin embargo, la relación isotópica de oxígeno obtenida en *O. universa*, indica un importante enfriamiento progresivo del agua superficial a lo largo de la primera mitad del estadal GS-2b, pudiendo representar

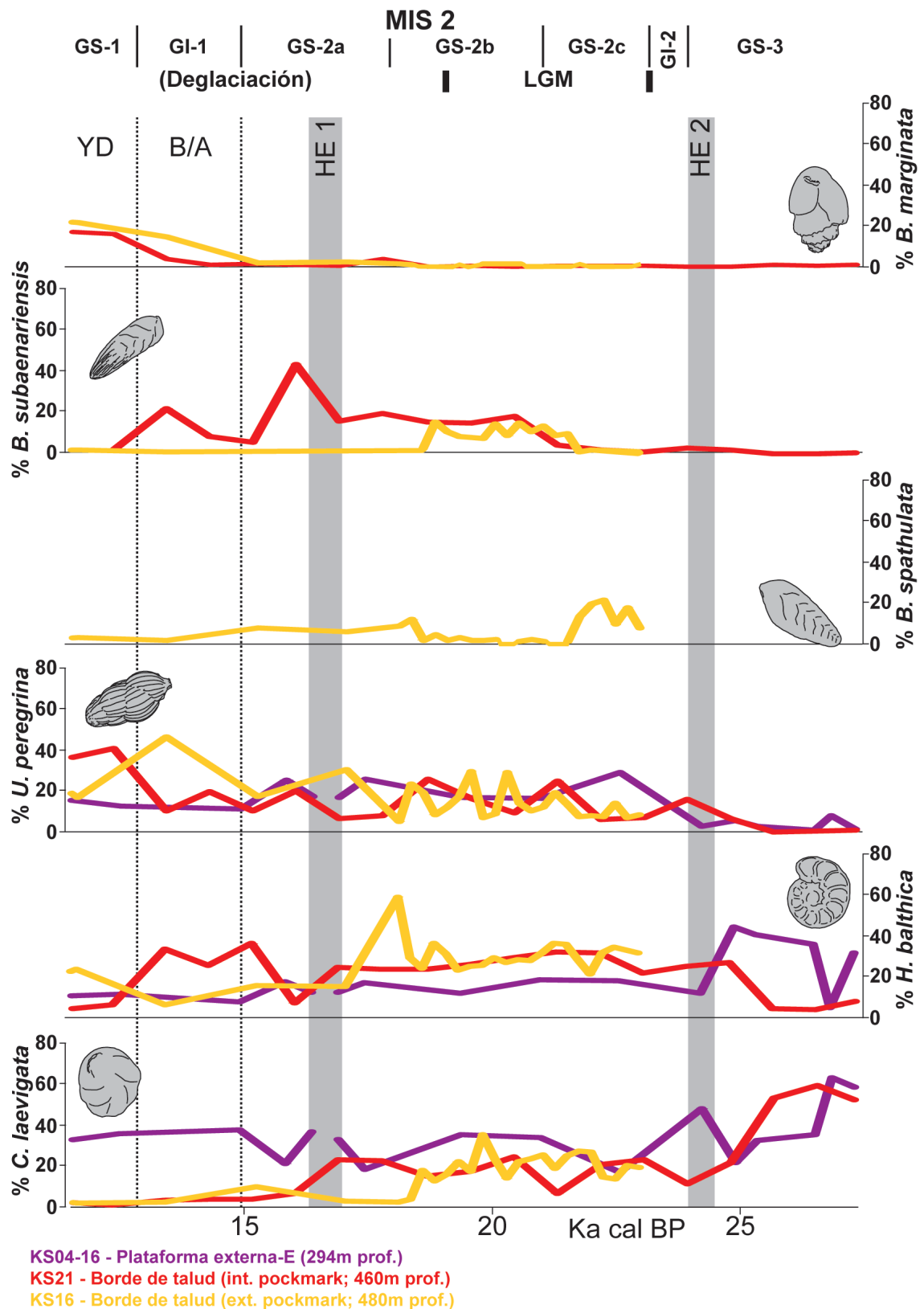


Fig. 5.17: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos bentónicos durante el MIS 2. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD.

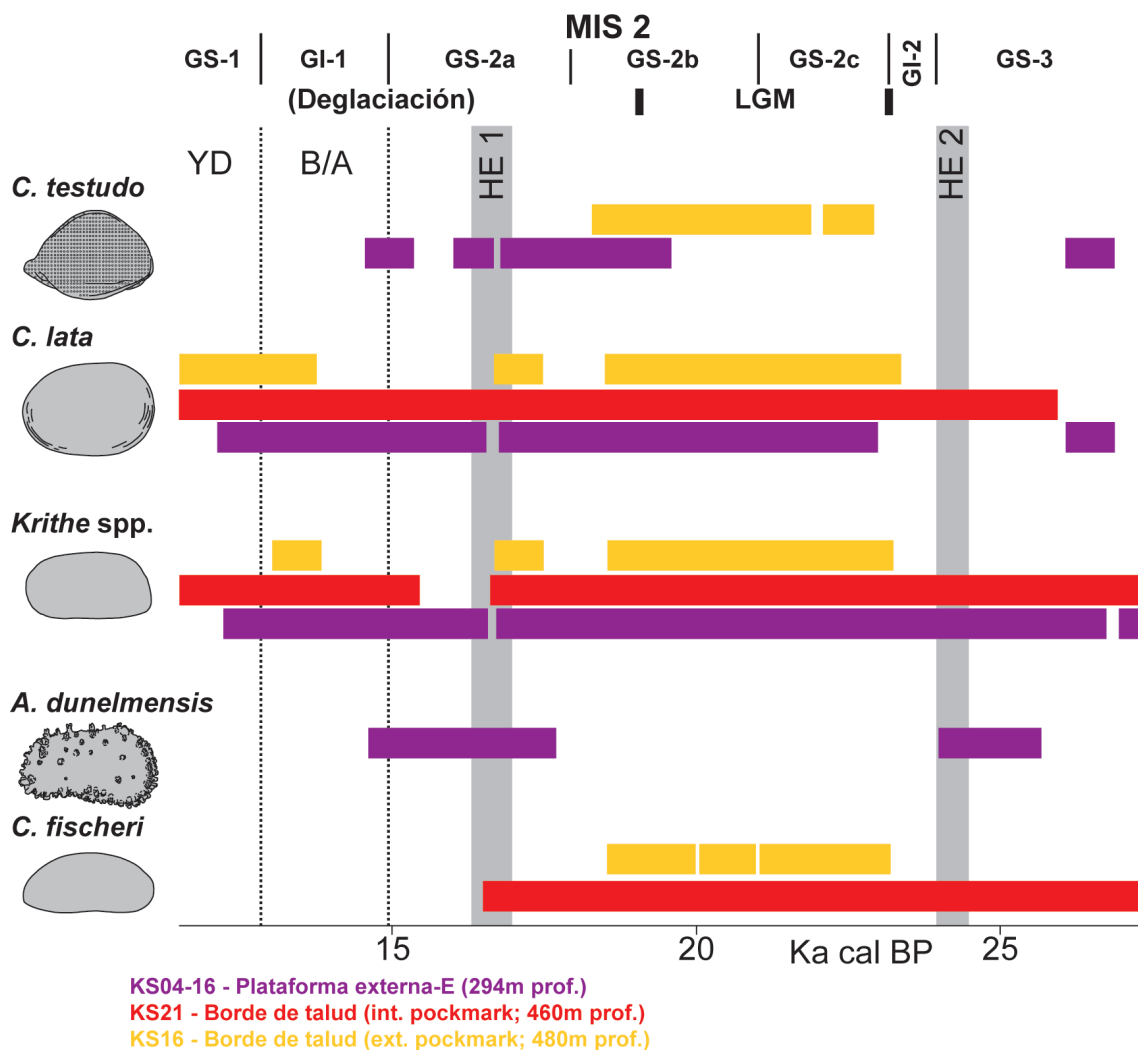


Fig. 5.18: Distribución, como datos de presencia-ausencia, de las principales especies de ostrácodos durante el MIS 2. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD.

la llegada de agua más fría en dicha capa superficial, con un calentamiento posterior de la misma.

Por su parte, la señal isotópica del carbono obtenida en *G. bulloides* y *L. lobatula* mantiene estables sus valores en todo el LGM, mientras que en *O. universa* es más oscilante (ver Fig. 5.16). Esta oscilación consiste en un primer incremento de  $\delta^{13}\text{C}$  durante el GS-2c hasta alcanzar un valor máximo, similar al actual, al final de dicho subestadio, seguido por un descenso de la relación isotópica durante el resto del LGM. Dicha oscilación, reflejaría un aumento de la productividad primaria de los organismos autótrofos en la capa superficial de la columna de agua en el GS-2c, con un descenso posterior de esta producción durante la parte del GS-2b que abarca el LGM.

La asociación de foraminíferos bentónicos del LGM (ver Fig. 5.17), está compuesta mayoritariamente por *U. peregrina*, *H. balthica* y *C. laevigata*. Esto pone de manifiesto el mantenimiento de unas condiciones frías, pero con un mayor contenido en materia orgánica en el fondo (Lohmann, 1978; Murray, 1991; entre otros), durante el LGM con respecto

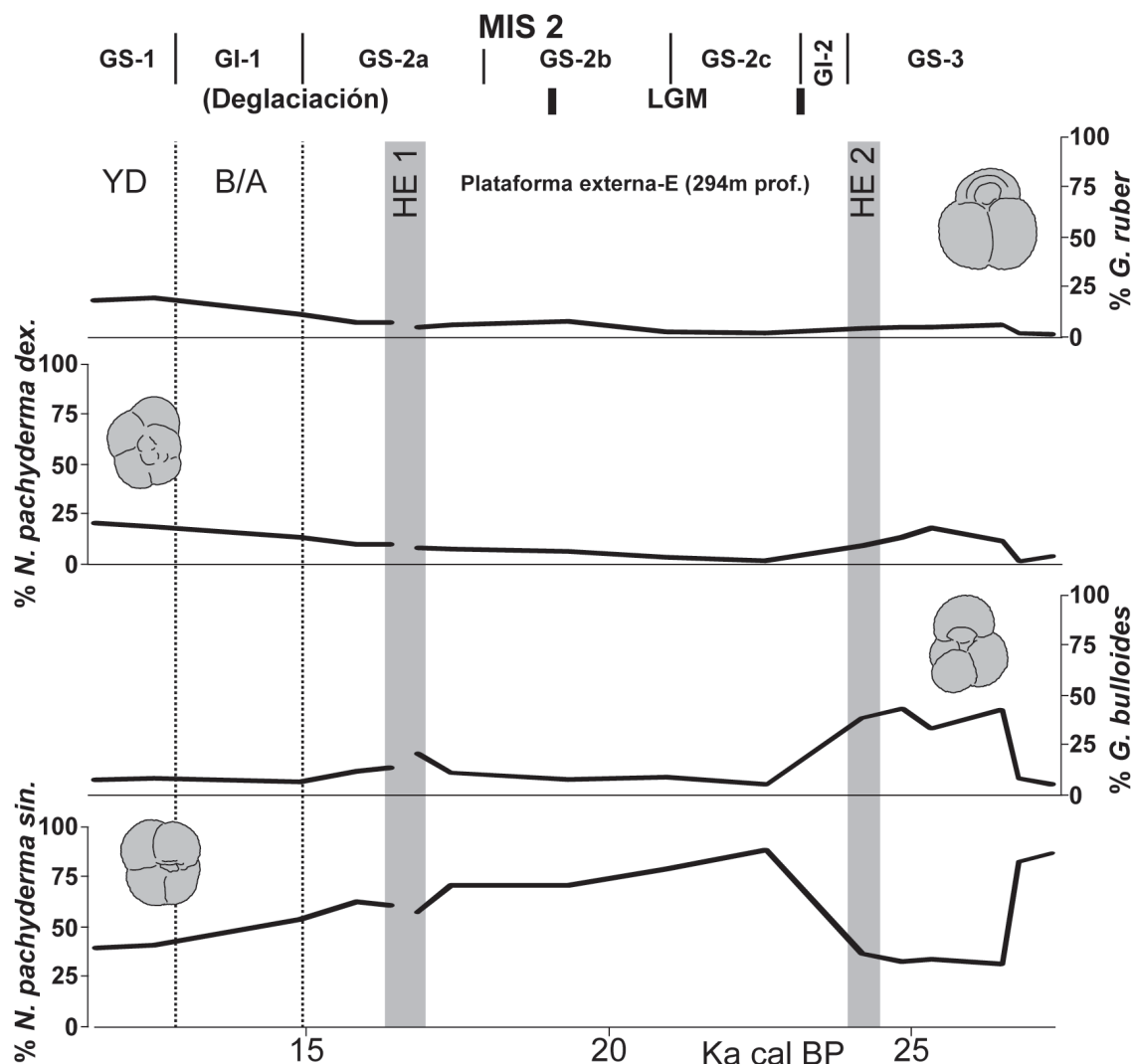


Fig. 5.19: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos planctónicos durante el MIS 2 en el sondeo KS04-16. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD.

al inicio del MIS 2. En el borde de talud (exterior del pockmark), hay un predominio de *B. spathulata* durante el GS-2c (principalmente entre 22,7Ka cal BP y 21,7Ka cal BP). Sin embargo, en el GS-2b *B. subaenariensis* llega a ser la especie dominante en 19,8Ka cal BP. Este cambio responde a un descenso en el contenido en oxígeno en el fondo, hasta llegar a condiciones de hipoxia (Pujos-Lamy, 1973b).

En cuanto a los ostrácodos (ver Fig. 5.18), el número de valvas sigue siendo muy escaso, con una asociación conformada por especies indicativas de aguas frías (*C. lata* y *Krithe* spp.). En el borde del talud (exterior del pockmark), durante el LGM aparece *C. testudo* de manera importante. Esta especie, típica del área ártica y boreal (Elofson, 1941), no aparece en las muestras actuales de la plataforma Vasca.

La dominancia de *N. pachyderma* sin. en la asociación de foraminíferos planctónicos (ver Fig. 5.19), señalaría un enfriamiento de la columna de agua durante el LGM con respecto al inicio del MIS 2. El porcentaje de dicha especie en estas muestras, definiría la presencia de una mezcla de aguas polares superficiales (Eynaud *et al.*, 2009) en el LGM, de manera

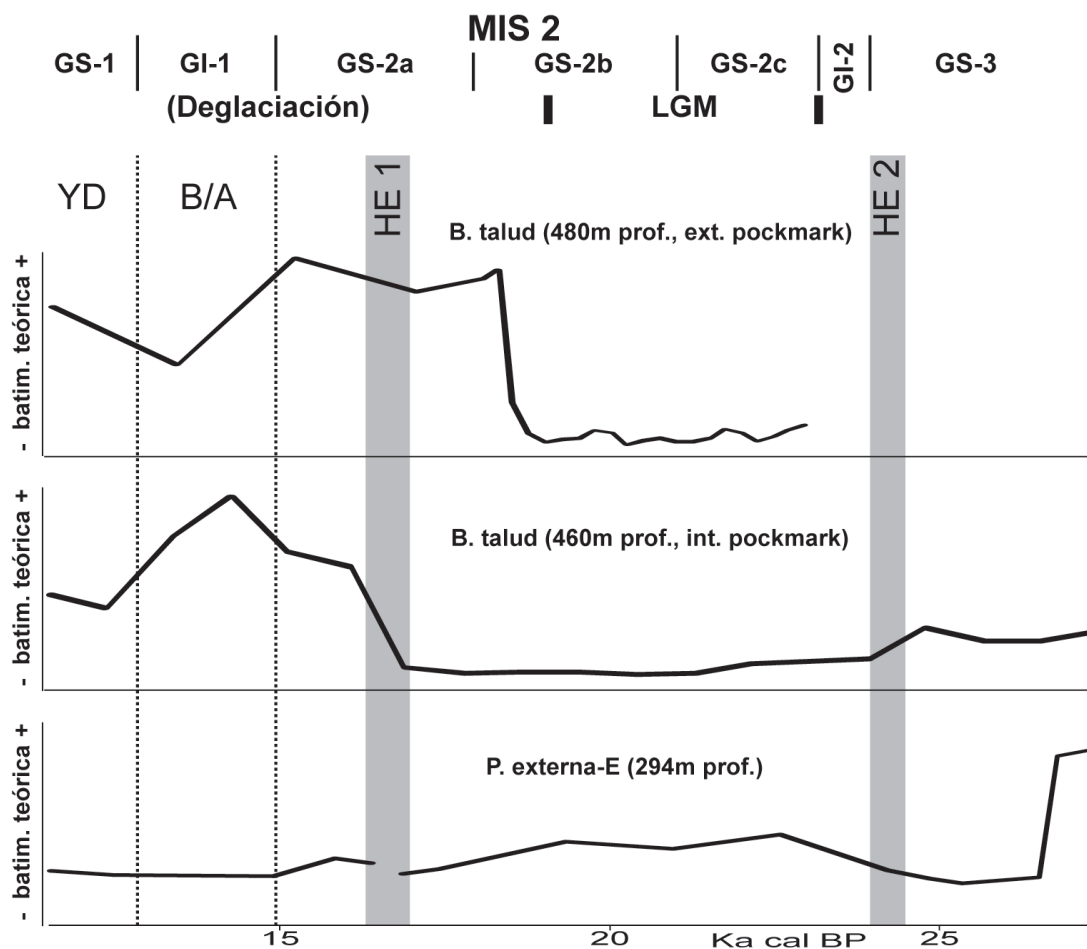


Fig. 5.20: Variación de las tendencias estimadas de paleobatimetría teórica, durante el MIS 2. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría (desde la parte inferior a la superior de la figura, sondeos KS04-16, KS21 y KS16, respectivamente). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HE identificados, así como del B/A y el YD.

similar a la descrita durante el inicio del MIS 3 en esta plataforma externa. La tendencia descendente en la abundancia de *N. pachyderma* sin. a lo largo del LGM (88% en 23Ka cal BP hasta 70% en 19Ka cal BP), es correlacionable con el continuo calentamiento relativo de las aguas subsuperficiales identificado en la señal isotópica de oxígeno obtenida en *G. bulloides*.

La paleobatimetría teórica estimada en la plataforma externa-E, presenta una tendencia descendente (ver Fig. 5.20). También se produce un incremento del tamaño de grano del sedimento, lo que implicaría un aumento de la energía de las corrientes de fondo de la plataforma externa-E durante el LGM.

### 5.2.3 Deglaciación (final del GS-2b a GS-1, 19-11,5Ka cal BP)

Esta parte final del MIS 2 se registra en la plataforma externa-E y el borde del talud, al igual que el LGM, aunque en esta última zona con una resolución menor. El interior de los pockmarks, de nuevo, se comporta como un medio particular, con unas características, tanto ambientales como hidrodinámicas, diferentes de las del resto de esta parte superior del talud.

Durante la Deglaciación, la tendencia al incremento del tamaño de grano (ver Fig. 5.12) en la plataforma externa-E, acontecido tras el HE 1 y hasta el comienzo del Bølling-Allerød (B/A), podría implicar el establecimiento de masas de agua más energéticas en el fondo a



dicha profundidad. Este mayor hidrodinamismo tiene también su reflejo en el incremento de la granulometría en el borde del talud (exterior de los pockmarks) a partir del HE 1.

En el borde del talud (exterior de los pockmarks), la riqueza de foraminíferos bentónicos (ver Fig. 5.13), presenta valores más bajos que durante el LGM. Por otro lado, en la plataforma externa-E, la riqueza en foraminíferos bentónicos muestra tendencias opuestas a la variación del tamaño de grano desde el inicio del B/A, pudiendo reflejar un mayor transporte de los caparzones depositados en el fondo. La diversidad (índice de Shannon) calculada en los foraminíferos bentónicos en la plataforma externa-E (ver Fig. 5.14), presenta valores relativamente altos, permaneciendo estable a partir del LGM. La variación en los valores de diversidad de los ostrácodos, consistente en una primera tendencia ascendente hasta el HE 1 y una posterior tendencia descendente hasta el YD, indica que estos organismos responden ante cambios ambientales en el fondo no detectados por los foraminíferos bentónicos. En los foraminíferos planctónicos, los valores de Shannon aumentan a lo largo de la Deglaciación, definiendo una estabilización de las masas de agua superficiales.

En la plataforma externa-E, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en *G. bulloides* y *L. lobatula* (ver Fig. 5.15) son más bajos a partir del HE 1. Esto implica un calentamiento relativo del agua de fondo y de la columna de agua a partir de este evento, con respecto al LGM. Los valores de la relación isotópica de carbono  $\delta^{13}\text{C}$  (ver Fig. 5.16) para las aguas de fondo (*L. lobatula*) y de superficie (*O. universa*) son similares a los promedios obtenidos en la plataforma actual, principalmente a partir del B/A, pudiendo reflejar el comienzo del establecimiento de las condiciones actuales en la plataforma externa-E. Sin embargo, la señal obtenida en *G. bulloides* sigue siendo más negativa que en la actualidad, lo que podría corresponderse con una menor productividad primaria en estas aguas subsuperficiales (Armstrong y Brasier, 2006).

La ecología de las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos identificadas en el borde del talud (exterior de los pockmarks) (*U. peregrina*, *H. balthica* y *B. marginata*), indicaría la presencia de aguas frías y de un sedimento poco oxigenado (ver Fig. 5.17). En el caso de los ostrácodos (ver Fig. 5.18), se mantiene una asociación indicativa de medios batiales-abisales de aguas frías y alta ventilación del fondo (*Krithe* spp. y *C. lata*) a lo largo de toda la Deglaciación.

Remarcar que el interior del pockmark presenta una asociación de foraminíferos bentónicos diferente a la del resto del borde del talud, a partir del evento HE1. Esta asociación está formada por *B. subaenariensis* y *H. balthica*, indicativas de medios hipóxicos.

En la plataforma externa-E, el predominio de *C. laevigata*, *U. peregrina* y *H. balthica* (ver Fig. 5.17), refiere unas condiciones frías en el fondo, con la presencia de aguas bien oxigenadas y una elevada concentración de materia orgánica disuelta en el sedimento (Murray, 1991; Stigter *et al.*, 1998; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). La asociación de ostrácodos (ver Fig. 5.18) es indicativa de medios profundos, fríos y con buena ventilación del fondo. El evento HE 1 se caracteriza por la aparición de *A. dunelmensis*, tal y como se observa en los eventos HE 3 y HE 2 previos. Por tanto, implicaría la llegada de agua fría de fondo, procedente del norte del océano Atlántico, y su entrada en el sur del Golfo de Vizcaya durante este evento. Por su parte, el inicio del B/A viene marcado por la desaparición de *C. testudo*, proveniente también de medios boreales del norte de Europa, remarcando el relativo calentamiento del agua de fondo detectado en este período, de acuerdo a la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenida en *L. lobatula*.

El predominio de *N. pachyderma* sin. en la asociación planctónica en la plataforma externa-E (ver Fig. 5.19), implicaría el mantenimiento de la influencia de aguas polares

descrito durante el LGM. La tendencia descendente del porcentaje de *N. pachyderma* sin. con posterioridad al HE 1 y hasta el final del YD (ver Fig. 5.19), caracterizaría la retirada gradual de las masas de agua más frías, así como un incremento progresivo de la temperatura de la columna de agua (Pujol, 1980), correlacionable con la tendencia observada en la relación isotópica de oxígeno de *G. bulloides*.

Las variaciones en las tendencias paleobatimétricas (ver Fig. 5.20) reflejan los cambios hidrodinámicos detectados. En concreto, en el borde del talud (exterior de los pockmarks) el incremento batimétrico acontecido al inicio del GS-2a (aproximadamente en 18,6Ka cal BP) se corresponde con un descenso en el tamaño de grano, indicando el establecimiento de masas de agua poco energéticas durante este evento. Este ascenso en la paleobatimetría podría corresponderse con el denominado pulso de deshielo de 19ka (meltwater pulse MWP 19kyr; Rinterknecht *et al.*, 2006), que provocaría la entrada de agua de deshielo en el borde de talud. Durante el B/A, la tendencia a una menor profundidad, directamente relacionada con el incremento en el tamaño de grano del sedimento, implica el establecimiento de masas de agua más energéticas. En el YD, dominarían corrientes de nuevo poco energéticas, de acuerdo al incremento de la tendencia paleobatimétrica y su relación anticovariante con el tamaño de grano del sedimento.

En el interior de los pockmarks, se observa una tendencia ascendente aparente en la paleobatimetría desde el HE 1 hasta, aproximadamente, 14Ka cal BP, seguida por un descenso hasta el YD, con un nuevo incremento hacia el final de este período. El mantenimiento de unas corrientes relativamente energéticas hasta el HE 1, a diferencia del exterior de los pockmarks, podría deberse a la existencia de remolinos en el interior de los mismos, que transportan material más grosero y lo depositan en el fondo (M. Cremer, com. pers., 2009). La disminución de la energía de las corrientes en el exterior los pockmarks, detendría estas corrientes interiores, disminuyendo el tamaño del sedimento transportado. La posterior reactivación energética de las aguas de fondo en el exterior durante el B/A, provocaría un nuevo transporte de material grosero al interior de los pockmarks, produciendo la tendencia descendente aparente en la paleobatimetría observa a partir de 14Ka cal BP. El aumento batimétrico definido al final del YD, de nuevo se correspondería con una respuesta tardía, en el interior de los pockmarks, a la disminución de la energía de las corrientes de fondo desarrollada en el exterior de los mismos (M. Cremer, com. pers., 2009).

En la plataforma externa-E, los valores más bajos de batimetría, estimados a partir del B/A (ver Fig. 5.20), son coincidentes con el incremento en el tamaño de grano, por lo que definiría el establecimiento de masas de agua más energéticas durante el final de la Deglaciación.

Este pulso de deshielo de 19ky-MWP, que provoca un aumento batimétrico en el Atlántico Norte durante la última Deglaciación (p. ej. Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1989; Clark *et al.*, 2004; McManus *et al.*, 2004), unido al establecimiento de corrientes regionales más energéticas en la plataforma externa-E tras el HE 1, podrían ser los causantes del importante hiato sedimentario detectado en el sondeo KS05-05, que abarcaría la casi totalidad del MIS 2 y la parte inicial del Holoceno.

### 5.3 Estadio Isotópico Marino MIS 1 (Holoceno)

El Holoceno o MIS 1 es el período comprendido entre 11,5Ka cal BP (tras el evento YD) y la actualidad, y se corresponde con el presente interglacial (Carlson, 2010). Comprende

un momento cálido inicial, denominado Óptimo Climático o Hipsitérmico, seguido por un período más frío, conocido como Neoglacial, culminando con un Holoceno terminal o reciente, caracterizado por un nuevo calentamiento que se continúa hasta la actualidad (p. ej. Dwyer *et al.*, 2000).

En todos los sondeos estudiados se tiene registro del Holoceno, por lo que es posible analizar la variación paleoceanográfica y paleoclimática de este período en toda la plataforma. Aún así, en la plataforma externa-E y el borde de talud (exterior de pockmark), la resolución es muy pequeña, debido a la baja tasa de sedimentación, por lo que no permite efectuar un análisis detallado del Holoceno. Por el contrario, esta resolución es mucho mayor en la plataforma externa-O y la plataforma media. Sin embargo, en la plataforma externa-O el registro abarca desde el Neoglacial hasta la actualidad, mientras que en la parte más somera de la plataforma, se identifican dos hiatos en el Holoceno reciente, lo que imposibilita el estudio continuo de todo el Holoceno en estas áreas de la plataforma.

En general, en todos estos sondeos, los valores medios en los índices de riqueza y diversidad específica obtenidos durante el Holoceno (Figs. 5.21 y 5.22), son más elevados que los del MIS 3 y el MIS 2. Esto definiría el establecimiento de un medio menos estresado para la microfauna en el presente interglacial, frente al último periodo glacial.

### 5.3.1 Borde del talud

En esta franja batimétrica, se analizan el sondeo KS16, obtenido a 480m de profundidad en el exterior de los pockmarks, y el sondeo KS21, extraído a 460m de profundidad, en el interior de uno de estos pockmarks (ver Fig. 5.3).

Aludiendo al tamaño de grano del sedimento de ambos sondeos, la fracción limo (partículas con un tamaño comprendido entre 10 y 63 $\mu$ m), incluye el sedimento no consolidado susceptible de ser transportado por las corrientes de fondo, mientras que la arcilla es un sedimento cohesivo. Por tanto, la variación en la fracción limo informa de cambios en la hidrodinámica de fondo (M. Cremer, com. pers., 2009).

Así, el hiato sedimentario detectado en el borde de talud (exterior de pockmark), identificado a partir del HCE 4 (Fig. 5.23), se debería a un incremento de la energía de las aguas de fondo. En concreto, se produciría un transporte selectivo del material de tamaño limo fino (10-17 $\mu$ m de diámetro) por las corrientes, tanto hacia el fondo de cuenca como hacia el interior de los pockmarks, que actuarían como zonas de acúmulo. Estos procesos hidrodinámicos de fondo, más energéticos que durante el Hipsitérmico y la parte inicial del Neoglacial, se mantendrían hasta la actualidad. El depósito de material de tamaño limo medio (diámetro >20 $\mu$ m) de la muestra actual en el exterior de los pockmarks (Fig. 5.23), parece confirmar esta hipótesis.

La asociación bentónica dominante en este borde del talud (exterior de los pockmarks), conformada por *U. peregrina* y *B. marginata* en el caso de los foraminíferos (Fig. 5.24) y por *C. lata* y *Krithe* spp. en los ostrácodos (Fig. 5.25B), define un medio frío, con una importante ventilación del fondo y un sedimento poco oxigenado y con una alta concentración de materia orgánica disuelta. Remarcar la presencia de *C. testudo* en el evento HCE 5 (evento de 8,2Ka), que implicaría un enfriamiento relativo del fondo en este momento.

Como en el MIS 2, durante el Holoceno también se puede observar el comportamiento particular del interior de los pockmarks, diferente del resto del borde del talud. En el Hipsitérmico y el Neoglacial, se mantiene la misma asociación bentónica que la identificada en el exterior de los pockmarks (ver Figs. 5.24 y 5.25B). En el Holoceno reciente, sin embargo,

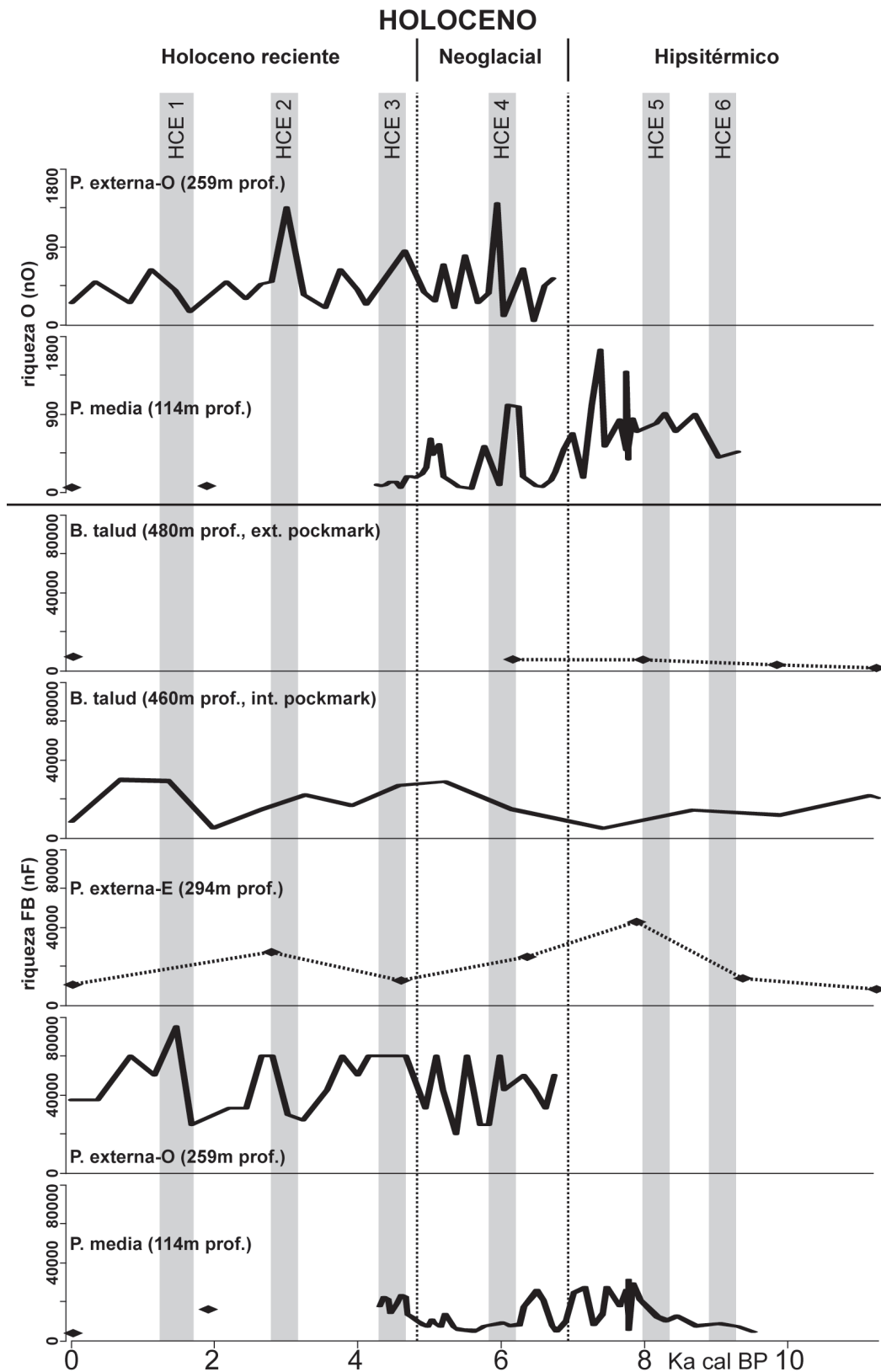


Fig. 5.21: Variación temporal de los índices de riqueza, para la microfauna bentónica, durante el Holoceno. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría (sondeos KS05-10, KS05-05, KS04-16, KS21 y KS16, desde la parte inferior a la superior de la riqueza de foraminíferos; sondeos KS05-10 y KS05-05, respectivamente, en la riqueza en ostrácodos). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.  
FB = foraminíferos bentónicos; O = Ostrácodos.

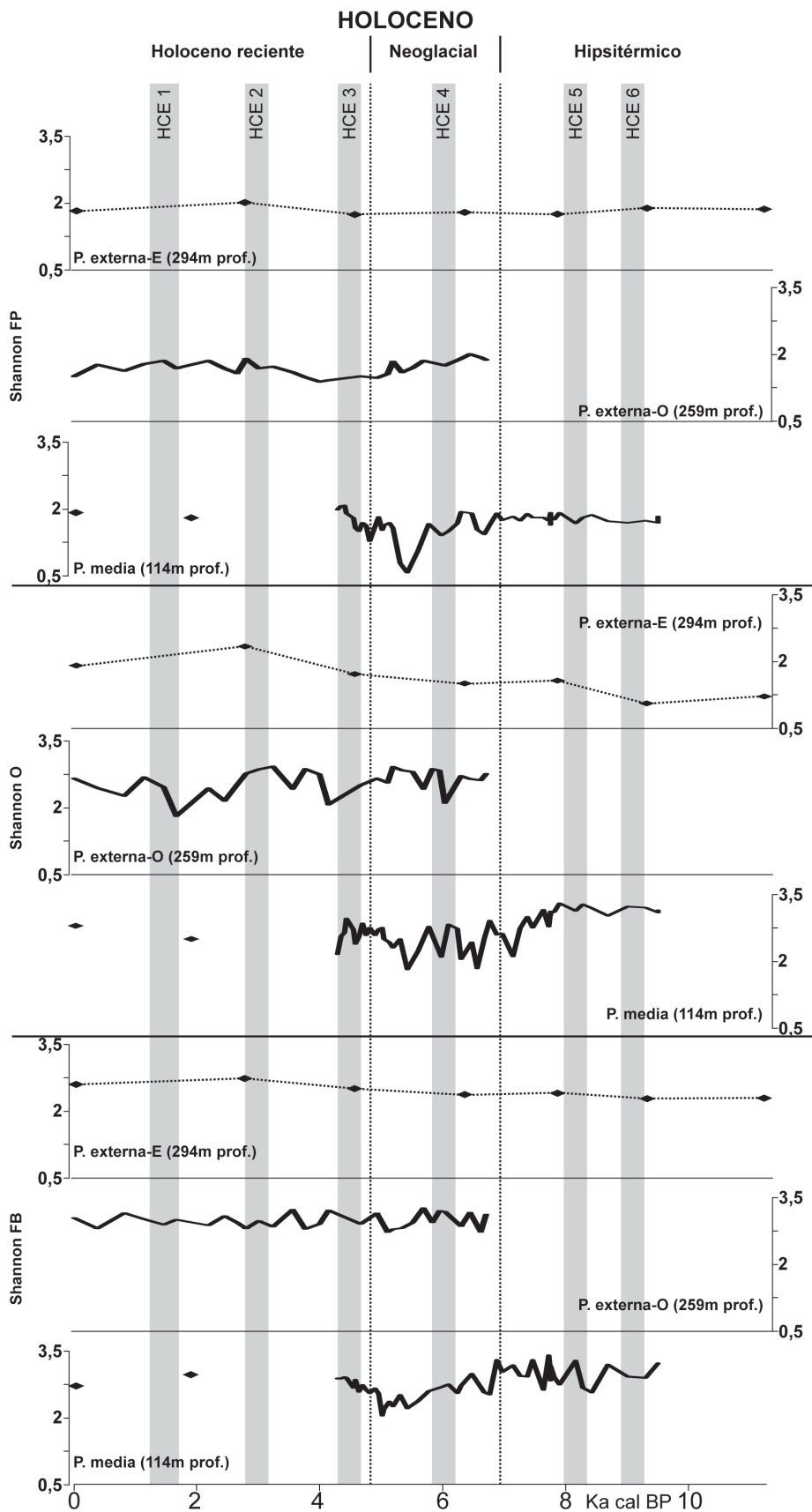


Fig. 5.22: Variación temporal de la diversidad específica (índice de Shannon), durante el Holoceno. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría (desde la parte inferior a la superior de la figura, sondeos KS05-10, KS05-05 y KS04-16, respectivamente). Se diferencia entre microfauna bentónica (foraminíferos, FB y ostrácodos, O) y planctónica (foraminíferos, FP). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.

se insta un medio cálido con alternancias de períodos bien oxigenados y con poca materia orgánica disuelta y periodos con menor oxigenación y elevada concentración de materia orgánica (relación anticovariante entre las abundancias de *B. alazanensis* y *B. marginata*, foraminíferos bentónicos; ver Fig. 5.24).

Así mismo, en el exterior de los pockmarks, la relación anticovariante que presentan la paleobatimetría teórica (Fig. 5.26) y el tamaño de grano del sedimento (ver Fig. 5.23), confirmaría la presencia de corrientes cada vez más energéticas desde la base del Holoceno hacia la actualidad, que provocarían el hiato sedimentario en el exterior de los pockmarks, antes descrito.

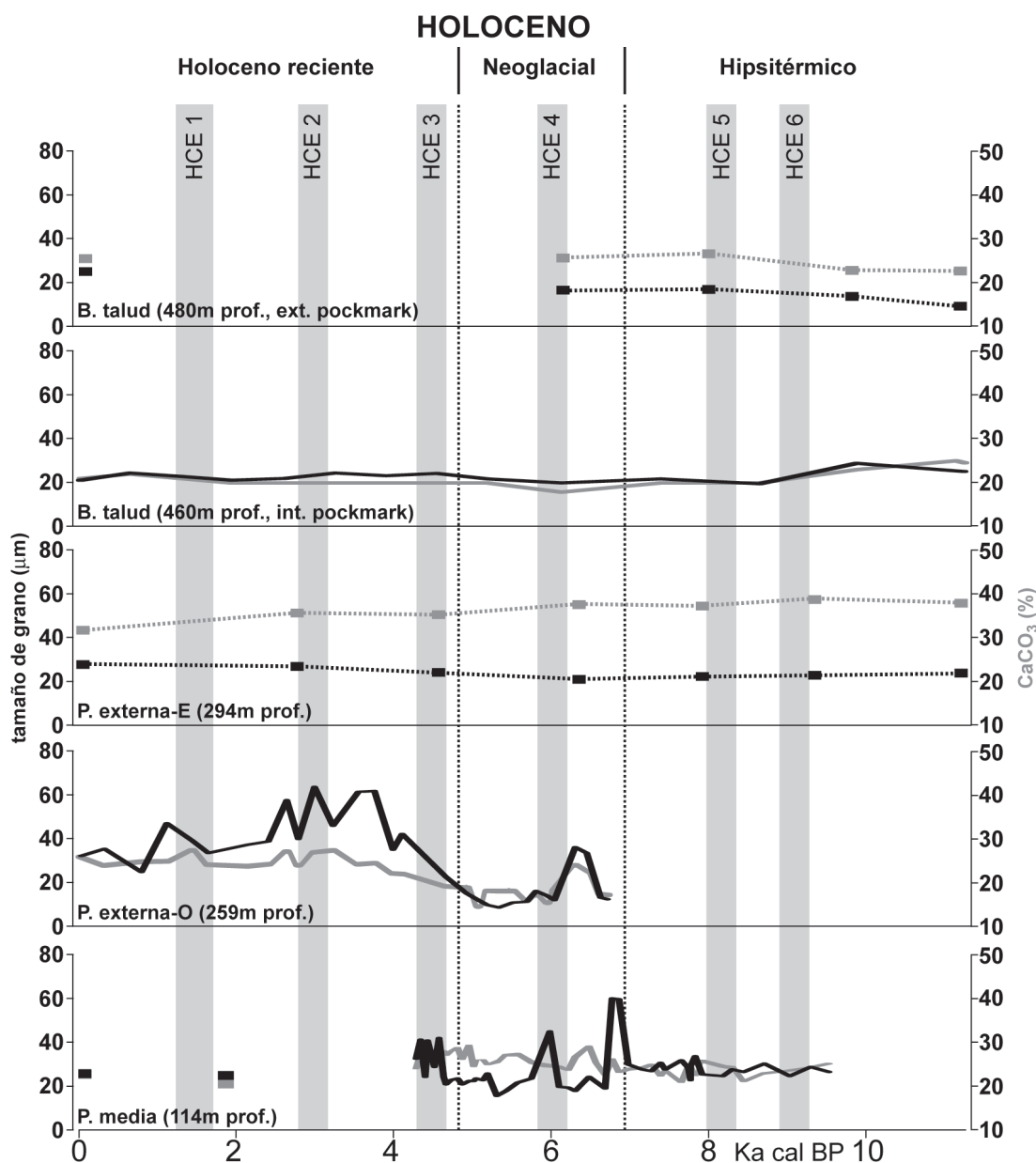


Fig. 5.23: Variación temporal de los parámetros sedimentológicos considerados (granulometría media y porcentaje de carbonato cálcico) durante el Holoceno. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría (desde la parte inferior a la superior de la figura, sondeos KS05-10, KS05-05, KS04-16, KS21 y KS16, respectivamente). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.

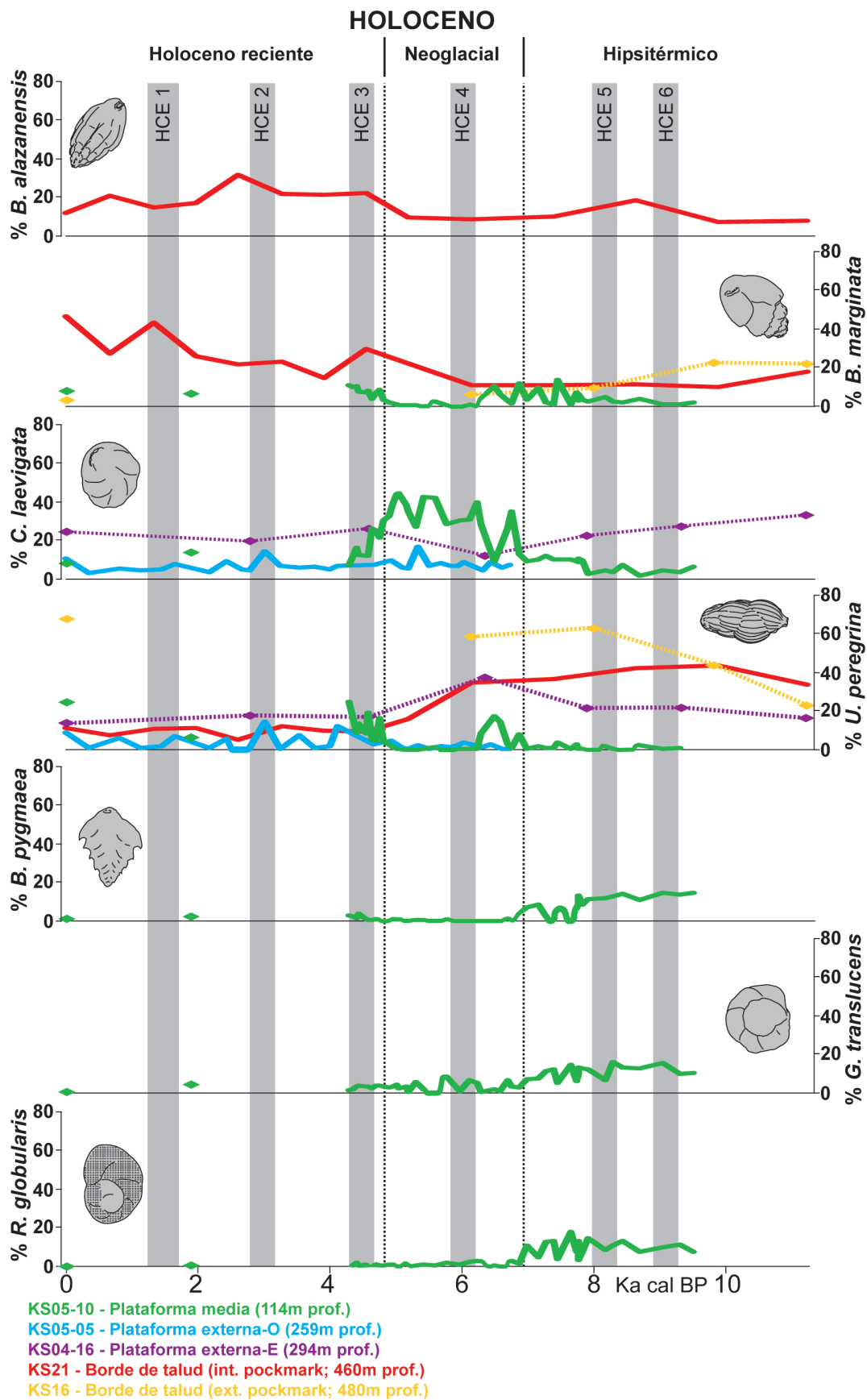


Fig. 5.24: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos bentónicos durante el Holoceno. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.

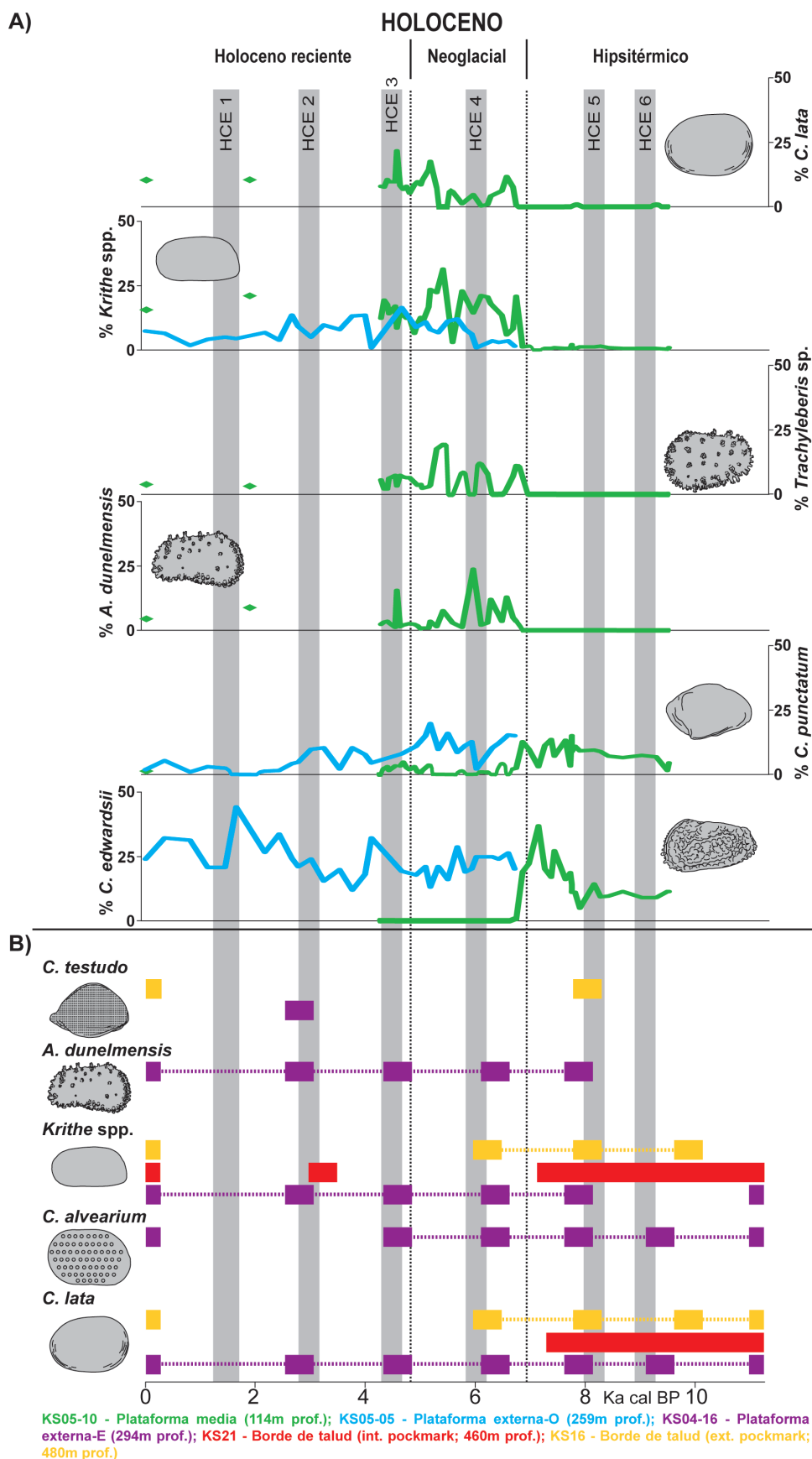


Fig. 5.25: Asociación holocena de ostrácodos. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.

A) Distribución, en porcentaje, de las principales especies de ostrácodos durante el Holoceno, identificadas en los sondeos KS05-10 y KS05-05 (ver leyenda en la figura).

B) Distribución, como datos de presencia-ausencia, de las principales especies de ostrácodos durante el Holoceno, identificadas en los sondeos KS04-16, KS21 y KS16 (ver leyenda en la figura).



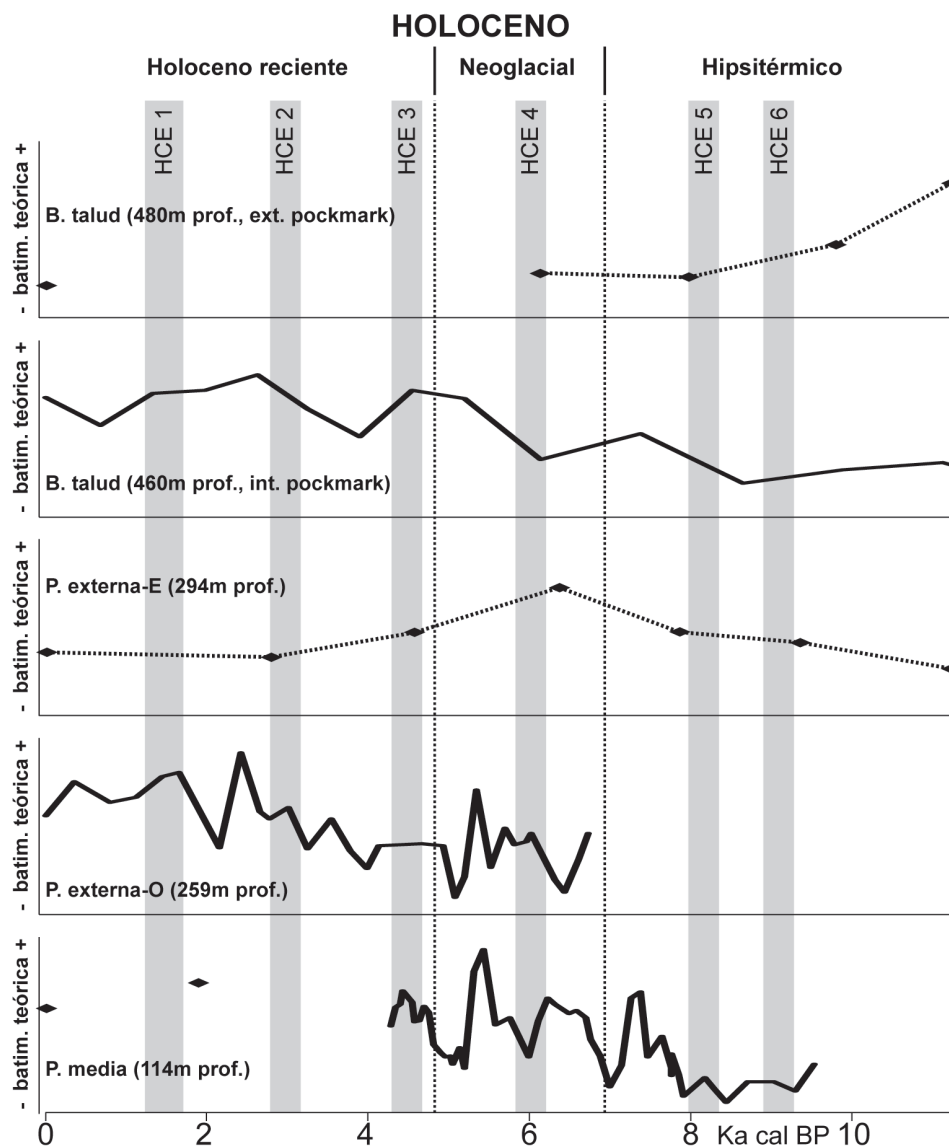


Fig. 5.26: Variación de las tendencias estimadas de paleobatimetría teórica, durante el Holoceno. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría (desde la parte inferior a la superior de la figura, sondeos KS05-10, KS05-05, KS04-16, KS21 y KS16, respectivamente). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.

### 5.3.2 Plataforma externa

Se estudian dos sondeos obtenidos en la plataforma externa: el sondeo KS05-05, extraído a 159m de profundidad en la parte occidental del cañón de San Sebastián (plataforma externa-O; ver Fig. 5.3); y el sondeo KS04-16, obtenido a 294m de profundidad, en el margen oriental de dicho cañón (plataforma externa-E; ver Fig. 5.3).

Todos los indicadores empleados (tanto isotópicos como faunísticos), determinan unas características del medio diferentes, de acuerdo a la disposición geográfica de los sondeos con respecto al cañón de San Sebastián (ver Fig. 5.3).

Los valores isotópicos de oxígeno (Fig. 5.27), tanto de *L. lobatula* como de ambas especies de foraminíferos planctónicos, obtenidos en la plataforma externa-E son más positivos que los actuales. Estos valores indican la presencia de aguas relativamente más frías en la columna de agua y en el fondo, con respecto a la actualidad (ver Fig. 5.27). Las aguas superficiales,

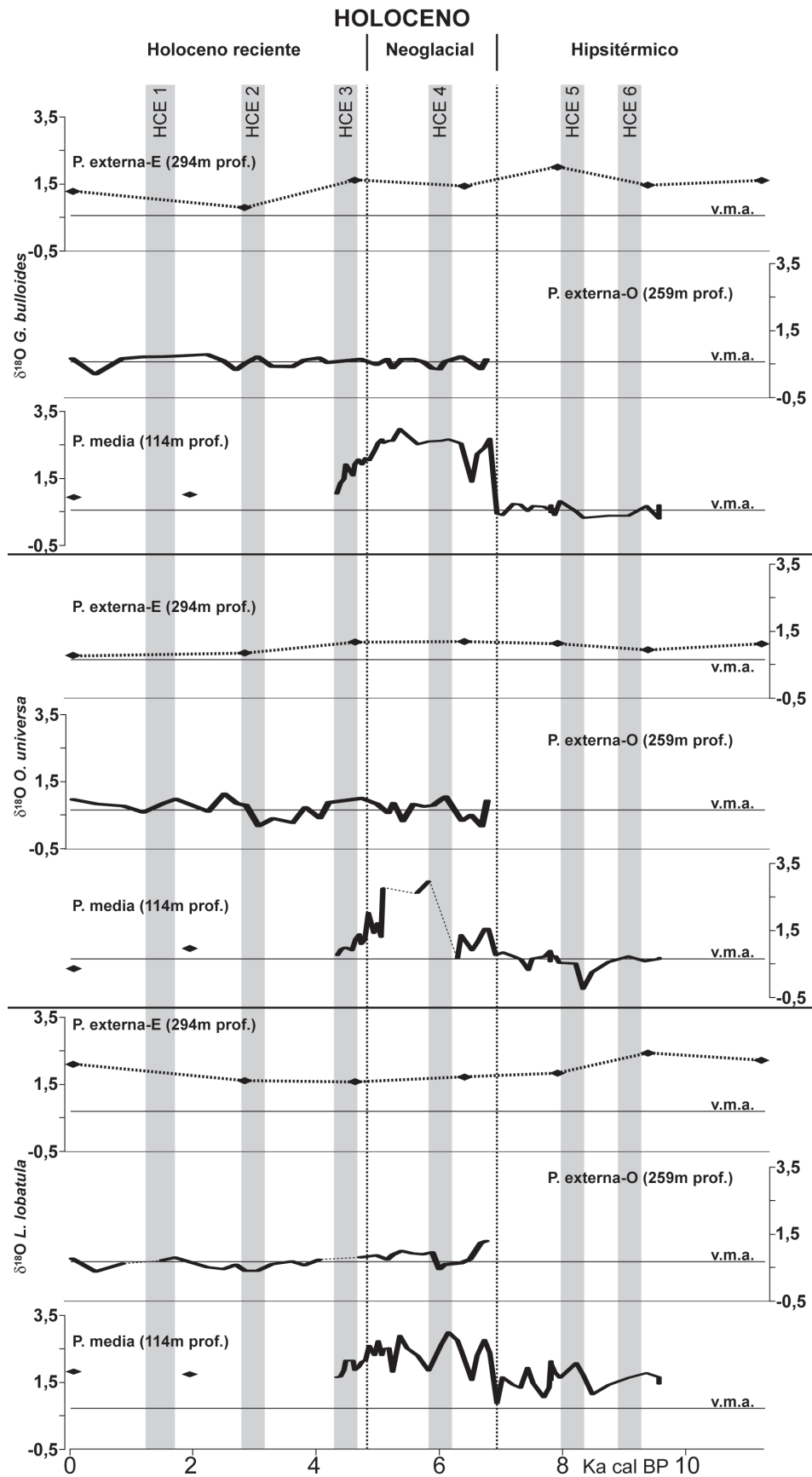


Fig. 5.27: Variación temporal de la señal isotópica de oxígeno durante el Holoceno. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría, separando las relaciones isotópicas por especies. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.  
v.m.a. = valor medio actual en la plataforma Vasca.  
Plataforma media = KS05-10; Plataforma externa-O = KS05-05; Plataforma externa-E = KS04-16.

por su parte, presentan una tendencia al calentamiento a partir del HCE 5, siendo previo este calentamiento en el agua de fondo (HCE 6), con un enfriamiento al final del Holoceno.

En la plataforma externa-O, los valores isotópicos de oxígeno son similares a los promedios actuales (ver Fig. 5.27), mostrando ligeras oscilaciones. Sin embargo, se observa un leve calentamiento en el agua superficial (señal de *O. universa*) entre el HCE 3 y el HCE 2.

En cuanto a la relación isotópica de carbono, los valores obtenidos en *L. lobatula* y *O. universa* en la plataforma externa, tanto E como O (Fig. 5.28), son de rangos similares a los que se obtienen en la actualidad. Sin embargo, la señal isotópica de *G. bulloides* en la plataforma externa-E, es más negativa que la media actual durante gran parte del Holoceno, especialmente durante el Hipsitérico y el Neoglacial (ver Fig. 5.28). Además, unos valores claramente negativos, con respecto a la actualidad, se registran en la plataforma externa-O señalando el evento HCE 4. Todos estos datos sugieren una menor productividad primaria en las masas de agua superficiales.

En el margen oriental del cañón de San Sebastián (ver Fig. 5.3; plataforma externa-E) durante todo el Holoceno se establece un medio bentónico frío, con una importante ventilación del fondo y bien oxigenado (asociación dominante conformada por los foraminíferos *C. laevigata* y *U. peregrina* y los ostrácodos *C. lata* y *Krithe* spp., acompañados de *C. alvearium* y *A. dunelmensis*; ver Figs. 5.24 y 5.25B). En esta plataforma externa-E, el incremento de *U. peregrina* producido al comienzo del HCE 4, definiría el momento peor oxigenado dentro del Neoglacial (Fig. 5.24). Así mismo, la aparición de *C. testudo* en el evento HCE 2 (Fig. 5.25B), marcaría un período relativamente más frío en el agua de fondo en dicho evento.

En el margen occidental del cañón de San Sebastián (plataforma externa-O; ver Fig. 5.3), la asociación de foraminíferos bentónicos, formada por *B. spathulata*, *G. translucens*, *R. globularis* y *B. pseudoplicata*, está acompañada de *H. balthica* y *U. peregrina* (ver Figs. 4.8, desde 150cm hasta techo, y 5.24). Además, en el caso de los ostrácodos, *Krithe* spp. aparecen como especies secundarias, junto a la asociación principal, compuesta por *C. edwardsii*, *C. punctatum* y *P. guttata* (ver Figs. 4.11, desde 150cm hasta techo, y 5.25A). Estas especies definen un medio frío, poco oxigenado y con alta concentración de materia orgánica disuelta, en donde se alternan periodos cálidos. Atendiendo a la evolución de *Krithe* spp., la tendencia creciente en su porcentaje definida entre 6Ka cal BP y 4,7Ka cal BP (Neoglacial), marcaría la formación de agua profunda. A partir de este momento y hasta la actualidad, la inversión en esta tendencia implicaría que se dejaría de formar esta agua profunda (Rodríguez-Lázaro, com. pers., 2011). Este cambio es coincidente con el tránsito de periodo húmedo a árido detectado en el Mediterráneo occidental (Frigola *et al.*, 2007).

La presencia puntual y asociada a los HCE de *A. dunelmensis* desde 8Ka cal BP hasta la actualidad en la plataforma externa-E y su ausencia en la plataforma externa-O durante el Holoceno (Fig. 5.25), implicaría la entrada puntual de agua relativamente más fría, procedente del norte de Europa, con una afectación restringida al margen oriental de la plataforma externa. Esta entrada se produciría a través del cañón de San Sebastián, con un desplazamiento de la masa de agua hacia el este del mismo, coherente con el patrón hidrodinámico actual definido para el sur del Golfo de Vizcaya (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996).

Este comportamiento diferente de acuerdo a la disposición geográfica de los sondeos, también tiene su reflejo en la microfauna planctónica (Fig. 5.29). En la plataforma externa-E, la asociación dominante (*N. pachyderma* sin., con porcentajes comprendidos entre 36% y 26%, *N. pachyderma* dex. y *G. ruber*), define la presencia de aguas subárticas durante

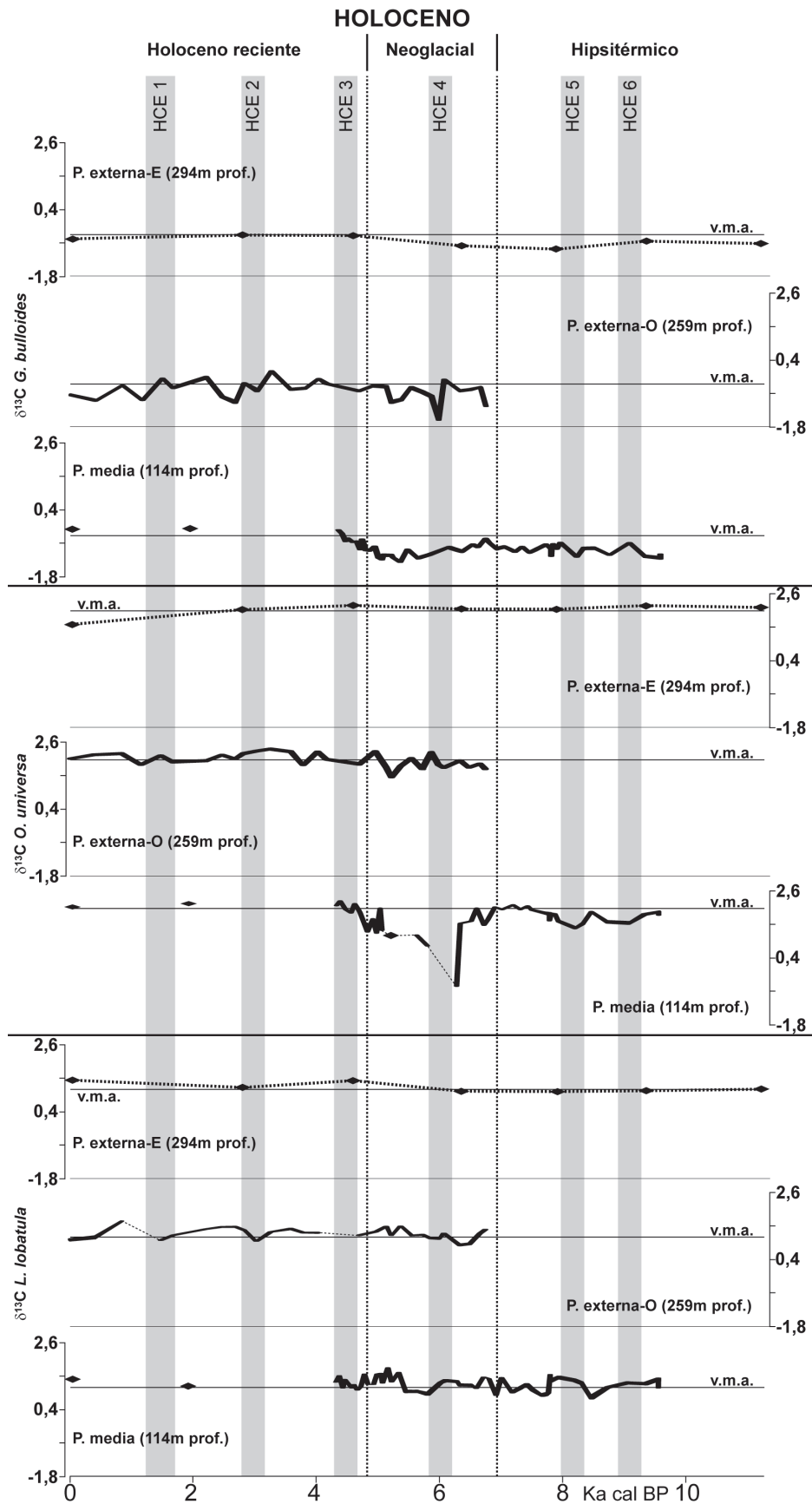


Fig. 5.28: Variación temporal de la señal isotópica de carbono durante el Holoceno. Los sondeos se disponen por orden creciente de batimetría, separando las relaciones isotópicas por especies. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados. v.m.a. = valor medio actual en la plataforma Vasca. Plataforma media = KS05-10; Plataforma externa-O = KS05-05; Plataforma externa-E = KS04-16.

todo el Holoceno en la parte oriental del cañón de San Sebastián. El ligero descenso del porcentaje de *N. pachyderma* sin. desde la base del Holoceno hasta la actualidad (ver Fig. 5.29), definiría el relativo calentamiento de las aguas, identificado en la relación  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* y *O. universa*. En la plataforma externa-O, se establece una asociación planctónica típica de medios transicionales (conformada por *N. pachyderma* dex., *G. ruber* y, en menor porcentaje, *G. bulloides*; Fig. 5.29), similar a la definida en la plataforma Vasca actual (ver apartado 3.3 de "Capítulo 3: Modelo Actual"). Entre los eventos HCE 3 y HCE 1, el descenso en la proporción de ejemplares de *N. pachyderma* dex., junto con el aumento de *G. ruber* (ver Fig. 5.29), definen el calentamiento relativo de la columna de agua identificado en la señal  $\delta^{18}\text{O}$  de *O. universa* (ver Fig. 5.27). La afectación de aguas subpolares, restringida a la plataforma externa-E, de nuevo parece corresponder con una entrada de las mismas a favor del cañón de San Sebastián.

Finalmente, la tendencia de la paleobatimetría teórica en la plataforma externa-E (Fig. 5.26), presenta una relación anticovariante con la variación del tamaño de grano (ver Fig. 5.23). Esta relación indica un descenso de la energía de las masas de agua hasta momentos

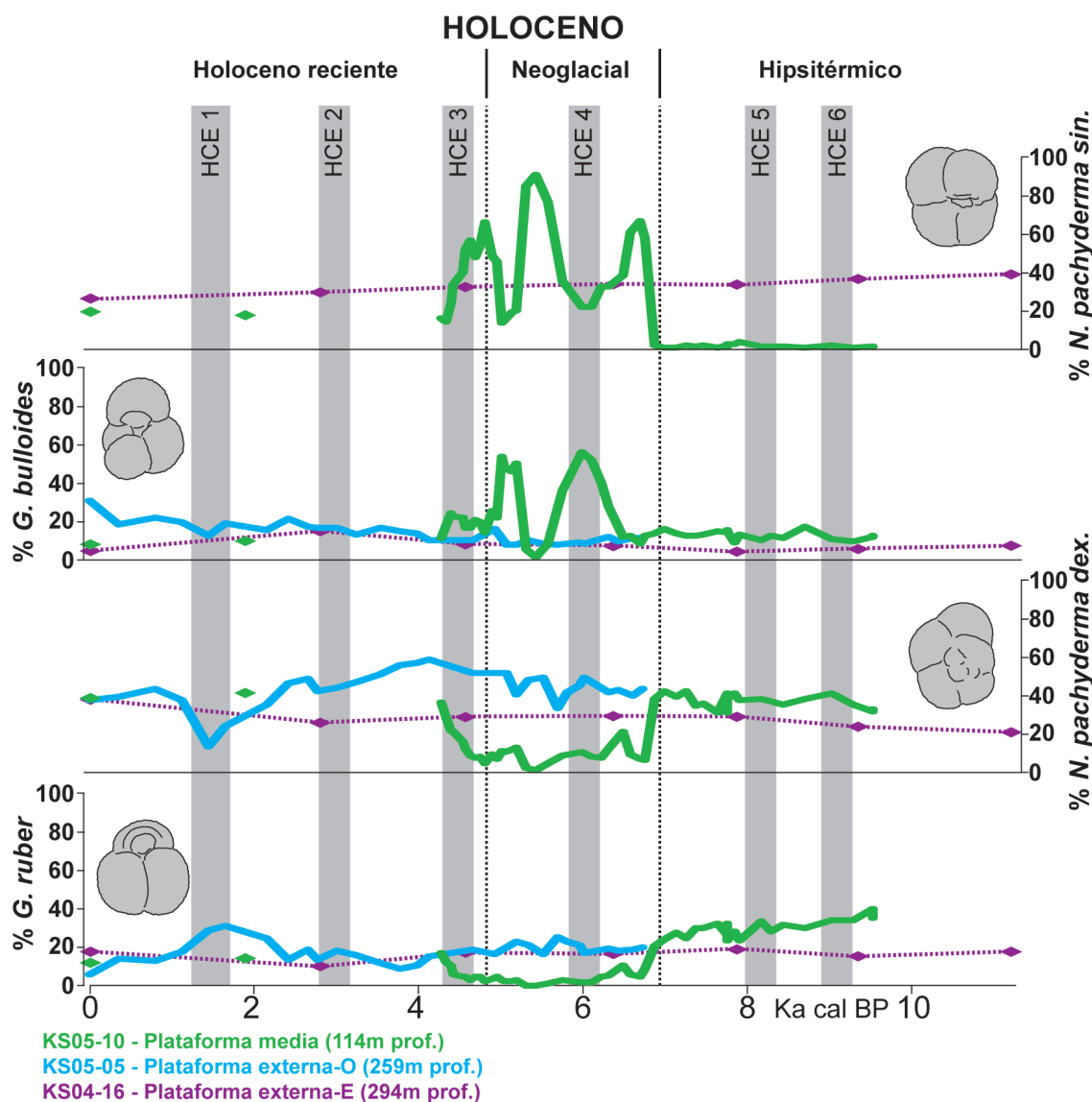


Fig. 5.29: Distribución, en porcentaje, de las principales especies de foraminíferos planctónicos durante el Holoceno. Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.

previos al HCE 4 (6,4Ka cal BP), donde la batimetría estimada alcanzaría su valor más alto en el Holoceno (ver Fig. 5.26). A continuación, se registraría un incremento de dicha energía hacia la actualidad, marcado por el descenso batimétrico.

En la plataforma externa-O se observan diversas oscilaciones de la batimetría estimada durante el Neoglacial (Fig. 5.26), seguidas por una tendencia ascendente de la misma a lo largo del Holoceno reciente. Comparando esta tendencia con la variación del tamaño de grano, entre 7-5,2Ka cal BP se mantiene la anticovarianza entre ambas (Fig. 5.30). En concreto, la disminución del tamaño de grano tras el HCE 4, con un mínimo en 5,5Ka cal BP, que se corresponde con el valor paleobatimétrico más elevado del Neoglacial, indicaría una disminución de la energía de las corrientes de fondo en este período. Sin embargo, entre 5,2Ka cal BP y la actualidad, las variaciones de paleobatimetría y tamaño de grano son covariantes.

En resumen, tanto las relaciones isotópicas de oxígeno como las asociaciones faunísticas, definen el establecimiento de un medio frío durante todo el Holoceno en la parte oriental del cañón de San Sebastián. Por el contrario, en el margen occidental del mismo, se instauran asociaciones similares a las descritas en la actualidad en la plataforma Vasca, siendo los valores isotópicos de oxígeno también parecidos a los obtenidos en las muestras actuales. Por tanto, queda puesto de manifiesto la presencia de masas de agua fría que penetran en la plataforma a favor de este cañón de San Sebastián. Posteriormente, estas aguas frías subpolares se desplazan hacia el este, siguiendo la dirección de la corriente dominante en el sur del Golfo de Vizcaya en la actualidad, quedando su zona de afectación restringida a la parte oriental del cañón de San Sebastián.

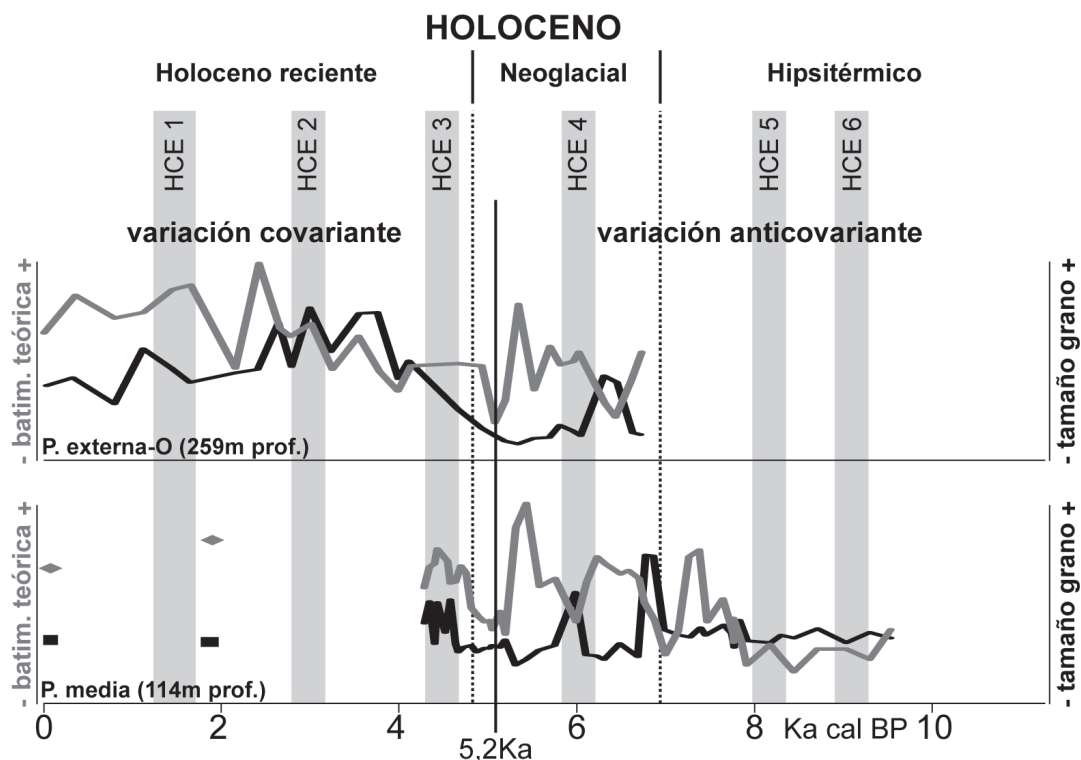


Fig. 5.30: Comparación entre la variación en el tamaño de grano del sedimento y las tendencias paleobatimétricas estimadas, a lo largo del Holoceno, en los sondeos KS05-10 (plataforma media) y KS05-05 (plataforma externa-O). Se presenta la edad promedio, para el Atlántico Norte, de los eventos HCE identificados.

### 5.3.3 *Plataforma media*

Esta parte de la plataforma está representada por el sondeo KS05-10, recogido a 114m de profundidad. Este sondeo es el que mejor refleja las variaciones medioambientales acontecidas a lo largo del Holoceno. Concretamente, los cambios en los valores de la señal isotópica de oxígeno y en las asociaciones faunísticas identificadas, permiten diferenciar de manera evidente el Hipsitérico, el Neoglacial y el comienzo del Holoceno reciente.

En esta plataforma media el tamaño de grano se incrementa en tres episodios (ver Fig. 5.23), que marcan el límite entre Hipsitérico y Neoglacial, el HCE 4 y el HCE 3, respectivamente. Esto se interpreta como un incremento de la energía de las aguas en estos momentos. Los hiatos detectados en el Holoceno reciente, podrían deberse a la presencia de corrientes más energéticas, que transportarían el sedimento tamaño limo fino, tal y como sucede en el borde del talud.

Los valores del índice de Shannon muestran un importante descenso en la diversidad (ver Fig. 5.22) durante el Neoglacial, con un mínimo en 5,2Ka cal BP, y una recuperación de los valores durante la parte inicial del Holoceno reciente (ver Fig. 5.22). Un descenso previo de la diversidad (en 5,4Ka cal BP) es coincidente en los ostrácodos y los foraminíferos planctónicos (ver Fig. 5.22). Esto implicaría un incremento de la inestabilidad del medio durante el Neoglacial en esta plataforma media.

En esta plataforma media se observa, además, la principal variación en las señales isotópicas de oxígeno de todo el Holoceno (ver Fig. 5.27), donde los valores diferencian claramente distintas condiciones entre el Hipsitérico y el Neoglacial. En concreto, durante el Hipsitérico u Óptimo climático (9,8Ka cal BP-6,9Ka cal BP), los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* y *O. universa* son ligeramente inferiores a los obtenidos en la plataforma actual, mientras que son superiores en *L. lobatula*. Este comportamiento diferente, implicaría la presencia de aguas más frías en el fondo, siendo algo más cálidas que las actuales en la columna de agua.

El periodo Neoglacial (6,9Ka cal BP-4,6Ka cal BP) viene marcado por un importante incremento de la señal isotópica en todas las especies consideradas, hasta alcanzar valores promedios tan positivos como los obtenidos durante el MIS 3. Esta variación isotópica, implicaría un descenso muy significativo de la temperatura del agua de la plataforma media, tanto en el fondo como en la columna de agua, durante este período temporal. Durante el comienzo del Holoceno reciente, la tendencia descendente en los valores de la relación isotópica de oxígeno refleja un calentamiento de las masas de agua, con respecto al Neoglacial, tanto en el fondo como en la superficie de la plataforma media vasca.

El descenso de la relación isotópica del oxígeno detectado en 8,3Ka cal BP en *O. universa* (Fig. 5.27), representaría un calentamiento relativo del agua superficial previo al evento frío HCE 5, denominado evento de 8,2Ka (Bond *et al.*, 1997). Esta disminución en la relación isotópica, podría ser el reflejo del calentamiento que originó la fusión de las capas de hielo continentales y, por tanto, la entrada de agua dulce en el océano Atlántico. Esto provocaría la disminución de la circulación termohalina y el posterior enfriamiento generalizado, que caracteriza dicho evento frío de 8,2Ka (Barber *et al.*, 1999; entre otros).

Los valores más negativos en la relación isotópica de carbono en *G. bulloides* durante el Hipsitérico y, sobre todo, el Neoglacial (Fig. 5.28), podrían deberse a una menor productividad primaria en la parte subsuperficial de la columna de agua. El valor fuertemente negativo de  $\delta^{13}\text{C}$  que se obtiene en *O. universa* antes del HCE 4, posiblemente refleje una drástica disminución de la productividad primaria del agua

superficial (Armstrong y Brasier, 2006), lo que podría indicar el comienzo del enfriamiento que caracteriza dicho evento.

Los cambios en la temperatura de las aguas, identificados en la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$ , también se observan en la microfauna bentónica. En concreto, se define una asociación propia del Hipsitérico, conformada por las especies de foraminíferos *B. pygmaea*, *G. translucens* y *R. globularis* (Fig. 5.24), indicativa del establecimiento de aguas más cálidas y con cierto empobrecimiento en oxígeno disuelto. En el caso de los ostrácodos, dominan *C. edwardsii* y *C. punctatum*, con una variación anticovariante en sus porcentajes (Fig. 5.25A), que definen un medio templado, con algunos períodos puntuales relativamente más fríos.

A estas asociaciones les sucede una asociación neoglacial, que sería equivalente a la asociación glacial definida en el MIS 3 (*C. laevigata*, foraminífero, y los ostrácodos *Krithe* spp. y *C. lata*, acompañados por *Trachyleberis* sp. y *A. dunelmensis*), indicando el tránsito a unas condiciones de temperatura e hidrodinamismo comparables a las establecidas durante el inicio del MIS 3, a mayor profundidad.

En el Holoceno reciente, la presencia de hiatus sedimentarios imposibilita efectuar un análisis detallado de la variación específica bentónica (ver Figs. 5.24 y 5.25A). Sin embargo, la asociación identificada en la base de este período (*U. peregrina* y *B. marginata* en los foraminíferos bentónicos y *Krithe* spp. y *C. lata* en los ostrácodos) implicaría la presencia de aguas frías y una disminución del oxígeno disuelto en el sedimento. La disminución en el porcentaje de *Trachyleberis* sp. (Fig. 5.25A), género con una distribución circumpolar (p. ej. Brouwers, 1993), junto con la tendencia descendente de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en *L. lobatula* (ver Fig. 5.27), indicarían un incremento relativo de la temperatura del agua de fondo en la plataforma media durante la base del Holoceno reciente, con respecto al Neoglacial. Sin embargo, el incremento de *A. dunelmensis* justo en el evento HCE 3, como sucede en el HCE 4, señala momentos puntuales de enfriamiento, debido a la entrada de aguas frías procedentes del Atlántico Norte.

Como en el caso de la microfauna bentónica, en la plataforma media se suceden temporalmente tres asociaciones de foraminíferos planctónicos (Fig. 5.29). La asociación del Hipsitérico (*G. ruber* y *N. pachyderma* dex.), definiría la influencia de masas de agua cálidas en la columna de agua. La instauración de una asociación neoglacial, similar a la descrita durante el MIS 3 (dominan *N. pachyderma* sin. y *G. bulloides*, acompañadas de *N. pachyderma* dex.), reflejaría el establecimiento de unas condiciones frías comparables a las acontecidas durante dicho estadio. El incremento puntual de *G. bulloides*, con el consecuente descenso de *N. pachyderma* sin., en el HCE 4 y en el intervalo de 5,2Ka cal BP a 5Ka cal BP (ver Fig. 5.29), definiría momentos de menor estratificación de la columna de agua, con un incremento de la turbidez y la mezcla vertical del agua. Finalmente, la asociación identificada en la base del Holoceno reciente (dominio de *N. pachyderma* dex., acompañada de *G. bulloides*, *G. ruber* y *N. pachyderma* sin.) implicaría la retirada de las masas de agua más frías presentes en el Neoglacial, con la instauración de un medio transicional.

Estos períodos fríos dentro del Neoglacial, detectados por las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos y las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$ , son comparables con los registrados en el Mar de Alborán. Así, en sondeos marinos obtenidos en la cuenca del Mediterráneo (Mar de Alborán), dentro de las condiciones cálidas del Neoglacial, se detecta un período relativamente frío entre 5,5-5Ka cal BP, que parece corresponder con una fase regional relativamente árida. Este período, se caracteriza por un brusco enfriamiento inicial, con un mantenimiento de las condiciones frías hasta 5Ka cal BP, cortado por un relativo calentamiento en 5,2Ka cal BP



(Clivar, 2010). Esta tendencia se correlaciona con la identificada en la plataforma media, donde se define un momento puntual más frío, tanto en la columna de agua como en el fondo, dentro del Neoglacial en 5,4Ka cal BP. Se caracteriza por valores máximos de  $\delta^{18}\text{O}$  en *G. bulloides* y *L. lobatula* (ver Fig. 5.27) y de los porcentajes de *C. laevigata*, *Krithe* spp., *Trachyleberis* sp. y *N. pachyderma* sin. (ver Figs. 5.24, 5.25A y 5.29), así como por un mínimo en la diversidad faunística (ver Fig. 5.22). Posteriormente, se produce un aumento relativo de la temperatura de las aguas en 5,2Ka cal BP, marcado por un descenso en la señal isotópica de oxígeno y en la abundancia de *C. laevigata* y *Krithe* spp., acompañado por valores máximos de porcentaje en *H. balthica* y *C. lata*.

La relación entre las tendencias de variación del tamaño de grano y de la paleobatimetría estimada en esta plataforma media, varían a lo largo del período estudiado (ver Fig. 5.30). Entre 9,8Ka cal BP y 5,2Ka cal BP, ambas tendencias son anticovariantes. Esta tendencia de la batimetría teórica consiste en tres ciclos de ascenso/descenso, el primero de ellos ocurrido en el límite entre el Hipsitérico y el Neoglacial y los otros dos producidos durante este último período (Figs. 5.26 y 5.30). Estos aumentos paleobatimétricos implicarían una disminución de la energía de las corrientes en la plataforma media durante el Neoglacial. A partir de 5,2Ka cal BP, la variación entre la paleobatimetría y el tamaño de grano del sedimento es covariante, con un aumento de la profundidad teórica calculada y de la granulometría media.

**El importante enfriamiento Neoglacial detectado en la plataforma media**, tanto en las asociaciones faunísticas como en la señal isotópica de oxígeno, obliga a reflexionar sobre las posibles causas que lo provocan. Puesto que este trabajo se realiza en medio marino, la primera suposición sería aludir a cambios en la dinámica oceanográfica regional del Atlántico Norte, que pudiesen afectar al área de estudio.

En el contexto oceanográfico del Atlántico Norte, en batimetrías superiores a 1000m, Dwyer *et al.* (2000) detectan un brusco enfriamiento de la parte superficial de la NADW durante el Neoglacial. En concreto, estos autores aluden a cambios en el mecanismo de generación y en el ratio de producción de la NADW durante este período, así como a modificaciones de los patrones de circulación del agua intermedia y de fondo, como causantes del enfriamiento detectado. La disminución de la formación de la NADW, favorecería el ascenso latitudinal de la AABW hacia el Norte durante los períodos glaciales y los momentos fríos puntuales de los interglaciales, dando lugar a condiciones más frías en el Atlántico Norte (Martrat *et al.*, 2007). En el Golfo de Vizcaya, en la actualidad, ambas masas de agua aparecen a profundidades superiores a 1500m (influencia de la NADW por debajo de 1500m de profundidad; influencia de la AABW por debajo de 3000m de profundidad; ver Fig. 1.21). Esto implicaría que un incremento en la influencia de la AABW tendría un reflejo más importante, y previo en el tiempo, en el borde de talud y la plataforma externa que en la plataforma media. En este trabajo, en los sondeos obtenidos a mayor profundidad (KS16, KS21, KS04-16 y KS05-05) no se define ninguna variación faunística que implique condiciones más frías durante el Neoglacial. Tampoco se obtienen valores isotópicos de carbono en *L. lobatula* inferiores a 0,5‰ PDB, que, de acuerdo a Martrat *et al.*, 2007 y Dutton *et al.*, 2009, son indicativos del predominio de la AABW frente a la NADW. Por lo tanto, no parece plausible aludir a una influencia de aguas más profundas y frías como causa del cambio detectado en la plataforma media en este período.

Puesto que los cambios en la hidrodinámica de las corrientes profundas y de fondo (NADW y AABW) en el Atlántico Norte durante el Neoglacial, no parecen ser la causa de las

variaciones encontradas en la plataforma media, una segunda suposición sería referirse a cambios en el medio continental adyacente, que tuviesen su reflejo en la plataforma Vasca.

Este enfriamiento Neoglacial, debido a diversos momentos de avance de los glaciares continentales, principalmente en las zonas alpinas (Beget, 1983; Porter, 1986), se ha detectado de manera precisa en medios lacustres de América y Europa del Norte (p. ej. Dahms, 2002; Bakke *et al.*, 2005). En el NO de la Península Ibérica, se define un período más frío y árido que comienza en 8,6Ka cal BP, siendo más significativo entre 7,5-4,6Ka cal BP (Moreno *et al.*, 2011). Sin embargo, en la cordillera Cantábrica, el estudio de morrenas concluye que el avance de los glaciares de montaña se produjo en momentos previos al Holoceno (Delmas *et al.*, 2008; Cowton *et al.*, 2009; entre otros), quedando depósitos de hielo de pequeña entidad en la cordillera en este período, cuyos avances y retrocesos puntuales holocenos no afectaron al medio marino adyacente (González Díez *et al.*, 1996). Así mismo, el estudio faunístico de micromamíferos continentales en el margen Cantábrico, refleja el establecimiento, durante todo el Holoceno, de una asociación típica de medios relativamente cálidos y húmedos, sin ninguna variación significativa durante el período temporal Neoglacial hacia faunas de medios más fríos (X. Murelaga, com. pers., 2011). Por tanto, no se puede aludir a un origen

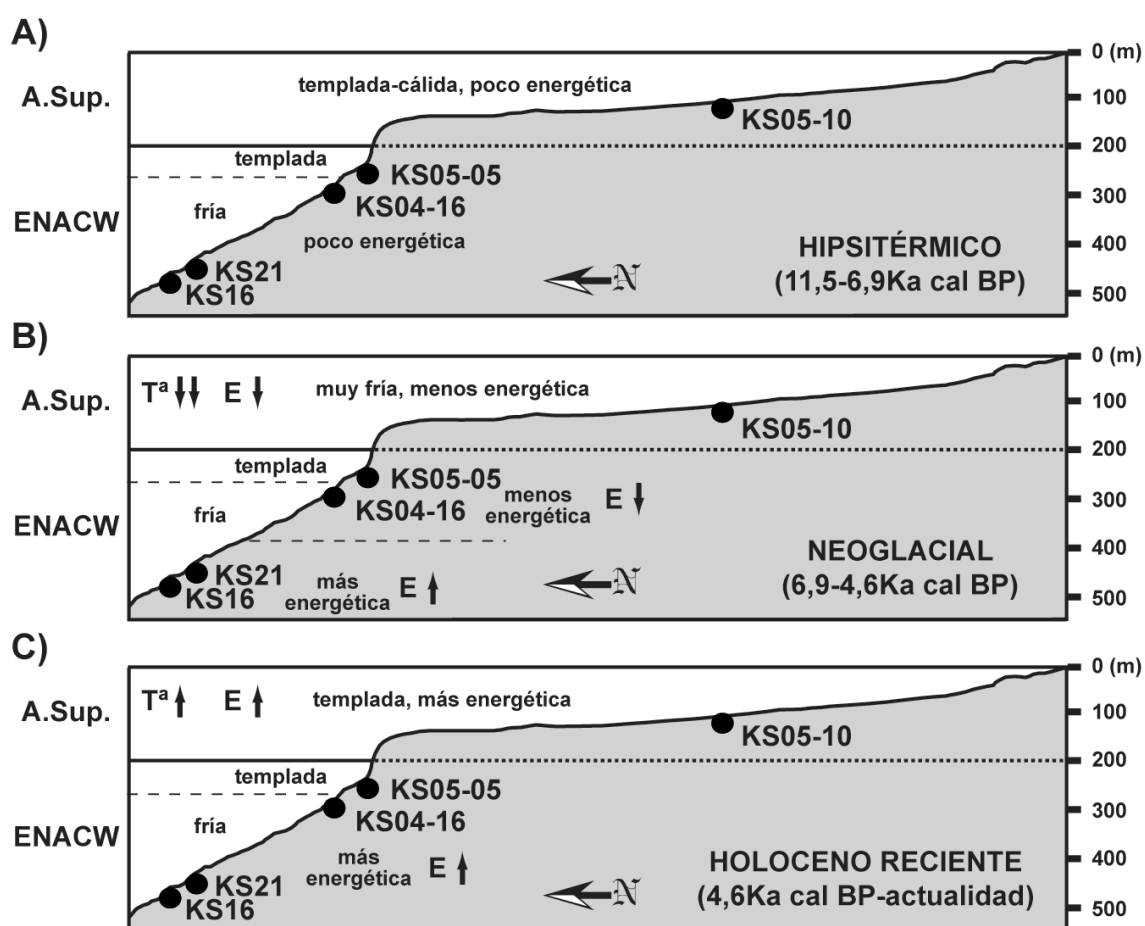


Fig. 5.31: Variación de las propiedades (temperatura y energía relativas) de las masas de agua que afectan a la plataforma Vasca durante el Holoceno, estimadas a partir de las relaciones isotópicas y las asociaciones faunísticas determinadas.

A.sup. = Aguas superficiales; ENACW = Agua Central del Atlántico Norte Oriental; Tª = Temperatura relativa; E = Energía relativa; ↓ = Disminución (con respecto al periodo temporal previo); ↑ = Incremento (con respecto al periodo temporal previo).

continental, que implicase un incremento significativo de la superficie de los glaciares de montaña, como causante de la variación de las condiciones en la plataforma media.

Debido a la falta de evidencias que impliquen una posible influencia de masas de agua de fondo más frías (AABW) o de cambios ambientales en el medio continental, el enfriamiento Neoglacial detectado en la plataforma media parece responder a un cambio hidrodinámico regional en la plataforma Vasca.

De acuerdo al contexto hidrodinámico actual del sur del Golfo de Vizcaya (ver Fig. 1.21), por encima de 200m de profundidad se detecta la influencia de las aguas superficiales (en las que se incluye la Iberian Poleward Current o IPC, cuya influencia es más significativa en invierno), mientras que entre 200m y 600m se define la presencia de las aguas centrales (principalmente, la ENACW) (Pingree y Le Cann, 1989; Durrieu de Madron *et al.*, 1999; entre otros). En los sondeos obtenidos a batimetrías superiores a 200m de profundidad, a lo largo del Holoceno se detecta la ENACW relativamente fría, algo más templada en su parte superior (Fig. 5.31). Sin embargo, en la plataforma media (sondeo KS05-10, 114m de profundidad), se observa una variación en las aguas superficiales, con la entrada de una masa de agua fría durante el Neoglacial, con un desplazamiento paralelo a la costa, que se retira durante el Holoceno reciente. Según Koutsikopoulos y Le Cann (1996), la dirección preferente de la corriente principal en el sur del Golfo de Vizcaya en la actualidad es oeste-este, por lo que se puede suponer que dicha masa de agua fría entraría en la plataforma desde el margen occidental de la misma, con un desplazamiento hacia el margen más oriental. Para sustentar esta hipótesis, sería necesario comparar los resultados obtenidos en este sondeo con otros testigos recogidos en áreas cercanas de la plataforma, tanto a batimetrías similares a las de KS05-10 (114m) como a menor profundidad, para poder delimitar el área de influencia de dicha masa de agua fría en un contexto regional más amplio.

## 5.4 Resumen y conclusiones del capítulo

Se han analizado 5 sondeos extraídos a diferente profundidad en la plataforma Vasca, desde la plataforma media (114m de profundidad) hasta el borde del talud (480m de profundidad) (ver Fig. 5.3). De acuerdo a su disposición geográfica con respecto al cañón de San Sebastián (que tiene una orientación aproximada N-S), en la plataforma externa se diferencia entre parte oriental (plataforma externa-E; 294m de profundidad) y parte occidental (plataforma externa-O; 259m de profundidad). Así mismo, se estudia un sondeo obtenido en el interior de uno de los pockmarks presentes en el borde del talud (460m de profundidad). Para identificar los cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos acontecidos en la plataforma Vasca, se ha analizado la microfauna bentónica (foraminíferos y ostrácodos) y planctónica (foraminíferos), así como la señal isotópica del oxígeno y del carbono.

En el estudio micropaleontológico, se han extraído 58110 ejemplares de foraminíferos bentónicos, identificándose 226 especies; 35643 valvas de ostrácodos, pertenecientes a 118 especies; y 39491 individuos de foraminíferos planctónicos, que se corresponden a 19 especies y morfotipos.

De acuerdo al modelo de edad sintético, realizado a partir de las edades absolutas obtenidas en 33 dataciones radiométricas, este trabajo abarca desde 57000 años (57Ka) cal BP hasta la actualidad. En función de la resolución obtenida en cada sondeo y cada período temporal

considerado, se han identificado cinco eventos Heinrich (HE 5 hasta HE 1), algunos de los ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O 16, D-O 9, D-O 8, D-O 6 y D-O 3) y varios Eventos Fríos del Holoceno (HCE 6 hasta HCE 1). Estos eventos han sido localizados cronoestratigráficamente comparando la señal isotópica de oxígeno obtenida en *G. bulloides* con la señal medida en los sondeos de referencia GISP 2 (Groenlandia) y MD95-2042 (Atlántico Norte). Los eventos fríos (HEs y HCEs) se identifican por valores más positivos de la relación isotópica de oxígeno, mientras que los ciclos D-O se definen por valores más negativos de dicha señal isotópica.

Los valores de la relación  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos en *G. bulloides* en los sondeos analizados son más positivos que los medidos en el sondeo de referencia MD95-2042, recogido al sur de Portugal. Esto implicaría que las aguas superficiales son más frías en la plataforma Vasca que en el sur de la Península Ibérica, a lo largo del período temporal abarcado en este trabajo. Este hecho se corresponde con la presencia de asociaciones faunísticas indicativas de aguas frías, tanto en el fondo como en la columna de agua, en los sondeos analizados. Por tanto, refleja una mayor influencia de la entrada de agua fría del norte de Europa en el sur del Golfo de Vizcaya que en el margen sur de Portugal, principalmente durante el Estadio Isotópico Marino (MIS) 3 (57-27Ka cal BP) y el Neoglacial (parte media del Holoceno; 6,9-4,6Ka cal BP).

La correlación sedimentaria entre los cinco sondeos estudiados, define el desarrollo de una cuña progradante hacia el talud durante el período glacial, con depósitos potentes del MIS 2 (27-11,5Ka cal BP) a mayor profundidad. Durante el Holoceno (11,5Ka cal BP-actualidad) la tendencia sedimentaria se invierte, generándose una cuña retrogradacional, con adelgazamiento del espesor sedimentario hacia el talud, depositándose un material más grosero que durante los MIS 3 y 2. Esta variación en el depósito sedimentario es debida a un aumento en la energía de las corrientes de fondo, que generan diversos hiatos sedimentarios, durante la parte final del MIS 2 y el Holoceno.

De acuerdo a las asociaciones faunísticas identificadas y las relaciones isotópicas de oxígeno obtenidas, el MIS 3 (57-27Ka cal BP) se caracteriza por la presencia de aguas frías, tanto en el fondo como en la columna de agua, en la plataforma externa-O (Figs. 5.32A y 5.33A). Además, en el fondo se establecen corrientes poco energéticas con un sedimento bien oxigenado y ventilado. En la columna de agua, los porcentajes de *N. pachyderma* sin. permiten definir la presencia de masas de agua polares durante la mayor parte del MIS 3 (ver Fig. 5.33A-1), con la retirada de las mismas en los intervalos 46,3-33,5Ka cal BP y 31-27Ka cal BP (ver Fig. 5.33A-2), donde se registra la influencia de aguas frías subárticas. El evento HE 3 (31Ka cal BP) (ver Fig. 5.32A) se caracteriza por la presencia de *A. dunelmensis*, especie proveniente del norte de Europa, remarcando la entrada de agua fría de fondo, procedente del Atlántico Norte, en la plataforma Vasca durante este evento.

Durante el MIS 2 (27-11,5Ka cal BP), en el fondo se mantiene la presencia de aguas frías a lo largo de la plataforma externa y talud (ver Fig. 5.32B), pero con un menor contenido de oxígeno disuelto en el sedimento que durante el MIS 3. La asociación de foraminíferos planctónicos diferencia dos períodos en la temperatura de las aguas. Así, la descrita entre 27Ka cal BP y 23,5Ka cal BP (ver Fig. 5.33B-1), es la misma que la identificada durante la parte final de dicho MIS 3 (31-27Ka cal BP), por lo que se mantiene la influencia de aguas subárticas en el este. Sin embargo, desde 23,5Ka cal BP hasta 11,5Ka cal BP, se produce la entrada de aguas polares más frías en la plataforma externa-E (ver Fig. 5.33B-2). A pesar de estas aguas frías, tanto la señal isotópica de oxígeno como las variaciones microfaunísticas, determinan un calentamiento continuo de las masas de agua de fondo desde el inicio del MIS 2 y de la columna de agua desde 23,5Ka cal BP. La aparición de *A. dunelmensis* durante

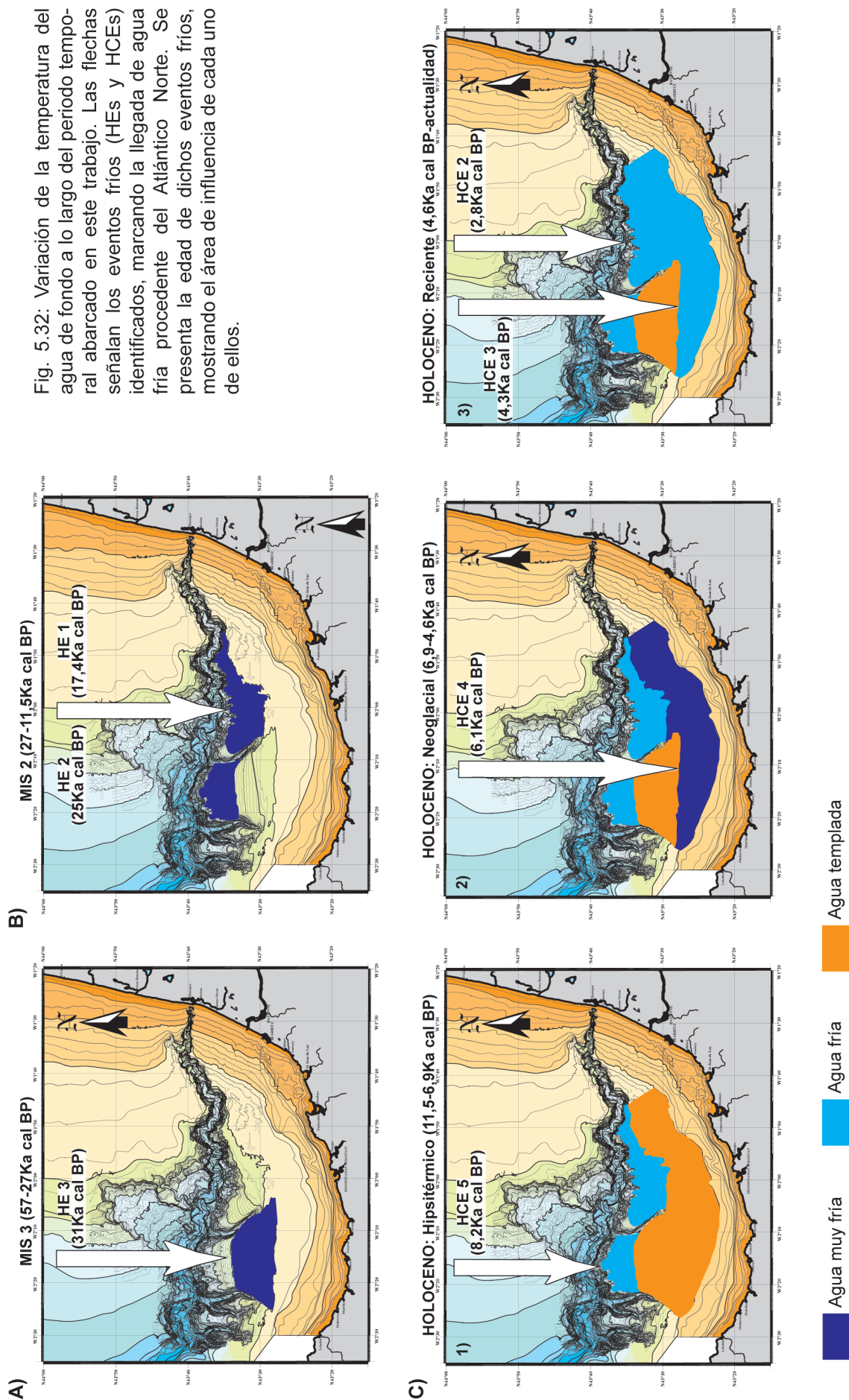


Fig. 5.32: Variación de la temperatura del agua de fondo a lo largo del periodo temporal abarcado en este trabajo. Las flechas señalan los eventos fríos (HEs y HCEs) identificados, marcando la llegada de agua fría procedente del Atlántico Norte. Se presenta la edad de dichos eventos fríos, mostrando el área de influencia de cada uno de ellos.

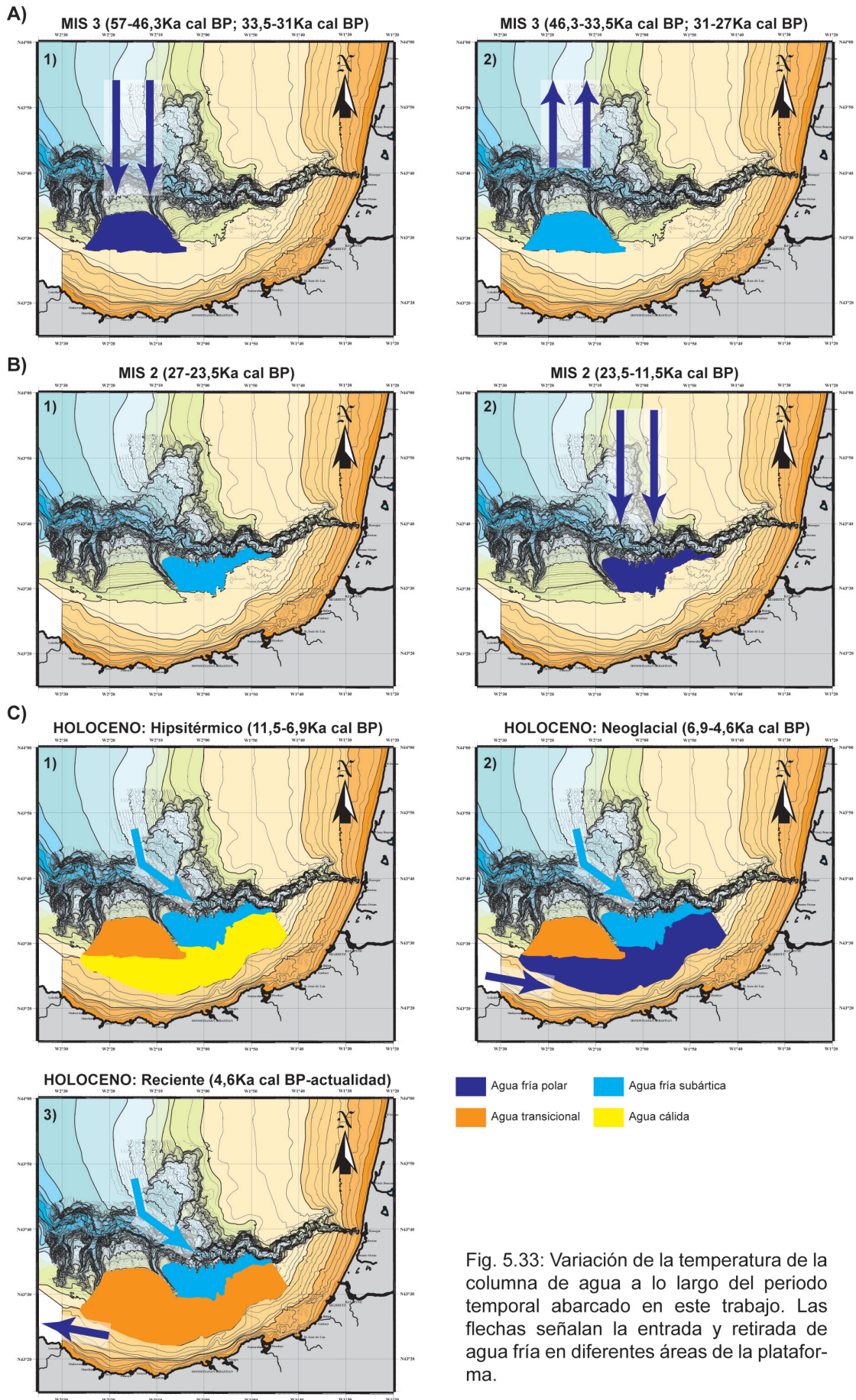


Fig. 5.33: Variación de la temperatura de la columna de agua a lo largo del periodo temporal abarcado en este trabajo. Las flechas señalan la entrada y retirada de agua fría en diferentes áreas de la plataforma.

los eventos HE 2 (25Ka cal BP) y HE 1 (17,4Ka cal BP) (ver Fig. 5.32B), denota la entrada de agua fría procedente del Atlántico Norte en la plataforma Vasca, tal y como se ha observado en el evento HE 3 previo (31Ka cal BP).

El incremento de la paleobatimetría teórica observado en 18,6Ka cal BP, podría corresponderse con el evento de deshielo denominado 19kyr-MWP. Este deshielo, produciría una entrada masiva de agua dulce en la plataforma. El aumento en el hidrodinamismo del fondo, detectado desde 17,4Ka cal BP hasta 11,5Ka cal BP, podría ser el acusante del importante hiato sedimentario identificado en la plataforma externa-O.

Finalmente, el Holoceno o MIS 1 (11,5Ka cal BP-actualidad) es un periodo, en general, más cálido que los anteriores MIS 3 y MIS 2. En la plataforma externa se diferencian dos situaciones ambientales, de acuerdo a la disposición geográfica con respecto al cañón de San Sebastián. En el margen oriental del mismo (plataforma externa-E), tanto en el fondo como en la columna de agua la temperatura es inferior a la actual a lo largo de todo el Holoceno, observándose la presencia de aguas subárticas en dicha columna de agua (ver Figs. 5.32C y 5.33C). Por el contrario, en el margen occidental del cañón (plataforma externa-O), las aguas de fondo y de la columna son más templadas, con temperaturas similares a las de la actualidad. Esta diferenciación en las condiciones del medio, parece corresponder con la entrada de agua fría procedente del norte a favor del cañón de San Sebastián, con un desplazamiento posterior de la misma hacia el este, quedando su área de afectación delimitada a la parte oriental de la plataforma externa (ver Fig. 5.33C).

En la plataforma media (114m de profundidad), tanto las señales isotópicas como las asociaciones faunísticas diferencian tres condiciones climáticas a lo largo del Holoceno. Así, se define un Hipsitérmico u Óptimo Climático del Holoceno (11,5-6,9Ka cal BP), caracterizado por la presencia de aguas cálidas en la columna y aguas relativamente templadas en el fondo. A continuación, entre 6,9Ka cal BP y 4,6Ka cal BP, se instaura un medio tan frío como el identificado durante el MIS 3, en el fondo (ver Fig. 5.32C-2) y en la columna de agua (ver Fig. 5.33C-2), debido a la entrada de agua polar en esta plataforma media. Este importante descenso de las temperaturas determina el periodo denominado Neoglacial. Desde 4,6Ka cal BP hasta la actualidad (Holoceno reciente), se identifican algunos hiatos sedimentarios, debido al incremento de la energía de las corrientes de fondo. En la base de este período (4,6-4,3Ka cal BP) se observa un ascenso de la temperatura con respecto al Neoglacial, definiendo un medio bentónico más frío que la actualidad y un medio planctónico transicional, similar al descrito en las muestras actuales. Este aumento de las temperaturas caracterizaría la retirada del agua polar que afectaba a esta área durante el Neoglacial.

Los eventos fríos del Holoceno HCE 5 (8,2Ka cal BP), HCE 4 (6,1Ka cal BP), HCE 3 (4,3Ka cal BP) y HCE 2 (2,8Ka cal BP) (ver Fig. 5.32C) se caracterizan por la aparición de *C. testudo*, así como por incrementos del porcentaje de *A. dunelmensis*. Estas especies, que habitan en el norte de Europa y no aparecen en la asociación actual de la plataforma Vasca, denotan la llegada de agua fría de fondo, desde el norte del océano Atlántico hasta la plataforma, durante dichos eventos.

En la plataforma externa y el borde del talud no hay evidencias, ni en el fondo ni en la columna de agua, del importante descenso de la temperatura que se produce durante el Neoglacial en la plataforma media (ver Figs. 5.32C-2 y 5.33C-2). En medio continental, tampoco se registra un enfriamiento similar. Por tanto, se alude a la entrada de una masa de agua superficial muy fría durante este período Neoglacial, posiblemente procedente de la parte occidental de la plataforma Vasca (ver Fig. 5.33C-2). Su área de influencia se restringiría

a la plataforma media, sin afectar a la parte externa de esta plataforma. Puesto que esta afectación parece ser regional, sería necesario estudiar otros sondeos extraídos en batimetrías similares e inferiores a 114m de profundidad en áreas geográficas próximas, para poder así caracterizar correctamente esta masa de agua, así como su zona de procedencia.



**CAPÍTULO 6.**  
**SISTEMÁTICA**

*“La ciencia sirve para darnos una idea de cuán vasta es nuestra ignorancia”*

ROBERT DE LAMENNAIS

## 6.1 Foraminíferos

A la hora de realizar la sistemática de los foraminíferos, el primer problema que se plantea es el hecho de que todas las clasificaciones establecidas se basan en criterios morfológicos, estructurales y mineralógicos, es decir, se trata de morfoclasificaciones, como sucede con el resto de clasificaciones paleontológicas. Sin embargo, al trabajar con individuos actuales, y por tanto vivos, sería más correcto efectuar una taxonomía basada en criterios biológicos (Rasnitsyn, 2006). Pero en el caso de los foraminíferos, al ser organismos unicelulares (protozoos), es necesario recurrir a una clasificación molecular, técnica desarrollada en las últimas dos décadas, y aún imprecisa en el caso que nos ocupa. Esto hace que, en la actualidad, se siga aceptando y utilizando una sistemática exclusivamente morfológica, pero en un futuro se espera poder modificar toda la taxonomía (Sen Gupta, 1999).

Los primeros trabajos taxonómicos en foraminíferos del siglo XX fueron los desarrollados por Cushman, donde ampliaba la clasificación elaborada por Brady a finales del siglo XIX tras la expedición "Challenger". Cushman se basaba en la naturaleza del caparazón, en la estructura de la pared y en la morfología de las cámaras, estableciendo, además, una línea filogenética según la cual los foraminíferos de pared orgánica y los aglutinantes serían los más primitivos, siendo los más avanzados las familias de pared calcárea, perforada y con crecimiento trocoespiral. Sin embargo, aunque no identificó ningún taxón a nivel suprafamiliar, sentó las bases para clasificaciones posteriores mediante una serie de claves taxonómicas de familias, géneros y especies de acuerdo, principalmente, a la naturaleza de la concha, estableciendo una clasificación guía que perduró durante varios años (desde 1948 hasta 1964). En esta clasificación final (1948), definió un total de 50 familias (Sen Gupta, 1999).

A pesar de los numerosos trabajos posteriores a los de Cushman, que intentaron establecer una clasificación suprafamiliar, no fue hasta la aparición del tratado de Loeblich y Tappan (1964) cuando quedaron fijadas las bases taxonómicas durante las siguientes décadas (Sen Gupta, 1999). En este trabajo, ambos autores distinguen el Orden Foraminifera, que incluye 5 Subórdenes, 14 Superfamilias y 94 Familias, con unos 1200 géneros entre actuales y extintos. En esta clasificación, el principal factor a tener en cuenta es la naturaleza de la pared, siendo la composición y la textura de la misma la base de separación de los cinco Subórdenes.

Loeblich y Tappan propusieron diversas modificaciones en los años posteriores, culminando con el gran compendio utilizado hasta la actualidad como base sistemática, publicado en el año 1988, donde establecen un total de 12 Subórdenes y 2446 géneros, 874 de ellos actuales. En el año 1992 efectuaron una revisión de dicha clasificación, elevando el Orden Foraminiferida a la categoría de Clase, 10 de los 12 Subórdenes previos al nivel de Orden y reconociendo 4 nuevos Órdenes. Aunque inicialmente esta nueva clasificación apenas fue tenida en cuenta por algunos autores (p. ej. Sen Gupta, 1999), actualmente parece haber cobrado más interés, siendo adaptada por los trabajos sistemáticos más modernos (p. ej. Brands, 1989-2007 a y b; Zicha, 1999-2007).

Con posterioridad a este último trabajo de Loeblich y Tappan (ligeramente modificado en el año 1994), los mayores avances en la sistemática de los foraminíferos se han producido en el mundo de la microbiología, más que en el de la micropaleontología. La primera controversia se encuentra en la asignación de un Reino. Inicialmente, los foraminíferos se incluían en el Reino Protocista, pero esta nomenclatura se convirtió en un término obsoleto en la denominación biológica, aunque todavía sigue utilizándose en las clasificaciones paleontológicas (Sen

Gupta, 1999), cambiándose por Protista, provocando una discusión importante y continuos enfrentamientos entre los microbiólogos y los micropaleontólogos. Margulis (1990), intentó definir la diferencia entre los dos conceptos, defendiendo la designación Protista únicamente para referirse a los Protoctistas microscópicos. Recientemente, se ha elevado el Infrareino o Filum Protozoa a nivel de Reino (Cavalier-Smith, 1993 y 2004), pretendiendo acabar con esta confusión nominal, aunque pocos micropaleontólogos hayan adoptado este término (Sen Gupta, 1999; Armstrong y Brasier, 2006).

Esta variación en el Reino ha provocado una modificación significativa de todos los niveles de clasificación de los foraminíferos comprendidos entre Reino y Clase, siendo de nuevo los trabajos microbiológicos los que pretenden establecer las bases sistemáticas (Cavalier-Smith, 1993, 2002, 2003 y 2004). En los niveles inferiores (desde Orden hasta Género), el grupo que más ha variado su clasificación es el de los foraminíferos aglutinantes (Subclase Textulariia), con la definición de nuevos Órdenes y Familias, así como la distribución de los Géneros y Familias dentro de los diferentes niveles supragenéricos establecidos (Kaminski, 2000; Kaminski, en Bubík y Kaminski, 2004; Kender *et al.*, 2007).

Los trabajos microbiológicos actuales (p. ej. Pawlowski y Holzmann, 2002; Ertan *et al.*, 2004; Schweizer *et al.*, 2005; Grimm *et al.*, 2007; Schweizer *et al.*, 2008), basados en estudios de DNA ribosómico, pretenden establecer una clasificación biológica de los foraminíferos, sustituyendo la clasificación basada en morfoespecies definidas por criterios mineralógicos y morfológicos, como se ha explicado anteriormente. Sin embargo, estos trabajos se encuentran en una fase inicial, necesitando confirmaciones posteriores, por lo que no son aceptados todavía por la mayoría de los micropaleontólogos.

La clasificación adoptada en este trabajo es la definida por Loeblich y Tappan (1988), completada con los trabajos taxonómicos de d'Orbigny (1846), Brady (1884), Sherborn (1893; reeditado en 1955), Ellis y Messina (1940-1978); Parker (1958), Barker (1960), Glaçon (1963), Rosset-Moulinier (1972), Colom (1974), Kouyoumontzakis (1979), Boltovskoy *et al.* (1980), Pujol (1980), Poag (1981), Bourdillon (1982), Hermelin y Scott (1985), van Morkhoven *et al.* (1986), Hemleben *et al.* (1989), Jones (1994), Alves-Matins y Ruivo Dragão Gomes (2004) y Costello *et al.* (2004) a nivel genérico y específico, mientras que a nivel supragenérico se ha empleado un compendio de las definidas por Loeblich y Tappan (1992 y 1994), Kaminski (en Bubík y Kaminski, 2004) y Cavalier-Smith (1993, 2002, 2003 y 2004).

Las referencias bibliográficas correspondientes a las sinonimias presentadas, se han tomado de estos trabajos sistemáticos básicos. Por tanto, se remite a los mismos para la obtención de las referencias completas, no estando incluidas en el apartado de bibliografía de esta memoria.

Se han estudiado más de 64000 ejemplares de foraminíferos bentónicos, pertenecientes a 311 especies, así como unos 40600 caparazones de foraminíferos planctónicos, correspondientes a 15 especies (19 morfotipos). Para cada una de estas especies identificadas, se incluye su posición sistemática y los diferentes sinónimos empleados en trabajos previos. De dichas especies, se han seleccionado aquellas presentes en un porcentaje superior al 1% del total de ejemplares extraídos en las muestras analizadas, tanto de superficie como de sondeos, para efectuar una descripción morfológica detallada. Concretamente, se analizan 40 especies, 32 de las mismas con un modo de vida bentónico y 8 planctónicas, pertenecientes a 35 géneros. 24 de estas especies de foraminíferos bentónicos son comunes en las muestras de superficie, 20 en el testigo KS05-05 y 21 en el testigo KS05-10. De manera análoga, las 8 especies de foraminíferos planctónicos descritas son muy abundantes tanto en la superficie de la plataforma Vasca, como en los dos testigos considerados.

En primer lugar, se describen las especies de foraminíferos con caparazón hialino (Órdenes Buliminida, Globigerinida, Lagenida, Robertinida y Rotaliida), seguidas por las de caparazón porcelanáceo (Orden Miliolida) y, por último, las de caparazón aglutinante (Órdenes Lituolida y Textulariida).

Así mismo, se presenta una síntesis actualizada de los datos ecológicos de las especies utilizadas en los análisis estadísticos efectuados (especies presentes en un porcentaje superior al 1% en al menos dos muestras). En concreto, se comentan parámetros ambientales tales como rango de temperatura y salinidad del agua en el que habitan las especies seleccionadas, así como tamaño de grano del sedimento, batimetría, contenido en oxígeno disuelto y materia orgánica, además de su modo de vida (endofaunal o epifaunal) en las especies bentónicas. Las especies planctónicas, se relacionan con la profundidad en la columna de agua y la presencia/ ausencia de simbiosis. Finalmente, se alude a las muestras superficiales en las que se han encontrado dichas especies, determinando el número de ejemplares obtenidos en las mismas y su porcentaje con respecto al total de individuos extraídos. También se analizan su modo de vida y se especifica el rango batimétrico y el tipo de sedimento en donde se han encontrado. En el caso de que alguna especie que aparece en los sondeos no se haya identificado en las muestras recogidas en la superficial de la plataforma actual, se definen los niveles en donde han aparecido los ejemplares pertenecientes a la misma.

Aludiendo al rango batimétrico en el que se han encontrado las especies descritas, si no se define de manera numérica, litoral se refiere a <40m de profundidad, las franjas interna (entre 40 y 60m), media (entre 60 y 80m), externa (entre 80 y 135m) y borde de talud (a partir de 135m de profundidad), se corresponden con diferentes franjas dentro de la plataforma. En cuanto al tamaño de grano del sustrato de fondo, sedimento fino hace alusión a la fracción inferior a 70µm (arcilla, limo y arena muy fina), mientras que sedimento grueso incluye el sustrato con un tamaño superior.

**Dominio EUKARYOTA Whittaker y Margulis, 1978**

**Reino PROTOZOA (Goldfuss, 1818) R. Owen, 1858**

**Subreino BICILIATA Cavalier-Smith, 2003**

**Infrareino RHIZARIA Cavalier-Smith, 2002**

**Filum FORAMINIFERA (Eichwald, 1830) Margulis, 1974**

**Clase FORAMINIFERA Lee, 1990**

**Orden BULIMINIDA Fursenko, 1958**

**Suborden BULIMININA Saidova, 1981**

**Superfamilia BOLIVINACEA Glaessner, 1937**

**Familia BOLIVINIDAE Glaessner, 1937**

**Género *Bolivina* d'Orbigny, 1839**

***Bolivina alata* (Seguenza, 1862)**

(Lámina 1, Figura 1)

1862 *Vulvulina alata* Seguenza; Seguenza, G., *Prime ricerch intorno ai rizopodi fossile delle argille Pleistoceniche dei dintorni di Catania*. Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, Atti, Catania, Italia, ser. 2, tomo 18, p. 115, pl. 2, fig. 5.

- 1937 *Bolivina alata* (Seguenza); Cushman, p. 106, pl. 13, figs. 3-11.  
 1991 *Brizalina alata* (Seguenza); Denne y Sen Gupta, p. 176, pl. 1, fig. 4.  
 1994 *Brizalina alata* (Seguenza); Jones, p. 58, pl. 53, figs. 2-4.  
 1995 *Brizalina alata* (Seguenza); Levy *et al.*, p. 30, pl. 6, fig. 12.  
 1998 *Brizalina alata* (Seguenza); Dulk *et al.*, p. 62, pl. 2, fig. 6.  
 2004 *Brizalina alata* (Seguenza); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 105, fig. 2.59.

**Descripción.** Caparazón biseriado, con forma lanceolada, levemente deprimido en la zona central, abultado hacia los bordes sobre la superficie de las cámaras y afilado en el margen periférico, definiendo una fina carena con un desarrollo más amplio en el margen inferior de las cámaras, generando un perfil aserrado en todo el margen del caparazón. Cámaras subtrapezoidales redondeadas, con el reborde inferior también aserrado u ondulado. Suturas deprimidas y arqueadas. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de mediano tamaño distribuidos por la superficie de las cámaras, quedando las suturas y la carena imperforadas. Abertura simple y estrecha rodeada por un labio, con un diente simple.

**Ecología.** Soporta rangos de temperatura comprendidos entre 10 y 16°C y salinidades de entre 35,5 y 36,20‰ (Mathieu, 1986). Especie heterobatial, presente desde la plataforma interna al borde de talud, donde es más abundante (Pujos, 1976; Murray, 2006), en sedimentos finos lutíticos (Mathieu, 1986; Murray, 2006). Presenta un modo de vida endofaunal, de superficial a profundo (Rijk *et al.*, 1999; Ernst, 2002), pudiendo vivir en medios disóxicos (0,5ml/l) (Alavi, 1988; Ernst, 2002). Presenta correlación positiva con la concentración de materia orgánica del sedimento, favorecida por una abundancia elevada de carbono orgánico particulado (Rijk *et al.*, 1999), siendo, por tanto, frecuente en sedimentos ricos en materia orgánica y productividad elevada (Alavi, 1988; Antoine *et al.*, 1995).

**Material estudiado.** Un total de 284 individuos pertenecientes a esta especie han sido analizados, lo que incluye el 0,9% del total de ejemplares extraídos en las muestras de la superficie. Aparece en batimetrías superiores a 60m, principalmente en la plataforma externa y el borde de talud, en arcilla limosa, pudiendo vivir sobre arena fina y muy fina.

### ***Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland, 1930**

(Lámina 1, Figuras 2-3)

- 1930 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland; Heron-Allen, E. y Earland, A., *The foraminifera of the Plymouth District; Part I*. Roy. Micr. Soc., Jour., London, England, ser. 3, vol. 50, p. 81, pl. 3, figs. 36-40.  
 1980 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland; Boltovskoy *et al.*, p. 18, pl. 3, figs. 4-8.  
 1995 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland; Levy *et al.*, p. 31, pl. 6, fig. 14.  
 1995 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland; Yassini y Jones, p. 130, figs. 518-519, 522-524, 549-550 y 554.  
 1998 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland; Robertson, p. 116, pl. 45, figs. 3 a-c, 4 a-c.  
 2004 *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 94, fig. 2.54.

**Descripción.** Caparazón biseriado con forma lanceolada, más ancho en su terminación oral, deprimido en conjunto, ligeramente abultado en la zona central y más anguloso en

el margen periférico, que presenta un perfil claramente aserrado o escalonado. Cámaras subtriangulares poco definidas, separadas por suturas lobuladas ligeramente marcadas. Pared calcítica, hialina y débilmente perforada, con poros distribuidos por toda la superficie, y bordes elevados e irregulares, dando al caparazón un aspecto macizo y ligeramente reticulado. Ornamentación en forma de dos costillas gruesas y longitudinales, con un desarrollo zigzagueante paralelo al eje de crecimiento, definiendo un surco central. Abertura simple ovalada, con un diente simple.

**Ecología.** Especie de aguas frías (temperaturas comprendidas entre -1,5 y 9°C), con salinidades de 31 a 34‰ (Anderson, 1963). Presente a lo largo de toda la plataforma (infralitoral a batial), es más abundante entre 30 y 40m de profundidad (Debenay, 1990; Debenay y Basov, 1993; Alves-Martins, 1997; Murray, 2006), sobre arena media a gruesa (Mathieu, 1986; Alves-Martins, 1997). Soporta una reducción acentuada de oxígeno, con pH básico y Eh negativo (Buzas, 1968). Es una especie característica de la Antarctic Bottom Water (AABW), siendo dominante en las zonas de influencia de dicha corriente oceánica (Hermelin y Scott, 1985).

**Material estudiado.** Se han identificado 320 individuos de esta especie, lo que incluye aproximadamente al 1% del total de foraminíferos bentónicos analizados. Se localiza principalmente a batimetrías superiores a 80m, encontrándose como especie accesoria a menor profundidad, y en cualquier tipo de sedimento.

### ***Bolivina pygmaea* Brady, 1881**

1881 *Bulimina (Bolivina) pygmaea*, Brady; Brady, H.B., *Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the "Challenger" Expedition; part III*. Quart. Journ. Micr. Sci., London, vol. 21, p. 58; fig. in Brady, 1884, Rept. Voy. Challenger, Zool., vol. 9, p 57, pl.53, figs. 5-6.

1940 *Bolivina pygmaea* Brady; Cushman, p. 204, pl. 25, figs. 8-12.

1990 *Bolivina pygmaea* Brady; Hermelin y Shimmield, pl.2, fig. 7.

1991 *Brizalina pygmaea* Brady; van Marle, p. 171, pl. 17, figs. 17-18.

1994 *Brizalina pygmaea* Brady; Jones, p. 58, pl. 535, figs. 5-6.

**Descripción.** Caparazón biseriado con forma lanceolada, más ancho en su terminación oral, con un perfil anguloso y aserrado. Cámaras subtriangulares, separadas por suturas lobuladas y deprimidas, que terminan en pequeñas espinas horizontales o ligeramente dirigidas hacia abajo. Pared calcítica, hialina y débilmente perforada, con poros distribuidos por toda la superficie. Abertura simple ovalada, con un diente simple.

**Ecología.** Presente en batimetrías comprendidas entre 200 y 600m de profundidad, es abundante en sedimentos con niveles de oxígeno muy bajos y un contenido en carbono orgánico muy alto (Hermelin y Shimmield, 1990).

**Material estudiado.** No se ha encontrado esta especie en las muestras de superficie, pero sí que aparece de manera abundante en la base del testigo KS05-10 (muestras 240 a 150cm) y, en menor porcentaje, en la parte superior del mismo (muestras 25cm a techo del sondeo).

### **Género *Brizalina* O.G. Costa, 1856** ***Brizalina spathulata* (Williamson, 1858)** (Lámina 1, Figuras 4-5)

- 1858 *Textularia variabilis* Williamson var. *spathulata* Williamson; Williamson, W.C., *On the recent foraminifera of Great Britain*. Ray Society, London, England, p. 76, pl. 6, figs. 164-165.
- 1994 *Bolivina (Brizalina) spathulata* (Williamson); Banner *et al.*, p. 45, fig. 2.4.
- 1994 *Brizalina spathulata* (Williamson); Jones, p. 57, pl. 52, figs. 20-21.
- 1995 *Bolivina spathulata* (Williamson); Levy *et al.*, p. 31, pl. 7, fig. 2.
- 1997 *Bolivina spathulata* (Williamson); Debenay y Redois (a), p. 251, pl. 1, fig. 7.
- 2001 *Bolivina spathulata* (Williamson); Jannink, pp. 36-37, pl. 2, figs. 4-5.
- 2004 *Brizalina spathulata* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, pp. 109-110, figs. 2.61-2.62.

**Descripción.** Caparazón biseriado, con forma lanceolada, levemente abultado en la zona central y afilado en el margen periférico. Superficie lisa, con las zonas intercamerales marcadas por suturas finas, deprimidas y arqueadas. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de mayor tamaño situados en las zonas intercamerales. Abertura simple y estrecha, rodeada por un labio más amplio en uno de los márgenes, con un diente simple.

**Ecología.** Habita en aguas con una temperatura comprendida entre 17 y 25°C y salinidades de 32 a 35‰ (Murray, 2006). Es una especie heterobatial, presente por tanto desde ambientes de plataforma interna hasta medios batiales (Alavi, 1988; Murray, 2006), que vive sobre arena limosa (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). Posee un medio de vida endofaunal (Murray, 2006), siendo muy abundante en medios pobres en oxígeno y ricos en materia orgánica (Alavi, 1988). Su población aumenta rápidamente en relación con el bloom del fitopláncton producido por corrientes de upwelling (Diz *et al.*, 2006).

**Material estudiado.** Son 1301 los ejemplares pertenecientes a esta especie, que incluye el 4,1% de los individuos extraídos en las muestras superficiales. Aparece a partir de 60m de profundidad, principalmente en la plataforma externa-borde de talud, sobre arcilla limosa a arena fina, pudiendo encontrarse como mayoritaria en sedimentos más groseros.

### ***Brizalina subaenariensis* (Cushman, 1922)**

- 1922 *Bolivina subaenariensis* Cushman; Cushman, J.A., *The foraminifera of the Atlantic Ocean; Part 3-Textulariidae*. U.S. Nat. Mus., Bull., Washington, D.C., USA, n° 104, p. 46, pl. 7, fig. 6.
- 1981 *Brizalina subaenariensis* Cushman; Sen Gupta *et al.*, p. 855, text-fig. 2.
- 1984 *Brizalina subaenariensis* (Cushman); Williamson *et al.*, p. 224, pl. 1, fig. 8.
- 1987 *Bolivina subaenariensis* Cushman; Debenay y Konate, p. 222, pl. 3, fig. 4.
- 2004 *Brizalina subaenariensis* (Cushman); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 112, fig. 2.63.

**Ecología.** Especie típica de aguas frías (Murray, 2006) con salinidades comprendidas entre 34,9 y 35,11‰ (Murray, 1991). Está presente desde la plataforma media al borde de talud (Levy *et al.*, 1995) sobre sedimentos limosos (Caralp y Pujos, 1970; Caralp *et al.*, 1970; Pujos, 1976). Con un modo de vida endofaunal (Murray, 2006), es característica de medios hipóxicos, pudiendo vivir en sedimentos pobres en oxígeno disuelto que contengan H<sub>2</sub>S (Pujos-Lamy, 1973b). Es más abundante según disminuye la concentración de terrígenos y



aumentan los componentes biogénicos del sedimento (Levy *et al.*, 1995), siendo dominante en medios lodosos con alto contenido en materia orgánica debido a upwellings periódicos (Sen Gupta *et al.*, 1981).

**Material estudiado.** Se identifican 150 individuos, correspondiéndose con el 0,5% del total de ejemplares estudiados. Aparece principalmente en la plataforma externa-borde de talud (a partir de 80m de profundidad), en sedimento fino (desde arcilla limosa hasta arena fina).

### ***Brizalina variabilis* (Williamson, 1858)**

1858 *Textularia variabilis* Williamson; Williamson, W.C., *On the Recent foraminifera of Great Britain*. Ray Soc., London, England, 1858, p. 76, pl. 6, figs. 162-163.

1970 *Bolivina variabilis* (Williamson); Boltovskoy y Lena, p. 149, pl. 18, fig. 12.

1970 *Brizalina variabilis* (Williamson); Sliter, p. 166, pl. 5, fig. 4; pl. 6, figs. 1-3; pl. 8, figs. 15-16.

1971 *Brizalina variabilis* (Williamson); Murray, p. 113, pl. 46, figs. 1-3.

1980 *Bolivina variabilis* (Williamson); Boltovskoy *et al.*, p. 67, pl. 4, figs. 1-4.

2004 *Bolivina variabilis* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 103, fig. 2.58.

**Ecología.** Está presente en aguas con un rango de temperatura comprendido entre 7 y 13°C y salinidad de 35‰ (Murray, 1991). Presenta una amplia distribución, que se extiende desde la zona submareal hasta la plataforma media (Sliter, 1970; Mendes *et al.*, 2004), con preferencia por el sedimento fino (Murray, 2006). Con un modo de vida endofaunal (Murray, 2006), está adaptada a condiciones de baja concentración de oxígeno (Schmiedl *et al.*, 2003) y, además, soporta corrientes de oleaje (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Se han obtenido 24 ejemplares pertenecientes a esta especie, lo que representa el 0,1% del total de foraminíferos bentónicos estudiados en las muestras superficiales. Aparece a partir de 108m de profundidad, sobre arcilla limosa y limo fangoso.

## **Superfamilia BULIMINACEA Jones, 1875**

### **Familia BULIMINIDAE Jones, 1875**

#### **Género *Bulimina* d'Orbigny, 1826**

#### ***Bulimina alazanensis* Cushman, 1927**

1927 *Bulimina alazanensis* Cushman; Cushman, J.A. *Some characteristic Mexican fossil foraminifera*. Jour. Pal. Menasha, Wis., USA, vol. 1, p. 161, pl. 25, fig. 4.

1995 *Bulimina alazanensis* Cushman; Yassini y Jones, p. 147, figs. 558-560.

1997 *Bulimina alazanensis* Cushman; Debenay y Redois (b), p. 30, pl. 3, fig. 22.

1998 *Bulimina alazanensis* Cushman; Robertson, p. 148, pl. 56, fig. 5.

2004 *Bulimina alazanensis* Cushman; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 143, fig. 2.79.

**Ecología.** Esta especie es típica de aguas cálidas (14 a 20°C) con salinidades de entre 35 y 36‰ (Murray, 1991). Está presente desde 70m de profundidad hasta el borde de talud (Pujos, 1976; Culver y Buzas, 1981; Mathieu, 1986), sobre sustratos formados por arena fina (Pujos, 1976). Es una especie endofaunal (Murray, 2006), asociada a un alto contenido en oxígeno

y flujos de materia orgánica bajos (Lohmann, 1978; Lutze, 1980; Lutze y Coulbourn, 1984; Corliss, 1985; van Leeuwen, 1989; Corliss y Emerson, 1990; Sjoerdsma y van der Zwaan, 1992; Schmiedl *et al.*, 1997).

**Material estudiado.** Han sido analizados 288 individuos pertenecen a esta especie, incluyendo el 0,9% del total de ejemplares extraídos en las muestras de la plataforma. Aparece desde la plataforma externa al borde del talud, pudiendo encontrarse como accesoria a menor profundidad, en sedimentos finos, desde arcilla limosa hasta arena media.

### ***Bulimina gibba* Fornasini, 1902**

(Lámina 1, Figuras 6-8)

1902 *Bulimina gibba* Fornasini; Fornasini, C., *Contributo a la conoscenza de la Bulimine adriatiche*. R. Accad. Sci. Ist., Bologna, Mem. Sci. Nat., Bologna, Italia, ser. 5, tomo 9, (1901-1902), p. 378, figs. 32, 34.

1970 *Bulimina gibba* Fornasini; Boltovskoy y Lena, p. 150, pl. 18, fig. 15.

1980 *Bulimina gibba* Fornasini; Boltovskoy *et al.*, p. 20, pl. 5, figs. 7-9.

1986 *Bulimina gibba* Fornasini; Mathieu, p. 85, pl. 1, figs. 8-9.

1995 *Bulimina gibba* Fornasini; Yassini y Jones, pp. 147-148, figs. 588-589.

2004 *Bulimina gibba* Fornasini; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 146, fig. 2.81.

**Descripción.** Caparazón triseriado con un contorno lobulado. Cámaras subglobosas infladas de superficie lisa, separadas por suturas deprimidas y arqueadas muy marcadas. Pared hialina, calcítica y finamente perforada. Abertura simple en forma de lazo, situada en la parte basal de la última cámara, rodeada por un fino labio. Las cámaras iniciales suelen presentar una ornamentación basada en pequeñas espinas aciculares, localizadas en la parte basal del margen periférico intracameral.

**Observaciones.** La ornamentación del caparazón varía en función del sedimento dominante, de tal manera que en las muestras donde es mayoritaria la componente arenosa, el caparazón suele presentarse más calcificado y sin apenas ornamentación, mientras que en aquellas en las que prevalece la fracción limoarcillosa, los ejemplares muestran una concha fina y translúcida con una ornamentación bien definida, compuesta por espinas delicadas de gran longitud.

**Ecología.** Habita en aguas con una temperatura comprendida entre 13 y 17°C y salinidades de 35 a 36‰ (Mathieu, 1986). Característica de toda la plataforma, desde 32m de profundidad al borde de talud (Levy *et al.*, 1995; Mendes *et al.*, 2004; Murray, 2006), vive en sedimentos limosos (Murray, 2006). Es una especie endofaunal (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Se han extraído 543 individuos de esta especie, lo que representa el 1,7% del total de foraminíferos bentónicos estudiados. En las muestras analizadas, aparece a cualquier batimetría y en cualquier tipo de sedimento, pero con cierta preferencia por los finos (arcilla, limo y arena fina).

### ***Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826**

(Lámina 1, Figuras 9-11)

1826 *Bulimina marginata* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, série 1, tome 7, p. 269, pl. 12, figs. 10-12.

- 1991 *Bulimina marginata* d'Orbigny; Denne y Sen Gupta, p. 176, pl. 1, fig. 8.  
 1994 *Bulimina marginata* d'Orbigny; Jones, p. 55, pl. 51, figs. 3-5.  
 1995 *Bulimina marginata* d'Orbigny; Levy *et al.*, p. 35, pl. 7, fig. 11.  
 1995 *Bulimina marginata* d'Orbigny; Yassini y Jones, p. 148, figs. 564, 586-587, 591-594.  
 2004 *Bulimina marginata* d'Orbigny; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 149, fig. 2.83.

**Descripción.** Desarrollo inicial uniseriado, que pasa rápidamente a triseriado. Cámaras subtrapezoidales redondeadas, con el reborde inferior espinado o aserrado. Las últimas cámaras tienen un tamaño mucho mayor que las iniciales, ocupando más de la mitad del caparazón. Superficie lisa, con suturas deprimidas y arqueadas. Pared calcítica, hialina y finamente perforada. Abertura simple redondeada, rodeada por un labio en sólo uno de sus márgenes, con un diente simple fruto del desarrollo del labio hacia el interior de la abertura.

**Ecología.** Aparece en masas de agua con temperaturas de entre 5,5 y 13°C y salinidades comprendidas entre 25 y 35‰ (Murray, 1991). Especie heterobatial, es muy abundante entre 100 y 1000m de profundidad, pudiendo aparecer en batimetrías inferiores (Phleger y Parker, 1951; Albers *et al.*, 1966; Culver y Buzas, 1981). Endofaunal superficial (preferentemente entre 0 y 1cm de profundidad) (Buzas *et al.*, 1993; Rathburn y Corliss, 1994; Murray, 2006), vive en fondos compuestos por limo arenoso (Pujos, 1976). Prefiere medios oxigenados, aunque tolera la carencia de oxígeno (Alve, 1990; Alve y Bernhard, 1995; Ernst, 2002), pasando a comportarse como endofaunal profundo (hasta 4cm) en condiciones anóxicas (Fontanier *et al.*, 2002), aunque migra rápidamente cuando el oxígeno disminuye por debajo de 2 ml/l (Alve y Bernhard, 1995). Muestra correlación positiva con el porcentaje de TOC y negativa con el porcentaje de arena gruesa del sedimento (Murray, 2006). Se la considera una especie oportunista, asociada al incremento de nutrientes (van der Zwaan y Jorissen, 1991; Jorissen *et al.*, 1992).

**Material estudiado.** Con 1171 individuos, esta especie incluye el 3,7% de los foraminíferos bentónicos extraídos en las muestras superficiales. Aparece a partir de los 70m de profundidad, en sedimentos finos, pudiendo encontrarse en sustratos más groseros.

**Familia SIPHOGENERINOIDIDAE Saidova, 1981**

**Subfamilia TUBULOGENERININAE Saidova, 1981**

**Género *Rectuvigerina* Matthews, 1945**

***Rectuvigerina multicosata* (Cushman y Jarvis, 1929)**

- 1929 *Siphogenerina multicosata* Cushman y Jarvis; Cushman, J.A. y Jarvis, P.W., *New foraminifera from Trinidad*. Contrib. Cushman Forum. Res., vol. 5 (1), p. 14, pl. 3, fig. 6.  
 1986 *Rectuvigerina multicosata* (Cushman y Jarvis); van Morkhoven *et al.*, p. 117, pl. 36.

**Ecología.** Es una especie típica de medios batiales (van Morkhoven *et al.*, 1986).

**Material estudiado.** Se han identificado 64 ejemplares de esta especie, por lo que incluye al 0,2% del total de individuos obtenidos en la superficie. Aparece entre 53 y 131m de profundidad, siendo más abundante en la plataforma externa, sobre el sedimento más fino, apareciendo también como accesoria en arena gruesa.

**Familia UVIGERINIDAE Haeckel, 1894**  
**Subfamilia ANGULOGERININAE Galloway, 1933**

**Género *Trifarina* Cushman, 1932**  
***Trifarina angulosa* (Williamson, 1858)**

- 1858 *Uvigerina angulosa* Williamson; Williamson, W.C., *On the Recent foraminifera of Great Britain*. Ray. Society, London, England, 1858, p. 67, pl. 5, fig. 140.  
 1976 *Trifarina angulosa* (Williamson); Pujos, pp. 245-246, pl. 9, fig. 3.  
 1995 *Trifarina angulosa* (Williamson); Levy *et al.*, pp. 38-39, pl. 9, fig. 1.  
 2004 *Trifarina angulosa* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 168, fig. 2.96.

**Ecología.** Es una especie típica de aguas frías (-1 a 10°C) y salinidad muy restringida (35‰) (Murray, 1991). Está presente en toda la plataforma, desde medio submareal a batial medio (Seiler, 1975; Lutze, 1980; Jorissen, 1988), en sedimentos formados por arena fina a arena gruesa biogénica (Mackensen *et al.*, 1985; McGann, 1996). Posee un modo de vida desde epifaunal a endofaunal superficial (0 a 2cm) (Rathburn y Corliss, 1994; Murray, 2006). Es muy abundante en zonas de fuertes corrientes, de la plataforma interna y borde de talud, que arrastran arenas gruesas, con aguas bien oxigenadas (Mackensen *et al.*, 1985; Mackensen *et al.*, 1993; Harloff y Mackensen, 1997). Presenta una fuerte correlación con la salinidad y la profundidad, pero no está relacionada con la temperatura (Williamson *et al.*, 1984). Domina en zonas de upwelling (Williamson *et al.*, 1984; Williamson, 1985).

**Material estudiado.** Se han identificado 62 individuos, que representan el 0,2% de la totalidad de foraminíferos bentónicos extraídos en la plataforma. Se encuentran a profundidades superiores a 50m, siendo más abundantes a partir de 130m, con una distribución similar en todos los tipos de sedimento.

***Trifarina bradyi* Cushman, 1923**

- 1923 *Trifarina bradyi* Cushman; Cushman, J.A., *The foraminifera of the Atlantic Ocean; Part 4-Lagenidae*. U.S. Nat., Bull., Washington, D.C., USA, 1923, n° 104, p. 99, pl. 22, figs. 3-9.  
 1971 *Trifarina bradyi* Cushman; Murray, p. 125, pl. 52, figs. 1-6.  
 1988 *Trifarina bradyi* Cushman; Loeblich y Tappan, p. 526, pl. 547, figs. 10-13.  
 1999 *Trifarina bradyi* Cushman; Guimerans y Currado, p. 196, pl. 5, fig. 3 a-b.  
 2004 *Trifarina bradyi* Cushman; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 171, fig. 2.98.

**Ecología.** Es característica de aguas frías (-1 a 10°C) y salinidad muy restringida (34,9 a 35‰) (Murray, 1991). Se distribuye desde la plataforma externa hasta zonas batiales, sobre sedimento limoso (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). Se trata de una especie endofaunal superficial (0 a 2cm) (Rathburn y Corliss, 1994), que puede subsistir en condiciones anaerobias (Sen Gupta *et al.*, 1997). Domina en zonas influenciadas por el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) (Hermelin y Scott, 1985).

**Material estudiado.** Con sólo 17 ejemplares, incluye el 0,1% de ejemplares obtenidos en la plataforma Vasca, apareciendo a partir de 82m de profundidad sobre cualquier tipo de

sedimento. Sin embargo, se ha encontrado en porcentajes superiores al 1% en las muestras 205, 200 y 105cm del testigo KS05-05, así como en los niveles 37 y 5cm del sondeo KS05-10.

***Trifarina carinata* (Cushman, 1927)**

1927 *Angulogerina carinata* Cushman; Cushman, J.A., *Recent foraminifera from off the west Coast of America*. California Univ. Scripps Inst. Oceanogr., Bull., Berkeley, Calif., USA, Tech. Ser., vol. 1, p. 159, pl. 4, fig. 3.

1980 *Trifarina carinata* (Cushman); Ingle *et al.*, p. 146, pl. 3, figs. 2-3.

2004 *Trifarina carinata* (Cushman); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 172, fig. 2.99.

**Ecología.** Está presente entre 40 y 500m de profundidad (Debenay y Basov, 1993).

**Material estudiado.** En las muestras superficiales únicamente aparecen 10 ejemplares (porcentaje inferior al 0,1% del total de foraminíferos bentónicos), encontrados a partir de 47m de profundidad sobre todo tipo de sedimento. Sin embargo, en los testigos alcanza porcentajes superiores al 1% en diversas muestras (p. ej. niveles 231cm, 220cm y 187cm del sondeo KS05-05, y 212cm y 162cm del sondeo KS05-10).

**Familia UVIGERINIDAE Haeckel, 1894**  
**Subfamilia UVIGERININAE Haeckel, 1894**

**Género *Uvigerina* d'Orbigny, 1826**  
***Uvigerina peregrina* Cushman, 1923**  
(Lámina 1, Figuras 12-13)

1923 *Uvigerina peregrina* Cushman; Cushman, J.A., *The foraminifera of the Atlantic Ocean; Part 4-Lagenidae*. US Nat. Mus., Bull., Washington, D.C., USA, 1923, n° 104, p. 166, pl. 42, figs. 7-10.

1995 *Uvigerina peregrina* Cushman; Levy *et al.*, p. 38, pl. 8, fig. 11.

1999 *Uvigerina peregrina* Cushman; Guimerans y Currado, p. 194, pl. 2, fig. 1 a-c.

2001 *Uvigerina peregrina* Cushman; Jannink, pp. 158-159, fig. 6.

2004 *Uvigerina peregrina* Cushman; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, pp. 162-164, figs. 2.93-2.95.

**Descripción.** Desarrollo inicial triseriado, que pasa rápidamente a biseriado. Cámaras subglobosas, muy numerosas en los ejemplares adultos, separadas por suturas deprimidas ligeramente arqueadas. Caparazón ornamentado por numerosas costillas longitudinales gruesas, que se interrumpen en los márgenes intercamerales, generando un perfil aserrado en las suturas. La superficie de las cámaras se encuentra cubierta por numerosos granos calcíticos bien visibles. Pared calcítica, hialina y finamente perforada. Abertura terminal simple, situada al final de un cuello corto, rodeada por un fino labio y con una placa dental.

**Ecología.** Se encuentra en aguas con temperaturas de 5 a 15°C y salinidades comprendidas entre 34,9 y 35,1‰ (Murray, 1991). Aparece entre 201 y 3000m de profundidad (Murray, 1970; Caralp *et al.*, 1970; Pujos, 1976), sobre sedimentos finos, concretamente sobre limo, tanto arenoso como rico en carbono orgánico (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). Puede presentar un modo de vida epifaunal y endofaunal superficial (Schmiedl *et al.*, 2000;

Murray, 2006), tolerando la carencia de oxígeno (Lohmann, 1978). Presenta una correlación positiva con la concentración de materia orgánica en el sedimento (Altenbach y Sarnthein, 1989; Altenbach *et al.*, 1999; Rijk *et al.*, 1999; Fontanier *et al.*, 2002), siendo una especie dominante cuando el flujo de carbono orgánico excede de 2 a 3 g/m<sup>2</sup>a (Altenbach, 1988). Indica elevada productividad (Lutze, 1986), llegando a ser la especie principal en zonas de upwelling (Debenay y Konate, 1987). Está influenciada por la rama superior del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) o del Agua Profunda Circumpolar (CDW) (Schnitker, 1979).

**Material estudiado.** Con 1316 ejemplares, esta especie incluye al 4,1% de la totalidad de individuos obtenidos en la plataforma Vasca. Es mayoritaria a partir de 90m de profundidad, aumentando su porcentaje hacia el borde de talud, aunque puede aparecer de manera accesoria a menor batimetría, sobre todo tipo de sedimento, pero principalmente en los finos.

**Superfamilia CASSIDULINACEA d'Orbigny, 1839**

**Familia CASSIDULINIDAE d'Orbigny, 1839**

**Subfamilia CASSIDULININAE d'Orbigny, 1839**

**Género *Cassidulina* d'Orbigny, 1826**

***Cassidulina carinata* Cushman, 1922**

1922 *Cassidulina laevigata* d'Orbigny var. *carinata* Cushman; Cushman, J. A., *The foraminifera of the Atlantic Ocean; Part 3-Textulariidae*. U.S. Nat. Mus., Bull., Washington, D.C., USA, n° 104, p. 124, pl. 25, figs. 6-7.

1974 *Cassidulina levigata* var. *carinata* Cushman; Colom, p. 172, fig. 42 g-h.

**Ecología.** Especie de aguas templadas-cálidas (13 a 16°C) con salinidad comprendida entre 38 y 39‰ (Parker, 1958). Está presente desde la plataforma interna hasta el borde de talud (Parker, 1958), sobre arena, limo arenoso y limo (Murray, 1991). Tiene un modo de vida epifaunal (Murray, 2006). Es abundante en medios con flujos de moderados a altos de materia orgánica (Murray, 1991). Se comporta como oportunista en condiciones eutróficas (Abu-Zied *et al.*, 2008). Está relacionada con la Vena de Agua Mediterránea (MOW) (Altenbach *et al.*, 1999).

**Material estudiado.** A pesar de que en las muestras superficiales no es una especie predominante (11 ejemplares, representando menos del 0,1% del total de individuos), aparece en porcentajes superiores al 1% entre las muestras 172 y 155cm en el testigo KS05-05, así como en 112, 100, 67, 12 y 1cm en KS05-10. En la plataforma, está presente a partir de 120m de profundidad, principalmente sobre arena muy fina, apareciendo también en arena fina y limo.

***Cassidulina laevigata* d'Orbigny, 1826**

(Lámina 1, Figuras 14-16)

1826 *Cassidulina laevigata* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, sér. 1, vol. 7, p. 282, pl. 15, fig. 4-5.

1922 *Cassidulina laevigata* d'Orbigny; Cushman, p. 122, pl. 24, fig. 4.

1974 *Cassidulina laevigata* d'Orbigny; Colom, p. 172, fig. 42 f.

**Descripción.** Caparazón biseriado discoidal, ligeramente biconvexo en su parte central y margen periférico angular, de contorno circular y levemente lobulado. En la última vuelta posee cuatro cámaras subtriangulares que aumentan rápidamente de tamaño. Suturas limbadas, ligeramente deprimidas hacia la periferia, y arqueadas. Pared calcítica, hialina, perforada, con poros de mayor tamaño en la parte central de las cámaras, disminuyendo su tamaño hacia la periferia y los márgenes suturales. Abertura simple y estrecha, orientada subparalelamente a la periferia, rodeada por un labio fino en uno de sus márgenes.

**Ecología.** Vive en masas de agua con temperaturas comprendidas entre -1 y 17°C y salinidades que varían entre 34,9 y 35,11‰ (Murray, 1991). Aparece en batimetrías de 100 a 2500m de profundidad (Murray, 1991), sobre arena biogénica y limo (Mackensen y Hald, 1988; Murray, 1991). Con un modo de vida epifaunal o endofaunal (Murray, 2006), es abundante en medios con un flujo elevado de materia orgánica y bien oxigenados (Gupta, 1997; Stigter *et al.*, 1998), llegando a ser un competidor importante por el alimento en microhábitats superficiales bien oxigenados (Stigter *et al.*, 1998). Es resistente a un nivel relativamente elevado de perturbación, causada por depredadores pertenecientes a la macrofauna (Stigter *et al.*, 1998). Su abundancia muestra una correlación positiva con el porcentaje de arena gruesa y negativa con el sedimento fino y el porcentaje en TOC del medio (Murray, 2006). Especie relacionada con corrientes de upwelling (Levy *et al.*, 1995).

**Material estudiado.** Se han identificado 2779 ejemplares, que se corresponden con el 8,7% del total de los individuos bentónicos extraídos en las muestras superficiales. Aparece a partir de 50m de profundidad y en todo tipo de sedimento.

**Género *Globocassidulina* Voloshinova, 1960**

***Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881)**

(Lámina 1, Figuras 17-18)

- 1881 *Cassidulina subglobosa* Brady; Brady, H.B., *Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the "Challenger" Expedition; part III*. Quart. Journ. Micr. Sci., London, vol. 21, p. 60; fig. in Brady, 1884, Rept. Voy. Challenger, Zool., vol. 9, pl. 54, fig. 17.
- 1991 *Cassidulina subglobosa* Brady; Denne y Sen Gupta, p. 176, pl. 1, fig. 10.
- 1995 *Globocassidulina subglobosa* (Brady); Fatela, p. 143, pl. 1, fig. 2 a-b.
- 1995 *Globocassidulina subglobosa* (Brady); Levy *et al.*, p. 33, pl. 7, fig. 7.
- 1997 *Globocassidulina subglobosa* (Brady); Schmiedl *et al.*, p. 277, pl. 2, fig. 18.
- 2004 *Globocassidulina subglobosa* (Brady); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 130, fig. 2.73.

**Descripción.** Caparazón subesférico, con 4 pares de cámaras globulares en la última vuelta, con un desarrollo biseriado. Suturas simples y deprimidas, en ocasiones apenas visibles. Pared calcítica hialina, con una perforación muy fina. La abertura es una hendidura fina, rodeada completamente por un labio grueso muy marcado.

**Ecología.** Es una especie típica de aguas frías (4 a 9°C) y salinidades de 35‰ o superiores (Murray, 1991). Está presente entre 377 y 4095m de profundidad, sobre sedimento limoso (Murray, 1991). Presenta un modo de vida epifaunal (Rathburn y Corliss, 1994). Adaptada a bajo flujo de materia orgánica y al aumento de velocidad de las corrientes de fondo (Fariduddin y Loubere, 1997), se alimenta de fitodetritus (Gooday *et al.*, 1992; Gooday, 1993). Es común en zonas de upwelling (Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993). Especie

característica del Agua Mediterránea (MOW), es también una de las principales indicadoras del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) (Murray *et al.*, 1986).

**Material estudiado.** Se han identificado 1421 individuos, lo que corresponde al 4,4% del total de los ejemplares extraídos. Aparece a lo largo de toda la plataforma, siendo más abundante a partir de 80m de profundidad, y en todo tipo de sedimento, pero principalmente en los finos.

**Orden GLOBIGERINIDA Delage y Herouard, 1896**  
**Suborden GLOBIGERININA Delage y Herouard, 1896**  
**Superfamilia GLOBIGERINACEA Carpenter, Parker y Jones, 1862**  
**Familia GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker y Jones, 1862**  
**Subfamilia GLOBIGERININAE Carpenter, Parker y Jones, 1862**

**Género *Globigerina* d'Orbigny, 1826**  
***Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826**  
 (Lámina 3, Figuras 1-2)

- 1826 *Globigerina bulloides* d'Orbigny; d'Orbigny, A., Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. Ann. Sci. Nat., Paris, France, sér. 1, vol. 7, p. 277, figs. En: Barker-Webb y Berthelot, *His. Nat. des Illes Canaries*, Paris, France, 1839, vol. 2, n° 2, Zool., p. 132, pl. 2, figs. 1-3.
- 1988 *Globigerina bulloides* d'Orbigny; Loeblich y Tappan, p. 489, pl. 535, figs. 1-7.
- 1994 *Globigerina bulloides* d'Orbigny; Jones, p. 88, pl. 77-78, figs. 3-7.
- 1995 *Globigerina bulloides* d'Orbigny; Yassini y Jones, p. 183, figs. 1078-1081.
- 2000 *Globigerina bulloides* d'Orbigny; Abreu, p. 287, pl. 2, fig. 3.
- 2004 *Globigerina bulloides* d'Orbigny; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 291, fig. 2.170.

**Descripción.** Caparazón globular, con desarrollo trocoespiral. Presenta un margen periférico lobulado y subredondeado. La última vuelta está formada por cuatro cámaras bien visibles subredondeadas que aumentan rápidamente de tamaño, quedando la última en posición central. Las suturas, deprimidas, se encuentran muy marcadas. El lado umbilical está muy abierto, permitiendo observar las suturas de las cámaras que conforman la vuelta precedente. Pared calcítica, hialina, cubierta por poros grandes muy numerosos, localizados en la parte central de pequeños tubérculos cónicos que ornamentan toda la concha, a partir de los cuales se desarrollan las espinas en las formas juveniles, cuando el individuo está vivo. La abertura es un arco umbilical, muy abierto y de gran tamaño.

**Ecología.** Se presenta en aguas con unos amplios rangos de temperatura (entre 0 y 28°C, con un óptimo entre 3 y 19°C) y salinidad (de 25 a 37‰, con los valores óptimos comprendidos entre 35 y 37‰) (Pujol, 1980). Vive a profundidades inferiores a 400m en la columna de agua, preferentemente entre 50 y 100m (Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989) por lo que habita, principalmente, en y por encima de la termoclina (Fairbanks *et al.*, 1982; Hemleben *et al.*, 1989; Steens *et al.*, en Summerhayes *et al.*, 1992). Las formas juveniles son espinosas, mientras que los adultos no presentan espinas, ambos con simbiontes (Hemleben y Spindler, 1983). En aguas frías dominan las formas sin espinas, no estando restringidas a la zona fótica, al perder los simbiontes (Hemleben *et al.*, 1989). Es una



especie de clima transicional a polar (Hemleben y Spindler, 1983; Hemleben *et al.*, 1989) que indica corrientes de upwelling (Thunell y Sautter, en Summerhayes *et al.*, 1992). Su distribución está controlada por el alimento, no por la salinidad o por la temperatura, siendo una especie indicadora de condiciones oligotróficas (Pujol, 1980; Deuser *et al.*, 1981; Loubere, 1981; Reynolds y Turnell, 1985; Pujol y Vergnaud Grazzini, 1989; Peterson *et al.*, 1991).

**Material estudiado.** Se han identificado 1289 ejemplares pertenecientes a esta especie en las muestras superficiales analizadas, por lo que incluye el 15,9% del total de los individuos planctónicos extraídos. Aparece a lo largo de toda la plataforma, con valores máximos a 80 y 150m de profundidad y un valor mínimo en 108m.

**Género *Globigerinella* Cushman, 1927**

***Globigerinella calida* (Parker, 1962)**

(Lámina 3, Figuras 3-4)

1962 *Globigerina calida* Parker; Parker, F. L., *Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments*. Micropaleontology, vol. 8, nº2, pp. 221, pl. 1, figs. 9-13, 15.

1989 *Globigerinella calida* (Parker); Hemleben *et al.*, p. 18, fig. 2.3 e y f.

**Descripción.** Caparazón subgloboso con desarrollo trocoesprial. Las cámaras, redondeadas, están poco solapadas, separadas por suturas deprimidas muy marcadas, presentando un crecimiento muy rápido. Pared calcítica, hialina y perforada, con la superficie ornamentada por numerosas papilas distribuidas por todo el caparazón. La abertura, extraumbilical, está desplazada hacia uno de los extremos de la concha.

**Ecología.** Esta especie es característica de la zona subtropical (Boltovskoy, 1981). Presenta su máxima abundancia por debajo de la termoclina, entre los 50 y 100m de profundidad, bajo la zona de clorofila máxima (Boltovskoy, 1981; Fairbanks *et al.*, 1982). Responde a cambios de temperatura de la columna de agua, pero no a los de las aguas superficiales (Fairbanks *et al.*, 1982).

**Material estudiado.** 120 de los individuos encontrados pertenecen a esta especie, por lo que representan el 1,5% del total de foraminíferos planctónicos estudiados. Es más abundante entre 80 y 90m, apareciendo a mayor profundidad de manera accesoria.

**Género *Globigerinoides* Cushman, 1927**

***Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839)**

(Lámina 3, Figuras 5-7)

1839 *Globigerina rubra* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Foraminifères*. En: Ramon de la Sagra, *Histoire physique et naturelle de l'île de Cuba*. A. Bertrand, Paris, France, vol. 8, pl. 4, figs. 12-14.

1988 *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny); Loeblich y Tappan, p. 490, pl. 536, figs. 1-6.

1994 *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny); Jones, p. 90, pl. 81, figs. 4-5.

1995 *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny); Yassini y Jones, p. 184, figs. 1093-1097.

2000 *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny); Abreu, p. 288, pl. 3, figs. 1-3.

2004 *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 301, 303, figs. 2.176-2.177.

**Descripción.** Caparazón con enrollamiento trocoespiral y morfología muy variada, desde cónica hasta subredondeada. En la última vuelta presenta tres cámaras subglobosas, separadas por suturas deprimidas bien marcadas. La última cámara puede estar comprimida en su parte superior, lo que la diferencia de otras especies similares. Pared calcítica, hialina y perforada con poros grandes bien visibles, dispuestos en la parte central de unas estructuras hexagonales que ornamentan toda la superficie del caparazón. La abertura principal es un arco amplio localizado en la parte central del lado umbilical, en la base de la última cámara. También puede presentar numerosas aberturas secundarias, situadas en las suturas intercamerales en el lado espiral. Presenta dos variedades o morfotipos de acuerdo a la coloración de la concha: *G. ruber* var. *alba*, cuando la concha posee una coloración blanca, y *G. ruber* var. *rosae*, cuando la concha tiene color rojo o rosado en el exterior.

**Ecología.** Es una especie asociada a temperaturas elevadas (de 14 a 29°C, con un óptimo entre 21 y 25°C), con un rango de salinidad comprendido entre 22 y 49‰, siendo los valores óptimos de 35,8 a 36,8‰ (Pujol, 1980). Vive por encima de los 50m de profundidad en la columna de agua (Hemleben *et al.*, 1989). Es una especie espinosa con simbiosis, por lo que está restringida a la zona fótica (Pujol, 1980; Hemleben *et al.*, 1989). Las dos variedades que presenta están controladas por la temperatura y la salinidad: la *rosae* es de aguas más cálidas, mientras la *alba* es de aguas más frías (Bé, 1960). Es muy susceptible de disolución química (Chen *et al.*, 1998).

**Material estudiado.** La mayoría de los ejemplares encontrados pertenecen a la variedad *alba*, siendo la variedad *rosae* prácticamente accesoria, apareciendo principalmente en la plataforma media y externa, no estando presente dicha variedad en las muestras más profundas. Por su parte, de la variedad *alba* se han encontrado 1368 individuos, que representan el 16,9% del total de ejemplares planctónicos encontrados. Es abundante a lo largo de toda la plataforma.

#### Subfamilia ORBULININAE Schultze, 1854

##### Género *Orbulina* d'Orbigny, 1839

##### ***Orbulina bilobata* (d'Orbigny, 1846)**

1846 *Globigerina bilobata* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Autriche)*. Guide et Comp., Paris, p. 164, pl. 9, figs. 11-14.

1983 *Orbulina bilobata* (d'Orbigny); Kennett y Srinivasan, p. 88, pl. 20, figs. 7-9.

**Observaciones.** Algunos autores (p. ej. Hemleben *et al.*, 1989) consideran *O. bilobata* como una forma o variedad bicamerada de *Orbulina universa*, debida a la sobrealimentación, más que como una especie diferente.

##### ***Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951**

1951 *Orbulina suturalis* Brönnimann; Brönnimann, P., *The genus Orbulina d'Orbigny in the Oligo-Miocene of Trinidad*. B.W.I. Contr. Cush. Found. Foram. Res., vol. 2, nº 4, p. 135, pl. 2, figs. 1-5.

**Observaciones.** Inicialmente, Brönnimann (1951) definió *O. suturalis* como una nueva especie típica de los sedimentos terciarios, determinando su desaparición durante el Mioceno, lo que la convertía en una especie índice. Sin embargo, trabajos posteriores certificaron su presencia en los sedimentos recientes, perdiendo dicha connotación de especie biomarcadora. Actualmente, existe cierta controversia sobre si se trata de una especie diferente o si, en realidad, es una variedad morfológica de *O. universa* (F.J. Sierro, com. pers.).

### ***Orbulina universa* d'Orbigny, 1839**

(Lámina 3, Figura 8)

- 1839 *Orbulina universa* d'Orbigny; d'Orbigny, A., Foraminifères. En: Ramon de la Sagra, *Histoire physique et naturelle de l'île de Cuba*. A. Bertrand, Paris, France, p. 2. Figs. Publicadas por separado en el vol. 8, pl. 1, fig. 1.
- 1988 *Orbulina universa* d'Orbigny; Loeblich y Tappan, pp. 494, pl. 541, figs. 1-11.
- 1995 *Orbulina universa* d'Orbigny; Yassini y Jones, p. 186, fig. 1110.
- 2000 *Orbulina universa* d'Orbigny; Abreu, p. 289, pl. 2, fig. 1.
- 2003 *Orbulina universa* d'Orbigny; Chowdhury *et al.*, p. 397, pl. 1, fig. 12.
- 2004 *Orbulina universa* d'Orbigny; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 310, fig. 2. 183.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral en su desarrollo inicial, con la última cámara uniseriada que recubre a las cámaras previas, por lo que el caparazón adulto se compone de una única cámara esférica. Los ejemplares vivos presentan numerosas espinas calcíticas, que pierden tras su muerte, unidas al caparazón por unos mamelones que permanecen como ornamentación de la superficie de la concha tras la pérdida de dichas espinas. Pared calcítica, hialina y perforada, con dos tipos de poros diferentes: unos pequeños, circulares y numerosos y otros también redondeados, de mayor tamaño y menos numerosos. La abertura, posiblemente, sea de tipo areal, aprovechando estos poros de mayor tamaño.

**Ecología.** Especie tropical a subtropical fría (Bé, 1967; Pujol, 1980), que está presente en masas de agua con temperaturas de 12 a 31°C, con valores óptimos entre 17 y 25°C, y salinidades comprendidas entre 35,7 y 36,6‰ (con el óptimo entre 36,1 y 36,5‰) (Pujol, 1980), aunque tolera condiciones de baja salinidad (Bé y Tolderlund, 1971). Habita en la parte superficial de las masas de agua (Hemleben *et al.*, 1989), ya que, al presentar simbiosis, está restringida a la zona fótica (Hemleben *et al.*, 1989; Spero y Parker, 1985). Su tamaño en los ejemplares adultos está relacionado con la temperatura y la disposición de alimento (Hemleben *et al.*, 1989). Presenta una ontogenia variable, desde multicameral en el estadio juvenil a unicameral en el estadio adulto (Hemleben *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han identificado 342 ejemplares, por lo que esta especie representa el 4,2% del total de individuos planctónicos encontrados en las muestras superficiales. Aunque aparece a lo largo de toda la plataforma, es más común en la zona externa.

Familia HASTIGERINIDAE Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

Género *Hastigerina* Thomson, 1876  
***Hastigerina siphonifera* (d'Orbigny, 1839)**

- 1839 *Globigerina siphonifera* d'Orbigny; d'Orbigny, A., Foraminifères. En: Ramon de la Sagra, *Histoire physique et naturelle de l'île de Cuba*. A. Bertrand, Paris, France, p. 83. Figs. Publicadas por separado en el vol. 8, pl. 4, figs. 15-16.
- 1980 *Hastigerina siphonifera* (d'Orbigny); Pujol, p. 31, fig. 14 j.
- 1995 *Hastigerina siphonifera* (d'Orbigny); Yassini y Jones, p. 187, figs. 1082-1083.
- 2004 *Hastigerina siphonifera* (d'Orbigny); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 311, fig. 2.184.

**Ecología.** Especie subpolar a tropical, que habita en un rango de temperaturas comprendido entre 11 y 30°C, con un óptimo entre 17 y 25°C, y salinidades de 27 a 45‰ (óptimo entre 21,6 y 26,2‰) (Pujol, 1980). Vive en la parte superficial de la columna de agua (Pujol, 1980), ya que se trata de una especie espinada con dos tipos diferentes de simbiontes, lo que la limita a la zona fótica (Hemleben *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han encontrado 44 individuos pertenecientes a esta especie, que se corresponden con el 0,5% del total de ejemplares planctónicos analizados en las muestras obtenidas en la plataforma. Aparece entre 120 y 150m de profundidad.

Superfamilia GLOBOROTALIACEA Cushman, 1927

Familia CANDEINIDAE Cushman, 1927

Subfamilia GLOBIGERINITINAE Bermúdez, 1951

Género *Globigerinita* Brönnimann, 1951

***Globigerinita glutinata* (Egger, 1893)**

(Lámina 3, Figuras 9-10)

- 1893 *Globigerina glutinata* Egger; Egger, J.G., *Foraminiferen aus Meeresgundproben, gelotht von 1874 bis 1876 von S.M.Sch. Gazelle*. K. bayer. Akad. Wiss., math.-physik. Cl., Abh., München, Deutschland, bd. 18, abth. 2, p. 371, pl. 13, figs. 19-2.
- 1971 *Globigerinita glutinata* (Egger); Murray, p. 219, pl. 19, figs. 1-6.
- 2000 *Globigerinita glutinata* (Egger); Abreu, p. 289, pl. 2, figs. 6-7.
- 2003 *Globigerinita glutinata* (Egger); Chowdhury *et al.*, p. 397, pl. 2, fig. 24.
- 2004 *Globigerinita glutinata* (Egger); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 286, fig. 2.168.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral, con la periferia lobulada. La última vuelta presenta 4 ó 5 cámaras subredondeadas y globosas, separadas por suturas deprimidas muy marcadas. Todas estas cámaras terminan hacia la zona umbilical, que se encuentra deprimida. Pared calcárea, hialina y perforada, con una ornamentación compuesta por pequeños mamelones que la recubren casi en su totalidad. La abertura es una hendidura umbilical pequeña, situada al final de la última cámara, que cierra a las anteriores. Puede presentar aberturas secundarias localizadas en las suturas intercamerales. Los ejemplares adultos suelen presentar una bulla

(estructura accesoria carbonatada y perforada, más lisa que la superficie de las cámaras) que recubre el lado umbilical.

**Ecología.** Especie subtropical a subpolar (Bé, 1967), se presenta en aguas con un rango de temperaturas muy amplio, entre 3 y 30°C, con valores óptimos de 11 a 25°C, y salinidades de 34,5 a 36,6‰, con preferencia entre 35,7 y 36,6‰ (Bé, 1967; Pujol, 1980). Con una distribución entre los 50 y 100m de profundidad en la columna de agua (Pujol, 1980), prefiere la zona fótica más superficial, siendo más abundante en las zonas próximas a la termoclina (Oberhänsli *et al.*, 1992). Es más productiva cuando las aguas superficiales están frías, poco estratificadas, la termoclina es profunda y el fitoplancton es muy abundante (Chen *et al.*, 1998; Thunell y Honjo, 1983).

**Material estudiado.** Se han encontrado 212 ejemplares, correspondientes a 2,6% del total de individuos encontrados. Aparece a lo largo de toda la plataforma, pero es más abundante entre los 110 y los 130m de profundidad.

### Familia GLOBOROTALIIDAE Cushman, 1927

#### Género *Globorotalia* Cushman, 1927

#### ***Globorotalia inflata* (d'Orbigny, 1839)**

(Lámina 3, Figuras 11-13)

1839 *Globigerina inflata* d'Orbigny; d'Orbigny, A., Foraminifères dès Iles Canaries. En: Barker-Webb y Berthelot, *Hist. Nat. des Iles Canaries*. Paris, France, vol. 2, nº 2, p. 134, pl. 2, figs. 7-9.

1971 *Globorotalia inflata* (d'Orbigny); Murray, p. 223, pl. 93, figs. 1-6.

1980 *Globorotalia inflata* (d'Orbigny); Pujol, p. 29, fig. 14 g.

1994 *Globorotalia inflata* (d'Orbigny); Jones, p. 88, pl. 79, figs. 8-10.

1995 *Turborotalia inflata* (d'Orbigny); Yassini y Jones, p. 185, figs. 1113-1116, 1120.

2000 *Globorotalia inflata* (d'Orbigny); Abreu, p. 287, pl. 4, fig. 3.

2004 *Globorotalia inflata* (d'Orbigny); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 273, fig. 2.161.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral, con el lado espiral recto y la periferia angulosa, con la última cámara formando un ángulo agudo. En la última vuelta, presenta cuatro cámaras amplias y subtrapezoidales, separadas por suturas deprimidas poco visibles. Pared calcítica, hialina y perforada, con la superficie de la concha ornamentada por pequeñas papilas, que pueden cubrir las cámaras en mayor o menor medida. La abertura, una hendidura redondeada muy amplia situada al final de la última cámara en el lado umbilical, puede poseer un fino labio en la parte superior.

**Ecología.** Es una especie típica del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), presente en la bioprovincia transicional (Bé y Hamlin, 1967; Bé y Tolderlund, 1971; Bé y Hutson, 1977), en temperaturas comprendidas entre 13 y 19°C (con un óptimo a 16,5°C) (Bé, 1977; Pujol, 1980) y salinidades de 35 a 36,5‰ (preferentemente 35,2‰) (Pujol, 1980). Habita en profundidades superiores a los 100m en la columna de agua, aunque calcifica en la zona de mezcla superficial (Bé, 1977; Fairbanks *et al.*, 1980), al ser una especie no espinada. Sin embargo, su distribución en la columna de agua es variable, ya que, mientras las formas juveniles viven en la zona fótica, en el estadio adulto puede descender por debajo de los 500m de profundidad (Pujol, 1980;

Sautter y Thunell, 1989). Es más productiva con aguas superficiales frías, poco estratificadas y fitoplancton muy abundante (Thunell y Honjo, 1983; Sautter y Thunell, 1989; Hemleben *et al.*, 1989; Thunell y Sautter, en Summerhayes *et al.*, 1992). Además, presenta una producción más elevada con concentraciones altas de fosfatos (Ottens, 1992).

**Material estudiado.** Con 919 ejemplares, esta especie incluye el 11,3% de los individuos planctónicos analizados en las muestras superficiales. Aunque aparece a lo largo de toda la zona de estudio, presenta picos máximos de abundancia en 108m y en torno a los 150m de profundidad.

### ***Globorotalia scitula* (Brady, 1882)**

1882 *Pulvinula scitula* Brady; Brady, H.B., Report on foraminifera. En: Tizard y Murray, J. *Exploration of the Farøe Channel during the summer of 1880, in Her Majesty's hired Ship "Knight Errant"*. Roy. Soc. Edinburg, Proc., vol. 11 (1880-1882), nº 111, p. 176. Fig. en Brady, H.B., 1884, Rept. Voy. Challenger, Zool., vol. 9, pl. 103, fig. 7 como *Pulvinulina patagonica*.

1980 *Globorotalia scitula* (Brady); Pujol, p. 27, fig. 14 e.

1994 *Globorotalia scitula* (Brady); Jones, p. 103, pl. 103, fig. 7.

2000 *Globorotalia scitula* (Brady); Abreu, p. 287, pl. 4, fig. 2.

2004 *Globorotalia scitula* (Brady); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 274, fig. 2162.

**Ecología.** Es característica de la región subpolar o de transición, prefiriendo temperaturas comprendidas entre 4 y 15°C y salinidades de 35,5‰ (Pujol, 1980). Sin espinas ni simbiontes, vive por debajo de la zona fótica (Hemleben *et al.*, 1989), alcanzando profundidades de más de 500m en la columna de agua (Bé, 1967).

**Material estudiado.** Se han identificado 73 individuos, lo que representan el 0,9% del total de foraminíferos planctónicos analizados en la plataforma. Es una especie accesoria, que suele aparecer a 120 y 152m de profundidad.

### ***Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839)**

1839 *Rotalina truncatulinoides* d'Orbigny; d'Orbigny, A., Foraminifères des Iles Canaries. En: Barker-Webb y Berthelot, *Hist. Nat. Des Iles Canaries*. Paris, France, vol. 2, nº 2, p. 132, pl. 2, figs. 25-27.

1971 *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny); Murray, p. 227, pl. 95, figs. 1-7.

1980 *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny); Pujol, p. 31, fig. 14 j.

1988 *Truncorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny); Loeblich y Tappan, p. 477, pl. 520, figs. 1-9.

1994 *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny); Jones, p. 104, pl. 104, figs. 1-2.

1995 *Truncorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny); Yassini y Jones, p. 185, figs. 1105-1107.

2000 *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny); Abreu, p. 287, pl. 4, fig. 8.

2004 *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 276, fig. 2.163.

**Ecología.** Especie típica de la región tropical/subtropical, es más abundante en zonas subtropicales de aguas frías (Bé, 1967; Bé y Tolderlund, 1971; Pujol, 1980; Cifelli y McCloy,

1983; Arnold y Parker, en Sen Gupta, 1999), con temperaturas de 15 a 22°C y salinidades de 35,8 a 36,5‰ (Pujol, 1980). Habita en la zona epipelágica entre Noviembre y Mayo (momento de su reproducción), alcanzando mayor profundidad el resto del año (de 300 a 1500m) (Pujol, 1980). De los dos enrollamientos que puede presentar, la forma dextrorsa es típica de temperaturas más cálidas, mientras la forma sinestrosa es característica de condiciones más frías (Bé, 1960). Desciende a zonas mesopelágicas o batipelágicas al aumentar la temperatura superficial (Pujol, 1980). Además, aumenta el número de cámaras al descender a gran profundidad (Hemleben y Spindler, 1983).

**Material estudiado.** La variedad sinestrosa es accesoria tanto en la plataforma Vasca (10 ejemplares, que representan el 0,1% del total) como en las muestras obtenidas en los sondeos. Sin embargo, de la variedad dextrorsa se han identificado 72 individuos, los cuales se corresponden con el 0,9% del total de foraminíferos planctónicos analizados en las muestras de superficie. La forma dextrorsa es más abundante a 150m de profundidad, apareciendo también a 108 y 126m, mientras la sinestrosa se ha encontrado de manera accesoria a 103 y 110m.

### Género *Neogloboquadrina* Bandy, Frerichs y Vincent, 1967

#### *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861)

(Lámina 3, Figuras 14-21)

- 1861 *Aristerospira pachyderma* Ehrenberg; Ehrenberg, C.G., *Element des tiefen Meeresgrundes im Mexikanischen Golfstrome bei Florida: Über die Tiefgrund-Verhältnisse des Oceans am Eingange der Davisstrasse und bei Island*. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Monatsber, Berlin, Deutschland, pp. 276-277, 303, pl. 1, fig. 4.
- 1994 *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg); Jones, p. 90, pl. 81, figs. 4-5.
- 1997 *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg); Asioli y Lagone, p. 197, fig. 4.
- 2000 *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg); Abreu, p. 289, pl. 1, figs. 2-5.
- 2004 *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, pp. 277, 279, figs. 2.164-2.165.

**Descripción.** Caparazón subredondeado, con desarrollo trocoespiral y contorno lobulado. La última vuelta posee entre 4 y 5 cámaras globosas, separadas por suturas deprimidas. Pared calcítica, hialina y perforada, ornamentada en superficie por pequeños granos carbonatados. La abertura es una hendidura más o menos abierta, umbilical a extraumbilical, rodeada por un labio. Presenta dos variedades de acuerdo al sentido de enrollamiento, *N. pachyderma* var. dextrorsa y *N. pachyderma* var. sinestrosa.

**Observaciones.** Principalmente en los ejemplares con enrollamiento sinestroso, se pueden observar dos morfotipos diferentes de *N. pachyderma*. Por un lado, una forma cerrada, con un caparazón subredondeado con cámaras globosas, poco diferenciadas y muy calcificadas, con una abertura umbilical muy estrecha rodeada por un fino labio. Por otro lado, una forma abierta, con un contorno lobulado, cámaras globosas bien diferenciadas por suturas más marcadas y deprimidas, con la pared fina y perforada, la abertura amplia y el labio más desarrollado. Las formas más cerradas parecen ser características de masas de agua más frías que las formas abiertas (F.J. Sierro, com. pers., 2010). Diversos autores (p. ej. Bé, 1960; Kennett, 1966; Lipps y Krebs, 1974; Kohfeld *et al.*, 1996) también han estudiado estos morfotipos en las formas dextrorsas, aunque no son tan abundantes como en el caso comentado.

**Ecología.** Debido a las numerosas diferencias ecológicas existentes entre las dos variedades de *N. pachyderma* de acuerdo a su sentido de enrollamiento, se describen ambas por separado:

*Neogloboquadrina pachyderma* var. *dextrosa* es una especie subpolar a tropical, presente en aguas con temperaturas de 6 a 18°C (con un óptimo entre 7 y 14°C) y salinidades de 34,5 a 35,5‰ (Pujol, 1980). Al no presentar simbiosis (Hemleben *et al.*, 1989), vive próxima o por debajo de la termoclina (Peterson *et al.*, 1991), pudiendo alcanzar profundidades superiores a 200m, con un óptimo alrededor de los 400m (Pujol, 1980). Indica upwelling (Pujol, 1980; Thunell y Sauter, en Summerhayes *et al.*, 1992) y temperaturas de la subtermoclina inferiores a 12°C (Bé y Tolderlund, 1971). Abunda en profundidades de biomasa máxima, con la columna de agua homogenizada y fría (Pujol y Vergnaud Grazzini, 1995). Su presencia está controlada por la temperatura, el fitoplancton y las condiciones hidrográficas (Thunell y Sauter, en Summerhayes *et al.*, 1992; Pujol y Vergnaud Grazzini, 1995).

*Neogloboquadrina pachyderma* var. *sinestrosa* es una especie polar a subpolar (Pujol, 1980) que puede vivir en el hielo (Spindler y Dieckmann, 1986; Dieckmann *et al.*, 1991), mostrando un rango de temperatura comprendido entre 0 y 6°C, con un valor óptimo entre 0 y 4°C, y salinidades de 34,5 a 34,75‰ (Pujol, 1980). Sin simbiosis (Hemleben *et al.*, 1989), presenta dos picos de abundancia dentro de la columna de agua, 50-60m y 200m de profundidad (Pujol, 1980). Estos picos se explican porque, durante el estadio juvenil, vive por encima de la picnolina, mientras que en el estadio adulto habita dentro de la misma, a mayor batimetría (Kohfeld *et al.*, 1996). Este cambio en la batimetría en los morfotipos, indica que la calcificación última se produce a mayor profundidad (Asioli y Lagone, 1997). Abunda en el nivel máximo de biomasa, cuando la columna de agua está fría (Asioli y Lagone, 1997; Kohfeld *et al.*, 1996).

**Material estudiado.** De la variedad *dextrosa* se han encontrado 2196 ejemplares, que representan el 27,1% del total de foraminíferos planctónicos encontrados. De la variedad *sinestrosa*, se identifican 155 individuos, que se corresponden con el 1,9% del total de planctónicos encontrados. Mientras que la forma *dextrosa* es muy abundante en toda la plataforma, la forma *sinestrosa* se encuentra como accesoria en diversas muestras, principalmente a partir de 111m de profundidad. La variedad *sinestrosa* encontrada, principalmente, en la plataforma Vasca es la forma abierta (147 individuos, 1,8% del total), quedando la forma cerrada como accesoria (8 ejemplares, menos del 0,1% del total). Sin embargo, en la parte inferior del sondeo KS05-05 (muestras 242 a 155cm) y en la intermedia del testigo KS05-10 (niveles 145 a 33cm), la forma cerrada es más abundante que la abierta.

#### Género *Turborotalia* Cushman y Bermúdez, 1949

##### ***Turborotalia quinqueloba* (Natland, 1938)**

(Lámina 3, Figuras 22-24)

1938 *Globigerina quinqueloba* Natland; Natland, M.L., *New species of foraminifera from off the west coast of North America and from the later Tertiary of the Los Angeles Basin*. California Univ., Scripps Inst. Oceanogr., Bull., Berkeley, Calif., USA, Tech. Ser., vol. 4, n° 5, p. 149, pl. 6, fig. 7.

1980 *Globigerina quinqueloba* Natland; Pujol, p. 27, fig. 14 d.

2000 *Turborotalita quinqueloba* (Natland); Abreu, p. 287, pl. 2, fig. 3.



2004 *Globigerina quinqueloba* Natland; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 294, fig. 2.172.

**Descripción.** Caparazón globular con enrollamiento trocoesprial y periferia lobulada. En la última vuelta, presenta unas cinco cámaras subredondeadas que aumentan rápidamente de tamaño. Las suturas son deprimidas y están muy marcadas. La última cámara se extiende hacia la zona umbilical, tapando el ombligo y la abertura. Esta última, cuando no está cubierta por la última cámara, es una hendidura estrecha intraumbilical rodeada por un labio. Pared calcítica, hialina y perforada, con la superficie ornamentada por pequeños mamelones distribuidos por toda la concha.

**Ecología.** Es una especie típica de aguas transicionales frías a subárticas (Bé, 1967; Bé y Tolderlund, 1971), con temperaturas comprendidas entre 1 y 21°C, con un óptimo entre 5 y 10°C (Pujol, 1980) y salinidad de 30,5 a 36‰, principalmente entre 34,4 y 35‰ (Bé y Tolderlund, 1971; Pujol, 1980). Espinosa con simbiontes (Hemleben *et al.*, 1989), es epipelágica (Pujol, 1980), viviendo preferentemente en la zona fótica (Fairbanks *et al.*, 1980; Kohfeld *et al.*, 1996), siendo más abundante en las proximidades de la termoclina (Oberhänsli *et al.*, 1992). Está asociada a una elevada disponibilidad de alimento y corrientes de upwelling (Sautter y Thunell, 1991), así como a aguas turbulentas y más productivas (Johannessen *et al.*, 1994).

**Material estudiado.** Con un total de 1089 ejemplares, el 13,4% de la totalidad de foraminíferos planctónicos extraídos de las muestras de superficie pertenecen a esta especie. Aparece a lo largo de toda la plataforma, pero con picos máximos en 84 y 150m de profundidad.

**Orden LAGENIDA Delage y Herouard, 1896**  
**Suborden LAGENINA Delage y Herouard, 1896**  
**Superfamilia NODOSARIACEA Ehrenberg, 1838**  
**Familia ELLIPSOLAGENIDAE A. Silvestri, 1923**  
**Subfamilia ELLIPSOLAGENINAE A. Silvestri, 1923**

**Género *Fissurina* Reuss, 1850**  
***Fissurina lucida* (Williamson, 1848)**

1848 *Entosolenia marginata* (Montagu) var. *lucida* Williamson; Williamson, W.C., *On the recent British species of the genus Lagena*. Ann. Mag. Hist., London, England, 1848, p. 17, pl. 2, fig. 7.

1971 *Fissurina lucida* (Williamson); Murray, p. 97, pl. 39, figs. 1-3.

1976 *Fissurina lucida* (Williamson); Feyling-Hanssen, p. 356, pl. 6, figs. 1-2.

1980 *Fissurina lucida* (Williamson); Boltovskoy *et al.*, p. 32, pl. 15, figs. 17-20.

1995 *Fissurina lucida* (Williamson); Yassini y Jones, p. 124, fig. 873.

2004 *Fissurina lucida* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 75, fig. 2.43.

**Ecología.** Está presente en aguas con temperaturas entre 9 y 25°C y salinidades de 33,5 a 35‰ (Murray, 1991). Se encuentra desde la plataforma interna hasta el talud, pero puede ser arrastrada por las corrientes y aparecer viva en el litoral (Debenay, 1990), siempre sobre sedimento arenoso (Murray, 1991).

**Material estudiado.** Se han encontrado 24 ejemplares de esta especie, que representan el 0,1% del total de foraminíferos bentónicos estudiados. En la plataforma Vasca, se localiza a partir de 73m de profundidad, en sedimentos finos.

### ***Fissurina marginata* (Montagu, 1803)**

- 1803 *Vermiculum marginatum* Montagu; Montagu, G., *Testacea Britanica or natural history of British shells, marine, land, and fresh-water, including the most minute*. Romsey, England, printed by J.S. Hollis, p. 524.
- 1971 *Fissurina marginata* (Montagu); Murray, p. 97, pl. 39, figs. 4-6.
- 1976 *Fissurina marginata* (Montagu); Feyling-Hanssen, p. 356, pl. 6, figs. 3-4.
- 1995 *Fissurina marginata* (Montagu); Levy *et al.*, p. 29, pl. 6, fig. 4.
- 1995 *Fissurina marginata* (Montagu); Yassini y Jones, p. 124, fig. 872.
- 2004 *Fissurina marginata* (Montagu); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 77, fig. 2.44.

**Ecología.** Habita en aguas con temperaturas muy variables (desde 3-9°C hasta tropical) y salinidades comprendidas entre 31,6 y 32,45‰ (Yassini y Jones, 1995). Aparece desde la plataforma interna hasta zonas batiales, encontrándose en el litoral al ser transportada por las corrientes (Yassini y Jones, 1995).

**Material estudiado.** Se han obtenido 30 individuos, por lo que esta especie comprende al 0,1% del total de ejemplares extraídos. Se localiza a partir de 70m de profundidad, sobre todo en batimetrías superiores a 110m, en arcilla limosa y limo fangoso, pudiendo aparecer en otro tipo de sedimento como accesorio.

### ***Fissurina orbignyana* Seguenza, 1862**

- 1862 *Fissurina orbignyana* Seguenza; Seguenza, G., *Dei terreni Terziarii dell distretto di Messina: Parte II-Descrizione dei foraminiferi monotalamici delle marne mioceniche del distretto di Messina*. T. Capra, p. 66, pl. 2, figs. 25-26.
- 1971 *Fissurina orbignyana* Seguenza; Murray, p. 99, pl. 40, figs. 1-5.
- 1974 *Fissurina orbignyana* Seguenza; Colom, pp. 107, 109, fig. 13, h, l.
- 1986 *Fissurina orbignyana* Seguenza; Mathieu, pp. 255, 257, pl. 6, fig. 11.
- 1995 *Fissurina orbignyana* Seguenza; Levy *et al.*, p. 29, pl. 6, fig. 5.
- 2004 *Fissurina orbignyana* Seguenza; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 78, fig. 2.45.

**Ecología.** Especie presente en aguas frías (5,5 a 13°C) con salinidades de 25 a 35‰ (Murray, 1991). Se encuentra desde la plataforma media a zonas batiales, llegando a aparecer viva en el litoral por el arrastre de las corrientes (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), sobre arena limosa (Murray, 1991).

**Material estudiado.** Se han identificado 107 individuos de esta especie, por lo que incluye al 0,3% de los ejemplares extraídos en las muestras superficiales. Se localiza, principalmente, a partir de 70m de profundidad, apareciendo también en la plataforma interna, sobre todo tipo de sedimento.

## Subfamilia OOLININAE Loeblich y Tappan, 1961

Género *Favulina* Patterson y Richardson, 1987*Favulina hexagona* (Williamson, 1848)

- 1848 *Entosolenia squamosa* (Montagu) var. *hexagona* Williamson; Williamson, W.C., *On the recent British species of the genus Lagena*. Ann. Mag. Hist., London, England, ser. 2, vol. 1, p. 20, pl. 2, fig. 23.
- 1980 *Oolina hexagona* (Williamson); Boltovskoy *et al.*, p. 41, pl. 23, figs. 15-17.
- 1988 *Favulina hexagona* (Williamson); Loeblich y Tappan, p. 426, pl. 463, figs. 1-2.
- 1990 *Oolina hexagona* (Williamson); Finger *et al.*, p. 48, pl. 2, fig. 23.
- 1995 *Oolina hexagona* (Williamson); Levy *et al.*, p. 29, pl. 6, fig. 3.
- 1995 *Oolina hexagona* (Williamson); Yassini y Jones, p. 113, figs. 345-346, 349.
- 2004 *Oolina hexagona* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 70, fig. 2.38.

**Ecología.** Especie en la que ni la temperatura, ni la salinidad, ni el tipo de sedimento influyen en su distribución (Mathieu, 1986). Se encuentra desde la plataforma media a zonas batiales (Mathieu, 1986; Debenay, 1990), pudiendo aparecer viva en el litoral arrastrada por corrientes (Debenay, 1990). Aparece, así mismo, en las zonas afectadas por corrientes de upwelling (Debenay y Konate, 1987).

**Material estudiado.** Con 21 individuos, esta especie representa el 0,1% del total de ejemplares estudiados. Se encuentra desde la plataforma externa hasta el borde de talud (a partir de 90m), pudiendo aparecer a menor profundidad, sobre sustrato fino.

## Familia LAGENIDAE Reuss, 1862

Género *Lagena* Walker y Jacob, 1798*Lagena striata* (d'Orbigny, 1839)

- 1839 *Oolina striata* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Voyage dans l'Amérique Méridionale; Foraminifères*. Strasbourg, France, Lavrault, tome 5, p. 21, pl. 5, fig. 12.
- 1862 *Lagena striata* (d'Orbigny); Reuss, p. 327, pl. 3, figs. 44-45, pl. 4, figs. 46-47.
- 1884 *Lagena striata* (d'Orbigny); Brady, p. 460, pl. 47, figs. 22, 24, 28-29 (etc.).

**Ecología.** Está presente en aguas con temperaturas comprendidas entre 9 y 11°C y salinidades de 32,6 a 34,6‰ (Murray, 1991). Aparece desde la plataforma media hasta el borde de talud (100 a 900m), sobre sustrato fino (Murray, 1991).

**Material estudiado.** Se han obtenido 30 ejemplares, que representan el 0,1% del total de foraminíferos bentónicos estudiados en las muestras obtenidas en la plataforma Vasca. Se encuentra a partir de 90m de profundidad, en todo tipo de sedimento.

## Familia VAGINULINIDAE Reuss, 1860

## Subfamilia MARGINULININAE Wedekind, 1937

**Género *Amphicoryna* Schlumberger, 1881**

***Amphicoryna scalaris* (Batsch, 1791)**

- 1791 *Nautilus (Orthoceras) scalaris* Batsch; Batsch, A.I.G.C., *Testaceorum arenulae marinae tabule sex... (Sechs Kupfertafeln mit Conchylien des Seesandes)*. Jena, University Press, pp. 1, 4, pl. 2, fig. 4 a-b.
- 1980 *Amphicoryna scalaris* (Batsch); Boltovskoy *et al.*, p. 15, pl. 1, figs. 10-12.
- 1986 *Amphicoryna scalaris* (Batsch); Mathieu, pp. 247-248, pl. 6, figs. 4-5.
- 1995 *Amphicoryna scalaris* (Batsch); Levy *et al.*, p. 27, pl. 5, fig. 10.
- 1995 *Amphicoryna scalaris* (Batsch); Yassini y Jones, pp. 136-137, fig. 589.
- 1997 *Amphicoryna scalaris* (Batsch); Debenay y Redois (a), p. 251, pl. 1, fig. 8.
- 2004 *Amphicoryna scalaris* (Batsch); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 66, fig. 2.34.

**Ecología.** Habita en masas de agua de temperatura inferior a 16°C y salinidad superior a 36‰ (Mathieu, 1986). Aparece a partir de 50m de profundidad, siendo más abundante por encima de 100m (Adegoke *et al.*, en Schafer y Pelletier, 1976; Pujos, 1976; Debenay y Basov, 1993; Levy *et al.*, 1995; Alves-Martins, 1997), sobre arena fina con arcilla y limo (Pujos, 1976).

**Material estudiado.** Se han extraído 159 ejemplares, que se corresponden con el 0,5% del total de los individuos obtenidos en las muestras superficiales. Se encuentra en batimetrías superiores a 100m, principalmente en el borde de talud, en sedimentos cuyo tamaño de grano oscila entre la arcilla limosa y la arena media.

**Orden ROBERTINIDA Loeblich y Tappan, 1984**

**Suborden ROBERTINA Loeblich y Tappan, 1984**

**Superfamilia CERATOBULIMINACEA Cushman, 1927**

**Familia EPISTOMINIDAE Wedekind, 1937**

**Subfamilia EPISTOMININAE Wedekind, 1937**

**Género *Hoeglundina* Brotzen, 1948**

***Hoeglundina elegans* (d'Orbigny, 1826)**

(Lámina 1, Figuras 19-20)

- 1826 *Rotalia (Turbinulina) elegans* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, sér. 1, tome 7, p. 276, n° 54, fig. 2 in: Fornasini, Acc. Sci. Bologna, Mem., Bologna, Italia, 1906, ser. 6, tav. 1, fig. 10.
- 1980 *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny); Boltovskoy *et al.*, p. 35, pl. 18, figs. 14, 17.
- 1995 *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny); Levy *et al.*, pp. 29-30, pl. 6, fig. 8.
- 1995 *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny); Yassini y Jones, p. 143, figs. 787-789.
- 2004 *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 83, fig. 2.48.

**Descripción.** Caparazón de biconvexo a plano-convexo, con el borde circular y el margen periférico agudo, presentando una quilla bien marcada. La última vuelta posee entre 6 y 9 cámaras subtrapezoidales en el lado espiral, separadas por suturas ligeramente deprimidas y arqueadas, así como subtriangulares en el lado umbilical, delimitadas por suturas radiales.

Pared calcítica, hialina y finamente perforada, que en lupa binocular muestra un aspecto opaco, liso y muy brillante. La abertura simple es una hendidura curvada, con forma de media luna, localizada en la base del lado abertural de la última cámara.

**Ecología.** Especie típica de aguas frías (2 a 4°C) (Schnitker, 1974) y de baja salinidad (inferior a 36‰) (Mathieu, 1986). Se localiza desde la plataforma externa hasta profundidades abisales (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), sobre sedimentos finos (Colom, 1974). Presenta un modo de vida epifaunal o endofaunal superficial (0 a 2cm) (Corliss, 1991; Jorissen *et al.*, 1998; Fontanier *et al.*, 2002). Es muy abundante en momentos de alto flujo orgánico (Gooday, 2003) y atraviesa la zona de oxígeno mínimo sin variar su abundancia (Bandy, 1953). Es una especie característica del Agua profunda del Atlántico Norte (NADW) (Schnitker, 1974).

**Material estudiado.** Se han extraído 324 ejemplares pertenecientes a esta especie, por lo que incluye el 1% del total de foraminíferos bentónicos estudiados en las muestras de superficie. En la plataforma Vasca, es abundante a partir de 120m de profundidad, pudiendo aparecer a batimetrías inferiores como especie accesoria, y en todo tipo de sedimento.

**Orden ROTALIIDA Delage y Herouard, 1896**  
**Suborden ROTALIINA Delage y Herouard, 1896**  
**Superfamilia ASTERIGERINACEA d'Orbigny, 1839**  
**Familia ASTERIGERINATIDAE Reiss, 1963**

**Género *Asterigerinata* Bermúdez, 1949**  
***Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858)**

(Lámina 1, Figuras 21-22)

1858 *Rotalina mamilla* Williamson; Williamson, W.C., *On the recent foraminifera of Great Britain*. Ray Society, London, England, p. 54, pl. 4, figs. 109-111.

1979 *Asterigerinata mamilla* (Williamson); Murray, p. 60, fig. 20, d-f.

1995 *Asterigerinata mamilla* (Williamson); Levy *et al.*, p. 46, pl. 10, fig. 10.

2001 *Asterigerinata mamilla* (Williamson); Jannink, pp. 34-35, pl. 1, fig. 5.

2004 *Asterigerinata mamilla* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 219, fig. 2.129.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral alto plano-convexo, con un margen periférico subangular, en el que se desarrolla una fina carena que se continua a través de las suturas intercamerales. Cámaras muy arqueadas, con forma de media luna, separadas por suturas muy marcadas y circulares, ligeramente deprimidas en su margen inferior y elevadas en el superior, a favor de la carena marginal. Pared hialina, calcítica y perforada, con poros de gran tamaño definiendo el contorno de las suturas en el lado espiral. El lado umbilical, imperforado, muestra el desarrollo de cámaras secundarias de pequeño tamaño cubriendo el ombligo. La abertura, redondeada con forma de lazo, está rodeada por un fino labio, más marcado en su parte inferior.

**Ecología.** Presente en masas de agua con temperaturas menores de 14°C (Mathieu, 1986) y salinidades comprendidas entre 32 y 37‰ (Murray, 2006). Aparece entre 0 y 100m de profundidad (Murray, 2006), sobre arena media y gruesa (Pujos, 1976; Mathieu, 1986). Posee un modo de vida epifaunal (Murray, 2006) y está asociada a la presencia de vegetación sobre el fondo (Jorissen, 1987).

**Material estudiado.** Con 430 ejemplares, representa el 1,3% del total de los individuos bentónicos obtenidos en la plataforma Vasca. Es abundante en batimetrías inferiores a 130m, aunque aparece distribuida por toda la plataforma, en cualquier tipo de sedimento.

**Superfamilia CHILOSTOMELLACEA Brady, 1881**

**Familia CHILOSTOMELLIDAE Brady, 1881**

**Subfamilia CHILOSTOMELLINAE Brady, 1881**

**Género *Chilostomella* Reuss, 1849**

***Chilostomella ovoidea* Reuss, 1850**

1850 *Chilostomella ovoidea* Reuss; Reuss, A.E. von, *Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen tertiärbeckens*. Deutsche Akad. Der Wiss, Wien, vol. 1, p. 380, pl. 48, fig. 12 a-e.

1884 *Chilostomella ovoidea* Reuss; Brady, p. 436.

**Ecología.** Esta especie aparece en aguas desde frías a templadas (-1 a 17°C), con salinidades comprendidas entre 33,5 y 35,1‰ (Murray, 1991). Se distribuye desde la plataforma externa hasta el talud, sobre limo (Murray, 2006). Con un modo de vida endofaunal (Murray, 2006), tolera la disoxia (Bernhard *et al.*, 1997; Schönfeld, 1997).

**Material estudiado.** Con 19 ejemplares identificados, representa el 0,1% del total de foraminíferos bentónicos estudiados en las muestras de superficie. Aparece en batimetrías superiores a 110m, en arcilla limosa.

**Familia GAVELINELLIDAE Hofker, 1956**

**Subfamilia GAVELINELLINAE Hofker, 1956**

**Género *Hansenisca* Loeblich y Tappan, 1987**

***Hansenisca soldanii* (d'Orbigny, 1826)**

(Lámina 1, Figura 23-25)

1826 *Gyroidina soldanii* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, ser. 1, tome 7, p. 278. Figs. en: Parker, Jones y Brady, Ann. Mag. Nat. Hist. London, England, 1871, ser. 4, vol. 8, pl. 12, fig. 151.

1846 *Gyroidina soldanii* d'Orbigny; d'Orbigny, pl. 8, figs. 10-12.

1974 *Gyroidinoides soldanii* (d'Orbigny); Colom, p. 9, pl. 5, figs. 4-6.

1980 *Gyroidina soldanii* d'Orbigny; Ingle *et al.*, p. 138, pl. 7, figs. 12-13.

1988 *Hansenisca soldanii* (d'Orbigny); Loeblich y Tappan, p. 639, pl. 719, figs. 5-9.

1990 *Gyroidina soldanii* d'Orbigny; Hasegawa *et al.*, p. 478, pl. 5, figs. 13-15.

1994 *Gyroidinoides soldanii* (d'Orbigny); Jones, p. 106, figs. 6-7.

2004 *Hansenisca soldanii* (d'Orbigny); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 249, fig. 2.148.

**Descripción.** Caparazón plano-convexo a ligeramente biconvexo. En el lado espiral, la última vuelta presenta entre 8 y 10 cámaras trapezoidales. Suturas radiales o levemente

arqueadas y deprimidas en el lado espiral, apenas marcadas en el lado umbilical. Pared calcítica, hialina e imperforada. La abertura se encuentra en la base de la última cámara, con forma de media luna que se extiende hacia el ombligo.

**Ecología.** Aparece en aguas con temperaturas de entre 1,3 y 13°C y salinidades comprendidas entre 34,7 y 35‰ (Murray, 1991). Se desarrolla desde el borde de talud a profundidades abisales (Jones, 1994), sobre limo pelágico (Colom, 1974).

**Material estudiado.** Con 54 ejemplares, esta especie incluye el 0,2% del total de los foraminíferos bentónicos estudiados en las muestras superficiales. Se ha encontrado a dicha especie a partir de 120m de profundidad, tanto en sedimentos finos como en arena gruesa.

#### Familia HETEROLEPIDAE González-Donoso, 1969

##### Género *Anomalinoides* Brotzen, 1942

##### *Anomalinoides minimus* Vismara-Schilling y Parisi, 1981

1981 *Anomalinoides minimus* Vismara-Schilling y Parisi; Vismara-Schilling, A. y Parisi, E., *Anomalinoides minimus, a new benthic foraminiferal species from Pleistocene y Holocene deep sea deposits of the Mediterranean Sea*. Riv. Ital. Paleontol., vol. 87, pp. 283-292.

**Ecología.** Aparece desde la plataforma externa hasta el borde de talud (Stigter *et al.*, 1998). Con un modo de vida endofaunal superficial (Stigter *et al.*, 1998), se la considera una especie oportunista, puesto que experimenta un importante incremento en su porcentaje después de un episodio de estancamiento del agua de fondo (Oggioni y Zandini, 1987).

**Material estudiado.** Aunque no aparece en las muestras de superficie, se encuentra en porcentajes superiores al 1% en varias muestras del sondeo KS05-05. En concreto, aparece de manera más importante en las muestras 145, 122 y 72cm.

##### Género *Heterolepa* Franzenau, 1884

##### *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846)

1846 *Rotalina dutemplei* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Autriche)*. Guide et Comp., Paris, p. 157, pl. 8, figs. 19-21.

1986 *Cibicoides dutemplei* (d'Orbigny); van Morkhoven *et al.*, p. 114, pl. 35.

1988 *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny); Loeblich y Tappan, p. 632, pl. 709, figs. 1-8.

**Ecología.** Aparece en masas de agua con una temperatura aproximada de 29°C y salinidades de 34 a 34,7‰ (Murray, 1991). Se la describe como una especie típica de la plataforma externa hasta el borde de talud (van Morkhoven *et al.*, 1986), pero también se la define como litoral y de plataforma interna (0 a 10m de profundidad) (Murray, 1991). Habita sobre sustrato grueso, con un modo de vida epifaunal (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Con 223 individuos identificados, esta especie se corresponde con el 0,7% del total de foraminíferos bentónicos analizados. Aparece a lo largo de toda la plataforma, siendo más abundante entre 64 y 110m de profundidad, en todo tipo de sedimentos, principalmente en arena.

**Superfamilia DISCORBACEA Ehrenberg, 1838**

**Familia BAGGINIDAE Cushman, 1927**

**Subfamilia BAGGININAE Cushman, 1927**

**Género *Cancris* de Montfort, 1808**

***Cancris auricula* (Fichtel y Moll, 1798)**

1798 *Nautilus auriculus* Fichtel y Moll; Fichtel, L. von y Moll, J.P.C. von, *Testacea microscopica aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus (Microscopische und andere kleine Schalthiere aus den Geschlechtern Argonaute und Schiffer)*. Vienna: Anton Pichler, p. 108.

1988 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll); Loeblich y Tappan, p. 545, pl. 591, figs. 1-4.

1995 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll); Yassini y Jones, p. 157, figs. 803-804.

2004 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 176, fig. 2.101.

**Ecología.** Se encuentra en masas de agua con temperaturas de entre 13 y 15°C y salinidades de 35,9 a 36,1‰ (Mathieu, 1986). Aparece a lo largo de la plataforma, en batimetrías comprendidas entre 10 y 150m (Pujos, 1976; Adegoke *et al.*, en Schafer y Pelletier, 1976; Mathieu, 1986), y sobre arena fina (Colom, 1974; Alves-Martins, 1997). Presenta un modo de vida epifaunal (Murray, 2006) y prefiere altos flujos de materia orgánica (Altenbach *et al.*, 1999).

**Material estudiado.** Se identifican 146 ejemplares, que representan el 0,5% del total de los individuos estudiados en la plataforma. Se localiza a partir de 50m de profundidad en cualquier tipo de sedimento, pero es más abundante en arena muy fina.

**Género *Valvulineria* Cushman, 1926**

***Valvulineria bradyi* Brotzen, 1936**

(Lámina 2, Figuras 1-2)

1936 *Valvulineria bradyi* Brotzen; Brotzen, F., *Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen*. Serie C/nº 396, Sver. Geol. Unders, Stockholm/Sweden, p. 154.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral bajo, con el contorno circular ligeramente lobulado y el margen periférico débilmente anguloso. En la última vuelta presenta entre 7 y 10 cámaras, subtriangulares a subtrapezoidales, arqueadas, separadas por suturas deprimidas, curvadas y poco definidas en el lado espiral, ligeramente deprimidas y rectas en el lado umbilical. El ombligo, abierto y deprimido, se encuentra rodeado por las extensiones de los márgenes inferiores de las cámaras. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de tamaño medio distribuidos por toda la superficie del caparazón, excepto por la parte final de la última cámara y las suturas del lado umbilical. Abertura simple, con forma de hendidura arqueada, localizada en la base de la última cámara y que se extiende a lo largo de la sutura de la misma.

**Ecología.** Es una especie característica de agua templada (Véneç-Peyré, 1984), que aparece desde el litoral a la plataforma externa (Jones, 1994), sobre limo arenoso (Véneç-Peyré, 1984).



**Material estudiado.** Se han obtenido 241 ejemplares, que se corresponden con el 0,8% del total de foraminíferos bentónicos obtenidos en las muestras superficiales. Se la ha encontrado entre 53 y 152m de profundidad en todo tipo de sedimento, siendo más abundante en la arcilla limosa.

**Familia EPONIDIDAE Hofker, 1951**  
**Subfamilia EPONIDINAE Hofker, 1951**

**Género *Eponides* de Montfort, 1808**  
***Eponides repandus* (Fichtel y Moll, 1798)**  
(Lámina 2, Figuras 3-5)

- 1798 *Nautilus repandus* Fichtel y Moll; Fichtel, L. von, y Moll, J.P.C. von. *Testacea microscopica alaique minuta ex generibus Argonauta et Nautilus ad natural delineata et descripta*. Vienna, Anton Pichler, p. 35, pl. 3, figs. A-d.  
1808 *Eponides repandus* (Fichtel y Moll); de Montfort, p. 127.  
1927 *Eponides repandus* (Fichtel y Moll); Cushman, pl. 16, fig. 9.  
1974 *Eponides repandus* (Fichtel y Moll); Colom, p. 136, fig. 28 a-g.

**Descripción.** Caparazón biconvexo, de contorno circular y margen periférico ligeramente anguloso. En la última vuelta, presenta más de 6 cámaras subtriangulares fuertemente arqueadas, separadas por suturas limbadas, elevadas y curvadas en el lado espiral, definiendo una fina quilla en la periferia, y deprimidas, finas y poco marcadas en el lado umbilical. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de mayor tamaño y más visibles en el lado espiral que en el umbilical. Abertura simple, con forma de hendidura arqueada, localizada en la base de la vista apertural de la última cámara, desarrollada desde la fina quilla marginal hacia el ombligo.

**Ecología.** Vive en aguas templadas a frías (Murray, 2006), con un rango de salinidad del 38 al 39‰ (Parker, 1958). Especie epifaunal, se localiza a lo largo de toda la plataforma, hasta el borde de talud, sobre arena gruesa (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Se han encontrado 338 ejemplares de esta especie, es decir, un 1,1% del total de los foraminíferos bentónicos extraídos en las muestras de la superficie. En la plataforma Vasca, se encuentra en batimetrías inferiores a 126m, principalmente en el límite entre la plataforma media y la externa, sobre cualquier tipo de sedimento, siendo más abundante en arenas gruesas.

**Familia ROSALINIDAE Reiss, 1963**

**Género *Gavelinopsis* Hofker, 1951**  
***Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker, 1951)**  
(Lámina 2, Figuras 6-7)

- 1951 "*Rotalia*" *translucens* Phleger y Parker; Phleger, F.B. y Parker, F.L. *Ecology of foraminifera, northwest Gulf of Mexico, part II. Foraminifera Species*. Geological Society of America, Mem. 46, p. 24, pl. 12, figs. 1A-B, 12a-b.  
1992 *Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker); Timm, pl. 7, fig. 12.  
1995 *Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker); Schmiedl, pl. 6, figs. 17, 18.

2005 *Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker); Licari y Mackensen, pl. 1, figs. 5-7.

2006 *Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker); Eberwein y Mackensen, p. 101, pl. 1, figs. 10-11.

**Descripción.** Caparazón de desarrollo trocoespiral plano-convexo a biconvexo, con el lado espiral cónico y el lado umbilical plano o ligeramente convexo. El contorno es circular y el margen periférico agudo, presentando una fina quilla. En el lado espiral, la última vuelta presenta entre 5 y 7 cámaras subtrapezoidales, separadas por suturas deprimidas y arqueadas. En el lado umbilical, las cámaras presentan una morfología subtriangular, delimitadas por suturas radiales, deprimidas y ligeramente curvadas. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros más numerosos y de mayor tamaño en el lado umbilical, distribuidos por la superficie de las cámaras. Abertura simple, terminal y estrecha. El ombligo presenta un botón central calcítico, muy desarrollado y centrado, que lo cubre parcialmente.

**Ecología.** Aparece en aguas con salinidad comprendida entre 34,9 y 35,6‰ (Eberwein y Mackensen, 2006), localizándose desde la plataforma externa hasta el borde de talud (Sen Gupta *et al.*, 1997; Eberwein y Mackensen, 2008). Es una especie endofaunal superficial (Jorissen *et al.*, 1998), que puede existir en condiciones anaerobias (Sen Gupta *et al.*, 1997). Muestra afinidad con concentraciones intermedias y altas de clorofila-a (0,8 a 1,3 mg/m<sup>3</sup>) y bajos contenidos en arena en el sedimento (6 a 8%) (Eberwein y Mackensen, 2006). Abundante durante momentos de upwelling (Eberwein y Mackensen, 2008), es característica de la Vena de Agua Mediterránea (MOW) y del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) (Eberwein y Mackensen, 2006).

**Material estudiado.** Se han obtenido 397 ejemplares de esta especie, por lo que incluye al 1,2% del total de foraminíferos bentónicos analizados en superficie. Se encuentra en toda la plataforma, siendo más abundante a partir de 60m de profundidad, y sobre todo tipo de sedimento.

**Género *Rosalina* d'Orbigny, 1826**  
***Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826**  
 (Lámina 2, Figuras 8-9)

1826 *Rosalina globularis* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe des Cephalopodes*. Ann. Sci. Nat., vol. 7, p. 271, pl. 13, figs. 1-4.

1988 *Rosalina globularis* d'Orbigny; Loeblich y Tappan, p. 561, pl. 610, figs. 1-5; pl. 611, figs. 1-3.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral muy bajo, con el contorno lobulado ligeramente anguloso. En la última vuelta posee entre 5 y 7 cámaras subtriangulares. Suturas limbadas, deprimidas y arqueadas. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de gran tamaño y muy numerosos en el lado espiral. En el lado umbilical, puede presentar poros de menor tamaño en el margen periférico y en la pared de las cámaras. Ombligo muy abierto, parcialmente cubierto por extensiones de las suturas. La abertura principal, simple, es una hendidura arqueada baja que se extiende a lo largo de la sutura de la última cámara, rodeada por un fino labio en su parte superior. Aparecen aberturas secundarias relictas en el lado umbilical.

**Observaciones.** Puede variar sustancialmente la morfología de la especie, debido a la adaptación del individuo a la propia forma del sustrato sobre el que se asiente.

**Ecología.** Se encuentra en aguas con temperaturas de 11 a 20°C y salinidades de 38 a 39‰ (Parker, 1958). Se distribuye desde la plataforma interna hasta los medios profundos (Banner *et al.*, 1994), en sustrato muy variable, desde gravas a limos, pero es más abundante en arena fina y arena limosa (Murray, 1991). Es una especie epifaunal (Murray, 2006), favorecida por fuertes corrientes que permitan un suministro constante de detritus en suspensión (Banner *et al.*, 1994).

**Material estudiado.** Se han extraído 1096 ejemplares, que incluye al 3,4% del total de individuos extraídos. Aparece a lo largo de toda la plataforma, siendo más abundante a batimetrías inferiores a 121m, y en todo tipo de sedimento, principalmente sobre finos.

### Superfamilia DISCORBINELLACEA Sigal, 1952

#### Familia PARRELOIDIDAE Hofker, 1956

#### Género *Cibicoides* Thalmann, 1939

#### ***Cibicoides mundulus* (Brady, Parker y Jones, 1888)**

1888 *Truncatulina mundula* Brady, Parker y Jones; Brady, H.B., Parker, W.K. y Jones, T.R., *On some foraminifera from the Abrolhos Bank*. Zool. Soc. London, Trans., 12 (pt. 7, nº1), p. 228, pl. 45, fig. 25 a-c.

1955 *Cibicoides mundulus* (Brady, Parker y Jones); Loeblich y Tappan, p. 25, pl. 4, fig. 4 a-c.

1986 *Cibicoides mundulus* (Brady, Parker y Jones); van Morkhoven *et al.*, p. 66, pl. 21.

**Ecología.** Especie típica de medios batiales a abisales (van Morkhoven *et al.*, 1986). Con un modo de vida epifaunal, aparece en ambientes con altas concentraciones de oxígeno (>2ml/l) en las aguas de fondo (Kaiho, 1999).

**Material estudiado.** No aparecen ejemplares en las muestras superficiales, pero está presente en un porcentaje superior al 1% en las muestras 241 a 220cm y 150cm del sondeo KS05-05, así como en 125, 112, 87 y 49cm en el testigo KS05-10.

#### ***Cibicoides pachyderma* (Rzehak, 1886)**

1886 *Truncatulina pachyderma* Rzehak; Rzehak, A., *Die Foraminiferenfauna der Neogenformation der Umgebung von Mähr.-Ostrau*. Naturf. Ver. Brünn, Verh., Brünn, Bd. 24 (1885), p. 87, pl. 1, fig. 5 a-c.

1990 *Cibicoides pachyderma* (Rzehak); Sprovieri y Hasegawa, p. 458, pl. 4, figs. 9-11.

1994 *Cibicoides pachyderma* (Rzehak); Jones, p. 98, pl. 94, fig. 9.

1997 *Cibicoides pachyderma* (Rzehak); Bornmalm *et al.*, p. 176, pl. 1, figs. 1-3.

1998 *Cibicoides pachyderma* (Rzehak); Barbieri, p. 118, pl. 2, figs. 4-12.

2004 *Cibicoides pachyderma* (Rzehak); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 196, fig. 2.116.

**Ecología.** Está presente en aguas con una temperatura superior a 5°C (Healey *et al.*, 2008). Es una especie típicamente batial (Arnold, 1983). Tiene una forma de vida endofaunal (entre 0 y 2,5cm y entre 4 y 6cm de profundidad en el sedimento) (Rathburn y Corliss, 1994), pero se puede comportar como epifaunal anclado al sustrato (Rathburn *et al.*, 1996). Se encuentra

en aguas con una alta concentración de oxígeno (Schmiedl *et al.*, 2000; Kuhnt *et al.*, 2007). Vive en zonas oligotróficas o mesotróficas (Schmiedl *et al.*, 2000). Indica condiciones bajas a moderadas de disponibilidad de materia orgánica (Kuhnt *et al.*, 2007) y medios de alta energía (Kitazato, 1994).

**Material estudiado.** Esta especie no aparece en las muestras de la superficie, encontrándose en los niveles 241, 220 y 200cm del testigo KS05-05 con un porcentaje mayor del 1% del total.

### ***Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922)**

1922 *Truncatulina pseudoungeriana* Cushman; Cushman, J.A., *The foraminifera of the Atlantic Ocean; Part 3-Textulariidae*. U.S. Nat. Mus., Bull., Washington, D.C., USA, nº 104, p. 97, pl. 20, fig. 9.

1974 *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman); Colom, p. 154, fig. 31 g-i.

**Ecología.** Especie característica de aguas frías (entre 2,5 y 15°C) (Murgese y De Deckker, 2005; Murray, 2006) y salinidades inferiores a 36‰ (Murray, 2006). Es una especie epibatial (a partir de 50m de profundidad; Murray, 2006), que habita sobre arena y limo (Murray, 1991). Característica de medios con altos niveles de flujo de carbono (superior a 2,5 g/m<sup>2</sup>a), muestra una correlación negativa con la profundidad y la presión, pero positiva con la temperatura (Murgese y De Deckker, 2005). Es muy abundante en zonas influenciadas por el Agua Intermedia Antártica (AAIW) (Murgese y De Deckker, 2005).

**Material estudiado.** Se han obtenido 31 ejemplares, representando el 0,1% del total de individuos bentónicos estudiados. Se encuentra desde la plataforma externa hasta el borde de talud, pudiendo aparecer como accesoria en la plataforma media, sobre sedimentos finos.

### ***Cibicoides* sp.**

(Lámina 2, Figuras 10-11)

**Descripción.** Caparazón plano-convexo, con el lado umbilical bajo. En la última vuelta del lado espiral, posee entre 10 y 12 cámaras subtriangulares a subtrapezoidales. Suturas simples y muy arqueadas, gruesas y muy deprimidas en el lado umbilical, siendo más finas en el lado espiral. Presenta un botón calcítico imperforado en el ombligo. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de mayor tamaño en el lado espiral. La abertura es una hendidura fina y centrada, rodeada por un labio en su parte superior.

**Material estudiado.** Aparece en la base del testigo KS05-05 (236 a 155cm) y, en menor porcentaje, a lo largo de todo el sondeo KS05-10, pero no se encuentra en las muestras superficiales.

Superfamilia NONIONACEA Schultze, 1854

Familia NONIONIDAE Schultze, 1854

Subfamilia NONIONINAE Schultze, 1854

Género *Haynesina* Banner y Culver, 1978

***Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840)**

- 1840 *Nonionina germanica* Ehrenberg; Ehrenberg, C.G., *Eine weitere Erläuterung des Organismus mehrerer in Berlin lebend beobachteter Polythalamien der Nordsee*. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Ber., Berlin, Deutschland, p. 23, fig. 2 in: Ehrenberg, C.G., 1841, K. Akad. Wiss. Berlin, Physik-math. Kl., Abh., Berlin, Deutschland, Jahrg. pl. 2, fig. 1.
- 1978 *Haynesina germanica* (Ehrenberg); Banner y Culver, vol. 8, pp. 191-192, 195, pl. 4, figs. 1-6; pl. 5 figs 1-8; pl. 6, figs. 1-7; pl. 7, figs. 1-6; pl. 8, figs. 1-10; pl. 9, figs. 1-11, 15.
- 1984 *Haynesina germanica* (Ehrenberg); Alexander y Banner, pp. 159-170, pl. 1-6.
- 1986 *Protelphidium germanicum* (Ehrenberg); Alve y Nagy, p. 282, pl. 4, fig. 21.
- 1988 *Haynesina germanica* (Ehrenberg); Loeblich y Tappan, p. 616, pl. 689, figs. 1-4.
- 1993 *Haynesina germanica* (Ehrenberg); Boomer y Godwin, p. 6, pl. 1, fig. 14.
- 1994 *Haynesina germanica* (Ehrenberg); Banner *et al.*, p. 48, fig. 2.5.
- 1994 *Haynesina germanica* (Ehrenberg); Alve y Murray, p. 27, pl. 1, fig. 5.
- 2004 *Haynesina germanica* (Ehrenberg); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 222, fig. 2.131.

**Ecología.** Vive en aguas con un rango muy amplio de temperatura (-2 a 32°C) (Alexander y Banner, 1984) y salinidad (0 a 35‰, pudiendo llegar a más de 50‰) (Murray, 1968; Zaninetti, 1984). Es típica de estuarios (Murray, 2006), habitando sobre limo y limo arenoso, con un contenido variable en TOC (Alve y Murray, 1999). Es una especie endofaunal superficial (Richter, 1964), que soporta condiciones de anoxia (Banner *et al.*, 1994) y que puede presentar cloroplastos de algas simbiotas en medios con bajas concentraciones de oxígeno (López, 1979).

**Material estudiado.** Se han encontrado 94 ejemplares pertenecientes a esta especie en las muestras de la superficie, por lo que incluye al 0,3% del total de foraminíferos bentónicos extraídos. Aparece a lo largo de toda la plataforma, en todo tipo de sedimento.

**Género *Nonion* de Monfort, 1808**  
***Nonion depressulus* (Walker y Jacob, 1798)**

- 1798 *Nautilus depressulus* Walker y Jacob; Walker, G. y Jacob, E., en: Kanmacher, F., *Adam's Essays on the microscope*. Ed. 2, London, England, printed by Dillon and Keating, p. 641, pl. 14.
- 1940 *Nonion depressulum* (Walker y Jacob); Macfadyen, pp. 279-281.
- 1985 *Nonion depressulum* (Walker y Jacob); Hermelin y Scott, p. 211, pl. 4, fig. 4.

**Descripción.** Caparazón planiespiral involuto, con la periferia ligeramente lobulada. Posee entre 7 y 9 cámaras triangulares en la última vuelta. Suturas deprimidas y arqueadas, que dan lugar al contorno lobulado. Pared calcítica, hialina y finamente perforada, con poros de pequeño tamaño. La abertura es una hendidura muy estrecha, situada en la base de la última cámara.

**Ecología.** Vive en aguas con un rango muy amplio de temperatura (entre 0 y 30°C, con un óptimo entre 6 y 20°C) y salinidad (de 0 a 35‰, con el óptimo por encima de 19‰) (Murray, 1991). Típica de plataforma interna, puede aparecer viva en marismas (Murray, 2006), con sustratos comprendidos entre limo rico en materia orgánica y arena gruesa, apareciendo

principalmente en arena limosa (Murray, 1991). Con un modo de vida endofaunal o epifaunal (Hohenegger *et al.*, 1989), captura cloroplastos como simbioses fotosintéticos en condiciones de oxígeno mínimo (Cedhagen, 1991).

**Material estudiado.** Se han identificado 77 ejemplares pertenecientes a esta especie, por lo que incluye al 0,2% del total de foraminíferos bentónicos obtenidos en las muestras superficiales. En la plataforma Vasca, aparece entre 53 y 150m de profundidad, principalmente en sedimento fino, encontrándose también en arena gruesa.

#### Género *Nonionoides* Saidova, 1975

#### ***Nonionoides boueanum* (d'Orbigny, 1846)**

1846 *Nonionina boueana* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Autriche)*. Guide et Comp., Paris, p. 108, pl. 5, figs. 11-12.

1974 *Nonion boueanum* (d'Orbigny); Colom, p. 134, fig. 26 z-h'.

**Ecología.** Aparece en aguas con temperaturas comprendidas entre 20 y 34°C y salinidad variable, desde 1 a 50‰, con el óptimo entre 38 y 40‰ (Murray, 1991). Con un modo de vida endofaunal, se encuentra desde el medio litoral a la plataforma media, sobre sedimento fino (arena fina a limo arcilloso) (Murray, 1991).

**Material estudiado.** Con 171 individuos identificados, esta especie incluye al 0,5% del total de ejemplares analizados en las muestras de la plataforma. Aparece a partir de 50m, siendo más abundante en la plataforma externa y el borde de talud, en todo tipo de sedimento.

#### Subfamilia PULLENIINAE Schwager, 1877

#### Género *Melonis* de Monfort, 1808

#### ***Melonis barleeana* (Williamson, 1858)**

(Lámina 2, Figuras 12-13)

1858 *Nonionina barleeana* Williamson; Williamson, W.C., *On the recent foraminifera of Great Britain*. Ray Soc. London, England, 1858, p. 32, pl. 3, figs. 68-69.

1988 *Melonis barleeana* (Williamson); Loeblich y Tappan, p. 694, pl. 696, figs. 5-6.

1989 *Melonis barleeana* (Williamson); Caralp, pp. 239-243, pl. 1-3.

1990 *Melonis barleeana* (Williamson); Sprovieri y Hasegawa, p. 457, pl. 3, figs. 7-8.

1995 *Melonis barleeana* (Williamson); Levy *et al.*, pp. 47-48, pl. 11, figs. 3, 7.

2001 *Melonis barleeana* (Williamson); Jannink, pp. 158-159, fig. 8.

2004 *Melonis barleeana* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 235, fig. 2.139.

**Descripción.** Caparazón con enrollamiento planiespiral involuto, con la periferia redondeada y el ombligo deprimido. En la última vuelta presenta entre 8 y 12 cámaras subtriangulares. Suturas limbadas, ligeramente deprimidas y levemente arqueadas. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de gran tamaño, distribuidos por toda la superficie de las cámaras. La abertura, una hendidura arqueada situada en la base de la última cámara, rodeada por un fino labio en su parte superior, se continúa levemente por la sutura espiral hasta el ombligo.

**Ecología.** Es una especie típica de aguas frías (-0,4 a 9°C) y salinidades comprendidas entre 34,9 y 35,6‰ (Murray, 1991), muy abundante entre 280 y 2710m de profundidad y sobre limo arcilloso (Murray, 1991). Epifaunal a endofaunal profundo (Linke y Lutze, 1993; Jannink *et al.*, 1998), soporta la disoxia y la suboxia, pero es más numeroso en condiciones óxicas (Schönfeld, 1997). Tolerante a la materia orgánica en descomposición (Fontanier *et al.*, 2002), aparece en ausencia de oxígeno y disminución de nitrato (Jorissen *et al.*, 1998).

**Material estudiado.** Han sido 730 individuos los que pertenecen a esta especie, por lo que incluye el 2,3% del total de foraminíferos bentónicos analizados en las muestras obtenidas en la plataforma. Se ha encontrado en batimetrías superiores a 53m, principalmente a partir de 100m de profundidad, sobre todo tipo de sedimento, con preferencia por los finos.

**Superfamilia PLANORBULINACEA Schwager, 1877**

**Familia CIBICIDIDAE Cushman, 1927**

**Subfamilia CIBICIDINAE Cushman, 1927**

**Género *Cibicides* de Montfort, 1808**

***Cibicides refulgens* de Montfort, 1808**

(Lámina 2, Figuras 14-15)

1808 *Cibicides refulgens* de Montfort; de Montfort, P.D., *Conchyliologie systématique, et classification méthodique de coquilles*. Paris, vol 1, p. 122, fig. 31.

1826 *Truncatulina refulgens* (de Montfort); d'Orbigny, p. 279, pl. 13, figs. 8-11.

1931 *Cibicides refulgens* de Montfort; Cushman, p. 116, pl. 21, fig. 2.

1974 *Cibicides refulgens* de Montfort; Colom, p. 154, fig. 31 o-t.

**Descripción.** Caparazón plano-convexo, con un lado umbilical muy alto y un margen periférico agudo. En la última vuelta del lado espiral, presenta entre 6 y 8 cámaras romboidales. Suturas simples, finas, deprimidas y muy curvadas en el lado umbilical, y gruesas, elevadas y arqueadas en el lado espiral, donde se llegan a juntar al aproximarse a la periferia del caparazón. Pared calcítica, hialina y perforada, con poros de mayor tamaño en el lado espiral que en el umbilical. La abertura presenta forma de media luna, con un labio grueso cubriéndola por uno de los extremos.

**Observaciones.** La especie se fija al sustrato por su lado espiral, adaptando su morfología, lo que provoca que sean comunes pequeñas variaciones en el contorno y la forma general de la concha.

**Ecología.** Se encuentra en masas de agua con temperaturas comprendidas entre -1,9 y 30°C y salinidades de 32 a 36,5‰ (Murray, 1991). Es una especie típicamente litoral (0 a 25m) (Debenay y Redois, 1997b), sobre grava, arena gruesa, arena, limo y praderas de algas (Murray, 1991). También puede aparecer en la plataforma externa-borde de talud (batimetrías inferiores a 900m). Es una especies epifaunal (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Se han obtenido 1137 individuos pertenecientes a esta especie, lo que supone el 3,5% del total de ejemplares extraídos. Aparece a lo largo de toda la plataforma y sobre todo tipo de sedimento, siendo más abundante en arena.

**Género *Fontbotia* González-Donoso y Linares, 1970**

***Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager, 1866)**

(Lámina 2, Figuras 16-17)

- 1866 *Anomalina wuellerstorfi* Schwager; Schwager, C., *Fossile Foraminiferen von Kar Nikobar Novara Exped. 1857-1859, Wien. Österreich, Geol. Theil, Bd. 2, Abt. 2, p. 258, pl. 7, figs. 105, 107.*
- 1988 *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager); Loeblich y Tappan, p. 583, pl. 634, figs. 10-12; pl. 635, figs. 1-3.
- 1990 *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager); Sprovieri y Hasegawa, p. 459, pl. 5, figs. 10-12.
- 1991 *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager); Denne y Sen Gupta, p. 176, pl. 1, fig. 11.
- 1994 *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager); Jones, p. 98, pl. 93, figs. 8-9.
- 1997 *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager); Saint-Marc *et al.*, p. 107, pl. 2, figs. 11-12.
- 2004 *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, pp. 210-211, figs. 2.124-2.125.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral bajo plano-convexo, con un contorno circular ligeramente lobulado. El margen periférico es agudo y presenta una carena muy marcada. Lado umbilical convexo, con el ombligo deprimido, y lado dorsal de morfología variable, pero generalmente plano. En la última vuelta del lado umbilical presenta entre 8 y 12 cámaras subtriangulares muy curvadas. Suturas muy deprimidas y arqueadas, visibles a ambos lados del caparazón, aunque se encuentran más marcadas en el lado umbilical. Pared calcárea, hialina y perforada, con numerosos poros de tamaño medio a lo largo de toda la superficie de las cámaras en el lado umbilical. Dichos poros no están presentes en los márgenes suturales ni en la carena periférica, siendo de tamaño más fino en el lado dorsal. La abertura, centrada, con forma de hendidura arqueada, rodeada por un labio en su parte superior, se extiende por la sutura espiral a lo largo de varias cámaras.

**Ecología.** Típica de aguas frías (-2 a 4°C) y salinidades de 34,9 a 35‰ (Murray, 1991), es muy abundante entre 1360 y 4280m de profundidad, sobre limo (Murray, 1991). Con un modo de vida epifaunal (Murray, 2006), está presente en ambientes con un elevado contenido en oxígeno (Lohmann, 1978; Lutze, 1980; Lutze y Coulbourn, 1984; Corliss, 1985; van Leeuwen, 1989; Corliss y Emerson, 1990; Sjoerdsma y van der Zwaan, 1992; Schmiedl *et al.*, 1997) y flujo de materia orgánica relativamente bajo (Lohmann, 1978; Lutze, 1980; Lutze y Coulbourn, 1984; Corliss, 1985; van Leeuwen, 1989; Corliss y Emerson, 1990; Sjoerdsma y van der Zwaan, 1992; Linke y Lutze, 1993; Schmiedl *et al.*, 1997; Gooday, 2003). El incremento de su porcentaje en las paleoasociaciones suele indicar un aumento de la circulación oceánica de fondo (Bornmalm *et al.*, 1999). Se la ha asociado con el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) y con el Agua Circumpolar Antártica (ACC) (Streeter, 1973; Lohmann, 1978; Corliss, 1979; Schnitker, 1980; Douglas y Woodruff, 1981; Murray, 1991).

**Material estudiado.** Con 581 individuos, esta especie incluye el 1,8% del total de foraminíferos bentónicos analizados en la superficie. En la plataforma Vasca, se encuentra a cualquier batimetría, siendo más abundante a partir de 80m de profundidad, y en todo tipo de sustrato.



**Género *Lobatula* Fleming, 1828**  
***Lobatula lobatula* (Walker y Jacob, 1798)**

(Lámina 2, Figuras 18-20)

- 1798 *Nautilus lobatulus* Walker y Jacob; Walker, G. y Jacob, E. en: Kanmacher, F., *Adam's Essays on the microscope*. Ed. 2, London, England, printed by Dillon y Keating, p. 642, pl. 14, fig. 36.
- 1980 *Cibicides lobatula* (Walker y Jacob); Boltovskoy *et al.*, p. 24, pl. 9, figs. 1-4.
- 1988 *Lobatula lobatulus* (Walker y Jacob); Loeblich y Tappan, p. 583, pl. 637, figs. 10-13.
- 1994 *Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob); Banner *et al.*, p. 46, fig. 2.4.
- 1995 *Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob); Levy *et al.*, p.44, pl. 10, fig. 4.
- 1998 *Lobatula lobatula* (Walker y Jacob); Wollenburg y Mackensen, p. 177, pl. 4, figs. 12-14.
- 2004 *Lobatula lobatula* (Walker y Jacob); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 213, fig. 2.126.

**Descripción.** Caparazón trocoespiral bajo, con un contorno lobulado y un margen periférico agudo, en ocasiones carenado. Lado umbilical convexo, con el ombligo levemente deprimido y lado espiral muy variable, ya sea plano, cóncavo o ligeramente convexo. En la última vuelta del lado espiral, presenta entre 6 y 9 cámaras de triangulares a trapezoidales. Suturas limbadas ligeramente deprimidas y arqueadas, visibles en ambos lados del caparazón. Pared calcítica, hialina y perforada. La abertura, centrada, con forma de hendidura estrecha y arqueada y rodeada por un fino labio, puede extenderse por la sutura espiral a lo largo de dos o tres cámaras.

**Observaciones.** Al fijarse al sustrato por su lado espiral y adoptar la morfología del mismo, este lado presenta una forma muy variable, llegando incluso a encontrarse caparazones con las últimas cámaras (o la última vuelta completa) desarrolladas en direcciones diferentes a la adoptada por el eje de enrollamiento inicial.

**Ecología.** Aparece en aguas con unos rangos muy variables de temperatura (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004) y salinidad (marina normal a estuarina, superior a 32‰) (Williamson *et al.*, 1984). Se encuentra desde medios transicionales a batiales, disminuyendo su abundancia hacia el talud (Mathieu, 1986; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), en sustratos con un tamaño de grano desde arena fina a sedimento grueso (Jorissen, 1987; Schröder-Adams *et al.*, 1990; Banner *et al.*, 1994; Hansen y Knudsen, 1995). Epifaunal, por encima o en el primer centímetro del sedimento (Corliss, 1991; Murray, 2006), vive en aguas bien oxigenadas (Jorissen, 1987). Con un modo de vida fijo e inmóvil en medios con altas energías (Murray, 2006), soporta el fuerte hidrodinamismo (Williamson, 1985; Banner *et al.*, 1994). Caparazón más grande y grueso en aguas frías que en cálidas, donde crece más rápido (Banner *et al.*, 1994).

**Material estudiado.** Se han identificado 3735 individuos pertenecientes a esta especie, por lo que incluye el 11,6% del total de ejemplares extraídos en las muestras superficiales. Aparece en toda la plataforma, siendo más abundante en batimetrías inferiores a 130m, en cualquier tipo de sedimento.

Familia PLANORBULINIDAE Schwager, 1877  
Subfamilia PLANORBULININAE Schwager, 1877

Género *Planorbulina* d'Orbigny, 1826  
***Planorbulina acervalis* Brady, 1884**

1884 *Planorbulina acervalis* Brady; Brady. H.B., *Report on the Foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876*. Rep. Voy. Challenger, Zoology, nº 9, p. 657, pl. 92, fig. 4.

1931 *Planorbulina acervalis* Brady; Cushman, p. 130, pl. 25, fig. 1.

1974 *Planorbulina acervalis* Brady; Colom, p. 171, fig. 41 a-f.

**Ecología.** Se encuentra en aguas con temperaturas de 11 a 30°C y salinidades de entre 33,4 y 35‰ (Murray, 1991). Está presente en la plataforma interna (batimetrías inferiores a 40m) (Jones, 1994) sobre sedimento arenoso (Murray, 1991).

**Material estudiado.** Se han encontrado 51 ejemplares, lo que equivale al 0,2% del total de individuos extraídos en la plataforma. Aparece, sobre todo, en la plataforma interna y media, principalmente en arena desde muy fina a muy gruesa, encontrándose de manera accesoria en el resto de tipos de sedimento.

***Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny, 1826**

1826 *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe de Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, sér. 1, tome 7, p. 280, pl. 14, figs. 4-6.

1986 *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny; Mathieu, p. 291, pl. 14, figs. 1-2.

1995 *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny; Levy *et al.*, p. 44, pl. 10, fig. 6.

1995 *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny; Yassini y Jones, p. 172, figs. 897-899.

2004 *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 215, fig. 2.127.

**Ecología.** Está presenta en aguas con unos rangos de temperatura de 11 a 21°C y salinidad de 38 a 39‰ (Parker, 1958). Se distribuye desde los medios transicionales hasta la plataforma externa (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), prefiriendo los sedimentos gruesos (Mathieu, 1986). Esta especie epifaunal (Murray, 2006), está limitada por el tamaño de grano del sedimento (Mathieu, 1986).

**Material estudiado.** Se han identificado 115 individuos pertenecientes a esta especie, por lo que incluye al 0,4% del total de foraminíferos bentónicos obtenidos en las muestras superficiales. Aparece en toda la plataforma, siendo más abundante en batimetrías inferiores a 110m y en todo tipo de sedimento.

Familia PLANULINIDAE Bermúdez, 1952

Género *Hyalinea* Hofker, 1951  
***Hyalinea balthica* (Schröter, 1783)**  
(Lámina 2, Figuras 21-22)

- 1783 *Nautilus balthicus* Schröter, en Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1988), *Foraminiferal genera and their classification*. van Nostrand Reinhold, New York, p. 580, pl. 632, figs. 5-8.  
 1976 *Hyalinea balthica* (Schröter); Knudsen, p. 446, pl. 2, figs. 4-6.  
 1984 *Hyalinea balthica* (Schröter); Ross, p. 137, pl. 1, figs. 1-16.  
 1986 *Hyalinea balthica* (Schröter); Mathieu, p. 289, pl. 12, figs. 11-12.  
 1995 *Hyalinea balthica* (Schröter); Levy *et al.*, p. 43, pl. 10, fig. 3.  
 2004 *Hyalinea balthica* (Schröter); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 206, fig. 2.122.

**Descripción.** Caparazón con enrollamiento planiespiral evolutivo, comprimido en su parte central, con una marcada quilla en la periferia. Superficie lisa, con suturas limbadas muy elevadas y marcadas, ligeramente arqueadas, que se unen en la quilla. En la última vuelta presenta entre 8 y 12 cámaras subtrapezoidales. Pared calcítica, hialina y microperforada, excepto en la quilla periférica. La abertura principal es una hendidura centrada, rodeada completamente por un labio fino. Aberturas secundarias relictas situadas por debajo de las dos alas umbilicales.

**Ecología.** Especie indicadora de aguas frías (9 a 13°C) y salinidades de 35‰ (Murray, 1991). Es muy abundante entre 100 y 400m de profundidad sobre arena y arena limosa (Murray, 1991). Endofaunal superficial, tanto en la plataforma como en medios batiales (Seidenkrantz, 1993), es característica de sedimentos pobres en oxígeno, con productividad oceánica elevada (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). Especie dominante durante los periodos glaciales (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), presentando un elevado porcentaje relativo durante los MIS 3 y 2, disminuyendo durante el Holoceno (Ross, 1984). Muy abundante en las masas de agua fría del Atlántico Norte (Murray, 1971; Murray, 1973).

**Material estudiado.** Con 1329 individuos identificados, esta especie incluye al 4,1% del total de ejemplares extraídos en las muestras superficiales. Aparece desde la plataforma media hasta el borde de talud (a partir de 90m de profundidad), en todo tipo de sedimento, con preferencia por los de tamaño de grano más fino.

**Género *Planulina* d'Orbigny, 1826**  
***Planulina ariminensis* d'Orbigny, 1826**

- 1826 *Planulina ariminensis* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe de Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, sér. 1, tome 7, p. 280, pl. 14, figs. 1-3 (en: Parker, Jones y Brady, 1871, ser. 4, vol. 8, pl. 12).  
 1986 *Planulina ariminensis* d'Orbigny; van Morkhoven *et al.*, p. 39, pl. 10.

**Ecología.** Se encuentra en aguas con temperaturas de 13 a 16°C y salinidades de entre 38 y 39‰ (Parker, 1958). Aparece entre 60 y 800m de profundidad (van Morkhoven *et al.*, 1986), siendo más abundante entre 300 y 500m (Berggren y Haq, 1976), en sustratos gruesos (Murray, 2006). Presenta un modo de vida epifaunal (Murray, 2006). Especie característica del Agua de Fondo del Atlántico Norte (NABW) (Hermelin y Scott, 1985).

**Material estudiado.** Aunque apenas aparecen ejemplares de esta especie en la plataforma Vasca (2 individuos, con menos de un 0,1% del total de foraminíferos bentónicos), encontrados a 130m de profundidad sobre arena fina y muy fina, presenta porcentajes superiores al 1% en las muestras 241, 220, 210 y 200cm del sondeo KS05-05.

**Superfamilia ROTALIACEA Ehrenberg, 1839**

**Familia ELPHIDIIDAE Galloway, 1933**

**Subfamilia ELPHIDIINAE Galloway, 1933**

**Género *Criboelphidium* Cushman y Brönnimann, 1948**

***Criboelphidium williamsoni* (Haynes, 1973)**

1973 *Elphidium williamsoni* Haynes; Haynes, J.R., *Cardigan Bay Recent Foraminifera (cruises of the R. V. Antur, 1962-1964)*. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Bull., London, Zool. Suppl., N°4, pp. 207-209, pl. 24, fig. 7; pl. 25, figs. 6, 9; pl. 27, figs. 1-3.

2001 *Criboelphidium williamsoni* (Haynes); Debenay *et al.*, p. 96, pl. 6, fig. 12.

**Ecología.** Especie que habita en aguas con unos rangos de temperatura variable (preferentemente cálida-templada) y salinidad eurihalina (Murray, 2006). Típica de medios transicionales, es dominante en las marismas, sobre sedimento fino (Murray, 2006). Con un modo de vida endofaunal, es común en sustratos con fuertes variaciones en el contenido en TOC (Murray, 2006), pudiendo presentar cloroplastos de algas simbiotes en condiciones de baja concentración de oxígeno (López, 1979).

**Material estudiado.** Con 80 individuos, incluye el 0,2% del total de foraminíferos bentónicos estudiados en la superficie. Se encuentra desde el litoral hasta el borde de talud, siendo más abundante en la plataforma interna (menos de 60m de profundidad), en todo tipo de sedimentos, principalmente en arena.

**Género *Elphidium* de Monfort, 1808**

***Elphidium crispum* (Linné, 1758)**

(Lámina 2, Figuras 23-24)

1758 *Nautilus crispus* Linné; Linné, C., *Systema Naturae*. Ed., 10. Holmiae, Suecia, impensis L. Salvii, tomus 1, p. 709, pl. 1.

1988 *Elphidium crispum* (Linné); Jorissen, p. 103, pl. 3, fig. 8, pl. 24, f-l.

1988 *Elphidium crispum* (Linné); Loeblich y Tappan, p. 674, pl. 786, figs. 8-9.

1989 *Elphidium crispum* (Linné); Oki, p. 134, pl. 16, fig. 4 a-b.

1995 *Elphidium crispum* (Linné); Levy *et al.*, p. 51, pl. XII, fig. 5.

2004 *Elphidium crispum* (Linné); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 262, fig. 2.154.

**Descripción.** Caparazón lenticular biconvexo, con enrollamiento involuto, muy abultado en la zona central del ombligo y más deprimido hacia el margen periférico, definiendo una fina quilla. En la última vuelta presenta numerosas cámaras subtriangulares muy arqueadas, separadas por robustos procesos septales muy retraídos, que muestran una reticulación recta que se desarrolla por la superficie de las cámaras, entre las que se genera una débil ornamentación de pústulas calcíticas que recubren las perforaciones. El ombligo se encuentra cubierto por grandes botones centrales calcíticos, marcadamente perforados. Pared hialina, calcítica y perforada. Abertura múltiple formada por numerosos orificios de gran tamaño, distribuidos por el margen de la cara oral de la última cámara.

**Ecología.** Está presente en masas de agua con temperaturas comprendidas entre 11 y 21°C (Parker, 1958) y salinidades de 18 a 48‰ (Rocha y Mateu, 1971). Aparece desde el

medio litoral a la plataforma interna, sobre sustrato variable, desde fondo lodoso a arena gruesa (Rocha y Mateu, 1971). Epifaunal libre o anclado en el fondo (Murray, 1991), es una especie cosmopolita con gran poder de adaptación (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), que soporta turbulencia (Rocha y Mateu, 1971).

**Material estudiado.** 447 ejemplares pertenecen a esta especie, lo que se corresponde con un 1,4% del total de los individuos estudiados en las muestras de la plataforma. Se encuentra a lo largo de toda la plataforma, sobre todo en la zona media y externa (60 a 127m), y en todo tipo de sedimento, principalmente en arena.

### ***Elphidium gerthi* van Voorthuysen, 1957**

1957 *Elphidium gerthi* van Voorthuysen; van Voorthuysen, J.H., *Foraminiferen aus dem Eemien (Riss-Würm-Interglazial) in der Bohrung Amersfoort I (Locus typicus)*. Netherlands, Geol. Stichting, Meded. Haarlem, new ser. n° 11, p. 32, pl. 23, fig. 12 a-b.

1978 *Cribrononion gerthi* (van Voorthuysen); Debenay, p. 110, pl. 15.

1986 *Cribrononion gerthi* (van Voorthuysen); Mathieu, p. 310, pl. 15, figs. 9, 12.

1995 *Cribrononion gerthi* (van Voorthuysen); Levy *et al.*, p. 51, pl. 12, fig. 2.

1997 *Cribrononion gerthi* (van Voorthuysen); Debenay y Redois (b), p. 32, pl. 4, fig. 14.

2004 *Cribrononion gerthi* (van Voorthuysen); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 257, fig. 2.152.

**Ecología.** Aparece en aguas con temperaturas de entre 14 y 17°C y salinidades superiores a 35,9‰ (Mathieu, 1986). Es una especie endofaunal (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), típica de medios transicionales y plataforma interna (Blanc-Vernet *et al.*, 1984; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), que vive sobre sustrato fino (Pujos, 1976).

**Material estudiado.** En las muestras superficiales, se han identificado 12 individuos de esta especie, que representan un 0,1% del total de los ejemplares obtenidos. Aparece, principalmente, en la plataforma externa y el borde de talud, sobre sustrato fino.

### **Familia ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839**

#### **Subfamilia AMMONIINAE Saidova, 1981**

#### **Género *Ammonia* Brünnich, 1872**

#### ***Ammonia beccarii* (Linné, 1758)**

1758 *Nautilus beccarii* Linné; Linné, C., *Systema naturae*. Ed. 10, Holmiae, Suecia, impensis L. Salvii, tomo 1, p. 7, fig. 10.

1995 *Ammonia beccarii* (Linné); Yassini y Jones, p. 175, figs. 994-999.

1995 *Ammonia beccarii* (Linné); Levy *et al.*, p. 51, pl. 12, fig. 1.

1999 *Ammonia beccarii* (Linné); Alve y Murray, p. 180, pl. 2, fig. 1.

2004 *Ammonia beccarii* (Linné); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, pp. 254, 256, figs. 2.150-2.151.

**Ecología.** Soporta grandes variaciones de temperatura (Murray, 2006) y salinidad (entre 15 y 68‰), aunque vive principalmente en un rango de 31 a 33‰ (Boltovskoy *et al.*, 1991; Alve y

Murray, 1994). Es una especie estenobática, típica de plataforma interna y media (Sen Gupta, 1982; Murray, 1991; Schönfeld, 2002), que habita en arena fina con un contenido variable de limo y TOC (Murray, 2006). Endofaunal (Murray, 2006), tolera bajas concentraciones de oxígeno (inferiores a 0,1 ml/l), incluso condiciones anaeróbicas (Moodley y Hess, 1992; Kitazato, 1994; Pawlowski *et al.*, 1995). Muestra una gran variedad de ecofenotipos (Jorissen, 1987). Los individuos de mayor tamaño, con pared más calcificada y ornamentada, son más característicos de aguas frías o hipersalinas, causantes de stress fisiológico. Los individuos más pequeños, de pared menos calcificada y delicada, son comunes en aguas de salinidad normal y con abundante alimento (Walton y Sloan, 1990).

**Material estudiado.** Se han identificado 180 ejemplares de esta especie, que representan el 0,6% del total de individuos bentónicos. Aparece en toda la plataforma, siendo más abundante en la plataforma interna y media, en sedimento fino (arcilla limosa a arena fina).

### ***Ammonia tepida* (Cushman, 1926)**

1926 *Rotalia beccarii* (Linné) var. *tepida* Cushman; Cushman, J. A., *Rec. Foram. Porto Rico*. Carnegie Inst. Pub n°, 334, p. 79, pl. 1.

1991 *Ammonia tepida* (Cushman); Cimmerman y Langer, p. 76, pl. 87, figs. 10-12.

2002 *Ammonia tepida* (Cushman); Kaminski *et al.*, p. 178, pl. V, fig. 7.

2004 *Ammonia tepida* (Cushman); Hayward *et al.*, p. 253, pl. II, fig. T; p. 256, pl. III, fig. T; p. 258, pl. IV, fig. T.

2010 *Ammonia tepida* (Cushman); Dias *et al.*, pp. 844, fig. 2-4.

**Ecología.** Típica de agua templada (Murray, 2006), aparece en salinidades variables, comprendidas entre 15 y 56‰ (Almogi-Labin *et al.*, 1995). Presente entre 0 y 50m de profundidad, es característica de medios transicionales (Murray, 2006), sobre limo arenoso (Seiglie, 1975; Murray, 2006). Con un modo de vida endofaunal (Murray, 2006), es una especie oportunista, abundante en medios limosos contaminados (Seiglie, 1975).

**Material estudiado.** Con un total de 290 individuos identificados, representa el 0,9% del total de foraminíferos bentónicos obtenidos en la superficie. En la plataforma Vasca aparece en todas las batimetrías, siendo más abundante en la plataforma interna, en sedimentos con un tamaño de grano que abarca desde arcilla limosa a arena gruesa.

Orden MILIOLIDA Delage y Herouard, 1896  
Suborden MILIOLINA Delage y Herouard, 1896  
Superfamilia CORNUSPIRACEA Schultze, 1854  
Familia HAUERINIDAE Schwager, 1876  
Subfamilia HAUERININAE Schwager, 1876

Género *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826  
***Quinqueloculina bicornis* (Walker y Jacob, 1798)**

1798 *Serpula bicornis* Walker y Jacob; Walker, G. y Jacob, E., En: Kanmacher, F., *Adam's Essays on the microscope*. Ed. 2, London, England, printed by Dillon y Keating, p. 633, pl. 14, fig. 2.

1875 *Quinqueloculina bicornis* (Walker y Jacob); Terquem, p. 39, pl. 6, fig. 6 a-c.

**Ecología.** Esta especie se distribuye desde la parte interna hasta la zona media de la plataforma, en batimetrías comprendidas entre 6 y 82m (Havach y Collins, 1997), siendo muy abundante en las zonas más someras (inferior a 10m de profundidad) de los arrecifes coralinos (Javaux y Scott, 2003; Machado *et al.*, 2006), sobre sustrato arenoso (Machado *et al.*, 2006).

**Material estudiado.** Con 48 ejemplares, esta especie incluye el 0,1% del total de individuos extraídos en las muestras de plataforma. Se localiza entre 49 y 89m de profundidad, pudiendo aparecer en la plataforma externa y el borde de talud, en todo tipo de sedimentos, siendo más abundante en sustrato grueso.

### ***Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny, 1839**

1839 *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny; d'Orbigny, A.d', Foraminifères. En: De la Sagra, *Hist. Phys. Pol. nat. Île de Cuba*. p. 189, pl. 11, figs. 14-15.

1974 *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny; Colom, p. 191, fig. 54 g-i.

**Ecología.** Habita en aguas con temperaturas comprendidas entre 10 y 37°C y salinidades de 33,5 a 36‰ (Murray, 1991). Está presente desde el litoral a la plataforma interna (batimetrías inferiores a 30m) (Sen Gupta y Kilbourne, en Schafer y Pelletier, 1976), aunque también aparece entre 200 y 1000m de profundidad, siendo más abundante entre 500 y 600m (Colom, 1974), sobre sedimentos finos y fragmentos arrecifales (Sen Gupta y Schafer, 1973). Es una especie epifaunal o endofaunal superficial (Corliss, 1991).

**Material estudiado.** Se han identificado 211 individuos pertenecientes a esta especie, por lo que incluye al 0,7% del total de ejemplares analizados en las muestras superficiales. Se encuentra en toda la plataforma, siendo más abundante en la plataforma media, y sobre todo tipo de sedimento, principalmente en arena.

### ***Quinqueloculina oblonga* (Montagu, 1803)**

1803 *Vermiculum oblongum* Montagu; Montagu, G., *Testacea Britanica or natural history of British shells, marine, land, and fresh-water, including the most minute*. Romsey, England, Printed by J.S. Hollis, p. 522, pl. 14, fig. 9.

1971 *Quinqueloculina oblonga* (Montagu); Murray, p. 63, pl. 23, figs. 4-8.

1979 *Quinqueloculina oblonga* (Montagu); Murray, p. 34, fig. 9 d-f.

1990 *Quinqueloculina oblonga* (Montagu); Hasegawa *et al.*, pl. 1, figs. 7, 8.

1999 *Pseudotriloculina oblonga* (Montagu); Guimerans *et al.* (b), p. 118, pl. 8, figs. 2 a, b.

2000 *Triloculina oblonga* (Montagu); Samir, p. 88, pl. 1, fig. 6.

2004 *Quinqueloculina oblonga* (Montagu); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 52, fig. 2.25.

**Ecología.** Especie presente desde el medio litoral hasta la plataforma interna (Murray, 1971), sobre arena lodosa (Guimerans *et al.*, 1999b).

**Material estudiado.** Se han extraído 38 ejemplares de esta especie, que corresponden al 0,1% del total de foraminíferos bentónicos estudiados. Se encuentra a lo largo de toda la plataforma, abundando entre 47 y 90m y entre 103 y 144m de profundidad y en todo tipo de sedimento, principalmente en arena fina.

***Quinqueloculina seminula* (Linné, 1758)**

(Lámina 4, Figuras 1-3)

1758 *Serpula seminulum* Linné; Linnaeus, C., *Systema naturae*. Ed. 10. Holmiae, Suecia, impensis L. Salvii, tomo 1, p. 786, pl. 2, fig. 1.

1995 *Quinqueloculina seminulum* (Linné); Levy *et al.*, p. 23, pl. 4, fig. 3.

1995 *Quinqueloculina seminulum* (Linné); Yassini y Jones, p. 85, figs. 198-199.

1997 *Quinqueloculina seminulum* (Linné); Debenay y Redois (b), p. 26, pl. 1, fig. 21.

1999 *Quinqueloculina seminulum* (Linné); Guimerans *et al.* (b), p. 106, pl. III, figs. 2 a-b.

2004 *Quinqueloculina seminulum* (Linné); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 54, fig. 2.26.

**Descripción.** Caparazón ovalado, triangular en corte transversal, con la periferia redondeada ligeramente angulosa. Las cámaras, alargadas e infladas, se disponen en ángulos de 140-144°, generando el característico desarrollo quinqueloculiniforme. Mientras en vista dorsal se diferencian 3 cámaras, en vista frontal se observan 4 cámaras completas. Pared porcelanacea. Abertura terminal ovalada, localizada en el extremo apical de la última cámara, con un diente simple o, en ocasiones, bifido.

**Ecología.** Está presente en aguas con un amplio rango de temperatura (8 a 18°C, con el óptimo por encima de 14,5°C) (Mathieu, 1986; Murray, 1991) y salinidades comprendidas entre 34 y 36,5‰ (Murray, 1991). Es una especie infralitoral que se extiende hasta la plataforma media (Guimerans *et al.*, 1999b), sobre arena media a gruesa (Mathieu, 1986; Murray, 1991). Es epifaunal o endofaunal hasta 10cm (Matera y Lee, 1972; Murray, 2006). Aunque prefiere ambientes oxigenados (Moodley *et al.*, 1998), puede vivir en medios carentes de oxígeno (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), soportando la anoxia (Moodley y Hess, 1992). También resiste la turbulencia (Bartlett, 1964). La batimetría es un factor determinante para esta especie (Guimerans *et al.*, 1999b).

**Material estudiado.** 1258 foraminíferos bentónicos pertenecen a esta especie, incluyendo por tanto al 3,9% del total de ejemplares extraídos en las muestras superficiales. Aparece a lo largo de toda la plataforma, siendo más abundante en la plataforma interna y media, y en todo tipo de sedimento, principalmente en arena.

**Subfamilia MILIOLINELLINAE Vella, 1957****Género *Miliolinella* Wiesner, 1931*****Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803)**

(Lámina 4, Figuras 4-5)

1803 *Vermiculum subrotundum* Montagu; Montagu, G., *Testacea Britanica or natural history of British shells, marine, land, and fresh-water, including the most minute*. Romsey, England, Printed by J.S. hollis, p. 521.

1960 *Miliolinella subrotunda* (Montagu); Phleger, p. 77, pl. 5, fig. 19.

**Descripción.** Caparazón ovalado con el contorno circular. En el lado frontal son visibles 4 cámaras, alargada y muy infladas, apreciándose únicamente 2 en vista dorsal. Pared porcelanacea. Abertura terminal ovalada a subredondeada, con un labio muy marcado en la parte inferior.



**Ecología.** Está presente en aguas con un rango de temperatura comprendido entre 9 y 23°C y salinidades de 36 a 42‰ (Hohenegger *et al.*, 1993). Se distribuye desde medios transicionales hasta la plataforma interna, pudiendo aparecer en zonas batiales (Murray, 2006), sobre un sustrato variable, desde gravas hasta finos (Murray, 1991). Epifaunal, pasa a ser endofaunal en condiciones de alta energía (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Se han extraído 96 individuos, que representan el 0,3% del total de ejemplares estudiados. Aparece en toda la plataforma, siendo más abundante en batimetrías inferiores a 122m y en todo tipo de sedimento, principalmente arcilla limosa y arena finamuy fina.

**Género *Triloculina* d'Orbigny, 1826**  
***Triloculina oblonga* (Montagu, 1803)**  
 (Lámina 4, Figuras 6-7)

1803 *Vermiculum oblongum* Montagu; Montagu, G., *Testacea Britanica or natural history of British shells, marine, land, and fresh-water, including the most minute*. Romsey, England, Printed by J.S. Hollis, p. 522, pl. 14, fig. 9.

1974 *Triloculina oblonga* (Montagu); Colom, p. 196, fig. 59 p-r.

**Descripción.** Caparazón fusiforme, con el margen redondeado. Las cámaras alargadas, la última ligeramente inflada, se disponen de acuerdo al desarrollo triloculiniforme que caracteriza a este género. En vista frontal se distinguen claramente 3 cámaras, apreciándose 2 en vista dorsal. Pared porcelanacea. Abertura terminal ovalada, situada en el extremo apical de la última cámara, con un diente delgado generalmente simple.

**Ecología.** Se presenta en aguas con unos rangos muy variables de temperatura (-1 a 29°C) y salinidad (0 a 35‰) (Murray, 1991). Con un modo de vida epifaunal, es una especie típica de marisma, viviendo en sedimento limoso y arcilla biogénica (Murray, 1991).

**Material estudiado.** Se han encontrado 167 individuos de esta especie, que incluye al 0,5% del total de foraminíferos bentónicos analizados en la superficie. Aparece a lo largo de toda la plataforma, siendo más abundante entre 61 y 149m de profundidad, con una distribución similar por todo tipo de sedimento.

**Subfamilia SIGMOILOPSINAE Vella, 1957**

**Género *Sigmoilopsis* Finlay, 1947**  
***Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri, 1904)**

1904 *Sigmoilina schlumbergeri* Silvestri; Silvestri, A., *Ricerche strutturali su alcune forme dei trubi di Bonfornello (Palermo)*. Accad. Pont. Romana Nuovi Lincei, Mem., Roma, Italia, vol. 22, pp. 267, 269, pl. 7, figs. 12-14; p. 481, text-fig. 6; p. 482, text-fig. 7.

1988 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri); Loeblich y Tappan, p. 350, pl. 356, figs. 8-13.

1990 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri); Hasegawa *et al.*, p. 474, pl. 1, figs. 16, 17.

1995 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri); Yassini y Jones, p. 93, fig. 183.

1999 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri); Guimerans *et al.* (b), p. 121, pl. 10, fig. 3 a-b.

2004 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, pp. 61, 63, figs. 2.31-2.32.

**Ecología.** Aparece en aguas con temperatura inferior a 16°C y salinidad por debajo de 36,1‰ (Mathieu, 1986). Muestra una distribución desde medios neríticos externos a batiales (Blanc-Vernet *et al.*, 1984), sobre sedimentos compuestos por arena limosa (Mathieu, 1986).

**Material estudiado.** Con 293 individuos, esta especie incluye el 0,9% del total de foraminíferos bentónicos obtenidos en la plataforma Vasca. Aparece a partir de 89m de profundidad, estando presente como accesoria en la plataforma media (por encima de 70m), en cualquier tipo de sedimento, con preferencia por los finos.

#### Familia SPIROLOCULINIDAE Wiesner, 1920

##### Género *Adelosina* d'Orbigny, 1826

##### ***Adelosina bicornis* (Walker y Jacob, 1798)**

1798 *Serpula bicornis* Walker y Jacob; Walker, G. y Jacob, E., en: Kanmacher, F., *Adam's Essays on the microscope*. Ed. 2, London, England, printed by Dillon y Keating, p. 633, pl. 14, fig. 2.

1855 *Adelosina bicornis* (Walker y Jacob); Gosse, p. 14, fig. 22.

1886 *Adelosina bicornis* (Walker y Jacob); Schlumberger, p. 546, figs. 1-5, 7-8; pl. XVI, figs. 10-15.

**Ecología.** Está presente en masas de agua con temperaturas de 10 a 25°C y salinidades de entre 35 y 38‰ (Murray, 1991). Se distribuye desde los medios transicionales hasta la plataforma media (batimetrías inferiores a 100m) (Murray, 1991), sobre arena lodosa (Jones, 1994).

**Material estudiado.** En las muestras superficiales, se han encontrado 80 ejemplares de esta especie, que se corresponden con más del 0,2% del total de los individuos bentónicos extraídos en estas muestras. Aparece desde la plataforma interna hasta la plataforma externa en todo tipo de sedimentos, pero principalmente en arena muy fina.

##### ***Adelosina laevigata* d'Orbigny, 1826**

1826 *Adelosina laevigata* d'Orbigny; d'Orbigny, A.d', *Tableau méthodique de la classe des Cephalopodes*. Ann. Sci. Nat., vol. 7, p. 304, n°.1.

1974 *Adelosina laevigata* d'Orbigny; Colom, p.189, fig. 52 a-j.

**Ecología.** Presenta un rango de temperatura comprendido entre 10 y 25°C y salinidades de entre 35 y 38‰ (Murray, 1991). Aparece entre 10 y 40m de profundidad (Colom, 1974), sobre arena lodosa (Murray, 1991). Es abundante en medios con praderas de Posidonia (Colom, 1974). Un porcentaje elevado de esta especie en las muestras indica cierto stress ambiental (Murray, 1991).

**Material estudiado.** En las muestras recogidas en la plataforma, se han obtenido 55 ejemplares, que representan cerca del 0,2% del total de los individuos extraídos. Han sido encontrados entre 60 y 130m de profundidad en sedimentos muy variados (de arcilla limosa a arena muy gruesa).

**Género *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826**  
***Spiroloculina depressa* d'Orbigny, 1826**

1826 *Spiroloculina depressa* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe de Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, p. 298.

1944 *Spiroloculina depressa* d'Orbigny; Cushman y Todd, p. 28, pl. 1, fig. 6, pl. 5, figs. 1-9.

1974 *Spiroloculina depressa* d'Orbigny; Colom, p. 199, fig. 62 a-b.

**Ecología.** Con un modo de vida epifaunal, se presenta entre 0 y 40m de profundidad (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Se han encontrado 140 ejemplares de esta especie en las muestras superficiales, por lo que incluye al 0,4% del total de foraminíferos bentónicos analizados. Aparece a partir de 50m sobre todo tipo de sedimento.

***Spiroloculina excavata* d'Orbigny, 1846**

1846 *Spiroloculina excavata* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Autriche)*. Guide et Comp., Paris, p. 271, pl. 16, figs. 19-21.

1893 *Spiroloculina excavata* d'Orbigny; Schlumberger, p. 59, pl. 3, fig. 68.

1974 *Spiroloculina excavata* d'Orbigny; Colom, p. 199, fig. 62 c-d, h-i.

**Ecología.** Especie epifaunal que se localiza entre 0 y 40m de profundidad (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Con 48 individuos, esta especie representa el 0,1% del total de ejemplares extraídos. En la plataforma Vasca, aparece entre 47 y 150m de profundidad, sobre todo tipo de sedimento.

**Orden LITUOLIDA Lankester, 1885**  
**Suborden HORMOSININA Mikhalevich, 1980**  
**Superfamilia HORMOSINACEA Haeckel, 1894**  
**Familia HORMOSINIDAE Haeckel, 1894**  
**Subfamilia REOPHACINAE Cushman, 1910**

**Género *Reophax* Montfort, 1808**

***Reophax curtus* Cushman, 1920**

1920 *Reophax curtus* Cushman; Cushman, J.A., *The foraminifera of the Atlantic Ocean; part 2 - Lituolidae*. U.S. Nat. Mus. Bull., Washington, D.C., U.S.A., 1920, nº 104, p. 8, pl. 2, figs. 2-3.

1980 *Reophax curtus* Cushman; Boltovskoy *et al.*, p. 48, pl. 30, figs. 5-7.

1983 *Reophax curtus* Cushman; Arnold, p. 90, pl. 1, fig. 1.

1999 *Reophax curtus* Cushman; Guimerans *et al.* (a), p. 245, pl. 1, figs. 2 a,b.

2004 *Reophax curtus* Cushman; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 15, fig. 2.3.

**Ecología.** Vive en aguas templadas (3 a 9°C) y salinidades de 31,64 a 32,45‰ (Bartlett, 1964). Se distribuye desde la plataforma interna a la plataforma externa (Ferreira, 1958; Murray, 2006), sobre sedimentos muy variados, siendo más abundante en lodos arenosos

y arenas (Ferreira, 1958; Bartlett, 1964; Murray, 2006). Especie endofaunal (Murray, 2006), que no parece estar relacionada con el tamaño de grano, pero sí con el contenido en cuarzo, materia orgánica y aragonito del sedimento (Guimerans *et al.*, 1999a).

**Material estudiado.** Se han extraído 36 ejemplares, que se corresponden con el 0,1% del total de foraminíferos bentónicos estudiados. Se localiza a partir de 61m de profundidad, principalmente sobre arena fina.

**Suborden LITUOLINA Lankester, 1885**  
**Superfamilia LITUOLACEA de Blainville, 1827**  
**Familia DISCAMMINIDAE Mikhalevich, 1980**

**Género *Discamina* Lacroix, 1932**  
***Discamina compressa* (Goës, 1882)**

1882 *Lituolina irregularis* Romer var. *compressa* Goës; Goës, A., *On the reticularian Rhizopoda of the Caribbean Sea*. Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, Stockholm, Bd. 19, nº 4, p. 141, pl. 12, figs. 421-423.

1935 *Discamina compressa* (Goës); Lacroix, p. 15.

1988 *Discamina compressa* (Goës); Loeblich y Tappan, p. 68, pl. 51, figs. 1-4.

**Ecología.** Se encuentra desde la plataforma externa hasta el borde de talud (Jones, 1994).

**Material estudiado.** Se han identificado 31 ejemplares pertenecientes a esta especie, que se corresponden con el 0,1% del total de individuos extraídos en la plataforma. Aparece a partir de 50m de profundidad, sobretodo en la plataforma interna-media, principalmente sobre arena muy fina, pudiendo aparecer en menor porcentaje en el resto de sedimentos.

**Suborden VERNEUILININA Mikhalevich y Kaminski, 2004**  
**Superfamilia VERNEUILINACEA Cushman, 1911**  
**Familia VERNEUILINIDAE Cushman, 1911**  
**Subfamilia VERNEUILININAE Cushman, 1911**

**Género *Gaudryina* d'Orbigny, 1839**  
***Gaudryina rudis* Wright, 1900**

(Lámina 4, Figuras 8-10)

1900 *Gaudryina rudis* Wright; Wright, J., *The Foraminifera of Dog's Bay, Connemara*. Irish. Nat., vol. 9. p. 53, pl. 2, fig. 1.

1922 *Gaudryina rudis* Wright; Cushman, p. 72, pl. 12, figs. 3-6.

1974 *Gaudryina rudis* Wright; Colom, p. 83, fig. 10 t-u.

**Descripción.** Caparazón cónico con un desarrollo inicial triseriado que pasa a biseriado rápidamente. Suturas deprimidas muy marcadas y rectas, ligeramente arqueadas en la parte central del caparazón. Pared aglutinada. Abertura en forma de arco, situada en la base de la cara abertural.

**Ecología.** Está presente en masas de agua templadas, con un óptimo entre 7 y 14°C (Murray, 1991 y 2006) y salinidades comprendidas entre 32 y 36,5‰ (Murray, 1991).

Epifaunal, vive entre 50 y 500m de profundidad sobre arena gruesa a muy gruesa (Murray, 2006).

**Material estudiado.** Con 2959 ejemplares, esta especie incluye el 9,2% del total de foraminíferos bentónicos obtenidos en las muestras superficiales. En la plataforma Vasca aparece en todas las batimetrías, siendo más abundante entre 58 y 126m de profundidad, y en todo tipo de sedimento, principalmente en arena.

**Orden TEXTULARIIDA Delage y Herouard, 1896**  
**Suborden TEXTULARIINA Delage y Herouard, 1896**  
**Superfamilia TEXTULARIACEA Ehrenberg, 1838**  
**Familia EGGERELLIDAE Cushman, 1937**  
**Subfamilia EGGERELLINAE Cushman, 1937**

**Género *Eggerelloides* Haynes, 1973**  
***Eggerelloides scabrus* (Williamson, 1858)**

- 1858 *Bulimina scabra* Williamson; Williamson, W.C., *On the Recent foraminifera of Great Britain*. Ray Soc., London, England, p. 65, pl. 5, figs. 136-137.  
 1988 *Eggerelloides scabrus* (Williamson); Loeblich y Tappan, p. 170, pl. 189, figs. 5-7.  
 1990 *Eggerelloides scabrus* (Williamson); Alve, p. 691, pl. 2, figs. 10, 14.  
 1994 *Eggerelloides scabrus* (Williamson); Jones, p. 52, pl. 47, figs. 15-17.  
 1994 *Eggerelloides scabrus* (Williamson); Alve y Murray, p. 20, pl. 1, fig. 12.  
 1997 *Eggerelloides scabrus* (Williamson); Debenay y Redois (a), p. 251, pl. 1, fig. 6.  
 2004 *Eggerelloides scaber* (Williamson); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 39, fig. 2.17.

**Ecología.** Habita en aguas con un rango muy variable de temperatura (1 a 20°C) (Alve y Nagy, 1990) y salinidad (16 a 35‰, pero necesita valores superiores a 24‰ la mayor parte del año) (Lutze *et al.*, 1983; Alve y Nagy, 1990). Se distribuye desde la zona nerítica a medios epibatiales, pudiendo extenderse dentro de los estuarios (Murray, 2006), sobre cualquier tipo de sedimento (Alve y Nagy, 1986). Con un modo de vida endofaunal (Murray, 2006), soporta reducciones acentuadas de oxígeno (Alve y Nagy, 1986; Moodley y Hess, 1992; Ernst, 2002). Sobrevive en sedimentos contaminados (Alve y Nagy, 1986).

**Material estudiado.** Con 33 individuos, esta especie representa el 0,1% del total de los ejemplares bentónicos analizados. Aparece entre 52 y 60m de profundidad, sobre arena muy fina.

**Familia TEXTULARIIDAE Ehrenberg, 1838**  
**Subfamilia TEXTULARIINAE Ehrenberg, 1838**

**Género *Bigenerina* d'Orbigny, 1926**  
***Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, 1826**  
 (Lámina 4, Figuras 11-12)

- 1826 *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny; d'Orbigny, A., *Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes*. Ann. Sci. Nat., Paris, France, sér. 1, tome 7, p. 261, pl. 11, figs. 9-12.

- 1986 *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny; Mathieu, p. 233, pl. 3, figs. 3,6.  
 1995 *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny; Levy *et al.*, p. 20, pl. 3, fig. 1.  
 1999 *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny; Guimerans *et al.* (a), p. 247, pl. 1, figs. 6 a-b.  
 2004 *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 43.  
 fig. 2.19.

**Descripción.** Caparazón con forma alargada y desarrollo inicial biseriado, con cámaras subtriangulares a subtrapezoidales aplastadas, separadas por suturas deprimidas poco marcadas. Pasa rápidamente a uniseriado con un crecimiento recto, formado por cámaras globosas subredondeadas, separadas por suturas deprimidas muy marcadas. Pared aglutinada. Abertura simple terminal, redondeada, localizada al final de un corto cuello.

**Ecología.** Habita en aguas con temperaturas inferiores a 15°C y salinidades menores de 36‰ (Mathieu, 1986). Con un modo de vida posiblemente epifaunal (Murray, 2006), se distribuye entre los 20 y 600m de profundidad, siendo más abundante entre 100 y 200m (Mathieu, 1986; Debenay y Basov, 1993), sobre sedimento fino (Le Calvez, 1958).

**Material estudiado.** Se han obtenido 401 ejemplares de esta especie, lo que se corresponde con cerca del 1,3% del total de foraminíferos bentónicos estudiados en las muestras superficiales. Aparece a partir de 90m de profundidad, pudiendo encontrarse a batimetrías inferiores como especie accesoria, en un rango sedimentario comprendido entre la arcilla limosa y la arena gruesa.

**Género *Textularia* DeFrance, 1824**  
***Textularia agglutinans* d'Orbigny, 1839**

- 1839 *Textularia agglutinans* d'Orbigny; d'Orbigny, A., Foraminifères. En: De la Sagra, *Hist. Phys. Pol. nat. Île de Cuba*. p. 136, pl. I, figs. 17-18, 32-34.  
 1974 *Textularia agglutinans* d'Orbigny; Colom, p. 80, fig. 7 w-a'.

**Ecología.** Está presente en aguas con temperaturas comprendidas entre 10 y 25°C y salinidades de 35 a 38‰ (Murray, 1991). Se encuentra desde la plataforma interna hasta el borde de talud (Stigter *et al.*, 1998), sobre sedimentos que varían entre arena fina y limo arcilloso (Murray, 1991). Endofaunal (Haunold *et al.*, 1997), es una especie abundante en medios pobres en nutrientes (Donnici y Barbero, 2002).

**Material estudiado.** Se han identificado 189 ejemplares, que se corresponden con el 0,6% del total de foraminíferos bentónicos extraídos. Se ha encontrado a partir de 68m de profundidad, siendo más abundante entre 110 y 130m, sobre todo tipo de sedimento.

***Textularia conica* d'Orbigny, 1839**

(Lámina 4, Figuras 13-14)

- 1839 *Textularia conica* d'Orbigny; d'Orbigny, A., Foraminifères. En: Ramon de la Sagra, *Histoire physique et naturelle de l'île de Cuba*. A. Bertrand, Paris, France, p. 143, pl. 1, figs. 19-20.  
 1986 *Textularia conica* d'Orbigny; Mathieu, p. 230, pl. 2, fig. 3.  
 1995 *Textularia conica* d'Orbigny; Levy *et al.*, p. 20, pl. 3, fig. 5.  
 1995 *Textularia conica* d'Orbigny; Yassini y Jones, p. 75, figs. 101, 109.

1998 *Textularia conica* d'Orbigny; Robertson, p. 30, pl. 5, fig. 3.

2004 *Textularia conica* d'Orbigny; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 45, fig. 2.20.

**Descripción.** Caparazón cónico con desarrollo biseriado y margen periférico anguloso. Cámaras subtrapezoidales, separadas por suturas ligeramente marcadas, deprimidas y rectas. La anchura de la cara oral es mayor que la longitud total del caparazón. Pared aglutinada. Abertura simple arqueada, localizada en el centro de la base de la cara abertural.

**Ecología.** Vive en aguas con un rango de temperatura muy variable (entre 1,8 y 8,8°C) (Bandy, 1953) y salinidad comprendida entre 38 y 39‰ (Parker, 1958). Se distribuye desde la plataforma interna a medios batiales, sobre sustrato arenoso (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). Tiene un modo de vida epifaunal (Murray, 2006). Está controlada por la abundancia y distribución de terrígenos (Arnold, 1983), pero no está influenciada por las variaciones de oxígeno (soporta cambios de 0,4 a 3,6ml/l) (Bandy, 1953).

**Material estudiado.** Habiéndose identificado 682 ejemplares, esta especie incluye al 2,1% de la totalidad de ejemplares analizados en la superficie. En la plataforma Vasca, aparece a partir de 53m, pudiendo hallarse a menor profundidad como accesoria. Sin preferencia por ningún tipo de sedimento, se encuentra en un porcentaje similar en todos los sustratos.

### ***Textularia pseudorugosa* Lacroix, 1932**

(Lámina 4, Figuras 15-16)

1932 *Textularia pseudorugosa* Lacroix; Lacroix, E., *Textulariidae du plateau continental méditerranéen entre St. Raphael et Monaco*. Bull. Inst. Océanogr. Monaco, vol. 591, p. 19, fig. 19.

1974 *Textularia pseudorugosa* Lacroix; Colom, p. 81, fig. 8 g-l.

**Descripción.** Caparazón cónico con desarrollo biseriado y margen periférico ligeramente anguloso, más afilado en las cámaras iniciales, pasando a subcircular en las cámaras finales. Cámaras subtrapezoidales a subtriangulares, ligeramente separadas por tenues suturas deprimidas apenas visibles. Pared aglutinada. Abertura simple, formada por una hendidura arqueada, situada en la parte central de la base de la cara abertural.

**Ecología.** Es una especie abundante a 100m de profundidad, sobre fondo arenoso con fragmentos de bivalvos, gasterópodos y briozoos (Le Calvez, 1958).

**Material estudiado.** Se han encontrado 512 individuos, correspondientes al 1,6% del total de foraminíferos bentónicos obtenidos en las muestras de la plataforma. Aparece a partir de 50m de profundidad, aunque a menor batimetría se puede encontrar como accesoria, y en todo tipo de sedimento, principalmente en los finos.

### ***Textularia sagittula* Defrance, 1824**

(Lámina 4, Figura 17)

1824 *Textularia sagittula* Defrance; Defrance, J.L.M., Mollusques, vers et zoophytes. En: Blainville, H.M.D. de, *Dictionnaire des Sciences Naturelles*. Paris, France, F.G. Levrault, tome 32, p. 177. Figura 2.

1825 *Textularia sagittula* Defrance; Blainville, H.M.D. de, pl. 3, fig. 5

1987 *Textularia sagittula* Defrance; Jorissen, p. 46, pl. 3, fig. 12.

1995 *Textularia sagittula* Defrance; Yassini y Jones, p. 76, figs. 105-108.

2004 *Spiroplectinella sagittula* Defrance; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, p. 23, fig. 2.8.

**Descripción.** Caparazón cónico con un desarrollo biseriado y un margen periférico anguloso. Suturas deprimidas, muy marcadas y rectas. Cámaras subtrapezoidales a subrectangulares. Pared aglutinada. Abertura simple arqueada, localizada en el centro de la base de la cara abertural.

**Ecología.** Se encuentra en aguas templadas (7 a 16°C) y en salinidades de 35 a 36,5‰ (Murray, 1991). Está presente desde 20 hasta 600m de profundidad (Debenay y Basov, 1993), sobre arena, lodos arenosos y lodos (Murray, 1970 y 1991). Es epifaunal o endofaunal superficial (0 a 0,5cm, pudiendo penetrar hasta 5cm) (Stigter *et al.*, 1998; Murray, 2006).

**Material estudiado.** Con 1789 ejemplares, esta especie incluye al 5,6% del total de individuos estudiados en las muestras superficiales. En la plataforma Vasca, es mayoritaria a partir de 50m de profundidad, pudiendo encontrarse en batimetrías inferiores como especie accesoria, y en todo tipo de sedimento, especialmente en arena.

## 6.2 Ostrácodos

La clasificación de los ostrácodos, como en el caso de los foraminíferos, está variando constantemente, encontrándose no sólo diferenciaciones tanto a nivel de género o especie, sino también a nivel supragenérico. Por tanto, es necesario referir detalladamente la base taxonómica empleada en cualquier estudio sistemático.

El primer autor en efectuar una clasificación de los ostrácodos fue Sars (1866), que consideraba Ostracoda como Orden y agrupó las diferentes familias en cuatro "secciones", denominadas Podocopa, Platycopa, Mydocopa y Cladocopa. Posteriormente, Benson *et al.* (1961) elevaron Ostracoda a Subclase, clasificación compartida por Hartmann y Puri (1974), pero modificada por McKenzie (1977), que lo consideraba como Subfilum. Bowman y Abele (1982) definieron Ostracoda como Clase, subdividiéndola en cinco Órdenes, separándola Maddoks (1982) en seis. Esta última clasificación es la adoptada por Athersuch *et al.* (1989).

Trabajos posteriores (Whatley *et al.*, 1993 y Horne *et al.*, 2002) definen ocho e, incluso, nueve Órdenes de ostrácodos, pero cuatro de los mismos plantearían serias dudas sobre su validez, quedando, por tanto, cinco Órdenes de ostrácodos "reales". Esta clasificación es la adoptada por Armstrong y Brasier (2006), donde, además, recogen la propuesta de elevar Crustacea al nivel de Filum, separándolo de Arthropoda. Liebau (2005) defiende también la definición de Crustacea como Filum, con Ostracoda como una Subclase de la Clase Maxillopoda, separando a su vez dos Superórdenes y nueve Órdenes, agrupando dos de los mismos los ostracodomorfos y los siete Órdenes restantes los ostrácodos "reales".

La clasificación adoptada en este trabajo se basa en las definidas por Athersuch *et al.* (1989), Horne *et al.* (2002) y Kempf (1986-2004) a nivel genérico y específico, completada con los trabajos de Carbonel (1971), van Morkhoven (1962-1963), Guillaume *et al.* (1985) y Rodríguez-Lázaro y Cronin (1999) para el género *Krithe*, y las definidas por Brusca y Brusca (1990), Martin y Davis (2001) y Zicha (1999-2007) a nivel supragenérico, donde separan dos Subclases con un total de cinco Órdenes, así como una tercera Subclase



u Orden aislado de "incertae sedis", que incluye las morfologías consideradas como supuestos ostrácodos.

Como en el caso de los foraminíferos, las referencias bibliográficas de las sinonimias, están incluidas en estos trabajos, no apareciendo en el apartado de bibliografía de esta memoria.

Se han analizado más de 38600 ejemplares de ostrácodos, pertenecientes a 192 especies, de los cuales un total de 5976 individuos son fragmentos de valvas inidentificables a nivel genérico. Para las especies principales, se define su posición sistemática, así como los diversos sinónimos empleados en trabajos previos. De dichas especies identificadas, se han escogido aquellas encontradas en un porcentaje superior al 1% del total de ejemplares extraídos en las muestras estudiadas, excluyendo del conteo el número de fragmentos, tanto de superficie como de los sondeos, para realizar una descripción morfológica detallada. En concreto, se analizan 47 especies, pertenecientes a 28 géneros distintos.

La identificación específica del género *Krithe* se revela como una de las más problemáticas. De acuerdo a Coles *et al.* (1994), las especies del género *Krithe* pueden diferenciarse entre sí de acuerdo al tamaño y la forma del caparazón, el tamaño y la forma del vestíbulo y la distribución y longitud de los canales de poros marginales del margen anterior. Por tanto, esta clasificación únicamente puede efectuarse en aquellos ejemplares que presentan un estado de conservación lo suficientemente bueno como para permitir la preservación y observación de la lamela interna y el vestíbulo. Además, tanto el vestíbulo anterior como la lamela interna son dos rasgos morfológicos que únicamente se desarrollan en los individuos adultos, no estando presentes en los juveniles. Así mismo, diversos autores han analizado la posible relación entre la variación de la forma y el tamaño del vestíbulo de este género con respecto a los cambios en el contenido de oxígeno del medio (p. ej. Peypouquet, 1975; Kaesler y Lohmann, 1976; Whatley y Zhao, 1993; Coles *et al.*, 1994; van Harten, 1996; Zhao y Whatley, 1997).

En esta memoria, debido a la presencia de numerosos individuos juveniles mezclados con adultos en la misma asociación, así como al diferente grado de conservación observada en los ejemplares, se agrupan todos los caparazones bajo la denominación genérica. En los casos en que sea posible observar y analizar la lamela interna y el vestíbulo, se emplea la clasificación específica desarrollada por Rodríguez-Lázaro y Cronin (1999). En el caso de los sondeos estudiados, los ejemplares adultos pertenecen, en su mayoría, a las especies *Krithe dolichodeira* y *Krithe morkhoveni*, por lo que se considera que los individuos encontrados se corresponden mayoritariamente a dichas especies.

A continuación, se recogen las especies pertenecientes a la Subclase Podocopa, de la que se han identificado dos de sus Órdenes (Platycopida y Podocopida).

Se incluye un resumen de los parámetros ecológicos más importantes de las especies empleadas en los análisis estadísticos. Los datos ecológicos a lo que se hace referencia, son los rangos de temperatura y salinidad de las masas de agua en la que vive cada especie, la batimetría y el tamaño de grano del sedimento, comentando, en los casos en que sea determinante, el área geográfica en la que se distribuyen las mismas. Así mismo, se indican las muestras superficiales en las que aparece cada una de las muestras, contabilizando el número total de ejemplares extraídos (biocenosis+tanatocenosis) y su porcentaje con respecto al total de ostrácodos analizados en la plataforma Vasca, aludiendo a su rango sedimentario y batimétrico. En aquellas especies que no se han encontrado en las muestras de superficie, se definen los niveles de los sondeos en donde han aparecido.

En los casos en que no se proporciona un valor numérico de la batimetría a la que se encuentran las especies, las franjas descritas se refieren a las definidas en el caso de los foraminíferos. Refiriéndose al tamaño de grano, sedimento fino hace alusión al tamaño de grano incluido entre arcilla y arena muy fina (inferior a 70µm), mientras que sedimento arenoso se corresponde con los tamaños superiores.

**Dominio EUKARYOTA Whittaker y Margulis, 1978**  
**Reino ANIMALIA Linné, 1758**  
**Subreino EUMETAZOA Butschli, 1910**  
**División BILATERIA (Hatschek, 1888) Cavalier-Smith, 1983**  
**Subdivisión PROTOSTOMIA Grobden, 1908**  
**Infrareino ECDYSOZOA Aguinaldo et al., 1997 ex Cavalier-Smith, 1998**  
**Superfilum PANARTHROPODA**  
  
**Filum ARTHROPODA Latreille, 1829**  
**Subfilum MANDIBULATA Snodgrass, 1938**  
**Infrafilum CRUSTACEOMORPHA (Chernyshev, 1960)**  
**Superclase CRUSTACEA Pennant, 1777**  
  
**Clase OSTRACODA Latreille, 1802**  
  
**Subclase PODOCOPA Sars, 1866**  
  
**Orden PLATYCOPIIDA Sars, 1866**  
**Familia CYTHERELLIDAE Sars, 1866**  
  
**Género *Cytherella* Jones, 1850**  
***Cytherella alvearium* Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975**  
 (Lámina 1, Figuras 1-2)

1975 *Cytherella alvearium* Bonaduce, Ciampo y Masoli; Bonaduce, G., Ciampo, G. y Masoli, M., *Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea*. Pubbl. Staz. Zool. Napoli Suppl., nº 40, p. 20, pl. 4, figs. 5-8, 12.

**Descripción.** Valvas subovaladas con el contorno redondeado, que no poseen tubérculo ocular. La superficie se encuentra ornamentada por numerosas fosetas circulares de gran tamaño. En el margen anterior presenta una costilla, que se desarrolla hasta la zona dorsal. Las impresiones musculares son visibles en la parte exterior de las valvas, delimitando un área deprimida.

**Ecología.** Se encuentra en batimetrías superiores a 120m, sobre arena limosa y arcillosa, pero también puede estar presente en arena fina de medios profundos (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Con 56 ejemplares, incluye al 1% del total de ostrácodos obtenidos en las muestras superficiales. En la plataforma Vasca, aparece a partir de 120m de profundidad, sobre sedimento fino.

***Cytherella lata* Brady, 1880**

(Lámina 1, Figura 3)

1880 *Cytherella lata* Brady; Brady, G.S., *Report on the Ostracoda dredged by H.M.S. «Challenger» during the years 1873-1876*. Rep. Scient. Res. Voyage H.M.S. Challenger, Zool. Vol. 1, part. 3, p. 173, pl. 44, fig. 5 a-e.

**Descripción.** Caparazón ovalado a subcircular, con los márgenes redondeados. El tubérculo ocular no está presente. La superficie de las valvas está ornamentada con un punteado muy fino concéntrico. La zona donde se sitúan las impresiones musculares, se encuentra deprimida en el exterior de las valvas.

**Ecología.** Es una especie estenoterma y estenohalina (35%). Se encuentra entre 400 y 2500m de profundidad, principalmente entre 1000 y 2500m, en limo (Yassini, 1969).

**Material estudiado.** 10 valvas de ostrácodos obtenidas en superficie pertenecen a esta especie, representando el 0,2% del total. Aparece a partir de 90m de profundidad, siendo más abundante a 120m, sobre sedimento fino.

Orden PODOCOPIDA Sars, 1866

Suborden BAIRDIOCOPINA Sars, 1865

Superfamilia BAIRDIOIDEA Sars, 1865

Familia BAIRDIIDAE Sars, 1866

Género *Bairdia* McCoy, 1844***Bairdia longevaginata* G.W. Müller, 1894**

(Lámina 1, Figura 4)

1894 *Bairdia longevaginata* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 271, pl. 13, figs. 30-31; pl. 14, figs. 6-7, 27.

1975 *Bairdia longevaginata* G.W. Müller; Bonaduce *et al.*, p. 23, pl. 5, figs. 8-11.

**Descripción.** Caparazón subtrapezoidal de contorno redondeado, con el margen dorsal rectilíneo y un desarrollo caudal en la zona posterior. No posee tubérculos oculares. La superficie de las valvas está ornamentada por un punteado muy fino, menos desarrollado en la zona central de las mismas.

**Ecología.** Aparece en la plataforma interna (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Se han encontrado 61 valvas de esta especie, que representan el 1,1% del total de ejemplares extraídos en superficie. Principalmente, se encuentra entre 120 y 126m de profundidad, en arena media a gruesa.

***Bairdia mediterranea* G.W. Müller, 1894**

(Lámina 1, Figura 5)

1894 *Bairdia mediterranea* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 270, pl. 13, fig. 27; pl. 14, figs. 1-2, 26.

1975 *Bairdia mediterranea* G.W. Müller; Bonaduce *et al.*, p. 23, pl. 5, fig. 6.

**Descripción.** Caparazón subovalado a subtrapezoidal, presentando un margen dorsal fuertemente arqueado, con la altura máxima localizada en la zona central a centro-anterior. Muestra un proceso caudal subredondeado. La superficie de las mismas se encuentra ornamentada por un fino punteado muy uniforme. Se observan numerosos denticulos marginales en el lado posterior.

**Ecología.** Presente en la plataforma externa (135 a 256m de profundidad) (Puri *et al.*, en Neale, 1969), también puede aparecer de manera abundante en la plataforma media (batimetrías inferiores a 108m, con un porcentaje máximo a 70m de profundidad), sobre arena (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Con 139 ejemplares, representa el 2,6% del total de ostrácodos. En la plataforma Vasca, se ha encontrado en batimetrías comprendidas entre los 120 y 130m de profundidad, pudiendo aparecer de manera importante a 80m, en sedimento arenoso y, en menor medida, en limo fangoso.

Suborden CYPRIDOCOPINA Jones, 1901  
Superfamilia CYPRIDOIDEA Baird, 1845  
Familia CANDONIDAE Kaufmann, 1900

Género *Paracypris* Sars, 1866

***Paracypris polita* Sars, 1866**

(Lámina 1, Figuras 6-7)

1866 *Paracypris polita* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 12.

1923 *Paracypris polita* Sars; Sars, p. 70, pl. 31.

1989 *Paracypris polita* Sars; Athersuch *et al.*, p. 65, fig. 22.

**Descripción.** Caparazón lanceolado. El tubérculo ocular está ausente. El margen dorsal es arqueado, el margen anterior redondeado, el margen posterior afilado y estrecho y el margen ventral sinuoso, mostrando una concavidad en la parte central de la longitud. La superficie de las valvas es muy lisa, al no presentar ornamentación.

**Ecología.** Se distribuye desde el medio litoral hasta la plataforma media, en batimetrías inferiores a 70m, viviendo sobre limo blando (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han identificado 242 ejemplares de esta especie, por lo que incluye al 4,5% del total de individuos obtenidos en la superficie. Aparece en dos grupos batimétricos diferentes: de 98 a 108m y de 121 a 130m de profundidad, en arcilla limosa y arena.

Superfamilia PONTOCYPRIDOIDEA G.W. Müller, 1894  
Familia PONTOCYPRIDIDAE G.W. Müller, 1894

Género *Argilloecia* Sars, 1865

***Argilloecia acuminata* G.W. Müller, 1894**

(Lámina 1, Figuras 8-9)

- 1894 *Argilloecia acuminata* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der agrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 261, pl. 12, figs. 1-2, 12-22.  
 aff. 1975 *Argilloecia acuminata* G.W. Müller; Bonaduce et al., p. 26, pl. 8, figs. 1-5.

**Descripción.** Caparazón alargado con el margen posterior ahusado. Los lados ventral y dorsal están fuertemente arqueados, con la concavidad máxima localizada en los márgenes anteroventral y anterodorsal respectivamente. La lamela interna es muy amplia. La valva derecha recubre a la valva izquierda por todos los bordes.

**Ecología.** Se distribuye desde la plataforma externa hasta medios abisales (a partir de 150m de profundidad) (Puri et al., en Neale, 1969), sobre sedimento limoso (Bonaduce et al., 1975).

**Material estudiado.** Con 38 ejemplares obtenidos, representa el 0,7% del total de ostrácodos obtenidos en la superficie. Se encuentra desde la plataforma interna hasta la externa, siendo más abundante entre 110 y 130m de profundidad, en sedimentos finos.

### ***Argilloecia conoidea* Sars, 1923**

- 1923 *Argilloecia conoidea* Sars; Sars, G.O., *An account of the Crustacea of Norway. Volume 9 - Ostracoda. Parts 3, 4 Polycopidae (concluded), Cytherellidae, Cypridae (part)*. Bergen Museum, Norway, n° 9 (3-4), p. 56, pl. 25.  
 1996 *Argilloecia conoidea* Sars; Whatley et al., pl. 1, figs. 1-4.  
 1998 *Argilloecia conoidea* Sars; Whatley et al., pl. 1, fig. 1.

**Ecología.** Es muy abundante a partir de 700m de profundidad (Yassini, 1969), aunque también se ha encontrado de manera importante entre 80 y 150m, siempre sobre sustrato limoso (Elofson, 1941). Presenta una distribución circumpolar (Tabuki, 1986).

**Material estudiado.** Se han encontrado 13 individuos en superficie, que se corresponden con el 0,3% del total. Aparece principalmente entre 80 y 100m de profundidad, pudiendo extenderse hasta los 150m, en sedimentos finos.

### **Género *Australoecia* McKenzie, 1967**

#### ***Australoecia* sp.**

**Material estudiado.** Aunque no aparece en las muestras de superficie, se encuentra en porcentajes superiores al 1% en varias muestras del sondeo KS05-05. En concreto, aparece de manera más importante en las muestras 155 y 150cm.

Suborden CYTHEROCOPINA Baird, 1850

Superfamilia CYTHEROIDEA Baird, 1850

Familia BYTHOCYTHERIDAE Sars, 1866

### **Género *Bythocythere* Sars, 1866**

#### ***Bythocythere bradleyi* Athersuch, Horne y Whittaker, 1983**

- 1983 *Bythocythere bradleyi* Athersuch, Horne y Whittaker; Athersuch, J., Horne, D.J. y Whittaker, J.E., *Some species of the ostracod genus Bythocythere Sars from*

*British waters*. Journal of Micropalaeontology, vol. 2, p. 74, figs. 4c-e; pl. 1, figs. 7-10.

1989 *Bythocythere bradleyi* Athersuch, Horne y Whittaker; Athersuch *et al.*, p. 243, fig. 102; pl. 8, fig. 6.

**Ecología.** Es una especie típica de medio sublitoral marino (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** No se identifican ejemplares pertenecientes a esta especie en las muestras de la plataforma, apareciendo en porcentajes superiores al 1% del total en las muestras 241, 240, 145, 75 y 72cm en el testigo KS05-10.

### ***Bythocythere bradyi* Sars, 1926**

1926 *Bythocythere bradyi* Sars; Sars, G.O., *An account of the Crustacea of Norway. Volume 9 - Ostracoda. Parts 13, 14 Cytheridae (continued)*. Bergen Museum, Bergen, Norway, p. 236, pl. 108, fig. 2.

1983 *Bythocythere bradyi* Sars; Athersuch *et al.*, p. 72, figs. 4 u-w, 5 a; pl. 2, figs. 9-11.

1989 *Bythocythere bradyi* Sars; Athersuch *et al.*, p. 245, fig. 103; pl. 8, fig. 7.

**Ecología.** Presente desde la plataforma interna a media, en batimetrías inferiores a 90m de profundidad, aparece también en medio litoral (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han obtenido 26 ejemplares pertenecientes a esta especie, lo que representa el 0,5% del total de ostrácodos estudiados en las muestras superficiales. Aparece principalmente a 80m de profundidad, pudiendo encontrarse a mayor batimetría en menor porcentaje, en arcilla limosa y limo fangoso.

### ***Bythocythere constricta* Sars, 1866**

1866 *Bythocythere constricta* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 85.

1868 *Bythocythere constricta* Sars; Brady, p. 451, pl. 35, figs. 47-52.

1878 *Bythocythere constricta* Sars; Fischer, p. 247.

1928 *Bythocythere constricta* Sars; Sars, p. 235, pl. 108, fig. 1.

1941 *Bythocythere constricta* Sars; Elofson, p. 335.

**Ecología.** Presente desde los 38 a los 330m de profundidad sobre limo y arcilla, se considera una especie muy común en la región boreal (Sars, 1928; Elofson, 1941).

**Material estudiado.** 52 individuos pertenecen a esta especie, incluyendo aproximadamente al 1% del total de ejemplares analizados en las muestras de la plataforma. Se distribuye entre 70 y 130m de profundidad, siendo mayoritaria entre 120 y 126m, sobre sedimento arenoso.

### ***Bythocythere aff. intermedia* Elofson, 1938**

1938 *Bythocythere intermedia* Elofson; Elofson, O., *Neue und wenig bekannte Cytheriden von der Schwedischen Westküste*. Arkiv för zoology, n° 30A/21, p. 10, figs. 14-21.

1983 *Bythocythere intermedia* Elofson; Athersuch *et al.*, p. 72, figs. 1, 2, 3a-g, 4r-t, 5b; pl. 2, figs. 1-4.

1989 *Bythocythere intermedia* Elofson; Athersuch et al., p. 246, fig. 104; pl. 8, fig. 8.

**Material estudiado.** No se han encontrado individuos de esta especie en las muestras superficiales, pero aparece con porcentajes superiores al 1% en varios niveles de la parte inferior del sondeo KS05-10, concretamente entre las muestras 235 y 155cm.

**Género *Pseudocythere* Sars, 1866**  
***Pseudocythere caudata* Sars, 1866**  
 (Lámina 1, Figura 10)

1866 *Pseudocythere caudata* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 88.

1926 *Pseudocythere caudata* Sars; Sars, p. 239, pl. 109, fig. 2.

1986 *Pseudocythere caudata* Sars; Horne, p. 119 et seq., figs. 1-m.

1989 *Pseudocythere caudata* Sars; Athersuch et al., p. 255, fig. 108.

**Descripción.** Caparazón alargado y comprimido con morfología subrectangular. El margen posterior está truncado, terminando en un proceso caudal en el margen dorsal y en una pequeña espina en el margen ventral. Tubérculo ocular ligeramente marcado. La superficie de las valvas es muy lisa, presentando una ligera ornamentación consistente en pequeños poros circulares distribuidos de manera aleatoria por la superficie.

**Ecología.** Es una especie euriterma, con un rango de temperatura comprendido entre -1 y 22°C, y eurihalina, con salinidades entre 17 y 35‰ (Elofson, 1941). Está presente desde la plataforma externa hasta medio abisal (150 a 3000m de profundidad), principalmente se desarrolla entre 200 y 300m (Puri et al., en Neale, 1969), sobre cualquier tipo de sedimento, generalmente limo arenoso y arcilla arenosa (Bonaduce et al., 1975). Se considera como especie boreal del Atlántico oriental, presente así mismo en el Atlántico circo-ártico y, probablemente, en las costas de Portugal (Elofson, 1941).

**Material estudiado.** Se han identificado 35 ejemplares, que se corresponden con el 0,6% del total de ostrácodos extraídos. Aparece a lo largo de toda la plataforma y en todo tipo de sedimento.

**Género *Sclerochilus* Sars, 1866**  
***Sclerochilus rudjakovi* Athersuch y Horne, 1987**  
 (Lámina 1, Figuras 11-12)

1987 *Sclerochilus rudjakovi* Athersuch y Horne; Athersuch, J. y Horne, D.J., *Some species of the genus Sclerochilus Sars (Crustacea:Ostracoda) from British waters*. Zool. J. Linn. Soc., nº 91, p. 212, figs. 10A-F.

1989 *Sclerochilus rudjakovi* Athersuch y Horne; Athersuch et al., p. 270, fig. 115.

**Descripción.** Caparazón alargado, con los márgenes anterior y posterior redondeados, el lado dorsal arqueado y el ventral sinuoso. El tubérculo ocular no es visible. La zona marginal es amplia, con numerosos canales de poros marginales a lo largo de los lados anterior, ventral y posterior. La superficie de las valvas es muy lisa, sin presentar ninguna ornamentación visible.

**Ecología.** Es una especie marina sublitoral, presente en el Atlántico Norte, entre la costa norte de las Islas Británicas y el sur del Báltico (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** No aparece en las muestras superficiales, pero sí que es muy abundante en diversas muestras a lo largo de los testigos estudiados.

#### Familia CUNEOCYTHERIDAE Mandelstam, 1959

Género *Cuneocythere* Lienenklaus, 1894

***Cuneocythere semipunctata* (Brady, 1868)**

1868 *Cythere? semipunctata* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*. Trans. Linn. Soc. London, p. 411, pl. 29, figs. 33-37.

1963 *Cuneocythere (Cuneocythere) semipunctata* (Brady); van Morkhoven, p. 321.

1989 *Cuneocythere semipunctata* (Brady); Athersuch *et al.*, p. 121, fig. 47; pl. 3, fig. 5.

**Ecología.** Habita en aguas con una salinidad de 32‰ (Yassini, 1969). Se distribuye desde el litoral a la plataforma interna, sobre fondo arenoso, pudiendo aparecer viva en praderas de algas (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** 35 de los ejemplares obtenidos en superficie pertenecen a esta especie, representando el 0,6% del total. Se encuentra entre 80 y 150m de profundidad, sobre sustrato fino.

#### Familia CUSHMANIDEIDAE Puri, 1974

Género *Pontocythere* Dubovsky, 1939

***Pontocythere* sp.**

**Material estudiado.** Se han encontrado 22 valvas de esta especie en las muestras superficiales, que se corresponden con el 0,2% del total de ostrácodos analizados. Aparece entre 70 y 90m de profundidad, pudiendo extenderse hasta los 151m, sobre sedimento fino y fondo rocoso.

#### Familia CYTHERIDAE Baird, 1850

Género *Cythere* O.F. Müller, 1785

***Cythere lutea* O.F. Müller, 1785**

1785 *Cythere lutea* O.F. Müller; Müller, O.F., *Entomostraca seu testacea, quae in aquis Daniae et Norvegiae reperit, descripsit et iconibus illustravit*. Lipsiae et Havniae. p. 65, pl. 7, figs. 3-4.

1941 *Cythere lutea* O.F. Müller; Sylvester-Bradley, p. 27, figs. 15-18.

1989 *Cythere lutea* O.F. Müller; Athersuch *et al.*, p. 83, fig. 28; pl. 1, fig. 2.

**Ecología.** Especie característica de aguas marinas normales, que puede aparecer en la desembocadura de los estuarios. Vive en medios litorales y sublitorales someros, sobre fondos fitales (Athersuch *et al.*, 1989).



**Material estudiado.** A pesar de que no aparece en superficie, se encuentra en porcentajes superiores al 1% del total entre los niveles 242 y 215cm del sondeo KS05-05.

### Familia CYTHERURIDAE G.W. Müller, 1894

#### Género *Cytheropteron* Sars, 1866

#### ***Cytheropteron alatum* Sars, 1866**

(Lámina 1, Figura 13)

1866 *Cytheropteron alatum* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 81.

1889 *Cytheropteron alatum* Sars; Brady y Norman, p. 214, pl. 20, figs. 8-10.

1928 *Cytheropteron alatum* Sars; Sars, p. 225, pl. 104, fig. 1.

1941 *Cytheropteron alatum* Sars; Elofson, p. 317.

**Descripción.** Caparazón subromboidal a subtriangular, con el margen anterior circular y el posterior comprimido, que termina en un proceso caudal centrado bien desarrollado. Los tubérculos oculares no están presentes. Cada valva muestra un ala triangular muy ancha y bien desarrollada, ligeramente curvada hacia el lado posterior. El margen posterior de cada una de estas alas, presenta una superficie aserrada, mientras el lado anterior es liso. La superficie de las valvas es lisa, quedando ligeramente ornamentada por un punteado muy fino en las áreas ventral y anterior, preferentemente.

**Ecología.** Especie euriterma de aguas templadas (Malz, 1989), está presente en batimetrías comprendidas entre 200 y 400m de profundidad (Guillaume *et al.* 1985; Corbari *et al.*, 2004), viviendo sobre fondos limosos (Corbari *et al.*, 2004).

**Material estudiado.** Esta especie apenas se ha encontrado en las muestras superficiales (únicamente 2 ejemplares, que representan menos del 0,1%), pero aparece en porcentajes superiores al 1% del total entre los niveles 145 y 17cm del sondeo KS05-05, así como a lo largo de todo el testigo KS05-10.

#### ***Cytheropteron cf. alatum* Sars, 1866**

(Lámina 1, Figura 14)

1866 *Cytheropteron alatum* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 81

1889 *Cytheropteron alatum* Sars; Brady y Norman, p. 214, pl. 20, figs. 8-10.

1928 *Cytheropteron alatum* Sars; Sars, p. 225, pl. 104, fig. 1.

1941 *Cytheropteron alatum* Sars; Elofson, p. 317.

**Descripción.** Caparazón subtriangular a subromboidal, con el margen posteroventral comprimido y un proceso caudal bien desarrollado. No posee tubérculos oculares. Cada valva presenta un ala engrosada triangular, curvada hacia el lado posterior, que se adelgaza hacia su extremo externo. La superficie de las valvas es lisa o está ligeramente ornamentada por pequeños poros muy escasos, distribuidos de manera aleatoria.

**Observaciones.** La principal diferencia entre estos ejemplares y los identificados como *C. alatum*, se encuentra en el tamaño y morfología de los procesos alares desarrollados en

cada valva. En general, los individuos descritos como *Cytheropteron* cf. *alatum* presentan unas alas más estrechas, en su parte más externa, y más curvadas que las desarrolladas en *C. alatum*. Así mismo, *Cytheropteron* cf. *alatum* muestra una menor ornamentación, formada por poros de menor tamaño y distribuidos por toda la superficie de las valvas, que *C. alatum*, cuyo caparazón incluye poros de mayor tamaño localizados en el margen ventral y la zona anterior del mismo, preferentemente.

**Material estudiado.** Un total de 71 valvas pertenecen a esta especie, lo que se corresponde con un 1,3% del global de los individuos estudiados en las muestras de superficie. Se ha encontrado a partir de 120m de profundidad, aumentando su porcentaje con el incremento de la batimetría, sobre sedimentos finos.

### ***Cytheropteron nodosum* Brady, 1868**

(Lámina 1, Figura 15)

1868 *Cytheropteron nodosum* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*. Trans. Linn. Soc. London, p. 448, pl. 34, figs. 31-34.

1989 *Cytheropteron nodosum* Brady; Athersuch et al., p. 227, fig. 96; pl. 8, fig. 5.

**Descripción.** Caparazón romboidal, con la máxima altura situada en la parte central del margen dorsal. Los tubérculos oculares están ausentes. En el margen posterior de cada valva se desarrolla un proceso caudal, situado aproximadamente en la parte central de la altura. Presenta dos alas redondeadas. Próximos a los márgenes posterodorsal y anterodorsal, se localizan dos tubérculos muy marcados. La superficie de las valvas está ornamentada con pequeñas fosetas redondeadas.

**Ecología.** Habita en masas de agua con salinidades de 23 a 33,5‰ (Williams, en Neale, 1969). Se distribuye entre 0 y 30m de profundidad (Wagner, 1957) y desde más de 60m hasta medio abisal (Yassini, 1969), siempre sobre arena o arena limosa (Athersuch et al., 1989).

**Material estudiado.** En las muestras superficiales, se han identificado 310 individuos de esta especie, que representan un 5,7% del total de valvas obtenidas. Aparece a batimetrías superiores a 80m, principalmente entre 80 y 110m de profundidad, en todo tipo de sedimento.

### ***Cytheropteron punctatum* Brady, 1868**

(Lámina 1, Figura 16)

1868 *Cytheropteron punctatum* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*. Trans. Linn. Soc. London, p. 499, pl. 34, figs. 45-48.

1928 *Cytheropteron punctatum* Brady; Sars, p. 227, pl. 105, fig. 1.

**Descripción.** Caparazón romboidal, con la máxima altura localizada en la parte central del margen dorsal. No presenta tubérculos oculares. En el margen posterodorsal de cada valva se desarrolla un proceso caudal. Posee dos alas anchas y afiladas de pequeño tamaño. La superficie de las valvas muestra una ligera ornamentación formada por un punteado muy fino.

**Ecología.** Especie estenoterma (temperaturas superiores a 2°C) y estenohalina (salinidad de 34‰) (Yassini, 1969), que se encuentra entre 100 y 1500m de profundidad (Yassini,

1969), aunque también puede aparecer en la plataforma interna (36m), sobre arena limosa (Sars, 1928).

**Material estudiado.** Únicamente se han encontrado 6 ejemplares de esta especie, es decir, un 0,1% del total de los ostrácodos extraídos en las muestras de la superficie, entre 120 y 150m de profundidad, sobre arcilla limosa y arena fina. Sin embargo, aparece de manera importante (porcentajes superiores a 1%) a lo largo de los sondeos estudiados.

### ***Cytheropteron rotundatum* G.W. Müller, 1894**

1894 *Cytheropteron rotundatum* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 301, pl. 20, figs. 4, 10; pl. 21, fig. 20.

1975 *Cytheropteron rotundatum* G.W. Müller; Bonaduce *et al.*, p. 96, pl. 53, figs. 1-8.

**Ecología.** Esta especie se encuentra desde la plataforma media a profundidades abisales, principalmente a partir de 200m (Puri *et al.*, en Neale, 1969), incrementando su porcentaje al aumentar la profundidad (Bonaduce *et al.*, 1975). Es abundante en limo arenoso, estando presente en sedimentos arcillosos (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Con 34 individuos, esta especie representa el 0,6% del total de ejemplares estudiados. En la plataforma Vasca, aparece entre 90 y 150m de profundidad, sobre sedimentos finos.

### ***Cytheropteron testudo* Sars, 1870**

(Lámina 1, Figura 17)

1870 *Cytheropteron testudo* Sars; Sars, G.O., *Nye dybvandskrustaceer fra Lofoten*. Forh. VidenskSelsk. Krist. 1869, p. 29, pl. CV 1, fig. 1.

1987 *Cytheropteron testudo* Sars; Whatley y Coles, pl. 3, fig. 1.

1996 *Cytheropteron testudo* Sars; Whatley *et al.*, pl. 3, figs. 2-3.

**Descripción.** Caparazón subtriangular ovalado, con el margen dorsal muy curvado, quedando la altura máxima en la parte central del mismo. Presenta un proceso caudal amplio y centrado en el lado posterior. Los tubérculos oculares no están presentes. Posee dos alas poco desarrolladas muy anchas. La superficie de las valvas está ornamentada por grandes fasetas redondeadas, formando un retículo bien definido y ordenado. La única parte de las valvas que no muestra esta ornamentación, es el margen externo de las alas.

**Ecología.** Especie característica de aguas frías (temperaturas comprendidas entre -2 y 10°C) y salinidades superiores a 34‰ (Elofson, 1941). Abundante a partir de 700m de profundidad (Yassini, 1969), también aparece entre 80 y 270m (Elofson, 1941), en sedimentos formados por limo-arcilla (Yassini, 1969). Se la considera como una especie ártica y boreal del Atlántico oriental (Elofson, 1941).

**Material estudiado.** Esta especie no se ha encontrado en las muestras superficiales, pero aparece en porcentajes superiores al 1% del total de ostrácodos en los niveles 236 a 231cm y 162 a 155cm en el sondeo KS05-05, así como en las muestras comprendidas entre los 142cm y la superficie del testigo KS05-10.

**Cytheropteron sp. 1**

(Lámina 1, Figura 18)

**Descripción.** Caparazón subromboidal con los márgenes dorsal y ventral redondeados. El margen posteroventral está deprimido, presentando un proceso caudal en el lado posterodorsal. No están visibles los tubérculos oculares. Cada una de las valvas posee un ala amplia y grosera, con el extremo externo redondeado, curvada hacia el margen posterior. La superficie del caparazón está ornamentada por poros redondeados de pequeño tamaño, que no se desarrollan en el proceso caudal.

**Material estudiado.** Se han obtenido 61 individuos, por lo que esta especie comprende al 1,1% del total de ejemplares extraídos. Se encuentra a partir de 130m de profundidad, en todo tipo de sedimento, con preferencia por los finos.

**Cytheropteron sp. 2**

**Material estudiado.** Se han identificado 36 individuos de esta especie, por lo que incluye al 0,7% de los ejemplares obtenidos en las muestras superficiales. Aparece a partir de 90m de profundidad, en todos los sustratos, pero principalmente en finos.

**Género *Eucytherura* G.W. Müller, 1894*****Eucytherura complexa* (Brady, 1866)**

1866 *Cythere complexa* Brady; Brady, G.S., *Report on the Ostracoda dredged amongst the Hebrides*. Rep. Br. Ass. Advmt. Sci. (34th meeting, Nottingham, 1866), p. 210.

1975 *Eucytherura complexa* (Brady); Bonaduce *et al.*, p. 85, pl. 48, figs. 8-14.

**Ecología.** Habita en aguas con una salinidad superior a 34‰ (Fuglister, 1954). Aparece a partir de 70m de profundidad, siendo más abundante entre 150 y 170m (Puri *et al.*, en Neale, 1969; Bonaduce *et al.*, 1975), sobre arena (Puri *et al.*, en Neale, 1969).

**Material estudiado.** Con 35 ejemplares, esta especie representa el 0,6% del total de los ostrácodos estudiados en las muestras superficiales. Se encuentra en batimetrías comprendidas entre 110 y 150m, en sedimentos finos, pudiendo aparecer en menor porcentaje en arena media-gruesa.

***Eucytherura* sp. 1**

**Material estudiado.** Se han extraído 32 valvas pertenecientes a esta especie en las muestras de superficie, por lo que incluye al 0,6% del total. Se localiza entre 120 y 150m de profundidad, aumentando su porcentaje al incrementarse la batimetría, sobre todo tipo de sedimento, pero principalmente en arcilla limosa.

**Género *Hemicytherura* Elofson, 1941*****Hemicytherura videns* (G.W. Müller, 1894)**

1894 *Cytheropteron videns* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von

Neapel monogr., p. 303, pl. 20, figs. 2, 8.

1942 *Cytheropteron videns* G.W. Müller; Rome, p. 13.

1953 *Hemicytherura videns* (G.W. Müller); Ruggieri, p. 49, figs. 4a-b, 6b.

1961 *Cytheropteron videns* G.W. Müller; Reys, p. 68.

1963 *Hemicytherura videns* (G.W. Müller); van Morkhoven, p. 352, figs. 572, 574.

**Descripción.** Caparazón subelíptico, con un proceso caudal situado por encima de la altura media del lado posterior. Tubérculo ocular inexistente. El margen ventral es prácticamente recto. Presenta un grupo central de cuatro foseas bien diferenciadas y sin subdivisiones. Las foseas 9 y 10 están unidas, mientras que la 8 se encuentra subdividida.

**Ecología.** Esta especie vive en masas de agua que presentan un amplio rango de temperatura (entre 6 y 27°C) y salinidades superiores a 27‰ (Yassini, 1969). Se encuentra desde el litoral hasta la plataforma media, en batimetrías inferiores a 100m de profundidad, aunque puede aparecer desde el borde del talud hasta medios abisales, sobre praderas de algas y sedimento arcilloso (Puri *et al.*, en Neale, 1969).

**Material estudiado.** Con 159 individuos identificados, esta especie se corresponde con el 2,9% del total de ostrácodos analizados en superficie. Se ha encontrado entre 50 y 112 m, pudiendo aparecer como accesoria a mayor profundidad, principalmente en arena muy fina, encontrándose como accesoria en arcilla limosa, limo fangoso y fondo rocoso.

### ***Hemicytherura* sp. 1**

**Material estudiado.** No aparecen ejemplares de esta especie en las muestras superficiales, pero se ha encontrado con un porcentaje superior al 1% en los niveles 240 y 220cm del sondeo KS05-05.

### **Género *Semicytherura* Wagner, 1957 *Semicytherura acuticostata* (Sars, 1866) (Lámina 1, Figura 19)**

1866 *Cytherura acuticostata* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 76.

1957 *Semicytherura acuticostata* (Sars); Wagner, p. 83, pl. 38, figs. 3-4.

1989 *Semicytherura acuticostata* (Sars); Athersuch *et al.*, p. 210, fig. 84; pl. 7, fig. 3.

**Descripción.** Caparazón subrectangular, con el margen anterior redondeado y un proceso caudal estrecho en el lado posterodorsal. No se observa tubérculo ocular. La superficie de las valvas está ornamentada por una reticulación marcada, definida por una serie de costillas longitudinales, una de las cuales termina en una pequeña ala en el lado posteroventral.

**Ecología.** Está presente en masas de agua con una salinidad de 33‰ (Williams, en Neale, 1969). Aparece desde el litoral a la plataforma interna, desde 5 hasta 35m de profundidad (Masoli, en Neale, 1969; Athersuch *et al.*, 1989), pero se puede encontrar en la plataforma externa (100 a 500m) y abisal (más de 1200m) (Puri *et al.*, en Neale, 1969), sobre arena arcillosa (Masoli, en Neale, 1969; Athersuch *et al.*, 1989), en ocasiones asociada a algas (Masoli, en Neale, 1969).

**Material estudiado.** Se han obtenido 62 ejemplares, que se corresponden con el 1,1% del total de ostrácodos extraídos en las muestras superficiales. Aparece en toda la plataforma, en arena muy fina a fina, pudiendo aparecer de manera importante en arcilla limosa.

***Semicytherura aff. acuticostata (Sars, 1866)***

**Descripción.** Caparazón subrectangular, con el margen anterior redondeado, los lados dorsal y ventral bastante rectos y paralelos y un proceso caudal en el área posterodorsal. El tubérculo ocular no está visible. La superficie de las valvas presenta una reticulación fina y bien marcada, con una importante costilla longitudinal, que se desarrolla a lo largo del margen ventral, terminando en la zona posteroventral.

**Observaciones.** Los ejemplares pertenecientes a *Semicytherura aff. acuticostata* se diferencian de los identificados como *S. acuticostata*, principalmente, en la ornamentación, puesto que la reticulación es más fina y la costilla longitudinal, que se desarrolla en el lado ventral, está mejor definida y termina en un ala de mayor tamaño.

**Material estudiado.** Esta especie no aparece en superficie, pero se encuentra en porcentajes superiores al 1% en las muestras comprendidas entre 241 y 167cm del sondeo KS05-10.

***Semicytherura arcachonensis Yassini, 1969***

(Lámina 1, Figura 20)

1969 *Semicytherura arcachonensis* Yassini; Yassini, I., *Ecologie des Association d'Ostracodes du Bassin d'Arcachon et du littoral Atlantique. Application à l'interpretation de quelques populations du Tertiaire Aquitain*. Bull. L'Inst. de Geol. Bassin d'Aquit., n°7, p. 86, pl. 39, figs. 2-5, 8-11.

**Descripción.** Caparazón subrectangular, con el margen dorsal recto y el margen ventral ligeramente arqueado en la parte central. El tubérculo ocular no está visible. El lado posterodorsal presenta un proceso caudal estrecho. La superficie de las valvas está fuertemente reticulada, excepto en el lado posteroventral, donde se observa una profunda depresión rectangular a subromboidal.

**Ecología.** Habita en aguas euritermas (con un rango de temperatura de 6 a 27°C) y eurihalinas (con salinidades superiores a 27‰) (Yassini, 1969). Se distribuye desde el litoral hasta la plataforma interna, concretamente de 2 a 30m de profundidad, viviendo sobre arena limosa con abundantes algas (Yassini, 1969).

**Material estudiado.** 57 de los individuos analizados pertenecen a esta especie, incluyendo el 1,1% del total. Se ha encontrado a batimetrías inferiores a 80m, sobre arena y limo.

***Semicytherura nigrescens (Baird, 1838)***

(Lámina 1, Figura 21)

1838 *Cythere nigrescens* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Mag. Zool. Bot., n° 2, p. 143, pl. 5, fig. 27.

1866 *Cytherura nigrescens* (Baird); Sars, p. 71.

1957 *Semicytherura nigrescens* (Baird); Wagner, p. 81, pl. 37.

1974 *Semicytherura nigrescens* (Baird); Whittaker (a), pp. 69-76.

1989 *Semicytherura nigrescens* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 209, fig. 83; pl. 7, fig. 2.

**Descripción:** El caparazón es subovalado, con el margen dorsal ligeramente arqueado, el margen ventral casi recto, con una ligera concavidad en la parte central de la longitud y el lado anterior circular. Presenta un proceso caudal en la parte central de la altura del lado posterior. El tubérculo ocular está ausente. La superficie de las valvas está ornamentada por un fino punteado reticulado, más marcado hacia las áreas marginales.

**Ecología.** Vive en masas de agua con un amplio rango de temperatura (de 0 a 22°C) y eurihalinas (con salinidades de 3 a 35‰) (Sars, 1928; Klie, 1938; Elofson, 1941; Wagner, 1957). Típica de estuarios y medio litoral (Athersuch *et al.*, 1989), puede distribuirse hasta la plataforma interna más somera (batimetrías inferiores a 20m) (Masoli, en Neale, 1969), sobre fondos de algas (Athersuch *et al.*, 1989), arena arcillosa y limo (Masoli, en Neale, 1969).

**Material estudiado.** Se han encontrado 62 valvas, correspondientes a 1,1% del total de ostrácodos extraídos. Aparece entre 70 y 113m de profundidad, sobre sedimentos finos, disminuyendo su porcentaje al aumentar el tamaño de grano.

### ***Semicytherura sella* (Sars, 1866)**

1866 *Cytherura sella* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 73.

1957 *Semicytherura sella* (Sars); Wagner, p. 85, pl. 40.

1974 *Semicytherura sella* (Sars); Whittaker (b), pp. 85-92.

1989 *Semicytherura sella* (Sars); Athersuch *et al.*, p. 215, fig. 87; pl. 7, fig. 6.

**Ecología.** Está presente en aguas con un rango de salinidad comprendido entre 27,9 y 33,5‰ (con un óptimo entre 32,5 y 33,5‰) (Williams, en Neale, 1969). Se encuentra desde el estuario externo a la plataforma interna, sobre limo y arena, pudiendo aparecer también en fondos de algas (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han obtenido 37 individuos pertenecientes a esta especie, que representan el 0,7% del total. En la plataforma Vasca, aparece entre 50 y 90m, en sedimentos finos, incrementando su porcentaje al aumentar el tamaño de grano.

### ***Semicytherura undata* (Sars, 1866)**

1866 *Cytherura undata* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 75.

1957 *Semicytherura undata* (Sars); Wagner, p. 88, pl. 41.

1989 *Semicytherura undata* (Sars); Athersuch *et al.*, p. 220, fig. 91; pl. 7, fig. 10.

**Ecología.** Se encuentra en aguas euritermas (con temperaturas comprendidas entre -2 y 22°C) y eurihalinas (con salinidades comprendidas entre 10 y 35‰) (Elofson, 1941; Wagner, 1957). Es típica de la plataforma interna y fondos de algas (Athersuch *et al.*, 1989) siendo muy abundante en el norte de Europa y el Ártico (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Con 7 ejemplares, esta especie incluye el 0,1% de los individuos analizados en las muestras superficiales. Se ha encontrado a 90m de profundidad sobre sustrato rocoso.

***Semicytherura* sp. 1**

**Material estudiado.** Se han identificado 21 individuos, lo que representa el 0,4% del total de ostrácodos obtenidos en la plataforma. Principalmente aparece a menos de 50m de profundidad, sobre sedimentos finos.

***Semicytherura* sp. 2**

**Material estudiado.** Se han encontrado 12 valvas de esta especie, que representan el 0,2% del total. Aparece entre 70 y 99m de profundidad en sustrato fino y fondo rocoso.

***Semicytherura* sp. 3**

**Material estudiado.** A pesar de que no se ha encontrado en las muestras superficiales, aparece, con porcentajes superiores al 1%, en diversos niveles comprendidos entre 230 y 72cm, en el sondeo KS05-10.

***Semicytherura* sp. 4**

**Material estudiado.** Esta especie únicamente ha aparecido en diversos niveles del testigo KS05-10, entre la base del mismo y la muestra 72cm.

***Semicytherura* sp. 5**

**Material estudiado.** No se han encontrado valvas pertenecientes a esta especie en superficie. Sin embargo, a lo largo del sondeo KS05-10, aparece entre la base y 55cm, siendo más importante en el tramo comprendido entre los niveles 240 y 167cm.

**Familia EUCYTHERIDAE Puri, 1954****Género *Eucythere* Brady, 1868*****Eucythere anglica* Brady, 1868**

(Lámina 2, Figura 1)

1868 *Eucythere anglica* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*.  
Trans. Linn. Soc. London, p. 475, pl. 25, figs. 49-50.

1985 *Eucythere anglica* Brady; Horne y Whittaker (a), figs. 7-10.

1989 *Eucythere anglica* Brady; Athersuch *et al.*, p. 89, fig. 30; pl. 2, fig. 8.

**Descripción.** Caparazón piriforme, comprimido en su margen posterior, con el margen ventral muy recto y el dorsal arqueado, con la máxima altura localizada, aproximadamente, en la zona central del mismo. No presenta tubérculo ocular. La superficie de las valvas está ornamentada por finas costillas concéntricas en el margen anterior y ventral, así como por un punteado visible en su parte central. La valva izquierda recubre a la valva derecha por todo el borde.

**Ecología.** Es una especie típicamente sublitoral (Athersuch *et al.*, 1989).



**Material estudiado.** En las muestras superficiales únicamente se ha encontrado 1 ejemplar de esta especie. En el sondeo KS05-05, es abundante entre los niveles 137 y 5cm, mientras que en el testigo KS05-10 es más común entre las muestras 195 y 162cm y en 100cm.

***Eucythere curta* Ruggieri, 1975**

(Lámina 2, Figura 2)

**Descripción.** Caparazón piriforme, con los márgenes ventral y dorsal fuertemente arqueados, quedando la altura máxima en la parte centro-posterior del mismo. El margen posterior está comprimido, siendo también arqueado y circular el margen anterior. El tubérculo ocular está ausente, pero posee un pequeño tubérculo en el área posterodorsal. La superficie de las valvas es muy lisa, presentando algunos poros de pequeño tamaño distribuidos de manera aleatoria.

**Material estudiado.** Se han encontrado 58 ejemplares, por lo que incluye al 1,1% del total de ostrácodos. Aparece entre 90 y 130m de profundidad, en todo tipo de sedimentos, con preferencia por el sustrato arenoso.

**Familia HEMICYTHERIDAE Puri, 1953**

**Género *Aurila* Pokorny, 1955**

***Aurila convexa* (Baird, 1850)**

(Lámina 2, Figura 3)

1850 *Cythere convexa* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Ray. Society, London, p. 174, pl. 21, fig. 3.

1894 *Cythereis convexa* (Baird); G.W. Müller, p. 366, pl. 28, figs. 14, 19; pl. 30, figs. 49-51; pl. 35, figs. 6, 13, 19-21.

1955 *Aurila convexa* (Baird); Pokorny, p. 19, figs. 8-11.

1957 *Eucythereis convexa* (Baird); de Vos, p. 30, pl. 12, figs. 31 a-b; pl. 13, figs. 1 a-e.

1982 *Aurila convexa* (Baird), form A; Horne, pl. 1, fig. 13.

1989 *Aurila convexa* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 157, fig. 62; pl. 5, fig. 1.

**Descripción.** Caparazón subtriangular. La valva izquierda presenta el lado dorsal fuertemente arqueado, con el máximo ángulo de inclinación situado, aproximadamente, en la parte central de la longitud. Las valvas están ornamentadas con una reticulación formada por fosetas redondeadas de pequeño tamaño, que generan una reticulación en las áreas anterior y posterior. Los tubérculos oculares son poco visibles.

**Ecología.** Presente en masas de agua con un amplio rango de temperatura (de 2 a 26°C) (Elofson, 1941; Wagner, 1957) y salinidades comprendidas entre 26 y 35‰ (Yassini, 1969). Se distribuye desde el litoral hasta la plataforma interna, sobre fondos algales y arenas (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** 192 ejemplares pertenecen a esta especie, lo que representa el 3,5 % del total. Aparece en toda la plataforma, pero disminuye su porcentaje al aumentar la profundidad, sobre todo tipo de sedimento, principalmente en arena muy fina a fina.

### ***Aurila woutersi* Horne, 1986**

1986 *Aurila woutersi* Horne; Horne, D.J., *On Auricula woutersi* Horne sp. nov. Stereo-atlas of Ostracod shells, nº 03, pp. 33-38.

1989 *Aurila woutersi* Horne; Athersuch *et al.*, p. 160, fig. 64; pl. 5, fig. 2.

**Ecología.** Especie típica del medio litoral y la plataforma interna, habita en fondos cubiertos por algas (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Con 49 ejemplares, se corresponde con el 0,9% del total de ostrácodos estudiados en la plataforma. Principalmente aparece a menos de 50m, pudiendo encontrarse a mayor profundidad como accesoria, sobre arena fina.

### **Género *Caudites* Coryell y Fields, 1937**

#### ***Caudites calceolatus* (Costa, 1853)**

**Descripción.** Caparazón subtrapezoidal a subtriangular, con el margen posterior comprimido y el margen anterior circular. Los lados dorsal y ventral están arqueados, con la concavidad máxima situada en la zona central de la longitud del mismo y la máxima altura localizada en el área anterodorsal. La superficie de las valvas está ornamentada por una fina reticulación y una prominente costilla bifurcada, que comienza en el lado posterior y se continúa por el margen ventral.

**Ecología.** Habita en aguas eurihalinas, con una temperatura comprendida entre 12 y 20°C. Es una especie marina sublitoral-infralitoral (Loureiro *et al.*, 2009), presente en batimetrías comprendidas entre 20 y 80m de profundidad, sobre sedimento arenoso y limoso (Martín-Rubio *et al.*, 2006).

**Material estudiado.** Se han identificado 81 valvas, que se corresponden con el 1,5% del total de los ostrácodos extraídos en las muestras superficiales. Se ha encontrado entre 50 y 120m, pudiendo aparecer como accesoria a mayor profundidad, sobre todo tipo de sedimento.

### **Género *Heterocythereis* Elofson, 1941**

#### ***Heterocythereis albomaculata* (Baird, 1838)**

1838 *Cythere albo-maculata* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Mag. Zool. Bot., nº 2, p. 142, pl. 5, fig. 23.

1941 *Cythereis* (*Heterocythereis*) *albomaculata* (Baird); Elofson, p. 292.

1957 *Heterocythereis albomaculata* (Baird); Wagner, p. 57, pl. 24, figs. 1-7.

1979 *Heterocythereis albomaculata* (Baird); Athersuch y Whittaker, pp. 117-124.

1989 *Heterocythereis albomaculata* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 165, fig. 66; pl. 5, fig. 4.

**Ecología.** Está presente en masas de agua con un rango de salinidad muy variable (entre 1,5 y 33,5‰) (Williams, en Neale, 1969). Se distribuye desde medio litoral a abisal (Athersuch *et al.*, 1989) sobre fondos con algas (Puri *et al.*, en Neale, 1969; Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han obtenido 49 ejemplares, que representan el 0,9% del total de ostrácodos extraídos de las muestras obtenidas en la plataforma Vasca. Se encuentra

entre 50 y 93m de profundidad, pudiendo aparecer como accesoria en la plataforma externa, sobre sedimentos finos.

**Género *Puriana* Coryell y Fields, 1953**

**?*Puriana* sp. 1**

(Lámina 2, Figura 4)

**Descripción.** Caparazón subtriangular a subtrapezoidal, con el margen anterior redondeado y los lados dorsal y ventral rectos, pero no son paralelos. En el margen posteroventral se desarrolla un proceso caudal amplio, comprimido y que termina con unos pequeños denticulos rectangulares. En el margen anterior se localiza un anillo o reborde marginal. El tubérculo ocular está bien marcado y es muy visible. Así mismo, presenta otros dos tubérculos en el área central y posteroventral, además de una costilla subredondeada en el lado posterodorsal. La superficie de las valvas se encuentra fuertemente ornamentada con fosetas subredondeadas y con poros de gran tamaño, distribuidos de manera aleatoria.

**Material estudiado.** Esta especie no se encuentra en las muestras superficiales, pero aparece en porcentajes superiores al 1% en los niveles comprendidos entre 242 y 163cm en el sondeo KS05-05, así como a lo largo de todo el testigo KS05-05, preferentemente entre las muestras 242 a 175cm.

**?*Puriana* sp. 2**

**Material estudiado.** No se han identificado ejemplares pertenecientes a esta especie en superficie. Aparece en porcentajes superiores al 1% en las muestras 242, 240, 225 y 183cm del sondeo KS05-05, así como en diversos niveles del testigo KS05-10.

**?*Puriana* sp. 3**

**Material estudiado.** A pesar de que no aparecen individuos de esta especie en superficie, se encuentra con porcentajes de más del 1% en las muestras 225 y 205cm en el sondeo KS05-10.

**Género *Urocythereis* Ruggieri, 1950**

***Urocythereis oblonga* (Brady, 1868)**

(Lámina 2, Figura 5)

1868 *Cythere oblonga* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*.  
Trans. Linn. Soc. London, p. 400, pl. 31, figs. 12-14.

1878 *Cythere oblonga* Brady; Fischer, p. 243.

1889 *Cythere oblonga* Brady; Brady y Norman, p. 138.

1928 *Hemicythere oblonga* (Brady); Sars, p. 190, pl. 87, fig. 2.

1938 *Hemicythere oblonga* (Brady); Klie, p. 176, figs. 587-588

1957 *Urocythereis oblonga* (Brady); Wagner, p. 69, pl. 25.

**Descripción.** Caparazón subrectangular, con los márgenes ventral y dorsal ligeramente sinuosos. La máxima altura se localiza en el área anterodorsal. El tubérculo ocular queda

ligeramente marcado. Los márgenes anterior, posterior y ventral están ligeramente deprimidos. La superficie de las valvas se encuentra fuertemente reticulada, con fosetas subredondeadas a subrectangulares excavadas.

**Ecología.** Aparece en masas de agua con salinidades superiores a 27‰ (Yassini, 1969). Aunque es típica del medio litoral medio e inferior (Guillaume *et al.*, 1985), también aparece en la plataforma interna y media somera (Yassini, 1969), en arena media a grosera, con bastante materia orgánica (Guillaume *et al.*, 1985).

**Material estudiado.** 24 individuos pertenecen a esta especie, que se corresponden con el 0,4% de la totalidad de ostrácodos analizados en las muestras obtenidas en la plataforma. Aparece a lo largo de toda la plataforma, pero es más abundante a menos de 70m de profundidad, en sedimentos finos.

### Familia KRITHIDAE Mandelstam, 1958

#### Género *Krithe* Brady, Crosskey y Robertson, 1874

#### ***Krithe dolichodeira* Bold, 1946**

(Lámina 2, Figura 6)

1946 *Krithe dolichodeira* Bold; Bold, W.A. van den, *Contribution to the study of Ostracoda with special reference to the Tertiary and Cretaceous microfauna of the Caribbean region*. Dissertation of the Utrecht University. Debussy, Amsterdam, p. 75, pl. 4, figs. 14a-b.

1994 *Krithe dolichodeira* Bold; Coles *et al.*, p. 81, figs. 3L-Q; pl. 1, figs. 13-18.

**Descripción.** Caparazón pseudotrapezoidal a pseudocilíndrico, con el margen posterior ahusado y el margen anterior redondeado. Los lados dorsal y ventral están ligeramente arqueados. La zona marginal es relativamente estrecha, con un vestíbulo amplio y redondeado. Los canales de poros marginales del lado anterior, en general, no llegan a alcanzar el margen externo de las valvas. La superficie de las mismas es lisa y está ligeramente ornamentada por poros circulares de pequeño tamaño, distribuidos de manera aleatoria.

**Ecología.** Presenta un amplio rango batimétrico, encontrándose desde la plataforma externa (a partir de 200m) hasta medio abisal (Coles *et al.*, 1994).

**Material estudiado.** En superficie aparece como especie accesoria, pero es muy abundante en las muestras estudiadas en el sondeo KS05-05, así como en los niveles 155cm a superficie en el testigo KS05-10.

#### ***Krithe morkhoveni* Bold, 1960**

(Lámina 2, Figura 7)

1960 *Krithe morkhoveni* Bold; Bold, W.A. van den, *Eocene and Oligocene Ostracoda of Trinidad*. Micropaleontology, nº 6, p. 160, pl. 3, fig. 6.

1994 *Krithe morkhoveni morkhoveni* Bold; Coles *et al.*, p. 94, figs. 4D-H; pl. 3, figs. 11-18.

**Descripción.** Caparazón subtrapezoidal a ovoidal, más alto que *K. dolichodeira* y con el lado posterior menos afilado. La zona marginal es amplia en los márgenes anterior y posterior, presentando un vestíbulo estrecho, que se ensancha hacia el margen anterior, dando lugar

a una morfología en forma de T. Los canales de poros marginales del lado anterior, se extienden, en todos los casos, hasta el margen de las valvas. La superficie de estas valvas es lisa, quedando levemente ornamentada, principalmente en su parte central, por poros circulares relativamente grandes y visibles.

**Ecología.** Se encuentra en batimetrías comprendidas desde 700m hasta el medio abisal, siendo más abundante a partir de 200m de profundidad, por lo que es una especie indicativa de agua profunda (Coles *et al.*, 1994).

**Material estudiado.** En superficie, es una especie accesoria presente en un porcentaje inferior al 0,1%. Sin embargo, es muy común en todo el testigo KS05-05, y en los niveles comprendidos entre las muestras 155cm y el techo del sondeo KS05-10.

### ***Krithe* sp. 1**

(Lámina 2, Figura 8)

**Descripción.** Caparazón cilíndrico con los márgenes anterior y posterior circulares y los lados dorsal y ventral rectos. El lado anterior presenta un fino reborde marginal. La superficie de las valvas es lisa, mostrando una ligera ornamentación consistente en un punteado muy fino, distribuido de manera aleatoria.

**Material estudiado.** Sólo se ha encontrado 1 ejemplar de esta especie en las muestras superficiales. Sin embargo, aparece en porcentajes superiores al 1% entre los niveles 145cm y el techo del testigo KS05-05, así como en las muestras 133cm y la más superficial del sondeo KS05-10.

## **Familia LEPTOCYTHERIDAE Hanai, 1957**

### **Género *Callistocythere* Ruggieri, 1953**

#### ***Callistocythere littoralis* (G.W. Müller, 1894)**

1894 *Cythere littoralis* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 353, pl. 28, fig. 18.

1980 *Callistocythere littoralis* (G.W. Müller); Athersuch y Whittaker, p. 61-66.

1989 *Callistocythere littoralis* (G.W. Müller); Althersuch *et al.*, p. 109, fig. 41; pl. 2, fig. 4.

**Ecología.** Se localiza desde el medio litoral hasta la plataforma interna somera, en fondos cubiertos por algas (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han extraído 38 valvas, representando el 0,7% del total de ostrácodos estudiados. En las muestras superficiales, aparece a cualquier batimetría y en cualquier tipo de sedimento.

### **Género *Cluthia* Neale, 1973**

#### ***Cluthia keiji* Neale, 1975**

1975 *Cluthia keiji* Neale; Neale, J.W., *On *Cluthia keiji* Neale sp. nov.* Stereo-Atlas Ostrac. Shells, nº 2, p. 141-148.

1975 *Cluthia keiji* Neale; Bonaduce *et al.*, p. 42, pl. 14, figs. 1-8.

**Ecología.** Aparece en batimetrías superiores a 70m de profundidad, principalmente en torno a los 85m, sobre arena limosa y limo arenoso (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Se han obtenido 19 individuos pertenecientes a esta especie, lo que supone el 0,4% del total de ejemplares extraídos. Se encuentra a partir de 80m de profundidad, en arcilla limosa, arena muy fina y sustrato rocoso.

**Género *Leptocythere* Sars, 1925**  
***Leptocythere pellucida* (Baird, 1850)**

1850 *Cythere pellucida* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Ray. Society, London, p.173, pl. 21, fig. 7.

1868 *Cythere pellucida* Baird; Brady, p. 397, pl. 28, figs. 22-26, 28.

1925 *Leptocythere pellucida* (Baird); Sars (a), p. 172, pl. 79, fig. 1.

1976 *Leptocythere pellucida* (Baird); Guillaume, p. 325 et seq., pl. 1, figs. 1-2, 6; pl. 2, figs. 1-2; pl. 3, figs. A-c; pl. 6, fig. a.

1989 *Leptocythere pellucida* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 97, fig. 33; pl. 1, figs. 3-4.

**Ecología.** Habita en aguas con amplios rangos de temperatura (0 a 27°C) (Elofson, 1941; Wagner, 1957; Yassini, 1969) y salinidad (16 a 34‰) (Kilenyi, en Neale, 1969; Williams, en Neale, 1969). Se distribuye desde medio litoral hasta la plataforma interna, en batimetrías inferiores a 50m (Athersuch *et al.*, 1989), sobre todo tipo de sustrato, siendo muy abundante en fondos cubiertos por algas (Yassini, 1969). Es una especie subártica boreal del Atlántico oriental (Elofson, 1941).

**Material estudiado.** Es una especie accesoria en las muestras superficiales de la plataforma Vasca, pero aparece en porcentajes superiores al 1% en los niveles 175 y 162cm del sondeo KS05-10.

**Familia LOXOCONCHIDAE Sars, 1925**

**Género *Loxoconcha* Sars, 1866**  
***Loxoconcha elliptica* Brady, 1868**

(Lámina 2, Figura 9)

1868 *Loxoconcha elliptica* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*. Trans. Linn. Soc. London, p. 435, pl. 27, figs. 38-39, 45-48; pl. 40, fig. 3 a-b.

1976 *Loxoconcha elliptica* Brady; Athersuch y Whittaker (a), pp. 99-106.

1989 *Loxoconcha elliptica* Brady; Athersuch *et al.*, p. 177, fig. 70; pl. 5, fig. 8.

**Descripción.** Caparazón ovalado, con el margen ventral casi recto y el margen dorsal ligeramente arqueado. No presenta tubérculo ocular. Los márgenes anterior y posterior se encuentran ligeramente deprimidos. Las valvas están ornamentadas por un punteado muy fino concéntrico.

**Ecología.** Vive en aguas con un rango de salinidad muy variable (entre 1,82 y 30‰) (Kilenyi, en Neale, 1969). Es típica de medios transicionales, principalmente estuarios, encontrándose sobre sustrato limoso y algas (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han encontrado 218 ejemplares, lo que equivale al 4% del total de ostrácodos extraídos en la plataforma. Se encuentra a menos de 110m de profundidad en todo tipo de sedimentos, pero es mayoritaria en los sustratos finos.

***Loxoconcha rhomboidea* (Fischer, 1855)**

(Lámina 2, Figura 10)

1855 *Cythere rhomboidea* Fischer; Fischer, S., *Beitrag zur Kenntnis der Ostracoden*, Abh. Bayer. Akad. Wiss., nº 7, p. 656.

1976 *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer); Athersuch y Whittaker (b), pp. 81-90.

1989 *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer); Athersuch et al., p. 175, fig. 69; pl. 5, fig. 7.

**Descripción.** Caparazón romboidal, con el margen ventral sinuoso y el margen dorsal muy arqueado en las hembras y algo más recto en los machos. El tubérculo ocular está visible. El margen posteroventral se encuentra deprimido. La superficie de las valvas está ornamentada con fasetas pequeñas redondeadas, dispuestas de manera concéntrica.

**Ecología.** Se encuentra en masas de agua con amplios rangos de temperatura (6 a 27°C) (Yassini, 1969) y salinidad (entre 20 y 34‰) (Kilenyi, en Neale, 1969). Se distribuye desde el medio litoral hasta la plataforma interna, pudiendo aparecer en la desembocadura de los estuarios, sobre fondos cubiertos por algas (Athersuch et al., 1989).

**Material estudiado.** Se han identificado 60 individuos pertenecientes a esta especie, por lo que incluye al 1,1% del total. Se ha encontrado entre 50 y 100m, en arena y limo.

**Género *Palmoconcha* Swain y Gilby, 1974**

***Palmoconcha guttata* (Norman, 1865)**

(Lámina 2, Figura 11)

1865 *Cythere guttata* Norman; Norman, A.M., En: Brady, G.S. (Ed.). *Deepsea dredging on the coasts of Northumberland and Durham, in 1864*. Rep. Br. Ass. Advmt. Sci., (34th meeting, Bath, 1864), p. 192.

1865 *Cythere guttata* Norman; Norman, p. 19, pl. 6, fig. 9-12.

1868 *Loxoconcha guttata* (Norman); Brady, p. 436, pl. 27, figs. 40-44.

1981 *Lindisfarnia guttata* (Norman); Athersuch y Horne, pp. 117-124.

1989 *Palmoconcha guttata* (Norman); Athersuch et al., p. 189, fig. 75; pl. 6, figs. 5-6.

**Descripción.** Caparazón ovalado con el margen ventral sinuoso y el margen dorsal arqueado en las hembras y más recto en los machos. El tubérculo ocular no se encuentra visible. Los márgenes posterior y anterior están deprimidos. La superficie de las valvas está ornamentada con fasetas subredondeadas de diverso tamaño, pero generalmente grandes, que se disponen de manera concéntrica.

**Ecología.** Está presente en aguas con unos rangos muy amplios de temperatura (1 a 19°C) (Elofson, 1941) y salinidad (10 a 35‰) (Elofson, 1941; Fuglister, 1954). Aunque es muy abundante entre 10 y 90m (Athersuch et al., 1989), se encuentra entre 3 y más de 250m de profundidad, sobre arena y arena ligeramente limosa (Yassini, 1969).

**Material estudiado.** Identificándose 331 valvas, esta especie se corresponde con el 6,1% del total de ostrácodos estudiados en la superficie. Aparece en toda la

plataforma, siendo más abundante entre 90 y 150m de profundidad, en todo tipo de sedimento.

***Palmoconcha laevata* (Norman, 1865)**

(Lámina 2, Figura 12)

1965 *Cythere laevata* Norman; Norman, A.M., En: Brady, G.S. (Ed.). *Deepsea dredging on the coasts of Northumberland and Durham, in 1864*. Rep. Br. Ass. Advmt. Sci., (34th meeting, Bath, 1864), p. 192.

1965 *Cythere laevata* Norman; Norman, p. 18, pl. 5, figs. 13-16.

1989 *Palmoconcha laevata* (Norman); Athersuch et al., p. 191, fig. 76; pl. 6, fig. 4.

**Descripción.** Caparazón ovalado, con los márgenes dorsal y ventral muy rectos, y los lados anterior y posterior deprimidos. No presenta tubérculo ocular. La superficie de las valvas es muy lisa, o bien puede mostrar un punteado muy fino a modo de ornamentación.

**Ecología.** Aparece entre 0 y 90m de profundidad sobre algas litorales desarrolladas sobre fondo rocoso, pero es más abundante en medios sublitorales y en sustrato arenoso (Athersuch et al., 1989).

**Material estudiado.** Se han extraído 13 ejemplares de esta especie, que corresponden al 0,2% del total de ostrácodos analizados. En la plataforma Vasca, se encuentra entre 46 y 100m de profundidad, en sedimento arenoso.

***Palmoconcha turbida* (G.W. Müller, 1894)**

1894 *Loxoconcha levis* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 344, pl. 27, figs. 8, 19, 22; pl. 28, figs. 4, 8.

1912 *Loxoconcha turbida* G.W. Müller.; Müller, p. 308.

2007 *Loxoconcha turbida* (G.W. Müller); Boulton et al., p. 155.

**Observaciones.** La denominación original *Loxoconcha levis* G.W. Müller, fue renombrada posteriormente a *Loxoconcha turbida* G.W. Müller, puesto que la nomenclatura inicial estaba previamente ocupada por *Loxoconcha levis* Brady, 1871, que designa una especie diferente a la definida por Müller.

**Ecología.** Especie infra a circalitoral (Cosentino et al., 2004).

**Material estudiado.** 35 valvas pertenecen a esta especie, incluyendo por tanto al 0,6% del total de ejemplares extraídos en las muestras superficiales. Aparece entre 90 y 112m de profundidad en arcilla limosa y sustrato rocoso, estando como accesoria en arena.

**Género *Sagmatocythere* Athersuch, 1976**

***Sagmatocythere multiflora* (Norman, 1865)**

(Lámina 2, Figura 13)

1865 *Cythere multiflora* Norman; Norman, A.M., En: Brady, G.S. (Ed.). *Deepsea dredging on the coasts of Northumberland and Durham, in 1864*. Rep. Br. Ass. Advmt. Sci., (34th meeting, Bath, 1864), p. 192.



1865 *Cythere multiflora* Norman; Norman, p. 18, pl. 6, figs. 13-16.

1868 *Cytheropteron multiflorum* (Norman); Brady, p. 449, pl. 29, figs. 38-42.

1874 *Loxoconcha multiflora* (Norman); Brady *et al.*, p. 187, pl. 14, figs. 11, 12 a-b.

1938 *Loxoconcha multiflora* (Norman); Elofson, p. 7, figs. 9-13.

1989 *Sagmatocythere multiflora* (Norman); Athersuch *et al.*, p. 195, fig. 78; pl. 6, fig. 7.

**Descripción.** Caparazón subtrapezoidal, con los márgenes dorsal y ventral muy rectos, el lado anterior redondeado y el posterior ligeramente ahusado, estando estos dos últimos deprimidos. La superficie de las valvas está ornamentada por una reticulación muy grosera, que da lugar a foseas redondeadas por la parte central que pasan a rectangulares hacia los márgenes anterior y posterior. Presenta una fina costilla a lo largo del lado ventral, que termina en una pequeña proyección alar en el área posteroventral.

**Ecología.** Es una especie típica de la plataforma interna, apareciendo de manera abundante entre 50 y 60m de profundidad (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** En las muestras superficiales se han extraído 59 ejemplares de esta especie, que representan el 1,1% del total de ostrácodos. Presenta dos picos de abundancia, entre 83 y 120m y entre 150 y 152m de profundidad, encontrándose sobre arcilla limosa y arena.

### ***Sagmatocythere variolata* (Brady, 1878)**

1878 *Loxoconcha variolata* Brady; Brady, G.S. *Ostracoda of Antwerp Crag*. Trans. Zool. Soc. vol. X, pt. 8, p. 400, pl. 68, fig. 4 a-d.

1880 *Loxoconcha variolata* Brady; Brady, p. 213, pl. 29, fig. 6 a-d.

**Material estudiado.** Se han encontrado 37 individuos de esta especie, que incluye al 0,7% del total de valvas extraídas en las muestras superficiales. Aparece a lo largo de toda la plataforma, siendo mayoritaria en la parte externa, en todo tipo de sedimentos.

## **Familia NEOCYTHERIDEIDAE Puri, 1957**

### **Género *Neocytherideis* Puri, 1952**

#### ***Neocytherideis fasciata* (Brady y Robertson, 1874)**

**Material estudiado.** En las muestras superficiales se han obtenido 26 ejemplares, que representan el 0,5% del total de ostrácodos estudiados. En la plataforma Vasca, aparece entre 60 y 150m de profundidad, en sedimentos finos.

#### ***Neocytherideis subulata* (Brady, 1868)**

1868 *Cytherideis subulata* Brady; Brady, G.S., *Synopsis of the Recent British Ostracoda*. Intellect. Obs., nº 12, p. 125.

1874 *Cytherideis subulata* var. *fasciata* Brady y Robertson; Brady y Robertson, p. 117, pl. 5, figs. 1-5.

1911 *Cytherideis subulata* var. *crenulata* Brady; Brady, fig. 600.

1982 *Neocytherideis subulata* (Brady); Athersuch, p. 233, pl. 1, figs. 1-11; fig. 1 a-g.

1989 *Neocytherideis subulata* (Brady); Athersuch *et al.*, p. 123, fig. 48; pl. 3, fig. 7.

**Ecología.** Se distribuye desde medio litoral hasta la plataforma interna, sobre arena fina (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Con 32 ejemplares, esta especie incluye al 0,6% del total de individuos extraídos en las muestras superficiales. Se ha encontrado entre 50 y 90m de profundidad, en sedimentos finos.

#### Familia PARADOXOSTOMATIDAE Brady y Norman, 1889

##### Género *Cytherois* G.W. Müller, 1894

##### ***Cytherois fischeri* (Sars, 1866)**

(Lámina 2, Figura 14)

1866 *Paradoxostoma fischeri* Sars; Sars, G.O., *Oversigt af Norges marine ostracoder*. Forh. VidenskSelsk. Krist., 1865, p. 96.

1874 *Paradoxostoma fischeri* Sars; Brady, *et al.*, p. 216, pl. 16, figs. 23-24.

1889 *Cytherois fischeri* (Sars); Brady y Norman, p. 228, pl. 21, figs. 20-22.

1894 *Cytherois fischeri* (Sars); G.W. Müller, p. 16, pl. 2, figs. 10-13.

1928 *Cytherois fischeri* (Sars); Sars, p. 252, pl. 114.

1941 *Cytherois fischeri* (Sars); Elofson, p. 347.

1963 *Cytherois fischeri* (Sars); van Morkhoven, p. 437, fig. 139.

**Descripción.** Caparazón subcilíndrico alargado, con los márgenes anterior y posterior redondeados. El lado dorsal está arqueado, quedando la máxima inflexión en la parte centroanterior. El margen ventral es sinusoidal. El tubérculo ocular está ausente. La superficie de las valvas es lisa, pudiendo presentar algunos poros de pequeño tamaño, ausentes en la zona central de las mismas.

**Ecología.** Presenta unos amplios rangos de temperatura (0 a 22°C) (Elofson, 1941; Wagner, 1957) y salinidad (3 a 35‰) (Elofson, 1941; Wagner, 1957; Yassini, 1969). Es una especie típica de medio intermareal medio e inferior, que vive sobre arena próxima a praderas de algas (Guillaume *et al.*, 1985). Se la considera como una especie boreal del Atlántico oriental (Elofson, 1941; Wagner, 1957; Yassini, 1969).

**Material estudiado.** Se han identificado 26 ejemplares, que se corresponden con el 0,5% del total de individuos extraídos en la plataforma. Aparece entre 70 y 120m de profundidad, encontrándose como accesoria a mayor batimetría, principalmente sobre arcilla limosa, aunque también se presenta de manera abundante en arena muy fina a fina.

##### Género *Paracytherois* G.W. Müller, 1894

##### ***Paracytherois* sp.**

**Material estudiado.** Con 21 individuos, esta especie se corresponde con el 0,4% de la totalidad de ostrácodos estudiados en la plataforma. Aparece, principalmente, a 130 y 150m de profundidad, en sedimento fino.

##### Género *Paradoxostoma* Fischer, 1855

##### ***Paradoxostoma normani* Brady, 1868**

1868 *Paradoxostoma normani* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*. Trans. Linn. Soc. London, p. 458, pl. 35, figs. 39-40.

1928 *Paradoxostoma normani* Brady; Sars, p. 264, pl. 119, fig. 2.

1985 *Paradoxostoma normani* Brady; Horne y Whittaker (a), p. 163, figs. 18 A-I, 19 A-H, 20 A-G, 21 A-H, 40 A-F.

1989 *Paradoxostoma normani* Brady; Athersuch *et al.*, p. 293, fig. 126.

**Ecología.** Esta especie vive en masas de agua con un amplio rango de temperatura (entre 1 y 22°C) y salinidad (10 a 35‰) (Elofson, 1941; Wagner, 1957). Se distribuye desde el medio litoral hasta la plataforma externa (Athersuch *et al.*, 1989), siendo más abundante entre 0,5 y 10m de profundidad (Elofson, 1941; Wagner, 1957), en fondos colonizados por algas (Athersuch *et al.*, 1989). Se la considera como una especie boreal del Atlántico oriental y de la plataforma lusitana (Elofson, 1941).

**Material estudiado.** 34 ejemplares pertenecen a esta especie, que incluye al 0,6% del total de individuos extraídos. Se ha encontrado entre 73 y 83m de profundidad, sobre arena muy fina.

### ***Paradoxostoma variable* (Baird, 1835)**

1835 *Cythere variabilis* Baird; Baird, W., *List of Entomostraca found in Berwickshire*. Hist. Berwicksh, Nat. Club, n°1, p. 98, pl. 3, fig. 7 a-b.

1868 *Paradoxostoma variable* (Baird); Brady, p. 457, pl. 35, figs. 1-7, 12-17; pl. 41, fig. 8 a, b, g, h.

1985 *Paradoxostoma variable* (Baird); Horne y Whittaker (a), p. 188, figs. 35 A-F, 36 A-G, 37 A-F, 44 C, 42 A-C, 46 A-F.

1989 *Paradoxostoma variable* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 307, fig. 133.

**Ecología.** Especie que vive en aguas con temperaturas comprendidas entre 0 y 22°C y eurihalinas, con salinidades de entre 3 y 35‰ (Elofson, 1941). Se distribuye desde el medio litoral hasta la plataforma interna, siendo común también en los estuarios, en fondos algales (Athersuch *et al.*, 1989). Es una especie boreal del Atlántico oriental, subártica y, probablemente, de la región del Ponto (Asia Menor) (Elofson, 1941).

**Material estudiado.** Con 19 individuos, esta especie incluye el 0,4% del total de ostrácodos obtenidos en la plataforma Vasca. Se ha encontrado entre 50 y 100m, disminuyendo su abundancia al aumentar la profundidad, sobre arena muy fina a fina.

### ***Paradoxostoma* sp. 1**

**Material estudiado.** Se han encontrado 22 ejemplares de esta especie en las muestras superficiales, por lo que incluye al 0,4% del total analizado. Se distribuye entre 58 y 139m de profundidad sobre cualquier tipo de sedimento, con preferencia por la arena fina.

## **Familia TRACHYLEBERIDIDAE Sylvester-Bradley, 1948**

### **Género *Acanthocythereis* Howe, 1963**

***Acanthocythereis dunelmensis* (Norman, 1865)**

(Lámina 2, Figura 15)

1865 *Cythereis dunelmensis* Norman; Norman, A.M., Report on the Crustacea, En: Brady, G.S. (Ed.). *Reports of deepsea dredging on the coasts of Northumberland and Durham, 1862-64, 1 (1)*. Trans. Nat. His. Soc. North., p. 22, pl. 17, figs. 1-4.

1868 *Cythere dunelmensis* (Norman); Brady, p. 416, pl. 30, figs. 1-12.

1941 *Cythereis dunelmensis* Norman; Elofson, p. 296, figs. 10-11.

1989 *Acanthocythereis dunelmensis* (Norman); Athersuch *et al.*, p. 133, fig. 52; pl. 3, fig. 10.

**Descripción.** Caparazón subovalado muy robusto, con los márgenes dorsal y ventral muy rectos. El tubérculo ocular se encuentra muy marcado. El margen anterior presenta dos carenas formadas por numerosas espinas de gran tamaño, bifurcadas o multifurcadas. El margen posterior, más afilado, posee diversas espinas bifurcadas o cilíndricas de gran tamaño en el área posteroventral. La superficie de las valvas está fuertemente reticulada y ornamentada con espinas multifurcadas aisladas.

**Ecología.** Presente en masas de agua con una temperatura comprendida entre 0 y 10°C y salinidades de 34‰ (Ozawa, 2003). Es una especie sublitoral a marina, que aparece entre 50 y 100m de profundidad (Athersuch *et al.*, 1989) y muestra una distribución circumpolar (Tabuki, 1986).

**Material estudiado.** No aparece en las muestras superficiales, pero se ha encontrado de manera abundante (con un porcentaje superior al 10% del total de ejemplares) en los niveles 162 a 150cm del sondeo KS05-05, así como en las muestras 137, 125, 112 y 37cm del testigo KS05-10.

**Género *Bosquetina* Keij, 1857*****Bosquetina dentata* (G.W. Müller, 1894)**

(Lámina 2, Figura 16)

1894 *Cythereis dentata* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 379, pl. 32, figs. 23, 27, 31.

1975 *Bosquetina dentata* G.W. Müller; Bonaduce *et al.*, p. 48, pl. 31, fig. 9-10.

**Descripción.** Caparazón subromboidal, muy inflado en su parte central, con los márgenes anterior y posterior deprimidos. El tubérculo ocular no está visible. El margen posterior es afilado y liso. El margen anterior, redondeado y ancho, presenta varias espinas de pequeño tamaño redondeadas. La parte central, inflada, está ornamentada por numerosas fosetas redondeadas de pequeño tamaño, poco visibles.

**Ecología.** Se distribuye desde la plataforma media a la externa (de 74 a 422m de profundidad) (Puri *et al.*, en Neale, 1969), con un óptimo de abundancia entre 120 y 170m, sobre cualquier tipo de sedimento, preferentemente arena (Bonaduce *et al.*, 1975). Su abundancia se incrementa al aumentar la profundidad (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Se han encontrado 143 individuos, que se corresponden con el 2,6% del total. Aparece a partir de 126m de profundidad y en todo tipo de sedimento.

**?Bosquetina sp.**

(Lámina 2, Figura 17)

**Descripción.** Caparazón subromboidal, con la parte central muy inflada y los márgenes anterior y posterior deprimidos. El tubérculo ocular está visible. El margen posterior es afilado y liso. El margen anterior, redondeado y amplio, se encuentra ornamentado con numerosas espinas de muy pequeño tamaño subredondeadas. La parte central, inflada, está ornamentada por un fino punteado tuberculado, distribuido de manera concéntrica por la superficie de las valvas, formando un entramado fino.

**Material estudiado.** Se han identificado 65 valvas de esta especie, lo que incluye al 1,2% del total de ostrácodos analizados. Se localiza entre los 90 y los 130m de profundidad, sobre cualquier tipo de sedimento.

**Género *Buntonia* Howe y Chambers, 1935*****Buntonia textilis* Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975**

1975 *Buntonia textilis* Bonaduce, Ciampo y Masoli; Bonaduce, G., Ciampo, G. y Masoli, M., *Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea*. Pubbl. Staz. Zool. Napoli Suppl., nº 40, p. 55, pl. 33, figs. 1-5.

**Ecología.** Aparece a partir de 85m de profundidad, con su máxima abundancia entre 110 y 170m, sobre todo tipo de sustrato, principalmente en arena limosa (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Pertenecen a esta especie 22 individuos, que se corresponden con el 0,4% de la totalidad de valvas extraídas. Está presente a partir de 140m de profundidad, en sedimentos finos.

**Género *Carinocythereis* Ruggieri, 1956*****Carinocythereis antiquata* (Baird, 1850)**

(Lámina 2, Figura 18)

1850 *Cythereis antiquata* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Ray. Society, London, p. 176, pl. 20, fig. 2.

1868 *Cythere antiquata* (Baird); Brady, p. 417, pl. 30, figs. 17-20.

**Descripción.** Caparazón subrectangular. El tubérculo ocular está visible. Presenta tres carenas longitudinales subparalelas, todas ellas discontinuas. La carena ventral discontinua no se continúa por el margen anterior. El margen posterior está espinado o denticulado. La superficie entre las carenas o bien es lisa o se encuentra ornamentada por tubérculos y espinas diseminadas. Marcado dimorfismo sexual, donde la valva derecha de los machos está menos ornamentada y la carena ventral menos desarrollada, que en la valva derecha de las hembras.

**Ecología.** Es una especie eurihalina, adaptada también a condiciones mesohalinas (Puri *et al.*, 1965). Aparece a batimetrías inferiores a 100m, siendo más abundante a menos de 70m de profundidad (Puri *et al.*, 1965; Bonaduce *et al.*, 1975), sobre limo y arcilla (Puri *et al.*, 1965), encontrándose también en arena media a fina (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Con 138 individuos, esta especie incluye el 2,5% de los ostrácodos extraídos en las muestras superficiales. Se ha encontrado en toda la plataforma, en sedimentos finos y arena media.

***Carinocythereis carinata* (Roemer, 1838)**

(Lámina 3, Figura 1)

1838 *Cytherina carinata* Roemer; Roemer, F.A., *Die Cytherinen des Molasse-Gebirges*. Neues Jb. Miner. Geogn. Geol. Petrefakt, p. 518, pl. 6, fig. 28.

1987 *Carinocythereis carinata* (Roemer); Athersuch y Whittaker, p. 97-102.

1989 *Carinocythereis carinata* (Roemer); Athersuch *et al.*, p. 136, fig. 53; pl. 4, fig. 1.

**Descripción.** Caparazón subrectangular. El tubérculo ocular se encuentra bien visible. Como *C. antiquata*, presenta tres carenas longitudinales subparalelas, en ocasiones discontinuas. La carena ventral, continua, se extiende por el margen anteroventral. El margen posterior está espinado o denticulado. La superficie presente entre las carenas puede ser lisa, o encontrarse cubierta por espinas y tubérculos. La valva derecha de los machos no presenta carena posteroventral, quedando definida sólo en la parte anteroventral de la misma.

**Ecología.** Vive en aguas con una salinidad de 35‰ (Fuglister, 1954). Es muy abundante entre 2 y 60m de profundidad (Athersuch *et al.*, 1989), pudiendo extenderse desde 40 hasta 200m (Yassini, 1969), llegando a aparecer a profundidades abisales, arrastrada por las corrientes (Yassini, 1969; Puri *et al.*, en Neale, 1969), en cualquier tipo de sedimento, estando presente también en praderas de algas (Masoli, en Neale, 1969). Es una especie boreal del Atlántico oriental y mediterráneo-atlántica (Yassini, 1969).

**Material estudiado.** Se han identificado 275 valvas, que representan el 5,1% del total de los individuos estudiados en la plataforma. Se localiza en toda la plataforma, siendo más abundante en la parte más externa, y sobre todos los tipos de sustrato de fondo.

***Carinocythereis whitei* (Baird, 1850)**

(Lámina 3, Figura 2)

1850 *Cythereis whitei* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Ray. Society, London, p. 175, pl. 20, figs. 3, 3a.

1865 *Cythere whiteii* (Baird); Brady, p. 416, pl. 30, figs. 21-24.

1987 *Carinocythereis whitei* (Baird); Athersuch y Whittaker, pp. 103-110.

1989 *Carinocythereis whitei* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 137, fig. 54; pl. 4, fig. 2.

**Descripción.** Caparazón subrectangular. El tubérculo ocular está presente y es bien visible. Como en el caso de *C. antiquata* y *C. carinata*, posee tres carenas longitudinales subparalelas, que pueden ser discontinuas. La carena ventral, en ocasiones discontinua, se extiende por todo el margen anterior de manera continua. El margen posterior se encuentra espinado o denticulado. La superficie de las valvas situada entre las carenas, puede ser lisa o presentar una ornamentación consistente en tubérculos y espinas. La valva derecha de los machos no muestra una continuidad de la carena ventral, estando reducida al margen anterior y anteroventral exclusivamente.

**Ecología.** Especie de medio marino sublitoral, se encuentra en batimetrías comprendidas entre 2 y 60m de profundidad. Vive en fondos arenosos y limosos (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** No se han encontrado ejemplares de esta especie en las muestras obtenidas en la plataforma Vasca. Sin embargo, aparece en porcentajes superiores al 1% en la mayor parte del sondeo KS05-05, siendo muy abundante entre los niveles 241 y 150cm del testigo KS05-10.

**Género *Celtia* Neale, 1973**  
***Celtia quadridentata* (Baird, 1850)**  
 (Lámina 3, Figura 3)

1850 *Cythere quadridentata* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Ray. Society, London, p. 173, pl. 21, fig. 2.

1969 *Carinocythereis quadridentata* (Baird); Yassini, p. 53, pl. 19, figs. 2, 2a; pl. 20, figs. 4, 4a.

1973 *Celtia quadridentata* (Baird); Neale, p. 435, pl. 1, figs. 1-8.

1975 *Celtia quadridentata* (Baird); Neale, pp. 287-294.

1989 *Celtia quadridentata* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 141, fig. 55; pl. 4, fig. 3.

**Descripción.** Caparazón subrectangular, con los márgenes dorsal y ventral subparalelos. El margen posterior es afilado y triangular. El tubérculo ocular es ligeramente visible. La superficie de las valvas está ornamentada con fosetas subcirculares a cilíndricas de gran tamaño, que se disponen de manera subparalela a los márgenes anterior y posterior. El dimorfismo sexual es muy marcado, presentando los machos el margen posteroventral de ambas valvas comprimido.

**Ecología.** Vive en aguas con una salinidad de 35‰ (Fuglister, 1954). Es muy abundante en batimetrías inferiores a 75m (Athersuch *et al.*, 1989), encontrándose desde 50 a 250m de profundidad, sobre arena y arena limosa (Yassini, 1969). Se considera una especie boreal del Atlántico oriental (Yassini, 1969).

**Material estudiado.** Con 48 ejemplares encontrados, representa el 0,9% del total de ostrácodos obtenidos en superficie. Aparece entre 126 y 150m de profundidad, en arena fina.

**Género *Costa* Neviani, 1928**  
***Costa edwardsii* (Roemer, 1838)**  
 (Lámina 3, Figura 4)

1838 *Cytherina edwardsi* Roemer; Roemer, F.A., *Die Cytherinen des Molasse-Gebirges*. Neues Jb. Miner. Geogn. Geol. Petrefakt, p. 518, pl. 6, fig. 27.

1975 *Costa edwardsi* (Roemer); Bonaduce *et al.*, p. 51, pl. 25, fig. 1-7.

**Descripción.** Caparazón subrectangular, con los márgenes ventral y dorsal subparalelos. El tubérculo ocular apenas se encuentra visible. Los márgenes anterior y posterior están comprimidos, presentando una costilla marginal muy marcada, principalmente en el lado anterior, ligeramente dentado o espinado. El margen posterior es subredondeado, poseyendo tres o cuatro pequeñas espinas en la zona posteroventral. Las valvas presentan tres costillas longitudinales suparalelas muy marcadas y una reticulación intercostal muy grosera.

**Ecología.** Se encuentra entre 24 y 125m de profundidad, preferentemente en batimetrías superiores a 70m, sobre sedimento arenoso (Bonaduce *et al.*, 1975). Se la considera una especie boreal del Atlántico oriental (Yassini, 1969).

**Material estudiado.** Con 365 valvas pertenecientes a esta especie, incluye al 6,7% del total de ostrácodos obtenidos en superficie. En la plataforma Vasca, se localiza entre 70 y 140m de profundidad, pudiendo aparecer como accesoria a mayor batimetría, en sedimentos finos.

**Género *Echinocythereis* Puri, 1953**  
***Echinocythereis laticarina* (Brady, 1868)**

(Lámina 3, Figura 5)

1868 *Cythere laticarina* Brady; Brady, G.S., *A Monograph of the Recent British Ostracoda*. Trans. Linn. Soc. London, p. 412, pl. 31, figs. 1-4.

1975 *Echinocythereis laticarina* (Brady); Bonaduce *et al.*, p. 52, pl. 61, fig. 11.

**Descripción.** Caparazón subrectangular, con el margen ventral prácticamente recto. El tubérculo ocular no está presente. Los márgenes anterior, muy arqueado y amplio, y posterior, más afilado, están deprimidos. Las valvas están ornamentadas con un punteado fino y tubérculos dispuestos de manera concéntrica desde los márgenes hacia la parte central.

**Material estudiado.** Con 75 valvas, esta especie representa el 1,4% del total de ostrácodos analizados en la superficie. En la plataforma Vasca, se encuentra entre 80 y 130m de profundidad, en fondos cubiertos, principalmente, por arena y, en menor proporción, arcilla limosa y limo fangoso.

***Echinocythereis* sp.**

**Material estudiado.** 8 ejemplares pertenecen a esta especie, que se corresponde con el 0,2% del total. Aparece desde 120 a 152m, sobre sedimentos finos.

**Género *Henryhowella* Puri, 1956**  
***Henryhowella sarsi* (G.W. Müller, 1894)**

1894 *Cythereis sarsii* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 370, pl. 8, fig. 8; pl. 31, figs. 17-20; pl. 36, fig. 19.

1975 *Henryhowella sarsi* (G.W. Müller); Bonaduce *et al.*, p. 52, pl. 31, figs. 1-7.

**Ecología.** Se distribuye desde la plataforma media hasta fondos abisales, en batimetrías superiores a 70m (Puri *et al.*, en Neale, 1969; Bonaduce *et al.*, 1975), encontrándose sobre limo (Puri *et al.*, en Neale, 1969), arena limosa y arena arcillosa (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Se han encontrado 7 ejemplares pertenecientes a esta especie, que representan el 0,1% del total de individuos extraídos en superficie. Aparece desde 130 a 150m de profundidad, en arena, principalmente muy fina.



**Género *Hiltermannicythere* Bassiouni, 1970**

***Hiltermannicythere emacyata* (Brady, 1867)**

(Lámina 3, Figura 6)

1867 *Cythere emacyata* Brady; Brady, G.S., *Report on the Ostracoda dredged amongst the Hebrides*. Rep. Br. Ass. Advmt. Sci. (34th meeting, Nottingham, 1866), p. 210.

1868 *Cythere emacyata* Brady; Brady, p. 414, pl. 31, figs. 31-37.

1940 *Cythereis emacyata* (Brady); Elofson, p. 498, figs. 6-8.

1985 *Hiltermannicythere emacyata* (Brady); Athersuch y Horne, pp. 39-44.

1989 *Hiltermannicythere emacyata* (Brady); Athersuch *et al.*, p. 145, fig. 57; pl. 4, fig. 5.

**Descripción.** Caparazón subtriangular, con el margen posterior ahusado, el anterior redondeado y los lados dorsal y ventral rectos, pero no paralelos. La altura máxima se dispone en el área anterodorsal, donde también se localiza un amplio y bien visible tubérculo ocular. Tanto en el margen anterior como en el posterior, se desarrollan diversas espinas marginales cortas y rectangulares. La superficie de las valvas está fuertemente reticulada, con fosetas redondeadas y rectangulares, presentando dos carenas, una central y otra ventral, que se unen en la parte posterior.

**Ecología.** Es una especie típica de la plataforma interna (Athersuch *et al.*, 1989).

**Material estudiado.** Se han identificado 75 individuos pertenecientes a esta especie, por lo que incluye el 1,4% del total de ejemplares extraídos en las muestras superficiales. Aparece a lo largo de toda la plataforma y en todo tipo de sedimento.

**Género *Pterygocythereis* Blake, 1933**

***Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet, 1852)**

(Lámina 3, Figura 7)

**Descripción.** Caparazón ovalado muy robusto, con los márgenes dorsal y ventral subparalelos y prácticamente rectos. El tubérculo ocular se encuentra muy marcado. El margen anterior, circular, está ornamentado con diversas espinas lanceoladas. El margen posterior, afilado, posee entre cinco y seis espinas cilíndricas de gran tamaño en el área posteroventral. La superficie de la concha es lisa, pero presenta tres grandes costillas lanceoladas en el margen dorsal, y diversas costillas en el margen ventral, se que se encuentran alineadas en el área anteroventral.

**Ecología.** Típica de plataforma, con abundancias máximas a 70m y entre 100 y 160m de profundidad, vive sobre sedimento arenoso (Bonaduce *et al.*, 1975).

**Material estudiado.** Habiéndose obtenido 207 valvas, esta especie incluye al 3,8% de la totalidad de ejemplares analizados en la superficie. Se encuentra desde 113 a 152m, sobre sedimentos finos.

***Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850)**

(Lámina 3, Figuras 8-9)

1850 *Cythereis jonesii* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*. Ray. Society, London, p. 175, pl. 20, fig. 1.

1874 *Cythere jonesii* (Baird); Brady *et al.*, p. 171, pl. 12, figs. 4-6.

1941 *Cythereis (Pterygocythereis) jonesii* Baird; Elofson, p. 302, figs. 12-13.

1978 *Pterygocythereis jonesii* (Baird); Athersuch, pp. 9-16.

1989 *Pterygocythereis jonesii* (Baird); Athersuch *et al.*, p. 147, fig. 58, pl. 4, fig. 6.

**Descripción.** Caparazón ovalado muy robusto, con los márgenes dorsal y ventral subparalelos y prácticamente rectos. El tubérculo ocular está muy marcado. El margen anterior, redondeado, presenta una carena que se extiende desde el tubérculo ocular hasta el área anteroventral, donde se encuentran diversas costillas lanceoladas alineadas, dispuestas de manera paralela al margen ventral. El margen dorsal, también redondeado, posee cinco o seis costillas de gran tamaño, lanceoladas en la parte superior y subcilíndricas en la parte inferior del mismo. La superficie de la concha es lisa, pero está ornamentada en el margen dorsal por tres o cuatro costillas lanceoladas.

**Ecología.** Está presente en aguas con temperaturas comprendidas entre 2 y 18°C y salinidad de 26 a 35‰ (Elofson, 1941). Aparece desde batimetrías inferiores a 200m (Masoli, en Neale, 1969; Athersuch *et al.*, 1989) hasta profundidades abisales (Puri *et al.*, en Neale, 1969), siendo más abundante en la plataforma interna-media (Masoli, en Neale, 1969; Athersuch *et al.*, 1989), en limo y arena, asociada también a algas (Masoli, en Neale, 1969). Se considera una especie boreal del Atlántico oriental y mediterráneo-atlántica, con una abundancia máxima en las regiones nórdicas, limitada hasta las costas del oeste de Noruega (Elofson, 1941).

**Material estudiado.** Se han encontrado 360 individuos, correspondientes al 6,6% del total de ostrácodos obtenidos en la plataforma. Aparece a partir de 90m de profundidad en todo tipo de sedimento, siendo más abundante en sedimentos finos.

#### Género *Trachyleberis* Brady, 1898

##### *Trachyleberis* sp.

(Lámina 3, Figura 10)

**Descripción.** Caparazón subtrapezoidal, con los márgenes anterior y posterior redondeados, y los lados dorsal y ventral muy rectos. El tubérculo ocular está ligeramente marcado. La superficie de las valvas está reticulada y ornamentada por grandes espinas multifurcadas, que, en el lado anterior, llegan a definir dos carenas marginales.

**Material estudiado.** Esta especie no se encuentra en las muestras superficiales, pero aparece en porcentajes superiores al 1% del total en diversas muestras de los sondeos, concretamente entre los niveles 242 y 150cm en el testigo KS05-05, y entre 145cm y el techo del sondeo KS05-10.

#### Familia XESTOLEBERIDIDAE Sars, 1928

##### Género *Xestoleberis* Sars, 1866

##### *Xestoleberis aurantia* (Baird, 1838)

1838 *Cythere aurantia* Baird; Baird, W., *The Natural History of the British Entomostraca*.  
Mag. Zool. Bot., nº 2, p. 143, pl. 5, fig. 26.

1868 *Xestoleberis aurantia* (Baird); Brady, p. 437, pl. 27, figs. 34-37; pl. 39, fig. 6.

1941 *Xestoleberis pusilla* Elofson; Elofson, p. 341, figs. 22-25.

1978 *Xestoleberis aurantia* (Baird); Whittaker (c), pp. 27-34.

1989 *Xestoleberis aurantia* (Baird); Athersuch et al., p. 233, fig. 98.

**Ecología.** Esta especie vive en aguas con un amplio rango de temperatura (0 a 27°C) (Elofson, 1941; Yassini, 1969) y salinidad (3 a 35‰) (Elofson, 1941). Es común en los pozos localizados entre las rocas de las zonas intermareales (Athersuch et al., 1989), estando presente también en el litoral y la plataforma interna muy somera (entre 0 y 15m de profundidad) (Elofson, 1941), sobre fondos cubiertos por algas (Athersuch et al., 1989), mostrando una relación directa con la presencia de las algas *Ascophyllum nodosum* y *Fucus* (Colman, 1940; Whatley y Wall, en Neale, 1969).

**Material estudiado.** Un total de 34 ejemplares pertenecen a esta especie, con lo que representan el 0,6% de los ostrácodos estudiados en superficie. Se localiza entre 50 y 83m de profundidad sobre arena muy fina y fina.

#### ***Xestoleberis communis* G.W. Müller, 1894**

1894 *Xestoleberis communis* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der agrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 338, pl. 25, figs. 32-33, 39; pl. 26, figs. 1, 6.

1975 *Xestoleberis communis* G.W. Müller; Bonaduce et al., p. 124, pl. 72, figs. 1-5.

**Ecología.** Abundante en la plataforma interna (entre 13 y 28m de profundidad) (Masoli, en Neale, 1969), puede extenderse desde la plataforma externa a medios abisales (Puri et al., en Neale, 1969). Se encuentra sobre arena arcillosa (Masoli, en Neale, 1969), pudiendo estar asociada también a fondos de algas (Puri et al., en Neale, 1969).

**Material estudiado.** Se han identificado 20 ejemplares, por lo que esta especie representa el 0,4% del total de individuos encontrados en las muestras superficiales. Se encuentra entre 50 y 70m de profundidad, sobre arena fina y muy fina.

#### ***Xestoleberis decipiens* G.W. Müller, 1894**

1894 *Xestoleberis decipiens* G.W. Müller; Müller, G.W., *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der agrenzenden Meeresabschnitte*. Fauna und flora des golfes von Neapel monogr., p. 337, pl. 25, fig. 40; pl. 26, fig. 4.

1975 *Xestoleberis decipiens* G.W. Müller; Bonaduce et al., p. 124, pl. 72, figs. 9-12.

**Ecología.** Está presente desde el litoral (McKenzie, 1963) hasta la plataforma media (70m de profundidad) (Puri et al., en Neale, 1969), viviendo sobre fondos arenosos (McKenzie, 1963) o cubiertos de algas (Puri et al., en Neale, 1969).

**Material estudiado.** Con un total de 22 ejemplares, el 0,4% de la totalidad de ostrácodos extraídos de las muestras de superficie pertenecen a esta especie. Abundante a 110m, puede encontrarse hasta los 122m de profundidad, sobre cualquier tipo de sedimento.

## Listado completo de especies identificadas en esta memoria

### Foraminíferos bentónicos

- Acervulina inhaerens* Schultze, 1854  
*Adelosina bicornis* (Walker y Jacob, 1798)  
*Adelosina laevigata* d'Orbigny, 1826  
*Adelosina striata* Wiesner, 1923  
*Adelosina* sp. 1  
*Adelosina* sp. 2  
*Adelosina* sp. 3  
*Adelosina* sp. 4  
*Ammobaculites agglutinans* (d'Orbigny, 1846)  
*Ammobaculites* sp.  
*Ammonia beccarii* (Linné, 1758)  
*Ammonia tepida* (Cushman, 1926)  
*Amphicoryna hirsuta* (d'Orbigny, 1826)  
*Amphicoryna proxima* (Silvestri, 1872)  
*Amphicoryna scalaris* (Batsch, 1791)  
*Amphicoryna separans* (Brady, 1884)  
*Amphistegina gibbosa* d'Orbigny, 1839  
*Amphistegina lessonii* d'Orbigny, 1826  
*Anomalinoidea minimus* Vismara-Schilling y Parisi, 1981  
*Anomalinoidea* sp.  
*Astacolus crepidulatus* de Montfort, 1808  
*Astacolus* sp. 1  
*Astacolus* sp. 2  
*Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858)  
*Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, 1826  
*Biloculinella labiata* (Schlumberger, 1891)  
*Bolivina alata* (Seguenza, 1862)  
*Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland, 1930  
*Bolivina punctata* d'Orbigny, 1839  
*Bolivina pygmaea* Brady, 1881  
*Bolivina* sp.  
*Bolivinita quadrilatera* (Schwager, 1866)  
*Brizalina difformis* (Williamson, 1858)  
*Brizalina* sp.  
*Brizalina spathulata* (Williamson, 1858)  
*Brizalina subaenariensis* (Cushman, 1922)  
*Brizalina variabilis* (Williamson, 1858)  
*Bulimina alazanensis* Cushman, 1927  
*Bulimina elongata* d'Orbigny, 1846  
*Bulimina exilis* Brady, 1884  
*Bulimina gibba* Fornasini, 1902  
*Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826  
*Buliminella elegantissima* (d'Orbigny, 1839)
- Buliminoides williamsonianus* (Brady, 1881)  
*Cancris auricula* (Fichtel y Moll, 1798)  
*Cancris oblonga* (Williamson, 1858)  
*Cassidulina carinata* Cushman, 1922  
*Cassidulina crassa* d'Orbigny 1839  
*Cassidulina laevigata* d'Orbigny, 1826  
*Chilostomella oolina* Schwager, 1878  
*Chilostomella ovoidea* Reuss, 1850  
*Chilostomella* sp. 1  
*Chilostomella* sp. 2  
*Cibicides refulgens* de Montfort, 1808  
*Cibicides* sp.  
*Cibicoides kullebergi* (Parker, 1953)  
*Cibicoides mundulus* (Brady, Parker y Jones, 1888)  
*Cibicoides pachyderma* (Rzehak, 1886)  
*Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922)  
*Cibicoides* sp.  
*Clavulinoides* sp.  
*Cornuspira carinata* (Costa, 1856)  
*Cornuspira foliacea* (Philippi, 1844)  
*Criboelphidium williamsoni* (Haynes, 1973)  
*Cribrostomoides jeffreysii* (Williamson, 1858)  
*Cyclammia cancellata* Brady, 1879  
*Cymbaloporetta squamosa* (d'Orbigny, 1839)  
*Delosina complexa* Sidebottom, 1907  
*Dentalina communis* (d'Orbigny, 1826)  
*Dentalina cuvieri* (d'Orbigny, 1826)  
*Dentalina intorta* (Dervieux, 1894)  
*Dentalina* sp. 1  
*Dentalina* sp. 2  
*Dentalina* sp. 3  
*Dentalina* sp. 4  
*Dentalina* sp. 5  
*Dentalina* sp. 6  
*Dentalina* sp. 7  
*Dentalina* sp. 8  
*Dentalina* sp. 9  
*Dentalina* sp. 10  
*Discammina compressa* (Goës, 1882)  
*Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny, 1839)  
*Eggerelloides advenus* (Cushman, 1922)  
*Eggerelloides scabrus* (Williamson, 1858)  
*Ehrembergina* sp.  
*Elphidium complanatum* (d'Orbigny, 1839)  
*Elphidium crispum* (Linné, 1758)

- Elphidium earlandi* Cushman, 1936  
*Elphidium excavatum* (Terquem, 1875)  
*Elphidium gerthi* van Voorthuysen, 1957  
*Elphidium lidoense* Cushman, 1936  
*Elphidium macellum* (Fichtel y Moll, 1798)  
*Elphidium margaritaceum* (Cushman, 1930)  
*Elphidium oceanensis* (d'Orbigny, 1826)  
*Elphidium poeyanum* (d'Orbigny, 1839)  
*Elphidium* sp.  
*Epistominella vitrea* Parker, 1953  
*Eponides repandus* (Fichtel y Moll, 1798)  
*Eponides* sp.  
*Favulina hexagona* (Williamson, 1848)  
*Fissurina carinata* Reuss, 1863  
*Fissurina foliformis* Buchner, 1940  
*Fissurina lucida* (Williamson, 1848)  
*Fissurina marginata* (Montagu, 1803)  
*Fissurina orbignyana* Seguenza, 1862  
*Fissurina semimarginata* (Reuss, 1870)  
*Fissurina* sp. 1  
*Fissurina* sp. 2  
*Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager, 1866)  
*Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek, 1848)  
*Fursenkoina* sp. 1  
*Fursenkoina* sp. 2  
*Fursenkoina* sp. 3  
*Gaudryina rudis* Wright, 1900  
*Gaudryina rugosa* d'Orbigny 1840  
*Gavelinella* sp. 1  
*Gavelinella* sp. 2  
*Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker, 1951)  
*Glabratella opercularis* (d'Orbigny, 1826)  
*Glabratella patelliformis* (Brady, 1884)  
*Glandulina laevigata* d'Orbigny, 1826  
*Globobulimina affinis* (d'Orbigny, 1839)  
*Globobulimina* sp. 1  
*Globobulimina* sp. 2  
*Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881)  
*Globulina gibba* (d'Orbigny, 1826)  
*Globulina gibba myristiformis* (Williamson, 1858)  
*Globulina minuta* (Roemer, 1838)  
*Grigelis guttifer* (d'Orbigny, 1846)  
*Guttulina communis* (d'Orbigny, 1826)  
*Guttulina* sp.  
*Gyroidina* sp. 1  
*Gyroidina* sp. 2  
*Gyroidinoides laevigatus* (d'Orbigny, 1826)  
*Hansenisca neosoldanii* (Brotzen, 1936)  
*Hansenisca soldanii* d'Orbigny, 1826  
*Hanzawaia concentrica* (Cushman, 1918)  
*Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840)  
*Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846)  
*Heteromorphina heteromorpha* Parr, 1950  
*Hoeglundina elegans* (d'Orbigny, 1826)  
*Homalohedra guntheri* (Earland, 1934)  
*Hyalinea balthica* (Schröter, 1783)  
*Hyalinonetrion gracilis* (Williamson, 1848)  
*Jadammina macrescens* (Brady, 1870)  
*Karrerotextularia albatrossi* (Cushman, 1922)  
*Lagena gracilis* Williamson, 1848  
*Lagena gracillima* (Seguenza, 1862)  
*Lagena laevis* (Montagu, 1803)  
*Lagena* sp.  
*Lagena striata* (d'Orbigny, 1839)  
*Lagena sulcata* (Walker y Jacob, 1798)  
*Lagena tenuis* (Bornemann, 1855)  
*Lagnea radiata* (Seguenza, 1862 )  
*Laticarinina pauperata* (Parker y Jones, 1865)  
*Laticarinina* sp.  
*Lenticulina calcar* (Linné, 1758)  
*Lenticulina crassa* (d'Orbigny, 1846)  
*Lenticulina cultrata* (de Montfort, 1808)  
*Lenticulina gibba* (D'Orbigny, 1839)  
*Lenticulina orbicularis* (d'Orbigny, 1826)  
*Lenticulina rotulata* (Lamarck, 1804)  
*Lenticulina* sp. 1  
*Lenticulina* sp. 2  
*Lenticulina* sp. 3  
*Lenticulina* sp. 4  
*Lenticulina* sp. 5  
*Lenticulina* sp. 6  
*Lenticulina* sp. 7  
*Lenticulina* sp. 8  
*Lenticulina* sp. 9  
*Lenticulina* sp. 10  
*Lenticulina* sp. 11  
*Lobatula lobatula* (Walker y Jacob, 1798)  
*Lugdunum hantkeniana* (Brady, 1881)  
*Marginulina raphanus* d'Orbigny, 1826  
*Marginulina tenuis* Bornemann 1855  
*Martinottiella communis* (d'Orbigny, 1826)  
*Massilina secans* (d'Orbigny, 1826)  
*Melonis barleeianum* (Williamson, 1858)  
*Melonis pompilioides* (Fichtel y Moll, 1798)  
*Miliolinella circularis* (Bornemann, 1855)  
*Miliolinella elongata* Kruit, 1955  
*Miliolinella oblonga* (Montagu, 1803)

- Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803)  
*Miliolinella* sp.  
*Neoconorbina terquemi* (Rzehak, 1888)  
*Neocorbina* sp.  
*Neolenticulina peregrina* (Schwager, 1866)  
*Nodosaria radícula* (Linné, 1758)  
*Nodosaria raphanus* (Linné, 1758)  
*Nodosaria* sp. 1  
*Nodosaria* sp. 2  
*Nodosaria* sp. 3  
*Nonion depressulus* (Walker y Jacob, 1798)  
*Nonionella atlantica* Cushman, 1947  
*Nonionella turgida* (Williamson, 1858)  
*Nonionellina labradorica* (Dawson, 1860)  
*Nonionoides boueanum* (d'Orbigny, 1846)  
*Nonionoides scaphum* (Fichtel y Moll, 1798)  
*Nummoloculina contraria* (d'Orbigny, 1846)  
*Oolina globosa* (Montagu, 1803)  
*Oolina lineata* (Williamson, 1848)  
*Oolina williamsoni* (Alcock, 1865)  
*Operculina complanata* (Defrance, 1822)  
*Oridorsalis umbonatus* (Reuss, 1851)  
*Oridorsalis* sp.  
*Pararotalia stellata* (de Ferussac, 1827)  
*Patellina corrugata* Williamson, 1858  
*Planodiscorbis rarescens* (Brady, 1885)  
*Planorbulina acervalis* Brady, 1884  
*Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny, 1826  
*Planulina ariminensis* d'Orbigny, 1826  
*Planulina ornata* (d'Orbigny, 1839)  
*Pleurostomella alternans* Schwager, 1866  
*Pleurostomella* sp. 1  
*Pleurostomella* sp. 2  
*Polymorphina* sp. 1  
*Polymorphina* sp. 2  
*Praeglobobulimina ovata* (d'Orbigny, 1846)  
*Pseudononion* sp.  
*Pullenia bulloides* (d'Orbigny, 1846)  
*Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851)  
*Pyramidulina raphanus* (Linné, 1758)  
*Pyrgo bulloides* (d'Orbigny, 1826)  
*Pyrgo depressa* (d'Orbigny, 1826)  
*Pyrgo murrhina* (Schwager, 1866)  
*Pyrgo oblonga* (d'Orbigny, 1839)  
*Pyrgo subsphaerica* (d'Orbigny, 1839)  
*Pyrgo williamsoni* (Silvestri, 1923)  
*Pyrgo* sp. 1  
*Pyrgo* sp. 2  
*Pyrgo* sp. 3  
*Pyrgo* sp. 4  
*Pyrgo* sp. 5  
*Pyrgoella sphaera* (d'Orbigny, 1839)  
*Quinqueloculina agglutinans* d'Orbigny, 1839  
*Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, 1839  
*Quinqueloculina bicarinata* d'Orbigny, 1826  
*Quinqueloculina bicornis* (Walker & Jacob, 1798)  
*Quinqueloculina bradyana* Cushman, 1917  
*Quinqueloculina costata* d'Orbigny, 1826  
*Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny, 1839  
*Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny, 1839  
*Quinqueloculina lata* Terquem, 1875  
*Quinqueloculina oblonga* (Montagu, 1803)  
*Quinqueloculina pulchella* d'Orbigny, 1826  
*Quinqueloculina seminula* (Linné, 1758)  
*Quinqueloculina undulata* d'Orbigny, 1852  
*Quinqueloculina* sp.  
*Rectobolivina* sp. 1  
*Rectobolivina* sp. 2  
*Rectobolivina* sp. 3  
*Rectobolivina* sp. 4  
*Rectoglandulina* sp.  
*Rectuvigerina multicostata* (Cushman y Jarvis, 1929)  
*Reophax curtus* Cushman, 1920  
*Reophax dentaliniformis* Brady, 1881  
*Reophax fusiformis* (Williamson, 1858)  
*Reophax monoliformis* Siddall, 1886  
*Reophax scorpiurus* Montfort, 1808  
*Rhizammina algaeformis* Brady, 1879  
*Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826  
*Rosalina irregularis* (Rhumbler, 1906)  
*Saracenaria* sp. 1  
*Saracenaria* sp. 2  
*Saracenaria* sp. 3  
*Sigmoilina sigmoidea* (Brady, 1884)  
*Sigmoilinita tenuis* (Czjzek, 1848)  
*Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri, 1904)  
*Sigmomorphina williamsoni* (Terquem, 1878)  
*Siphonina tubulosa* Cushman, 1924  
*Siphotextularia concava* (Karrer, 1868)  
*Spirillina vivipara* Ehrenberg, 1843  
*Spiroloculina depressa* d'Orbigny, 1826  
*Spiroloculina excavata* d'Orbigny, 1846  
*Spiroloculina scita* Cushman y Todd, 1944  
*Spirophthalmidium acutimargo* (Brady, 1884)  
*Textularia agglutinans* d'Orbigny, 1839  
*Textularia candeiana* d'Orbigny, 1840  
*Textularia conica* d'Orbigny, 1839

*Textularia earlandi* Parker, 1952  
*Textularia gramen* d'Orbigny, 1846  
*Textularia pseudogramen* Chapman y Parr, 1937  
*Textularia pseudorugosa* Lacroix, 1932  
*Textularia pseudoturris* Cushman, 1922  
*Textularia sagittula* Defrance, 1824  
*Trifarina angulosa* (Williamson, 1858)  
*Trifarina bradyi* Cushman, 1923  
*Trifarina carinata* (Cushman, 1927)  
*Trifarina fornasinii* (Selli, 1948)  
*Trifarina* sp. 1  
*Trifarina* sp. 2  
*Trifarina* sp. 3  
*Triloculina oblonga* (Montagu, 1803)  
*Triloculina tricarinata* d'Orbigny, 1826  
*Triloculina trigonula* (Lamarck, 1804)  
*Triloculinella tegminis* (Loeblich y Tappan, 1953)  
*Trochammina inflata* (Montagu, 1808)  
*Trochammina rotaliformis* Heron-Allen y Earland, 1911  
*Uvigerina compressa* Cushman, 1925  
*Uvigerina mediterranea* Hofker, 1932  
*Uvigerina peregrina* Cushman, 1923  
*Uvigerina* sp.  
*Vaginulinopsis* sp. 1  
*Vaginulinopsis* sp. 2  
*Vaginulinopsis* sp. 3  
*Valvulineria bradyi* Brotzen, 1936  
*Valvulineria complanata* (d'Orbigny, 1846)  
*Virgulina* sp.

### Foraminíferos planctónicos

*Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826)  
*Globigerinella calida* (Parker, 1962)  
*Globigerinita glutinata* (Egger, 1893)  
*Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839)  
     variedad *alba*  
*Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839)  
     variedad *rosae*  
*Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1884)  
*Globorotalia inflata* (d'Orbigny, 1839)  
*Globorotalia scitula* (Brady, 1882)  
*Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839)  
     variedad *dextrosa*  
*Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839)  
     variedad *sinestrosa*  
*Hastigerina siphonifera* (d'Orbigny, 1839)

*Neogloboquadrina dutertrei* d'Orbigny, 1839  
*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) variedad *dextrosa*  
*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) variedad *sinestrosa* forma abierta  
*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) variedad *sinestrosa* forma cerrada  
*Orbulina bilobata* (d'Orbigny, 1846)  
*Orbulina suturalis* Brönnimann 1951  
*Orbulina universa* d'Orbigny, 1839  
*Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938)

### Ostrácodos

*Acanthocythereis dunelmensis* (Norman, 1865)  
*Acanthocythereis* sp. 1  
*Acanthocythereis* sp. 2  
*Aglaiocypris* sp.  
*Argilloecia acuminata* G.W. Müller, 1894  
*Argilloecia conoidea* Sars, 1923  
*Argilloecia* sp.  
*Aurila convexa* (Baird, 1850)  
*Aurila* sp.  
*Aurila woutersi* Horne, 1986  
*Australoecia* sp.  
*Bairdia* aff. *formosa* Brady, 1868  
*Bairdia longevaginata* G.W. Müller, 1894  
*Bairdia mediterranea* G.W. Müller, 1894  
*Bairdia* sp. 1  
*Bairdia* sp. 2  
*Bairdia* sp. 3  
*Bairdia* sp. 4  
*Bairdia* sp. 5  
*Basslerites berchoni* (Brady, 1869)  
*Bosquetina dentata* (G.W. Müller, 1894)  
     ? *Bosquetina* sp.  
*Buntonia sublatissima* (Neviani, 1906)  
*Buntonia textilis* Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975  
*Buntonia* sp.  
*Bythocythere* aff. *intermedia* Elofson, 1938  
*Bythocythere* aff. *zetlandica* Athersuch, Horne y Whittaker, 1983  
*Bythocythere bradleyi* Athersuch, Horne y Whittaker, 1983  
*Bythocythere bradyi* Sars, 1926

- Bythocythere constricta* Sars, 1866  
*Bythocythere turgida* Sars, 1866  
*Bythocythere* sp.  
*Callistocythere littoralis* (G.W. Müller, 1894)  
*Callistocythere murrayi* Whittaker, 1978  
*Callistocythere rastrifera* (Ruggieri, 1953)  
*Candona* sp. 1  
*Candona* sp. 2  
*Carinocythereis antiquata* (Baird, 1850)  
*Carinocythereis carinata* (Roemer, 1838)  
*Carinocythereis whitei* (Baird, 1850)  
*Carinocythereis* sp.  
*Caudites calceolatus* (Costa, 1853)  
*Celtia quadridentata* (Baird, 1850)  
*Cluthia keiji* Neale, 1975  
*Costa edwardsii* (Roemer, 1838)  
*Cuneocythere semipunctata* (Brady, 1868)  
*Cushmanidea lithodomoides* (Bosquet, 1852)  
*Cythere lutea* O.F. Müller, 1785  
*Cytherella alvearium* Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975  
*Cytherella lata* Brady, 1880  
*Cytherella* sp.  
*Cytheridea* sp.  
*Cytherois fischeri* (Sars, 1866)  
*Cytheropteron* aff. *inornatum* Brady y Robertson, 1872  
*Cytheropteron alatum* Sars, 1866  
*Cytheropteron* cf. *alatum* Sars, 1866  
*Cytheropteron crassipinnatum* Brady y Norman, 1889  
*Cytheropteron nodosum* Brady, 1868  
*Cytheropteron punctatum* Brady, 1868  
*Cytheropteron rotundatum* G.W. Müller, 1894  
*Cytheropteron testudo* Sars, 1870  
*Cytheropteron* sp. 1  
*Cytheropteron* sp. 2  
*Cytheropteron* sp. 3  
*Cytherura* sp. 1  
*Cytherura* sp. 2  
*Cytherura* sp. 3  
*Echinocythereis laticarina* (Brady, 1868)  
*Echinocythereis* sp.  
*Elofsonella* cf. *concinna* (Jones, 1857)  
*Eucythere anglica* Brady, 1868  
*Eucythere curta* Ruggieri, 1975  
*Eucythere declivis* (Norman, 1865)  
*Eucythere* sp.  
*Eucytherura complexa* (Brady, 1866)  
*Eucytherura* sp. 1  
*Eucytherura* sp. 2  
*Hemicythere villosa* (Sars, 1866)  
*Hemicytherura* aff. *celullosa* (Norman, 1865)  
*Hemicytherura* aff. *hoskini* Horne, 1981  
*Hemicytherura hoskini* Horne, 1981  
*Hemicytherura videns* (G.W. Müller, 1894)  
*Hemicytherura* sp. 1  
*Hemicytherura* sp. 2  
*Henryhowella sarsi* (G.W. Müller, 1894)  
*Hermanites* sp.  
*Heterocythereis albomaculata* (Baird, 1838)  
*Hiltermannicythere emacyata* (Brady, 1867)  
*Ilyocypris* sp.  
*Jonesia* aff. *acuminata* (Sars, 1866)  
*Krithe dolichodeira* Bold, 1946  
*Krithe morkhoveni* Bold, 1960  
*Krithe pernoides* (Bornemann, 1855)  
*Krithe reversa* Bold, 1958  
*Krithe trinidadensis* Bold, 1958  
*Krithe* sp. 1  
*Krithe* sp. 2  
*Krithe* sp. 3  
*Krithe* sp. 4  
*Krithe* sp. 5  
*Krithe* sp. 6  
*Leptocythere* aff. *castanea* (Sars, 1866)  
*Leptocythere* aff. *lacertosa* (Hirschmann, 1912)  
*Leptocythere baltica* Klie, 1929  
*Leptocythere castanea* (Sars, 1866)  
*Leptocythere pellucida* (Baird, 1850)  
*Leptocythere* sp. 1  
*Leptocythere* sp. 2  
*Loxoconcha elliptica* Brady, 1868  
*Loxoconcha granulata* Sars, 1866  
*Loxoconcha rhomboidea* (Fischer, 1855)  
*Macrocypris* sp.  
*Microcytherura fulva* (Brady y Robertson, 1874)  
*Microcytherura* sp.  
*Muellerina abyssicola* (Sars, 1866)  
*Muellerina* sp.  
*Neocytherideis fasciata* (Brady y Robertson, 1874)  
*Neocytherideis faveolata* (G.W. Müller, 1894)  
*Neocytherideis subulata* (Brady, 1868)  
*Neocytherideis* sp.  
*Palmenella limicola* (Norman, 1865)  
*Palmoconcha guttata* (Norman, 1865)  
*Palmoconcha laevata* (Norman, 1865)



- Palmoconcha turbida* (G.W. Müller, 1894)  
*Paracypris polita* Sars, 1866  
*Paracytheridea cuneiformis* (Brady, 1868)  
*Paracytherois* sp.  
*Paradoxostoma normani* Brady, 1868  
*Paradoxostoma raro* G.W. Müller, 1894  
*Paradoxostoma tenuissimum* (Norman, 1869)  
*Paradoxostoma triste* G.W. Müller, 1894  
*Paradoxostoma variabile* (Baird, 1835)  
*Paradoxostoma* sp. 1  
*Paradoxostoma* sp. 2  
*Paradoxostoma* sp. 3  
*Parakrithe* sp.  
*Polycoppe reticulata* G.W. Müller, 1894  
*Polycoppe* sp.  
*Pontocypris acuminata* (G.W. Müller, 1894)  
*Pontocypris* sp.  
*Pontocythere* sp.  
*Propontocypris* cf. *pirifera* (G.W. Müller, 1894)  
*Pseudocythere caudata* Sars, 1866  
*Pseudocythere* sp.  
*Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet, 1852)  
*Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850)  
?Puriana sp. 1  
?Puriana sp. 2  
?Puriana sp. 3  
?Puriana sp. 4  
?Puriana sp. 5  
?Puriana sp. 6  
*Quadracythere* sp.  
*Rectobuntonia* sp.  
*Sagmatocythere multiflora* (Norman, 1865)  
*Sagmatocythere variolata* (Brady, 1878)  
*Sahnicythere retroflexa* (Klie, 1936)  
*Sarsicytheridea* sp. 1  
*Sarsicytheridea* sp. 2  
*Sclerochilus rudjakovi* Athersuch y Horne, 1987  
*Semicytherura acuticostata* (Sars, 1866)  
*Semicytherura* aff. *acuticostata* (Sars, 1866)  
*Semicytherura* aff. *angulata* (Brady, 1868)  
*Semicytherura* aff. *paradoxa* (G.W. Müller, 1894)  
*Semicytherura* aff. *sella* (Sars, 1866)  
*Semicytherura amorpha* Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975  
*Semicytherura arcachonensis* Yassini, 1969  
*Semicytherura intumescens* (Sars, 1925)  
*Semicytherura nigrescens* (Baird, 1838)  
*Semicytherura sella* (Sars, 1866)  
*Semicytherura tela* Horne y Whittaker, 1980  
*Semicytherura undata* (Sars, 1866)  
*Semicytherura* sp. 1  
*Semicytherura* sp. 2  
*Semicytherura* sp. 3  
*Semicytherura* sp. 4  
*Semicytherura* sp. 5  
*Semicytherura* sp. 6  
*Semicytherura* sp. 7  
*Semicytherura* sp. 8  
*Semicytherura* sp. 9  
*Semicytherura* sp. 10  
*Semicytherura* sp. 11  
*Thaerocythere* sp.  
*Trachyleberis* sp.  
*Urocythereis britannica* Athersuch, 1977  
*Urocythereis oblonga* (Brady, 1868)  
*Uroleberis* sp.  
*Xestoleberis aurantia* (Baird, 1838)  
*Xestoleberis communis* G.W. Müller, 1894  
*Xestoleberis decipiens* G.W. Müller, 1894  
*Xestoleberis* sp.



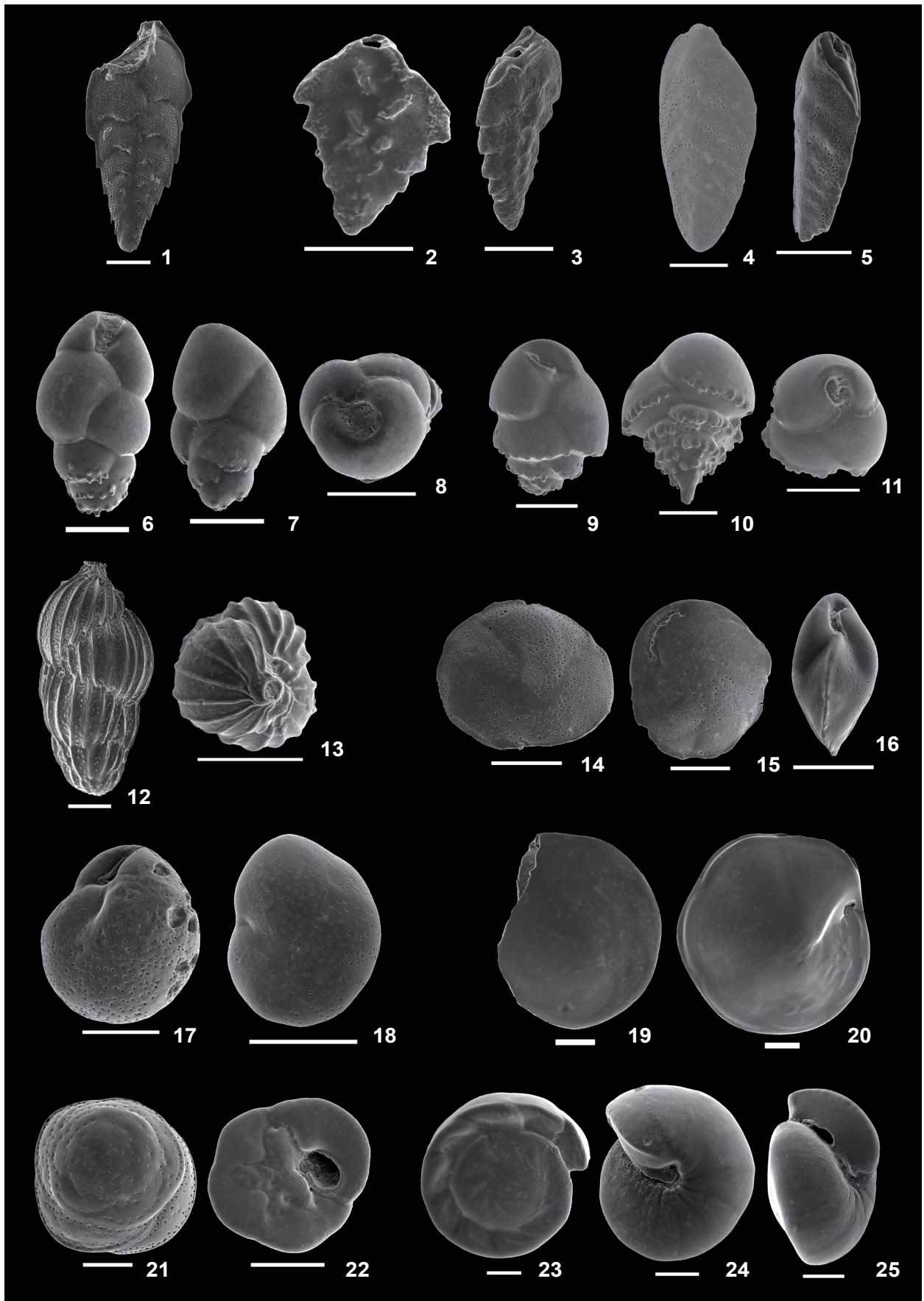
**LÁMINAS FOTOGRÁFICAS  
DE LAS ESPECIES MÁS IMPORTANTES DE FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS**

## FORAMINÍFEROS-LÁMINA 1

1. *Bolivina alata* (Seguenza, 1862), KS05-05 241cm, vista general. 2-3. *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland, 1930, BE03-083; 2. vista general; 3. vista lateral. 4-5. *Brizalina spathulata* (Williamson, 1858), BE03-009; 4. vista general; 5. vista lateral. 6-8. *Bulimina gibba* Fornasini, 1902, BE03-009; 6. vista anterior; 7. vista posterior; 8. vista oral. 9-11. *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826, BE03-009; 9. vista anterior; 10. vista posterior; 11. vista oral. 12-13. *Uvigerina peregrina* Cushman, 1923, BE03-009; 12. vista general; 13. vista oral. 14-16. *Cassidulina laevigata* d'Orbigny, 1826, BE03-009; 14. vista general; 15. vista oral; 16. vista lateral. 17-18. *Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881), BE03-009; 17. vista general; 18. vista oral. 19-20. *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny, 1826), BE03-008; 19. lado espiral; 20. lado umbilical. 21-22. *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858); 21. lado espiral, BE03-061; 22. lado umbilical, BS03-112. 23-25. *Hansenisca soldanii* (d'Orbigny, 1826), BE03-008; 23. lado espiral; 24. lado umbilical; 25. vista oral.

Escala 100mm.

FORAMINÍFEROS-LÁMINA 1

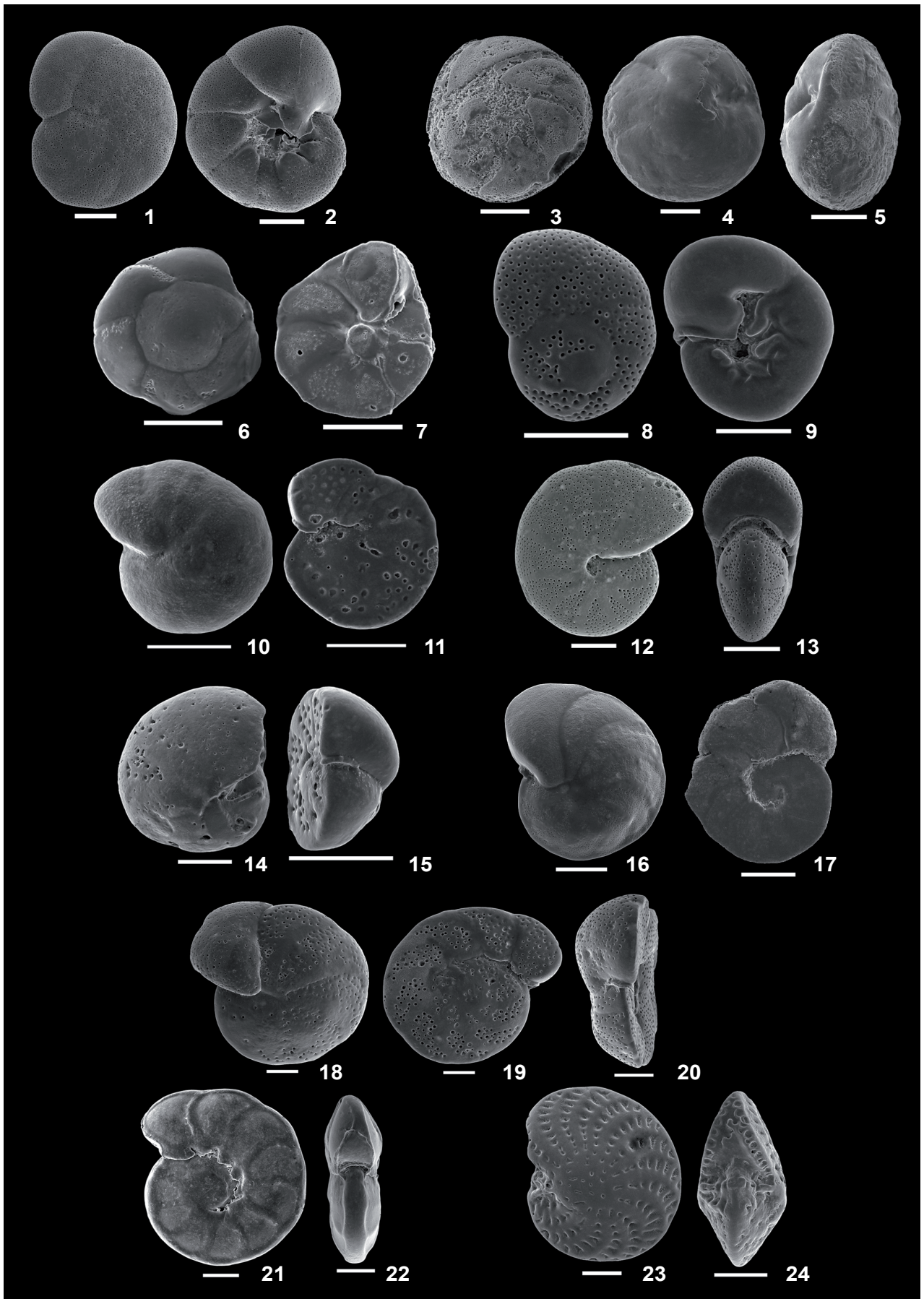


**FORAMINÍFEROS-LÁMINA 2**

1-2. *Valvulineria bradyi* Brotzen, 1936; 1. lado espiral, BE03-061; 2. lado umbilical, BE03-083. 3-5. *Eponides repandus* (Fichtel y Moll, 1798), BE03-061; 3. lado espiral; 4. lado umbilical; 5. vista oral. 6-7. *Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker, 1951), BE03-176; 6. lado espiral; 7. lado umbilical. 8-9. *Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826; 8. lado espiral, BE03-009; 9. lado umbilical, BE03-061. 10-11. *Cibicidoides* sp., KS05-05 195cm; 10. lado umbilical; 11. lado espiral. 12-13. *Melonis barleeianum* (Williamson, 1858); 12. vista general, KS05-05 241cm; 13. vista oral, BE03-009. 14-15. *Cibicides refulgens* de Montfort, 1808; 14. lado umbilical, BE03-061; 15. vista oral, BS03-087. 16-17. *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager, 1866); 16. lado umbilical, BE03-008; 17. lado espiral, BE03-009. 18-20. *Lobatula lobatula* (Walker y Jacob, 1798); 18. lado umbilical, BE03-008; 19. lado espiral, BE03-008; 20. vista oral, BE03-061. 21-22. *Hyalinea balthica* (Schröter, 1783); 21. vista general, KS05-05 241cm; 22. vista oral, BE03-008. 23-24. *Elphidium crispum* (Linné, 1758), BE03-061; 23. vista general; 24. vista oral.

Escala 100mm.

FORAMINÍFEROS-LÁMINA 2



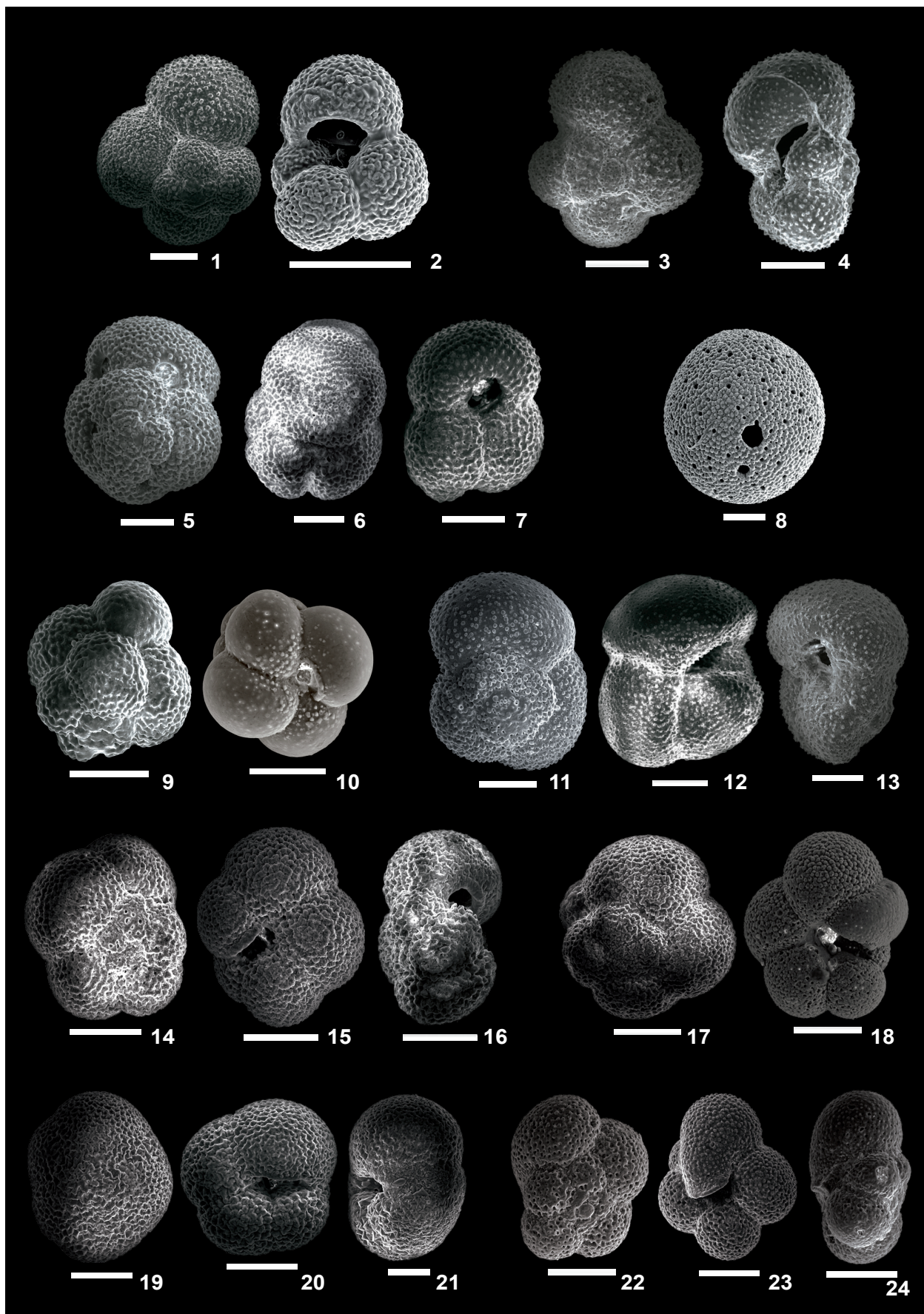
### FORAMINÍFEROS-LÁMINA 3

1-2. *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826; 1. lado espiral, BE03-100; 2. lado umbilical; KS05-05 242cm. 3-4. *Globigerinella calida* (Parker, 1962); 3. lado espiral, BE03-100; 4. vista oral, BE03-042. 5-7. *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839), BE03100; 5. lado espiral; 6. lado umbilical; 7. vista oral. 8. *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839, KS05-05 236cm. 9-10. *Globigerinita glutinata* (Egger, 1893); 9. lado espiral, KS05-05 242cm; 10. lado umbilical; BE03-103. 11-13. *Globorotalia inflata* (d'Orbigny, 1839), BE03-100; 11. lado espiral; 12. lado umbilical; 13. vista oral. 14-16. *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) dextrosa; 14. lado espiral, BE03-100; 15. lado umbilical, BE03-100; 16. vista oral, KS05-05 1cm. 17-18. *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) sinestrosa abierta, KS05-05 240cm; 17. lado espiral; 18. lado umbilical. 19-21. *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) sinestrosa cerrada, KS05-05 240cm; 19. lado espiral; 20. lado umbilical; 21. vista oral. 22-24. *Turborotalia quinqueloba* (Natland, 1938), KS05-05 240cm; 22. lado espiral; 23. lado umbilical; 24. vista oral.

Escala 100mm, excepto para las fotografías 9 y 21, donde representa 50mm.



FORAMINÍFEROS-LÁMINA 3

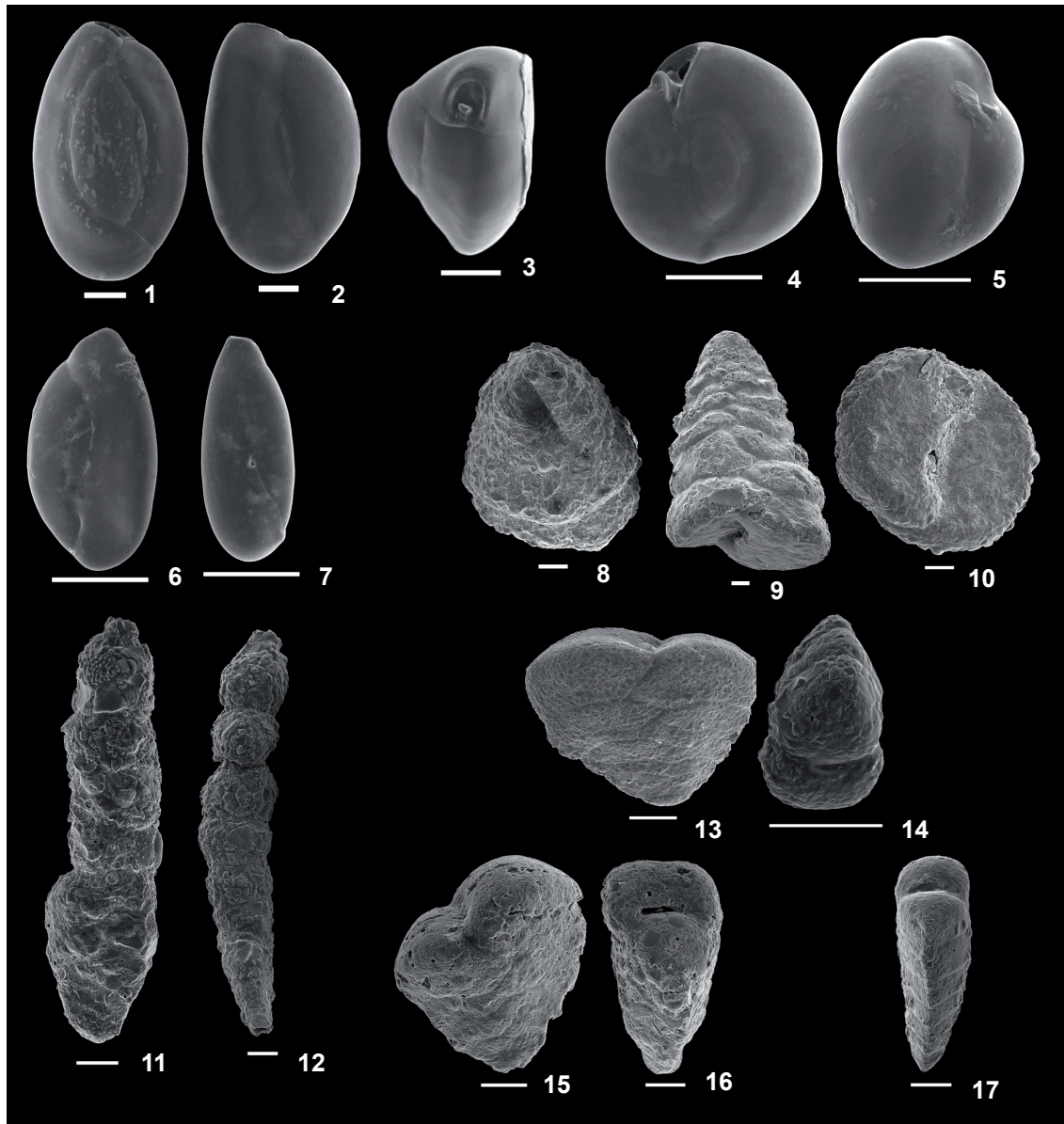


**FORAMINÍFEROS-LÁMINA 4**

1-3. *Quinqueloculina seminula* (Linné, 1758), BE03-061; 1. vista anterior; 2. vista posterior; 3. vista oral. 4-5. *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803), BS03-164; 4. vista anterior; 5. vista posterior. 6-7. *Triloculina oblonga* (Montagu, 1803); 6. vista anterior, KS05-05 1cm; 7. vista posterior, KS05-05 125cm. 8-10. *Gaudryina rudis* Wright, 1900, BS03-144; 8. vista apical; 9. vista general; 10. vista oral. 11-12. *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, 1826, BE03-008; 11. vista general; 12. vista lateral. 13-14. *Textularia conica* d'Orbigny, 1839; 13. vista general, BE03-061; 14. vista lateral, BE03-083. 15-16. *Textularia pseudorugosa* Lacroix, 1932, , BS03-144; 15. vista general; 16. vista lateral. 17-18. *Textularia sagittula* DeFrance, 1824; 17. vista lateral, BE03-061.

Escala 100mm.

FORAMINÍFEROS-LÁMINA 4

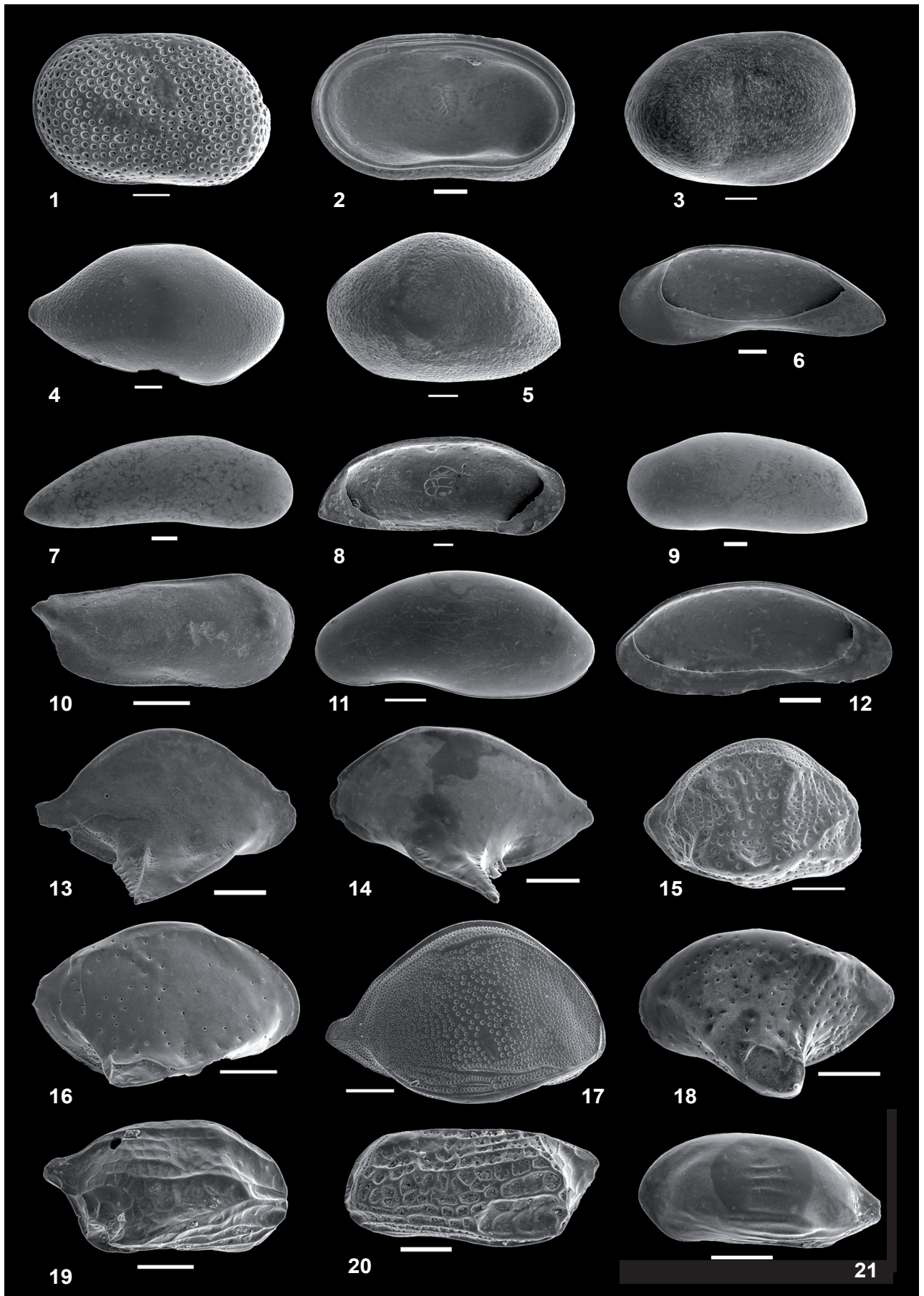


## OSTRÁCODOS-LÁMINA 1

VD= valva derecha, VI= valva izquierda. 1-2. *Cytherella alvearium* Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975; 1. macho VD, vista externa, KS05-05 231cm; 2. macho VI, vista interna, KS05-05 25cm. 3. *Cytherella lata* Brady, 1880, hembra VD, vista externa, KS05-05 241cm. 4. *Bairdia longevaginata* G.W. Müller, 1894, macho VD, vista externa, BE03-042. 5. *Bairdia mediterranea* G.W. Müller, 1894, hembra VI, vista externa, BE03-043. 6-7. *Paracypris polita* Sars, 1866, KS05-05 50cm; 6. hembra VD, vista interna; 7. hembra VD, vista externa. 8-9. *Argilloecia* aff. *acuminata* G.W. Müller, 1894; 8. VI, vista interna, KS05-05 241cm; 9. VI, vista externa, KS05-05 215cm. 10. *Pseudocythere caudata* Sars, 1866, macho VD, vista externa, KS05-05 75cm. 11-12. *Sclerochilus rudjakovi* Athersuch y Horne, 1987; 11. hembra VI, vista externa, KS05-05 231cm; 12. macho VI, vista interna, KS05-10 112cm. 13. *Cytheropteron alatum* Sars, 1866, VD, vista externa, KS05-10 240cm. 14. *Cytheropteron* cf. *alatum* Sars, 1866, VI, vista externa, BE03-100. 15. *Cytheropteron nodosum* Brady, 1868, VD, vista externa, KS05-05 187cm. 16. *Cytheropteron punctatum* Brady, 1868, VD, vista externa, KS05-05 215cm. 17. *Cytheropteron testudo* Sars, 1870, VD, vista externa, KS05-05 200cm. 18. *Cytheropteron* sp.1, VI, vista externa, BE03-100. 19. *Semicytherura acuticostata* (Sars, 1866), macho VD, vista externa, BS03-193. 20. *Semicytherura arcachonensis* Yassini, 1969, macho VI, vista externa, BS03-193. 21. *Semicytherura nigrescens* (Baird, 1838), macho VI, vista externa, BS03-193.

Escala 100mm.

OSTRÁCODOS-LÁMINA 1

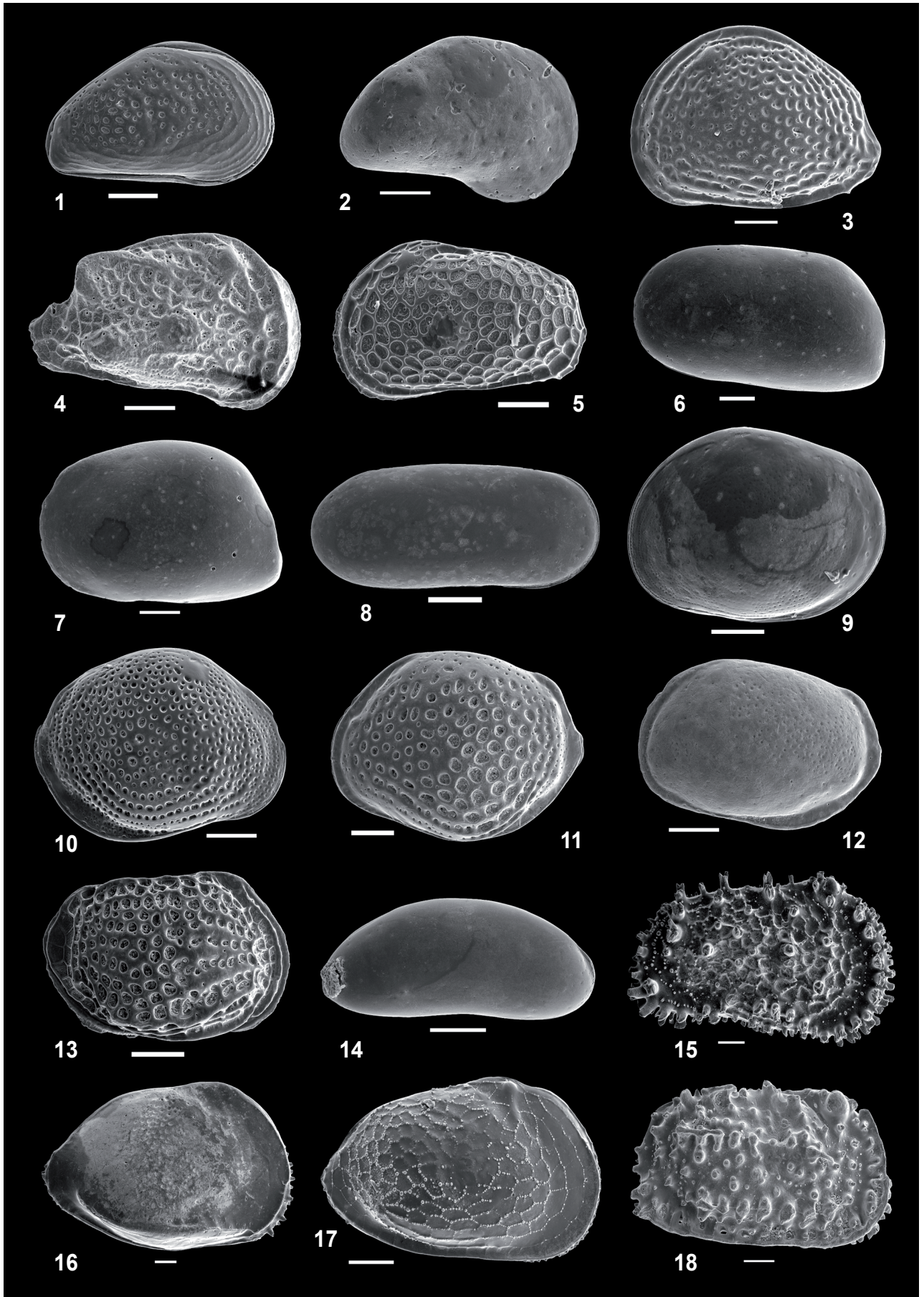


## OSTRÁCODOS-LÁMINA 2

VD= valva derecha, VI= valva izquierda, C= caparazón. 1. *Eucythere anglica* Brady, 1868, macho C, vista externa, KS05-05 22cm. 2. *Eucythere curta* Ruggieri, 1975, hembra VD, vista externa, BS03-251. 3. *Aurila convexa* (Baird, 1850), hembra VI, vista externa, BS03-112. 4. ?*Puriana* sp.1, VD, vista externa, KS05-05 241cm. 5. *Urocythereis oblonga* (Brady, 1868), VI, vista externa, BE03-042. 6. *Krithe dolichodeira* Bold, 1946, VI, vista externa, KS05-05 241cm. 7. *Krithe morkhoveni* Bold, 1960, VI, vista externa, KS05-05 231cm. 8. *Krithe* sp.1, VD, vista externa, KS05-05 72cm. 9. *Loxoconcha elliptica* Brady, 1868, hembra VD, vista externa, BS03-244. 10. *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer, 1855), hembra VD, vista externa, BS03-193. 11. *Palmoconcha guttata* (Norman, 1865), hembra VI, vista externa, KS05-05 215cm. 12. *Palmoconcha laevata* (Norman, 1865), hembra VI, vista externa, KS05-05 215cm. 13. *Sagmatocythere multiflora* (Norman, 1865), hembra VD, vista externa, KS05-05 241cm. 14. *Cytherois fischeri* (Sars, 1866), macho VD, vista externa, KS05-05 50cm. 15. *Acanthocythereis dunelmensis* (Norman, 1865), macho VD, vista externa, KS05-05 241cm. 16. *Bosquetina dentata* (G.W. Müller, 1894), VD, vista externa, KS05-05 241cm. 17. ?*Bosquetina* sp., VD, vista externa, BS03-211. 18. *Carinocythereis antiquata* (Baird, 1850), hembra VD, vista externa, KS05-05 187cm.

Escala 100mm.

OSTRÁCODOS-LÁMINA 2



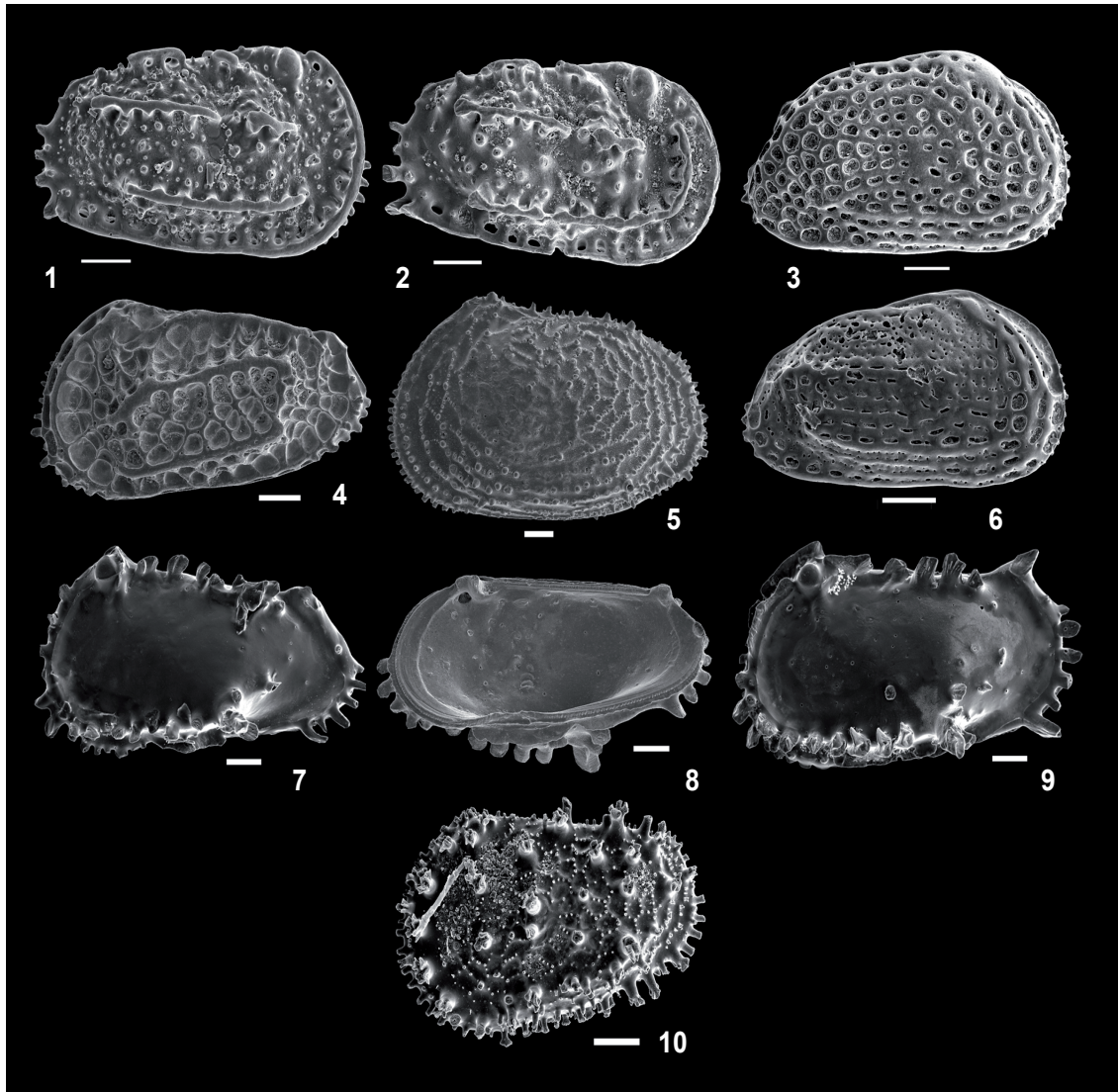
**OSTRÁCODOS-LÁMINA 3**

VD= valva derecha, VI= valva izquierda. 1. *Carinocythereis carinata* (Roemer, 1838), hembra VD, vista externa, BE03-052. 2. *Carinocythereis whitei* (Baird, 1850), hembra VD, vista externa, KS05-05 241cm. 3. *Celtia quadridentata* (Baird, 1850), hembra VD, vista externa, KS05-05 241cm. 4. *Costa edwardsii* (Roemer, 1838), hembra VI, vista externa, KS05-05 83cm. 5. *Echinocythereis laticarina* (Brady, 1868), hembra VI, vista externa, KS05-05 240cm. 6. *Hiltermannicythere emacyata* (Brady, 1867) (=C. *quadridentata*), hembra VD, vista externa, BE03-150. 7. *Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet, 1852), macho VI, vista externa, KS05-05 241cm. 8-9. *Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850); 8. macho VD, vista interna, KS05-05 37cm; 9. macho VI, vista externa, BE03-052. 10. *Trachyleberis* sp., hembra VI, vista externa, KS05-05 241cm.

Escala 100mm.



OSTRÁCODOS-LÁMINA 3





# **CONCLUSIONES GENERALES**

*“La raza humana necesita un desafío intelectual.  
Debe ser aburrido ser Dios, y no tener nada que descubrir”*

STEPHEN HAWKING

Un total de 213 especies de foraminíferos bentónicos, 151 especies de ostrácodos y 19 especies y morfotipos de foraminíferos planctónicos se han identificado en las muestras obtenidas en la superficie de la plataforma Vasca, para elaborar el **modelo actual** de distribución microfaunística.

La biocenosis es muy escasa (inferior al 1,6% en los foraminíferos bentónicos e inferior al 1% en los ostrácodos), siendo las especies más abundantes *C. laevigata*, *L. lobatula*, *Q. seminula* y *U. peregrina*, en el caso de los foraminíferos bentónicos, y *C. edwardsii*, *P. guttata*, *P. ceratoptera* y *P. jonesii* en el de los ostrácodos. Debido a esta escasez, se ha empleado la asociación faunística total, principalmente tanatocenótica, en la realización de este trabajo.

La distribución de dichas asociaciones bentónicas a lo largo de la plataforma, está controlada por el tipo de sedimento y la batimetría principalmente, según ponen de manifiesto los análisis estadísticos (cluster tipo Q y tipo R y análisis DCA). Otros parámetros ecológicos, como son el contenido en materia orgánica o el grado de oxigenación del medio, parecen tener una influencia menor.

Se han identificado 8 áreas ecológicas en la plataforma Vasca, de acuerdo a la microfauna bentónica:

1. Franja litoral y de plataforma interna somera (<60m de profundidad; arena). No aparecen valvas de ostrácodos, dominando la asociación bentónica de foraminíferos indicativos de medio litoral y sustrato grosero: *L. lobatula*, *R. globularis* y *Q. seminula*.
2. Franja interna (91m de profundidad media; limo y arena). Los ostrácodos están muy poco representados. Presenta una mezcla de especies de foraminíferos típicas de medio litoral y de plataforma media a externa: *B. spathulata*, *C. laevigata*, *G. subglobosa*, *L. lobatula* y *R. globularis*.
3. Franja media (113m de profundidad media; limo y arena). La asociación específica está formada por foraminíferos que habitan a diferente profundidad y sobre distinto tipo de sedimento (*C. laevigata*, *L. lobatula* y *T. sagittula*), así como por ostrácodos característicos de medios litorales y plataforma interna (*A. convexa*, *H. videns*, *L. elliptica*, *L. rhomboidea* y *P. normani*).
4. Franja externa oriental (118m de profundidad media; sedimentos finos). Dominan foraminíferos bentónicos indicativos de plataforma externa hasta medio batial (*B. marginata*, *B. spathulata*, *C. laevigata* y *H. balthica*), y ostrácodos que habitan a lo largo de toda la plataforma (*C. nodosum* y *P. polita*).
5. Borde de talud (148m de profundidad media; sedimentos finos). Las especies mayoritarias de foraminíferos (*U. peregrina*) y ostrácodos (*B. dentata*, *C. carinata* y *P. jonesii*) son típicas de medios profundos de la plataforma.
6. Vasière (133m de profundidad media; arcilla y limo). Está conformada por una asociación característica de sedimentos finos y batimetrías variables: *B. spathulata*, *B. marginata*, *C. laevigata*, *G. subglobosa* y *U. peregrina*, en los foraminíferos; y *C. edwardsii*, *Cytheropteron* sp. 1, *P. guttata* y *P. ceratoptera*, en los ostrácodos.
7. Parche arenoso del margen occidental (90m de profundidad media; arena gruesa a grava). No se han encontrado valvas de ostrácodos. Domina una única especie de foraminífero bentónico (*G. rudis*), típica de sedimentos groseros.

8. Franja occidental (88m de profundidad media; arena a grava). Presenta una mezcla de especies de foraminíferos (*G. rudis*, *L. lobatula* y *T. sagittula*) y ostrácodos (*B. mediterranea*, *Bosquetina* sp., *E. laticarina* y *P. polita*) que habitan a lo largo de toda la plataforma, sobre sedimento arenoso.

Se han definido dos asociaciones de foraminíferos planctónicos, cuya distribución está controlada por la temperatura del agua: una agrupación de especies de aguas frías, en la que se incluyen *N. pachyderma* sin. y *G. scitula*, y una asociación de aguas más cálidas, que contiene a *O. universa* y *G. ruber*.

Se ha medido la señal isotópica de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) en tres especies de foraminíferos bentónicos (*F. wuellerstorfi*, *L. lobatula* y *U. peregrina*) y dos de planctónicos (*G. bulloides* y *O. universa*). Los valores medios de las relaciones  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  presentan numerosas diferencias entre las especies seleccionadas. Estas diferencias se deben al microhábitat específico:

1. Las especies bentónicas epifaunales (*L. lobatula* y *F. wuellerstorfi*) presentan valores más ligeros de  $\delta^{18}\text{O}$  y más positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  que la especie endofaunal (*U. peregrina*). Se debe a que esta última especie está sometida a la acción de aguas intersticiales de mezcla, precipitando su caparazón en desequilibrio con el agua marina.
2. La especie planctónica que habita en la masa de agua más superficial (*O. universa*), presenta valores mucho más positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  que la que vive a mayor profundidad en la columna de agua (*G. bulloides*). Reflejaría una importante productividad primaria en esta parte más superficial de la columna de agua.

Con el objetivo de caracterizar la **evolución paleoclimática y paleoceanográfica finicuaternaria** de este área del Sur del Golfo de Vizcaya, se han estudiado 5 sondeos, obtenidos entre la plataforma media (114m de profundidad) y el borde del talud (480m de profundidad). La comparación de las variaciones específicas detectadas en el pasado, con los modelos actuales de distribución de dichas asociaciones, permiten caracterizar los cambios pretéritos del medio en el que habitaban estos organismos. En conjunto, se han identificado en estos sondeos 226 especies de foraminíferos bentónicos, 118 especies de ostrácodos y 19 especies y morfotipos de foraminíferos planctónicos.

El modelo de edad sintético se ha efectuado a partir de 33 dataciones absolutas  $^{14}\text{C}$ . Conforme al mismo, este trabajo abarca desde 57000 años (57Ka) cal BP hasta el Reciente.

Con el fin de obtener una buena referencia cronoestratigráfica, se ha comparado la señal isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  obtenida en *G. bulloides* con la señal medida en los sondeos de referencia GISP 2 (Groenlandia) y MD95-2042 (Costa sur de Portugal; Atlántico Norte). De acuerdo a la resolución obtenida, se han identificado cinco eventos Heinrich (HE 5 hasta HE 1), algunos de los ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O 16, D-O 9, D-O 8, D-O 6 y D-O 3) y varios de los Eventos Fríos del Holoceno (HCE 6 hasta HCE 1).

Los valores isotópicos de oxígeno de *G. bulloides*, son más positivos en los sondeos analizados que en el sondeo de referencia MD95-2042. Esto indica que el agua superficial de la plataforma Vasca era más fría que la del sur de Portugal, debido a una mayor influencia de aguas procedentes del norte de Europa en la zona de estudio. Esta influencia es más importante durante el Estadio isotópico Marino (MIS) 3 (57-27Ka cal BP) y el Neoglacial (6,9-4,6Ka cal BP).

La correlación sedimentaria permite observar el desarrollo de una cuña progradante hacia el talud durante el período glacial, con el depósito de materiales finos. En el Holoceno (11,5Ka cal BP-actualidad) se invierte esta tendencia, definiendo una secuencia retrogradacional formada por sedimento más grosero. Esta variación es causada por el incremento hidrodinámico de las corrientes de fondo, que produce numerosos hiatos durante el final del MIS 2 y el Holoceno, debido al transporte del material limoso.

El MIS 3 (57-27Ka cal BP) se caracteriza por condiciones frías, tanto en el fondo (dominan *C. laevigata*, foraminífero, y *Krithe* spp. y *C. lata*, ostrácodos) como en la columna de agua (predominio de *N. pachyderma* sin.). El porcentaje de *N. pachyderma* sin. permite identificar la presencia de aguas polares durante la mayor parte de este período. Este agua polar se retira en los períodos de 46,3-33,5Ka cal BP y de 31-27Ka cal BP, en los que se detecta la influencia de aguas subárticas.

La aparición de *A. dunelmensis* (ostrácodo) coincide con el evento HE 3 (31Ka cal BP). Esta especie presenta una distribución circumpolar y no se encuentra en la plataforma Vasca en la actualidad. Su presencia indicaría la entrada de agua fría, procedente del Atlántico norte, hasta la plataforma durante dicho evento.

En el MIS 2 (27-11,5Ka cal BP) se mantienen las condiciones frías definidas al final del MIS 3 (31-27Ka cal BP), pero con un sedimento de fondo menos oxigenado (son mayoritarias las especies de foraminíferos *H. balthica*, *U. peregrina* y *C. laevigata*). A partir de 23,5Ka cal BP, se detecta una nueva entrada de agua polar en la plataforma, que perdura hasta el final del MIS 2. A pesar del mantenimiento de estas condiciones frías con aguas polares, se detecta un calentamiento continuado del agua de fondo durante todo el periodo, comenzando este calentamiento al mismo tiempo que la entrada de agua polar (23,5Ka cal BP) en la columna de agua.

Los eventos HE 2 (25Ka cal BP) y HE 1 (17,4Ka cal BP), se caracterizan, de nuevo, por la aparición de *A. dunelmensis*, confirmando la llegada de aguas frías del Atlántico norte a la plataforma Vasca durante ambos períodos fríos.

El incremento batimétrico detectado en 18,6Ka cal BP podría corresponderse con el evento de deshielo de 19kyr-MWP. La descarga de agua dulce asociada a este evento, junto con el incremento del hidrodinamismo de fondo, identificado a continuación, podrían ser los causantes del hiato detectado en la plataforma externa occidental, que abarca todo el MIS 2 y la primera mitad del Holoceno.

El Holoceno o MIS 1 (11,5Ka cal BP-actualidad) es más cálido que los períodos previos (MIS 3 y MIS 2).

En la plataforma externa (259-294m de profundidad), se detecta la entrada de agua fría subártica, procedente del norte, a favor del cañón de San Sebastián, con un desplazamiento posterior hacia el margen oriental de dicha plataforma. Esta influencia de agua fría se refleja en la asociación dominante, conformada por los foraminíferos bentónicos *C. laevigata* y *U. peregrina*, los foraminíferos planctónicos *N. pachyderma* sin., *N. pachyderma* dex. y *G. ruber* y los ostrácodos *C. lata* y *Krithe* spp. Este agua fría no afectaría al margen occidental del cañón, donde son mayoritarias *B. spathulata*, *G. translucens*, *R. globularis* y *B. pseudoplicata* en los foraminíferos bentónicos; *N. pachyderma* dex., *G. ruber* y *G. bulloides* en los foraminíferos planctónicos; y *C. edwardsii*, *C. punctatum* y *P. guttata* en los ostrácodos.

En la plataforma media (114m de profundidad), se aprecia la sucesión de tres condiciones climáticas a lo largo del Holoceno:

1. Entre 9,8Ka cal BP y 6,9Ka cal BP, es el Hipsitérico u Óptimo climático del Holoceno. Este período se caracteriza por la presencia de aguas relativamente templadas en el fondo (dominan *B. pygmaea*, *G. translucens* y *R. globularis*, foraminíferos bentónicos, y *C. edwardsii* y *C. punctatum*, ostrácodos), similares a las actuales, y condiciones cálidas en la columna de agua (son mayoritarias *G. ruber* y *N. pachyderma* dex.).
2. Entre 6,9Ka cal BP y 4,6Ka cal BP, se detecta la entrada de aguas polares muy frías. Estas aguas permiten el establecimiento de unas condiciones similares a las desarrolladas durante el inicio del MIS 3, tanto en el fondo como en la columna de agua, puesto que la asociación microfaunística dominante está formada por: *C. laevigata* (foraminífero bentónico), *Krithe* spp., *C. lata*, *Trachyleberis* sp., *A. dunelmensis* (ostrácodos), *N. pachyderma* sin. y *G. bulloides* (foraminíferos planctónicos). Este enfriamiento representaría el periodo Neoglacial.
3. Entre 4,6Ka cal BP y la actualidad (Holoceno reciente), se identifican diversos hiatos, debido a un incremento de la energía del agua de fondo. En la base de este periodo (4,6-4,3Ka cal BP) comienza la retirada de las masas de agua polares que llegaron durante el Neoglacial, con un aumento relativo de la temperatura (dominan *U. peregrina* y *B. marginata* en los foraminíferos bentónicos, *N. pachyderma* dex. en los foraminíferos planctónicos y *Krithe* spp. y *C. lata* en los ostrácodos).

Los incrementos en la abundancia de *A. dunelmensis*, así como la aparición del también ostrácodo *C. testudo*, definen los eventos fríos HCE 5 (8,2Ka cal BP), HCE 4 (6,1Ka cal BP), HCE 3 (4,3Ka cal BP) y HCE 2 (2,8Ka cal BP). Estas especies indican la entrada de agua fría del Atlántico norte en la plataforma Vasca, de nuevo, durante dichos eventos.

No se han encontrado evidencias isotópicas o faunísticas en la plataforma externa y el borde del talud del enfriamiento Neoglacial identificado en la plataforma media. Por tanto, no es posible aludir a la entrada en la plataforma de aguas frías más profundas (Agua Profunda del Atlántico Norte, NADW, o Agua Antártica de Fondo, AABW) procedentes del norte. Tampoco se ha detectado ningún enfriamiento correlacionable en el medio continental que pudiese tener influencia en la plataforma.

De acuerdo al contexto oceanográfico actual en el sur del Golfo de Vizcaya, el enfriamiento Neoglacial parece corresponderse con la llegada de agua superficial muy fría, que no afectaría a profundidades mayores de 200m. Esta masa de agua superficial, procedería del margen occidental del área de estudio y tendría un desplazamiento paralelo a la costa.



# **BIBLIOGRAFÍA**

*“La ciencia que el oído percibe, derrámala por la boca.  
Agranda aún más la sabiduría compartiéndola con otros”*

ISIDORO DE SEVILLA

- Abreu, L. (2000). *High resolution paleoceanography off Portugal during the last two glacial cycles*. Doctoral thesis of the University of Cambridge, United Kingdom, 366 pp.
- Abreu, L.D.; Shackleton, N.J.; Schönfeld, J.; Hall, M. y Chapman, M. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability on the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, nº 196, pp. 1-20.
- Abu-Zied, R.H.; Rohling, E.J.; Jorissen, F.J.; Fontanier, C.; Casford, J.S.L. y Cooke, S. (2008). Benthic foraminiferal response to changes in bottom water oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to Recent times. *Marine Micropaleontology*, nº 67, pp. 46-68.
- Adkins, J.F.; McIntyre, K. y Schrag, D.P. (2002). The salinity, temperature, and  $\delta^{18}\text{O}$  of the glacial deep ocean. *Science*, nº 298, pp. 1769-1773.
- Adkins, J.F.; Ingersoll, A.P. y Pasquero, C. (2005). Rapid climate change and conditional instability of the glacial deep ocean from the thermobaric effect and geothermal heating. *Quaternary Science Reviews*, nº 24, pp. 581-594.
- Alavi, S.N. (1988). Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from Sea of Mármara. *Marine Micropaleontology*, nº 13, pp. 213-237.
- Albers, C.C.; Bañe, M.R.; Dorman, J.H.; Lampion, J.M.; Macomber, D.; Martin, G.B.; Parrott, B.S.; Skinner, H.C.; Sylvester, R.K. y Ventress, W.P.S. (1966). Foraminiferal ecological zones of the Gulf Coast. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, nº 16, pp. 345-348.
- Alexander, S.P. y Banner, E.T. (1984). The functional relationship between skeleton and cytoplasm in *Haynesma germanica* (Ehrenberg). *Journal of Foraminiferal Research*, nº 14, pp. 159-170.
- Alley, R.B.; Meese, D.A.; Shuman, C.A.; Gow, A.J.; Taylor, K.C.; Grootes, P.M.; White, J.W.C.; Ram, M.; Waddington, E.D.; Mayewski, P.A. y Zielinski, G.A. (1993). Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, nº 362, pp. 527-528.
- Alley, R.B.; Mayewski, P.A.; Sowers, T.; Stuiver, M.; Taylor, M.C. y Clark, P.U. (1997). Holocene Climatic Instability - a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, nº 25, pp. 483-486.
- Alley, R.B.; Clark, P.U.; Keigwin, L.D. y Webb, R.S. (1999). Making sense of millennial-scale climate change. En: P.U. Clark, R.S. Webb y L.D. Keigwin (Eds.). *Mechanisms of global climate change at millennial time scales*. Geophysical Monograph, nº 112, pp. 385-394.
- Allison, P.A.; Wignall, P.B. y Brett, C.E. (1995). Palaeo-oxygenation: effects and recognition. En: D.J.W. Bosence y P.A. Allison (Eds.). *Marine palaeoenvironmental analysis from fossils*. Special Publication of the Geological Society, London, United Kingdom, nº 83, pp. 97-112.
- Almogi-Labin, A.; Siman-Tov, R.; Rosenfeld, A. y Debar, E. (1995). Occurrence and distribution of the foraminifer *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) in water bodies, Recent and Quaternary, of the Dead Sea Rift, Israel. *Marine Micropaleontology*, nº 26, pp. 153-159.
- Altenbach, A.V. (1988). Deep sea benthic foraminifera and flux rate of organic carbon. *Revue de Paléobiologie*, Vol. Spec. nº 2, pp. 719-720.
- Altenbach, A.V. y Sarnthein, M. (1989). Productivity record in benthic foraminifera. En: W.H. Berger, V.S. Smetacek y G. Wefer (Eds.). *Productivity of the oceans: Present and past*. John Wiley, New York, Dahlem-Konferenzen, pp. 255-269.
- Altenbach, A.V.; Pflaumann, U.; Schiebel, R.; Thies, A.; Timm, S. y Trauth, M. (1999). Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates or organic carbon. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 29, pp. 173-185.
- Alvarez-Marrón, J.; Pérez-Estaún, A.; Dañobeitia, J.J.; Pulgar, J.A.; Martínez Catalán, J.R.; Marcos, A.; Bastida, F.; Ayarza Arribas, P.; Aller, J.; Gallart, A.; González-Lodeiro, F.; Banda, E.; Comas, M.C. y Córdoba, D. (1996). Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep profiles. *Tectonophysics*, nº 264, pp. 153-174.
- Alvarez-Salgado, X.A.; Figueiras, F.G.; Pérez, F.F.; Groom, S.; Nogueira, E.; Borges, A.V.; Chou, L.; Castro, C.G.; Moncoiffé, G.; Ríos, A.F.; Miller, A.E.J.; Frankignoulle, M.; Savidge, G. y

- Wollast, R. (2003). The Portugal coastal counter current off NW Spain: new insights on its biogeochemical variability. *Progress in Oceanography*, nº 56, pp. 281-321.
- Alvarez-Zarikian, C.A.; Stepanova, A.Y. y Grützner, J. (2009). Glacial–interglacial variability in deep sea ostracod assemblage composition at IODP Site U1314 in the subpolar North Atlantic. *Marine Geology*, nº 258, pp. 69-87.
- Alve, E. (1990). Variations in estuarine foraminiferal biofacies with diminishing oxygen conditions in Drammensfjord, SE Norway. En: C. Hemleben, M.A. Kaminski, W. Kuhnt y D.B. Scott (Eds.). *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 661- 694.
- Alve, E. y Bernhard, J.M. (1995). Vertical migratory response of benthic foraminifera to controlled oxygen concentrations in an experimental mesocosm. *Marine Ecology Progress Series*, nº 116, pp. 137-151.
- Alve, E. y Murray, J.W. (1994). Ecology and taphonomy of benthic foraminifera in a temperate mesotidal inlet. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 24 (1), pp. 18-27.
- Alve, E. y Murray, J.W. (1999). Marginal marine environments of the Skagerrak and Kattegat: a baseline study of living (stained) benthic foraminiferal ecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 146, pp. 171-193.
- Alve, E. y Nagy, J. (1986). Estuarine foraminiferal distribution in Sandebukta a branch of the Oslo Fjord. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 16, pp. 261-284.
- Alve, E. y Nagy, J. (1990). Main features of foraminiferal distribution reflecting estuarine hydrography in Oslo Fjord. *Marine Micropalaeontology*, nº 16, pp. 181-206.
- Alves-Martins, M.V. (1997). *Ecologia dos foraminíferos bentónicos na plataforma continental ao largo de Aveiro*. Tese de Mestrado, Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Portugal, 440 pp.
- Alves-Martins, M.V. y Ruivo Dragão Gomes, V.d.C. (2004). *Foraminíferos da margem continental NW ibérica: sistemática, ecologia e distribuição*. Agenda Comum-Comunicação Ida. Universidade de Aveiro, Portugal, 377 pp.
- Ammann, B. y Lotter, A.F. (1989). Late-Glacial radiocarbon and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, nº 18, pp. 109-126.
- Andersen, C.; Koç, N.; Jennings, J. y Andrews, J.T. (2004). Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, nº 19.
- Andersen, K.K.; Svensson, A.; Rasmussen, S.O.; Steffensen, J.P.; Johnsen, S.J.; Bigler, M.; Röthlisberger, R.; Ruth, U.; Siggaard-Andersen, M.-L.; Dahl-Jensen, D.; Vinther, B.M. y Clausen, H.B. (2006). The Greenland ice core chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*, nº 25 (23-24), pp. 3246-3257.
- Anderson, G.J. (1963). Distribution patterns of recent foraminifera of the Bering Sea. *Micropalaeontology*, nº 9, pp. 305-317.
- Andrews, J.T. (1998). Abrupt changes (Heinrich events) in late Quaternary North Atlantic marine environments: a history and review of data and concepts. *Journal of Quaternary Science*, nº 13, pp. 3-16.
- Andrews, J.T. y Tedesco, K. (1992). Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology*, nº 20, pp. 1087-1090.
- Angel, M.V. (1969). Planktonic ostracods from the Canary Island region: their depth distribution. Diurnal migrations and community organisation. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, nº 49, pp. 515-553.
- Angel, M.V. y Fasham, M.J. (1983). Eddies and biological processes. En: A.R. Robinson (Ed.). *Eddies in marine science*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 492-524.

- Antoine, D.; Morel, A. y André, J.M. (1995). Algal pigment distribution and primary production in eastern Mediterranean as derived from coastal zone scanner observations. *Journal of Geophysical Research*, nº 100, pp. 16193-16209.
- Aravena, G.; Villate, F.; Iriarte, A.; Uriarte, I. e Ibáñez, B. (2009). Influence of the North Atlantic Oscillation (NAO) on climatic factors y estuarine water temperature on the Basque coast (Bay of Biscay): comparative analysis of three seasonal NAO indices. *Continental Shelf Research*, nº 29, pp. 750-758.
- Armstrong, H.A. y Brasier, M.D. (2006). *Microfossils (2<sup>nd</sup> Edition)*. Blackwell Publishing, Oxford, United Kingdom, 296 pp.
- Arnold, A.J. (1983). Foraminiferal thanatocoenoses on the continental slop off Georgia and South Carolina. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 13, pp. 79-90.
- Asioli, A. y Lagone, L. (1997). Relationship between recent planktonic foraminifera and water mass propendes in the western Ross Sea (Antactica). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, nº 20, pp. 193-198.
- Athersuch, J.; Home, D.J. y Whittaker, J.E. (1989). *Marine and Brackish Water Ostracods (superfamilies Cypridacea and Cytheracea)*. Synopses of the British Fauna (New Series), nº 43, Linnean Society of London and Estuarine and Coastal Sciences Association, E.J. Brill, Leiden, 343 pp.
- Ayarza, P.; Martínez-Catalán, J.R.; Alvarez-Marrón, J.; Zeyen, H. y Juhlin, C. (2004). Geophysical constraints on the deep structure of a limited ocean-continent subduction zone at the North Iberian Margin. *Tectonics*, nº 23, TC1010.
- Bae, S.H.; Yoon, H.I.; Park, B.K.; Kim, Y.; Bahk, J.J. y Seo, H.S. (2003). Meltwater discharge anomalies in marine isotope stage 3 from a sediment core in the south of Antarctic Polar Front, Drake Passage. *Geosciences Journal*, vol. 7, nº 1, pp. 73-79.
- Bakke, J.; Lie, Ø.; Nesje, A.; Dahl, S.O. y Paasche, Ø. (2005). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, nº 15, pp. 161-176.
- Bandy, O.L. (1953). Ecology and paleoecology of some California foraminifera. Part I. The frequency distribution of recent foraminifera off California. *Journal of Paleontology*, nº 27, pp. 161-182.
- Banner, F.T.; Kniggth-Bentjones, E.W. y Wright, J.M. (1994). Protozoa. En: P.J. Hayward y J.S. Ryland (Eds.). *The Marine Fauna of the British Isles and North-West Europe. Vol. 1, Introduction and Protozoans to Arthropods*. Oxford Science Publications, United Kingdom, pp. 36-50.
- Barber, D.C.; Dyke, A.; Hillaire-Marcel, C.; Jennings, A.E.; Andrews, J.T.; Kerwin, M.W.; Bilodeau, G.; McNeely, R.; Southon, J.; Morehead, M.D. y Gagnon, J.M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, nº 400, pp. 344-348.
- Barbier, F.; Keen, C. y Potter, P. (1986). Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production ELF-Aquitaine*, nº 10, pp. 105-121.
- Barclay, D.J.; Wiles, G.C. y Calkin, P.E. (2009). Holocene glacier fluctuations in Alaska. *Quaternary Science Reviews*, nº 28, pp. 2034-2048.
- Bard, E.; Fairbanks, R.G.; Maurice, P.; Duprat, J.; Moyes, J. y Duplessy, J.-C. (1989). Sea level estimates during the last deglaciation based on  $\delta^{18}\text{O}$  and accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured on *Globigerina bulloides*. *Quaternary Research*, nº 31 (3), pp. 381-391.
- Bard, E.; Rostek, F.; Turon, J.-L. y Gendreau, S. (2000). Hydrological impact of Heinrich events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science*, nº 289, pp. 1321-1324.
- Bard, E.; Hamelin, B. y Delanghe-Sabatier, D. (2010). Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*, nº 327, pp. 1235-1237.
- Barker, R.W. (1960). *Taxonomic Notes on the Species Figured by H.B. Brady in his Report on the*

- Foraminifera Dredged by H.M.S. Challenger During the Years 1873-1876*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication, Tulsa, USA, 238 pp.
- Barker, S.; Diz, P.; Vautravers, M.J.; Pike, J.; Knorr, G.; Hall, I.R. y Broecker, W.S. (2009). Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, nº 457, pp. 1097-1102.
- Bartlett, G. (1964). A preliminary study of foraminiferal distribution on the Atlantic Continental Shelf, Southeastern Nova Scotia. *Canadian Geological Survey*, serie 64-5, 19 pp.
- Bartels-Jónsdóttir, H.B.; Knudsen, K.L.; Abrantes, F.; Lebreiro, S. y Eiríksson, J. (2006). Climate variability during the last 2000 years in the Tagus Prodelta, western Iberian Margin: Benthic foraminifera and stable isotopes. *Marine Micropaleontology*, nº 59, pp. 83-103.
- Bartholomew, J.C. (1973). *Advanced Atlas of Modern Geography*. Oliver and Boyd, Edinburgh, United Kingdom, 164 pp.
- Bassetti, M.A.; Carbonel, P.; Sierro, F.J.; Pérez-Folgado, M.; Jouët, G. y Berné, S. (2010). Response of ostracods to abrupt climate changes in the Western Mediterranean (Gulf of Lions) during the last 30 kyr. *Marine Micropaleontology*, nº 77, pp. 1-14.
- Bé, A.W.H. (1960). Some observations on arctic planktonic foraminifera. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, nº 11, pp. 64-68.
- Bé, A.W.H. (1967). Foraminifera families: *Globigerinidae* and *Globorotaliidae*, Fiche no. 108. En: J.H. Frasier (Ed.). *Fiches d'identification du zooplancton*. Conseil International pour l'Exploration de la Mer, France, p. 9.
- Bé, A.W.H. (1977). An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. En: A.T.S. Ramsay (Ed.). *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, London, United Kingdom, vol. 1, pp. 1-100.
- Bé, A.W.H. y Hamlin, W.H. (1967). Ecology of Recent planktonic foraminifera. Part 3 - Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology*, nº 13, pp. 87-106.
- Bé, A.W.H. y Hutson, W.H. (1977). Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, nº 23, pp. 369-414.
- Bé, A.W.H. y Tolderlund, D.S. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. En: B.M. Funnell y W.R. Riedel (Eds.). *The Micropalaeontology of Oceans: Proceedings of the symposium held in Cambridge from 10 to 17 September 1967 under the title "Micropalaeontology of Marine bottom sediments"*. Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 105-149.
- Beget, J.E. (1983). Radiocarbon-dated evidence of worldwide early Holocene climate change. *Geology*, nº 11, pp. 389-393.
- Bemis, B.; Spero, H.J.; Bijma, J. y Lea, D.W. (1998). Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, nº 13, pp. 150-160.
- Benson, R.H.; Berdan, J.M.; Bold, W.A.; Hanai, T.; Hessland, I.; Howe, H.V.; Kesling, R.V.; Levinson, S.A.; Reyment, R.A.; Moore, R.C.; Scott, H.W.; Shaver, R.H.; Sohn, I.G.; Stover, L.E.; Swain, F.; Sylvester-Bradley, P.C. y Wainwright, J. (1961). Systematic Descriptions. En: R.C. Moore y C.W. Pitrat (Eds.). *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q, Arthropoda-3*. Geological Society of America and University of Kansas Press, USA, 499 pp.
- Berggren, W.A. y Haq, B. (1976). The Andalusian Stage (Late Miocene): Biostratigraphy, Biochronology and Paleoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 20, pp. 67-129.
- Bernhard, J.M.; Sen Gupta, B.K. y Borne, P.F. (1997). Benthic foraminiferal proxy to estimate dysaerobic bottom-water oxygen concentrations: Santa Barbara Basin, US Pacific continental margin. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 27, pp. 301-310.
- Bernhard, J.M.; Buck, K.R.; Farmer, M.A. y Bowser, S.S. (2000). The Santa Barbara Basin is a symbiosis oasis. *Nature*, nº 403, pp. 77-80.
- Bianchi, G.G. y McCave, I.N. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deepocean

- flow south of Iceland. *Nature*, nº 397, pp. 515-517.
- Bigg, G.R.; Levine, R.C. y Green, C.L. (2011). Modelling abrupt glacial North Atlantic freshening: Rates of change and their implications for Heinrich events. *Global and Planetary Change*, nº 79, pp. 176-192.
- Björck, S.; Kromer, B.; Johnsen, S.; Bennike, O.; Hammarlund, D.; Lemdahl, G.; Possnert, G.; Rasmussen, T.L.; Wohlfarth, B.; Hammer, C.U. y Spurk, M. (1996). Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, nº 274, pp. 1155-1160.
- Björck, S.; Rundgren, O.; Ingolfsson, O. y Funder, S. (1997). The Preboreal oscillation around the Nordic seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science*, nº 12, pp. 455-465.
- Björck, S.; Walker, M.J.C.; Cwynar, L.C.; Johnsen, S.; Knudsen, K.-L.; Lowe, J.J.; Wohlfarth, B. e INTIMATE group (1998). An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region based on the Greenland icecore record: A proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, nº 13, pp. 283-292.
- Blanc-Vernet, L.; Pujos, M. y Rosset Moulinier, M. (1984). Les biocénoses de foraminifères benthiques des plateaux continentaux français (Manche, Sud-Gascogne, Ouest Provence). En: H.J. Oertli (Ed.). *Benthos' 83, 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera*. Elf Aquitaine, Esso REP et Total CFP, France, pp. 71-79.
- Bless, M.J.M. (1973). Note on the ecology of Recent ostracods in the Ria de Arosa (Galicia, N.W. Spain). *Zoologische Mededelingen*, nº 46, pp. 129-147.
- Bode, A.; Varela, M.; Casa, B. y González, N. (2002). Intrusions of eastern North Atlantic central waters and phytoplankton in the northwestern Iberian shelf during spring. *Journal of Marine Systems*, nº 36, pp. 197-218.
- Boillot, G. (1986). Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. En: G. Boillot (Ed.). *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Ed. Masson, Paris, pp. 5-81.
- Boillot, G.; Dupeuble, P.A.; Hennequin-Marchand, I.; Lamboy, M.; Leprêtre, J.-P. (1973). Carte géologique du plateau continental nordespagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, nº 7, pp. 367-391.
- Boillot, G.; Dupeuble, P.A.; Hennequin-Marchand, I.; Lamboy, M.; Leprêtre, J.-P.; Musellec, P. (1974). Le rôle des décrochements "tardi-Hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la Péninsule Ibérique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, vol. 2, nº XVI, pp. 75-86.
- Boillot, G.; Montadert, L.; Lemoine, M. y Biju-Duval, B. (1984). Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Ed. Masson, Paris, 342 pp.
- Bois, C.; Pinet, B. y Gariel, O. (1997). The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and other European rifts and basins. En: C. Bois y O. Gariel (Eds.). *Deep seismic study of the earth's crust, ECORS Bay of Biscay survey*. Mémoires de la Société Géologique de France, nº 171, pp. 143-165.
- Boltovskoy, E. (1981). Foraminifera. En: D. Boltovskoy (Ed.). *Atlas del Zooplancton del Atlántico Suroccidental y métodos de trabajo con el zooplancton marino*. Publicación Especial del INIDEP Mar del Plata, Argentina, pp. 317-352.
- Boltovskoy, E. y Wright, R. (1976). *Recent Foraminifera*. Dr. Junk, The Hague, The Netherlands, 515 pp.
- Boltovskoy, E.; Giussani, G.; Watanabe, S. y Wright, R. (1980). *Atlas of Benthic Selfh Foraminifera of the Southwest Atlantic*. Dr. Junk, The Hague, The Netherlands, 147 pp.
- Boltovskoy, E.; Scott, D.B. y Medioli, E.S. (1991). Morphological variations of benthic foraminiferal tests in response to changes in ecological parameters: a review. *Journal of Paleontology*, nº 65 (2), pp. 175-185.
- Bonaduce, G.; Ciampo, G. y Masoli, M. (1975). Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea.

- Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli*, Supplement, 304 pp.
- Bond, G.C. y Lotti, R. (1995). Icebergs discharges into North Atlantic on millennial time scale during the last glaciation. *Science*, nº 267, pp. 1005-1010.
- Bond, G.C.; Heinrich, H.; Broecker, W.; Labeyrie, L.; McManus, J.; Andrews, J.T.; Huon, S.; Jantschik, R.; Clasen, S.; Simet, C.; Tedesco, K.; Klas, M.; Bonani, G. e Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, nº 360, pp. 245-249.
- Bond, G.C.; Broecker, W.; Johnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J. y Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, nº 365, pp. 143-147.
- Bond, G.C., Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, P.; deMenocal, P.; Priore, P.; Cullen, H.; Hajdas, I. y Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, nº 278, pp. 1257-1266.
- Bond, G.C.; Showers, W.; Elliot, M.; Evans, M.; Lotti, R.; Hajdas, I.; Bonani, G. y Johnson, S. (1999). The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the Little Ice Age. En: P.U. Clark, R.S. Webb y L.D. Keigwin (Eds.). *Mechanisms on global climate change at millennial time scales*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, nº 112, pp. 35-58.
- Bond, G.C.; Kromer, B.; Beer, J.; Muscheler, R.; Evans, M.N.; Showers, W.; Hoffmann, S.; Lotti-Bond, R.; Hajdas, I. y Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, nº 294, pp. 2130-2136.
- Borja, A. y Collins, M. (2004). *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, 640 pp.
- Bornmalm, L.; Corliss, B.H. y Tedesco, K. (1997). Laboratory observations of rates and patterns of movement of continental margin benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, nº 29, pp. 175-184.
- Bornmalm, L.; Widmark, J.G.V. y Malmgren, B.A. (1999). Changes in circulation and trophic levels in the Pliocene Caribbean Sea: evidence from benthic foraminifer accumulation rates. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 29, pp. 209-221.
- Botas, J.A.; Bode, A.; Fernández, E. y Anadón, R. (1988). Descripción de una intrusión de agua de elevada salinidad en el Cantábrico central: distribución de los nutrientes inorgánicos y su relación con el fitoplancton. *Investigación Pesquera*, nº 52, pp. 561-574.
- Botas, J.A.; Fernández, E.; Bode, A. y Anadón, R. (1989). Water masses off Central Cantabrian Coast. *Scientia Marina*, nº 53, pp. 755-761.
- Botas, J.A.; Fernández, E.; Bode, A. y Anadón, R. (1990). A persistent upwelling off the Central Cantabrian Coast (Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, nº 30, pp. 185-199.
- Boucher, J. (1985). Caractéristiques physiques et biologiques. En: L. Laubier y C. Monniot (Eds.). *Peuplements profonds du golfe de Gascogne*. IFREMER editions, France, pp. 25-42.
- Bourdillon, C. (1982). *Étude Micropaléontologique de Sédiments Bathyaux du Quaternaire Terminal en Méditerranée*. Atlas Photographique et Systematique. U.E.R. de Sciences Naturelles, Université de Provence (Aix-Marseille I), France, 88 pp.
- Bowman, T. y Abele, L. (1982). Classification of the recent Crustacea. En: D.E. Bliss (Ed.). *The Biology of Crustacea*. Academic Press, New York, pp. 1-25.
- Braconnot, P.; Otto-Bliesner, B.; Harrison, S.; Joussaume, S.; Peterchmitt, J.-Y.; Abe-Ouchi, A.; Crucifix, M.; Driesschaert, E.; Fichefet, T.; Hewitt, C.D.; Kageyama, M.; Kitoh, A.; Loutre, M.-F.; Marti, O.; Merkel, U.; Ramstein, G.; Valdes, P.; Weber, L.; Yu, Y. y Zhao, Y. (2007). Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum - part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Climate of the Past*, nº 3, pp. 279-296.



- Bradley, R.S. y Jones, P.D. (1992). *Climate Since A.D. 1500*. Ed. Routledge, London, United Kingdom, 679 pp.
- Brady, H.B. (1884). Report on the Foraminifera dredged by H.M.S. «Challenger» during the years 1873-1876. En: W. Thomson y J. Murray (Eds.). *Report on the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger during the years 1873-76 under the command of Captain George S. Nares and the late Captain Frank Tourle Thomson. Zoology, n° 9, vol. 2*. Longmans and Co. (and others), London, United Kingdom, 814 pp.
- Brands, S.J. (comp.) (1989-2007a). *The Taxonomicon*. Universal Taxonomic Services, Amsterdam. <http://taxonomicon.taxonomy.nl>
- Brands, S.J. (comp.) (1989-2007b). *Systema Naturae 2000. The Taxonomicon*. Universal Taxonomic Services, Amsterdam. <http://sn2000.taxonomy.nl>
- Braun, H.; Christl, M.; Rahmstorf, S.; Ganopolski, A.; Mangini, A.; Kubatzki, C.; Roth, K. y Kromer, B. (2005). Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. *Nature*, n° 438, pp. 208-211.
- Braun, H.; Ditlevsen, P. y Chialvo, D.R. (2008). Solar forced Dansgaard-Oeschger events y their phase relation with solar proxies. *Geophysical Research Letters*, n° 35, L06703.
- Broccoli, A.J. (2000). Tropical cooling at the Last Glacial Maximum: an atmosphere mixed layer ocean model simulation. *Journal of Climate*, n° 13, pp. 951-976.
- Broecker, W.S. (1990). Salinity history of the northern Atlantic during the last deglaciation. *Paleoceanography*, n° 5, pp. 459-467.
- Broecker, W.S. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*, n° 4, pp. 79-89.
- Broecker, W.S. (1994). Massive icebergs discharges as triggers for global climate change. *Nature*, n° 372, pp. 421-424.
- Broecker, W.S. (1998). Paleocan circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, n° 13, pp. 119-121.
- Broecker, W.S. (2001). Was the Medieval Warm Period global? *Science*, n° 291, pp. 1497-1499.
- Broecker, W.S. (2006). Was the Younger Dryas Triggered by a Flood? *Science*, n° 312, pp. 1146-1148.
- Broecker, W.S. y Denton, G.H. (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, n° 53, pp. 2465-2501.
- Broecker, W.S.; Peteet, D.M. y Rind, D. (1985). Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, n° 315, pp. 21-26.
- Broecker, W.S.; Bond, G.; Klas, M.; Clark, E. y McManus, J. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich Events. *Climate Dynamics*, n° 6, pp. 265-273.
- Brönnimann, P. (1951). The genus *Orbulina* d'Orbigny in the Oligo-Miocene of Trinidad. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, n° 2, pp. 132-138.
- Brouwers, E.M. (1988). Sediment transport detected from the analysis of ostracod population structure: an example from the Alaskan continental shelf. En: P. de Deckker; J.P. Colin y J.P. Peypouquet (Eds.). *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam, pp. 231-244.
- Brouwers, E.M. (1993). *Systematic paleontology of Quaternary ostracode assemblages from the Gulf of Alaska, part 2: families Trachyleberididae, Hemicytheridae, Loxoconchidae, Paracytherideidae*. U.S. Geological Survey professional paper, n° 1531, 87 pp.
- Brouwers, E.M.; Cronin, T.M.; Horne, D.J. y Lord, A.R. (2000). Recent shallow marine ostracods from high latitudes: Implications for late Pliocene and Quaternary palaeoclimatology. *Boreas*, n° 29, pp. 127-143.
- Brusca, R.C. y Brusca, G.J. (1990). *Invertebrates*. Ed. Sinauer Associates, Sunderland, USA, 922 pp.
- Bubík, M. y Kaminski, M.A. (2004). *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, n° 8, 485 pp.
- Buzas, M.A. (1968). Foraminifera from the Hadley Harbor Complex, Massachusetts. *Smithsonian*

- Miscellaneous Collections*, nº 152, pp. 187-191.
- Buzas, M.A.; Culver, S.J. y Jorissen, F.J. (1993). A statistical evaluation of the microhabitats of living (stained) infaunal benthic foraminifera. *Marine Micropalaeontology*, nº 20, pp. 311-320.
- Cabal, J.; González-Nuevo, G. y Nogueira, E. (2008). Mesozooplankton species distribution in the NW and N Iberian shelf during spring 2004: Relationship with frontal structures. *Journal of Marine Systems*, nº 72, pp. 282-297.
- Caballero, A.; Pascual, A.; Dibarboure, G. y Espino, M. (2008). Sea level and Eddy Kinetic Energy variability in the Bay of Biscay, inferred from satellite altimeter data. *Journal of Marine Systems*, nº 72, pp. 116-134.
- Cacho, I.; Grimalt, J.O.; Pelejero, C.; Canals, M.; Sierro, F.J.; Flores, J.A. y Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, nº 14, pp. 698-705.
- Cacho, I.; Grimalt, J.O.; Canals, M.; Saffi, L.; Shackleton, N.J.; Schönfeld, J. y Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean sea surface temperature during the last 30000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, nº 16, pp. 40-52.
- Cámara, P. (1997). The Basque-Cantabrian basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution. *Mémoires de la Société Géologique de France*, nº 171, pp. 187-191.
- Caralp, M. y Pujos, M. (1970). Les foraminifères benthiques et planctoniques d'une carotte Atlantique (Golfe de Gascogne): variations climatiques du milieu marin au cours du Quaternaire Recent. *Bulletin de la Société Géologique de France*, nº 12, pp. 114-119.
- Caralp, M.; Moyes, J. y Vigneaux, M. (1967). La microfaune actuelle et sub-récente d'une carotte atlantique (Golfe de Gascogne) observations écologiques et climatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, pp. 418-425.
- Caralp, M.; Klingebiel, A.; Lamy, A.; Latouche, C.; Moyes, J. y Vigneaux, M. (1968). Etude micropaléontologique, sédimentologique et géochimique de quelques carottes de sédiments récents du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie de Bassin d'Aquitaine*, nº 5, 73 pp.
- Caralp, M.; Lamy, A. y Pujos, M. (1970). Contribution à la connaissance de la distribution bathymétrique des foraminifères dans le Golfe de Gascogne. *Revista Española de Micropaleontología*, nº 2, pp. 55-84.
- Carbonel, P. (1971). *Les ensembles fauniques d'Ostracodes récents de l'estuaire de la Gironde et du proche plateau continental. Relations avec les phénomènes hydrodynamiques. Intérêt dans la reconstitution des paléoenvironnements*. Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux 1, France, 209 pp.
- Carbonel, P. (1973a). Les ensembles fauniques d'Ostracodes récents de l'estuaire de la Gironde. *Bulletin de l'Institut de Géologie de Bassin d'Aquitaine*, nº 14, pp. 75-81.
- Carbonel, P. (1973b). Ensembles fauniques d'Ostracodes de Plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie de Bassin d'Aquitaine*, nº 14, pp. 83-87.
- Carlson, A.E. (2010). What Caused the Younger Dryas Cold Event? *Geology*, nº 38, pp. 383-384.
- Carlson, A.E.; Clark, P.U.; Haley, B.A.; Klinkhammer, G.P.; Simmons, K.; Brook, E.J. y Meissner, K. (2007). Geochemical proxies of North American freshwater routing during the Younger Dryas cold event. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, nº 104, pp. 6556-6561.
- Carlson, A.E.; Stoner, J.S.; Donnelly, J.P. y Hillaire-Marcel, C. (2008). Response of the southern Greenland Ice Sheet during the last two deglaciations. *Geology*, nº 36, pp. 359-362.
- Castaing, P.; Froidefond, J. M.; Lazure, P.; Weber, O.; Prud'homme, R. y Jouanneau, J. M. (1999). Relationship between hydrology and seasonal distribution of suspended sediments on the continental shelf of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research Part II*, nº 46, pp. 1979-2001.

- Cathles, L.M.; Su, Z. y Chen, D. (2010). The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology*, nº 27, pp. 82–91.
- Cavalier-Smith, T. (1993). Kingdom Protozoa and Its 18 Phyla. *Microbiological Reviews*, nº 57, pp. 953-994.
- Cavalier-Smith, T. (2002). The phagotrophic origin of eukaryotes and phylogenetic classification of Protozoa. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, nº 52, pp. 297-354.
- Cavalier-Smith, T. (2003). Protist phylogeny and the high-level classification of Protozoa. *European Journal of Protistology*, nº 39, pp. 338-348.
- Cavalier-Smith, T. (2004). Only six kingdoms of life. *Proceedings of the Royal Society of London, Biological*, nº 271, pp. 1251-1262.
- Cayan, D.R.; Dettinger, M.D.; Diaz, H.F. y Graham, N.E. (1998). Decadal variability of precipitation over western North America. *Journal of Climate*, nº 11, pp. 3148-3166.
- Cayre, O.; Lacenlot, Y.; Vicent, E. y Hall, M.A. (1999). Paleooceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: Temperature, salinity and Heinrich events. *Paleoceanography*, nº 14 (3), pp. 384-396.
- Cearreta, A.; Leorri, E.; Iriondo, I.; González, M.J. y Aristondo, O. (2008). Quantitative tools for environmental reconstructions of the recent estuarine infill using benthic foraminifera. *Geogaceta*, nº 45, pp. 67-70.
- Cedhagen, T. (1991). Retention of chloroplasts and bathymetric distribution in the sublittoral foraminiferan *Nonionellina labradorica*. *Ophelia*, nº 33, pp. 17-30.
- Chappellaz, J.; Blunier, T.; Raynaud, D.; Barnola, J.M.; Schwander, J. y Stauffer, B. (1993). Synchronous changes in atmospheric CH<sub>4</sub> and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature*, nº 366, pp. 443-445.
- Chen, M.-T.; Ho, H.-W.; Lai, T.-D.; Zheng, L.; Miao, Q.; Shea, K.-S.; Chen, M.-P.; Wang, P.; Wei, K.-Y. y Huang, C.-Y. (1998). Recent planktonic foraminifers and their relationships to surface ocean hydrography of the South China Sea. *Marine Geology*, nº 146, pp. 173-190.
- Chough, S.K.; Hesse, R. y Muller, J. (1987). The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea. IV. Petrology and provenance of the sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, nº 24, pp. 731-740.
- Choukroune, P. y Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, nº 7, pp. 689-700.
- Cifelli, R. y McCloy, C. (1983). Planktonic foraminifera and euthecosomatus pteropods in the surface waters of the North Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 13, pp. 91-107.
- Cirac, P.; Berne, S.; Castaing, P. y Weber, O. (2000). Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nordaquitaine. *Oceanologica Acta*, nº 23, pp. 663-686.
- Cirac, P.; Bourillet, J.-F.; Griboulard, R. y Normand, A. (2001). Le canyon de Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas (Canyon of Capbreton: new morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITSAS cruise). *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, nº 332, pp. 447-455.
- Clark, P.U.; Marshall, S.J.; Clarke, G.K.C.; Hostetler, S.W.; Licciardi, J.M. y Teller, J.T. (2001). Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciations. *Science*, nº 293, pp. 283-287.
- Clark, P.U.; Pisias, N.G.; Stocker, T.F. y Weaver, A.J. (2002). The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, nº 415, pp. 863-869.
- Clark, P.U.; McCabe, A.M.; Mix, A.C. y Weaver, A.J. (2004). Rapid rise of sea level 19,000 years ago

- and its global implications. *Science*, nº 304, pp. 1141-1144.
- Clark, P.U.; Dyke, A.S.; Shakun, J.D.; Carlson, A.E.; Clark, J.; Wohlfarth, B.; Hostetler, S.W. y McCabe, A.M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, nº 325, pp. 710-714.
- Clarke, R.A.; Hill, H.W.; Reiniger, R.F. y Warren, B.A. (1980). Current system south y east of the Grand Banks of Newfoundland. *Journal of Physical Oceanography*, nº 10, pp. 25-65.
- Claude, D. (1990). *Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale des dépôts mésozoïques au nord du massif du Labourd. Rôle de la faille de Pamplona (Pays Basque)*. Thèse de Doctorat de l' Université de Bordeaux II, France, 436 pp.
- CLIMAP Project Members (1976). The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, nº 191, pp. 1131-1137.
- Clivar (2010). *Clima en España: Pasado, presente y future*. Informe de Evaluación del Cambio climático Regional, 85 pp.
- Cohen, J. y Entekhabi, D. (1999). Eurasian snow cover variability y Northern Hemisphere climate predictability. *Geophysical Research Letters*, nº 26, pp. 345-349.
- COHMAP members (1988). Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science*, nº 241, pp. 1043-1052.
- Coles, G.P.; Whatley, R.C. y Moguevsky, A. (1994). The ostracod genus *Krithe* from the Tertiary and Quaternary of the North Atlantic. *Palaeontology*, nº 37, pp. 71-120.
- Colman, J. (1940). On the faunas inhabiting intertidal seaweeds. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, nº 24, pp. 129-183.
- Colmenero, E.; Flores, J.A.; Sierro, F.J.; Löwemark, L. y Schönfeld, J. (2000). Paleooceanographic reconstruction of the Gulf of Cadiz during the last glacial cycle as revealed by coccolithophore assemblages. En: *I Congreso Ibérico de Paleontología, XVI Jornadas de la Sociedad española de Paleontología, libro de resúmenes*, pp. 63-64.
- Colom, G. (1974). *Foraminíferos Ibéricos. Intruducción al estudio de las especies bentónicas recientes*. Investigación Pesquera, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Patrono Juan de la Cierva, España, nº 38, 245 pp.
- Conomos, T.J. y Gross, M.G. (1972). River-ocean suspended particulate matter relations in summer. En: A.T. Priuter y D.L. Alverson (Eds.). *The Columbia River Estuary and Adjacent Ocean Waters*. University of Washington Press, Washington DC, USA, pp. 176-202.
- Corbari, L.; Carbonel, P. y Massabuau, J.-C. (2004). How a low tissue O<sub>2</sub> strategy could be conserved in early crustaceans: the example of the podocopid ostracods. *The Journal of Experimental Biology*, nº 207, pp. 4415-4425.
- Corliss, B.H. (1979). Taxonomy of recent deep-sea benthonic foraminifera from the Southeast Indian Ocean. *Micropaleontology*, nº 25, pp. 1-19.
- Corliss, B.H. (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, nº 314, pp. 435-438.
- Corliss, B.H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, nº 17, pp. 195-236.
- Corliss, B.H. y Emerson, S. (1990). Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research*, nº 37, pp. 381-400.
- Cosentino, D.; Cipollari, P.; Di Bella, L.; Esposito, A.; Faranda, C.; Giordano, G.; Gliozzi, E.; Mazzini, I.; Moretti, S. y Funicello, R. (2004). Il limite Pliocene/Pleistocene nell'area della città di Roma: nuovi dati di sottosuolo dal Passante a Nord-Ovest (Monti della Farnesina). En: S. Milli (Ed.). *La geologia del sedimentario nella ricerca di base e nelle sue applicazioni. Atti del II Congresso GeoSed 2004*. Associazione Italiana per la Geologia del Sedimentario, Roma, pp. 52-55.
- Costello, M.J.; Bouchet, P.; Boxshall, G.; Emblow, C. y Vanden Berghe, E. (2004). *European Register of Marine Species. A check-list of the marine species in Europe and a bibliography of guides*

- to their identification*. Collection Patrimoines Naturels, París, France, nº 50, 463 pp.
- Cowton, T.; Hughes, P.D. y Gibbard, P.L. (2009). Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, nº 108, pp. 282-291.
- Cronin, T.M.; DeMartino, D.M.; Dwyer, G.S. y Rodríguez-Lázaro, J. (1999). Deep-sea ostracode species diversity: response to late Quaternary climate change. *Marine micropaleontology*, nº 37, pp. 231-249.
- Cronin, T.M.; Dwyer, G.S.; Baker, P.A.; Rodríguez-Lázaro, J. y DeMartino, D.M. (2000). Orbital and suborbital variability in North Atlantic bottom water temperature obtained from deep-sea ostracods Mg/Ca ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 162, pp. 45-57.
- Cronin, T.M.; Boomer, I.; Dwyer, G.S. y Rodríguez-Lázaro, J. (2002). *Ostracoda and paleoceanography*. En: American Geophysical Union (Ed.). *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. AGU Monograph, nº 131, Washington, USA, pp. 99-119.
- Cuffey, K. y Clow, G. (1997). Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *Journal of Geophysical Research Oceans*, nº 102.
- Culver, S.J. y Buzas, M.A. (1981). Distribution of Recent benthic foraminifera in the Gulf of México. *Smithsonian Contributions to the Marine Sciences series*, nº 8, 898 pp.
- Dahl-Jensen, D.; Mosegaard, K.; Gundestrup, N.; Clow, G.D.; Johnsen, S.; Hansen, A.W. y Balling, N. (1998). Past temperature directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, nº 282, pp. 268-271.
- Dahms, D.E. (2002). Glacial stratigraphy of Stough Creek Basin, Wind River Range, Wyoming. *Geomorphology*, nº 42, pp. 59-83.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.S.; Hammer, C.U.; Hvidberg, C.S.; Steffensen, J.P.; Sveinbjörnsdóttir, A.E.; Jouzel, J. y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past-climate from a 150-kyr ice-core record. *Nature*, nº 364, pp. 218-220.
- Debenay, J.-P. (1990). Recent foraminiferal assemblages and their distribution relative to environmental stress in the paralic environments of West África (Cape Timiris to Ebrie Lagoon). *Journal of Foraminiferal Research*, nº 20, pp. 267-282.
- Debenay, J.-P. y Basov, I. (1993). Distribution of recent benthic foraminifera on the West African shelf and slope. A synthesis. *Revue de Paléobiologie*, nº 12, pp. 265-300.
- Debenay, J.-P. y Konate, S. (1987). Les Foraminifères actuels des îles de Los (Guinée). Premier inventaire, comparaison avec les microfaunes voisines. *Revue de Paléobiologie*, nº 6, pp. 213-227.
- Debenay, J.-P. y Redois, F. (1997b). Recent foraminifera of the northern continental shelf of Senegal. *Revue de Micropaleontologie*, nº 40, pp. 15-38.
- Debenay, J.-P.; Tsakiridis, E.; Soulard, R. y Grosseil, H. (2001). Factors determining the distribution of foraminiferal assemblages in Port Joinville Harbor (Ile d'Yeu, France): the influence of pollution. *Marine Micropaleontology*, nº 43, pp. 75-118.
- Debyser, J.; Le Pichon, X. y Montadert, L. (1971). *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Editorial Technip, París, France, 944 pp.
- Delmas, M.; Gunnell, Y.; Braucher, R.; Calvet, M. y Bourlès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, nº 69, pp. 231-241.
- deMenocal, P.; Ortiz, J. y Guilderson, M.S. (2000). Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warming period. *Science*, nº 288, pp. 2198-2202.
- Derégnaucourt, D. y Boillot, G. (1982). Nouvelle carte structurale du golfe de Gascogne. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, nº 294, pp. 219-222.
- Dettinger, M.D.; Cayan, D.R.; Diaz, H.F. y Meko, D.M. (1998). North-South precipitation patterns in Western North America on interannual-to-decadal timescales. *Journal of Climate*, nº 11, pp. 3095-3111.

- Deuser, W.G.; Ross, E.H.; Hemleben, C. y Spindler, M. (1981). Seasonal changes in species composition, numbers, size, mass, and isotopic composition of planktic foraminifera settling into the deep Sargasso Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 33, pp. 103-127.
- Dickson, R.R.; Gurbutt, P.A. y Pillai, V.N. (1980). Satellite evidence of enhanced upwelling along the European continental slope. *Journal of Physical Oceanography*, nº 10, pp. 813-819.
- Didie, C. (2001). *Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea benthic ostracodes*. PhD Thesis University of Kiel, Germany, 134 pp.
- Dieckmann, G.S.; Spindler, M.; Lange, M.A.; Ackley, S.F. y Eicken, H. (1991). Antarctic sea ice: a habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 21, pp. 182-189.
- Diz, P. y Francés, G. (2008). Distribution of live benthic foraminifera in the Ría de Vigo (NW Spain). *Marine Micropaleontology*, nº 66, pp. 165-191.
- Diz, P.; Francés, G. y Rosón, G. (2006). Effects of contrasting upwelling-downwelling on benthic foraminiferal distribution in the Ría de Vigo (NW Spain). *Journal of Marine Systems*, nº 60, pp. 1-18.
- Donnelly, J.P.; Driscoll, N.W.; Uchupi, E.; Keigwin, L.D.; Schwab, W.C.; Thiel, E.R. y Swift, S.A. (2005). Catastrophic meltwater discharge down the Hudson Valley: A potential trigger for the Intra-Allerød cold period. *Geology*, nº 33, pp. 89-92.
- Donnici, S. y Barbero, R.S. (2002). The benthic foraminiferal communities of the northern Adriatic continental shelf. *Marine Micropaleontology*, nº 44, pp. 93-123.
- d'Orbigny, A.D. (1846). *Foraminifères Fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche)*. Gide et Comp., Paris, France, 303 pp.
- Douglas, R. y Woodruff, F. (1981). Deep-sea benthic foraminifera. En: C. Emiliani (Ed.). *The Oceanic Lithosphere. The Sea. Vol. 7*. Wiley Interscience, New York, USA, pp. 1233-1327.
- Douglass, D.C.; Singer, B.S.; Kaplan, M.R.; Ackert, R.P.; Mickelson, D.M. y Caffee, M.W. (2005). Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology*, nº 33, pp. 237-240.
- Dowdeswell, J.A.; Maslin, M.A.; Andrews, J.T. y McCave, I.N. (1995). Iceberg production, debris rafting, and extent and thickness of Heinrich layers (H-1, H-2) in North Atlantic sediments. *Geology*, nº 23, pp. 301-304.
- Drake, D.E. (1971). Suspended sediment and thermal stratification in Santa Barbara Channel, California. *Deep-Sea Research*, nº 18, pp. 763-769.
- Duchemin, G.; Jorissen, F.J.; Le Loc'h, F.; Andrieux-Loyer, F.; Hily, C. y Thouzeau, G. (2008). Seasonal variability of living benthic foraminifera from the outer continental shelf of the Bay of Biscay. *Journal of Sea Research*, nº 59, pp. 297-319.
- Duplessy, J.-C., Bé, A.W.H. y Blanc, P.L. (1981). Oxygen and carbon isotope composition and biogeographic distribution of planktonic foraminifera in the Indian Ocean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, nº 33, pp. 9-46.
- Duplessy, J.C.; Shackleton, N.J.; Fairbanks, R.G.; Labeyrie, L.; Oppo, D. y Kallet, N. (1988). Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, nº 3, pp. 343-360.
- Duplessy, J.C.; Ivanova, E.; Murdmaa, I.; Paterne, M. y Labeyrie, L. (2001). Holocene Paleoceanography of the northern Barents Sea and variations in the northward heat transport by the Atlantic Ocean. *Boreas*, nº 30, pp. 2-16.
- Durrieu de Madron, X.; Castaing, P.; Nyffeler, F. y Courp, T. (1999). Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II*, nº 46, pp. 2003-2027.
- Dutton, A.; Bard, E.; Antonioli, F.; Esat, T.M.; Lambeck, K. y McCulloch, M.T. (2009). Phasing and

- amplitude of sea-level and climate change during the penultimate interglacial. *Nature Geoscience*, nº 2, pp. 355-359.
- Dwyer, G.S.; Cronin, T.M.; Baker, P.A.; Raymo, M.E.; Buzas, J.S. y Corregge, T. (1995). North Atlantic deep-water temperature change during late Pliocene and late Quaternary climatic cycles. *Science*, nº 270, pp. 1347-1351.
- Dwyer, G.S.; Cronin, T.M.; Baker, P.A. y Rodríguez-Lázaro, J. (2000). Changes in North Atlantic deep-sea temperature during climatic fluctuations of the last 25,000 years based on ostracode Mg/Ca ratios. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, nº 1, 2000GC000046.
- Eberwein, A. y Mackensen, A. (2006). Regional primary productivity differences off Morocco (NW-Africa) recorded by modern benthic foraminifera and their stable carbon isotopic composition. *Deep Sea Research Part I*, nº 53, pp. 1379-1405.
- Eberwein, A. y Mackensen, A. (2008). Last Glacial Maximum paleoproductivity and water masses off NW-Africa: Evidence from benthic foraminifera and stable isotopes. *Marine Micropaleontology*, nº 67, pp. 87-103.
- Elliot, M.; Labeyrie, L.; Bond, G.; Cortijo, E.; Turon, J.L.; Tisneralt, N. y Duplessy, J. (1998). Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography*, nº 13, pp. 433-446.
- Ellis, B.F. y Messina, A.R. (1940-1978). *Catalogue of Foraminifera*. The American Museum of Natural History, Special Publication.
- Elofson, O. (1941). Zur Kenntnis der marinen Ostracoden Schwedens mit besonderer Berücksichtigung des Skageraks. *Zoologiska Bidrag fran Uppsala*, nº 19, pp. 217-534.
- Eltgroth, S.F.; Adkins, J.F.; Robinson, L.F.; Southon, J. y Kashgarian, M. (2006). A deep-sea coral record of North Atlantic radiocarbon through the Younger Dryas: Evidence for intermediate water/deepwater reorganization. *Paleoceanography*, nº 21.
- Ercilla, G.; Casas, D.; Estrada, F.; Vázquez, J.T.; Iglesias, J.; García, M.; Gómez, M.; Acosta, J.; Gallart, J.; Maestro-González, A. y the Marconi Team (2008). Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology*, nº 247, pp. 61-83.
- Ernst, S.R. (2002). *An experimental study on the proxy value of benthic foraminifera. The impact of physical disturbance, oxygen depletion and organic flux*. Geologica Ultraiectina, Mededelingen van de Faculteit Geowetenschappen Universiteit Utrecht, The Netherland, 157 pp.
- Ernst, S.; Duijnste, I.; Fontanier, C.; Jorissen, F. y van der Zwaan, B. (2008). A comparison of foraminiferal infaunal distributions in field and experimental samples from 550-m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research Part I*, nº 55, pp. 498-518.
- Ertan, K.T.; Hemleben, V. y Hemleben, C. (2004). Molecular evolution of some selected benthic foraminifera as inferred from sequences of the small subunit ribosomal DNA. *Marine Micropaleontology*, nº 53, pp. 367-388.
- Etcheber, H. (1981). Comparaison des diverses méthodes d'évaluation des teneurs en matières en suspension et en carbone organique particulaire des eaux marines du plateau continental aquitain "Langtype"="French". *Journal de Recherche Océanographique*, nº 6, pp. 37-42.
- Etcheber, H.; Relexans, J.C.; Beliard, M.; Weber, O.; Buscail, R. y Heussner, S. (1999). Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research Part II*, nº 46, pp. 2249-2288.
- EVE (2003). *Mapa geológico del País Vasco. Mapa, memoria y bases de datos. Escala 1/25.000*. Ente Vasco de la Energía, España.
- Eynaud, F.; de Abreu, L.; Voelker, A.H.L.; Schönfeld, J.; Salgueiro, E.; Turon, J.-L.; Penaud, A.; Toucanne, S.; Naughton, F.; Sánchez Goñi, M.F.; Malaizé, B. y Cacho, I. (2009). Position of the

- Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, nº 10, Q07U05.
- Fairbanks, R.G. (1989). A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, nº 342, pp. 637-642.
- Fairbanks, R.G. y Wiebe, P.H. (1980). Foraminifera and Chlorophyll Maximum: vertical distribution, seasonal succession and paleoceanographic significance. *Science*, nº 209, pp. 1524-1526.
- Fairbanks, R.G.; Wiebe, P.H. y Bé, W.H. (1980). Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the Western North Atlantic. *Science*, nº 207, pp. 61-63.
- Fairbanks, R.G.; Sverdrlove, M.; Free, R.; Wiebe, P.M. y Bé, A.W.H. (1982). Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, nº 298, pp. 841-844.
- Falkowski, P.G.; Ziemann, D.; Kolber, Z. y Bienfang, P.K. (1991). Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature*, nº 352, pp. 55-58.
- Fariduddin, M. y Loubere, P. (1997). The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, nº 32, pp. 289-310.
- Fatela, F. y Taborda, R. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, nº 45, pp. 169-174.
- Fenchel, T. y Reidl, R.J. (1970). The sulfide system: new biotic community underneath the oxidized layer in marine sand bottoms. *Marine Biology*, nº 7, pp. 155-168.
- Fernández, E.; Alvarez-Marques, F.; Anadón, R.; Barquero, S.; Bode, A.; Garcia, A.; Garcia-Soto, C.; Gil, J.; González, N.; Iriarte, A.; Mouriño, B.; Rodríguez, F.; Sánchez, R.; Teira, E.; Torres, S.; Varela, M.; Varela, R. y Zapata, M. (2004). The spatial distribution of plankton communities in a slope water anticyclonic eddy in the southern Bay of Biscay. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, nº 84, pp. 501-517.
- Ferreira, J.M. (1958). Foraminiferos actuais de Cabo Verde. *Memórias da Junta de Investigação do Ultramar*, nº 4, pp. 1-65.
- Ferrer, L.; Fontán, A.; Mader, J.; Chust, G.; González, M.; Valencia, V.; Uriarte, A. y Collins, M.B. (2009). Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country. *Continental Shelf Research*, nº 29, pp. 970-984.
- Ferrer, O.; Roca, E.; Benjumea, B.; Muñóz, J.A.; Ellouz, N. y the MARCONI Team (2008). The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine and Petroleum Geology*, nº 25, pp. 714-730.
- Flor Rodríguez, G.; Gallastegui, J.; Flor Blanco, G. y Martín Llana, J. (2009). *Nuevas contribuciones al margen Ibérico Atlántico*, 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, Oviedo, 388 pp.
- Flower, B.P.; Hastings, D.W.; Hill, H.W. y Quinn, T.M. (2004). Phasing of deglacial warming and Laurentide Ice Sheet meltwater in the Gulf of Mexico. *Geology*, nº 32, pp. 597-600.
- Foland, S.S.; Maher, N. y Yun, J.W. (1999). Pockmarks along the Californian Continental Margin : implications for fluid flow. *AAPG Bulletin*, nº 83, pp. 681-706.
- Fontán, A.; Valencia, V.; Borja, A. y Goikoetxea, N. (2008). Oceano-meteorological conditions y coupling in the southeastern Bay of Biscay, for the period 2001-2005: a comparison with the last two decades. *Journal of Marine Systems*, nº 72, pp. 167-177.
- Fontanier, C.; Jorissen, F.J.; Licari, L.; Alexandre, A.; Anschutz, P. y Carbonel, P. (2002). Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay; faunal density, composition and microhabitats. *Deep-Sea Research Part I*, nº 49, pp. 751-785.
- Fontanier, C.; Jorissen, F.J.; Chaillou, G.; David, C.; Anschutz, P. y Lafon, V. (2003). Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research*, nº 50, pp. 457-494.
- Fontanier, C.; Jorissen, F.J.; Chaillou, G.; Anschutz, P.; Grémare, A. y Griveaud, C. (2005). Live



- foraminiferal faunas from a 2800m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep Sea Research I*, nº 52, pp. 1189-1227.
- Forstel, H. (1978). Enrichment of  $^{18}\text{O}$  in leaf water under natural conditions. *Radiation and Environmental Biophysics*, nº 15, pp. 323-344.
- Fraga, F. (1981). Upwelling off the Galician coast, Northwest Spain. En: F.A. Richards (Ed.). *Coastal Upwelling*. Coastal and Estuarine Science, vol. 1. AGU, Washington, pp. 176-182.
- Fraga, F.; Mouriño, C. y Manríquez, M. (1982). Las masas de agua de las costas de Galicia: junio-octubre. *Resultados Expediciones Científicas*, nº 10, pp. 51-77.
- Frigola, J.; Moreno, A.; Cacho, I.; Canals, M.; Sierro, F.J.; Flores, J.A.; Grimalt, J.O.; Hodell, D.A. y Curtis, J.H. (2007). Holocene climate variability in the Western Mediterranean Sea from a deep-water sediment record. *Paleoceanography*, nº 22, doi:10.1029/2006PA001307.
- Frouin, R.; Fiuza, A.F.G.; Ambar, I. y Boyd, T. (1990). Observations of a Poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *Journal of Geophysical Research*, nº 95, pp. 679-681.
- Fu, L.L.; Vazquez, J. y Parke, M.E. (1987). Seasonal variability of the Gulf Stream from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, nº 92, pp. 749-754.
- Fuglister, F.C. (1954). Average temperature and salinity at a depth of 200 meters in the North Atlantic. *Tellus*, nº 6, pp. 46-58.
- Gallart, J.; Pulgar, J.A.; Muñoz, J.A. y MARCONI Team (2004). Integrated studies on the lithospheric structure and Geodynamics of the North Iberian Continental Margin: the Marconi project. *Geophysical Research Abstracts* 6, 04196. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU04-A-04196. European Geosciences Union.
- Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, nº 22, pp. 9-234.
- Gallastegui, J.; Pulgar, J.A. y Gallart, J. (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, nº 21, pp. 1501-1514.
- Galparsoro, I.; Borja, A.; Legorburu, I.; Hernández, C.; Chust, G.; Liria, P. y Uriarte, A. (2010). Morphological characteristics of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain); their implications for Integrated Coastal Zone Management. *Geomorphology*, nº 118, pp. 314-329.
- Ganopolski, A. y Rahmstorf, S. (2001). Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, nº 409, pp. 153-158.
- García-Mondejar, J. (1996). Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, nº 24, pp. 635-638.
- García-Soto, C.; Pingree, R.D. y Valdés, L. (2002). Navidad development in the southern Bay of Biscay: climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, nº 107, pp. 1-29.
- Garrison, T.S. (2007). *Oceanography: An Invitation to Marine Science (6th Edition)*. Thompson Brooks, Belmont, USA, 588 pp.
- Gaudin, M. (2006). *Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique*. Thèse de Doctorat, spécialité: géologie marine, de l'Université de Bordeaux II, France, 316 pp.
- Gaudin, M.; Mulder, T.; Cirac, P.; Berné, S. y Imbert, P. (2006). Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, nº 26, pp. 331-345.
- Gibbard, P.L.; Head, M.J.; Walker, M.J.C. y the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, nº 25, pp. 96-102.
- Gil, J. (2003). Changes in the pattern of water masses resulting from a poleward slope current in the Cantabrian Sea (Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, nº 57, pp. 1139-1149.

- Glaçon, G. (1963). *Foraminifères des Dépôts Actuels des côtes de Tunisie Sud Orientale*. Naturalia Monspeliensia, Sér. Géologie, Mém. 6, Université de Montpellier, France, 318 pp.
- Gómez, M.; Vergés, J. y Ríaza, C. (2002). Inversion tectonics of the northern margin of the Basque Cantabrian Basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, n° 173, pp. 449-460.
- Gong, Z.; van Hinsbergen, D.J.J.; Vissers, R.L.M. y Dekkers, M.J. (2009). Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin-New constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation. *Tectonophysics*, n° 473, pp. 312-323.
- Gonthier, E.; Cirac, P.; Faugeres, J.C.; Cremer, M.; Bourillet, J.F. y Gaudin, M. (2006). Instabilité et déformation de la couverture sédimentaire sur le haut de la pente continentale sud-Aquitaine, au Nord du Canyon de Capbreton (Golfe de Gascogne). *Scientia Marina*, n° 70, pp. 89-100.
- González-Álvarez, R.; Bernárdez, P.; Pena, L.D.; Francés, G.; Prego, R.; Diz, P. y Vilas, F. (2005). Paleoclimatic evolution of the Galician continental shelf (NW of Spain) during the last 3000 years: from a storm regime to present conditions. *Journal of Marine Systems*, n° 54, pp. 245-260.
- González Díez, A.; Salas, L.; Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. (1996). Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, n° 15, pp. 291-309.
- Gooday, A.J. (1986a). Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine Seabight: size structure, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. *Deep-Sea Research*, n° 33, pp. 1345-1373.
- Gooday, A.J. (1986b). Soft-shelled foraminifera in meiofaunal samples from the bathyal northeast Atlantic. *Sarsia*, n° 71, pp. 275-287.
- Gooday, A.J. (1993). Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: characteristic features and controls on distribution. *Marine Micropaleontology*, n° 22, pp. 187-205.
- Gooday, A.J. (1996). Epifaunal and shallow infaunal foraminiferal communities at three abyssal NE Atlantic sites subject to differing phytodetritus input regimes. *Deep-Sea Research Part I*, n° 43, pp. 1395-1421.
- Gooday, A.J. (2003). Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristic. En: A.J. Southward, P.A. Tyler, C.M. Young y L.A. Fuiman (Eds.). *Advances in Marine Biology*. Academic Press, London, United Kingdom, pp. 3-90.
- Gooday, A.J. y Hughes, J.A. (2002). Foraminifera associated with phytodetritus deposits at a bathyal site in the northern Rockall Trough (NE Atlantic). *Marine Micropaleontology*, n° 46, pp. 83-110.
- Gooday, A.J.; Levin, L.A.; Linke, P. y Heeger, T. (1992). The role of benthic foraminifera in deep-sea food webs and carbon cycling, in deep sea food chains and the global carbon cycle. En: G.T. Rowe y V. Pariente (Eds.). *Deep-Sea Food Chains and the Global Carbon Cycle*. Nato ASI series C, 360. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 63-91.
- Gooday, A.J.; Carstens, M. y Thiel, H. (1995). Micro- and nanoforaminifera from the abyssal northeast Atlantic sediments: a preliminary report. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, n° 80, pp. 361-383.
- Grigg, L.D.; Whitlock, C. y Dean, W.E. (2001). Evidence for millennial-scale climate change during marine isotope stages 2 and 3 at Little Lake, western Oregon, USA. *Quaternary Research*, n° 56, pp. 10-22.
- Grimm, G.W.; Stögerer, K.; Ertan, K.T.; Kitazato, H.; Ku era, M.; Hemleben, V. y Hemleben, C. (2007). Diversity of rDNA in *Chilostomella*: Molecular differentiation patterns and putative hermit types. *Marine Micropaleontology*, n° 62, pp. 75-90.
- Grootes, P.M.; Stüver, M.; White, J.W.C.; Johnsen, S.J. y Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, n° 366, pp. 552-554.

- Gross, O. (2002). Sediment interactions of foraminifera: Implication for food degradation and bioturbation processes. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 32, pp. 414-424.
- Grossman, E.L. (1984). Stable isotope fractionation in live benthic foraminifera from the southern California borderland. *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 47, pp. 301-327.
- Grousset, F.E.; Labeyrie, L.; Sinko, J.A.; Cremer, M.; Bond, G.; Duprat, J.; Cortijo, E. y Huon, S. (1993). Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N). *Paleoceanography*, nº 8, pp. 175-192.
- Grousset, F.E.; Pujol, C.; Labeyrie, L.; Auffret, G. y Boelaert, A. (2000). Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology*, nº 28, pp. 123-126.
- Grove, J.M. (2004). *Little Ice Ages: ancient and modern. Vols. I y II*. Methuen, London, United Kingdom, 715 pp.
- Guillaume, M.C.; Peypouquet, J.P. y Tetard, J. (1985). Quaternaire et Actuel. Atlas des Ostracodes de France. *Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production ELF-Aquitaine*, nº 9, pp. 337-377.
- Guimerans, P.V.; Sanagustín, J.I.C. y Currado, J.L.C. (1999a). Los foraminíferos bentónicos *Textulariina* en los sedimentos superficiales del margen septentrional del Golfo de Cádiz (España). *Revista Española de Micropaleontología*, nº 31, pp. 243-253.
- Guimerans, P.V.; Sanagustín, J.I.C. y Currado, J.L.C. (1999b). Los foraminíferos bentónicos recientes de la superfamilia *Miliolacea* Ehrenberg, 1839 en los sedimentos superficiales del margen septentrional del Golfo de Cádiz (España). *Revista Española de Micropaleontología*, nº 31, pp. 99-122.
- Gupta, A.K. (1997). Paleooceanographic and paleoclimatic history of the Somali Basin during the Pliocene-Pleistocene: multivariate analyses of benthic foraminifera from DSDP Site 241 (LEG 25). *Journal of Foraminiferal Research*, nº 27, pp. 196-208.
- Gutierrez, B.T.; Voulgaris, G. y Thiel, E.R. (2005). Exploring the persistence of sorted bedforms on the inner-shelf of Wrightsville Beach, North Carolina. *Continental Shelf Research*, nº 25, pp. 65-90.
- Hald, M. y Hagen, S. (1998). Early Preboreal cooling in the Nordic seas region triggered by meltwater. *Geology*, nº 26, pp. 615-618.
- Hammer, O.; Harper, D.A.T. y Ryan, P.D. (2001). PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, nº 4, pp. 1-9.
- Hansen, A. y Knudsen, K.L. (1995). Recent foraminiferal distribution in Freemansundet and Early Holocene stratigraphy on Edgeøya, Svalbard. *Polar Research*, nº 14, pp. 215-238.
- Harloff, J. y Mackensen, A. (1997). Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. *Marine Micropaleontology*, nº 31, pp. 1-29.
- Harman, R.A. (1964). Distribution of foraminifera in the Santa Barbara Basin, California. *Micropaleontology*, nº 10, pp. 81-96.
- Hartmann, G. y Puri, H.S. (1974). Summary of neontological and paleontological classification of Ostracoda. *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologischen Museum und Institut*, nº 70, pp. 7-73.
- Harvey, J. (1982). -s relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research*, nº 29, pp. 1021-1033.
- Haunold, T.G.; Baal, C. y Piller, W.E. (1997). Benthic foraminiferal associations in the Northern Bay of Safaga, Red Sea, Egypt. *Marine Micropaleontology*, nº 29, pp. 185-210.
- Havach, S.M. y Collins, L.S. (1997). The distribution of recent benthic foraminifera across habitats of Bocas Del Toro, Caribbean Panama. *Journal for Foraminiferal Research*, nº 27, pp. 232-249.
- Haynes, R. y Barton, E.D. (1990). A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian peninsula. *Journal of Geophysical Research*, nº 95, pp. 11425-11441.

- Healey, S.L.; Thunell, R.C. y Corliss, B.H. (2008). The Mg/Ca-temperature relationship of benthic foraminiferal calcite: New core-top calibrations in the <math><4^{\circ}\text{C}</math> temperature range. *Earth and Planetary Science Letters*, nº 272, pp. 523-530.
- Heide, F. y Cook, J. (2007). *The Ocean's Role in Climate*. <http://www.whoi.edu/page.do?pid=12455&tid=282&cid=10146>.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, nº 29, pp. 142-152.
- Hemleben, C. y Spindler, M. (1983). Recent advances in research on living planktonic foraminifera. En: J.E. Meulenkamp (Ed.). *Reconstruction of Marine Paleoenvironments*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, The Netherlands, nº 30, pp. 141-170.
- Hemleben, C., Spindler, M. y Anderson, O. R. (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag, New York Inc., USA, 363 pp.
- Hemming, S.R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, nº 42, RG1005.
- Hermelin, J.O.R. y Scott, D.B. (1985). Recent benthic foraminifer from the central North Atlantic. *Micropaleontology*, nº 31, pp. 199-220.
- Hermelin, J.O.R. y Shimmiel, G.B. (1990). The importance of the oxygen minimum zone and sediment geochemistry on the distribution of Recent benthic foraminifera from the Northwest Indian Ocean. *Marine Geology*, nº 91, pp. 1-29.
- Hesse, R. y Khodabakhsh, S. (1998). Depositional facies of late Pleistocene Heinrich events. *Geology*, nº 26, pp. 103-106.
- Hillaire-Marcel, C.; de Vernal, A.; Bilodeau, G. y Wu, G. (1994). Isotope stratigraphy, sedimentation rates, deep circulation, and carbonate events in the Labrador Sea during the last  $\approx 200$  ka. *Canadian Journal of Earth Sciences*, nº 31, pp. 63-89.
- Hoerling, M.; Hurrell, J.W. y Xu, T. (2001). Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, nº 292, pp. 90-92.
- Hogg, N.G. y Johns, W.E. (1995). Western boundary currents. *U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991-1994, Supplement to Reviews of Geophysics*, nº 33, pp. 1311-1334.
- Hohenegger, J.; Piller, W. y Baal, C. (1989). Reasons for spatial microdistributions of foraminifera in an intertidal pool (northern Adriatic Sea). PSZN I. *Marine Ecology*, nº 10, pp. 43-78.
- Hohenegger, J.; Piller, W. y Baal, C. (1993). Horizontal and vertical spatial microdistribution of foraminifera in the shallow subtidal Gulf of Trieste, Northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 23, pp. 79-101.
- Holsten, J.; Stott, L. y Berelson, W. (2004). Reconstructing benthic carbon oxidation rates using  $\delta^{13}\text{C}$  of benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, nº 53, pp. 117-132.
- Horne, D.J. (1980). *Recent Ostracoda from the Severn Estuary and Bristol Channel*. Unpublished PhD thesis, University of Bristol, United Kingdom, 320 pp.
- Horne, D.J. (1982). The Ostracod Fauna of an Intertidal Sabellaria Reef at Blue Anchor, Somerset, England. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, nº 15, pp. 671-678.
- Horne, D.J.; Cohen, A. y Martens, K. (2002). Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living ostracoda. En: J. Holmes y A.R. Chivas (Eds.). *The Ostracoda. Applications in Quaternary Research*. American Geophysical Union, Washington, USA, pp. 5-36.
- Howa, H.; Cremer, M.; Eynaud, F.; Gillet, H.; Michel, E.; TerrieN, S. y Jorissen, F. (2010). *Etude des variations recentes de faunes de foraminiferes dans le Golfe de Gascogne*. 23<sup>eme</sup> Reunion des Sciences de la Terre, Abstract 330, Université de Bordeaux I, France, p. 145.
- Huber, C.; Leuenberger, M.; Spahni, R.; Flückiger, J.; Schwander, J.; Stocker, T. F.; Johnsen, S. J.; Landais, A. y Jouzel, J. (2006). Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to  $\text{CH}_4$ . *Earth and Planetary Science Letters*, nº 243, pp. 504-519.

- Hughen, K.A.; Southon, J.R.; Lehman, S.J. y Overpeck, J.T. (2000). Synchronous Radiocarbon and Climate Shifts During the Last Deglaciation. *Science*, nº 290, pp. 1951-1954.
- Hurrell, J.W.; Kushnir, Y. y Visbeck, M. (2001). The North Atlantic Oscillation. *Science*, nº 291, 603-605.
- Hurrell, J.W.; Kushnir, Y.; Ottersen, G. y Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation. En: J.W. Hurrell; Y. Kushnir; G. Ottersen y M. Visbeck (Eds.). *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance y Environmental Impact*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, nº 134, pp. 1-35.
- Huthnance, J.M. (1984). Slope currents and 'JEBAR'. *Journal of Physical Oceanography*, nº 14, pp. 795-810.
- Ikehara, K. e Itaki, T. (2007). Millennial-scale fluctuations in seasonal sea-ice and deep-water formation in the Japan Sea during the late Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 247, pp. 131-143.
- Imbrie, J.; Hays, J.D.; Martinson, D.G.; McIntyre, A.; Mix, A.C.; Morley, J.J.; Pisias, N.G.; Prell, W.L. y Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. En: A.L. Berger (Ed.). *Milankovitch and Climate*, vol. 1. Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherland, pp. 269-305.
- Jammes, S. (2009). *Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif: l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées Basques*. Thèse de Doctorat, spécialité: géologie/géophysique, de l'Université de Strasbourg, France, 245 pp.
- Jannink, N.T.; Zachariasse, W.J. y van der Zwaan, G.J. (1998). Living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin (northern Arabian Sea). *Deep-Sea Research Part I*, nº 45, pp. 1483-1513.
- Javaux, E.J. y Scott, D.B. (2003). Illustration of modern benthic foraminifera from Bermuda and remarks on distribution in other subtropical/tropical areas. *Palaeontologia Electronica*, nº 6, 29 pp.
- Johannessen, T.; Jansen, E.; Flato, A. y Ravelo, A.C. (1994). The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian Seas. En: R. Zahn, T.E. Pedersen, M.A. Kaminski y L. Labeyrie (Eds.). *Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 61-85.
- Johnsen, S.J. y Dansgaard, W. (1992). On flow model dating of stable isotope records from Greenland ice cores. En: E. Bard y W.S. Broecker (Eds.). *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*. NATO ASI Serie I. Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 13-24.
- Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dansgaard, W.; Fuhrer, K.; Gundestrup, N.; Hammer, C.H.; Iversen, P.; Jouzel, J.; Stauffer, B. y Steffensen, J.P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, nº 359, pp. 311-313.
- Johnsen, S.J.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.; Steffensen, J.P.; Clausen, H.B.; Miller, H.; Masson-Delmotte, V.; Sveinbjörnsdóttir, A.E. y White, J. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, nº 16, pp. 299-307.
- Johnson, M.D. y Ståhl, Y. (2010). Stratigraphy, sedimentology, age and palaeoenvironment of marine varved clay in the Middle Swedish end-moraine zone. *Boreas*, nº 39, pp. 199-214.
- Jones, P.D.; Jonsson, T. y Wheeler, D. (1997). Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar y South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, nº 17, pp. 1433-1450.
- Jones, R.W. (1994). *The Challenger Foraminifera*. The Natural History Museum, Oxford University Press, United Kingdom, 150 pp.
- Jones, R.W. (2006). *Applied palaeontology*. Cambridge University Press, United Kingdom, 434 pp.
- Jorissen, F.J. (1987). The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropalaeontology*, nº 12, pp. 21-48.

- Jorissen, F.J. (1988). *Benthic foraminifera from the Adriatic Sea, principles of phenotypic variation*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, The Netherland, n° 32, 175 pp.
- Jorissen, F.J. y Wittling, I. (1999). Ecological evidence from live–dead comparisons of benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc (Northwest Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n° 149, pp. 151-170.
- Jorissen, F.J.; Barmawidjaja, D.M.; Puskaric, S. y van der Zwaan, G.J. (1992). Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux. *Marine Micropaleontology*, n° 19, pp. 131-146.
- Jorissen, F.J., de Stigter, H.C. y Widmark, J.G.V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, n° 26, pp. 3-15.
- Jorissen, F.J.; Wittling, L.; Peypouquet, J.P.; Rabouille, C. y Relexans, J.C. (1998). Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW Africa: community structure and microhabitats. *Deep-Sea Research Part I*, n° 45, pp. 2157-2188.
- Jouanneau, J.-M.; Weber, O.; Grousset, F.E. y Thomas, B. (1998). Pb, Zn, Cs, Sc and rare earth elements as tracers of the Loire and Gironde particles on the Biscay shelf (SW France). *Oceanologica Acta*, n° 21, pp. 233-241.
- Jouanneau, J.-M.; Weber, O.; Drago, T.; Rodrigues, A.; Oliveira, A.; Dias, J.M.A.; Garcia, C.; Schmidt, S. y Reyss, J.L. (2002). Recent sedimentation and sedimentary budgets on the western Iberian shelf. *Progress in Oceanography*, n° 52, pp. 261-275.
- Jouanneau, J.-M.; Weber, O.; Champilou, N.; Cirac, P.; Muxika, I.; Borja, A.; Pascual, A.; Rodríguez-Lázaro, J. y Donard, O. (2008). Recent sedimentary study of the shelf of the Basque country. *Journal of Marine Systems*, n° 72, pp. 397-406.
- Judd, A. y Hovland, M. (2007). *Seabed Fluid Flow*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 475 pp.
- Kaesler, R.L. y Lohmann, K.C. (1976). Phenotypic variations of populations of *Krithe producta* with environment. *Abhandlungen und Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg*, n° 18/19, pp. 279-285.
- Kaiho, K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, n° 22, pp. 719-722.
- Kaiho, K. (1999). Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, n° 37, pp. 67-76.
- Kaminski, M.A. (2000). The New and Reinstated Genera of Agglutinated Foraminifera published between 1986 and 1996. En: M.B. Hart, M.A. Kaminski y C.W. Smart (Eds.). *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, n° 7, pp. 185-219.
- Kaplan, M.R.; Wolfe, A.P. y Miller, G.H. (2002). Holocene environmental variability in Southern Greenland inferred from Lake Sediments. *Quaternary Research*, n° 58, pp. 149-159.
- Kaufman, D.S.; Ager, T.A.; Anderson, N.J.; Anderson, P.M.; Andrews, J.T.; Bartlein, P.J.; Brubaker, L.B.; Coats, L.L.; Cwynar, L.C.; Duvall, M.L.; Dyke, A.S.; Edwards, M.E.; Eisner, W.R.; Gajewski, K.; Geirsdottir, A.; Hu, F.S.; Jennings, A.E.; Kaplan, M.R.; Kerwin, M.W.; Lozhkin, A.V.; MacDonald, G.M.; Miller, G.H.; Mock, C.J.; Oswald, W.W.; Otto-Bliesner, B.L.; Porinchu, D.F.; Rühland, K.; Smol, J.P.; Steig, E.J. y Wolfe, B.B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews*, n° 23, pp. 529-560.
- Keen, C.E. y Dehler, S.A., (1993). Stretching and subsidence: rifting of conjugate margins in the North Atlantic region. *Tectonics*, n° 12, pp. 1209-1229.
- Keigwin, L.D. (1996). The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science*, n° 274, pp. 1504-1508.
- Kelly, K.A. (1991). The meandering Gulf Stream as seen by the Geosat altimeter: surface transport, position and velocity variance from 73° to 46°W. *Journal of Geophysical Research*, n° 96,

- pp. 16721-16738.
- Kempf, E.K. (1986-2004). *Index and Bibliography of Marine Ostracoda*. Geologisches Institut der Universität Koeln, Sonderveroeffentlichungen.
- Kender, S.; Kaminski, M.A. y Jones, R.W. (2007). Four new species of deep water agglutinated foraminifera from the Oligocene-Miocene of the Congo Fan (offshore Angola). *Micropaleontology*, nº 52, pp. 465-470.
- Kennett, J.P. (1966). *The fauna of Ross Sea: Part 6, Ecology and distribution of foraminifera*. New Zealand Department of Scientific and Industrial Research, Bulletin 186, New Zealand Ocean. Inst., Mem. 46, 47 pp.
- Kerr, R. (2000). A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, nº 288, pp. 1984-1986.
- Khodabakhsh, S. (1997). *Pleistocene Laurentide Ice Sheet drainage into the Labrador Sea: Sedimentary facies, depositional mechanisms, stratigraphy, and significance of Heinrich events*. PhD thesis, McGill University, Montreal, Canada, 263 pp.
- King, L.H. y MacLean, B. (1970). Pockmarks on the Scotian shelf. *Geological Society of America Bulletin*, nº 81, pp. 3141-3148.
- Kitazato, H. (1994). Diversity and characteristics of benthic Foraminiferal microhabitats in four marine environments around Japan. *Marine Micropaleontology*, nº 24, pp. 29-41.
- Kitazato, H. y Ohga, T. (1995). Seasonal changes in deep-sea benthic foraminiferal populations: results of long-term observations at Sagami Bay, Japan. En: H. Sakai e Y. Nozaki (Eds.). *Biogeochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific*. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Japan, pp. 331-342.
- Klie, W. (1938). Krebstiere oder Crustacea 3: Ostracoda, Muschelkrebse. En: F. Dahl (Ed.). *Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeressteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise*. Gustav Fischer Verlag, Jena, Germany, 230 pp.
- Klingebiel, A. y Gayet, J. (1995). Fluvio-lagoonal sedimentary sequences in Leyre delta and Arcachon bay, and Holocene sea level variations, along the Aquitaine coast (France). *Quaternary International*, nº 29, pp. 111-117.
- Klitgaard-Kristensen, D.; Sejrup, H.-P.; Hafliðason, H.; Johnsen, S. y Spurk, M. (1998). A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *Journal of Quaternary Science*, nº 13, pp. 165-169.
- Knight, J.; Allan, R.; Folland, C.; Vellinga, M. y Mann, M. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, nº 32, pp. L20708.
- Koç, N. y Jansen, E. (1994). Response of the high-latitude Northern Hemisphere to orbital climate forcing: evidence from the Nordic Seas. *Geology*, nº 22, pp. 523-526.
- Koerner, R.M. y Fisher, D.A. (1990). A record of Holocene summer climate from a Canadian high-Arctic ice core. *Nature*, nº 343, pp. 630-631.
- Kohfeld, K.E.; Fairbanks, R.G.; Smith, S.L. y Walsh, I.D. (1996). *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: evidence from northeast water *Polynya* plankton tows, sediment traps, and surface sediments. *Paleoceanography*, nº 11, pp. 679-699.
- Koho, K.; Kouwenhoven, T.; de Stigter, H. y van der Zwaan, G. (2007). Benthic foraminifera in the Nazaré Canyon, Portuguese continental margin: Sedimentary environments and disturbance. *Marine Micropaleontology*, nº 66, pp. 27-51.
- Korhola, A.; Weckström, J.; Holmström, L. y Erästö, P. (2000). A quantitative Holocene climatic record from diatoms in Northern Fennoscandia. *Quaternary Research*, nº 54, pp. 284-294.
- Koutsikopoulos, C. y Le Cann, B. (1996). Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Scientia Marina*, nº 60, pp. 9-19.
- Kouyoumouzakakis, G. (1979). *Le Microfaune Benthique du Plateau Continentale Congolais, inventaire*,

- repartition, stratigraphie du Quaternaire Superieur. Rapports avec le milieu sedimentaire. Atlas des Foraminifères.* U.E.R. des Sciences de la mer et de l'environnement, Université D'Aix-Marseille II, France, 41 pp.
- Krauss, W. (1986). The North Atlantic Current. *Journal of Geophysical Research*, n° 91, pp. 5061-5074.
- Kuhnt, T.; Schmiedl, G.; Ehrmann, W.; Hamann, Y. y Hemleben, C. (2007). Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22 kyr as revealed by Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, n° 64, pp. 141-162.
- Lagié, B. (2007). *Processus responsables de la migration et de l'expulsion des fluides sur la bordure méridionale du canyon de Capbreton.* Rapport de Master 2, Université de Bordeaux I, France, 30 pp.
- Lamb, H.H. (1982). *Climate, History and the Modern World.* Methuen and Co., Ltd., London, United Kingdom, 387 pp.
- Lambeck, K.; Yokoyama, Y.; Johnson, P. y Purcell, A. (2000). Global ice volumes at the Last Glacial Maximum and early Lateglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, n° 181, pp. 513-527.
- Lamy, F.; Kaiser, J.; Arz, H.W.; Hebbeln, D.; Ninnemann, U.; Timm, O.; Timmermann, A. y Toggweiler, J.R. (2007). Modulation of the bipolar seesaw in the southeast pacific during Termination 1. *Earth and Planetary Science Letters*, n° 259, pp. 400-413.
- Langezaal, A.M.; Jorissen, F.J.; Braun, B.; Chaillou, G.; Fontanier, C.; Anschutz, P. y van der Zwaan, G.J. (2006). The influence of seasonal processes on geochemical profiles and foraminiferal assemblages on the outer shelf of the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, n° 26, pp. 1730-1755.
- Lavín, A.; Valdés, L.; Gil, J. y Moral, M. (1997). Seasonal and interannual variability in properties of surface water off Santander, Bay of Biscay, 1991-1995. *Oceanologica Acta*, n° 21, pp. 179-190.
- Le Calvez, Y. (1958). Les Foraminifères de la Mer Celtique. *Revue Travaux Institute Pêches Maritimes*, n° 22, pp. 147-209.
- Le Cann, B. y Pingree, R. (1995). Circulation dans le Golfe de Gascogne: une revue de travaux récents. *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya.* Santander, Spain, pp. 217-234.
- Le Pichon, X. y Barbier, F. (1987). Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin. *Tectonics*, n° 6, pp. 133-150.
- Lebreiro, S.M.; Moreno, J.C.; McCave, N. y Weaver, P.P.E. (1996). Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39°N, 12°W). *Marine Geology*, n° 131, pp. 47-56.
- Lebreiro, S.M.; Moreno, J.C.; Abrantes, F.F. y Pflaumann, U. (1997). Productivity and paleoceanographic implications on the Tore Seamount (Iberian margin) during the last 225 kyr: foraminiferal evidence. *Paleoceanography*, n° 12, pp. 718-727.
- Lee, J.J. y Anderson, O.R. (1991). Symbiosis in Foraminifera. En: J.J. Lee y O.R. Anderson (Eds.). *Biology of foraminifera.* Academic Press, New York, USA, pp. 157-220.
- Lee, S.Y. y Poulsen, C.J. (2008). Amplification of obliquity forcing through mean annual and seasonal atmospheric feedbacks. *Climate of the Past*, n° 4, pp. 205-213.
- Leorri, E. y Cearreta, A. (2009). Quantitative assessment of the salinity gradient within the estuarine systems in the southern Bay of Biscay using benthic foraminifera. *Continental Shelf Research*, n° 29, pp. 1226-1239.
- Levac, E.; de Vernal, A. y Blake, W.Jr. (2001). Sea-surface conditions in northernmost Baffin Bay during the Holocene: palynological evidence. *Journal of Quaternary Science*, n° 16, pp. 353-363.
- Levy, A.; Mathieu, R.; Poignant, A.; Rosset-Moulinier, M.; Ubaldo, M.L. y Lebreiro, S. (1995). Foraminifères actuels de la marge continentale portugaise-inventaire et distribution. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro do Portugal*, n° 32, 116 pp.
- Liebau, A. (2005). A revised classification of the higher taxa of the Ostracoda (Crustacea). *Hydrobiologia*,



- n° 538, pp. 115-137.
- Linke, P. y Lutze, G.F. (1993). Microhabitat preferences of benthic foraminifera: a static concept or a dynamic adaptation to optimise food acquisition? *Marine Micropaleontology*, n° 20, pp. 215-234.
- Lipps, J.H. y Krebs W.N. (1974). Planktonic foraminifera association with Antarctic Sea ice. *Journal of Foraminiferal Research*, n° 4, pp. 80-85.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1964). Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminifera. En: R.C. Moore (Ed.). *Treatise on invertebrate paleontology, Part C, Protista-2, vol. 1-2*. Geological Society of America and University of Kansas Press, USA, 900 pp.
- Loeblich, A. R. y Tappan, H. (1988). *Foraminiferal genera and their classification. Vol. 1-2*. Van Nostrand Reinhold, USA, 1728 pp.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1992). Present status of foraminiferal classification. En: Y. Takayanagi y T. Saito (Eds). *Studies in Benthic Foraminifera*. Proceedings of the Fourth International Symposium on Benthic Foraminifera, Sendai, 1990. Tokai University Press, Tokyo, pp. 93-102.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1994). *Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special publication n° 31, 661 pp.
- Lohmann, G.P. (1978). Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, n° 8, pp. 6-34.
- Longhurst, A. (1998). *Ecological Geography of the Sea*. Academic Press, London, United Kingdom, 398 pp.
- López, E. (1979). Algal chloroplasts in the protoplasm of three species of benthic foraminifera: taxonomic affinity, viability, and persistence. *Marine Biology*, n° 53, pp. 201-211.
- Loubere, P. (1981). Oceanographic parameters reflected in the seabed distribution of planktic foraminifera from the North Atlantic and Mediterranean Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, n° 11, pp. 137-158.
- Loureiro, I.M.; Cabral, M.C. y Fatela, F. (2009). Marine influence in ostracod assemblages of the Mira River estuary: Comparison between lower and mid estuary tidal marsh transects. *Journal of Coastal Research*, Special issue, n° 56, pp. 1365-1369.
- Lowell, T.V.; Fisher, T.G.; Hajdas, I.; Glover, K.; Loope, H. y Henry, T. (2009). Radiocarbon deglaciation chronology of the Thunder Bay, Ontario area and implications for ice sheet retreat patterns. *Quaternary Science Reviews*, n° 28, pp. 1597-1607.
- Lutze, G.F. (1980). Depth distribution of benthic foraminifera on the continental margin off NW África. *Meteor, Forschungs-Ergebnisse (Reihe C)*, n° 32, pp. 31-80.
- Lutze, G.F. (1986). *Uvigerina* species of the Eastern North Atlantic. En: G.J. van der Zwaan, F.J. Jorissen, P. Verhallen y C. Daniels (Eds.). *Atlantic-European Oligocene to Recent Uvigerina*. Utrecht Micropaleontological Bulletins, n° 35, pp. 21-46.
- Lutze, G.F. y Coulbourn, W.T. (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin off Northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropalaeontology*, n° 8, pp. 361-401.
- Lutze, G.F.; Macensen, A. y Wefer, G. (1983). Foraminiferen der Kieler Bucht, 2. Salinitätsansprüche von *Eggerella scabra* (Williamson). *Meyniana*, n° 35, pp. 55-65.
- Lynch-Stieglitz, J.; Stocker, T.F.; Broecker, W.S. y Fairbanks, R.G. (1995). The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modeling. *Global Biogeochemical Cycles*, n° 9, pp. 653-665.
- Ma, T. y Wang, S. (2010). Dynamic transition theory for thermohaline circulation. *Physica D*, n° 239, pp. 167-189.
- MacDonald, G.M.; Velichko, A.A.; Kremenetski, C.V.; Borisova, O.K.; Goleva, A.A.; Andreev, A.A.; Cwynar, L.C.; Riding, R.T.; Forman, S.L.; Edwards, T.W.D.; Aravena, R.; Hammarlund, D.;

- Szeics, J.M. y Gattaulin, V.N. (2000). Holocene treeline history and climate change across Northern Eurasia. *Quaternary Research*, nº 53, pp. 302-311.
- Machado, A. de; Andrade, E. de J. y Borges Araújo, H.A. (2006). Fauna de foraminíferos do litoral norte do estado da Bahia. *Revista de Geologia*, nº 19, pp. 147-154.
- Mackensen, A. y Hald, M. (1988). *Cassidulina teretis* Tappan and *Cassidulina laevigata* d'Orbigny: their modern and late Quaternary distribution in Northern Seas. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 8, pp. 16-24.
- Mackensen, A. y Licari, L. (2004). Carbon isotopes of live benthic foraminifera from the South Atlantic Ocean: sensitivity to bottom water carbonate saturation state and organic matter rain rates. En: G. Wefer, S. Mulitza y V. Rathmeyer (Eds.). *The South Atlantic in the Late Quaternary - Reconstruction of Material Budget and Current Systems*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 623-644.
- Mackensen, A.; Sejrup, H.P. y Jansen, E. (1985). The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Marine Micropaleontology*, nº 9, pp. 275-306.
- Mackensen, A.; Fütterer, D.K.; Grobe, H. y Schmiedl, G. (1993a). Benthic foraminiferal assemblages from the South Atlantic Polar Front region between 35 and 57°S: distribution, ecology and fossilization potential. *Marine Micropaleontology*, nº 22, pp. 33-69.
- Mackensen, A.; Hubberten, H.-W.; Bickert, T.; Fischer, G. y Fütterer, D.K. (1993b).  $\delta^{13}\text{C}$  in benthic foraminiferal tests of *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager) relative to  $\delta^{13}\text{C}$  of dissolved inorganic carbon in Southern Ocean deep water: implications for Glacial ocean circulation models. *Paleoceanography*, nº 6, pp. 587-610.
- Madelain, F. (1970). Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cahier Océanographique*, nº 22, pp. 43-61.
- Malod, J.A. y Mauffret, A. (1990). Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, nº 184, pp. 261-278.
- Malz, H. (1989). Cenozoic ostracodes of the Voring Plateau (ODP LEG 104, sites 642, 643, and 644). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, nº 104, pp. 769-775.
- Manabe, S. y Stouffer, R.J. (1995). Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature*, nº 378, pp. 165-167.
- Mann, C.R. (1967). The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Current. *Deep-Sea Research*, nº 14, pp. 337-359.
- Marchal, O.; Cacho, I.; Stocker, T.F.; Grimalt, J.O.; Cavo, E.; Martrat, B.; Shackleton, N.; Vautravers, M.; Cortijo, E.; van Krevelend, S.; Anderson, C.; Koç, N.; Chapman, M.; Saffi, L.; Duplessy, J.C.; Sarnthein, M.; Turon, J.L.; Duprat, J. y Jansen, E. (2002). Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, nº 21, pp. 455-483.
- Marchant, M.; Hebbeln, D.; Giglio, S.; Coloma, C. y González, H.E. (2004). Seasonal and interannual variability in the flux of planktic foraminifera in the Humboldt Current System off central Chile (30°S). *Deep-Sea Research Part II*, nº 51, pp. 2441-2455.
- Margulis, L. (1990). Introduction. En: L. Margulis, J.O. Corliss, M. Melkonian y D.J. Chapman (Eds.). *Handbook of Protozoa*. Jones and Bartlett Publications, Boston, USA, pp. xi-xxiii.
- Martin, J.W. y Davis, G.E. (2001). *An updated classification of the recent Crustacea*. Science Series, nº 39. Natural History Museum of Los Angeles County, Los Angeles, USA, 123 pp.
- Martín-Rubio, M.; Elorza-Remón, M.; Rodríguez-Lázaro, J. y Pascual, A. (2006). Distribución areal y ecología de las asociaciones de ostrácodos recientes en la marisma Joyel (Cantabria). *Geogaceta*, nº 40, pp. 187-190.
- Martins, V.; Jouanneau, J.-M.; Weber, O. y Rocha, F. (2006). Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. *Marine Micropaleontology*, nº 59, pp. 35-55.

- Martinson, D.G.; Pisias, N.G.; Hays, J.D.; Imbrie, J.; Moore, T.C. y Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, nº 27, pp. 1-29.
- Martrat, B.; Grimalt, J.O.; Shackleton, N.J.; de Abreu, L.; Hutterli, M.A. y Stocker, T.F. (2007). Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, nº 317, pp. 502-507.
- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, nº 13, pp. 3-35.
- Masson, D.G. y Miles, P.R. (1984). Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. *Marine Geology*, nº 56, pp. 279-287.
- Masson, V.; Vimeux, F.; Jouzel, J.; Morgan, V.; Delmotte, M.; Ciais, P.; Hammer, C.; Johnsen, S.; Lipenkov, V.Y.; Mosley-Thompson, E.; Petit, J.-R.; Steig, E.J.; Stievenard, M. y Vaikmae, R. (2000). Holocene Climate Variability in Antarctica Based on Ice-Core Isotopic Records. *Quaternary Research*, nº 54, pp. 348-358.
- Matera, N.J. y Lee, J.J. (1972). Environmental factors affecting the standing crop of foraminifera in sublittoral and psammolittoral communities of a Long Island salt marsh. *Marine Biology*, nº 14, pp. 89-103.
- Mathieu, R. (1986). *Sediments et foraminifères actuels de la Marge Continentale Atlantique du Maroc*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 420 pp.
- Mayewski, P.A.; Meeker, L.D.; Whitlow, S.; Twickler, M.S.; Morrison, M.C.; Alley, R.B.; Bloomfield, P. y Taylor, K. (1994). The atmosphere during the Younger Dryas. *Science*, nº 263, pp. 1747-1751.
- McCartney, M.S. y Talley, L.D. (1984). Warm-to-cold water conversion in the northern North Atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography*, nº 14, pp. 922-935.
- McCave, I.N. (1972). Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. En: D.J.P. Swift; D.B. Duane y O.H. Pilkey (Eds.). *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Pa. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsboung, USA, pp. 225-248.
- McClay, K.; Muñoz, J.A. y García-Senz, J. (2004). Extensional salt tectonics in a contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. *Geology*, nº 32, pp. 737-740.
- McCorkle, D.C.; Emerson, S.R. y Quay, P. (1985). Stable carbon isotope in marine porewaters. *Earth and Planetary Science Letters*, nº 74, pp. 13-26.
- McDermott, F.; Matthey, D.P. y Hawkesworth, C.J. (2001). Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a High-Resolution speleotherm  $\delta^{18}\text{O}$  record from SW Ireland. *Science*, nº 294, pp. 1328-1331.
- McGann, M. (1996). Recent benthic foraminiferal biofacies of the Monterey Bay shelf and canyon slopes. En: U.S. Geological Survey (Ed.). *Abstracts book, Monterey Bay National Marine Sanctuary Symposium, Sanctuary Currents'96, Building Community Connections in Science, Education and Conservation*.
- McKenzie, K.G. (1963). A brackish-water ostracods fauna from Lago di Patria, near Napoli. *Annuario dell' Istituto e museo di zoologia della Reale Università di Napoli*, nº 15, pp. 1-14.
- McKenzie, K.G. (1977). Crustacea: Ostracoda. En: *La faune terrestre de l'île de Sainte-Hélène. Quatrième partie*. Annalen, Koninklijk Museum voor Midden-Afrika – Zoologische wetenschappen, nº 220, pp. 445-451.
- McManus, J.F.; Oppo, D.W. y Cullen, J.L. (1999). A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science*, nº 283, pp. 971-975.
- McManus, J.F.; Francois, R.; Gherardi, J.-M.; Keigwin, L.D. y Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, nº 428, pp. 834-837.
- Meinen, C.S. (2001). Structure of the North Atlantic Current in stream-coordinates y the circulation

- in the Newfoundland basin. *Deep-Sea Research Part I*, nº 48, pp. 1553-1580.
- Mendes, L.; González, R.; Lobo, F.; Dias, J.M.A. y Martins, V. (2004). Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Marine Micropaleontology*, nº 5, pp. 171-192.
- Migeon, S.; Weber, O.; Faugeres, J.-C. y Saint-Paul, J. (1999). SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, nº 18, pp. 251-255.
- Mikolajewicz, U. y Voss, R. (2000). The role of the individual air-sea flux components in CO<sub>2</sub>-induced changes of the ocean's circulation y climate. *Climate Dynamics*, nº 16, pp. 627-642.
- Milker, Y. (2010). *Western Mediterranean shelf foraminifera: Recent distribution, Holocene sea-level reconstructions, and paleoceanographic implications*. PhD Thesis University of Hamburg, Germany, 192 pp.
- Mitchell, J.F.B.; Karoly, D.J.; Hegerl, G.C.; Zwiers, F.W.; Allen, M.R. y Marengo, J. (2001). Detection of climate change and attribution of causes. En: J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell y C.A. Johnson (Eds.). *Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 695-738.
- Mix, A.C.; Bard, E. y Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, nº 20, pp. 627-657.
- Mohiuddin, M.M.; Nishimura, A.; Tanaka, Y. y Shimamoto, A. (2002). Regional and interannual productivity of biogenic components and planktonic foraminiferal fluxes in the northwestern Pacific Basin. *Marine Micropaleontology*, nº 45, pp. 57-82.
- Mojtahid, M.; Griveaud, C.; Fontanier, C.; Anschutz, P. y Jorissen, F.J. (2010). Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (140-4800 m) in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Revue de Micropaléontologie*, nº 53, pp. 139-162.
- Monié, P.; Soliva, J.; Brunel, M. y Maluski, H. (1994). Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé 40Ar/39Ar et interprétation tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, nº 165, pp. 559-571.
- Monnin, E.; Indermühle, A.; Dällenbach, A.; Flückiger, J.; Stauffer, B.; Stocker, T.F.; Raynaud, D. y Barnola, J.-M. (2001). Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations over the last glacial termination. *Science*, nº 291, pp. 112-114.
- Moodley, L. y Hess, C. (1992). Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen conditions. *Biological Bulletin*, nº 183, pp. 94-98.
- Moodley, L.; van der Zwaan, G.J.; Rutten, G.M.W.; Boom, R.C.E. y Kempers, A.J. (1998). Subsurface activity of benthic foraminifera in relation to porewater oxygen content: laboratory experiments. *Marine Micropaleontology*, nº 34, pp. 91-106.
- Moreno, A.; López-Merino, L.; Leira, M.; Marco-Barba, J.; González-Sampériz, P.; Valero-Garcés, B.; López-Sáez, J.A.; Santos, L.; Mata, P. e Ito, E. (2011). Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, nº 46, pp. 327-349.
- Morrison, J.O. y Brand, U. (1986). Geochemistry of recent marine invertebrates. *Geoscience Canada*, nº 13, pp. 237-254.
- Mullarney, J.C.; Griffiths, R.W. y Hughes, G.O. (2007). The role of freshwater fluxes in the thermohaline circulation: Insights from a laboratory analogue. *Deep-Sea Research Part I*, nº 54, pp. 1-21.
- Muñoz, J.A. (2002). The Pyrenees. En: W. Gibbons y T. Moreno (Eds.). *The Geology of Spain*. Geological Society of London, United Kingdom, pp. 370-385.
- Muñoz-Díaz, D. y Rodrigo, F.S. (2006). Seasonal rainfall variations in Spain (1912-2000) y their links to atmospheric circulation. *Atmospheric Research*, nº 81, pp. 94-110.
- Murgese, D.S. y De Deckker, P. (2005). The distribution of deep-sea benthic foraminifera in core tops

- from the eastern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*, nº 56, pp. 25-49.
- Murray, A.B. y Thielert, E.R. (2004). A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and "rippled scour depressions". *Continental Shelf Research*, nº 24, pp. 295-315.
- Murray, J.W. (1963). Ecological experiments on Foraminiferida. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, nº 43, pp. 621-642.
- Murray, J.W. (1968). The living Foraminiferida of Christchurch harbour, England. *Micropaleontology*, nº 14, pp. 83-96.
- Murray, J.W. (1970). Living foraminifers of the Western Approches to the English Channel. *Micropaleontology*, nº 16, pp. 471-485.
- Murray, J.W. (1971). Living foraminiferids of tidal marshes: a review. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 1, pp. 153-161.
- Murray, J.W. (1973). *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*. Heinemann, London, United Kingdom, 274 pp.
- Murray, J.W. (1976). A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology*, nº 22, pp. 103-119.
- Murray, J.W. (1991). *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman, Harlow, United Kingdom, 397 pp.
- Murray, J.W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, United Kingdom, 426 pp.
- Murray, J.W.; Haddon, C.A.; Powell, A.D.J. y Weston, J.F. (1986). Miocene to Recent bottom water masses of the north-east Atlantic: an analysis of benthic foraminifera. *Geological Society of London Special Publications*, nº 21, pp. 219-230.
- Muscheler, R. y Beer, J. (2006). Solar forced Dansgaard/Oeschger events? *Geophysical Research Letters*, nº 33, L20706.
- Neale, J.W. (1969). *The Taxonomy, Morphology and Ecology of Recent Ostracoda*. Oliver and Boyd LTD, Edimburgh, United Kingdom, 553 pp.
- Norton, I.O. (2007). Plate motion of Iberia relative to Europe in the Cretaceous: problems with the fit at M0 time. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007*, Abstract T34A-08.
- O'Brian, S.R.; Mayewski, P.A.; Meeker, L.D.; Twickler, M.S. y Whitlow, S.I. (1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, nº 270, pp. 1962-1964.
- O'Sullivan, P.E.; Moyeed, R.; Cooper, M.C. y Nicholson, M.J. (2002). Comparison between instrumental, observational and high resolution proxy sedimentary records of Late Holocene climatic change-a discussion. *Quaternary International*, nº 88, pp. 27-44.
- Obbink, E.A.; Carlson, A.E. y Klinkhammer, G.P. (2010). Eastern North American freshwater discharge during the Bølling-Allerød warm periods. *Geology*, nº 38, pp. 171-174.
- Oberhänsli, H.; Benier, C.; Meinecke, G.; Schmidt, H.; Schneider, R. y Wefer, G. (1992). Planktonic foraminifers as tracers of oceanic currents in the eastern south Atlantic. *Paleoceanography*, nº 7, pp. 607-632.
- Oggioni, E. y Zandini, E. (1987). Response of benthic foraminifera to stagnant episodes - A quantitative study of Core BAN 81-23, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, nº 75, pp. 241-261.
- Olivet, J.L. (1996). La cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production ELF-Aquitaine*, nº 20, pp. 131-195.
- Olivet, J.L.; Bonnin, J.; Beuzart, P. y Auzende, J.M. (1984). *Cinématique de l'Atlantique Nord et Central*. Publications du Centre National pour l'Exploitation des Océans, série «Rapports scientifiques et techniques» vol. 54, Paris, France, 108 pp.
- Ottens, J.J. (1992). April and August northeast Atlantic surface water masses refected in planktic

- foraminifera. *Netherland Journal of Sea Research*, nº 28, pp. 261-283.
- Ottersen, G.; Planque, B.; Belgrano, A.; Post, E.; Reid, P.C. y Stenseth, C. (2001). Ecological effects of the North Atlantic Oscillation. *Oecologia*, nº 128, pp. 1-14.
- Otto-Bliesner, B.L.; Brady, E.C.; Clauzet, G.; Tomas, R.; Levis, S. y Kothavala, Z. (2006). Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3. *Journal of Climate*, nº 19, pp. 2526-2544.
- Ozawa, H. (2003). Japan Sea ostracod assemblages in surface sediments: their distribution and relationships to water mass properties. *Paleontological Research*, nº 7, pp. 257-274.
- Paillard, D. y Laberie, L. (1994). Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich Events. *Nature*, nº 372, pp. 162-164.
- Parker, F.L. (1958). Eastern Mediterranean foraminifera. En: H. Pettersson (Ed.). *Reports of the Swedish Deep-sea Expedition 1947-1948. Sediment Cores from the Mediterranean Sea and the Red Sea*. Elanders Boktryckeri Aktiebolag, Göteborg, Sweden, pp. 217-283.
- Pascual, A. (1984). Los foraminíferos actuales del litoral vizcaino. *Kobie*, nº XIV, pp. 341-350.
- Pascual, A. (1990). *Utilización de los foraminíferos y ostrácodos para un mejor conocimiento del medio ambiente en los estuarios vizcaínos: aplicación a las rías de Guernica y de Bilbao*. Tesis de doctorado, Universidad del País Vasco, España, 345 pp.
- Pascual, A. (1991). Ostracodes in Biscayan estuaries (Spain): their relationship with the environment. *Cahiers de Micropaléontologie*, nº 6, pp. 5-16.
- Pascual, A. (1992). Utilización de los foraminíferos bentónicos para un mejor conocimiento del medio ambiente en los estuarios vizcaínos (Gernika y Bilbao). *Revista Española de Micropaleontología*, nº 24, pp. 33-57.
- Pascual, A. y Carbonel, P. (1992). Distribution and annual variations of *Loxococoncha elliptica* in the Gernika Estuary (Bay of Biscay). *Geobios*, nº 25, pp. 495-503.
- Pascual, A. y Rodríguez-Lázaro, J. (2006). Marsh development and sea level changes in the Gernika Estuary (southern Bay of Biscay): foraminifers as tidal indicators. *Scientia Marina*, 70S1, pp. 101-117.
- Pascual, A.; Weber, O.; Rodríguez-Lázaro, J.; Jouanneau, J.M. y Pujos, M. (1998). Le comblement de la ria de Gernika (Golfe de Gascogne) à l'Holocène terminal. *Oceanologica acta*, nº 21, pp. 263-269.
- Pascual, A.; Rodríguez-Lázaro, J.; Weber, O. y Jouanneau, J.M. (2002). Late Holocene pollution in the Gernika Estuary (southern Bay of Biscay) evidenced by the study of Foraminifera and Ostracoda. *Hydrobiologia*, nº 475/476, pp. 477-491.
- Pascual, A.; Rodríguez-Lázaro, J.; Martín-Rubio, M.; Jouanneau, J.-M. y Weber, O. (2008). A survey of the benthic microfauna (foraminifera, Ostracoda) on the Basque shelf, southern Bay of Biscay. *Journal of Marine System*, nº 72, pp. 35-63.
- Pawlowski, J. y Holzmann, M. (2002). Molecular phylogeny of Foraminifera-a review. *European Journal of Protistology*, nº 38, pp. 1-10.
- Pawlowski, J.; Bolívar, L.; Farhni, J. y Zaninetti, L. (1995). DNA analysis of 'Ammonia beccarii' morphotypes: one or more species? *Marine Micropaleontology*, nº 26, pp. 171-178.
- Peck, V.L.; Hall, I.R.; Zahn, R.; Grousset, F.; Hemming, S.R. y Scourse, J.D. (2007). The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60 ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, nº 26, pp. 862-875.
- Pedreira, D. (2004). *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*. Tesis doctoral de la Universidad de Oviedo, España, 343 pp.
- Peixoto, J.P. y Oort, A.H. (1992). *Physics of Climate*. American Institute of Physics Press, New York, 520 pp.
- Peliz, A.; Dubert, J.; Haidvogel, D.B. y LeCann, B. (2003). Generation and unstable evolution of

- a density-driven eastern poleward current: the Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research*, nº 108, (C8, 3268).
- Pérez, F.F.; Mouriño, C.; Fraga, F. y Ríos, A.F. (1993). Displacement of water masses and remineralization rates off the Iberian Peninsula by nutrient anomalies. *Journal of Marine Research*, nº 51, pp. 869-892.
- Pérez-Folgado, M. (2003). *Variabilidad climática orbital y suborbital en el Mediterráneo Occidental: análisis de alta resolución del registro micropaleontológico*. Tesis Doctoral de la Universidad de Salamanca, España, 231 pp.
- Pérez-Folgado, M.; Sierro, F.J.; Flores, J.A.; Cacho, I.; Grimalt, J.O.; Zahn, R. y Shackleton, N. (2003). Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, nº 48, pp. 49-70.
- Peristykh, A.N. y Damon, P.E. (2003). Persistence of the Gleissberg 88-yr solar cycle over the last 12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. *Journal of Geophysical Research*, nº 108, pp. 1003.
- Peron-Pinvidic, G. y Manatschal, G. (2008). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*. DOI 10.1007/s00531-008-0337-9.
- Peterson, L.C.; Overpeck, J.T.; Kipp, N.G. e Imbrie, J. (1991). A high-resolution late quaternary upwelling record from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography*, nº 6, pp. 99-119.
- Peypouquet, J.P. (1970). *Les Ostracodes de la région de Capbreton. Intérêt écologique et paléocéologique*. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux I, France, 266 pp.
- Peypouquet, J.P. (1973). Sur la présence d'espèces méditerranéennes au niveau des étages circalittoral et épibathyal de la zone de Capbreton. *Bulletin de l'Institut de Géologie de Bassin d'Aquitaine*, nº 13, pp. 143-146.
- Peypouquet, J.P. (1975). Les variations des caractères morphologiques internes chez les Ostracodes des genres *Krithe* et *Parakrithe*: relation possible avec la teneur en oxygène dissous dans l'eau. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, nº 17, pp. 81-88.
- Phleger, F.B. (1960). *Ecology and distribution of recent foraminifera*. Johns Hopkins Press, USA, 297 pp.
- Phleger, F.B. y Parker, E.L. (1951). *Ecology of Foraminifera Northwest Gulf of México*. Memoires of the Geological Society of America, nº 46, 64 pp.
- Pinet, B.; Montardet, L.; Mascle, A.; Cazes, M. y Bois, C. (1987). Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscay, from deep seismic data. *Nature*, nº 325, pp. 513-516.
- Pingree, R.D. (1994). Winter warming in the southern Bay of Biscay and Lagrangian eddy kinematics from a deep-drogued Argos buoy. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, nº 74, pp. 107-128.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1989). Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, nº 23, pp. 303-338.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, nº 70, pp. 857-885.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1992a). Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Research*, nº 39, pp. 1147-1175.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1992b). Anticyclonic Eddy X91 in the Southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992. *Journal of Geophysical Research*, nº 97 (C9), pp. 14353-14367.
- Poag, C.W. (1981). *Ecologic Atlas of Benthic Foraminifer of the Gulf of Mexico*. Hutchinson Ross Publishing Company, Marine Science International, USA, 174 pp.
- Pollard, R.T. y Pu, S. (1985). Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Progress in Oceanography*, nº 14, pp. 443-462.

- Pollard, R.T.; Griffiths, M.J.; Cunningham, S.A.; Read, J.F.; Pérez, F.F. y Ríos, A.F. (1996). Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, nº 37, pp. 167-192.
- Porter, S.C. (1986). Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last millennium. *Quaternary Research*, nº 26, pp. 27-28.
- Porter, S.C. (2000). Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science*, nº 15, pp. 395-408.
- Portero, G.; Salazar, A.; Pascual, M.H.; Ortega, I. y Olivé, A. (1991). *Puntos de interés geológico de Gipuzkoa*. Diputación Foral de Gipuzkoa, San Sebastián, España, 167 pp.
- Prego, R.; Boi, P. y Cobelo-García, A. (2008). The contribution of total suspended solids to the Bay of Biscay by Cantabrian Rivers (northern coast of the Iberian Peninsula). *Journal of Marine Systems*, nº 72, pp. 342-349.
- Price, S.F.; Conway, H. y Waddington, E.D. (2007). Evidence for late Pleistocene thinning of Siple Dome, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, nº 112.
- Puillat, I.; Lazure, P.; Jégou, A.M.; Lampert, L. y Miller, P.I. (2004). Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Continental Shelf Research*, nº 24, pp. 1143-1163.
- Puillat, I.; Lazure, P.; Jégou, A.M.; Lampert, L. y Miller, P.I. (2006). Mesoscale hydrological variability induced by north-westerly wind on the French continental shelf of the Bay of Biscay. *Scientia Marina*, nº 70, pp. 15-26.
- Pujol, C. (1980). *Les foraminifères planctoniques de L'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie, Stratigraphie, Environnement*. Thèse de Doctorat d'État ès Sciences, Université de Bordeaux I, France, 254 pp.
- Pujol, C. y Vergnaud Grazzini, C. (1989). Paleoceanography of the Last Deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records. *Marine Micropaleontology*, nº 15, pp. 153-179.
- Pujol, C. y Vergnaud Grazzini, C. (1995). Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, nº 25, pp. 187-217.
- Pujos, M. (1976). *Ecologie des foraminifères benthiques et des thecamoebiens de la Gironde et du plateau continental sud-Gascogne. Application a la connaissance du Quaternaire terminal de la région ouest-Gironde*. Thèse de Doctorat d'État ès Sciences, Université de Bordeaux I, France, 274 pp.
- Pujos-Lamy, A. (1973a). Repartition bathymétrique des foraminifères benthiques du Golfe de Gascogne. Comparaison avec d'autres aires océaniques. *Revista Española de Micropaleontología*, nº 5, pp. 213-234.
- Pujos-Lamy, A. (1973b). *Bolivina subaenariensis* Cushman indicateur d'un milieu confiné dans le Gouf de Cap-Breton. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, nº 277, pp. 2655-2658.
- Puri, H.S.; Bonaduce, G. y Malloy, J. (1965). Ecology of the Gulf of Naples. *Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli*, nº 33, pp. 87-199.
- Rahmstorf, S. (1995). Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature*, nº 378, pp. 145-149.
- Rahmstorf, S. (2003). Timing of abrupt climate change: a precise clock. *Geophysical Research Letters*, nº 30, pp. 1510-1514.
- Rashid, H.; Hesse, R. y Piper, D.J. (2003). Evidence for an additional Heinrich event between H5 and H6 in the Labrador Sea. *Paleoceanography*, nº 18, pp. 1077-1091.
- Rasmussen, S.O.; Andersen, K.K.; Svensson, A.M.; Steffensen, J.P.; Vinther, B.M.; Clausen, H.B.; Siggaard-Andersen, M.-L.; Johnsen, S.J.; Larsen, L.B.; Dahl-Jensen, D.; Bigler, M.; Röthlisberger, R.; Fischer, H.; Goto-Azuma, K.; Hansson, M.E. y Ruth, U. (2006a). A new



- Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, nº 111.
- Rasmussen, S.O.; Seierstad, I.K.; Andersen, K.K.; Bigler, M.; Dahl-Jensen, D. y Johnsen, S.J. (2006b). *IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-120*. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, USA.
- Rasmussen, T.L. y Thomsen, E. (2004). The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 210, pp. 101-116.
- Rasmussen, T.L.; Thomsen, E.; Troelstra, S.R.; Kuijpers, A. y Prins, M.A. (2002). Millennial-scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60000 years. *Marine Micropaleontology*, nº 47, pp. 143-176.
- Rasnitsyn, A.P. (2006). Ontology of Evolution and Methodology of Taxonomy. *Paleontological Journal*, nº 40, pp. S679-S737.
- Rathburn, A.E. y Corliss, B.H. (1994). The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, nº 9, pp. 87-150.
- Rathburn, A.E.; Corliss, B.H.; Tappa, K.D. y Lohmann, K.C. (1996). Comparisons of the ecology and stable isotopic compositions of living (stained) benthic foraminifera from the Sulu and South China Seas. *Deep-Sea Research Part I*, nº 43, pp. 1617-1646.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Flower, B.P., Hodell, D.A., McManus, J.F., Venz, K.A., Kleiven, K.F., and McIntyre, K. (2004). Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography*, 19:10.1029/2003PA000921.
- Reid, J.L. (1994). On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, nº 33, pp. 1-92.
- Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Blackwell, P.G.; Bronk Ramsey, C.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Edwards, R.L.; Friedrich, M.; Grootes, P.M.; Guilderson, T.P.; Hajdas, I.; Heaton, T.J.; Hogg, A.G.; Hughen, K.A.; Kaiser, K.F.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S.W.; Reimer, R.W.; Richards, D.A.; Southon, J.R.; Talamo, S.; Turney, C.S.M.; van der Plicht, J. y Weyhenmeyer, C.E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, nº 51, pp. 1111-1150.
- Renssen, H.; Goosse, H.; Fichefet, T.; Brovkin, V.; Driesschaert, E. y Wolk, F. (2005). Simulating the Holocene climate evolution at northern high latitudes using a coupled atmosphere-sea ice-ocean-vegetation model. *Climate Dynamics*, nº 24, pp. 23-43.
- Renssen, H.; Goosse, H. y Muscheler, R. (2006). Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. *Climate of the Past*, nº 2, pp. 79-90.
- Retailleau, S.; Howa, H.; Schiebel, R.; Lombard, F.; Eynaud, F.; Schmidt, S.; Jorissen, F. y Labeyrie, L. (2009). Planktic foraminiferal production along an offshore–onshore transect in the south-eastern Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, nº 29, pp. 1123-1135.
- Rey, J.J. y Medialdea, T. (1989). *Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español*. Publicaciones especiales del Instituto Español de Oceanografía, nº 3, 29 pp.
- Rey, J.J. y Sanz, J.L. (1982). Estudio geológico submarino del litoral cantábrico con sónar de barrido lateral (desde San Vicente de la Barquera a Punta San Emeterio). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, nº VII, pp. 88-96.
- Reynolds, L.E. y Thunell, R.C. (1985). Seasonal succession of planktonic foraminifera in the North Pacific. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 15, pp. 282-301.
- Richter, G. (1964). Zur Ökologie der Foraminifera II: Lebensraum und Lebensweise von *Nonion depressulum*, *Elphidium excavatum* und *Elphidium selseyense*. *Natur und Museum*, nº 94, pp. 421-430.
- Rietti-Shati, M.; Shemesh, A. y Karlen, W. (1998). A 3000-Year Climatic Record from Biogenic Silica

- Oxygen Isotopes in an Equatorial High-Altitude Lake. *Science*, nº 281, pp. 980-982.
- Rijk, S.; Troelstra, S.R. y Rohling, E.J. (1999). Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 20, pp. 93-103.
- Rinterknecht, V.M.; Clark, P. U.; Raisbeck, G.M.; Yiou, F.; Bitinas, A.; Brook, E.J.; Marks, L.; Zel s, V.; Lunkka, J.-P.; Pavlovskaya, I.E.; Piotrowski, J.A. y Raukas, A. (2006). The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science*, nº 311, pp. 1449-1452.
- Ríos, A.F.; Fraga, F.; Figueiras, F.G.; Prego, R. y Pérez, F.F. (1987). *Campañas oceanográficas Asturias I, II, III y IV*. Datos informativos del Instituto de Investigaciones Marinas, Vigo, nº 22, 140 pp.
- Ríos, A.F.; Pérez F.F. y Fraga, F. (1992). Water masses in the upper y middle North Atlantic ocean east of the Azores. *Deep-Sea Research*, nº 39, pp. 645-658.
- Ritchie, J.C.; Cwynar, L.C. y Spear, R.W. (1983). Evidence from northwest Canada for an early Holocene Milankovitch thermal maximum. *Nature*, nº 305, pp. 126-128.
- Rocha, A.T. y Mateu, G. (1971). *Contribuição para o conhecimento dos foraminíferos actuais da Ilha de Maio (Arquipélago de Cabo Verde)*. Instituto de Investigação Científica de Angola, 108 pp.
- Rodríguez-Lázaro, J. y Cronin, T.M. (1999). Quaternary glacial and deglacial Ostracoda in the thermocline of the Little Bahama Bank (NW Atlantic): palaeoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 152, pp. 339-364.
- Rodríguez-Lazaro, J. y Pascual, A. (1985). Estudio preliminar de los ostrácodos del estuario de la ría de Bilbao. *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, pp. 229-240.
- Rohling, E.J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, nº 122, pp. 1-28.
- Ross, C.R. (1984). *Hyalinea balthica* and its late Quaternary paleoclimatic implications: Strait of Sicily. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 14, pp. 134-139.
- Rosby, T. (1996). The North Atlantic Current and surrounding waters: at the crossroads. *Reviews of Geophysics*, nº 34, pp. 463-481.
- Rosset-Moulinier, M. (1972). *Étude des foraminifères des cotés nord et ouest de Bretagne*. Travaux du Laboratoire de Géologie, École Normale Supérieure Paris 6, France, 225 pp.
- Ruddiman, W.F. (1977). Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). *Geological Society of America Bulletin*, nº 88, pp. 1813-1827.
- Ruddiman, W.F. (1987). *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation*. Geological Society of America, 501 pp.
- Ruddiman, W.F. y McIntyre, A. (1981). The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 35, pp. 145-214.
- Ruiz, F.; González-Regalado, M.L. y Muñoz, J.M. (1997). Multivariate analysis applied to total and living fauna: seasonal ecology of recent benthic ostracoda off the North Cadiz Gulf Coast (SW Spain). *Marine Micropaleontology*, nº 31, pp. 183-203.
- Ruiz, F.; González-Regalado, M.L., Baceta, J.I. y Muñoz, J.M. (2000). Comparative ecological analysis of the ostracods faunas from low-and high-polluted southwestern Spanish estuaries: a multivariate approach. *Marine Micropaleontology*, nº 40, pp. 345-376.
- Ruiz, M. (2007). *Caracterització estructural i sismotectònica de la litosfera en el Domini Pirenaico-Cantàbric a partir de mètodes de sísmica activa i passiva*. Tesis doctoral de la Universitat de Barcelona, España, 354 pp.
- Sáenz, J.; Zubillaga, J. y Rodríguez-Puebla, C. (2001). Interannual winter temperature variability in the north of the Iberian Peninsula. *Climate Research*, nº 16, pp. 169-179.
- Sakai, K. y Peltier, W.R. (1997). Dansgaard-Oeschger oscillations in a coupled atmosphere-ocean climate model. *Journal of Climate*, nº 10, pp. 949-970.
- Sánchez de Posada, L.C.; Rodríguez-Lázaro, J. y Gozalo, R. (2009). Ostracoda. En: M.L. Martínez Chacón y P. Rivas (Eds.). *Paleontología de Invertebrados*. Servicio de Publicaciones de la

- Universidad de Oviedo (Asturias), España, pp. 161-191.
- Sánchez, F. y Gil, J. (1999). Hydrographic mesoscale structures and Poleward Current as a determinant of hake (*Merluccius merluccius*) recruitment in southern Bay of Biscay. *ICES Journal of Marine Science*, nº 57, pp. 152-170.
- Sánchez, R. y Gil, J. (2004). 3D structure, mesoscale interactions and potential vorticity conservation in a swoddy in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*, nº 46, pp. 47-68.
- Sars, G.O. (1866). Oversigt af Norges marine ostracoder. *Forhandl Vidensk Selskabet Christiania*, nº 17, pp. 1-130.
- Sars, G.O. (1928). Ostracoda. Parts 15, 16 Cytheridae (concluded). En: Bergen Museum (Ed). *An account of the Crustacea of Norway. Volume 9*. Bergen, Norway, pp. 241-277.
- Sato, O.T. y Rossby, T. (1995). Seasonal y low frequency variations in dynamic height anomaly y transport of the Gulf Stream. *Deep-Sea Research*, nº 42, pp. 149-164.
- Sautter, L.R. y Thunell, R.C. (1989). Seasonal succession of planktonic foraminifera: results from a four-year time-series sediment trap experiment in the Northeast Pacific. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 19, pp. 253-267.
- Sautter, L.R. y Thunell, R.C. (1991). Planktonic foraminiferal response to upwelling and seasonal hydrographic conditions: sediment trap results from San Pedro Basin, Southern California Bight. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 21, pp. 347-363.
- Schafer, C.T. y Pelletier, B.R. (1976). *First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Benthonics' 75*. Maritime Sediments Spec. Publ. 1, Part a, Ecology and Biology.
- Schmiedl, G.; Mackensen, A. y Müller, P.J. (1997). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, nº 32, pp. 249-287.
- Schmiedl, G.; Bovée, E.; Buscail, R.; Charrière, B.; Hemleben, C.; Medernach, L. y Picón, P. (2000). Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, nº 40, pp. 167-188.
- Schmiedl, G.; Mitschele, A.; Beck, S.; Emeis, K.-C.; Hemleben, C.; Schulz, H.; Sperling, M. y Weldeab, S. (2003). Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 190, pp. 139-164.
- Schmiedl, G.; Pfeilsticker, M.; Hemleben, C. y Mackensen, A. (2004). Environmental and biological effects on the stable isotope composition of Recent deep-sea benthic foraminifera from the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, nº 51, pp. 129- 152.
- Schneider von Deimling, T.; Ganopolski, A.; Held, H. y Rahmstorf, S. (2006). How cold was the Last Glacial Maximum? *Geophysical Research Letters*, nº 33.
- Schnitker, D. (1974). West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, nº 248, pp. 285-387.
- Schnitker, D. (1979). The deep waters of the western North Atlantic during the past 24000 years, and the re-initiation of the Western Boundary Undercurrent. *Marine Micropaleontology*, nº 4, pp. 265-280.
- Schnitker, D. (1980). Quaternary deep-sea benthic foraminifers and bottom water masses. *Annual Review Planetary Sciences*, nº 8, pp. 343-370.
- Schönfeld, J. (1997). The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. *Marine Micropaleontology*, nº 29, pp. 211-236.
- Schönfeld, J. (2002). Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Marine Micropaleontology*, nº 44, pp. 141-162.
- Schönfeld, J. y Attenbach, A.V. (2005). Late Glacial to Recent Distribution Pattern of Deep-water

- Uvigerina* species in the North-eastern Atlantic. *Marine Micropaleontology*, nº 57, pp. 1-24.
- Schröder-Adams, C.; Colé, R.; Medioli, R.; Mudie, P.; Scott, D. y Dobbin, L. (1990). Recent arctic shelf foraminifera: seasonally ice covered vs. perennially ice covered areas. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 20, pp. 8-36.
- Schulz, M. (2002). On the 1470-year pacing of Dansgaard–Oeschger warm events. *Paleoceanography*, nº 17, 1014.
- Schweizer, M.; Pawlowski, J.; Duijnste, I.A.P.; Kouwenhoven, T.J. y van der Zwaan, G.J. (2005). Molecular phylogeny of the foraminiferal genus *Uvigerina* based on ribosomal DNA sequences. *Marine Micropaleontology*, nº 57, pp. 51-67.
- Schweizer, M.; Pawlowski, J.; Kouwenhoven, T.J.; Guiard, J. y van der Zwaan, B. (2008). Molecular phylogeny of *Rotaliida* (Foraminifera) based on complete small subunit rDNA sequences. *Marine Micropaleontology*, nº 66, pp. 233-246.
- Scourse, J.D.; Hall, I.R.; McCave, I.N.; Young, J.R. y Sugdon, C. (2000). The origin of Heinrich layers: evidence from H2 for European precursor events. *Earth and Planetary Science Letters*, nº 182, pp. 187-195.
- Scourse, J.D.; Austin, W.E.N.; Long, B.T.; Assinder, D.J. y Huws, D. (2002). Holocene evolution of seasonal stratification in the Celtic Sea: Refined age model, mixing depths and foraminiferal stratigraphy. *Marine Geology*, nº 191, pp. 119-145.
- Seidenkrantz, M.-S. (1993). Benthic foraminiferal and stable isotope evidence for a “Younger Dryas-style” cold spell at the Saalian-Eemian transition, Denmark. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, nº 102, pp. 103-120.
- Seidov, D. y Maslin, M. (1999). North Atlantic deep water circulation collapse during Heinrich events. *Geology*, nº 27, pp. 23-26.
- Seiglie, G.A. (1975). Foraminifers of Guayanilla Bay and their use as environmental indicators. *Revista Española de Micropaleontología*, nº 7, pp. 453-487.
- Seiler, W.C. (1975). Tiefenverteilung benthischer Foraminiferen am Portugiesischen Kontinentalhang (depth distribution of benthic foraminifera on the continental slope of Portugal). *Meteor Forschungs-Ergebnisse*, nº 23, pp. 47-94.
- Sen Gupta, B.K. (1982). Ecology of benthic foraminifera. En: T.W. Broadhead (Ed.). *Foraminifera - Notes for a short course, organized by M. A. Busas and B. K. Sen Gupta*. Studies in Geology 6, University of Tennessee, USA, Department of Geological Sciences, pp. 37-50.
- Sen Gupta, B.K. (1999). *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 384 pp.
- Sen Gupta, B.K. y Machain-Castillo, M.L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropalaeontology*, nº 20, pp. 183-201.
- Sen Gupta, B.K. y Schafer, C.T. (1973). Holocene bentonic foraminifera in leeward bays of St. Lucia, West Indies. *Micropaleontology*, nº 19, pp. 341-365.
- Sen Gupta, B.K., Lee, R.F. y May, M.S. (1981). Upwelling and an unusual assemblage of benthic foraminifera on the northern Florida continental slope. *Journal of Paleontology*, nº 55, pp. 853-857.
- Sen Gupta, B.K.; Platón, E.; Bernhard, J.M. y Abaron, P. (1997). Foraminiferal colonization of hydrocarbon-seep bacterial mats and underlying sediment, Gulf of México slope. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 27, pp. 292-300.
- Severinghaus, J.P.; Sowers, T.; Brook, E.J.; Alley, R.B. y Bender, M.L. (1998). Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, nº 391, pp. 141-146.
- Shackleton, N.J. (2001).  $\delta^{18}\text{O}$  (planktic foraminifera) of sediment core MD95-2042. *PANGAEA*, doi:10.1594/PANGAEA.58210.
- Shakun, J.D. y Carlson, A.E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, nº 29, pp. 1801-1816.

- Sherborn, C.D. (1893, reeditado en 1955). *An Index to the Genera and Species of the Foraminifera*. Smithsonian Institution, USA, 485 pp.
- Sibuet, J.C. y Collette, B.J. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, nº 19, pp. 522-525.
- Sibuet, J.C.; Monti, S.; Loubrieu, B.; Mazé, J.P. y Srivastava, S. (2004a). Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du Golfe de Gascogne: implications cinématiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, nº 175, pp. 429-442.
- Sibuet, J.C.; Srivastava, S. y Spakman, W. (2004b). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, nº 109, B08104.
- Sibuet, J.C.; Srivastava, S.P. y Manatschal, G. (2007). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia Rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, nº 112, p. B06105.
- Sierro, F.J.; Hodell, D.A.; Curtis, J.H.; Flores, J.A.; Reguera, I.; Colmenero-Hidalgo, E.; Barcena, M.A.; Grimalt, J.O.; Cacho, I.; Frigola, J. y Canals, M. (2005). Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, nº 20.
- Sierro, F.J.; Andersen, N.; Bassetti, M.A.; Berné, S.; Canals, M.; Curtis, J.H.; Dennielou, B.; Flores, J.A.; Frigola, J.; Gonzalez-Mora, B.; Grimalt, J.O.; Hodell, D.A.; Jouet, G.; Pérez-Folgado, M y Schneider, R. (2009). Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, nº 28, pp. 2867-2881.
- Sjoerdsma, P.G. y van der Zwaan, G.J. (1992). Stimulating the effect of changing organic flux and oxygen content on the distribution of benthic foraminifera. *Marine Micropalaeontology*, nº 19, pp. 163-180.
- Skinner, L.C. y Elderfield, H. (2007). Rapid fluctuations in the deep North Atlantic heat budget during the last glaciations. *Paleoceanography*, nº 22.
- Sliter, W.V. (1970). Inner-neritic *Bolivinitidae* from the eastern Pacific margin. *Micropaleontology*, nº 16, pp. 155-174.
- Slonosky, V. y Yiou, P. (2002). Does the NAO index represent zonal flow? The influence of the NAO on North Atlantic surface temperature. *Climate Dynamics*, nº 19, pp. 17-30.
- Smethie Jr., W.M. y Fine, R.A. (2001). Rates of North Atlantic Deep Water formation calculated from chlorofluorocarbon inventories. *Deep-Sea Research Part II*, nº 48, pp. 189-215.
- Smith, C.L.; Richards, K.J. y Fasham, M.J. (1996). The impact of mesoscale eddies on plankton dynamics in the upper ocean. *Deep-Sea Research*, nº 43, pp. 1807-1832.
- Souquet, P. y Mediavilla, F. (1976). Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, nº 282, pp. 2139-2142.
- Spero, H.J. y Parker, S.T. (1985). Photosynthesis in the symbiotic planktonic foraminifer *Orbulina universa*, and its potential contribution to oceanic primary productivity. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 15, pp. 273-281.
- Spindler, M. y Dieckmann, G.S. (1986). Distribution and abundance of planktic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in Sea Ice of the Weddell Sea (Antártica). *Polar Biology*, nº 5, pp. 185-191.
- Sprovieri, R.; Di Stefana, E.; Incarbona, A. y Gargajo, M.E. (2003). A high-resolution record of the last deglaciation in the Sicily Channel based on foraminifera and calcareous nannofossil quantitative distribution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 202, pp. 119-142.
- Srivastava, S.; Roest, W.R.; Kovacs, L.C.; Schouten, H. y Klitgord, K. (1990). Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, nº 344, pp. 756-759.
- Srivastava, S.P.; Sibuet, J.C.; Cande, S.; Roest, W.R. y Reid, I.D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, nº 182, pp. 61-76.

- Stepanova, Y.A. (2006). Late Pleistocene–Holocene and Recent Ostracoda of the Laptev Sea and their importance for paleoenvironmental reconstructions. *Paleontological Journal*, nº 40, pp. 91-204.
- Stigter, H.C. de; Jorissen, F.J. y van der Zwaan, G.J. (1998). Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to bathyal transect in the southern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, nº 28, pp. 40-65.
- Stocker, T.F. (2000). Past and future reorganizations in the climate system. *Quaternary Science Reviews*, nº 19, pp. 301-319.
- Stocker, T.F. y Wright, D.G. (1991). Rapid transitions of the oceans deep circulation induced by changes in surface-water fluxes. *Nature*, nº 351, pp. 729-732.
- Stommel, H. (1961). Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, nº 13, pp. 224-230.
- Stott, P.A.; Tett, S.F.B.; Jones, G.S.; Allen, M.R.; Mitchell, J.F.B. y Jenkins, G.J. (2000). External control of twentieth century temperature variations by natural and anthropogenic forcings. *Science*, nº 290, pp. 2133-2137.
- Streeter, S.S. (1973). Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic Glacial-Interglacial Contrasts. *Quaternary Research*, nº 3, pp. 131-141.
- Strickland, J.D.H. y Parsons, T.R. (1972). Determination of Particulate Carbon. En: J.D.H. Strickland y T.R. Parsons (Eds.). *A Practical Handbook of Seawater Analysis*. Fisheries Research Board of Canada, Ottawa, pp. 207-211.
- Stuiver, M. y Grootes, P.M. (2000). GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary International*, nº 53, pp. 277-284.
- Stuiver, M. y Reimer, P.J. (1993). Extended <sup>14</sup>C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, nº 35, pp. 215-230.
- Stuiver, M.; Reimer, P.J.; Bard, E.; Beck, J.W.; Burr, G.S.; Hughen, K.A.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; v. d. Plicht, J. y Spurk, M. (1998). INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP. *Radiocarbon*, nº 40:1041-1083.
- Stuiver, M.; Reimer, P.J. y Reimer, R.W. (2005). *CALIB 5.0*. (<http://calib.qub.ac.uk/calib/manual/index.html>).
- Summerhayes, C.P.; Prell, W.L. y Emeis, K.C. (1992). *Upwelling Systems: Evolution since the early Miocene*. Geological Society of London, Special Publication, 522 pp.
- Sun, S. y Bleck, R. (2006). Geographic distribution of the diapycnal component of thermohaline circulations in coupled climate models. *Ocean Modelling*, nº 15, pp. 177-199.
- Szarek, R.; Kuhnt, W.; Kawamura, H y Kitazato, H. (2006). Distribution of recent benthic foraminifera on the Sunda Shelf (South China Sea). *Marine Micropaleontology*, nº 61, pp. 171-195.
- Tabuki, R. (1986). Plio-Pleistocene Ostracoda from the Tsugaru Basin, North Honshu, Japan. *Bulletin of College of Education, University of Ryukyus*, vol. 29, pp. 27-120.
- Talley, L.D. (1996). North Atlantic circulation y variability, reviewed for the CNLS conference. *Physica D*, nº 98, pp. 625-646.
- Thinon, I. (1999). *Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricain*. Thèse de Doctorat de l' Université de Bretagne Occidentale, France, 386 pp.
- Thinon, I.; Matias, L.; Réhault, J.P.; Hirn, A.; Fidalgo-González, L. y Avedik, F. (2003). Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. *Journal of the Geological Society of London*, nº 160, pp. 99-116.
- Thompson, W.G. y Goldstein, S.L. (2006). A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews*, nº 25, pp. 3207-3215.
- Thomson, J.; Higgs, N.C. y Clayton, T. (1995). A geochemical criterion for the recognition of Heinrich events and estimation of their depositional fluxes by the (<sup>230</sup>Th<sub>excess/0</sub>) profiling method. *Earth*

- and Planetary Science Letters*, n° 135, pp. 41-56.
- Thorpe, R.B.; Gregory, J.M.; Johns, T.C.; Wood, R.A. y Mitchell, J.F.B. (2001). Mechanisms determining the Atlantic thermohaline circulation response to greenhouse gas forcing in a non-flux-adjusted coupled climate model. *Journal of Climate*, n° 14, pp. 3102-3116.
- Thunell, R.C. (1978). Distribution of Recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean sea. *Marine Micropaleontology*, n° 3, pp. 147-173.
- Thunell, R. y Honjo, S. (1983). Planktonic foraminifera flux to the deep ocean: sediment trap results from the tropical Atlantic and the central Pacific. *Marine Geology*, n° 40, pp. 237-253.
- Timmermann, A.; Gildor, H.; Schulz, M. y Tziperman, E. (2003). Coherent resonant millennial-scale climate oscillations triggered by massive meltwater pulses. *Journal of Climate*, n° 16, pp. 2569-2585.
- Tinner, W. y Lotter, A.F. (2001). Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology*, n° 29, pp. 551-554.
- Tomczak, M. y Godfrey, J.S. (1994). *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon, Oxford, United Kingdom, 442 pp.
- Turon, J.L. (1974). Etude palynologique d'une carotte prélevée dans le Golfe de Gascogne. Intérêt paléoclimatique et stratigraphique. *Pollens et Spores*, n° 16, pp. 475-487.
- Uriarte, A. (2003). *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, España, 306 pp.
- Valencia, V.; Borja, A.; Fontán, A.; Pérez, F.F. y Ríos, A.F. (2003). Temperature and salinity fluctuations in the Basque Coast (SE Bay of Biscay) from 1986 to 2000 related to the climatic factors. *ICES Marine Science Symposia*, n° 219, pp. 340-342.
- van der Zwaan, G.J. y Jorissen, F.J. (1991). Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. En: R.V. Tyson y T.H. Pearson (Eds.). *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geological Society of London Special Publications, n° 58, pp. 65-82.
- van der Zwaan, G.J.; Jorissen, F.J. y Stitger, H.C. (1990). The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios. Constraints and applications. *Marine Geology*, n° 95, pp. 1-16.
- van der Zwaan, G.J.; Duijnste, I.A.P.; Den Dulk, M.; Ernst, S.R.; Jannink, N.T. y Kouwenhoven, T.J. (1999). Benthic foraminifera: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews*, n° 46, pp. 213-236.
- van Harten, D. (1996). The case against *Krithe* as a tool to estimate the depth and oxygenation of ancient oceans. En: A. Mokuilevsky y R. Whatley (Eds.). *Microfossils and Oceanic Environments*. University of Wales Press, United Kingdom, pp. 297-304.
- 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*, n° 221, pp. 245-265.
- van Kreveld, S.; Sarnthein, M.; Erlenkeuser, H.; Grootes, P.; Jung, S.; Nadeau, M.J.; Pflaumann, U. y Völker, A. (2000). Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60–18 kyr. *Paleoceanography*, n° 14, pp. 425-442.
- van Leeuwen, R.J.W. (1989). Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifera in the Angola Basin. *Utrecht Micropaleontology Bulletin*, The Netherlands, n° 38, 290 pp.
- van Meerbeeck, C.J.; Renssen, H. y Roche, D.M. (2009). How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ? Perspectives from equilibrium simulations. *Climate of the Past*, n° 5, pp. 33-51.
- van Morkhoven, F.P.C.M. (1962-1963). *Post-Palaeozoic Ostracoda. Their Morphology, Taxonomy, and Economic Use*. Elsevier, Amsterdam, vol. 1 (General) 478 pp.; vol. 2 (Generic descriptions) 763 pp.

- van Morkhoven, F.P.C.M.; Berggren, W.A. y Edwards, A.S. (1986). *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera*. Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, France, 423 pp.
- Vázquez Abeledo, M. (1998). *La historia del Sol y el cambio climático*. McGraw-Hill, USA, Serie de Divulgación Científica, 488 pp.
- Vénec-Peyré, M.T. (1984). Écologie des Foraminifères en Méditerranée nord-occidentale. Étude de la distribution des foraminifères vivants dans la baie de Banyuls-sur-Mer. En: J.J. Bizon y P.F. Burolet (Eds.). *Écologie des microorganismes en Méditerranée occidentale (ECOMED). Étude morphologique, hydrologique, sédimentologique, géochimique et écologique du bassin et de ses marges entre Languedoc et Corse*. Association Française des Techniciens du Pétrole, France, pp. 60-80.
- Vergés, S.J. y García-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cenozoic inversion of the Pyrenean Rift. En: P.A. Ziegler; W. Cavazza; A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau (Eds.). *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, France, n° 186, pp. 187-212.
- Vinther, B.M.; Clausen, H.B.; Johnsen, S.J.; Rasmussen, S.O.; Andersen, K.K.; Buchardt, S.L.; Dahl-Jensen, D.; Seierstad, I.K.; Siggaard-Andersen, M.-L.; Steffensen, J.P.; Svensson, A.M.; Olsen, J. y Heinemeier, J. (2006). A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research*, n° 111.
- Visbeck, M.H.; Hurrell, J.W.; Polvani, L. y Cullen, H.M. (2001). The North Atlantic oscillation: past, present, y future. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, n° 98, pp. 12876-12877.
- Wagner, C.W. (1957). *Sur les Ostracodes du Quaternaire récent des Pays-Bas et leur utilisation dans l'étude géologique des dépôts Holocènes*. Mouton and Co. (ed.), The Hague, The Netherland, 259 pp.
- Wagner, F.; Aaby, B. y Visscher, H. (2002). Rapid atmospheric CO<sub>2</sub> changes associated with the 8,200-years-B.P. cooling event. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, n° 99, pp. 12011-12014.
- Wagner, G.; Beer, J.; Masarik, J.; Muscheler, R.; Kubik, P.W.; Mende, W.; Laj, C.; Raisbeck, G.M. y Yiou, F. (2001). Presence of the solar de Vries cycle (≈205 years) during the last ice age. *Geophysical Research Letters*, n° 28, pp. 303-306.
- Walker, M.J.C.; Björck, S.; Lowe, J.J.; Cwynar, L.C.; Johnsen, S.; Knudsen, K.-L.; Wohlfarth, B. e INTIMATE group (1999). Isotopic "events" in the GRIP ice core: A stratotype for the late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, n° 18, pp. 1143-1150.
- Walton, W.R. (1952). Techniques for recognition of living foraminifera. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, n° 3, pp. 56-60.
- Walton, W.R. y Sloan, B.J. (1990). The genus *Ammonia* Brünnich, 1772: its geographic distribution and morphologic variability. *Journal of Foraminiferal Research*, n° 20, pp. 128-136.
- Weaver, A.J.; Saenko, O.A.; Clark, P.U. y Mitrovica, J.X. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science*, n° 299, pp. 1709-1713.
- Wefer, G. y Berger, W.H. (1991). Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, n° 199, pp. 207-248.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms of clastic sediments. *The Journal of Geology*, n° 30, pp. 377-392.
- Whatley, R.C. (1976). Association between podocopid Ostracoda and some animal substrates. In: G. Hartmann (Ed.). *Evolution of Post-Paleozoic Ostracoda*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 191-200.
- Whatley, R.C. y Zhao, Q. (1993). The *Krithe* problem: a case history of the distribution of *Krithe* and *Parakrithe* (Crustacea, Ostracoda) in the South China Sea. *Palaeogeography*,



- Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n° 103, pp. 281-297.
- Whatley, R.C.; Siveter, D.J. y Boomer, I.D. (1993). The Ostracoda. En: M.J. Benton (Ed.). *The Fossil Record 2*. Chapman & Hall, United Kingdom, pp. 343-357.
- Whitlock, C. y Bartlein, P. (1993). Spatial Variations of Holocene Climatic Change in the Yellowstone Region. *Quaternary Research*, n° 39, pp. 231-238.
- Willemse, N. y Törnqvist, T. (1999). Holocene century-scale temperature variability from West Greenland lake records. *Geology*, n° 27, pp. 580-584.
- Williamson, M.A. (1985). Recent foraminiferal diversity on the continental margin off Nova Scotia, Canada. *Journal of Foraminiferal Research*, n° 15, pp. 43-51.
- Williamson, M.A.; Keen, C.E. y Mudie, P.J. (1984). Foraminiferal distribution on the continental margin off Nova Scotia. *Marine Micropaleontology*, n° 9, pp. 219-239.
- Wyrski, K.; Magaard, L. y Hager, J. (1976). Eddy energy in the oceans. *Journal of Geophysical Research*, n° 81, pp. 2641-2646.
- Yassini, I. (1969). *Ecologie des Association d'Ostracodes du Bassin d'Arcachon et du littoral Atlantique. Application à l'interprétation de quelques populations du Tertiaire Aquitain*. Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux 1, France, 288 pp.
- Yassini, I. y Jones B.G. (1995). *Foraminifera and ostracoda from estuarine and shelf environments on the southeastern coast of Australia*. The University of Wollongong Press, Australia, 484 pp.
- Yasuhara, M.; Cronin, Y.; deMenocal, P.B.; Okahashi, H. y Linsley, B.K. (2008). Abrupt climate change and collapse of deep-sea ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, n° 105, pp. 1556-1560.
- Yim, W.W.-S.; Huang, G.; Fontugne, M.R.; Hale, R.E.; Paterne, M.; Pirazzoli, P.A. y Ridley Thomas, W.N. (2006). Postglacial sea-level changes in the northern South China Sea continental shelf: Evidence for a post-8200 calendar yr BP meltwater pulse. *Quaternary International*, n° 145-146, pp. 55-67.
- Yu, Z. y Eicher, U. (2001). Three amphi-Atlantic century-scale cold events during the Bølling-Allerød warm period. *Géographie physique et Quaternaire*, n° 55, pp. 171-179.
- Zahn, R. (1994). Core correlations. *Nature*, n° 371, pp. 289-290.
- Zaninetti, L. (1984). Les foraminifères du salin de Bras del Port (Santa Pola, Espagne) avec remarques sur le distribution des ostracodes. *Revista d'investigacions geologiques*, n° 38-39, pp. 123-138.
- Zhao, Q. y Whatley, R.C. (1997). Distribution of the ostracod genera *Krithe* and *Parakrithe* in bottom sediments of the East China and Yellow seas. *Marine Micropaleontology*, n° 32, pp. 195-207.
- Zicha, O. (Ed.) (1999-2007). *BioLib. Biological Library*. <http://www.biolib.cz/en>
- Zlotnicki, V. (1991). Sea level differences across the Gulf Stream and Kuroshio Extension. *Journal of Physical Oceanography*, n° 21, pp. 599-609.
- Zuschin, M.; Stachowitsch, M. y Stanton Jr, R.J. (2003). Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth Science Reviews*, n° 63, pp. 33-82.



# **ANEXOS**

## **Anexos en papel:**

Glosario de acrónimos.

Glosario de términos.

Listado de especies nombradas en el texto.

## **Anexos electrónicos:**

Copia de la memoria completa (pdf).

Contaje y clasificación específica de las muestras superficiales.

Contaje y clasificación específica del sondeo KS05-10.

Contaje y clasificación específica del sondeo KS05-05.

Contaje y clasificación específica del sondeo KS04-16.

Contaje y clasificación específica del sondeo KS21.

Contaje y clasificación específica del sondeo KS16.

Tabla 2.3 valores isotópicos superficie.

Tabla 2.4 valores isotópicos del sondeo KS05-05.

Tabla 2.5 valores isotópicos del sondeo KS05-10.

Tabla 2.6 valores isotópicos del sondeo KS04-16.

Tabla 2.7 dataciones absolutas.

*“La verdadera ciencia enseña, sobre todo, a dudar y a ser ignorante”*

MIGUEL DE UNAMUNO

## Anexo 1. Glosario de acrónimos

- 19kyr-MWP** Pulso de Deshielo de 19 Ka BP (19 kyr - meltwater pulse).
- AABW** Agua de Fondo Antártica (Antarctic Bottom Water).
- AAIW** Agua Intermedia Antártica (Antarctic Intermediate Water).
- AMO** Oscilación Multidecadal Atlántica (Atlantic Multidecadal Oscillation).
- B/A** Interstadial de Bølling-Allerød.
- BBCW** Agua Central del Golfo de Vizcaya (Bay of Biscay Central Water).
- BFOI** Índice de Oxigenación en Foraminíferos Bentónicos (Benthic Foraminifera Oxygen Index).
- BP** Antes del presente (Before Present). Como edad de referencia, se considera el año 1950.
- CLSW** Agua Clásica del Mar del Labrador (Classical Labrador Sea Water).
- COP** Carbono Orgánico Particulado.
- DCM** Zona de máxima concentración de clorofila (Deep Chlorophyll Maximum).
- D-O** Eventos o Ciclos de Dansgaard-Oeschger.
- DSOW** Agua de Desbordamiento del Estrecho de Dinamarca (Denmark Strait Overflow Water).
- EDW** Calentamiento Temprano de la Deglaciación (Early Deglacial Warming).
- EGC** Corriente Oriental de Groenlandia (East Greenland Current).
- ENACW** Agua Central del Atlántico Norte Oriental (Eastern North Atlantic Central Water).
- ENACWsp** Agua Central del Atlántico Norte Oriental SubPolar.
- ENACWst** Agua Central del Atlántico Norte Oriental SubTropical.
- GI** Interstadial de Groenlandia (Greenland Interstadial).
- GISP2** Greenland Ice Sheet Project 2.
- GRIP** Greenland Ice Project.
- GS** Estadial de Groenlandia (Greenland Stadial).
- HCE** Eventos fríos del Holoceno (Holocene Cooling Events) o Eventos Bond del Holoceno.
- HE** Eventos Heinrich.
- IACP** Período Frío Intra-Allerød (Inter-Allerød Cold Period).
- IBCP** Período Frío Intra-Bølling (Inter-Bølling Cold Period).
- IPC** Corriente Ibérica hacia el Polo (Iberian Poleward Current).
- IRD** Derrubios transportados por el hielo (ice-rafted debris).
- ISOW** Agua de Desbordamiento de Islandia-Escocia (Iceland-Scotland Overflow Water).

- JEBAR** Conjunto de Efectos de Baroclinidad y Relieve (Joint Effect of Baroclinicity y Relief).
- Ka** Miles de años (Kilo años).
- LC** Corriente del Labrador (Labrador Current).
- LGM** Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum).
- LIA** Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age).
- LSW** Agua del Mar del Labrador (Labrador Sea Water).
- Ma** Millones de años.
- MIS** Estadio Isotópico Marino (Marine Isotope Stage).
- MOW** Agua de Desbordamiento Mediterránea (Mediterranean Overflow Water).
- MW** Agua Mediterránea (Mediterranean Water).
- MWP** Periodo Cálido Medieval (Medieval Warm Period).
- MWP-1A** Pulso de Deshielo 1A (meltwater pulse 1A).
- MWP-1B** Pulso de Deshielo 1B (meltwater pulse 1B).
- NAC** Corriente del Atlántico Norte (North Atlantic Current).
- NACW** Agua Central de Atlántico Norte (North Atlantic Central Water).
- NADW** Agua Profunda del Atlántico Norte (North Atlantic Deep Water).
- NAO** Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation).
- NEADW** Agua Profunda del Atlántico NorEste (North East Atlantic Deep Water).
- NGRIP** North Greenland Ice Core Project.
- NSOW** Agua de Desbordamiento de los Mares Nórdicos (Nordic Seas Overflow Water).
- PBO** Oscilación Preboreal (Preboreal Oscillation).
- PCCC** Corriente Costera de Portugal (Portugal Coastal Counter Current).
- RPD** Discontinuidad potencial redox (redox potential discontinuity).
- SPECMAP** Proyecto de Modelo Espectral de edad (Spectral Mapping Project).
- SST** Temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature).
- SWODDIES** Remolinos Oceánicos anticiclónicos de Agua de Talud (Slope Water anticyclonic Oceanic eDDIES).
- THC** Circulación Termohalina Oceánica (Oceanic Thermohaline Circulation).
- TROX** Condiciones tróficas y concentración de oxígeno del medio (TRophic conditions and OXigen concentrations).
- ULSW** Agua Superficial del Mar del Labrador (Upper Labrador Sea Water).
- WNACW** Agua Central del Atlántico Norte Occidental (Western North Atlantic Central Water).
- YD** Dryas Joven (Younger Dryas).

## Anexo 2. Glosario de términos

- Aerobia** Fauna adaptada a condiciones óxicas del medio.
- Anaerobia** Fauna adaptada a condiciones de anoxia del medio.
- Anoxia** Condición del medio con un contenido de 0ml/l de oxígeno disuelto.
- Criofílica** Especie que vive en aguas someras y frías.
- Disaerobia** Fauna adaptada a condiciones de disoxia del medio.
- Disoxia** Condición del medio con un contenido de 0,2-1,0ml/l de oxígeno disuelto.
- Downwelling** Hundimiento del agua superficial más densa en la columna de agua.
- Endofaunal** Individuo bentónico que vive en el interior del sedimento. También se denomina infaunal.
- Epifaunal** Individuo bentónico que habita en la superficie del sustrato.
- Estenobática** Especie adaptada a una profundidad concreta.
- Estenohalina** Especie que habita en un ambiente con un estrecho rango de salinidad.
- Estenotermo** Organismo confinado a un estrecho rango de temperatura del medio.
- Euhalino** Individuo que vive en un rango de salinidad comprendido entre 33-37‰.
- Euribática** Especie que soporta grandes variaciones en la profundidad.
- Eurihalina** Especie que soporta condiciones de salinidad desde salobres a hipersalinas (de 0 a >37‰).
- Euritermo** Organismo que soporta grandes variaciones en la temperatura del medio.
- Eutrófico** Medio con una alta concentración de nutrientes (en la zona eufótica) o con un alto aporte de alimento (por debajo de la zona eufótica). Producción 301-500 gC<sub>org</sub>/m<sup>2</sup>a.
- Fital** Organismo que se alimenta de vegetales.
- Hipersalino** Individuo que vive en un rango de salinidad >37‰.
- Hiposalino** Individuo que vive en un rango de salinidad comprendido entre 0-33‰.
- Hipoxia** Condición del medio con un contenido <0,1ml/l de oxígeno disuelto.
- Mesotrófico** Medio con una moderada concentración de nutrientes (en la zona eufótica) o con un moderado aporte de alimento (por debajo de la zona eufótica). Producción 100-300 gC<sub>org</sub>/m<sup>2</sup>a.
- Oligotrófico** Medio con una baja concentración de nutrientes (en la zona eufótica) o con un bajo aporte de alimento (por debajo de la zona eufótica). Producción <100 gC<sub>org</sub>/m<sup>2</sup>a.
- Oxia** Condición del medio con un contenido >1,0ml/l de oxígeno disuelto.
- Picnoclina** Capa de la columna de agua en la que se produce un rápido incremento de la densidad al aumentar la profundidad.
- Psicrosférica** Especie que vive en aguas profundas y frías.
- Suboxia** Condición del medio con un contenido de 0-0,2ml/l de oxígeno disuelto.

- Termoclina** Zona de la columna de agua en la que se produce un rápido cambio de temperatura, entre la zona de mezcla superficial cálida y las aguas frías más profundas.
- Termofílica** Especie que vive en aguas cálidas.
- Upwelling** Movimiento de ascenso del agua profunda, fría y con abundante contenido en nutrientes, hasta las capas superficiales de la columna de agua.
- Zona eufótica** Capa superficial oceánica donde penetra la luz solar, permitiendo la realización de la fotosíntesis. Se emplea como sinónimo de zona fótica.



## Anexo 3. Listado de especies nombradas en el texto

### Anexo 3.1 Foraminíferos bentónicos

- Ammonia beccarii* (Linné, 1758)  
*Ammonia tepida* (Cushman, 1926)  
*Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, 1826  
*Bolivina alata* (Seguenza, 1862)  
*Bolivina inflata* Heron-Allen y Earland, 1913  
*Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland, 1930  
*Bolivina pygmaea* Brady, 1881  
*Bolivina striatula* Cushman, 1922  
*Bolivinita quadrilatera* (Schwager, 1866)  
*Brizalina spathulata* (Williamson, 1858)  
*Brizalina subaenariensis* (Cushman, 1922)  
*Bulimina alazanensis* Cushman, 1927  
*Bulimina gibba* Fornasini, 1902  
*Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826  
*Cancris auricula* (Fichtel y Moll, 1798)  
*Cassidulina carinata* Cushman, 1922  
*Cassidulina crassa* d'Orbigny 1839  
*Cassidulina laevigata* d'Orbigny, 1826  
*Chilostomella oolina* Schwager, 1878  
*Cibicides refulgens* de Montfort, 1808  
*Cibicides ungerianus* (d'Orbigny, 1846)  
*Cibicoides kullenbergi* (Parker, 1953)  
*Cibicoides pachyderma* (Rzehak, 1886)  
*Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922)  
*Criboelphidium williamsoni* (Haynes, 1973)  
*Eggerella bradyi* (Cushman, 1911)  
*Elphidium crispum* (Linné, 1758)  
*Elphidium guntheri* Cole 1931  
*Elphidium lidoense* Cushman 1936  
*Epistominella exigua* (Brady, 1884)  
*Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager, 1866)  
*Gaudryina rudis* Wright, 1900  
*Gavelinopsis translucens* (Phleger y Parker, 1951)  
*Globobulimina affinis* (d'Orbigny, 1839)  
*Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881)  
*Hansenisca soldanii* (d'Orbigny, 1826)  
*Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840)  
*Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846)  
*Hoeglundina elegans* (d'Orbigny, 1826)  
*Hyalinea balthica* (Schröter, 1783)  
*Jadammina macrescens* (Brady, 1870)  
*Lobatula lobatula* (Walker y Jacob, 1798)  
*Melonis barleeianum* (Williamson, 1858)  
*Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803)  
*Nonionina orbiculare* Brady, 1881  
*Nonionoides boueanum* (d'Orbigny, 1846)  
*Nonionoides scaphum* (Fichtel y Moll, 1798)  
*Nuttallides pusillus* (Parr, 1950)  
*Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny, 1839  
*Quinqueloculina seminula* (Linné, 1758)  
*Reophax guttifer* (Brady, 1881)  
*Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826  
*Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri, 1904)  
*Textularia sagittula* Defrance, 1824  
*Trifarina angulosa* (Williamson, 1858)  
*Trifarina bradyi* Cushman, 1923  
*Trochammina inflata* (Montagu, 1808)  
*Uvigerina mediterranea* Hofker, 1932  
*Uvigerina peregrina* Cushman, 1923  
*Valvulineria bradyana* (Fornasini, 1900)

### Anexo 3.2 Foraminíferos planctónicos

- Beella digitata* (Brady, 1879)  
*Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826)  
*Globigerina rubescens* Hofker, 1956  
*Globigerinella calida* (Parker, 1962)  
*Globigerinita glutinata* (Egger, 1893)  
*Globigerinoides conglobatus* (Brady, 1879)  
*Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839) variedad *alba*  
*Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839) variedad *rosae*  
*Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1884)  
*Globorotalia crassaformis* (Galloway y Wissler, 1927)  
*Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny; 1839)  
*Globorotalia inflata* (d'Orbigny, 1839)

*Globorotalia menardii* (d'Orbigny, 1826)  
*Globorotalia scitula* (Brady, 1882)  
*Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839)  
 variedad dextrorsa  
*Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839)  
 variedad sinestrosa  
*Hastigerina siphonifera* (d'Orbigny, 1839)  
*Neogloboquadrina dutertrei* d'Orbigny, 1839  
*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861)  
 variedad dextrorsa  
*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861)  
 variedad sinestrosa  
*Orbulina bilobata* (d'Orbigny, 1846)  
*Orbulina suturalis* Brönnimann 1951  
*Orbulina universa* d'Orbigny, 1839  
*Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938)

### Anexo 3.3 Ostrácodos

*Acanthocythereis dunelmensis* (Norman, 1865)  
*Argilloecia acuminata* G.W. Müller, 1894  
*Argilloecia conoidea* Sars, 1923  
*Aurila convexa* (Baird, 1850)  
*Aurila woutersi* Horne, 1986  
*Bairdia mediterranea* G.W. Müller, 1894  
*Bosquetina dentata* (G.W. Müller, 1894)  
*Bosquetina* sp.  
*Buntonia corpulenta* (Brady y Norman, 1889)  
*Buntonia textilis* Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975  
*Bythocythere bradyi* Sars, 1926  
*Bythocythere constricta* Sars, 1866  
*Carinocythereis carinata* (Roemer, 1838)  
*Caudites calceolatus* (Costa, 1853)  
*Celtia quadridentata* (Baird, 1850)  
*Cluthia keiji* Neale, 1975  
*Costa edwardsii* (Roemer, 1838)  
*Cyprideis torosa* (Jones, 1850)  
*Cytherella alvearium* Bonaduce, Ciampo y Masoli,  
 1975  
*Cytherella lata* Brady, 1880  
*Cytheridea punctillata* Brady, 1865  
*Cytherois fischeri* (Sars, 1866)  
*Cytheromorpha robertsoni* (Brady, 1868)

*Cytheropteron* Sars, 1866  
*Cytheropteron alatum* Sars, 1866  
*Cytheropteron nodosum* Brady, 1868  
*Cytheropteron punctatum* Brady, 1868  
*Cytheropteron rotundatum* G.W. Müller, 1894  
*Cytheropteron testudo* Sars, 1870  
*Cytheropteron* sp. 1  
*Echinocythereis echinata* (Sars, 1866)  
*Echinocythereis laticarina* (Brady, 1868)  
*Elofsonella concinna* (Jones, 1857)  
*Eucytheridea bairdii* (Sars, 1866)  
*Finmarchinella finmarchica* (Sars, 1866)  
*Hemicytherura videns* (G.W. Müller, 1894)  
*Henryhowella asperrima* (Reuss, 1850)  
*Heterocyprideis sorbyana* (Jones, 1857)  
*Heterocythereis albomaculata* (Baird, 1838)  
*Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808)  
*Krithe* Brady, Crosskey y Robertson, 1874  
*Leptocythere castanea* (Sars, 1866)  
*Leptocythere pellucida* (Baird, 1850)  
*Loxoconcha elliptica* Brady, 1868  
*Loxoconcha rhomboidea* (Fischer, 1855)  
*Palmoconcha guttata* (Norman, 1865)  
*Palmoconcha laevata* (Norman, 1865)  
*Paracypris polita* Sars, 1866  
*Paracytherois* G.W. Müller, 1894  
*Paradoxostoma normani* Brady, 1868  
*Pontocythere elongata* (Brady, 1868)  
*Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet, 1852)  
*Pterygocythereis jonesii* (Baird, 1850)  
*Sagmatocythere multiflora* (Norman, 1865)  
*Sclerochilus rudjakovi* Athersuch y Horne, 1987  
*Semicytherura* Wagner, 1957  
*Semicytherura acuticostata* (Sars, 1866)  
*Semicytherura sella* (Sars, 1866)  
*Trachyleberis* sp.  
*Urocythereis oblonga* (Brady, 1868)  
*Xestoleberis* Sars, 1866

## Índice de especies incluidas en el Capítulo 6. Sistemática

### Foraminíferos

<i>Adelosina bicornis</i> (Walker y Jacob, 1798) .....	308
<i>Adelosina laevigata</i> d'Orbigny, 1826 .....	308
<i>Ammonia beccarii</i> (Linné, 1758) .....	303
<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926) .....	304
<i>Amphicoryna scalaris</i> (Batsch, 1791) .....	286
<i>Anomalinoides minimus</i> Vismara-Schilling y Parisi, 1981 .....	289
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858) .....	287
<i>Bigenerina nodosaria</i> d'Orbigny, 1826 .....	311
<i>Bolivina alata</i> (Seguenza, 1862) .....	263
<i>Bolivina pseudoplicata</i> Heron-Allen y Earland, 1930 .....	264
<i>Bolivina pygmaea</i> Brady, 1881 .....	265
<i>Brizalina spathulata</i> (Williamson, 1858) .....	265
<i>Brizalina subaenariensis</i> (Cushman, 1922) .....	266
<i>Brizalina variabilis</i> (Williamson, 1858) .....	267
<i>Bulimina alazanensis</i> Cushman, 1927 .....	267
<i>Bulimina gibba</i> Fornasini, 1902 .....	268
<i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny, 1826 .....	268
<i>Cancris auricula</i> (Fichtel y Moll, 1798) .....	290
<i>Cassidulina carinata</i> Cushman, 1922 .....	272
<i>Cassidulina laevigata</i> d'Orbigny, 1826 .....	272
<i>Chilostomella ovoidea</i> Reuss, 1850 .....	288
<i>Cibicides refulgens</i> de Montfort, 1808 .....	297
<i>Cibicoides mundulus</i> (Brady, Parker y Jones, 1888) .....	293
<i>Cibicoides pseudoungerianus</i> (Cushman, 1922) .....	293
<i>Cibicoides pachyderma</i> (Rzehak, 1886) .....	294
<i>Cibicoides</i> sp. ....	294
<i>Criboelphidium williamsoni</i> (Haynes, 1973) .....	302
<i>Discammina compressa</i> (Goës, 1882) .....	310
<i>Eggerelloides scabrus</i> (Williamson, 1858) .....	311
<i>Elphidium crispum</i> (Linné, 1758) .....	302
<i>Elphidium gerthi</i> van Voorthuysen, 1957 .....	303
<i>Eponides repandus</i> (Fichtel y Moll, 1798) .....	291
<i>Favulina hexagona</i> (Williamson, 1848) .....	285
<i>Fissurina lucida</i> (Williamson, 1848) .....	283
<i>Fissurina marginata</i> (Montagu, 1803) .....	284
<i>Fissurina orbignyana</i> Seguenza, 1862 .....	284
<i>Fontbotia wuellerstorfi</i> (Schwager, 1866) .....	298
<i>Gaudryina rudis</i> Wright, 1900 .....	310
<i>Gavelinopsis translucens</i> (Phleger y Parker, 1951) .....	291

<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny, 1826 .....	274
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962) .....	275
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1893) .....	278
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny, 1839) .....	275
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady, 1881) .....	273
<i>Globorotalia inflata</i> (d'Orbigny, 1839) .....	279
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882) .....	280
<i>Globorotalia truncatulinoidea</i> (d'Orbigny, 1839) .....	280
<i>Hansenisca soldanii</i> (d'Orbigny, 1826) .....	288
<i>Hastigerina siphonifera</i> (d'Orbigny, 1839) .....	278
<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840) .....	294
<i>Heterolepa dutemplei</i> (d'Orbigny, 1846) .....	289
<i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orbigny, 1826) .....	286
<i>Hyalinea balthica</i> (Schröter, 1783) .....	300
<i>Lagena striata</i> (d'Orbigny, 1839) .....	285
<i>Lobatula lobatula</i> (Walker y Jacob, 1798) .....	299
<i>Melonis barleeianum</i> (Williamson, 1858) .....	296
<i>Miliolinella subrotunda</i> (Montagu, 1803) .....	306
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861) .....	281
<i>Nonion depressulus</i> (Walker y Jacob, 1798) .....	295
<i>Nonionoides boueanum</i> (d'Orbigny, 1846) .....	296
<i>Orbulina bilobata</i> (d'Orbigny, 1846) .....	276
<i>Orbulina suturalis</i> Brönnimann, 1951 .....	276
<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny, 1839 .....	277
<i>Planorbulina acervalis</i> Brady, 1884 .....	300
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny, 1826 .....	300
<i>Planulina ariminensis</i> d'Orbigny, 1826 .....	301
<i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob, 1798) .....	304
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> d'Orbigny, 1839 .....	305
<i>Quinqueloculina oblonga</i> (Montagu, 1803) .....	305
<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné, 1758) .....	306
<i>Rectuvigerina multicostata</i> (Cushman y Jarvis, 1929) .....	269
<i>Reophax curtus</i> Cushman, 1920 .....	309
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826 .....	292
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri, 1904) .....	307
<i>Spiroloculina depressa</i> d'Orbigny, 1826 .....	309
<i>Spiroloculina excavata</i> d'Orbigny, 1846 .....	309
<i>Textularia agglutinans</i> d'Orbigny, 1839 .....	312
<i>Textularia conica</i> d'Orbigny, 1839 .....	312
<i>Textularia pseudorugosa</i> Lacroix, 1932 .....	313
<i>Textularia sagittula</i> Defrance, 1824 .....	313
<i>Trifarina angulosa</i> (Williamson, 1858) .....	270
<i>Trifarina bradyi</i> Cushman, 1923 .....	270

<i>Trifarina carinata</i> (Cushman, 1927) .....	271
<i>Triloculina oblonga</i> (Montagu, 1803) .....	307
<i>Turborotalia quinqueloba</i> (Natland, 1938) .....	282
<i>Uvigerina peregrina</i> Cushman, 1923 .....	271
<i>Valvulineria bradyi</i> Brotzen, 1936 .....	290

### Ostrácodos

<i>Acanthocythereis dunelmensis</i> (Norman, 1865) .....	342
<i>Argilloecia acuminata</i> G.W. Müller, 1894 .....	318
<i>Argilloecia conoidea</i> Sars, 1923 .....	319
<i>Aurila convexa</i> (Baird, 1850) .....	331
<i>Aurila woutersi</i> Horne, 1986 .....	332
<i>Australoecia</i> sp. ....	319
<i>Bairdia longevaginata</i> G.W. Müller, 1894 .....	317
<i>Bairdia mediterranea</i> G.W. Müller, 1894 .....	317
<i>Bosquetina dentata</i> (G.W. Müller, 1894) .....	342
? <i>Bosquetina</i> sp. ....	343
<i>Buntonia textilis</i> Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975 .....	343
<i>Bythocythere bradleyi</i> Athersuch, Horne y Whittaker, 1983 ....	319
<i>Bythocythere bradyi</i> Sars, 1926 .....	320
<i>Bythocythere constricta</i> Sars, 1866 .....	320
<i>Bythocythere</i> aff. <i>intermedia</i> Elofson, 1938 .....	320
<i>Callistocythere littoralis</i> (G.W. Müller, 1894) .....	335
<i>Carinocythereis antiquata</i> (Baird, 1850) .....	343
<i>Carinocythereis carinata</i> (Roemer, 1838) .....	344
<i>Carinocythereis whitei</i> (Baird, 1850) .....	344
<i>Caudites calceolatus</i> (Costa, 1853) .....	332
<i>Celtia quadridentata</i> (Baird, 1850) .....	345
<i>Cluthia keiji</i> Neale, 1975 .....	335
<i>Costa edwardsii</i> (Roemer, 1838) .....	345
<i>Cuneocythere semipunctata</i> (Brady, 1868) .....	322
<i>Cythere lutea</i> O.F. Müller, 1785 .....	322
<i>Cytherella alvearium</i> Bonaduce, Ciampo y Masoli, 1975 .....	316
<i>Cytherella lata</i> Brady, 1880 .....	317
<i>Cytherois fischeri</i> (Sars, 1866) .....	340
<i>Cytheropteron alatum</i> Sars, 1866 .....	323
<i>Cytheropteron</i> cf. <i>alatum</i> Sars, 1866 .....	323
<i>Cytheropteron nodosum</i> Brady, 1868 .....	324
<i>Cytheropteron punctatum</i> Brady, 1868 .....	324
<i>Cytheropteron rotundatum</i> G.W. Müller, 1894 .....	325
<i>Cytheropteron testudo</i> Sars, 1870 .....	325

<i>Cytheropteron</i> sp. 1 .....	326
<i>Cytheropteron</i> sp. 2 .....	326
(Se corresponde con <i>Cytheropteron</i> sp. 3 del listado completo)	
<i>Echinocythereis laticarina</i> (Brady, 1868) .....	346
<i>Echinocythereis</i> sp. ....	346
<i>Eucythere</i> <i>ánglica</i> Brady, 1868 .....	330
<i>Eucythere curta</i> Ruggieri, 1975 .....	331
<i>Eucytherura complexa</i> (Brady, 1866) .....	326
<i>Eucytherura</i> sp. 1 .....	326
<i>Hemicytherura videns</i> (G.W. Müller, 1894) .....	326
<i>Hemicytherura</i> sp. 1 .....	327
<i>Henryhowella sarsi</i> (G.W. Müller, 1894) .....	346
<i>Heterocythereis albomaculata</i> (Baird, 1838) .....	332
<i>Hiltermannicythere emacyata</i> (Brady, 1867) .....	347
<i>Krithe dolichodeira</i> Bold, 1946 .....	334
<i>Krithe morkhoveni</i> Bold, 1960 .....	334
<i>Krithe</i> sp. 1 (Se corresponde con <i>Krithe</i> sp. 6 del listado completo) .....	335
<i>Leptocythere pellucida</i> (Baird, 1850) .....	336
<i>Loxoconcha rhomboidea</i> (Fischer, 1855) .....	336
<i>Loxoconcha elliptica</i> Brady, 1868 .....	337
<i>Neocytherideis fasciata</i> (Brady y Robertson, 1874) .....	339
<i>Neocytherideis subulata</i> (Brady, 1868) .....	339
<i>Palmoconcha guttata</i> (Norman, 1865) .....	337
<i>Palmoconcha laevata</i> (Norman, 1865) .....	338
<i>Palmoconcha turbida</i> (G.W. Müller, 1894) .....	338
<i>Paracypris polita</i> Sars, 1866 .....	318
<i>Paracytherois</i> sp. ....	340
<i>Paradoxostoma normani</i> Brady, 1868 .....	340
<i>Paradoxostoma variabile</i> (Baird, 1835) .....	341
<i>Paradoxostoma</i> sp. 1 .....	341
<i>Pontocythere</i> sp. ....	322
<i>Pseudocythere caudata</i> Sars, 1866 .....	321
<i>Pterygocythereis ceratoptera</i> (Bosquet, 1852) .....	347
<i>Pterygocythereis jonesii</i> (Baird, 1850) .....	347
? <i>Puriana</i> sp. 1 (Se corresponde con ? <i>Puriana</i> sp. 2 del listado completo) .....	333
? <i>Puriana</i> sp. 2 (Se corresponde con ? <i>Puriana</i> sp. 4 del listado completo) .....	333
? <i>Puriana</i> sp. 3 (Se corresponde con ? <i>Puriana</i> sp. 5 del listado completo) .....	333
<i>Sagmatocythere multiflora</i> (Norman, 1865) .....	338
<i>Sagmatocythere variolata</i> (Brady, 1878) .....	339
<i>Sclerochilus rudjakovi</i> Athersuch y Horne, 1987 .....	321
<i>Semicytherura acuticostata</i> (Sars, 1866) .....	327
<i>Semicytherura</i> aff. <i>acuticostata</i> (Sars, 1866) .....	328
<i>Semicytherura arcachonensis</i> Yassini, 1969 .....	328
<i>Semicytherura nigrescens</i> (Baird, 1838) .....	328

<i>Semicytherura sella</i> (Sars, 1866) .....	329
<i>Semicytherura undata</i> (Sars, 1866) .....	329
<i>Semicytherura</i> sp. 1 .....	330
<i>Semicytherura</i> sp. 2 .....	330
<i>Semicytherura</i> sp. 3 .....	330
(Se corresponde con <i>Semicytherura</i> sp. 9 del listado completo)	
<i>Semicytherura</i> sp. 4 .....	330
(Se corresponde con <i>Semicytherura</i> sp. 10 del listado completo)	
<i>Semicytherura</i> sp. 5 .....	330
(Se corresponde con <i>Semicytherura</i> sp. 11 del listado completo)	
<i>Trachyleberis</i> sp. ....	348
<i>Urocythereis oblonga</i> (Brady, 1868) .....	333
<i>Xestoleberis aurantia</i> (Baird, 1838) .....	348
<i>Xestoleberis communis</i> G.W. Müller, 1894 .....	349
<i>Xestoleberis decipiens</i> G.W. Müller, 1894 .....	349

