



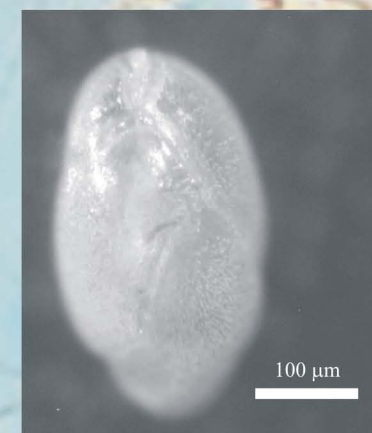
MARÍA ISABEL REGUERA GARCÍA

RESPUESTA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL A LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS BRUSCOS
OCURRIDOS DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL: ESTUDIO DE FORAMINÍFEROS

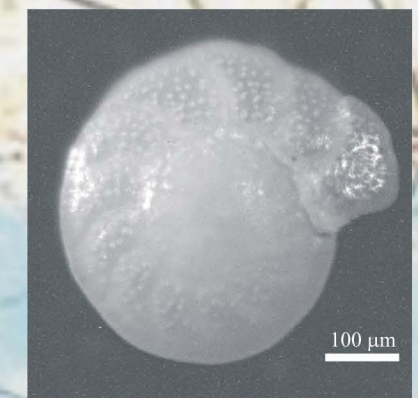


UNIVERSIDAD DE SALAMANCA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA - ÁREA DE PALEONTOLOGÍA

RESPUESTA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL A LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS BRUSCOS OCURRIDOS DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL: ESTUDIO DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS



Globobulimina spp.



Cibicidoides spp.



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

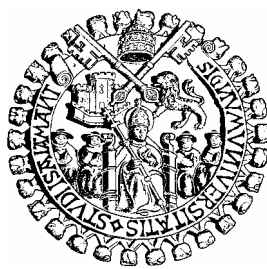
MARÍA ISABEL REGUERA GARCÍA
JUNIO 2004



**RESPUESTA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL A LOS
CAMBIOS CLIMÁTICOS BRUSCOS OCURRIDOS
DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL: ESTUDIO DE
LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS**

María Isabel Reguera García

**Tesis Doctoral
Salamanca, 2004**



Universidad de Salamanca
Facultad de Ciencias
Dpto. de Geología – Área de Paleontología

**RESPUESTA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL A LOS CAMBIOS
CLIMÁTICOS BRUSCOS OCURRIDOS DURANTE EL ÚLTIMO CICLO
GLACIAL: ESTUDIO DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS**

Memoria presentada por **MARÍA ISABEL REGUERA GARCÍA** para optar al
GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS por la
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Trabajo realizado bajo la dirección de los Profesores
Dr. D. Francisco Javier Sierro Sánchez
Dr. D. José Abel Flores Villarejo
Salamanca, Junio de 2004

Dr. D. **Francisco Javier Sierro Sánchez** y Dr. D. **José Abel Flores Villarejo**,
profesores titulares de Paleontología en el Departamento de Geología de la Universidad
de Salamanca

CERTIFICAN que

MARÍA ISABEL REGUERA GARCÍA ha realizado en el Departamento de Geología
de la Universidad de Salamanca y bajo nuestra supervisión el trabajo:

**RESPUESTA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL A LOS CAMBIOS
CLIMÁTICOS BRUSCOS OCURRIDOS DURANTE EL ÚLTIMO CICLO
GLACIAL: ESTUDIO DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS**

Salamanca, Junio de 2004

María Isabel Reguera García (Doctorando)

Francisco Javier Sierro Sánchez

José Abel Flores Villarejo (Directores)

Don't worry, you will find the answer if you let it go

Give yourself some time to falter, but don't forgo

Just knowing that you're loved no matter what

And everything will come around in time

SARAH MCLACHLAN (Perfect Girl)

AGRADECIMIENTOS

Llegado este momento, tan deseado pero por eso tan temido, parece mentira que no sepa qué escribir, aun habiéndolo hecho mentalmente en tantas ocasiones. Cierro una etapa de mi vida y abro otra con renovadas ilusiones, sabiendo que detrás de este volumen hay un trabajo, no sólo profesional y académico, sino también personal y que, a ambos, han contribuido en mayor o menor medida las personas y entidades que a continuación se reseñan. Podría escribir otro libro sólo con la gente que me ha ayudado en estos años, pero el espacio es reducido así que perdón a los que no están, eso no quiere decir que no tengan un recuerdo especial por mi parte.

En primer lugar agradecer a los doctores Francisco Javier Sierro Sánchez y José Abel Flores Villarejo, Paco y Abel, directores de esta memoria y los “culpables” de que me metiese en el mundo de la ciencia. Gracias por vuestro apoyo y por aportarme tal cantidad de conocimientos y por permitirme pertenecer a un grupo científico tan importante y ejemplar.

Agradecer también al resto de miembros del área de Paleontología, Jorge Civis, Maruja Valle, José Ángel González, Rosario Rivas y muy especialmente a M^a Ángeles Bárcena, Lines. A todos ellos gracias por dejarme compartir 4 años dentro del área y a Lines gracias por regañarme cuando me lo merecía, nunca viene mal que le pongan las cosas claras a uno. También dar las gracias a Jesús Roncero, Chuchi, por haber preparado las muestras estudiadas en esta memoria y compartir esos gratos momentos en el laboratorio.

Un párrafo especial merece toda la gente que vivimos en los despachos de “al fondo a la derecha”. A Jose y a Marta, gracias por compartir despacho conmigo y por aguantar mi rock gótico a todo trapo, gracias también por las discusiones y las risas. A Elena por ser una compañera excepcional de carrera, de doctorado y casi de vida (son casi 10 años juntas!!!). A los que no están como Carmen, gracias por las charlas personales y no tan personales que hemos tenido juntas. A los que van, vienen y se quedan, como Gatsby, un placer tenerte de nuevo con nosotros y esta vez por más tiempo. A los nuevos, por así decirlo, Beatriz, Rubén, Juan, Verónica y Mariem, estáis empezando, no os desaniméis, gracias por aportar aire nuevo a estos “viejos”. También se merecen un recuerdo los chicos del otro lado del pasillo, Alberto y Carlos, el primero por ser un gran compañero y amigo y el segundo por ser un compañero excepcional de área.

A la gente que durante mis estancias he tenido la oportunidad de conocer y con la que he compartido momentos muy especiales de mi vida. Gracias a Guillermo Francés y al Departamento de Geociencias Marinas de la Universidad de Vigo, por permitirme estar con ellos durante tres meses, los primeros de contacto con los foraminíferos bentónicos. Gracias a los becarios o no de este mismo departamento, en especial a Raquel y Patricia que tuvieron a bien volver a aguantarme ya en Salamanca. A Ruth, Kaís, Raquel y demás personal gracias por las comidas en el CUVI y las risas de marcha por Salamanca. Special thanks to Bert van der Zwaan as my chief in Utrecht University, thanks for giving me the opportunity to go there and to learn so much about benthic forams. Thanks also to Tanja (I'll be back to finish our trip), Ivo (I love statistics!!!), Sandra, Natasja, Sander, Magali and Lennart for the meals and the moments spent together. Thanks to Tuvít, for the concerts and our walks all over Utrecht.

Gracias a todos y cada uno de mis amigos, los que están conmigo y los que no están. Primero las chicas, Paula y Fabiola, gracias por aguantar mis interminables mails y por intentar aclarar mis paranoías mentales. Gracias Clara, por las charlas en el messenger y por los toques al móvil. Pilar, por estar aunque no lo parezca, por ayudarme en mis altibajos y por soportarme al móvil durante horas. Gracias Toñi por ser mi amiga siempre. Ana, gracias por esas subidas y bajadas de escaleras y esos paseos por Ávila y Salamanca. Gracias Maite, por escucharme. Ahora los chicos, Javi Vijañde (por estar ahí y aguantarme, por ser como eres), Jose y Rubén (por esos cafés sin mus tan entretenidos, por no ser tan "físicos"), Pedro, Miguel Ángel Fuertes, David, Jesús, Javi Suízo, Jorge y Juan, soís un montón, eh? Gracias por permitirme ser una mas. Gracias a todos porque en mayor o menor medida habéis conseguido que yo me deje ser como siempre he querido ser.

A la gente que día a día comparte piso conmigo o lo ha compartido. A Navidad, por los "no sé cuántos" años juntas, con nuestros más y nuestros menos, pero siempre ahí. A Miyuki y Miwa, por darme a conocer la cultura japonesa. A Inés, la última incorporación, sigue así "torbellino". Y a Goosey, gracias por darme calor en las frías noches de invierno y por ronronearme cada mañana.

A los nuevos amigos: César, Villa, Álvaro, Gago, Lisi, Sole, Judith y demás gente de Shogun. Gracias por las risas y esas presentes y futuras partidas. Mención especial para Ainara y Benny, mis dos "hermanos pequeños". Gracias a Dani y a Mar, por compartir su casa y sus 15 gatos, por esas partidas de mus con Alex y por presentarme a gente tan agradable: Alvar, Iván, Paula, Tomás y otro largo etcétera. "I'm no rare, no freaky, I'm just original".

Antes de ponerme sentimental, un párrafo “tonto” dedicado a las cosas materiales, a los ordenadores que amablemente me han dejado en el área de Paleontología, “Diato” el de ahora, gracias por no fallarme nunca, aún con el trabajo al que os he sometido. Gracias también a mis CDs de música, a esas canciones con esas letras que a lo largo de todo este tiempo me han dado ánimos y tranquilidad cuando la necesitaba. Y ahora sí termino.

Un párrafo para esas dos personas que, durante el último año y medio han sido muy importantes en mi vida y espero que lo sigan siendo. Gracias a Raúl, por hacerme reaccionar y ver quién soy en verdad y lo qué puedo llegar a ser como mujer. Gracias por impulsarme, por hacerme despertar a mi realidad que me permitió abrirme a mí misma, a ese lado oscuro que me gusta tanto, y a los demás. Gracias porque he ganado más de lo que he perdido, aunque sólo haya sido en parte. Gracias por el tiempo que estuvimos juntos y los momentos compartidos y vividos, gracias por los cafés y charlas que han venido después que permiten que me refuerce y afiance en lo que soy día a día. Seguiremos riéndonos juntos y de buen rollo. Gracias a Adrián, por las charlas en el messenger, por las conversaciones y los mensajes al móvil, pero sobre todo por ser mi mejor amigo, gracias por permitirme conocerte, cada día más y mejor, por tener siempre una sonrisa preparada para mí, por tus ánimos virtuales y por hacer que mis días sean más alegres si cabe. Lo sé, te debo un viaje a Canarias, pero ya falta menos. A ambos gracias por ser la parte objetiva que a mí me falta en muchas ocasiones, gracias por lanzarme al espacio, a mí misma, a la vida en definitiva. Gracias por subirme el ego (comienzo a “créermelo”) y por ayudarme a crecer como persona en todos los sentidos. Gracias por convertirme en el “bello monstruo” que soy ahora y que siempre quise ser.

El último párrafo es para mis padres y mi hermano. A los primeros gracias por las esperas y las incertidumbres que ha supuesto la realización de este trabajo, gracias por apoyarme en todo momento durante estos años fuera de casa y por comprender a vuestra manera el trabajo que hago. Gracias por permitirme crecer en libertad. Gracias a mi hermano Miguel Ángel, por estar ahí, por tu carácter y tu personalidad y por no dejar que mi factura de teléfono crezca excesivamente.

Este trabajo no hubiese sido posible sin la concesión de una beca para la Formación de Personal Universitario del Ministerio de Educación y Cultura (AP99-06583495), el apoyo económico llevado a cabo por el proyecto PB98-0268-c02-01 y el apoyo científico y el material donado por el programa IMAGES, su buque de investigación, RSV Marion Dufresne y el IPEV (Institut Polaire Français “Paul Emile Victor”).

PRESENTACIÓN Y JUSTIFICACIÓN DE LA TESIS

Ante la creciente preocupación de la sociedad por el cambio climático y las variaciones a diferente escala que se registran en el clima actual y que afectan a la sociedad, se hace necesario conocer de forma más amplia aquellos cambios sucedidos en el pasado para, de alguna manera, comprender mejor la dinámica natural del sistema complejo que componen atmósfera y océano, evitando así el factor antrópico. La presente Tesis puede ser encuadrada dentro del campo de Micropaleontología, la cual se ha empleado como método de evaluación de la Paleoceanografía y Paleoclimatología del Mediterráneo occidental.

El mar Mediterráneo es un mar semi-cerrado cuya principal característica es que amplifica la señal climática, haciendo más fácil identificar los acontecimientos climáticos pasados e identificar las variables que los provocaron e indujeron en registros, como el sedimentario. Por otra parte, la zona occidental del mismo es importante porque en ella se realiza el intercambio de agua con el océano abierto, en este caso el Atlántico Norte y en las diversas cuencas que lo componen se producen cambios oceanográficos y mezclas de diferentes masas de agua, con origen tanto en el Mediterráneo como en el Atlántico. Así, el mar de Alborán (cuenca más occidental del Mediterráneo) corresponde a la zona de intercambio entre las aguas mediterráneas (MIW) y las atlánticas (NAW), mientras que en el mar Catalano-balear (cuenca noroccidental) se produce la formación de aguas profundas (WMDW) que suponen el motor de la circulación termohalina del Mediterráneo occidental.

Los organismos elegidos para este trabajo son los foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos. Los primeros viven entre los 100-200 metros superiores de columna de agua, mientras que los segundos lo hacen sobre el sustrato oceánico o en los primeros centímetros del mismo, para este estudio se han empleado los foraminíferos bentónicos abisales, que viven a una profundidad mayor a 1500 metros. No obstante, no sólo las asociaciones de foraminíferos proporcionan información, sino que, estudiando la composición isotópica (oxígeno y carbono en este caso), se pueden observar variaciones en la densidad de las masas de agua, la productividad del medio oceánico y la oxigenación/ventilación en el fondo de la cuenca. Por otra parte, y mediante cálculos estadísticos y herramientas analíticas se pueden deducir las temperaturas del agua superficial en el pasado.

Para inferir las condiciones en el pasado se ha empleado el principio del Actualismo que supone que las características y condicionantes ecológicos de las diferentes especies de los organismos apenas han variado en el tiempo, lo cual sirve para, observando los cambios en las

asociaciones microfaunísticas a lo largo del registro geológico estudiado, deducir los cambios de las características de las masas de agua, en este caso del Mar Mediterráneo y también inducir las causas que provocaron los mismos.

El estudio de las asociaciones microfaunísticas así como los diferentes métodos analíticos se han empleado en los dos testigos objeto de estudio de esta memoria: el testigo MD95-2043, recuperado en el mar de Alborán y el MD99-2343, recogido en el mar Catalano-balear. Ambos abarcan el periodo interglacial actual, la terminación de la última glaciación y la parte final de la misma, llegando a recogerse un registro continuo de los últimos 52.000-53.000 años. Ello permite estudiar cambios y variaciones a escala milenaria o suborbital, como puedan ser los eventos Heinrich y los ciclos Dansgaard-Oeschger.

El principal objetivo de esta Tesis Doctoral es, por tanto, estudiar los cambios climáticos y oceanográficos acaecidos en el Mediterráneo occidental durante los últimos 53.000 años a escala milenaria, para lo cual se han empleado foraminíferos planctónicos y bentónicos. Con ello se pretende identificar la ciclicidad que se registra en el Atlántico Norte para este periodo de tiempo (eventos Heinrich y ciclos Dansgaard-Oeschger) e inferir los cambios en la circulación y ventilación del fondo que la misma supuso en el Mediterráneo occidental, así como estudiar las repercusiones en la productividad, tanto superficial como profunda y ver la posible interrelación entre la superficie y el fondo de la cuenca.

El capítulo I de esta memoria es una introducción a la oceanografía global actual y a la del Mediterráneo occidental, además de a las características de las zonas donde fueron recogidos los testigos. Se incluye también un breve resumen de los cambios acontecidos en el Atlántico Norte y a nivel global durante el último periodo glacial, así como una descripción de las características ecológicas de los foraminíferos planctónicos y bentónicos.

El capítulo II incluye la metodología empleada para la preparación de las muestras, su tratamiento posterior, y una breve explicación de los análisis estadísticos utilizados para su posterior procesado. Además presenta los modelos de edad definidos en los testigos.

Los siguientes tres capítulos presentan los resultados y la discusión de los mismos en las zonas de estudio. Todos ellos se presentan en forma de artículo científico debido a que se encuentran o remitidos a revistas científicas relacionadas con el campo de la Micropaleontología o la Paleoceanografía, o están en proceso de elaboración. El capítulo III estudia las variaciones en las asociaciones de foraminíferos bentónicos en el mar de Alborán y la variabilidad de la circulación en el mismo para el periodo de tiempo estudiado.

Los dos siguientes, capítulo IV y capítulo V, recogen los cambios acaecidos en el mar Catalano-balear, a nivel superficial mediante el estudio de los foraminíferos planctónicos en el caso del primero, mientras que en el segundo se refieren las condiciones del fondo de este mar mediante el estudio de la asociación de foraminíferos bentónicos.

En el capítulo VI se realiza una comparación entre las dos cuencas estudiadas, haciendo una discusión entre las semejanzas y diferencias más significativas halladas en las mismas, para terminar con un resumen de las condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas registradas en el Mediterráneo occidental durante el periodo de tiempo estudiado. Finalmente, el capítulo VII recoge las conclusiones más importantes de este estudio.

Se adjuntan además varios anexos que contienen láminas fotográficas de las especies de foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos, empleadas en este estudio, la clasificación sistemática de todas las especies encontradas en el estudio de las muestras empleadas para la realización de esta memoria, así como una lista con las especies citadas en el texto. Se adjuntan además las abreviaturas empleadas en el texto. Finalmente se incluye un CD-rom (soporte de lectura electrónico) con los datos del recuento sistemático, los resultados de los diferentes métodos estadísticos y una copia en formato PDF de la presente memoria.

ÍNDICE

Agradecimientos	i
Presentación de la Tesis	v
Índice	ix

CAPÍTULO I. ANTECEDENTES

1. CONTEXTO OCEANOGRÁFICO ACTUAL	5
1.1: Mar Mediterráneo	5
1.1.1: Fisiografía	5
1.1.2: Hidrodinámica	6
1.1.3: Productividad	8
1.1.4: Sapropes y capas ricas en materia orgánica (ORL)	8
1.1.5: Sapropel 1	10
1.2: Mar de Alborán	11
1.2.1: Fisiografía	11
1.2.2: Hidrografía	11
1.2.3: Productividad	13
1.3: Mar Catalano-Balear	13
1.3.1: Fisiografía	13
1.3.2: Hidrografía	14
1.3.3: Productividad	15
1.4: Dinámica oceánica actual	17
2. VARIACIONES OCEANOGRÁFICAS EN EL ÚLTIMO GLACIAL	19
2.1: Deglaciación y Holoceno	19
2.2: Eventos Heinrich	20
2.2.1: Causa de los eventos Heinrich	22
2.3: Ciclos Dansgaard-Oeschger	23
2.3.1: Relación entre eventos Heinrich y ciclos D-O	24
2.4: Variaciones de la dinámica oceánica en el último Glacial	26
3. GRUPOS MICROFAUNÍSTICOS EMPLEADOS	27
3.1: Foraminíferos planctónicos	27
3.1.1: Distribución vertical en la columna de agua	28
3.1.2: Distribución geográfica según latitud	29
3.1.3: Distribución estacional	30

3.1.4: Características ecológicas de las especies más significativas en este estudio	31
3.1.5: Distribución en el mar Mediterráneo Occidental de las especies más significativas	34
3.2: Foraminíferos bentónicos	35
3.2.1: Oxígeno	39
3.2.2: Flujo orgánico	40
3.2.3: Modelo TROX	42
3.2.4: Características ecológicas de las especies más significativas en este estudio	44
3.2.5: Foraminíferos bentónicos en el Mediterráneo: distribución actual	46
3.2.6: Foraminíferos bentónicos en el estudio de sapropeles y regiones con escasa ventilación de fondo	47
3.2.6.1: Escasa ventilación estacional: el mar Adriático	48

CAPÍTULO II: TÉCNICAS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

1. MATERIALES EMPLEADOS	53
2. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS EMPLEADOS	55
2.1: Foraminíferos bentónicos	55
2.2: Foraminíferos planctónicos	58
3. MÉTODOS DE CÁLCULO DE PALEOTEMPERATURAS	58
3.1: Técnica de los Análogos Modernos	59
4. TÉCNICAS ISOTÓPICAS	61
5. DESCRIPCIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS TESTIGOS	62
5.1: Testigo MD95-2043 (Mar de Alborán)	62
5.2: Testigo MD99-2343 (Mar Catalano-Balear)	63
6. MODELOS DE EDAD	64
6.1: Testigo MD95-2043 (Mar de Alborán)	64
6.2: Testigo MD99-2343 (Mar Catalano-Balear)	64
7. ANÁLISIS ESPECTRAL	65
7.1: Métodos de análisis espectral	66

CAPÍTULO III: VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MAR DE ALBORÁN

1. MODELO DE EDAD DEL TESTIGO MD95-2043	71
2. RESULTADOS	71
2.1: Análisis jerárquico	71
2.2: Análisis factorial tipo CABFAC	74
2.3: Análisis de componentes principales	76
3. DISCUSIÓN	77
3.1: Glacial	77
3.1.1: Glacial inferior (52-31 ka)	78
3.1.2: Glacial superior (31-16 ka)	82
3.2: Deglaciación y Holoceno inferior	83
3.3: Holoceno superior	85
4. CONCLUSIONES	85

CAPÍTULO IV: VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

1. RESULTADOS	91
1.1: Biostratigrafía	91
1.2: Análisis estadísticos	95
1.2.1: Análisis jerárquico	95
1.2.2: Análisis factorial tipo CABFAC	96
1.2.3: Cálculo de Paleotemperaturas	99
2. DISCUSIÓN	102
2.1: Biostratigrafía en el mar Mediterráneo Occidental	102
2.2: Comparación de Paleotemperaturas en el Mediterráneo Occidental	103
2.3: Paleoecología y paleoceanografía en el Mediterráneo Occidental	107
2.3.1: Periodo glacial	107
2.3.2: Deglaciación y periodo interglacial	112
3. CONCLUSIONES MÁS RELEVANTES DE ESTE CAPÍTULO	114

CAPÍTULO V: VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

1. RESULTADOS	121
1.1: Análisis jerárquico	121
1.2: Análisis factorial de tipo CABFAC	124
2. DISCUSIÓN	126
2.1: Glacial	126
2.1.1: Glacial inferior (52-31 ka)	128
2.1.2: Glacial superior (31-16 ka)	132
2.1.3: Eventos Heinrich	134
2.2: Interglacial y deglaciación	135
3. CONCLUSIONES MÁS RELEVANTES EN ESTE SECTOR	137

CAPÍTULO VI: VARIABILIDAD MILENIAL EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL: Comparación entre el Mar de Alborán y el Mar Catalano-Balear

1. FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS	143
2. FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS	145
2.1: Glacial	146
2.1.1: Glacial inferior (52-31 ka)	146
2.1.2: Glacial superior (31-16 ka)	148
2.2: Interglacial	149
3. ANÁLISIS ESPECTRALES	152
3.1: Testigo MD95-2043 (Mar de Alborán)	152
3.2: Testigo MD99-2343 (Mar Catalano-Balear)	153
3.3: Ciclicidad en el Mediterráneo Occidental	154

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES

CONCLUSIONES	161
--------------	-----

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA	167
--------------	-----

ANEXOS

ABREVIATURAS empleadas en el texto	195
ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS	197
CLASIFICACIÓN SISTEMÁTICA DE LAS ESPECIES encontradas en este estudio	201
LISTADO DE ESPECIES CITADAS en el texto	215
LÁMINAS FOTOGRÁFICAS con las especies más significativas de esta memoria	217
ANEXOS ELECTRÓNICOS	231

CAPÍTULO I

CAPÍTULO I

ANTECEDENTES



<http://visibleearth.nasa.gov>

1. CONTEXTO OCEANOGRÁFICO ACTUAL

1.1: MEDITERRÁNEO

1.1.1: FISIOGRAFÍA

El Mediterráneo es un mar semicerrado, su única conexión con el océano Atlántico, es el estrecho de Gibraltar, con unos 284 metros de profundidad (*Bryden & Kinder, 1991*). Otras conexiones de menor relevancia son, al este de la cuenca, los estrechos del Bósforo y Dardanelos, que lo comunican con el Mar de Mármara y el Mar Negro y el Canal de Suez que lo comunica al sureste con el Mar Rojo.

La cuenca se extiende entre los 30 y los 40° de latitud norte, con una longitud que oscila entre los 5° oeste y los 35° este. Esto supone 3800 kilómetros de extensión este-oeste y 800 kilómetros de extensión norte-sur aproximadamente, cubriendo una superficie de 2,5 millones de kilómetros cuadrados que recogen un volumen de 3,7 kilómetros cúbicos (*Rodríguez, 1982*).

Se puede dividir en dos cuencas, la Oriental y la Occidental, separadas por el estrecho de Sicilia. Cada una de ellas se divide a su vez en subcuencas (Figura 1.1, Tabla 1.1), así:

Cuenca Occidental	Cuenca Oriental
Mar Tirreno	Cuenca Levantina
Cuenca Argelino-Provenzal	Mar Egeo
Mar Balear	Mar Jónico
Mar de Alborán	Mar Adriático

Tabla 1.1: Subcuencas en el Mar Mediterráneo. Están colocadas de este a oeste y de norte a sur según su disposición en las cuencas mayores.

La importancia de este mar es debida a su posición latitudinal, ya que se encuentra en una zona intermedia entre la franja subtropical árida y seca de África del Norte y la templada y húmeda del sur de Europa dentro, por tanto de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Todo ello le confiere una sensibilidad especial a la hora de registrar los cambios climáticos acontecidos a lo largo de su historia geológica.

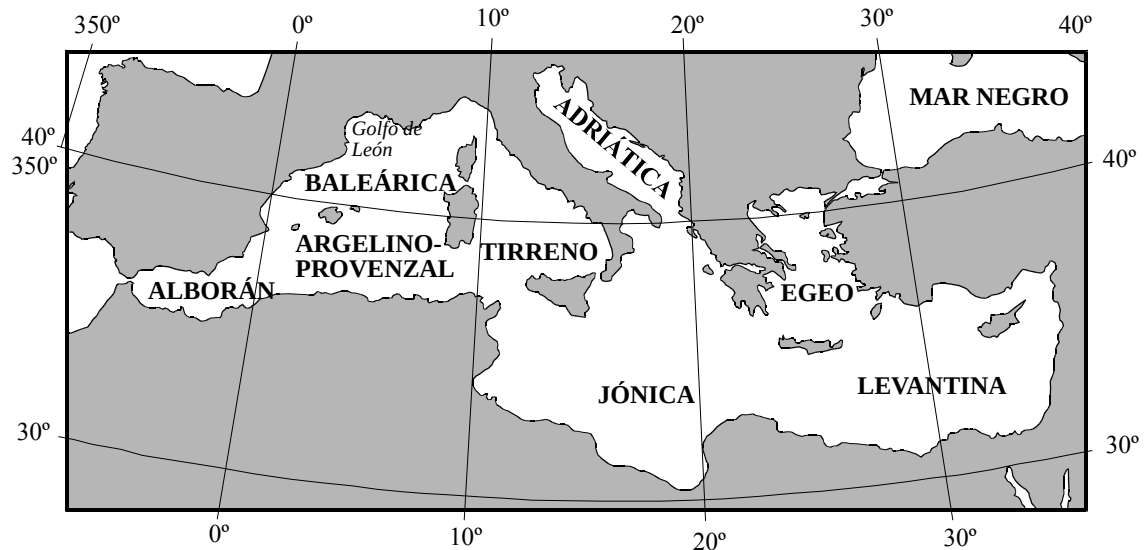


Figura 1.1: Subcuencas del mar Mediterráneo (modificado de Drakopoulos & Lascaratos, 1999).

1.1.2: HIDRODINÁMICA

El Mediterráneo es una cuenca de concentración, es decir, posee un balance hídrico negativo, con pérdidas por evaporación (E) mayores a los aportes debidos a precipitación (P) y escorrentía fluvial (R) $-E > P + R-$ (Béthoux, 1979). Esto provoca un régimen de circulación de tipo antiestuarino con entrada en superficie de aguas atlánticas, de carácter oligotrófico y salida en profundidad de aguas mediterráneas, con una proporción de nutrientes algo superior. Todo ello confiere al Mediterráneo un marcado carácter oligotrófico.

La circulación profunda está controlada por ese intercambio entre el Atlántico y el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar y por la tasa de formación de agua profunda en las áreas del norte de este mar (Lacombe & Tchernia, 1972), lo que a su vez está condicionado por la circulación atmosférica en dichas áreas (Font, 1990; Abrantes, 1988). Así la circulación en el Mediterráneo tiene un origen termohalino debido a las diferencias de temperatura y salinidad entre las aguas de superficie y las profundas inducidas por los efectos que sobre las primeras ejercen los vientos de invierno, fríos y secos. Las diferentes temperaturas entre el aire y el agua provocan una transferencia de calor del océano a la atmósfera, lo que incrementa la densidad de la capa superficial de agua, dando lugar a la formación de una masa de agua profunda (Beckers et al., 1997; Béthoux et al., 2002).

Por otra parte el gradiente de densidad entre las dos cuencas, Oriental y Occidental, influye en la circulación dentro del mar Mediterráneo. La mayor tasa de evaporación se produce en la cuenca Oriental, lo que provoca el hundimiento de masas de agua. Así en la cuenca Levantina tenemos la generación de una masa de agua intermedia denominada LIW (Levantine

Intermediate Water), muy salina ($\geq 38,5\%$) y que constituye el componente más importante de la MIW (Mediterranean Intermediate Water), que discurre por toda la cuenca a una profundidad de 200 a 600 metros (*Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995*). Su recorrido termina en el estrecho de Gibraltar, el cual atraviesa para dar origen al flujo de salida mediterráneo o MOW (Mediterranean Outflow Water) con unos valores de 13°C y $38,4\%$ de temperatura y salinidad respectivamente (*Zahn, 1997*). Este agua, tras recorrer el golfo de Cádiz y mezclarse con las corrientes atlánticas, pasa a extenderse a lo largo del Atlántico (*Price et al., 1993; Zahn et al., 1997; Schönfeld & Zahn, 2000*) llegando a formar parte de la NADW, fundamental en la circulación termohalina global (*Zahn, 1997*).

Este flujo de salida es compensado con la entrada de agua superficial atlántica, NAW (North Atlantic Water), poco salina ($36,5\%$, *Cacho, 1995; Millot, 1999*), si bien este valor va aumentando a medida que esta agua va sufriendo mezclas y modificaciones en su desplazamiento a través de la cuenca mediterránea (MAW, Modified Atlantic Water). Este desplazamiento es muy complejo ya que se compone de muchos giros ciclónicos (en la zona sur y este, es decir, la parte oriental) y anticiclónicos (en la parte occidental, como pueda ser el mar de Alborán).

La masa de agua intermedia más importante en el Mediterráneo es la LIW, generada en la cuenca Levantina, concretamente en el giro de Rodas (*Send et al., 1999; Pinardi & Masetti, 2000*), circulando entre los 300 y los 500-600 m de profundidad (*Lascaratos et al., 1993; Astraldi et al., 2002*). Es extremadamente salina (39% , *Drakopoulos & Lascaratos, 1999*) y fría, con una temperatura media de $14,5^{\circ}\text{C}$ (*Millot, 1999*).

En cuanto al agua profunda, está controlada por los vientos fríos y secos con dirección norte y noreste, que barren durante el invierno determinados puntos de la cuenca. Esto provoca un intercambio de calor entre la superficie del agua y la atmósfera que da lugar al enfriamiento y consecuente incremento en la densidad del agua superficial. Se distinguen tres zonas de formación (*Béthoux, 1993*): el Mar Egeo, el Mar Adriático y el Golfo de León y la zona noroeste del Mediterráneo. A todas estas zonas llega la LIW, que contribuye en mayor o menor medida a la generación de las aguas profundas, las cuales, en su formación no alcanzan salinidades superiores a la LIW, sino que es su menor temperatura lo que provoca su mayor hundimiento con respecto a esta misma. La corriente profunda generada en los mares Egeo y Adriático se denomina EMDW (Eastern Mediterranean Deep Water, $38,6-38,7\%$ -*Cramp & O'Sullivan, 1999*-) y la formada en el golfo de León es la WMDW (Western Mediterranean Deep Water, densidad de $29,1$; $12,7^{\circ}\text{C}$ y $38,4\%$ de temperatura y salinidad medias respectivamente -*Drakopoulos & Lascaratos, 1999*-). Están separadas por el estrecho de Sicilia

y ocupan el fondo de la cuenca mediterránea desde una profundidad aproximada de 600 metros (Figura 1.2).

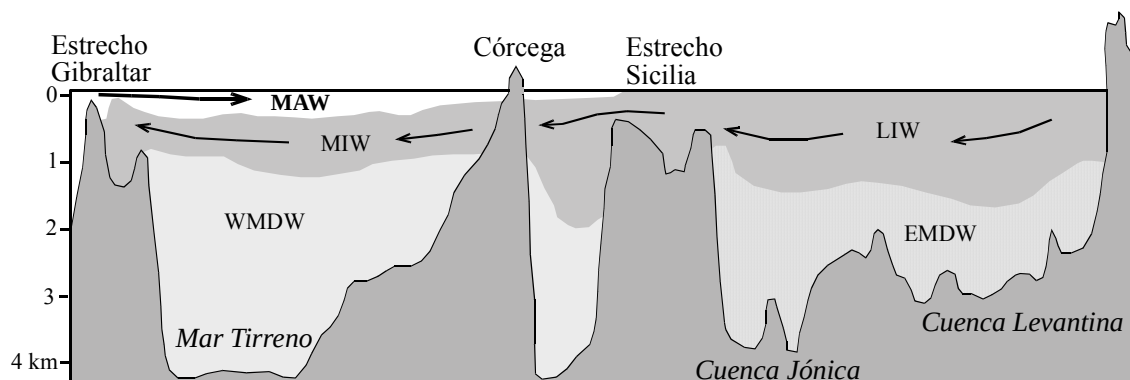


Figura 1.2: Corte transversal del Mediterráneo donde se pueden apreciar las corrientes más importantes de la dinámica del mismo (LIW: corriente intermedia de la cuenca Levantina, MIW: Agua intermedia Mediterránea, EMDW: Agua profunda del Mediterráneo Oriental; WMDW: Agua profunda del Mediterráneo Occidental; MAW: flujo atlántico modificado). Las flechas indican la dirección de las corrientes (modificado de Cramp & O'Sullivan, 1999).

1.1.3: PRODUCTIVIDAD

Los mayores aportes de nutrientes (fósforo, nitrógeno y sílice) en el Mediterráneo provienen del continente, de la atmósfera y del polvo del Sáhara (Béthoux *et al.*, 1999). Sin embargo, su concentración general no es elevada, y el mar Mediterráneo puede ser considerado como un ambiente oligotrófico a lo cual contribuye el intercambio con las aguas atlánticas entrantes, que también son pobres en nutrientes, y la pérdida debida al de salida por el estrecho de Gibraltar. No obstante, la cuenca occidental es más productiva que la oriental debido a los mayores aportes superficiales y a los movimientos verticales de las masas de agua debidos a la formación de agua profunda por acción de los vientos (Béthoux *et al.*, 1999) y a la interacción de las diferentes masas de agua que discurren por la cuenca, lo que provoca la generación de pequeños “*upwellings*” o surgencias, como por ejemplo el Frente de Alborán (Cheney, 1978).

1.1.4: SAPROPELES Y CAPAS RICAS EN MATERIA ORGÁNICA (ORL, *Organic Rich Layers*)

En el Mediterráneo se han depositado a lo largo del tiempo un tipo especial de sedimentos, con alto contenido en carbono orgánico: son los denominados sapropeles. La palabra sapropel proviene del griego *sapros* (podrido) y *pelos* (suelo) y se emplea para describir un tipo de sedimentos con alto contenido en materia orgánica. Se han usado diversas definiciones, la más reciente es la de Murat (1999) que los cataloga de “lechos depositados en mar abierto con un valor de TOC (Total Organic Carbon, Carbón Orgánico Total) igual o

superior a 0,8 de porcentaje en peso”: Esta definición está hecha en base a los sondeos realizados en el LEG 161 (*Comas et al., 1996*) que abarcó el estudio de estas capas en el Mediterráneo occidental, si bien en este caso se denominan Capas ricas en materia orgánica u ORL (Organic Rich Layer). Según Rohling (1994) estos sedimentos son capas de color marrón oscuro a negro, ricas en carbono orgánico, con fauna bentónica indicadora de condiciones de baja oxigenación en el fondo y que pueden tener pirita en cantidades superiores al promedio, además presentan altas concentraciones de azufre y/o bario.

Estas capas se observan en el registro sedimentario desde el Plioceno hasta el Holoceno inferior (*Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993*) y suelen depositarse durante los estadios cálidos, si bien también los hay durante los estadios fríos (como en el caso del S6 en el estadio 6 y el S8 en el sub-estadio 7d) y se relacionan con los máximos de insolación de verano en el Hemisferio Norte, o lo que es igual, con mínimos en la precesión (*Emeis et al., 2000b*). Las causas esgrimidas para el desarrollo de estas capas han sido muchas y variadas y se barajan diversos modelos, si bien ninguno de ellos parece descartable o único con respecto al resto. Lo que sí parece aceptado es el mecanismo para explicar su formación y que se corresponde con un cambio en el balance hídrico en la cuenca debido a un aumento de la entrada de agua dulce y/o la disminución de la evaporación (*Béthoux, 1993; Rohling, 1994*). Son las consecuencias de este cambio en el balance lo que crea debate y así se barajan dos posibles:

- 1) La entrada de agua dulce provoca una disminución en el proceso de formación de **agua profunda** en el Mediterráneo, provocando anoxia en el fondo y fomentando la preservación de la materia orgánica bajo estas condiciones anóxicas.

- 2) El aumento de la escorrentía o una intensificación en la mezcla vertical de aguas aumentaría el aporte de nutrientes a la zona eufórica, favoreciendo un incremento en la **productividad** primaria, lo que induciría un flujo de carbono orgánico al fondo superior al que puede ser degradado en la columna de agua o en el fondo.

Es decir, se estaría hablando del dilema entre circulación o ventilación en el fondo frente a productividad primaria. Ambas circunstancias producirían anoxia en el sedimento, lo que induciría una mayor preservación de la materia orgánica en el mismo. Se considera anoxia en el fondo oceánico cuando el nivel de oxígeno disuelto es menor de 0,1‰ o lo que es lo mismo, el volumen de oxígeno es menor de 0,1 ml/l (*Kaiho, 1994; Cramp & O’Sullivan, 1999; Kaiho, 1999*). A continuación se estudiarán las dos posibles consecuencias para el desarrollo de los sapropeles y las ORLs, si bien no son excluyentes entre sí.

- a) *Agua profunda*: Se observa que en los sapropeles mediterráneos los valores isotópicos de oxígeno 18 sufren ciertas caídas con respecto a la media lo que podría interpretarse como un

descenso en la salinidad del agua debido a un aporte extra de agua dulce en la cuenca (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1986). Este aporte provocaría estratificación por densidad en la columna de agua, que frenaría o incluso detendría la formación de agua profunda evitando la ventilación del fondo oceánico y favoreciendo la anoxia y por tanto la preservación de la materia orgánica.

En esta teoría el punto conflictivo viene a la hora de considerar el origen de esa agua dulce que produce la disminución en la salinidad. Se han barajado cambios en la pluviosidad por fluctuaciones en la intensidad del monzón africano (Rossignol-Strick, 1983; 1985) o por un aumento en la actividad de las borrascas asociadas al Frente Polar (Rohling, 1994) y entrada de agua de fusión durante la deglaciación y periodos más calidos debido al calentamiento climático. La teoría más aceptada actualmente es la primera, que considera variaciones en la escorrentía y pluviosidad ya que los sapropeles no sólo se desarrollan en periodos cálidos como ya se ha visto anteriormente, sino que lo hacen también en periodos fríos de la historia terrestre (Cramp & O'Sullivan, 1999).

b) *Productividad*: Un gran aumento en la productividad primaria provocaría que la tasa de acumulación de materia orgánica fuese superior a su tasa de degradación durante su viaje al fondo o su posterior consumo por fauna bentónica. Los autores que proponen esta teoría se basan en evidencias fisicoquímicas y faunísticas (Calvert *et al.*, 1992; Negri *et al.*, 1999), sin embargo, no excluyen la presencia de anoxia, aunque no la consideran posible por sí misma de generar este tipo de sedimentos.

Rohling, en su estudio de 1994, aúna las teorías existentes y propone un sistema de generación que además puede explicar la presencia de estas capas en el Mediterráneo oeste. Para él los sapropeles se forman en un régimen de circulación de tipo antiestuarino, debilitado por una reducción en el exceso de evaporación frente a la entrada de agua, ya sea intensificaciones en el Monzón de verano en el Índico (incremento de la escorrentía en el Nilo) y/o en el sistema de borrascas asociadas al Frente Polar (incremento en las precipitaciones en los bordes continentales en el norte del Mediterráneo). Estos dos fenómenos se ven incrementados en periodos de precesión mínima en el eje de la Tierra (Rossignol-Strick, 1985; Hilgen, 1991).

1.1.5: SAPROPEL 1

Es un sapropel especial porque se desarrolla durante el óptimo climático (Principato *et al.*, 2003), como expresión del cambio en la precipitación en las bajas latitudes. La humedad derivada del Atlántico Sur es transportada por el monzón africano y se descarga sobre el

Mediterráneo oriental vía río Nilo (*Emeis et al., 2000b*). Se aprecian cambios en la salinidad y la temperatura durante este periodo, tanto en el Mediterráneo este como en el oeste, así se registran incrementos en la temperatura y descensos en la salinidad de las cuencas mediterráneas (*Emeis et al., 2000a*). Este sapropel se corresponde parcialmente en el Mediterráneo occidental en la ORL 1 (Organic Rich Layer 1, capa rica en materia orgánica 1), la cual no siempre lleva asociada un cambio de color en el sedimento, pero sí tiene reflejo en las asociaciones de fauna bentónica (este trabajo, capítulo FB 2043) y planctónica (*Pérez-Folgado et al., 2003*) y en el porcentaje en materia orgánica y otros compuestos carbonatados (este estudio, capítulo FB 2043).

1.2: MAR DE ALBORÁN

1.2.1: FISIOGRAFÍA

Es la cuenca más occidental del Mediterráneo y conecta con el océano Atlántico por medio del estrecho de Gibraltar, el cual tiene 15 kilómetros de ancho y 284 metros de profundidad. Forma un arco y su topografía de fondo es muy irregular (Figura 1.3). El centro de este arco está surcado por una alineación volcánica la cual sirve de límite para las dos subcuencas en las que se divide el Mar de Alborán: oriental y occidental.

Esta cuenca está limitada al norte por la Península Ibérica, al este por la línea que puede definirse entre el cabo de Gata (Almería) y el cabo Figalo (Argelia), al sur por el continente africano y al oeste por el estrecho de Gibraltar (*Parrilla & Kinder, 1987*).

1.2.2: HIDROGRAFÍA

Es muy compleja debido a la mezcla vertical que se produce en la columna de agua como consecuencia del intercambio de aguas que hay entre el influjo atlántico y el reflujo mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar (*Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Nelson et al., 1993; Cacho et al., 2000*). Además hay una gran estacionalidad con una capa de mezcla relativamente estable en verano, mientras que en invierno las aguas superficiales se vuelven más inestables dando una mezcla importante a lo largo de la columna de agua (*Cacho et al., 1999; Send et al., 1999*) en este periodo.

El agua noratlántica (36,2 a 36,5‰ de salinidad y 15°C de temperatura) varía entre los 150 y los 200 metros de profundidad (*Parrilla & Kinder, 1987; Tintoré et al., 1988*) y describe dos giros anticiclónicos (Fig. 1.3) a lo largo de su evolución por el mar de Alborán (*La Violette, 1986*), que se corresponden con las dos subcuencas definidas en el mismo. Estos giros han sido

muy estudiados ya que son el rasgo oceanográfico más significativo del mar de Alborán. En estos estudios se ha visto que no son tan estables en forma y actividad como cabría esperar, sino que varían a lo largo del tiempo llegando a desaparecer en ocasiones (Parrilla, 1984; Heburn & LaViolette, 1990), y así desaparecen por lo menos una vez al año, si bien no lo hacen de manera sincrónica (Heburn & LaViolette, 1990).

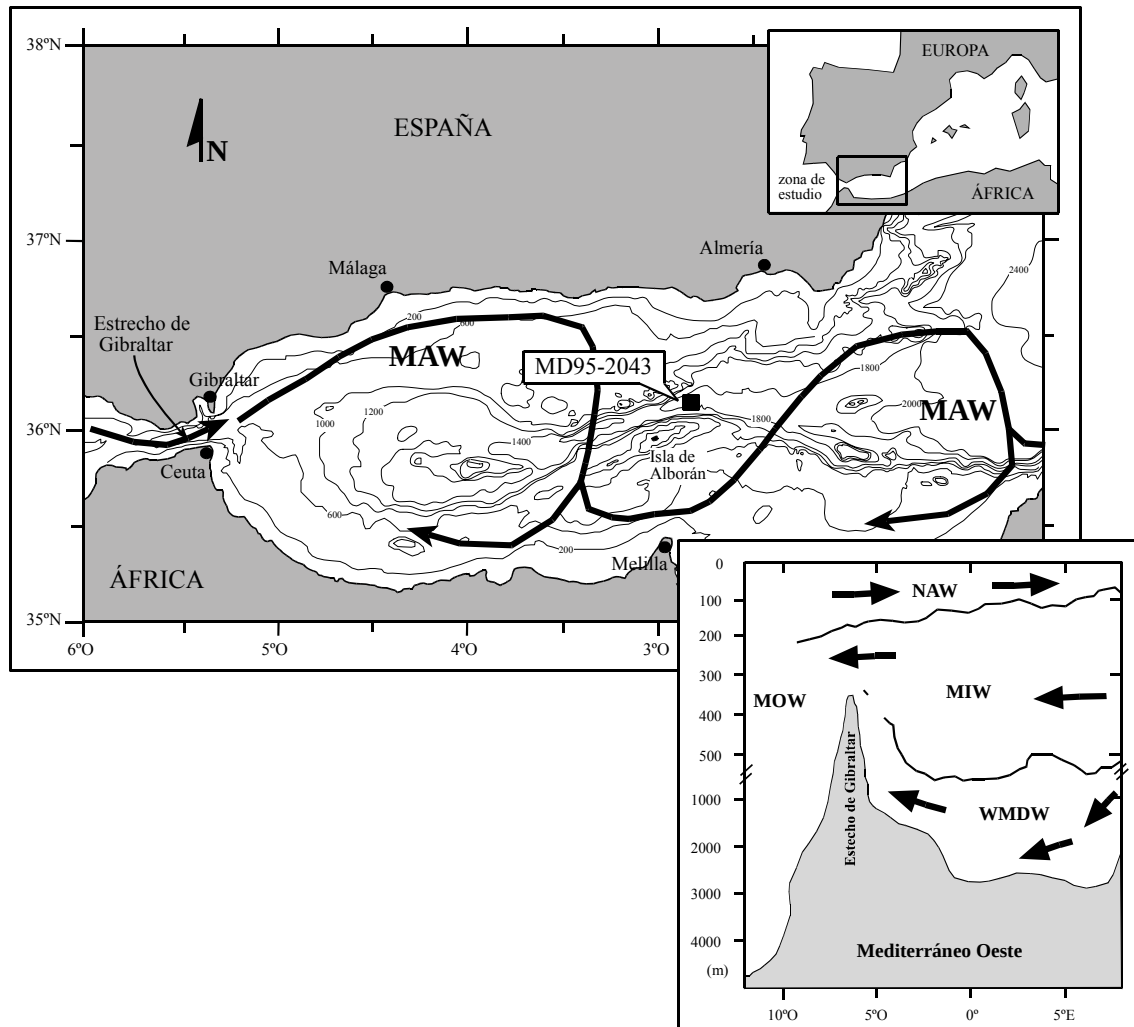


Figura 1.3: Mapa situación del testigo MD95-2043 junto con la topografía del fondo del mar de Alborán así como un corte de las corrientes que se pueden encontrar en las proximidades del estrecho de Gibraltar y la dinámica de corrientes superficial (NAW: Agua superficial Noratlántica; MAW: Flujo atlántico modificado; MIW: Agua intermedia mediterránea; WMDW: Agua profunda del Mediterráneo Occidental; MOW: flujo de salida del Mediterráneo) (modificado de Cacho, 2000).

Bajo esta agua superficial encontramos la MIW que discurre a una profundidad comprendida entre los 200 y los 600 metros (Masqué et al., 2003), que deriva de la LIW, caracterizándose por presentar un máximo de salinidad (38,45‰) y otro de temperatura (13,2°C) (Parrilla & Kinder, 1987). Es el mayor componente del flujo de salida mediterráneo que

discurre hacia el Atlántico entre 200 y 500 metros (*Pujol & Vergnaud-Grazzini et al., 1995*) (Fig. 1.3).

Finalmente la masa de agua que ocupa el fondo de la cuenca (desde los 500-800 metros -*Béthoux et al., 2002-*) es la WMDW (Fig. 1.3) formada en el Golfo de León (*Millot, 1990*) y que contribuye en menor medida a la MOW (*Kinder & Parrilla, 1987*).

1.2.3: PRODUCTIVIDAD

En contraste con el resto del Mediterráneo el mar de Alborán presenta en superficie dos zonas de alta productividad que tienen su origen en el choque de dos masas de aguas diferentes, la Atlántica y la Mediterránea. La más occidental se denomina Frente de Alborán (*Cheney, 1978*) y presenta una alta actividad biológica (*Bárcena & Abrantes, 1998*). Se corresponde con una surgencia de aguas frías y salinas y se da cerca del borde septentrional del giro anticiclónico occidental. Su origen parece estar relacionado con la inestabilidad creada por el contacto entre el agua atlántica, la MIW y la topografía del fondo (*Perkins et al., 1990*).

La otra zona de alta productividad superficial se define cerca del cabo de Gata cuando el agua mediterránea converge con el flujo atlántico formando el Frente Almería-Orán (*Tintoré et al., 1988*) y está controlado por el tamaño y posición del giro anticiclónico oriental.

En cuanto a lo que sucede en el fondo de la cuenca, la fauna bentónica está muy condicionada por las características fisicoquímicas de la WMDW. Es sabido que los foraminíferos bentónicos están muy condicionados por las condiciones tróficas y de oxigenación en la interfase sedimento-agua (*Van der Zwaan et al., 1999; den Dulk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000*). La materia orgánica en el mar de Alborán tiene un origen marino pero llega altamente degradada al fondo de la cuenca. La mayor productividad se da en el borde occidental de la cuenca, sin embargo la resuspensión produce una distribución homogénea de la materia orgánica en el fondo (*Masqué et al., 2003*). Los valores actuales de productividad en el Mediterráneo occidental fluctúan entre los 125 y los 250 g C/m²año (*De Rijk et al., 2000*).

1.3: MAR CATALANO-BALEAR

1.3.1: FISIOGRAFÍA

Esta cuenca está limitada al norte por el Golfo de León, al este por las islas de Córcega y Cerdeña, al sur por las islas Baleares y al oeste por el borde levantino de la Península Ibérica. El aporte fluvial que recibe esta cuenca, situada en la parte noroeste del Mediterráneo proviene

de dos ríos, el Ebro (España) que desemboca al oeste de la misma y el Ródano (Francia), que lo hace al norte.

La topografía del margen en esta región se caracteriza por tener gran número de cañones que influyen en la composición faunística debido a factores geomorfológicos e hidrológicos (Vénec-Peyré, 1990.)

1.3.2: HIDROGRAFÍA

El patrón de circulación de esta cuenca es muy complejo, ya que en la zona se producen simultáneamente muchos fenómenos intensos y muy variables. Estos procesos incluyen la circulación a lo largo de la plataforma continental, la formación de agua profunda, tanto en la plataforma como mar adentro, la variación estacional de la estratificación y los procesos, en muchos casos extremos, asociados a las condiciones meteorológicas (Millot, 1990).

En superficie se encuentra la MAW (Figura 1.4) que fluye desde Córcega (Drakopoulos & Lascaratos, 1999; Millot, 1999), que ocupa la mayor parte de la capa más superficial de la columna de agua en el Golfo de León (Beckers et al., 1997). A esta corriente se le han dado varios nombres según el lugar por donde discorra, pero aquí se opta por el que dio Millot en 1992, el cual la denominó Corriente del Norte o NC (*Northern Current*). La dinámica de esta corriente es muy compleja, presentando en verano una termoclina (la más cálida del Mediterráneo occidental (Millot, 1999)) con una potente capa de mezcla (Beckers et al., 1997). En invierno la corriente se estrecha y fluye cerca de la plataforma continental (Millot, 1999). Además la transferencia de calor y la mayor evaporación en la zona debido a la acción de los vientos del oeste hace que la densidad de la misma aumente y favorezca la formación de agua profunda (Beckers et al., 1997).

Por otra parte, la MAW no sólo viene del este, sino que proviene también del sur, ya que llega a través de los canales de las islas Baleares (La Violette et al., 1990; Maso & Tintoré, 1991; García-Ladona et al., 1994; López-García et al., 1994; Pinot et al., 1994). A esta corriente superficial se la denomina corriente Argelina (AC, Algerian Current -Millot, 1999-).

La dinámica de las aguas intermedias y profundas en esta región está marcada por el balance evaporación-precipitación (Flores et al., 1997) y los procesos de convección (Drakopoulos & Lascaratos, 1999; Send et al., 1999). Entre las corrientes intermedias se encuentra la LIW que sigue un patrón ciclónico (Beckers et al., 1997; Send et al., 1999) y la WIW (Winter Intermediate Water, 12,5-13°C; 38,1-38,3‰) formada por enfriamiento de la

MAW en invierno (Millot, 1999) en zonas donde la mezcla vertical no permite la penetración del agua hasta la profundidad de la LIW (Send et al., 1999).

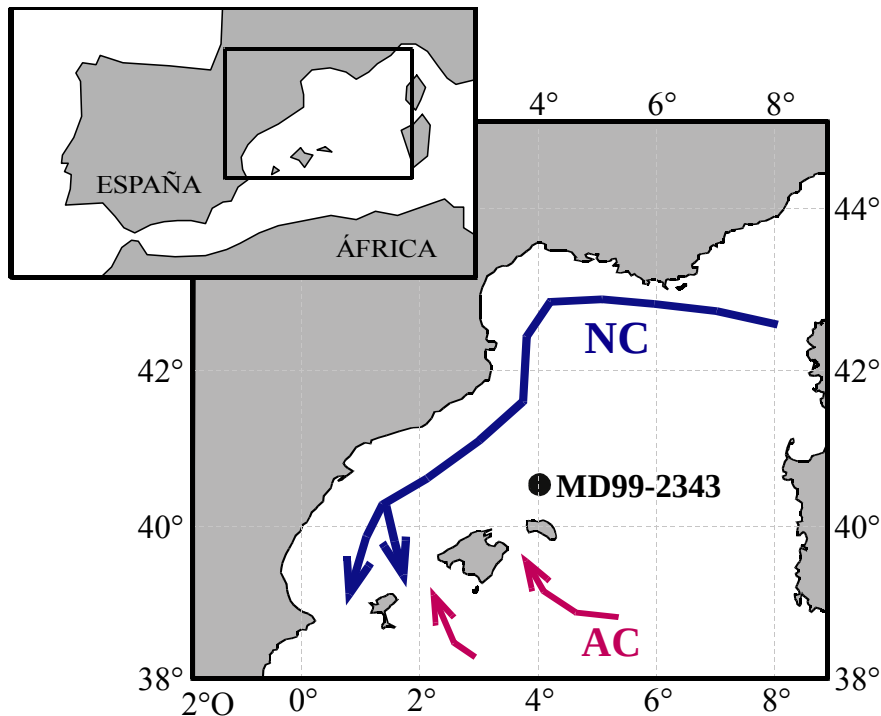


Figura 1.4: Mapa de situación del testigo MD99-2343, junto con las corrientes superficiales que discurren por el mar Catalano-Balear (NC: Corriente del Norte, AC: Corriente Argelina, ver texto para explicación).

La circulación profunda está dominada por la WMDW que discurre por debajo de los 1800 metros (Send et al., 1999) y 2000 metros (Millot, 1999) hasta el fondo de la cuenca. Se forma principalmente durante el invierno en el Golfo de León como consecuencia de la acción de los vientos (Millot, 1999) y la mezcla de las aguas superficiales con la LIW (Béthoux & Pierre, 1999). Sin embargo en los inviernos más suaves esta corriente puede no alcanzar el fondo de la cuenca, formando así aguas intermedias a profundidades cercanas a los 1500 metros (Millot, 1999). Según Béthoux & Pierre (1999) en la formación de este agua profunda no se pueden evitar los aportes costeros de agua dulce, pero la densidad, y por tanto su distribución en profundidad, dependen del agua superficial y las características de la LIW.

1.3.3: PRODUCTIVIDAD

La productividad en el mar Catalano-Balear es también baja, al igual que en todo el Mediterráneo, no obstante, la entrada de las aguas atlánticas por el estrecho de Gibraltar, las cuales son ligeramente mas eutróficas (Millot, 1987) hace que la productividad cambie de unas

zonas a otras dando variaciones en la misma. Por otra parte las descargas procedentes del río Ródano hacen que el golfo de León tenga una mayor concentración de nutrientes y de fitoplancton con respecto a las zonas adyacentes en el resto del mar (Cruzado & Velásquez, 1990).

Se ha documentado la presencia de un frente entre la Península Ibérica y las islas Baleares (Estrada & Margalef, 1988) que supone el mayor aporte de nutrientes en la zona. Se define como una cresta isopícnica, resultado del upwelling estacional de aguas más salinas y densas, controlado por las corrientes superficiales (Font *et al.*, 1988). Durante el otoño y el invierno el influjo de materia orgánica detrítica se incrementa debido a la escorrentía fluvial (Schmiedl *et al.*, 2000). Además, la productividad primaria es altamente estacional y está controlada por el aporte de nutrientes del río Ródano, la somerización de la capa de mezcla y la disponibilidad de luz (Schmiedl *et al.*, 2000).

Los mayores aportes en el Golfo de León son de carácter continental, provienen del río Ródano y son transportados desde la plataforma por una capa nefeloide que discurre hacia el suroeste, siguiendo el giro ciclónico Liguro-Provenzal (Monaco *et al.*, 1990a). La contribución es máxima durante el invierno, cuando también se incrementa el flujo de la corriente Liguro-Provenzal (Monaco *et al.*, 1990a). En verano se produce una mayor contribución de la zona suroeste al flujo que recorre los cañones, principalmente durante las tormentas (Monaco *et al.*, 1990a). El flujo de partículas y su composición varía según la profundidad de columna de agua; así en las capas superficiales (<100 metros) se encuentra principalmente material biogénico (materia orgánica y ópalo), mientras que en las capas más profundas se encuentran principalmente materiales terrígenos (carbonato y siliciclásticos) (Monaco *et al.*, 1990b). Por otra parte, las concentraciones de fitoplancton y las correspondientes eclosiones (principalmente de diatomeas) se observan principalmente en primavera, y son mayores en la parte este del golfo de León (Cruzado & Velasquez, 1990).

La distribución del material en suspensión está controlada por la hidrografía de las aguas en la plataforma y el talud continentales y por la circulación ciclónica de las masas de agua, tanto de la Corriente Liguro-Provenzal como de la proximidad y profundidad de la LIW. Así, en el noreste del golfo de León la extensión de los cuerpos nefeloides está asociada y se concentra en las cabeceras de los cañones debido a la circulación principal. En la parte suroeste, la somerización del flujo principal y su creciente distancia con respecto a la costa y a la plataforma superior, favorecen la expansión hacia mar adentro y en profundidad de los cuerpos nefeloides (Durrieu de Madron *et al.*, 1990). Con ello, el material en suspensión es barrido y diluido dentro de la circulación general. Es decir, la transferencia del material en suspensión

está controlada por la Corriente del Norte en el golfo de León y la presencia de los frentes Catalán y Balear en el sur de la cuenca (*Calafat et al., 1996*).

1.4: DINÁMICA OCEÁNICA ACTUAL

La dinámica oceánica actual viene determinada por el hundimiento de aguas frías y salinas en el Atlántico Norte, siendo el mecanismo encargado del reparto de calor, compensando las posibles carencias entre los diferentes océanos, de ahí que se conozca como “conveyor belt” o cinta transportadora de calor. Esta dinámica está controlada por cambios en la temperatura y salinidad, por lo que se la denomina CIRCULACIÓN TERMOHALINA (Figura 1.5), la cual presenta oscilaciones durante el último glaciario, cambios que se reflejan tanto en el hielo que cubre Groenlandia (*Bond et al., 1993; Grousset et al., 1993*) como en las diferentes series sedimentarias extraídas en las últimas décadas en el océano Atlántico (p. ej. *Bond et al., 1993; Lebreiro et al., 1996; Zahn et al., 1997*) e incluso estos efectos se han observado en una cuenca restringida como es el Mediterráneo (*Cacho et al., 1999; 2001; Pérez-Folgado et al., 2003*), y en otros lugares a lo largo del océano global como el Golfo de California (*Keigwin & Jones, 1990*). Esto último es debido a la conexión existente entre los diferentes océanos a lo largo de este cinturón que constituye la circulación termohalina. Sin embargo, para conocer todos estos cambios se ha de comprender todo el conjunto de variables que intervienen en el sistema tan complejo que constituyen los océanos y la atmósfera que los cubre (*Bond & Lotti, 1995*).

De la circulación anticiclónica atmosférica deriva la circulación superficial oceánica que en el Atlántico Norte se compone de una gran célula de sentido dextrógiro. La rama oeste y norte de este giro la constituye la corriente subtropical cálida del Golfo que viaja hacia el este y el norte. Esta subcorriente es la que calienta Europa del Norte (*Broecker et al., 1988*) y la que influyó en los cambios producidos durante el último glaciario (*Duplessy et al., 1992; Lehman & Keigwin, 1992; McCave et al., 1995; Zahn et al., 1997*), ya que de esta corriente deriva la NADW (North Atlantic Deep Water o agua profunda del Atlántico Norte), que es fruto del paso del calor que llevan las aguas subtropicales de la corriente del Golfo al aire frío polar del giro subpolar, situado sobre Groenlandia y el Ártico. El agua superficial se enfría lo que hace que su densidad aumente, descendiendo hacia el fondo de la cuenca (*Broecker et al., 1988*), a unos 3000 metros (*Zahn et al., 1997*). Esta generación de agua profunda y su posterior extensión a lo largo del océano profundo (Antártico, Índico y Pacífico) compensa el transporte de vapor de agua desde el Atlántico hacia el Pacífico ya que esta corriente asciende luego en el Pacífico Norte (*Broecker et al., 1988*).

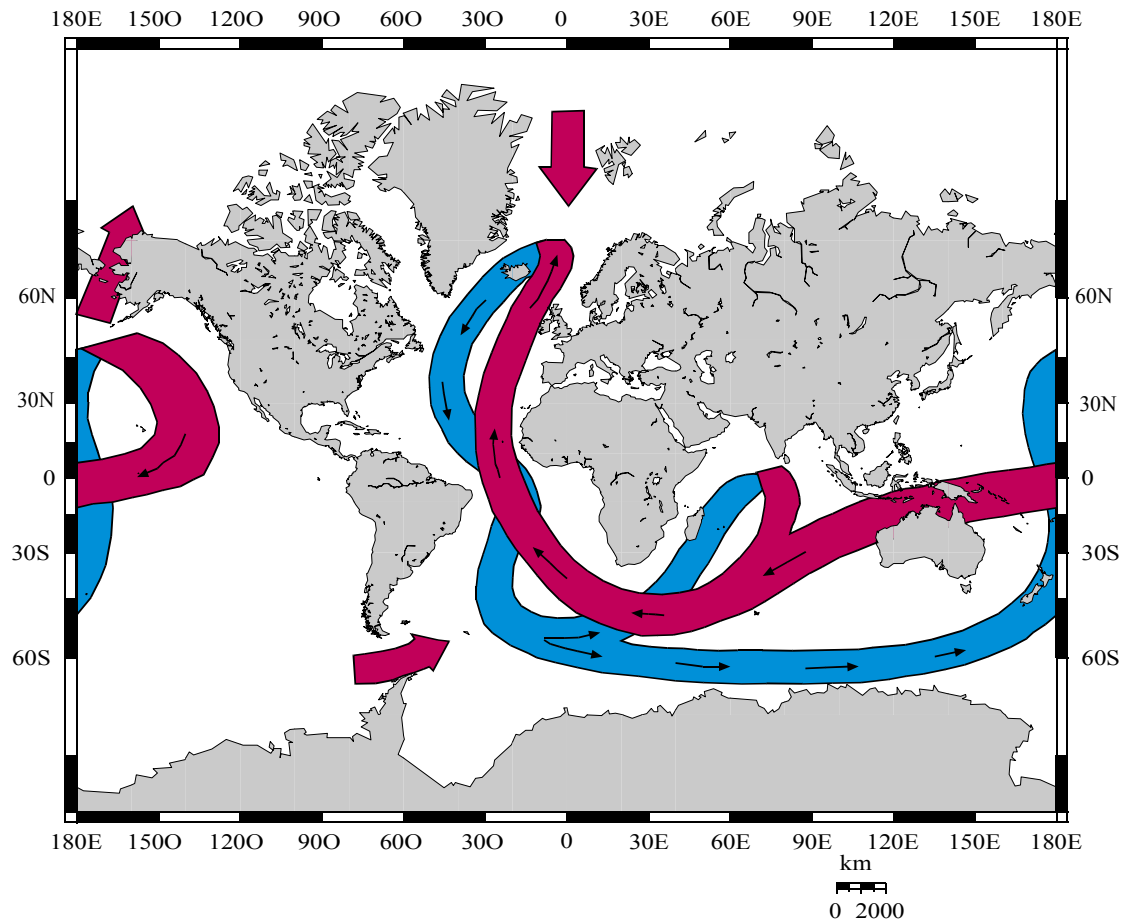


FIGURA 1.5: Sistema actual de corrientes o Circulación Termohalina. La circulación superficial está representada en color rojo mientras que la profunda lo está en color azul. Nótese la formación de agua profunda en el Atlántico Norte (modificado de Broecker & Denton, 1989).

En su camino la NADW se va mezclando con otras masas profundas. Por otra parte, el hecho de que sólo se generen corrientes profundas en el Atlántico Norte, se debe a que la temperatura del agua superficial es superior a la de la del Pacífico y es esta diferencia la que hace que el Atlántico se encuentre enriquecido en sal (aparte de los diferentes aportes de las corrientes intermedias salinas como la del Mediterráneo), y sea más fácil su formación, la cual se lleva justo el exceso de sal dejado por el transporte atmosférico de agua desde el Atlántico al Pacífico. Esta cantidad es justamente la necesaria para que esa agua suficientemente densa se hunda en el Atlántico, cosa que no ocurre en el Pacífico (Broecker *et al.*, 1985). Por otra parte el volumen de agua profunda generada en el Atlántico Norte y que se dirige hacia otros océanos es compensado por un volumen igual de agua cálida subtropical procedente del Atlántico Sur, lo que supone que el Hemisferio Sur pierde calor (Crowley, 1992; Rühlemann *et al.*, 1999).

2. VARIACIONES OCEANOGRÁFICAS EN EL ÚLTIMO GLACIAL

2.1: DEGLACIACIÓN Y HOLOCENO

Los últimos 115.000 años de la historia de la Tierra se caracterizan por el último ciclo glacial (*Dansgaard et al., 1993; Zahn, 1994*) que dura hasta los 15.200 años aproximadamente, momento en el cual comienza la deglaciación dando paso al posterior periodo interglacial cálido y relativamente estable. Esta deglaciación se caracteriza por tener dos fases o **terminaciones**, que tienen edades comprendidas entre 15,2 y 12 ka para la primera o Terminación Ia (TIa) y de 10 a 9,5 ka para la segunda o Terminación Ib (TIb). En ambas se da un descenso en los valores isotópicos del oxígeno debido a la fusión de los casquetes por calentamiento de la atmósfera en las zonas polares (*Ruddiman & McIntyre, 1981*). Las dos terminaciones son identificadas en los registros y curvas isotópicas, además de en registros orgánicos como son los corales de Barbados (*Fairbanks, 1989*) de los cuales se deducen las subidas sucesivas del nivel del mar durante la deglaciación, el cual se encontraba, en el último máximo glacial (LGM o Last Glacial Maximum), 121±5 metros por debajo del nivel actual.

Entre las terminaciones se sitúan los eventos fríos del Older Dryas (O.D., hace 14,2-14,4 ka) y del Younger Dryas (Y.D., desde los 12,8 a los 11,6 ka) además del periodo cálido conocido como **Bølling-Allerød** (B-A). En lo que respecta al **Younger Dryas** se definió por primera vez en el norte de Europa mediante la identificación de flora continental (polen) (*Mercer, 1969*), en la que se registra un paso de especies cálidas a especies frías. Más adelante se observó este mismo paso en los registros oceánicos (*Ruddiman & McIntyre, 1981*). Este evento frío se caracteriza por (i) altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (*Jansen & Veum, 1990*) que implicaría un enfriamiento de 7 a 10°C en la temperatura del agua (*Ruddiman & McIntyre, 1981*); (ii) altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (*Jansen & Veum, 1990*); (iii) clima frío y seco (*Dansgaard et al., 1989*); (iv) baja salinidad en las aguas superficiales, pero no la suficiente para la interrupción total de la NADW, aunque sí se ralentiza mucho (*Duplessy et al., 1992; Bond et al., 1993*); (v) frente polar desplazado a 52-53°N (*Ruddiman & McIntyre, 1981*); y (vi) incremento en el porcentaje de *Neogloboquadrina pachyderma* levógira (*Keigwin y Lehman, 1994*). Para Ruddiman & McIntyre, (1981) y Duplessy et al., (1992) durante este evento no hay señales de una fusión significativa de los casquetes en este periodo por lo que el descenso en la salinidad se explicaría por cambios en la relación precipitación/evaporación y/o reducción del flujo subtropical salino hacia el norte.

Sin embargo, la hipótesis más plausible para la generación de este evento la encontramos en diversos estudios (*Broecker et al., 1989; Teller, 1990; Miller & Kaufman, 1990*) que abogan por el incremento del agua de fusión, pero cuya fuente no estaría en los casquetes propiamente dichos, sino que, y debido a la retracción que éstos sufrieron tras el periodo cálido anterior (Bølling-Allerød), se abrirían nuevas vías de comunicación entre los lagos glaciales y el Atlántico Norte hace 12 ka. Para estos autores lo fundamental es el cambio de drenaje del Lago Agassiz, el cual durante el glacial se comunicaba con el Mississippi drenando el Golfo de Méjico, pero en este momento sus aguas se dirigirían hacia el valle "St. Lawrence" que comunica con el mar de Labrador.

El **Holoceno** comprende desde la última fase de deglaciación hasta la actualidad (unos 10.000 años aproximadamente) y se caracteriza por su relativa estabilidad climática, si bien a los 8,2 ka se registra un evento con características muy similares a las del Younger Dryas pero con menor duración (unos 100 años, según *Alley et al. (2000)*), caracterizado por ser un periodo frío, seco y ventoso. Además, también ha habido cambios de menor entidad y a escala sub-Milankovitch (inferiores a las variaciones provocadas por las frecuencias orbitales de precesión, oblicuidad y excentricidad), pero también registrados, como son las variaciones decenales o de décadas provocadas por el fenómeno de "El Niño" (El Niño Southern Oscillation, ENSO) y la oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation, NAO).

2.2: EVENTOS HEINRICH

Son capas ricas en debris depositadas por el hielo (IRDs, Ice Rafted Detritus) sedimentos profundos del Atlántico Norte. En los últimos 70.000 años, se han identificado seis (HE1 a HE6, figura 1.6), si bien parece que cerca de los casquetes polares, concretamente en el mar de Labrador, se encuentran rasgos de uno coincidente con la edad del Younger Dryas (*Andrews et al., 1995*) y recientemente (*Rashid et al., 2003*) se ha encontrado otro entre el Heinrich 5 y el Heinrich 6 que iguala el espaciado entre los diferentes eventos, lo que favorece la pauta de frecuencia en la ciclicidad de los mismos. El primero en notar su existencia fue Heinrich (1988), quien encontró granos de cuarzo transparente y un alto porcentaje de la especie polar *Neogloboquadrina pachyderma* levógira, asociada con otros foraminíferos de carácter subpolar (*Turborotalita quinqueloba*). Desde esta publicación han sido muchos los autores que han buscado sus características y su origen, creyendo que este último se debe a la fusión de icebergs provenientes de los casquetes que en esa época se habían desarrollado en el Hemisferio Norte. Otras características destacables de los eventos Heinrich son (i) presencia de fragmentos líticos (*Bond & Lotti, 1995; Lebreiro et al., 1996; Zanh et al., 1997; Cayre et al., 1999*; entre

otros) o IRDs, en su mayoría dolomita, carbonato detrítico, cuarzo, vidrios volcánicos, etc (Bond *et al.*, 1992), cuya fuente más probable parece el mar de Labrador, Groenlandia o Islandia; (ii) dominio de una asociación polar de foraminíferos encabezada por *N. pachyderma* levógira (Broecker *et al.*, 1992; Cayre *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 1999; 2001), alta fragmentación y baja concentración de foraminíferos (Broecker *et al.*, 1992), al igual que en cocolitos (Cayre *et al.*, 1999); (iii) baja salinidad y temperatura (Bond *et al.*, 1992; Andrews, 1998; Cayre *et al.*, 1999) junto a un descenso acusado en $\delta^{18}\text{O}$ (Bond *et al.*, 1992, 1993; Grousset *et al.*, 1993; Zahn *et al.*, 1997; Elliot *et al.*, 1998) en foraminíferos planctónicos; y (iv) alta relación terrígeno/biogénico (Lebreiro *et al.*, 1996).

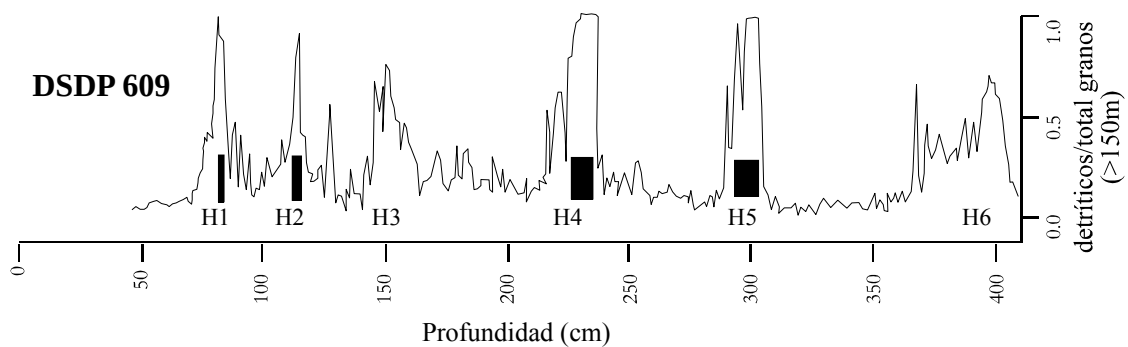


Figura 1.6: Eventos Heinrich reconocidos en el testigo DSDP 609. Las áreas negras corresponden a las capas en que el material clástico es de tipo carbonatado.

Actualmente la causa de estos episodios se cree debida a la intrusión en el Atlántico Norte glacial de grandes masas de hielo o icebergs provenientes del norte donde se encontraban los casquetes, los cuales al derretirse generarían estos debris en el fondo oceánico (Broecker *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1992; Grousset *et al.*, 1993; Lebreiro *et al.*, 1996; Elliot *et al.*, 1998; Cayre *et al.*, 1999). El área fuente de los bloques de hielo se deduce del estudio detallado de la composición de los IRDs asociados a estas capas; cuando la composición es mayoritariamente dolomítica y calcítica se le atribuye un origen del casquete de Laurentia o lo que es lo mismo en el mar de Labrador (Bond *et al.*, 1992; Grousset *et al.*, 1993; Bond y Lotti, 1995; Fronval *et al.*, 1995; Lebreiro *et al.*, 1996; Zahn *et al.*, 1997; Abrantes *et al.*, 1998; Elliot *et al.*, 1998). Sin embargo, Grousset *et al.* (1993) y posteriormente Bond y Lotti (1995), indican que el evento Heinrich 3 (HE3) presenta diferentes áreas fuente ya que su composición es levemente distinta a la de los otros cinco. Los valores mínimos en la temperatura del agua superficial que se deducen para estos eventos ayudarían a que la fusión de los bloques de hielo fuese un proceso lento y progresivo (Dowdeswell *et al.*, 1995) dejando reflejo de los mismos a lo largo de todo el océano glacial (Figura 1.7).

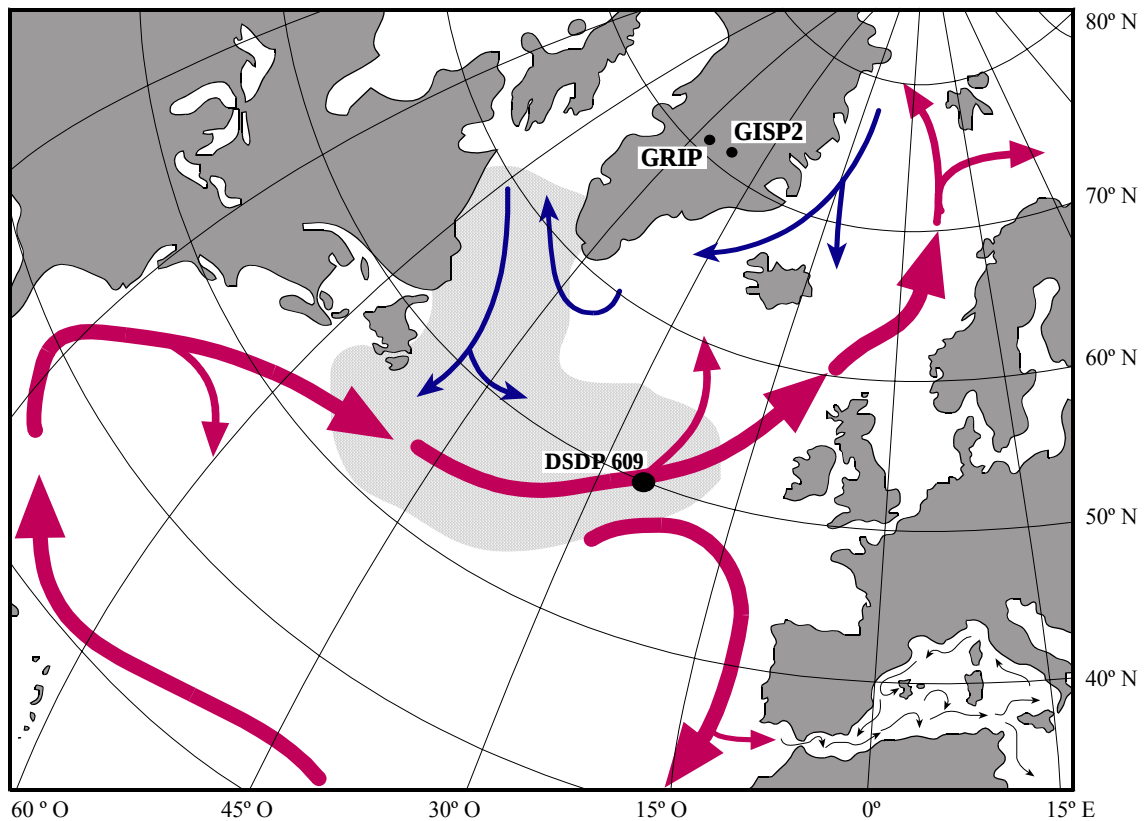


Figura 1.7: Principales corrientes superficiales cálidas (flechas rojas) y frías (flechas azules) de la circulación actual del Atlántico Norte. La trama punteada señala el área de máxima influencia de descarga de IRD (Ice Rafted Detritus) durante los eventos Heinrich (Grousset et al, 1993). Se señalan las corrientes superficiales del Mediterráneo Occidental y los testigos GRIP, GISP2 y DSDP 609. Figura tomada de Cacho et al. (1999).

2.2.1: CAUSA DE LOS EVENTOS HEINRICH

Es el punto más confuso con respecto a estos eventos y al proceso que generó esos pulsos de icebergs en el Atlántico Norte glacial. En un principio, Heinrich (1988) apostó por un origen astronómico y así los asoció al ciclo de precesión de la Tierra. Hoy en día esta teoría se ha desechado si bien dio una clave para posteriores estudios, ya que relacionaba el agua de fusión con un descenso en la salinidad del agua superficial, fundamental para entender la compleja dinámica de corrientes en el glacial. Para Fronval *et al.* (1995) la variación simultánea de la salinidad, la temperatura y los IRDs sugiere una buena correlación entre el flujo de calor oceánico y la variabilidad del casquete escandinavo como fuente de icebergs.

Existen otras teorías para explicar la generación de icebergs sin necesidad de acudir a causas externas (variaciones en la órbita terrestre), como puede ser el MODELO “BINGE-PURGE” (crecimiento-desestabilización), propuesto por McAyeal (1993), el cual dice que el casquete del Hemisferio Norte sufre periodos de crecimiento o fase “BINGE” alternantes con

pequeños periodos de rápida descarga de hielo o fase “PURGE”. En la primera fase, el hielo crecería sobre la bahía de Hudson mientras el calor geotermal calentaría su base. Una vez derretido, el lecho glacial se vería lubricado por un till subglacial compuesto de agua y material proveniente del sedimento rocoso. Esta lubricación facilitaría el flujo rápido de una porción del hielo en forma de arroyo de hielo, que pasaría al estrecho de Hudson. Durante la fase de desestabilización la descarga de icebergs hacia el mar de Labrador se traduciría en la aparición de IRDs con afinidades a las condiciones del lecho de roca en el estrecho de Hudson o en la bahía de Hudson. Un nuevo ciclo comenzaría cuando el casquete de hielo adelgazado comenzase de nuevo a enfriarse (*Alley y McAyeal, 1994*). El descubrimiento de un evento Heinrich intermedio entre el Heinrich 5 y el HE6 refuerza esta teoría (*Rashid et al., 2003*) ya que supone un espacio temporal mas continuo entre ellos.

Otra de estas teorías que no precisa factores externos sería la propuesta por Andrews (1998), para quien la formación de los Heinrich se debe a cambios en la temperatura global, en la acumulación en el casquete de Laurentia y en la modificación del régimen térmico basal del hielo en esos márgenes. El incremento en volumen de la masa de hielo y el incremento de la temperatura basal (debido a la presión del hielo suprayacente), provocarían el avance de la misma hacia el mar y, al contacto con el mismo, se rompería en bloques o icebergs. Este incremento en la temperatura basal del casquete ha sido también propuesto por otros autores como la manera más probable de generar los icebergs.

Estas oleadas de icebergs tienen mucho que ver con la dinámica oceánica en el glaciar, ya que el agua de fusión de los mismos genera cambios en la salinidad de las aguas superficiales, modificando la dinámica oceánica profunda. La señal de los icebergs llega hasta latitudes muy bajas, habiéndose encontrado IRDs en el margen portugués (*Lebreiro et al., 1996; Zahn et al., 1997; Grousset et al., 2000; Bard et al., 2000*) y en el Golfo de Cádiz (*Colmenero et al., 2000*), notándose la influencia del agua de fusión hasta en el Mediterráneo tanto en el mar de Alborán (*Cacho et al., 1999; Pérez-Folgado et al., 2003*) como en el mar Catalono-Balear (Capítulo IV esta memoria).

2.3: CICLOS DANSGAARD-OESCHGER

Su existencia se detectó en los testigos de hielo en Groenlandia GRIP y GISP2 (*Bond et al., 1992; Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993; Taylor et al., 1993*) gracias a las variaciones del isótopo 18 del oxígeno. Estos eventos reflejan un mecanismo climático asociado a los casquetes de hielo y el agua de fusión en los mismos (*Bond et al., 1993; Bond y Lotti,*

1995) y se caracterizan por un calentamiento rápido de unos cuantos cientos de años en los interestadiales (*periodos cálidos* dentro de los ciclos), seguido de un progresivo enfriamiento hacia los estadales (*periodos fríos*) (Bond et al., 1993; Elliot et al., 1998) (Figura 1.8). Son de duración corta, de 1000 a 3000 años (Grootes et al., 1993; Bond et al., 1993; Cacho et al., 1999) y se reflejan tanto en el hielo como en los sedimentos del Atlántico Norte (Bond et al., 1993; Cortijo et al., 1995; Cacho et al., 1999), lo que según Bond et al. (1993) significaría que atmósfera y océano se han comportado como un sistema único con dos componentes al menos durante los últimos 80 ka. Así, los cambios frío-cálido que determinan los D-O son iguales en el mar y en el hielo lo que es independiente del volumen de hielo porque estos se presentan tanto en el glacial como en el interglacial.

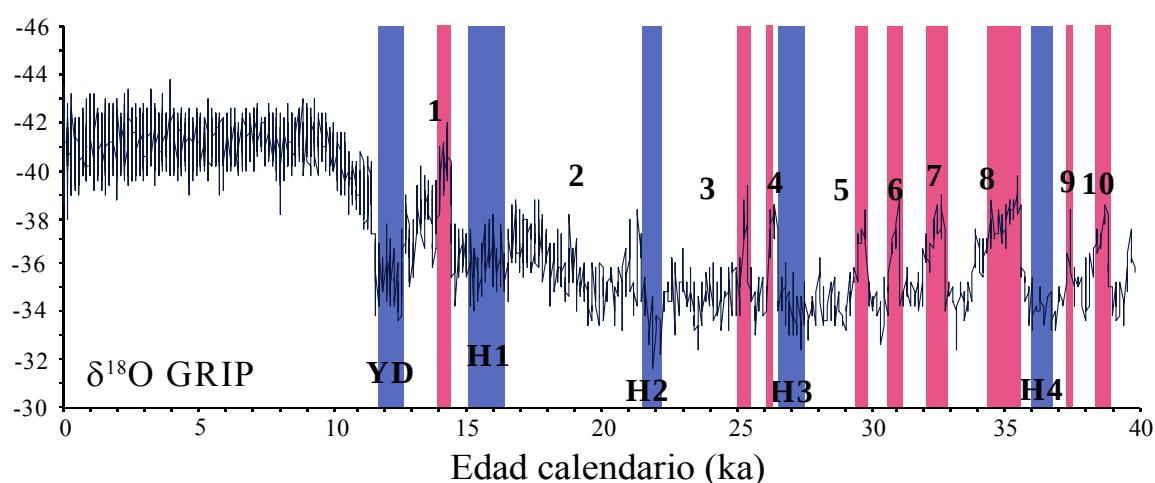


Figura 1.8: Ciclos D-O en testigo de hielo GRIP. Las bandas de color azul corresponden a los eventos Heinrichs, mientras que las de color rojo se asocian los interestadiales de los ciclos Dansgaard-Oeschger.

Estos eventos no sólo afectan a las variables o parámetros oceánicos, sino que también se registran en el continente; así hay variaciones en la vegetación sobre Europa (Sánchez-Goñi et al., 2002) y a los depósitos de loess europeo y asiático (Fang et al., 1999; Vandenberghe & Nutgeren, 2001)

2.3.1: RELACIÓN EVENTOS HEINRICH Y CICLOS DANSGAARD-OESCHGER

Los ciclos Dansgaard-Oeschger se caracterizan por abruptos cambios en la temperatura y por tener contenidos significativos en polvo y ceniza, sobre todo en los periodos más fríos o estadales, así como una alta tasa de acumulación de hielo y concentraciones de metano y dióxido de carbono en los testigos de hielo (Bond et al., 1993; Broecker, 1994). Los eventos Heinrich se correlacionan con una descarga de icebergs provenientes del casquete polar Norte y

una caída en la salinidad y en la temperatura del agua superficial (SST; *Bond et al.*, 1992, 1993; *Bond & Lotti*, 1995; *Zahn et al.*, 1997; *Cayre et al.*, 1999), lo que según *Bond et al.* (1993) corresponde al evento de frío más intenso de una secuencia de varios ciclos Dansgaard-Oeschger. Esto implicaría que cada Heinrich se asociaría al estadal Dansgaard-Oeschger más frío de esa secuencia, con lo que sólo habría descarga de IRDs cuando la temperatura del aire y del agua descendiese hasta un mínimo crítico (*Bond & Lotti*, 1995). Así, al final de cada evento Heinrich se registraría un calentamiento significativo con el que comenzaría una nueva secuencia de ciclos Dansgaard-Oeschger (*Bond et al.*, 1993; *Broecker*, 1994; *Bond & Lotti*, 1995; *Fronval et al.*, 1995), esto es lo que se ha dado en llamar ciclos Bond (*Bond et al.*, 1993) (Figura 1.9).

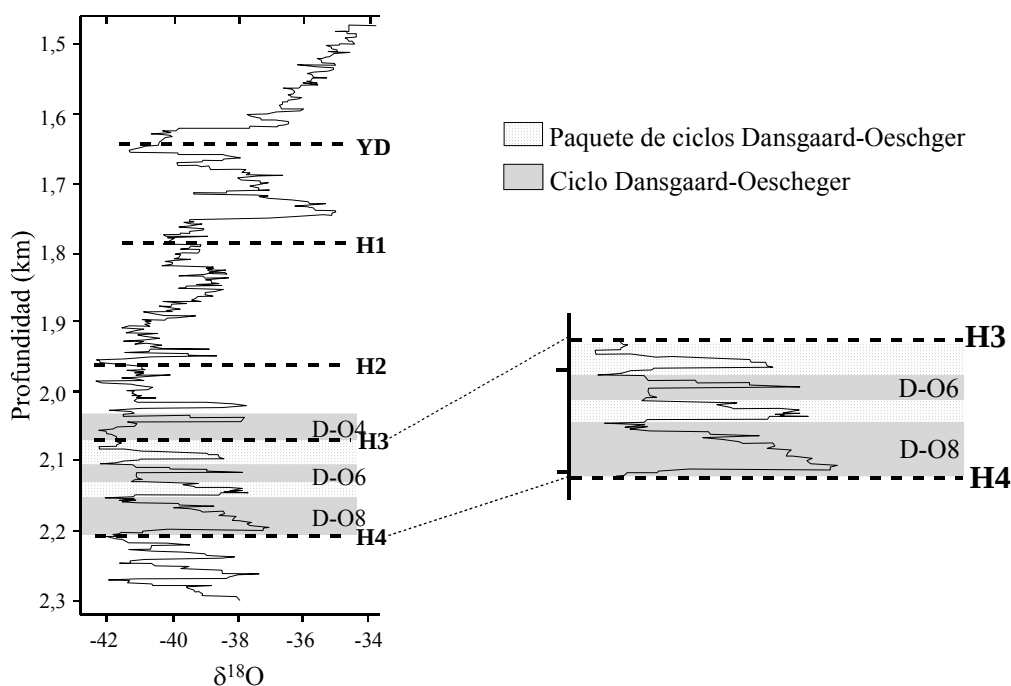


Figura 1.9: Relación entre los eventos Heinrich y los ciclos Dansgaard-Oeschger o ciclos Bond, en el testigo GRIP (modificado de *Broecker*, 1994).

Así, los eventos Dansgaard-Oeschger se repiten cada 5 a 1 ka, mientras que sólo aparece un evento Heinrich cada 5 a 7 ka (*Cortijo et al.*, 1995). Por otro lado, los eventos Dansgaard-Oeschger son de menor intensidad y no siempre presentan porcentajes significativos de *Neoglobobulimina pachyderma* (levógira) (*Cacho et al.*, 1999). Además y, aunque los eventos Heinrich y los ciclos Dansgaard-Oeschger están relacionados entre sí, su mecanismo de generación sería diferente, estando los primeros relacionados con la circulación termohalina (descenso en la salinidad, *-Bond et al.*, 1992-), mientras que los estadales de los segundos parecen deberse a una intensificación en los vientos del Hemisferio Norte, debido a la presencia de polvo y ceniza, consecuencia de una mayor aridez y erosión en el continente (*Cacho et al.*,

1999; *Rühlemann et al.*, 1999). Los Heinrichs serían procesos sobreimpuestos al ritmo normal de eventos en la “balsa de hielo”, reflejando, por tanto, otra mecánica diferente (*Bond & Lotti*, 1995).

2.4: VARIACIONES DE LA DINÁMICA OCEÁNICA EN EL ÚLTIMO GLACIAL

La dinámica oceánica profunda es muy compleja y en ella se relacionan muchos factores, algunos de los cuales son los casquetes polares desarrollados sobre Groenlandia, Norteamérica y Europa, la deriva del Frente Polar y la circulación termohalina en ese momento, que cambia muy rápidamente, con periodos de interrupción y ralentización muy acusados.

La afluencia de los icebergs hacia el sur del Atlántico Norte (*Grousset et al.*, 1993) procedentes de latitudes más superiores produjo cambios en la dinámica oceánica y así la llegada de agua de fusión procedente de estos bloques de hielo, que seguirían la circulación superficial anticiclónica (*Grousset et al.*, 1993; *Lebreiro et al.*, 1996), indujo un descenso en la temperatura y salinidad del agua (*Bond et al.*, 1992) con lo que se redujo e incluso colapsó la formación de la NADW (*Zahn et al.*, 1997; *Abrantes et al.*, 1998).

Estas fluctuaciones en la circulación termohalina y en concreto en la formación de la NADW, parecen estar regidas por la inestabilidad de los casquetes de hielo formados en la glaciación y las sucesivas avenidas de agua de fusión, además de por cambios en la tasa de evaporación, la cual modificaría la salinidad y la densidad de las aguas superficiales. Sin embargo, la ciclicidad presente en los testigos de hielo marcada por los ciclos Dansgaard-Oeschger (*Bond et al.*, 1992; 1993; *Dansgaard et al.*, 1993; *Bond & Lotti*, 1995), podría inducir a pensar que el propio mecanismo generador de las sucesivas paradas en la circulación termohalina sería el mismo que indujo una nueva reactivación. Así, para *Broecker et al.* (1990), cuando los casquetes del Hemisferio Norte crecen hasta alcanzar su máxima extensión, la intensidad de la NADW oscilaría, porque el balance salino del Atlántico Norte implica interacción entre el agua de fusión y la pérdida de vapor de agua de la corriente del Golfo a la atmósfera. Una reactivación de esta corriente induciría al hielo a fundirse, debido al aporte de calor a la atmósfera, causando una disminución en la salinidad y por tanto en la densidad, dando una producción menor en la circulación (teoría de la retroalimentación de *Sarnthein & Tiedemann*, 1990). Esta teoría se basa en las dos maneras de actuar que, según Oeschger, tiene el sistema océano-atmósfera-biosfera-criosfera (en *Broecker et al.*, 1985), así cada oscilación reflejada en los testigos de hielo (*Bond et al.*, 1992) implicaría un cambio de un modelo al otro.

Si se hacen corresponder los dos modelos con la circulación profunda se tendría que, cuando hay formación de NADW el modelo podría llamarse “fuerte” (fase “on” para Lehman & Keigwin (1992)), situación reflejada durante los interestadiales y a mayor escala en el interglacial y, cuando la circulación se redujese, se daría el otro modelo, denominado “débil” (fase “off” de Lehman & Keigwin (1992)), identificada durante los estadiales o durante el periodo glacial.

La parada o ralentización en la formación de aguas profundas vendría acompañada de enfriamiento, ya que no ascenderían las aguas cálidas subtropicales, lo que frenaría a su vez la fusión dejando que la salinidad llegase a los niveles necesarios para renovar la circulación. Con ello se deduce que las aguas superficiales cálidas del Atlántico Norte controlarían la temperatura del aire en el Circun-Ártico y en consecuencia también las variaciones de la NADW (Lehman & Keigwin, 1992; McCave *et al.*, 1995) la cual, en determinados momentos, pasaría a ocupar profundidades intermedias en el Atlántico generando la GNAIW (Glacial North Atlantic Intermediate Water o agua intermedia del Noratlántico glacial) (Boyle & Keigwin, 1987; Duplessy *et al.*, 1988; Yu *et al.*, 1996; Zahn *et al.*, 1997).

3. GRUPOS MICROFAUNÍSTICOS EMPLEADOS

3.1: FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Los foraminíferos planctónicos son un grupo de protozoos marinos heterótrofos, pertenecientes al zooplancton que se encuentran en todos los océanos del mundo. Se han identificado aproximadamente 44 especies vivas, distribuidos principalmente la zona fótica, aunque pueden ser encontrados a mayor profundidad, según su ciclo de vida y reproducción. Toleran bastantes rangos de temperatura pudiendo vivir desde aguas polares hasta tropicales.

Desarrollan unas conchas calcíticas y gracias a ellas estos microorganismos son muy útiles en paleoceanografía, ya que con sus conchas se realizan estudios isotópicos con alto grado de precisión y fiabilidad. Por otra parte, los cambios en la asociación así como determinadas características de la concha (p. ej., el sentido de enrollamiento) se emplean en bioestratigrafía y eventoestratigrafía para precisar la edad de los sedimentos marinos. Además se emplean como herramienta de cálculo en la obtención de paleotemperaturas en el agua superficial (SST) mediante los métodos estadísticos de las Funciones de Transferencia y de los Análogos Modernos, basados ambos en el principio del Actualismo, para lo cual emplean como referencia

bases de datos de muestras actuales. Por tanto, el entendimiento de la ecología actual de los foraminíferos planctónicos es muy necesario para su posterior aplicación a muestras de tiempos pretéritos.

A partir de la recolección de foraminíferos en el océano, tanto mediante trampas de sedimento como mediante mallas de red o de cultivos en el laboratorio, se han podido reconocer los factores que condicionan la distribución de los foraminíferos planctónicos en el océano actual. Entre las características biológicas destaca la presencia de simbioses en algunas especies. Estos simbioses suelen ser algas, tales como dinoflagelados y crisófitas (*Hemleben et al., 1989*), lo que condiciona la distribución de los foraminíferos en la columna de agua ya que son organismos fotosintéticos, requiriendo luz para realizar sus funciones de fotosíntesis, y así los foraminíferos a los que se asocian, se ven restringidos a la zona eufótica (*Bé, 1977; Hemleben et al., 1989*). Las especies que poseen estos organismos son principalmente las espinosas (*Globigerinoides*, *Orbulina universa* y *Globigerinella aequilaterilis*), mientras que las no espinosas, al vivir en profundidad mayor no los presentan, entre estas especies destacan los Globorotálidos y los Neogloboquadrínidos. *Globigerina bulloides* es la única especie no espinosa portadora de simbioses. Además hay determinadas especies (*Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia inflata*) que constituyen las denominadas “simbióticas facultativas” (*Hemleben et al., 1989*), que no siempre presentan simbioses a lo largo de su ciclo de vida.

En cuanto a los factores físico-químicos que controlan la asociación de foraminíferos planctónicos destacan la temperatura, la salinidad y la concentración de nutrientes. Otros factores influyentes son la intensidad de la luz, las corrientes y la turbidez de la columna del agua. Todos estos condicionantes afectan y determinan la distribución de los foraminíferos planctónicos en el océano, tanto vertical como horizontal o geográfica y la estacional.

3.1.1: DISTRIBUCIÓN VERTICAL EN LA COLUMNA DE AGUA

La mayoría de la población de foraminíferos planctónicos vive entre los 0 y 100 metros (zona eufótica) ya que es aquí donde encuentran su alimento (*Bé, 1977*), principalmente fito- y zooplancton. La presencia de foraminíferos en la columna de agua depende por tanto del porcentaje en nutrientes, pero no se debe olvidar tampoco que una especie varía su rango de profundidad según las condiciones del agua, su ciclo de vida y reproducción y si presenta o no simbioses en su citoplasma.

Para *Bé (1977)* hay foraminíferos de aguas **superficiales** (como es el caso del género *Globigerinoides*, y las especies *Globigerina rubescens* y *Turborotalita quinqueloba*), que viven

en los 50 primeros metros; de aguas **intermedias**, entre los 50 y 100 metros (*Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerina calida* y *Globigerinita glutinata*); y de aguas **profundas** (como los Globorotálidos y el caso de *Neogloboquadrina pachyderma*), que viven por debajo de los 100 metros en estado adulto, pero por encima en sus estadios juveniles. Sin embargo, son los trabajos de Fairbanks (*Fairbanks & Wiebe, 1980; Fairbanks et al., 1980; Fairbanks et al., 1982*) los que más se han dedicado a estudiar la distribución en vertical de los foraminíferos y así comprobaron que hay tres principios que condicionan la disposición de estos organismos en la columna de agua:

- 1) Las condiciones de la zona fótica rigen la composición de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y la abundancia de las especies dentro de la misma.
- 2) Las especies se estratifican en vertical según las preferencias de temperatura que tienen.
- 3) La principal fuente de alimentación que emplean los foraminíferos planctónicos es la zona de máxima concentración de clorofila, la cual se denomina DCM (Deep Chlorophyll Maximum) y se desarrolla en la zona eufótica cuando la columna de agua permanece estratificada, produciéndose una somerización de la termoclina en consecuencia (*Fairbanks & Wiede, 1980; Rohling, 1994*).

La distribución vertical de los foraminíferos se aprecia mejor en las zonas cálidas, ya que es aquí donde las grandes variaciones de temperatura y salinidad de los primeros metros de columna de agua permiten la diferenciación de diversas masas de agua, aumentando la diversidad en la microfauna planctónica.

3.1.2: DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA (según la latitud)

Se diferencian cinco provincias o zonas **biogeográficas**: Polar, Subpolar, Transicional, Subtropical y Tropical (*Bé, 1977; Hemleben et al., 1989*). En estas zonas la distribución de los foraminíferos está condicionada por la temperatura de las masas de agua y su salinidad, además de por el contenido en nutrientes, la turbidez y la hidrodinámica de las mismas (*Bé, 1977; Hemleben et al., 1989*). Las especies que se pueden encontrar en cada provincia son (*Bé, 1977*) -
Figura 1.10-:

- Tropical: es la de mayor diversidad (14 especies) y en ella son representativos *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides ruber*, *G. rubescens* y *N. dutertrei*. Comprende la franja latitudinal entre 0° y 20° N y S, aunque por la acción de las corrientes como la del Golfo (Atlántico Norte) hace que en algunos océanos (sobre todo en su parte occidental) esta franja suba hasta los 40°N.

- Subtropical: contiene 13 especies significativas, destacando *G. ruber*, *Globigerina falconensis*, *Globorotalia hirsuta*, *G. glutinata*, *O. universa* y *G. aequilateralis*. Su margen de latitudes va de 20 a 40° N y S.
- Transicional: es la zona de mezcla entre la zona subtropical y la subpolar y en ella se dan complejas y diversas asociaciones de fauna según los mares (Bé, 1977). La única especie característica de esta región es *Globorotalia inflata*, aunque aparece con otras especies (11 especies subtropicales y 6 subpolares). Comprende de los 40° N y S a los 60° si bien puede bajar hasta los 20° de latitud en la parte oriental de algunos océanos.
- Subpolar: tres son las especies características de esta zona: *G. bulloides*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma*, en su variedad dextrógira. Su límite se marca en los 65-75° en el Hemisferio Norte y hasta los 55-65° en el Hemisferio Sur.
- Polar: prácticamente monoespecífica, sólo se encuentra *N. pachyderma* variedad levógira y en algunas zonas también *G. bulloides* (océano Antártico) o *T. quinqueloba* (mar Ártico).

La distribución de los foraminíferos además depende de la fertilidad oceánica, dándose las mayores concentraciones en áreas con alta proporción de nutrientes, las cuales suelen desarrollarse en los sistemas de corrientes más importantes, límites de corrientes y zonas de upwelling o divergencia (Bé, 1977).

3.1.3: DISTRIBUCIÓN ESTACIONAL

Es el factor más condicionante en la distribución de los foraminíferos planctónicos (Bé, 1977) y se estudia mediante trampas de sedimento (Hemleben et al., 1989). La variación estacional de los foraminíferos suele corresponder con el ciclo de productividad del fitoplancton (Bé, 1977; Hemleben et al., 1989). Además también influyen la química y la hidrografía de las aguas. Los foraminíferos suelen concentrarse en los meses cálidos de primavera, verano y otoño; no obstante, a medida que aumentamos en latitud la magnitud de la estacionalidad crece y es más marcada hacia los polos (Bé, 1977). Ejemplos de este comportamiento estacional son *Orbulina universa* (verano y otoño), *Globigerina bulloides* (primavera y verano), *T. quinqueloba* (primavera), *N. pachyderma* (primavera e invierno) y *G. glutinata* (Hemleben et al., 1989).

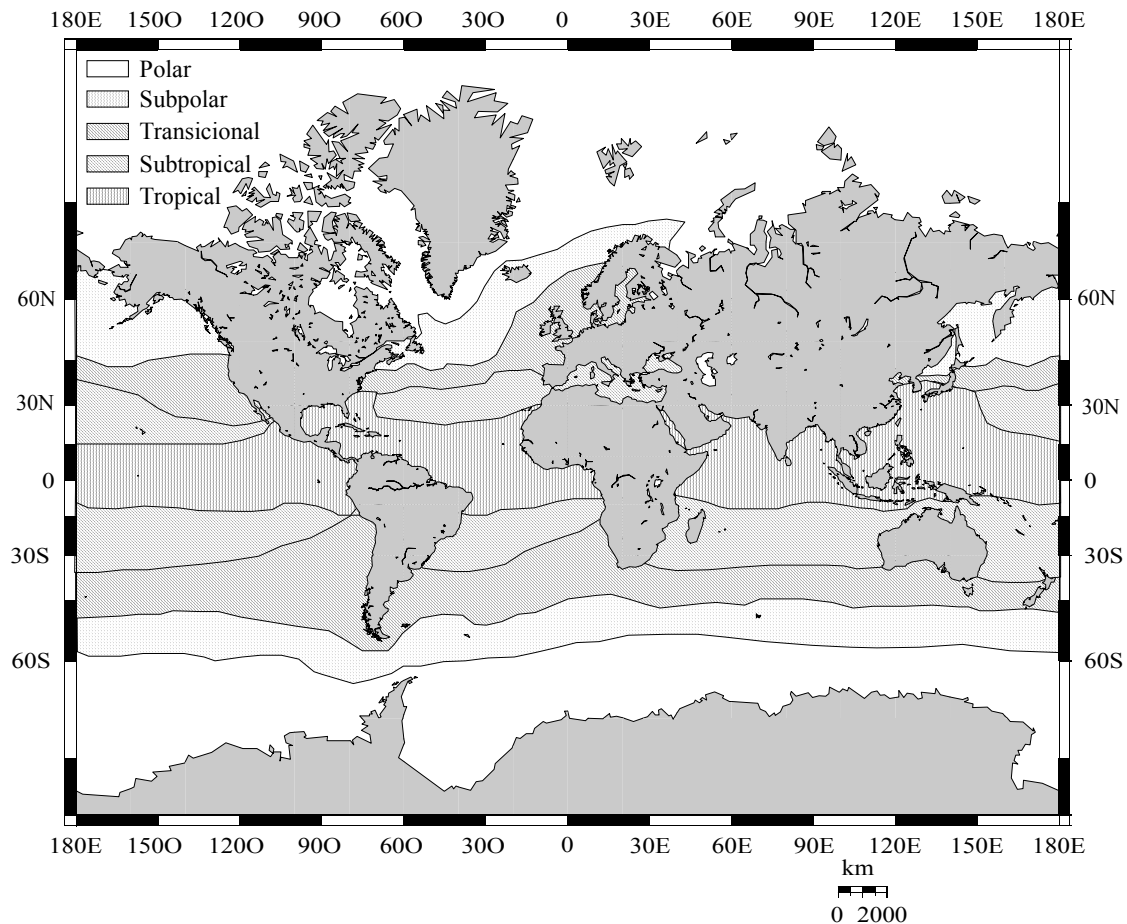


Figura 1.10: Provincias biogeográficas de foraminíferos planctónicos (modificado de Bé, 1977).

3.1.4: CARACTERÍSTICAS ECOLÓGICAS DE LAS ESPECIES MÁS SIGNIFICATIVAS EN ESTE ESTUDIO

➤ ***Neogloboquadrina pachyderma*.** Es la especie dominante en los sedimentos superficiales del Ártico y el Antártico, perteneciendo por tanto a las provincias biogeográficas polar y subpolar. Presenta dos variedades o morfotipos según el sentido de enrollamiento de las cámaras de su concha en el lado dorsal y así puede ser *dextrógira* o *levógira* siendo esta última característica de la asociación en el océano Ártico y los mares de Groenlandia, Labrador y Noruega, en el Hemisferio Norte y en el océano Antártico en el Hemisferio Sur (Bé, 1977). La variedad *dextrógira* es un constituyente principal en las asociaciones del Subártico y en zonas de transición.

La variedad *levógira* vive a unos 200 metros aproximadamente de profundidad en la columna de agua y se emplea para situar el Frente Polar. Se encuentra en aguas relativamente productivas, cuya temperatura y salinidad varían entre 0 y 6°C y 34,8 y 35,3‰, respectivamente (Pujol, 1980).

La variedad *dextrógira* presenta concentraciones máximas entre 45 y 60°N y se desarrolla a una profundidad de entre 100 y 400 metros, pero es más abundante cuando las temperaturas por debajo de la termoclina son inferiores a 12°C (Bé & Tolderlund, 1971). Está condicionada por los nutrientes, por lo que vive en el DCM y se puede encontrar en aguas entre 6 y 18°C y 34,5 a 34,95‰ de salinidad (Pujol, 1980). En el Mediterráneo, esta variedad se desarrolla en invierno, sobre todo en el Golfo de León, y se relaciona con el DCM y las bajas temperaturas (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ ***Globigerina bulloides*.** Es una de las especies más abundantes y más extendidas entre los foraminíferos. Aunque es predominantemente subpolar (Bé, 1977; Hemleben et al., 1989), es común en zonas de “upwelling” (Hemleben et al., 1989) y límites de corrientes en latitudes bajas (Bé, 1977). Presenta una variedad subtropical denominada *Globigerina falconensis* (Hemleben et al., 1989).

Esta especie se usa para la realización de análisis isotópicos, tanto de oxígeno como de carbono, así como para datación mediante carbono 14. Vive en profundidades situadas entre 50 y 100 metros en aguas con una temperatura de entre 3 a 19°C y una salinidad de 34,4 a 35,87‰ (Pujol, 1980).

En el Mediterráneo *G. bulloides* responde a periodos de alta productividad, siendo abundante en primavera y verano, momento en el que hay una picnoclina muy bien desarrollada (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ ***Turborotalita quinqueloba*.** Especie de la zona subpolar (Bé, 1977; Hemleben et al., 1989), de pequeño tamaño y con simbiontes en su concha (Hemleben et al., 1989) Vive en un rango de temperatura comprendido entre 1°C y 21°C y tolera un amplio margen de salinidad, desde 34,4 a 36‰ (Pujol, 1980). Además, esta especie puede asociarse a un cierto grado de turbulencia y productividad ya que es característica de la zona del Frente Polar (Johannessen et al., 1994). Es muy escasa en el Mediterráneo actual (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ ***Globorotalia inflata*.** Se encuentra entre los 25°S y 50°S en el Atlántico Sur, Pacífico e Índico, y entre los 35°N y 45°N en el Atlántico Norte (Bé, 1977), es decir pertenece a la zona de transición, pero también puede estar en la zona subpolar. En el Atlántico Norte presentan los mayores porcentajes entre las regiones subtropicales y subártico donde las isotermas de superficie se encuentran entre 13 y 19°C (Bé, 1977).

En el Mediterráneo es un componente importante de la asociación de invierno, sobre todo en la zona occidental (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ ***Globorotalia scitula***. Especie de aguas profundas (500 a 1000 metros) que se desarrolla en zonas subpolares o de transición, con una temperatura en la columna de agua variando entre los 5 y 10°C. Según Pujol (1980), su desarrollo es óptimo cuando hay determinadas características físicas y de nutrientes en el agua, siendo por tanto independiente de la temperatura.

➤ ***Globorotalia truncatulinoides***. Especie abundante en la zona de transición, si bien prefiere las condiciones de invierno. Presenta dos morfotipos según su sentido de enrollamiento, así está el morfotipo *levógiro*, que se encuentra en aguas más frías y de mayor latitud que el *dextrógiro*, siendo además más abundante (Bé, 1977). Estos dos morfotipos se distribuyen también siguiendo un patrón de salinidad que en muchos casos se superpone al de temperatura (Pujol, 1975 en Pujol, 1980). En el Mediterráneo Occidental se desarrolla principalmente a finales de verano en zonas profundas de la columna de agua (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995). No obstante, también puede encontrarse en esta región durante el invierno, aunque su porcentaje es mayor en el mar Catalán que en la cuenca Provenzal (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ ***Globigerinoides ruber***. Especie característica de aguas subtropicales, aunque también puede encontrarse en aguas tropicales, siempre y cuando éstas sean superficiales y presenten una temperatura superior a 14°C (Bé, 1977). La alta presencia de esta especie se debe en parte a su simbiosis con zooxantelas (dinoflagelados). Sin embargo, es una de las especies de foraminíferos planctónicos menos resistentes a la disolución (Hemleben et al., 1989). Esta especie tolera rangos de temperatura y salinidad que van, respectivamente de 16° a 31°C y de 22‰ a 49‰ (Bé, 1977).

Existen dos subespecies, las cuales se diferencian según el color que presente la concha: blanco (*alba*) o rosa (*rosae*), siendo esta última debido a un pigmento (feofitina) englobado en la concha, típica de aguas más cálidas y restringida al océano Atlántico. Existe una correlación en abundancia entre esta variedad rosa y la temperatura del agua.

En el Mediterráneo sus mayores abundancias se dan a finales de verano, con una termoclina estacional bien establecida (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ ***Globigerinita glutinata***. Abundante en la zona subtropical, se presenta a profundidades de entre 50 y 100 metros, con una temperatura de 18 a 24°C y una salinidad de 35,87 a 36,5‰ (Pujol, 1980).

En la Figura 1.11 se pueden ver estas especies distribuidas según la temperatura y la provincia biogeográfica a la que pueden adscribirse. La anchura de la banda indica el mayor o menor porcentaje de representatividad de esa especie en esa provincia biogeográfica.

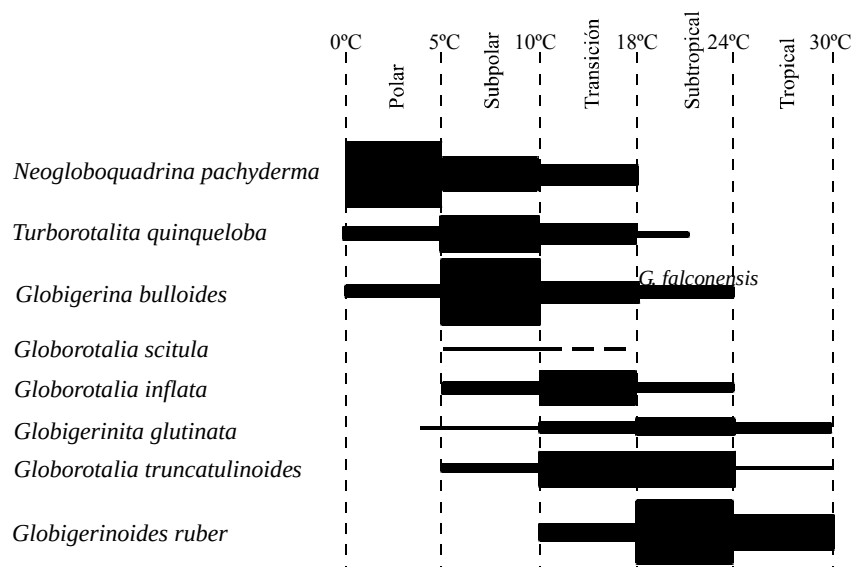


Figura 1.11: Cuadro resumen de las especies descritas anteriormente según su distribución en las diversas provincias biogeográficas (modificada de Bé, 1977).

3.1.5: DISTRIBUCION EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL DE LAS ESPECIES MÁS SIGNIFICATIVAS

Las especies, la mayoría de ellas minoritarias, que se pueden encontrar en el Mediterráneo actualmente son: *N. pachyderma* en sus dos variedades de enrollamiento (dextrógiro y levógiro), *G. bulloides*, *G. falconensis*, *T. quinqueloba*, *G. glutinata*, *G. ruber*, con sus dos subespecies (*alba* y *rosae*), *Globigerinoides trilobus*, *G. sacculifer*, *G. truncatulinoides*, *G. inflata*, *O. universa*, *G. aequilateralis*, *G. hirsuta*, *Globigerina digitata*, *G. calida*, *Globigerinoides tenellus* y *N. dutertrei* (Thunell, 1978; Loubere, 1981; Vergnaud-Grazzini et al., 1986; Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

Las diferencias entre las diversas cuencas del Mediterráneo se pueden explicar por variabilidad estacional y regional, así como por la distribución y/o disponibilidad de nutrientes y las características oceanográficas de cada una de estas cuencas; por tanto no hay correlación directa entre los gradientes de temperatura y salinidad que se dan entre la cuenca occidental y la oriental (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995). Por otra parte la cantidad de foraminíferos en el Mediterraneo occidental es mayor en invierno que en verano, quedando registradas mejor las condiciones de invierno (Vergnaud-Grazzini et al., 1986).

A partir de los datos obtenidos por Pujol & Vergnaud-Grazzini (1995) a lo largo del Mediterráneo empleando redes de plancton se pueden ver los patrones de distribución actual de foraminíferos planctónicos para el Mediterráneo occidental:

❖ **Cuencas Catalana y Provenzal:** se distinguen dos grupos según la profundidad a la que se encuentran las especies: grupo somero, formado por *O. universa*, *G. trilobus* y *G. ruber*, variedad blanca; grupo profundo, constituido por *G. truncatulinoides* y desarrollado bajo la termoclina. Esta situación se da a finales de verano, en invierno las especies someras están ausentes y la asociación está formada por *N. pachyderma* (dextrógira), que puede constituir hasta el 74% de la asociación, *G. bulloides*, *G. inflata* y *G. truncatulinoides*.

❖ **Cuenca Balear:** se registran las mismas especies que en las cuencas anteriores, las cuales configuran la asociación en el golfo de León. No obstante, aquí la especie más importante en la asociación de invierno es *G. truncatulinoides* que puede encontrarse entre el 60 y el 84% de la asociación. Por otra parte se puede encontrar *T. quinqueloba* en diversos porcentajes (50% según Cifelli (1974) y 10% según Thunell (1978)).

Esta asociación es debida a la presencia de sistemas frontales, como el Frente Norbalear, así como a la presencia de una masa de agua fría proveniente del golfo de León formada durante el invierno.

❖ **Mar de Alborán:** la especie fundamental es *G. inflata* que domina la asociación tanto en invierno como en primavera (Cifelli, 1974; Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995). Aparece asociada con *G. bulloides* en primavera y con *G. truncatulinoides* en invierno.

❖ **Costa de África del Norte:** en verano predominan las especies espinosas, como *G. sacculifer*, *G. ruber alba* y *O. universa* que constituyen el 60-80% de la asociación. En invierno la asociación está dominada por *G. inflata*, que también puede encontrarse en profundidad durante el verano.

En estas dos últimas regiones la asociación de foraminíferos planctónicos viene marcada por la presencia de la MAW, el agua atlántica modificada, de ahí que las asociaciones sean diferentes con respecto a las del Mediterráneo noroccidental.

3.2: FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Los foraminíferos bentónicos son organismos pertenecientes al microbentos, es decir, viven en el fondo oceánico (**epifauna**) o dentro del sedimento (**infauna**), si bien también pueden encontrarse en ambientes salobres como marismas o estuarios, ya que la temperatura y salinidad no parecen ser factores significativos a la hora de determinar la distribución de estos protozoos (Van der Zwaan et al., 1999). Sí son factores determinantes el nivel de **oxígeno** en el agua, en la interfase sedimento-agua o en el interior del propio sedimento (Altenbach &

Sarnthein, 1989), así como el **flujo orgánico** que llega desde superficie a través de la columna de agua (Corliss & Emerson, 1990; Van der Zwaan *et al.*, 1990; Schmiedl *et al.*, 2000). Estos dos factores condicionan su distribución en profundidad (Loubere *et al.*, 1993; Alve & Bernhard, 1995; Van der Zwaan *et al.*, 1999; Kaiho, 1999). De esta manera, el flujo orgánico condiciona la abundancia de las diversas especies pero es subordinado cuando el oxígeno comienza a ser limitante, el cual a su vez condiciona la presencia o ausencia de algunos taxones (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

Los patrones de microhábitat y la distribución específica de los foraminíferos bentónicos parecen correlacionarse con los niveles redox presentes dentro del sedimento, de acuerdo con el modelo TROX desarrollado por Jorissen *et al.* (1995) y completado posteriormente por Van der Zwaan *et al.* (1999), que añadieron los niveles redox dentro de la columna del sedimento (este aspecto se explicará más ampliamente en este capítulo). Es claro que la distribución de estos organismos en el sedimento y la ocupación de los diversos microhabitats en el mismo se regulan por la relación existente entre el flujo orgánico, el oxígeno en el sedimento y la competitividad entre las diferentes especies. Cada factor de estos tres actúa de diferente manera y provoca un patrón de comportamiento complejo en las diversas especies y asociaciones (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

La formación y configuración específica de la asociación fósil depende de la distribución vertical de los foraminíferos bentónicos en el sedimento, de las tasas de producción en esas poblaciones y de los procesos tafonómicos que la afectan, así como del modo y profundidad del frente de bioturbación (Loubere *et al.*, 1993). Por otra parte, se debe tener en cuenta que la tasa de producción de conchas es proporcional al oxígeno disponible. La mezcla y la bioturbación se hacen menos efectivas cuando el flujo orgánico se incrementa y la concentración de oxígeno cae, todo esto condiciona el desarrollo de la biocenosis y por tanto la tanatocenosis y la formación de la asociación fósil (Loubere *et al.*, 1993). Además, el tipo de ambiente en el que se desarrollan estos organismos condiciona la proporción de unos nichos u otros, así los ambientes limitados por el alimento (oligotróficos) o por el oxígeno, presentan alta proporción de epifauna y una baja diversidad; en ambientes mesotróficos se registra alta diversidad así como un alto porcentaje de todas las especies; finalmente, en los ambientes eutróficos con poco oxígeno se da baja diversidad con mucha proporción de infauna (Schmiedl *et al.*, 2000). A esto hay que sumar que la población y el grado de reproducción de algunas especies oportunistas están controlados por la variación estacional del flujo de materia orgánica, y que los taxones de infauna profunda muestran menos fluctuaciones estacionales (Ohga & Kitazato, 1997). Las especies no oportunistas suelen estar en equilibrio con el medio y prefieren un hábitat estable y predecible (Schmiedl *et al.*, 2000), además estos ambientes favorecen el

desarrollo de faunas complejas y con diversidad muy alta (*Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993*).

Los foraminíferos bentónicos se han empleado como indicadores de oxigenación, de batimetría y de flujo orgánico, si bien es poco conocida la relación entre su distribución y la profundidad de la columna de agua (tabla modificada de *Van der Zwaan et al., 1999*).

INDICADORES DE	UTILIDAD
Oxigenación	• Reconstrucción de ciclos biogeoquímicos • Historia de la circulación oceánica • Valoración de la polución orgánica • Estimación de la preservación potencial de la materia orgánica
Profundidad	• Análisis geohistórico de cuencas sedimentarias
Flujo orgánico	• Reconstrucción de bioproducción (investigación de CO₂) • Calidad y cantidad de materia orgánica (generación de hidrocarbano)

Desarrollan conchas de tipo aglutinado y calcítico. Las segundas permiten su utilización en estudios isotópicos y, al igual que ocurre en el caso de los foraminíferos planctónicos, se emplean en paleoceanografía. El estudio de los isótopos de carbono en foraminíferos bentónicos pueden reflejar dos tipos de procesos, por un lado el grado de ventilación de las aguas de fondo, y su relación con la circulación termohalina (formas epifaunales), y por otro el nivel de flujo de materia orgánica hacia el fondo y la productividad primaria en superficie (formas infaunales) (*Altenbach & Sarnthein, 1989*). No obstante, se debe tener en cuenta el ambiente y la profundidad a la que viven los organismos en relación con la interfase sedimento-agua, ya que dependiendo de la misma pueden calcificar su concha en equilibrio con el agua intersticial dentro del sedimento o con el agua inmediatamente encima del sedimento (*Jorissen et al., 1995*), reflejando así las diferentes condiciones en el entorno. La mayoría de las especies prefiere vivir en la interfase sedimento-agua porque es ahí donde encuentran su alimento, compuesto principalmente por bacterias y materia orgánica, tanto disuelta como lábil. El 75% del total de especies vive en el primer centímetro de columna de sedimento (*Barmawidjaja et al., 1992; Rathburn & Corliss, 1994; Silva et al., 1996; de Stigter et al., 1998*) y pueden ser considerados como pertenecientes a la epifauna o a la infauna superficial. Las capas profundas son más hostiles debido al descenso en los nutrientes y el oxígeno (*Corliss & Emerson, 1990; Van der Zwaan et al., 1999*); ahí suelen desarrollarse especies muy especializadas, infaunales, que pueden ser de tipo intermedio o profundo, siendo éstas por tanto indicativas de ambientes

estables y con pocas variaciones en sus parámetros físico-químicos (Jorissen, 1999). La falta de oxígeno y la escasez de comida en el sedimento subsuperficial son probablemente los factores más limitantes en la distribución vertical de los foraminíferos en el sedimento (Corliss & Emerson, 1990; Jorissen et al., 1995), y así la distribución de las diversas especies con respecto a las fuentes potenciales de nutrientes, los gradientes de oxígeno en el agua de los poros y la competencia con otras especies de foraminíferos bentónicos y otra fauna bentónica, constituyen la clave para entender las características ecológicas de las diferentes especies (de Stigter et al., 1998). No obstante, algunas especies solventan este problema mediante la utilización de sus pseudópodos que les permiten moverse a través del sedimento (Linke & Lutze, 1993; Alve & Bernhard, 1995; Gooday & Rathburn, 1999; Van der Zwaan et al., 1999; Schmiedl et al., 2000; Duijnste, 2001 (tesis doctoral, capítulo 6); Ernst, 2002 (tesis doctoral, capítulos 3 y 4)).

Según el microhabitat donde vivan los foraminíferos bentónicos, la forma de su concha parece ser diferente así como otras características de la misma; así los epifaunales suelen ser planispirales a trocospirales (de Stigter et al., 1998), planoconvexas a biconvexas, con poros dorsales de gran tamaño, mientras que los ventrales suelen ser menores (Corliss & Emerson, 1990; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). Estas formas facilitan la fijación al sustrato y dan estabilidad en la interfase sedimento-agua (Corliss & Emerson, 1990). Mientras, las especies infaunales suelen ser formas elongadas, biseriadas o triseriadas (de Stigter et al., 1998), con pequeños poros y una superficie suave (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993), con una relación superficie/volumen muy alta (Corliss, 1985; 1991; Corliss & Chen, 1988; Corliss & Emerson, 1990). La mayor densidad de poros se interpreta como una adaptación a las condiciones con bajo nivel de oxígeno dentro del sedimento (Corliss & Emerson, 1990). Estas especies, por otra parte, suelen ser características de ambientes ricos en materia orgánica y escaso oxígeno (Van der Zwaan et al., 1999).

No obstante, la relación entre la morfología de la concha y el flujo orgánico parece difícil de probar. Por otra parte, hay especies planispirales que viven en ambiente profundo dentro del sedimento, como es el caso de *Nonion barleeum*, o especies triseriadas que viven en la interfase del sedimento, como algunas especies de *Uvigerina* y *Bulimina*. Además se debe considerar que la asociación de foraminíferos bentónicos está muy condicionada tanto por la relación directa con el alimento y su disponibilidad, como por la variación estacional que marca la profundidad en el sedimento a la que se puede encontrar una especie, y que viene marcada por la productividad del agua superficial (Van der Zwaan et al., 1999). Corliss & Emerson (1990) sugirieron que el patrón de hábitat se relaciona con el flujo de carbono orgánico que llega al fondo, además, la zonación y la profundidad del hábitat son el resultado de la cantidad de oxígeno disuelto en el sedimento (Figura 1.12).

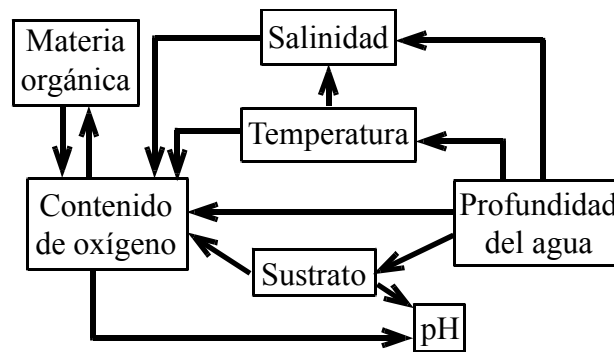


Figura 1.12: Variables presentes en el medio físico que afectan a la distribución de los foraminíferos bentónicos. Las flechas indican las relaciones entre las variables (después de Van der Zwaan, 1982 y modificado de Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993).

Los foraminíferos bentónicos han sido empleados también para cálculos de paleobatimetría mediante la relación foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos -a partir de ahora relación P/B- (de Stigter *et al.*, 1999), ya que los primeros son más abundantes en relación a los segundos según incrementa la profundidad de la columna de agua. No obstante, dicha profundidad de columna de agua no es un factor significativo para la asociación de foraminíferos bentónicos, la cual viene condicionada por la presión hidrostática y la intensidad de luz, factores que varían con la profundidad (Van der Zwaan *et al.*, 1999). Por otra parte, el flujo orgánico desciende según aumenta la profundidad de columna de agua, registrándose un incremento en la relación P/B y produciéndose una sucesión de especies y asociaciones que ya no varían tanto en función de la batimetría como en función del flujo orgánico que llega proveniente de la superficie (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

A continuación comentaremos los dos factores que, como se ha visto, más condicionan la variación en la asociación de foraminíferos bentónicos: el flujo orgánico y la presencia o ausencia de oxígeno.

3.2.1: OXÍGENO

Muchas especies de foraminíferos bentónicos son resistentes a la anoxia (Corliss & Emerson, 1990; Gooday, 1994; Alve & Bernhard, 1995) y pueden vivir largo tiempo bajo condiciones completamente anaeróbicas (Alve & Bernhanrd, 1995; Moodley *et al.*, 1998), si bien los medios que emplean para sobrevivir a esta limitación en el sedimento no son todavía bien conocidos (Van der Zwaan *et al.*, 1999). Es sabido que los cambios en la oxigenación de los poros pueden impulsar la movilidad a lo largo de la columna de sedimento (Van der Zwaan & Jorissen, 1991; Alve & Bernhard, 1995; Duijnste, 2001 (tesis doctoral, capítulo 6); Ernst,

2002 (tesis doctoral, capítulos 3 y 4)). El contenido de oxígeno en el sedimento determina la ausencia o presencia de determinados taxones en la asociación (Van der Zwaan *et al.*, 1999) y la penetración del mismo en el sedimento es el principal factor que regula la abundancia de muchas especies típicas de áreas oligotróficas someras (Jannink *et al.*, 1998). Esta penetración es altamente dependiente del tamaño de grano y no varía mucho con los cambios de la ventilación del fondo; no obstante, las especies tolerantes a la deficiencia de oxígeno son típicas de ambientes fangosos (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

El parámetro biológico que más varía con el contenido en oxígeno y que por tanto puede ayudar a ver la evolución de esta variable en el medio bentónico, es la diversidad específica de la asociación. En ambientes estresantes, aquéllos con escaso o sin oxígeno, la diversidad esperada sería baja, si bien las especies presentes tendrían alto número de individuos (estrategia de la R), por el contrario, en ambientes eutróficos, donde el oxígeno no es un factor limitante se debe esperar alta diversidad y alto número de individuos (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

Estudios de Kaiho (1994; 1999) proponen el BFOI (*Benthic Foraminifera Oxygen Index*, o Índice de Oxigenación en Foraminíferos Bentónicos) que ayuda a definir varios niveles de oxigenación en el sedimento en función de las especies presentes en el mismo (Apéndice 1 del trabajo de 1994 y apéndice A del trabajo de 1999). Un resumen de esta clasificación es la siguiente tabla:

Condición	Nivel oxígeno (ml/l O ₂)	Índice O ₂	F.B. característicos
Alta oxia	+6.0-3.0 / +6.0-3.2	100/50	Disóxicos, subóxicos y alto % de óxicos
Baja oxia	1.5-3.0 / 1.2-2.0 (oxia media: 2.0-3.2)	0/50	Disóxicos, subóxicos y bajo % de óxicos
Suboxia	0.3-1.5 / 0.3-1.2	-40/0	Disóxicos y alto % de subóxicos
Disoxia	0.1-0.3	-50/-40	Disóxicos y bajo % de subóxicos o sin ellos
Anoxia	0-0.1	-55	Sin F.B.

Tabla 1.2: Clasificación de los niveles de anoxia que se pueden encontrar en el sedimento y el tipo de foraminíferos bentónicos que se podrían esperar en los mismos (modificado de Kaiho, 1994; 1999).

3.2.2: FLUJO ORGÁNICO

Existe muy buena correlación entre el componente orgánico encontrado en el sedimento y la densidad de vida bentónica que se puede hallar en el mismo (de Stigter *et al.*, 1998). En ambientes profundos las especies pueden ser consideradas como buenos indicadores del flujo orgánico que llega al fondo de la cuenca (Van der Zwaan *et al.*, 1999) e incluso pueden hablar

sobre el grado de degradación de la materia orgánica que llega al mismo (ver estudio de *Caralp (1989)* para ejemplo).

Ya se ha apuntado anteriormente el estudio que *Corliss & Emerson (1990)* realizaron sobre la variación del flujo orgánico y cómo éste condiciona la profundidad de hábitat de los foraminíferos bentónicos. Esto es debido a la denominada capa óxica, que se desarrolla dentro del sedimento y que controla también la anchura de la capa en la cual las especies pueden encontrar su comida. Así, en un ambiente somero se registra una capa óxica superficial como consecuencia de un alto flujo de Carbono orgánico que agota el oxígeno en el sedimento. A medida que descendemos en profundidad de columna de agua, el flujo disminuye, lo que supone un aumento en la extensión de la capa óxica con el correspondiente aumento de la profundidad del hábitat bentónico. A profundidades mayores de 3000 metros, la profundidad de la capa óxica ya no es un factor limitante para la profundidad de vida, en cambio, la escasez de comida (resultado del muy bajo flujo de Carbono orgánico) favorece los taxones epifaunales y un hábitat superficial.

El parámetro biológico que varía según el flujo orgánico es el número total de foraminíferos bentónicos (*Altenbach & Sarnthein, 1989*) o la tasa de acumulación de foraminíferos bentónicos como parámetro estadístico, es decir, la abundancia y la biomasa de organismos bentónicos, está relacionada directamente con la cantidad de alimento que llega al fondo (*Goody & Turley, 1990*). Así la infauna refleja el volumen de materia orgánica almacenada en el sedimento (*den Dulk et al., 1998; Van der Zwaan et al., 1999*), mientras que la epifauna reacciona al flujo orgánico debido a la productividad externa (*Van der Zwaan et al., 1999*), aunque puede descender bajo una deficiencia de oxígeno, que suele coincidir con periodos de máximos aportes de materia orgánica (*den Dulk et al., 1998*).

Se deduce por tanto que el número de foraminíferos bentónicos aumenta con el incremento en el flujo orgánico, lo que conlleva una disminución en el oxígeno, sobre todo en la interfase sedimento-agua, que hace que el porcentaje de epifauna disminuya mientras que la infauna se conserva en la misma proporción (*Van der Zwaan et al., 1999*). Además, el flujo de materia orgánica regula los gradientes redox y el grado de competitividad por la materia orgánica lábil, siendo la posición de la infauna dentro del sedimento el resultado de la adaptación a cierto nivel redox, a una decreciente presión competitiva y a una disposición estratificada del alimento (*Van der Zwaan et al., 1999*).

Como se ha visto, estos dos factores no pueden ser separados fácilmente, ya que existe una relación directa entre la demanda de oxígeno y el flujo orgánico; así, si el flujo orgánico se

incrementa, facilitará la proliferación de foraminíferos, pero aumentaría el consumo de oxígeno que a su vez afectaría a las poblaciones bentónicas, principalmente a las epifaunales, de manera que sólo se encontrarían especies tolerantes a bajas concentraciones de oxígeno (Van der Zwaan *et al.*, 1999) o incluso se puede llegar a la desaparición total de la fauna por una anoxia excesiva. Por lo tanto, para un aporte de alimento/flujo orgánico constante, un cambio en el contenido de oxígeno puede producir un fuerte impacto sobre la composición faunística de la asociación.

3.2.3: MODELO TROX (Jorissen *et al.*, 1995)

Este modelo asume que la profundidad a la que viven los organismos viene determinada por el contenido en oxígeno y, en presencia de este, por la cantidad de alimento. Las especies de foraminíferos toleran cierto nivel de oxígeno y tienen un requerimiento de alimento concreto, así la profundidad de los microhábitats viene determinada por un nivel crítico de alimento en los ambientes oligotróficos y por un nivel crítico de oxígeno en ambientes eutróficos (Figura 1.13). Van der Zwaan *et al.* (1999) mejoraron este modelo incluyendo las variaciones redox y los diferentes horizontes redox (Figura 1.14) que se dan dentro de los primeros centímetros de columna de sedimento, principalmente para ver la disposición y profundidad de vida de la infauna.

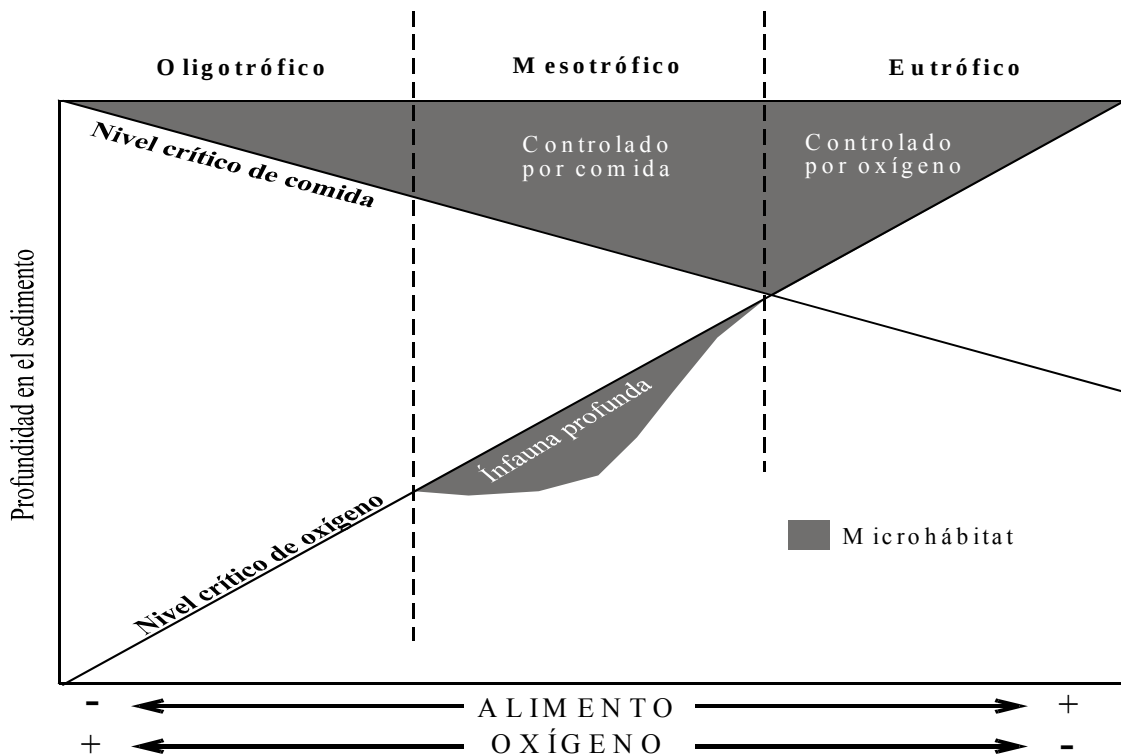


Figura 1.13: Modelo TROX (modificado de Jorissen *et al.*, 1995).

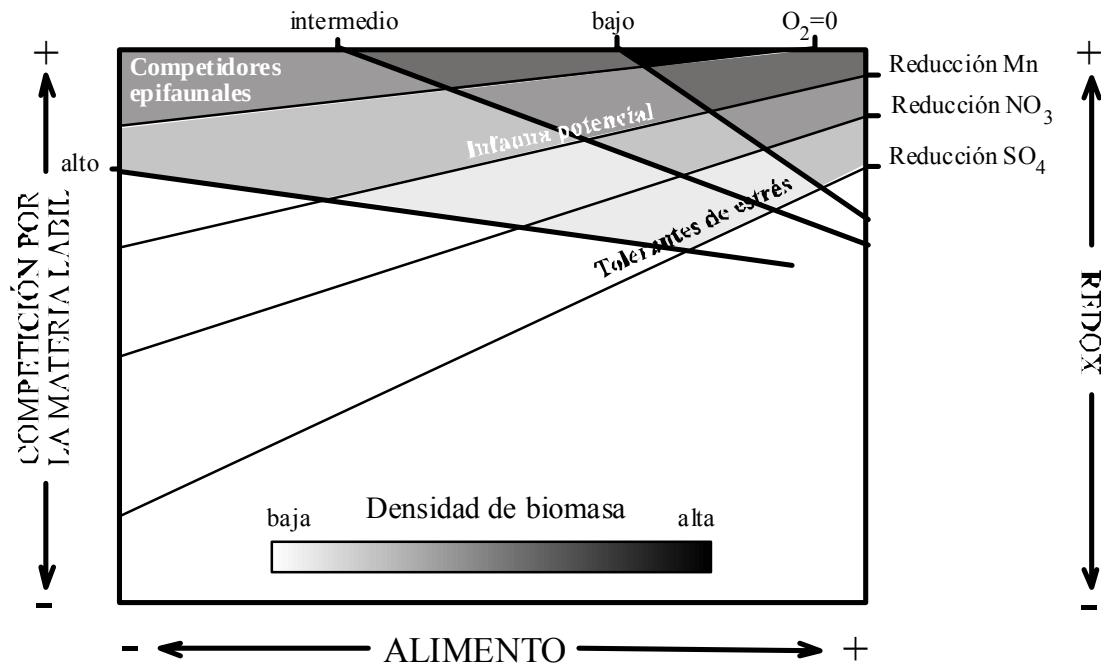


Figura 1.14: Modelo TROX mejorado en el que se incluyen los diferentes niveles redox que se localizan en el interior del sedimento (modificado de Van der Zwaan et al., 1999).

Según este modelo en ambientes oligotróficos el alimento estaría en la superficie del sedimento, con lo cual no habría gran desarrollo de infauna, mientras que en ambientes eutróficos se produciría una profundización de los microhabitats, con un transporte en vertical y hacia mayor profundidad de la materia orgánica debido principalmente a la acción de la bioturbación. Como se registra un alto nivel de nutrientes, es el nivel crítico de oxígeno lo que limita la penetración en profundidad de la infauna.

Así, por este modelo, se deduce que con un incremento en el flujo orgánico se produce un mayor consumo del oxígeno, dándose por tanto una somerización del estrato oxigenado que disminuye la profundidad en la que la infauna se puede desarrollar. Aunque el modelo muestra que la relación entre flujo orgánico y profundidad de vida no es lineal, no niega la relación entre flujo orgánico e infauna. Si se evoluciona de ambientes oligotróficos a unos más eutróficos, la profundidad de los microhábitats en el sedimento es mayor y probablemente el nicho infaunal se extienda. En un ambiente eutrófico la profundidad de vida se hace menor. No obstante, el incremento del estrés por falta de oxígeno eliminaría preferentemente a los taxones epifaunales menos resistentes, dando como resultado un incremento en la infauna hasta constituir casi el 100% de la asociación en ambientes extremadamente disóxicos (Verhallen, 1990). Por tanto, la oxigenación es considerada como el principal parámetro controlador en los ecosistemas eutróficos, mientras que la disponibilidad de comida constituye el principal factor regulador de

la distribución vertical de la fauna en los ambientes más oligotróficos (Jorissen *et al.*, 1995; Fontainer *et al.*, 2002).

En resumen, la comida o flujo orgánico es el parámetro determinante de la asociación hasta que la limitación por falta de oxígeno impide el desarrollo de determinadas especies. Por otra parte, la competencia, tanto por la comida como por el espacio, es otro de los factores que estructura los microhábitats de los foraminíferos bentónicos (Figura 1.15). La proporción relativa de las especies es dependiente de la ausencia o éxito de las otras especies de la asociación (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

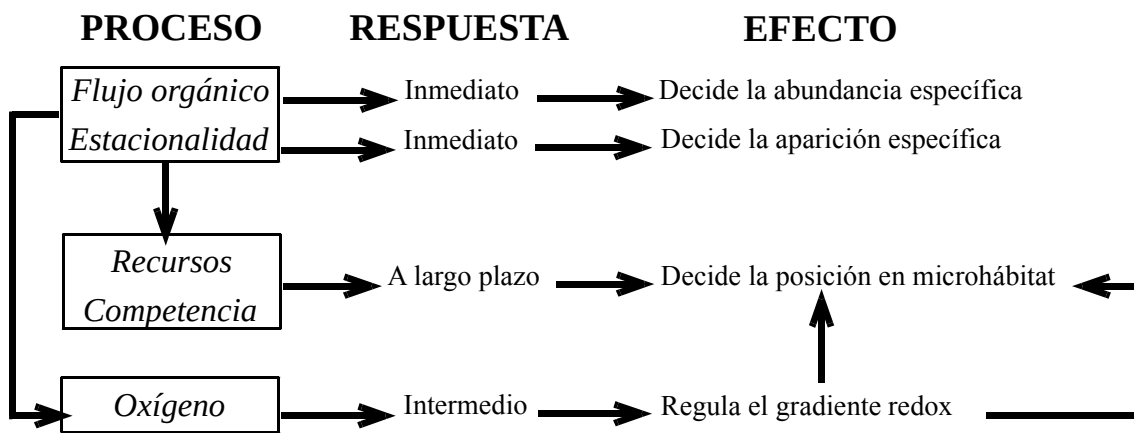


Figura 1.15: Factores y procesos que afectan a la distribución en el fondo del océano de los foraminíferos bentónicos indicándose la respuesta de los foraminíferos bentónicos a los mismos y el efecto que producen en la asociación (modificado de Van der Zwaan *et al.*, 1999).

3.2.4: CARACTERÍSTICAS ECOLÓGICAS DE LAS ESPECIES MÁS SIGNIFICATIVAS EN ESTE ESTUDIO

➤ ***Globobulimina* spp. y *Chilostomella oolina*:** (dentro de *Globobulimina* spp. se han incluido las siguientes especies: *Globobulimina pupoides*, *Globobulimina pacifica*, *Praeglobobulimina spinencens* y *Praeglobobulimina pirula*). Ambas, *Globobulimina* spp. y *Ch. oolina*, son especies infaunales, si bien la profundidad a la cual se comienzan a encontrar estas especies dentro del sedimento varía según los autores: puede ir desde 1,5 centímetros (Schmiedl *et al.*, (2000) que los consideran como infaunales intermedios a profundos), pasando por los 7 centímetros (Mackensen & Douglas, 1989), e incluso se han registrado a partir de los 9 centímetros (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). Son tolerantes a la disoxia y a la suboxia, e incluso resisten periodos de anoxia (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993) y son típicas de zonas de alta productividad donde los flujos orgánicos son relativamente altos (Altenbach & Sarnthein, 1989; Bernhard, 1992; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993), lo cual suele ir acompañado de esas condiciones subóxicas y disóxicas en los poros del sedimento y en el agua

del fondo (*Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993*). Los picos de abundancia de estas especies se dan por debajo de la interfase anóxica-óxica (*Bernhard, 1992*), ya que están adaptadas a vivir dentro del sedimento. Su hábitat es más profundo a medida que aumenta la ventilación en el fondo, es decir, viven allí donde no hay competitividad ni depredación; no obstante, prefieren vivir cerca de la superficie del sedimento en zonas con poca ventilación porque esas condiciones son desfavorables para otros foraminíferos bentónicos y también para los depredadores macrobentónicos (*Mackensen & Douglas, 1989*).

Además son especies que varían en profundidad estacionalmente en respuesta a la profundidad de la capa oxigenada. No son géneros oportunistas sino que están en equilibrio con el medio, prefiriendo un hábitat estable y predecible (*Schmiedl et al., 2000*).

No obstante, *Ch. oolina* parece ser típica de zonas donde la materia orgánica lábil es introducida en ambientes altamente disódicos o anódicos. En caso de que la materia orgánica sea de menor calidad, es decir, esté más degradada, se ve reemplazada por *Globobulimina* spp. (*Fontainer et al., 2002*). Si bien ambas prefieren vivir en zonas con altas cantidades de materia orgánica y en sedimentos con bajo contenido en carbonato (*De Rijk et al., 1999b*).

➤ ***Cibicidoides* spp.:** (incluye las especies *Cibicidoides kullenbergi* y *Cibicidoides pachydermus*) es un género que puede vivir en las zonas batial y abisal (*van Morkhoven et al., 1986*). Se considera epifaunal, si bien puede vivir en el centímetro mas superficial del sedimento, ya que su profundidad media de vida ronda los 0,7 centímetros (*Schmiedl et al., 2000*). Se da en zonas de bajo flujo de carbono ($<0,17-0,25 \text{ mol C/m}^2\text{y}$ -*Altenbach & Sarnthein, 1989-*). La especie *Cibicidoides pachydermus* (una de las más abundantes en los testigos estudiados) está adaptada a ambientes oligotróficos, pudiendo encontrarse en zonas de plataforma abierta (*Schmiedl et al., 2000*).

➤ ***Pyrgo murrihna*:** especie epifaunal que se encuentra desde el batial medio al medio abisal (*van Morkhoven et al., 1986*). Al igual que otros miliólidos, se encuentra mayoritariamente en ambientes con alta oxigenación en el fondo (*Nolet & Corliss, 1990; den Dulk et al., 1998*).

➤ ***Gyroidina soldanni* y *Gyroidina altiformis*:** el género *Gyroidina* está adaptado a condiciones de baja cantidad de comida (*De Rijk et al., 1999b*), encontrándose entre los pocos que es capaz de vivir en las plataformas oligotróficas y en los fondos abisales del Mediterráneo actual (*Massiota et al., 1976; Cita & Zocchi, 1978; Vismara-Schilling & Parisi, 1981; Rasmussen et al., 2002*).

- ***Quinqueloculina seminulum* y *Quinqueloculina lamarckiana*:** se encuentran en ambientes con alta oxigenación (*den Dulk et al., 1998*) y se han hallado en los sedimentos pre y post-sapropelíticos (*Mullineaux & Lohmann, 1981; Nolet & Corliss, 1990*).
- ***Cassidulina laevigata*:** especie epifaunal característica de áreas con flujo de comida de tipo estacional. Además es considerada una especie oportunista que habita en regiones con pulsos de materia orgánica impredecibles, en sedimentos pobres en material orgánico (*Goody, 1986; 1988; Goody & Lamshead, 1989; Rasmussen et al., 2002*).

3.2.5: FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MEDITERRÁNEO: DISTRIBUCIÓN ACTUAL

El patrón de distribución actual de la microfauna bentónica en el Mediterráneo está regido por las interacciones entre la profundidad del agua, el sustrato y el aporte de comida. Es decir, la distribución está gobernada por una interacción compleja entre los diferentes factores medioambientales de la región. La naturaleza de mar semicerrado y su particular hidrografía evitan la comparación de los patrones de foraminíferos bentónicos del Mediterráneo con otras zonas del océano. Por otra parte, la anoxia recurrente durante los últimos 400 ka en la cuenca oriental ha contribuido al desarrollo de la fauna actual (*De Rijk et al., 1999b*).

La distribución geográfica está regida por la productividad primaria, decreciente de oeste a este, resultando menor flujo orgánico en la cuenca oriental mediterránea habiendo por tanto menor disponibilidad de alimento para la microfauna bentónica. No obstante, la distribución geográfica presenta una subdivisión y así se encuentran, 1) especies que se dan en toda la cuenca mediterránea, 2) especies restringidas a la cuenca oriental o a la occidental, y 3) especies con distribución geográfica limitada localmente (*De Rijk et al., 1999b*).

La diversidad es mayor en el mar de Alborán y el mar Balear, sin embargo la proporción de foraminíferos aglutinados por debajo de los 1000 metros es mayor en el Mediterráneo oriental (27%) que en el occidental (14%). Dentro de estos la especie más abundante es *Glomospira charoides* (*De Rijk et al., 1999b*). Además es máxima entre los 200 y los 1000 metros y se puede establecer una zonación batimétrica de las especies encontradas a lo largo de toda la cuenca y así se pueden considerar especies someras (<1000 m) a *Cassidulina crassa*, *Cassidulina laevigata/carinata*, *Hyalinea balthica*, *Bulimina marginata* (500-1000 m), y *Bulimina aculeata* (0-500 m) y especies de aguas profundas (>1000 m) a *Glomospira charoides*, *Gyroidinoides orbicularis*, *Gyroidinoides altiformis*, *Biloculinella* spp. y *Uvigerina mediterranea* (≈1000 m) y *Uvigerina peregrina* (>2000 m).

Finalmente, se encuentra una gran correlación entre el flujo de Carbono orgánico y las abundancias de foraminíferos bentónicos. El aporte de materia orgánica lábil está determinando por el flujo vertical de Carbono orgánico al fondo; no obstante la epifauna y la infauna superficial prefieren materia orgánica lábil (Gooday, 1993), mientras que la infauna profunda se alimenta preferentemente de materia orgánica degradada (Goldstein & Corliss, 1994).

3.2.6: FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL ESTUDIO DE SAPROPELES Y REGIONES CON ESCASA VENTILACIÓN DE FONDO

Muchos han sido los estudios realizados en el Mediterráneo sobre foraminíferos bentónicos debido a la sensibilidad que presentan estos organismos a los cambios en las propiedades químicas y físicas de las aguas profundas, asociadas a las fluctuaciones de la circulación termohalina. Estos estudios consideran tanto asociaciones fósiles (Caralp, 1988) como vivas (Schmiedl et al., 2000), pero la mayoría se han basado en el estudio del Holoceno o en la respuesta de los foraminíferos bentónicos a los fenómenos de parada de la circulación profunda durante la formación de los sapropeles (Mullineaux & Lohmann, 1981; Nolet & Corliss, 1990; Jorissen et al., 1995; Jorissen, 1999; De Rijk et al., 1999a; Ascoli et al., 2001), o en las zonas donde se producen cambios en la oxigenación del fondo, como el mar Adriático (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). Sin embargo, poco se conoce sobre la respuesta de los foraminíferos bentónicos a la variabilidad milenial registrada en el último periodo glacial, motivo principal de este trabajo. No obstante, los estudios realizados en los sapropeles son de gran ayuda porque dan pistas paleoecológicas sobre las diferentes especies encontradas en este estudio, así como pistas sobre la respuesta del sistema mediterráneo a cambios paleoclimáticos y paleoceanográficos a nivel local, regional y en algunos casos global.

Durante la formación de estas capas, las aguas de fondo eran anóxicas y por lo tanto inhóspitas para los organismos bentónicos aerobios (Mullineaux & Lohman, 1981), por tanto las faunas que cabría esperar cerca de estas capas deberían presentar organismos resistentes a esa anoxia, suponiendo, por tanto, una ruptura de la asociación normal de fondo. Así, inmediatamente debajo o encima de los sapropeles del Mediterráneo oriental, la asociación que encontramos está formada por *Bolivina* spp., *Globobulimina affinis* y *Chilostomella mediterraneensis*, especies que también pueden estar presentes en el interior de estas capas (Mullineaux & Lohman, 1981; Nolet & Corliss, 1990), mientras que en los momentos donde no hay registro de sapropeles en el sedimento se encuentra una fauna bentónica compuesta por lo que estos autores denominaron “Miliólidos variados” (“assorted Miliolidae” en la terminología inglesa) junto a la especie *Quinqueloculina lamarckiana* (Mullineaux & Lohman, 1981; Nolet & Corliss, 1990). En las zonas de transición entre la fauna normal y la fauna propia de los sapropeles encontraron una asociación compuesta por *Gyroidinoides* cf. *G. neosoldanii*

(Mullineaux & Lohman, 1981) y por *Gyroidina* spp. (Nolet & Corliss, 1990). La diversidad específica en los sapropeles es muy baja, al igual que el número de foraminíferos; no obstante la fracción terrígena gruesa es relativamente alta así como la preservación del carbonato cálcico, que también es muy buena (Mullineaux & Lohman, 1981).

Jorissen (1999) realizó un estudio amplio y detallado de las sucesiones de foraminíferos bentónicos que se podían identificar en los sapropeles S6, S5 y S1. Según este estudio la colonización del fondo marino posterior a la terminación de la capa sapropelítica por foraminíferos bentónicos varía mucho de un sapropel a otro. La conclusión fundamental de este trabajo es que las asociaciones encontradas en los sedimentos, tanto pre- como post-sapropelíticos, dependen del grado de rapidez en que se produzcan la parada en la ventilación y/o en la re-oxigenación del fondo de la cuenca. Así, si se observa una fauna dominada por formas infaunales profundas, el ecosistema habría sufrido un empeoramiento o una recuperación lenta, con una columna de agua estable durante la formación del sapropel, mientras que si, tras la sedimentación del sapropel, se encuentra una fauna dominada por especies oportunistas comedoras de fitodetritus, se estaría frente a una rápida re-oxigenación con una columna de agua mucho más inestable (Jorissen, 1999)

3.2.6.1: Escasa ventilación estacional: El mar Adriático

La hipoxia estacional, registrada principalmente en verano, se da en las zonas de plataforma interna y media de los mares semicerrados del Mediterráneo, y se relaciona con la estratificación por densidad y el rápido consumo de oxígeno en la capa de fondo (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). Esta circunstancia se da en primavera y verano en el mar Adriático, sobre todo en su zona norte, debido a los nutrientes y a la materia orgánica proveniente del río Po. Los foraminíferos bentónicos que se encuentran allí son *Bulimina marginata*, *Valvulineria complanata* y *Nonionella turgida*, muy tolerantes al estrés por falta de oxígeno (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993) y que pueden considerarse oportunistas (Van der Zwaan & Jorissen, 1991).

CAPÍTULO II

CAPÍTULO II

TÉCNICAS Y METOLOGÍA

DE TRABAJO



1. MATERIALES EMPLEADOS.

Para la realización de esta memoria se han empleado dos testigos de gravedad, ambos recuperados por el buque de investigación francés Marion Dufresne (Figura 2.1). El primero, MD95-2043 (36°8,6'N; 2°37,3'O) fue recuperado en el mar de Alborán durante el crucero IMAGES I a 1.841 metros de profundidad y de él se han estudiado los primeros 1.640 centímetros. El segundo testigo, MD99-2343 (40°29,84'N; 4°1,69'E), fue recogido a 2.391 metros de profundidad en el mar Catalano-Balear durante el crucero IMAGES V, habiéndose estudiado los 1.820 metros superiores. Ambos testigos están estudiados a un intervalo de muestreo de 10 centímetros, que en el caso del testigo MD95-2043 con una tasa de sedimentación media de 31 cm/ka (centímetros por 1000 años) supone una muestra cada 322,5 años y en el segundo testigo, MD99-2343, con una tasa de 32 cm/ka, se estima una muestra cada 312,5 años.

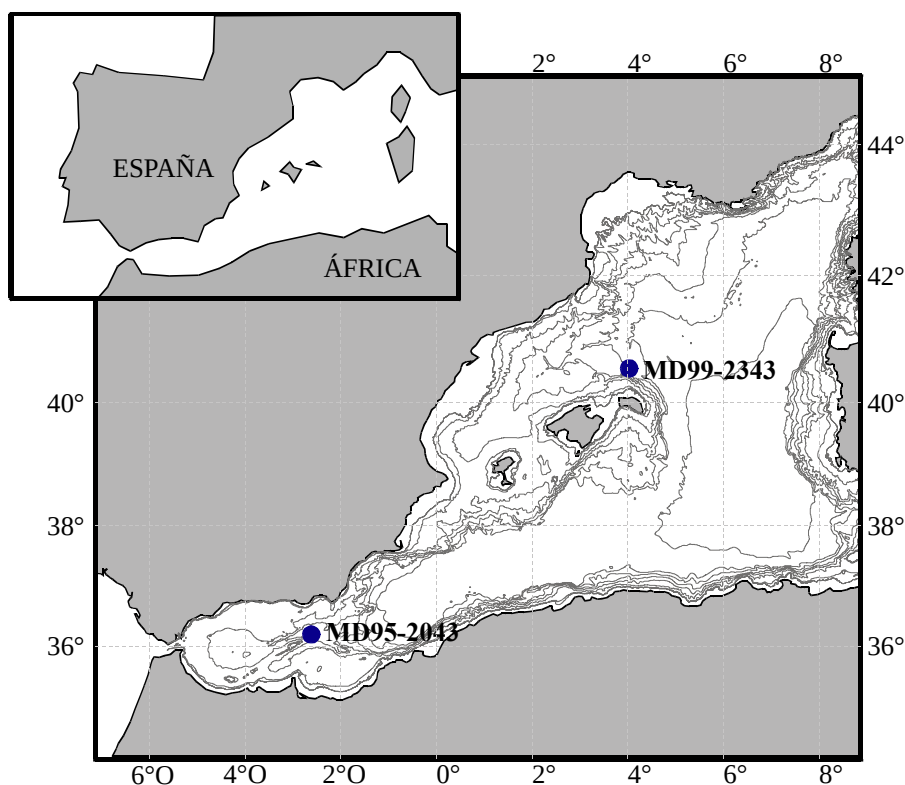


Figura 2.1: Situación en el Mediterráneo occidental de los testigos estudiados en esta memoria junto con la topografía del fondo de la cuenca.

La técnica de preparación de las muestras es la usada normalmente para la obtención de foraminíferos; para el testigo MD95-2043 se procedió al pesado de 12 gramos, como media, de muestra bruta previamente secada en estufa a baja temperatura. Para el testigo MD99-2343, se

pesaron 16 gramos, como media, de muestra bruta seca. Posteriormente se tamizaron con una luz de malla de 62 micras, desestimándose la fracción menor a este tamaño. Después del secado en estufa a 50°C de la fracción superior a 62 μm se procedió al tamizado en seco con un tamiz de 150 micras. Las dos fracciones resultantes se pesaron y se almacenaron por separado. La fracción estudiada ha sido la superior a 150 μm , si bien el tratamiento de la misma ha sido diferente según se tratase de hacer recuento para foraminíferos planctónicos o para foraminíferos bentónicos, dependiendo del testigo que fuese, dado que para el caso del testigo MD95-2043, los foraminíferos planctónicos ya habían sido estudiados (*Pérez-Folgado et al., 2003*).

En el caso del estudio de los foraminíferos planctónicos del testigo MD99-2343 se procedió a cuartear con un “*microsplitter*” (microcuarteador) la fracción superior a 150 μm un número de veces tal que la proporción obtenida contuviese de 300 a 400 individuos de este grupo, lo que permite conseguir un grado de precisión del 90-95% (*Dennison & Hay, 1967*), que implicaría detectar especies representadas en un porcentaje superior al 0,8% en la asociación. Esta porción cuarteada fue empleada para la identificación taxonómica de las especies. Del recuento se han obtenido las proporciones empleadas tanto para la realización del modelo de edad como para la realización del estudio de asociaciones y el ulterior cálculo de paleotemperaturas mediante procedimientos que más adelante se explicarán dentro de este capítulo de la memoria.

En ambos testigos, para estudiar las diferentes especies de foraminíferos bentónicos, se procedió al estudio de la fracción de 150 μm en su totalidad debido a la escasez de estos organismos en las muestras. Por término medio, en el testigo del mar de Alborán, MD95-2043, se encontraron 110 individuos, mientras que en el testigo del mar Catalano-Balear, MD99-2343, se contabilizaron 91 individuos como media. Esto puede suponer un problema porque podrían considerarse valores demasiado bajos para un estudio micropaleontológico, sin embargo, un estudio reciente (*Fatela & Taborda, 2002*) recoge que, en la mayoría de los estudios paleoceanográficos, recuentos de 100 individuos pueden considerarse válidos para trabajar porque en sólo se consideran especies con un porcentaje superior al 5%.

Una vez realizado el recuento sistemático de foraminíferos bentónicos, y tras el cálculo de las proporciones de cada especie, se procedió a la agrupación de determinados grupos, según similitud ecológica o con los mismos condicionantes ambientales para así poder reducir el número de especies a manejar. No obstante, se hizo necesario el uso de algunos programas y

métodos estadísticos para facilitar el tratamiento de la asociación, los cuales se detallan más ampliamente en un apartado dentro de este capítulo.

2. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS EMPLEADOS PARA EL ESTUDIO DE MICROFAUNA

2.1: FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Previamente a todos los tratamientos y métodos realizados se procedió a agrupar aquellas especies con afinidades ecológicas y/o taxonómicas para así reducir el número de variables a considerar, así como para hacer que determinados grupos sistemáticos tuvieran mayor peso en la asociación, ya que considerando las especies por separado la proporción de la mismas era muy pequeña. No obstante, hay especies que, aunque con escaso porcentaje en la asociación total, se han considerado independientemente por su especial significado en estudios paleoecológicos. Los grupos considerados para cada testigo son los siguientes:

Testigo MD95-2043

Aglutinados	<i>Lenticulina</i> spp.
<i>Eggerella bradyi</i>	<i>Marginulina</i> spp.
<i>Karreriella bradyi</i>	<i>Glandulina</i> spp. + <i>Pseudoglandulina</i> spp.
<i>Articulina tubulosa</i>	<i>Fissurina</i> spp. + <i>Oolina</i> spp. + <i>Paliolatella</i> spp. + <i>Parafissurina</i> spp.
<i>Pyrgo comata</i>	<i>Bulimina costata</i> + <i>B. inflata</i>
<i>Pyrgo depressa</i>	<i>Bulimina marginata</i> + otros Bulimínidos
<i>Pyrgo elongata</i>	<i>Fursenkoina</i> spp.
<i>Pyrgo murrihna</i>	<i>Globobulimina</i> spp. + <i>Praeglobobulimina</i> spp.
<i>Pyrgo laevis</i> + <i>P. lucernula</i> + <i>P. sarsi</i>	<i>Uvigerina hispida</i>
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> + <i>Quinqueloculina seminulum</i>	<i>Uvigerina mediterranea</i>
Otras Quinqueloculinas	<i>Uvigerina peregrina</i>
<i>Spiroloculina tenuiseptata</i>	<i>Bolivina spathulata</i> + <i>Bolivina dilatata</i>
<i>Biloculinella</i> spp.	<i>Bolivina pseudoplicata</i>
<i>Miliolinella</i> spp.	<i>Brizalina alata</i>
<i>Miliolinella subrotunda</i>	<i>Brizalina subaenariensis</i>
<i>Triloculina</i> spp.	<i>Cassidulina laevigata</i>
Otros miliólidos	<i>Cassidulina crassa</i>
<i>Astacolus</i> spp.+ <i>Dentalina</i> spp.	<i>Hoeglundina elegans</i>
<i>Lagena</i> spp. + <i>Procerolagena</i> spp.	<i>Robertina tasmanica</i>

Rosalina spp. + *Discorbis* spp.
Valvulineria bradyana
Valvulineria spp.
Cibicides lobatulus + *C. refulgens*
Cibicidoides pachydermus
Cibicidoides wuellerstorfi
Gyroidina spp.
Gyroidina altiformis
Gyroidina soldanii
Hyalinea balthica

Testigo MD99-2343

Aglutinados
Eggerella bradyi
Karreriella bradyi
Articulina tubulosa
Biloculinella spp.
Miliolinella spp.
Pyrgo comata
Pyrgo depressa + *Pyrgo murrihna*
Pyrgo elongata
Pyrgo lucernula + *Pyrgo sarsi*
Pyrgoella sphaera
Quinqueloculina seminulum +
 Quinqueloculina lamarckiana
Quinqueloculina spp.
Spiroloculina spp.
Triloculina spp.
Triloculina adriatica
Triloculina tricarinata
Otros miliólidos
Astacolus spp. + *Dentalina* spp.
*Lagen*a spp. + *Procerolagena* spp.
Lenticulina spp.
Marginulinas+*Nodosarias*+*Polymorphinas*
Glandulinas+*Pseudoglandulinas*
Fissurina spp. + *Oolina* spp. + *Paliolatella*
 spp. + *Parafissurina* spp.
Bulimina costata + *Bulimina inflata*
Bulimina marginata + otros Bulimínidos
Fursenkoina spp.

Chilostomella oolina
Pullenia bulloides
Pullenia quinqueloba
Melonis barleanum
Melonis pompiloides
Melonis soldanii
Nonionella turgida
Elphidium spp. + *Cribononion* sp.
Ammonia spp.

Globobulimina spp. + *Praeglobobulimina*
 spp.
Uvigerina. mediterranea
Uvigerina peregrina
Bolivina spathulata + *Bolivina dilatata*
Bolivina pseudoplicata
Brizalina spp.
Cassidulina laevigata
Cassidulina crassa
Hoeglundina elegans
Robertina tasmanica
Rosalina spp. + *Discorbis* spp.
Valvulineria bradyana
Cibicides lobatulus
Cibicidoides pachydermus
Cibicidoides wuellerstorfi
Gyroidina altiformis
Gyroidina parva
Gyroidina soldanii
Hyalinea balthica
Chilostomella oolina
Pullenia spp.
Pullenia bulloides
Pullenia quinqueloba
Melonis barleanum
Melonis pompiloides
Nonion fabum
Nonionella turgida
Elphidium spp. + *Cribononion* sp.
Astrononion stelligerum

Después de esta agrupación se procedió al estudio estadístico de la asociación. Se realizaron dos análisis de tipo **factorial**. Con el análisis factorial se consigue reducir los datos obtenidos, de tal manera que, tras un tratamiento estadístico complejo, se obtiene un número limitado de variables o factores con los cuales se explica la variabilidad de los datos. Los factores obtenidos se caracterizan por ser una combinación lineal de las variables originales, estar interrelacionados entre sí y porque no son observables (García & Ibar, 2001).

El primer análisis desarrollado fue de tipo **factorial**, mediante la herramienta CABFAC (disponible en la dirección de internet: www.pangaea.de). Este análisis se llevó a cabo en los dos testigos que configuran este estudio y en ambos se consideraron los resultados obtenidos con un número de factores igual a 6 debido a que permitían explicar entre el 90% (testigo MD95-2043) y el 85% (testigo MD99-2343) de la varianza. El segundo análisis factorial corresponde al **análisis de Componentes Principales** o PCA (*Principal Component Analysis*) (Jannink, 2001; Duijnste, 2001; Ernst, 2002; Langezaal, 2003), para el cual se ha empleado el programa CANOCO 4.0 (Ter Braak & Smilauer, 1998). Este tipo de análisis consiste en una transformación lineal de un número de variables originales en un número igual de variables nuevas, donde cada nueva variable es una combinación de las antiguas (Davis, 1973). Por otra parte, este método permite incluir variables ajenas a las muestras y a las especies para ver sus posibles relaciones, y así se han incluido en el análisis variables sedimentarias y parámetros biogeoquímicos para determinar la relación entre estos mismos y las diferentes especies encontradas. Este análisis sólo fue posible realizarlo para el testigo MD95-2043, ya que era el único del que se disponía de datos biogeoquímicos fiables y de alta resolución.

Finalmente se llevó a cabo un análisis de **grupos** o **jerárquico** que permite la clasificación de las variables, en este caso especies o agrupaciones de las mismas, en grupos homogéneos de tal manera que entre las variables de un mismo grupo haya una gran correlación y que la correlación entre los diferentes grupos sea también lo mejor posible (Davis, 1973). De este análisis se obtiene un gráfico de tipo dendograma o “*cluster*”. Este tipo de análisis es muy útil en el caso del estudio de asociaciones de foraminíferos bentónicos y ha sido ampliamente empleado en la literatura (p. ej. Kouwenhoven et al., 1997; 1999; Den Dulk et al., 2000) ya que gracias a él es muy fácil observar las diferentes asociaciones, las relaciones entre las especies y las diferencias entre unas y otras. Para la realización de este tipo de análisis se ha empleado el programa SPSS 11.0 para Windows, usando la correlación de Pearson como método, con una conexión de tipo promedio entre las variables y dando mayor peso a la correlación dentro de los grupos.

2.2: FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos sólo se han estudiado para el testigo MD99-2343, recogido en el mar Catalano-Balear ya que las mismas han sido estudiadas previamente (Pérez-Folgado *et al.*, 2003). Al igual que para foraminíferos bentónicos, se ha realizado un análisis **factorial** para así poder discriminar las asociaciones y el lapso en el cual son más importantes las mismas, encontrándose 4 factores que representan el 96,31% de la varianza total del testigo, unido a un análisis de tipo **jerárquico**, si bien en este caso se ha utilizado la correlación entre grupos, ya que permitía la mejor definición de las diferentes asociaciones que se encuentran presentes en el testigo. La lista de las especies empleadas para los análisis es la siguiente:

<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globorotalia inflata</i>
<i>Globigerina calida</i>	<i>Globorotalia scitula</i>
<i>Globigerina falconensis</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> , dextrógira
<i>Globigerina rubescens</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> , levógira
<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> , dextrógira
<i>Globigerinoides ruber</i> , subespecie blanca	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> , levógira
<i>Globigerinoides ruber</i> , subespecie rosa	<i>Orbulina universa</i>
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	<i>Turborotalita quinqueloba</i>

3. MÉTODOS DE CÁLCULO DE PALEOTEMPERATURAS

Son muy amplias y extensas las aplicaciones de los foraminíferos tanto en paleoclimatología como en paleoceanografía. Todos estos métodos y procedimientos se basan en el principio del Actualismo, el cual asume que a igualdad de procesos en el presente y en el pasado y con taxones similares, las asociaciones faunísticas tendrán constituciones próximas. Por otra parte, la temperatura superficial del agua es una variable que condiciona de manera importante las asociaciones de la microfauna, sobre todo la planctónica. Todo ello ha llevado al desarrollo de métodos estadísticos para el cálculo de paleotemperaturas. Dos de esos métodos son la técnica de los **Análogos Modernos** (Hutson, 1980; Prell, 1985) y las **funciones de transferencia** (Imbrie & Kipp, 1971). En esta memoria sólo se hablará del primero ya que es con el método elegido. No obstante ambas técnicas consideran que a partir de la composición faunística de sedimentos marinos superficiales y de un parámetro físico del agua (en nuestro

caso la temperatura) en el punto de estudio, se puede estimar el valor de ese mismo parámetro para tiempos pasados a partir de la asociación faunística fósil (Salvignac, 1998).

Además de estos métodos existen otros que miden esta misma variable ambiental sin necesidad del uso de análisis estadísticos, es decir, de modo directo, necesitándose simplemente una calibración con faunas o sedimentos recientes. Entre estas técnicas están la **relación Mg/Ca** en la concha de foraminíferos planctónicos y el uso de marcadores biológicos o biomarcadores (Elington *et al.*, 1993) uno de los cuales es el método de las **alquenonas** (Brasell *et al.*, 1986).

Las alquenonas son moléculas orgánicas de pequeño tamaño, en este caso cetonas metilo de cadena larga (37 carbonos) que pueden ser di-, tri- o tetra-insaturadas. Estas moléculas son segregadas por cocolitofóridos, los cuales modifican el grado de insaturación de las mismas debido a los cambios en la temperatura del agua superficial con la finalidad de mantener la fluidez de sus membranas celulares. Este grado de insaturación $U^{K'}_{37}$ (Prahl & Wakeman, 1987) se expresa de manera cuantitativa mediante los diferentes isómeros de alquenonas de 37 carbonos:

$$U^{K'}_{37} = (C_{37:3}) / (C_{37:3} + C_{37:2})$$

Una vez obtenido este grado de insaturación, sólo queda la aplicación de una calibración térmica. La más aceptada es la de Prahl *et al.* (1988): $U^{K'}_{37} = 0,034T + 0,039$, si bien se está cambiando por la de Müller *et al.* (1998): $U^{K'}_{37} = 0,033T + 0,0344$

3.1: TÉCNICA DE LOS ANÁLOGOS MODERNOS (MAT: MODERN ANALOG TECHNIQUE)

Fue empleada por primera vez por Hutson (1980), pero Prell en 1985 la desarrolló más ampliamente. Para su aplicación se necesitan una serie de datos de partida:

1. Una base de datos actual formada por una cantidad suficientemente significativa de sedimentos marinos superficiales ("coretops") y que sea lo bastante representativa de las condiciones actuales en ese punto. De estas muestras se conocen las proporciones de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos. En nuestro caso se ha empleado la base de datos de Kallel *et al.*, (1997) que incluye muestras del mar Mediterráneo y del océano Atlántico Norte (Figura 2.2), con lo cual recoge un rango de temperaturas suficientemente extenso para cubrir los hábitats de las especies de foraminíferos planctónicos de nuestra zona de estudio.

2. Las temperaturas actuales (SST, Sea Surface Temperature) correspondientes a las muestras anteriores, las cuales se extraen del Atlas mundial del Océano de Levitus (1982; 1994).
3. Las muestras de nuestro sondeo, es decir, las muestras que se quieren estudiar y comparar con las actuales para la reconstrucción de paleotemperatura y de las que también se conocen los porcentajes de las especies de foraminíferos planctónicos.

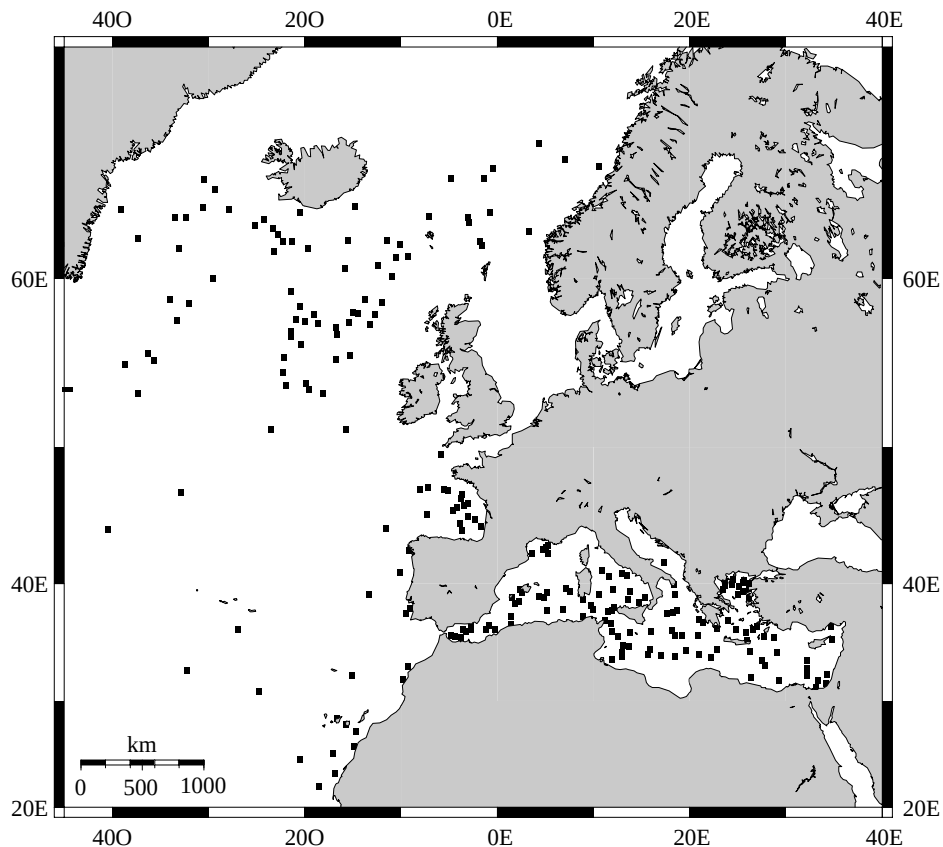


Figura 2.2: Mapa con la situación de los testigos de la base de datos empleada para el cálculo de los Análogos modernos (modificado de Kallel et al., 1997).

Supone una analogía directa entre la asociación fósil y las muestras modernas, para lo cual emplea una distancia estadística que dice cuánto se asemeja la muestra fósil a las actuales. Se trata, por tanto, de buscar un *coeficiente de “disimilaridad”* (del inglés *dissimilarity*) que nos sirva de valor para comparar las muestras fósiles con las actuales. El más empleado es el que se conoce como *“squared chord distance”*, si bien existen varios (Overpeck et al., 1985). La expresión matemática del anterior es:

$$d_{i,j} = \sum_{k=1}^m \{(P_{i,k})^{1/2} - (P_{j,k})^{1/2}\}^2$$

Donde:

$d_{i,j}$: índice de “disimilaridad”

$1 < k < m$: número de especies

P: proporción de la especie k en la muestra **j:** muestra actual
i: muestra fósil

La temperatura de la muestra fósil corresponderá a la media ponderada de las temperaturas de los diez análogos mejores. Para la aplicación de esta técnica se emplean varios programas informáticos, entre los cuales destacan el *PaleoToolBox* (disponible en la dirección: www.pangaea.de) y el reciente *Paleoanalog* (Therón et al., 2003; disponible en la página: <http://carpe.usal.es/~paleotools>).

De esta técnica estadística existen varias modificaciones como son el SIMMAX (Pflaumann et al., 1996) y el método de los análogos modernos revisados o **RAM** (Revised Analog Method, Waelbroeck et al., 1998). En esta última el coeficiente de disimilaridad permite discriminar entre diferentes regímenes ecológicos. En ella se realiza una interpolación entre los puntos de la base de datos creándose así nuevos puntos adicionales permitiendo una homogeneización de las temperaturas del agua superficial (Waelbroeck et al., 1998).

4. TÉCNICAS ISOTÓPICAS

Los análisis isotópicos (^{18}O y ^{13}C) de las muestras se realizaron en el laboratorio de la Universidad de Cambridge para el testigo MD95-2043 y en la Universidad de Florida para el testigo MD99-2343. Para ambos testigos se emplearon las especies *Globigerina bulloides* como fauna planctónica y *Cibicidoides* spp. para fauna bentónica. En el caso del testigo MD95-2043 se escogieron de 25 a 30 individuos de la fracción comprendida entre 300-355 micras de *G. bulloides* y de 10 a 20 individuos de la fracción 250-500 micras para *Cibicidoides* spp. En ambos casos se introdujo la muestra en un espectrómetro de masas SIRA con un sistema de baño VG de ácido común isocarbono. La reproductividad de los estándares del laboratorio es de $\pm 0,08\%$ para los isótopos de oxígeno. La calibración a VPDB (Vienna Peedee Belemnite) se hizo vía el estándar NBS19 (Cacho et al., 1999; 2000). Para el testigo MD99-2343 se emplearon 20 especímenes de media de *G. bulloides* comprendidos entre 300-350 micras y 9 individuos de *Cibicidoides* spp. mayores de 150 micras los cuales fueron triturados antes de ser introducidos en un sistema automático de preparación de muestras de carbonato acoplado a un espectrómetro Finningan MAT 252, sistema que también fue empleado para el tratamiento de las muestras de fauna planctónica.

En el testigo MD99-2343 se hicieron cuatro **dataciones** de radiocarbono. Los datos fueron obtenidos mediante la técnica de ^{14}C -AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) en los Laboratorios Geochron (Cambridge, Massachussets, EE.UU.) mediante el análisis del carbonato cálcico proveniente de todos los foraminíferos planctónicos entre los tamices de 500 y 250 micras. Sobre las muestras se realizó un tratamiento previo que consistió en la limpieza con agua oxigenada al 15% durante 30 minutos, tras lo que cual se procedió a reemplazar el agua oxigenada por metanol. Esta solución se metió en ultrasonidos para así limpiar el interior de los foraminíferos. Después de este lavado se elimina el metanol y se seca la muestra a temperatura ambiente. Las edades resultantes fueron calibradas con el programa informático *Calib 4.1* (Stuiver & Reimer, 1993), el cual incluye la corrección por efecto reservorio del océano (Stuiver *et al.*, 1998).

5. DESCRIPCIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS TESTIGOS

5.1: TESTIGO MD95-2043 (Mar de Alborán)

De acuerdo a la descripción de Plaza (2001) se diferencian los siguientes intervalos:

0-460 cm: fangos hemipelágicos, compuestos por arcilla limosa con una fracción arenosa escasa y de composición biogénica en un 75% aproximadamente.

461-999 cm: tramo de transición entre los fangos hemipelágicos del tramo superior y de los depósitos de gravedad del tramo inferior. No obstante se encuentran fangos entre los 800 cm y los 841 cm y a 871 cm. También se pueden diferenciar facies gravitativas en el tramo comprendido entre los 731 y los 741 cm. En general, Plaza (2001) describió este tramo como compuesto por facies mixtas conformadas por fangos mixtos con una fracción superior a 50 micras de composición terrígena y biogénica en un 50%.

1000-1650 cm: tramo en el que se registran cambios debidos a capas turbidíticas y sedimentos debidos a corrientes de gravedad. Las facies gravitativas están formadas por una fracción arcillo-limosa con una composición mixta en terrígenos y biogénicos en la fracción superior a 50 μm . Por otra parte, dentro de las facies turbidíticas, Plaza (2001) distinguió tramos compuestos principalmente por arenas en 1277, 12778 y 1281 cm, una mayor fracción limosa en 1001 y 1061 cm y finalmente composición principalmente fangosa en 1011, 1273, 1275 y 1283 cm.

Además se puede apreciar un alto contenido en terrígenos en los centímetros 738, 1002, 1276, 1608 y una acumulación de turbiditas en las profundidades: 1002, 1274-1276 y 1602-1608.

5.2: TESTIGO MD99-2343 (Mar Catalano-Balear)

De este testigo se dispone de una amplia descripción realizada a bordo (*Thouveny et al.*, 1999, informe de campaña, datos sin publicar). Apuntar que los primeros 20 cm del testigo se perdieron, además se registró un hueco o “gap” entre los 399 y los 473 cm lo que hace que los sedimentos inmediatamente superiores e inferiores al mismo se encuentren licuados (392-399), distorsionados (382-382 cm) o ambas situaciones (473-495 cm). Aunque las observaciones apuntaban que no había falta de material, es decir, que el hueco sólo implica un corte en el testigo sin pérdida de material intermedio, se realizaron diversas dataciones en muestras cercanas al mismo para comprobar que no se produjo pérdida de material.

Este testigo está compuesto principalmente por arcilla limosa de color verde (primeros centímetros) a gris con tramos en donde la pirita y la materia orgánica son abundantes y zonas con acumulación de óxidos de hierro. En general, la bioturbación es escasa, si bien se encuentran horizontes donde la misma es moderada. Además, se pueden encontrar zonas con laminación discontinua y difusa, principalmente en la parte inferior del intervalo estudiado y se pueden diferenciar zonas con contactos definidos, los cuales suelen ser en su mayoría gradacionales, si bien también los hay netos.

En cuanto a la litología, el testigo está compuesto principalmente por arcilla limosa; sin embargo se registran horizontes de arenas muy finas que suelen ser de color oliva claro y que presentan una gradación normal en su interior. También presenta zonas con alto contenido en limos que suelen presentar un color naranja grisáceo. La parte inferior del tramo considerado en este estudio es más arcillosa, así a partir del centímetro 1650 se pierde la proporción limosa en el mismo. Si se presta atención al componente biogénico destacan acumulaciones de pterópodos y fragmentos de los mismos en los centímetros superiores, mientras que se pueden encontrar acumulaciones de foraminíferos en la parte inferior del tramo de testigo estudiado.

6. MODELOS DE EDAD

6.1 TESTIGO MD95-2043 (Mar de Alborán)

El modelo de edad de este testigo ha sido publicado por Cacho *et al.* (1999), y se basa en 21 dataciones de ^{14}C en la parte superior del mismo, la identificación de tres eventos isotópicos dentro de estadio isotópico marino 3 en la curva isotópica de oxígeno de *Globigerina bulloides* y en la correlación entre la curva de temperatura del agua superficial en el mar de Alborán, calculada mediante el método de las alquenonas, con el registro isotópico de oxígeno del testigo de Groenlandia GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2, Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1997). Como se dijo anteriormente, el intervalo de muestreo es de 10 centímetros o lo que es lo mismo una muestra cada 322,5 años. La tasa de sedimentación es de 31 cm/ka.

6.2: TESTIGO MD99-2343 (Mar Catalano-Balear)

En el caso de este testigo, el modelo de edad está basado en la sincronización y correlación del registro isotópico obtenido con los registros isotópicos de oxígeno de los testigos GISP2 y GRIP (ver tabla 2.1 con los puntos considerados). Por otra parte, se han empleado 4 dataciones de carbono 14 realizadas en la zona más moderna del testigo. Se ha elegido como modelo para el resto del trabajo aquel con las edades obtenidas para el testigo GISP2 debido a que permite una mejor comparación con el otro testigo incluido en esta memoria. La tasa de sedimentación media obtenida es de 32,2 cm/ka (Figura 2.3).

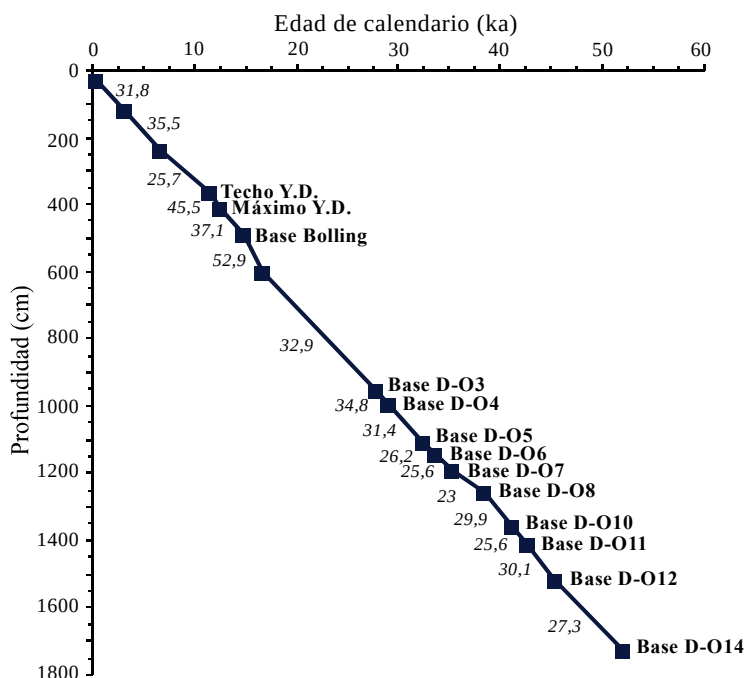


Figura 2.3: Gráfico con la tasa de sedimentación para el testigo MD99-2343. Se indican los pointers recogidos en la tabla anterior. Los números en cursiva corresponden a la tasa de sedimentación entre esos puntos considerados.

PROF. (m)	PUNTO	EDAD ¹⁴ C (años BP)	ERROR (años BP)	EDAD CALIBRADA GISP2 (años calendario)
28	Datación ¹⁴ C	790	±40	388
118	Datación ¹⁴ C	3390	±50	3215
238	Datación ¹⁴ C	6210	±50	6595
364	Techo Y.D.			11573
414	Máximo Y.D.			12590
490	Base Bølling			14750
604	Datación ¹⁴ C	14550	±110	16805
954	Base InSt 3			27736
994	Base InSt 4			29000
1110	Base InSt 5			32300
1144	Base InSt 6			33587
1190	Base InSt 7			35400
1260	Base InSt 8			38432
1360	Base InSt 10			41172
1410	Base InSt 11			42713
1520	Base InSt 12			45360
1730	Base InSt 14			52134

Tabla 2.1: Puntos de correlación empleados para la definición del modelo de edad del testigo MD99-2343 (InSt: interestadial de ciclo Dansgaard-Oeschger).

7. ANÁLISIS ESPECTRAL

Las fluctuaciones climáticas se producen a diferentes escalas temporales, así los diferentes registros climáticos pueden presentar varias ciclicidades, las cuales pueden ser difíciles de observar porque pueden superponerse unas a otras en el mismo registro. Para discriminar unas de otras y ver las frecuencias de cada una de ellas se emplea el **análisis espectral**. Con él, por lo tanto, se pueden determinar periodicidades en las series climáticas para así poder estudiar su significado, importancia y persistencia en el tiempo y permite además comparar series de diferentes zonas climáticas ya que devuelve los parámetros individuales en otros, comparables fácilmente entre sí, como pueda ser la escala temporal.

No obstante, para la aplicación de este método se necesitarían series climáticas que cumpliesen los requisitos matemáticos para poder ser sometidas a un análisis espectral y es rara la serie que cumple estos requisitos debido a que las mismas son registros indirectos, no siendo por tanto, una medición directa de un parámetro determinado en el sedimento, como por

ejemplo pueda ser la medición directa de la salinidad o la temperatura del agua superficial mediante un sensor CTD (*Conductivity-Temperature-Depth*: Conductividad-Temperatura-Profundidad). Otro inconveniente es el propio error que implica la reconstrucción de un modelo de edad para cada serie climática, lo que puede inducir a la acumulación de errores en la datación. Además, se debe tener en cuenta que no siempre el espaciado entre las muestras es regular, lo que hace necesario interpolar los datos para convertirlos a un espaciado controlado, con la consiguiente pérdida de resolución.

Todo ello implica un tratamiento previo de los datos a analizar, así se realiza una *interpolación* lineal de los datos para igualar los intervalos de muestreo en la serie, una separación del *ruido* mediante un Análisis de Espectro Singular para poder identificar las frecuencias en las que aparece el mismo y conseguir eliminarlo de nuestra serie para, finalmente, utilizar diferentes *métodos* de análisis espectral para así comparar los resultados porque, según el método empleado se presentan diversos problemas. Por otra parte, se debe tener en cuenta que no todos los métodos son válidos o aplicables a series temporales cortas, como es nuestro caso.

7.1: MÉTODOS DE ANÁLISIS ESPECTRAL

Son muy variados ya que dependen de las fórmulas matemáticas en las que estén basados. Los más utilizados en paleoclimatología son los que a continuación se señalan y que en este trabajo se han realizado empleando el programa informático *Analyseries* (*Paillard et al., 1996*):

❧ *Método de Blackman y Tukey (B&T)*, es el método clásico pero tiene un problema, su baja resolución, con lo que el espectro aparece muy suavizado. Aquí el cálculo del error depende de la amplitud de la señal espectral y por ello se está tendiendo a sustituirlo por otros métodos donde esto no suceda (*Moreno, 2002*).

❧ *Método de Máxima Entropía (MEM)*, permite una alta resolución, aunque no ofrece valores estadísticos de error. Este método y el anterior permiten elegir el grado de resolución cambiando el valor de la longitud del filtro empleado (*Moreno, 2002*).

❧ *Método “Multi-taper” (MTM)*, usa varias ventanas espectrales o “*tapers*” para así reducir la varianza del espectro. Es un método de alta resolución que proporciona un test independiente con los valores de amplitud (F-test), lo cual sirve para ver cuándo una frecuencia puede considerarse como significativa (valor de F-test mayor a 0,9). No obstante presenta un problema y es que suele dar demasiadas líneas espectrales haciendo que las interpretaciones deban de ser cuidadosas.

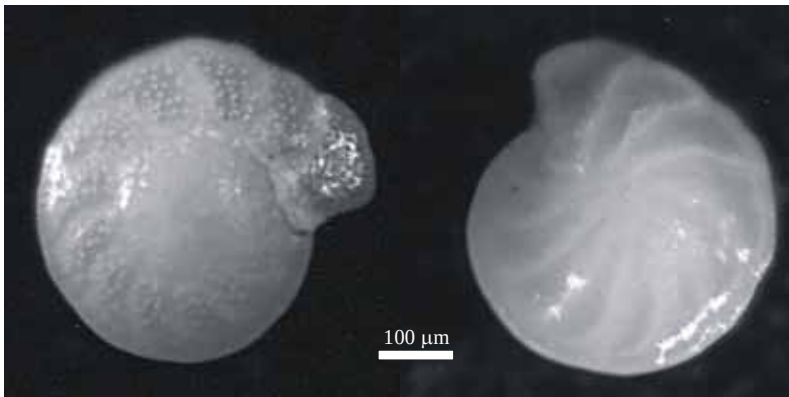
CAPÍTULO III

CAPÍTULO III

VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MAR DE ALBORÁN



Globobulimina spp.



Cibicidoides spp.

1. MODELO DE EDAD DEL TESTIGO MD95-2043

Para conocer la respuesta de la circulación de las aguas profundas del Mediterráneo occidental a los cambios climáticos de frecuencia milenaria se estudió el testigo MD95-2043 del cual se disponen de gran cantidad de datos. El modelo de edad empleado aquí corresponde al publicado por Cacho *et al.* (1999), que está basado en 21 dataciones de carbono 14 en la parte superior del mismo, la identificación en la curva del isótopo pesado de oxígeno realizada sobre *Globigerina bulloides* de tres eventos isotópicos dentro del estadio isotópico 3, y en la correlación entre la curva de temperatura del agua superficial del Mediterráneo calculada mediante alquenonas (Cacho *et al.*, 1999) con el registro isotópico de oxígeno del testigo GISP2 de Groenlandia (Greenland Ice Sheet Project 2, Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1997). Con este modelo de edad se obtiene una tasa media de sedimentación de 31 cm/ka.

2. RESULTADOS

Para tratar de explicar la alta complejidad de los datos de fauna bentónica obtenida en el estudio de las asociaciones en las diferentes muestras del testigo, se emplearon todos y cada uno de los análisis estadísticos descritos anteriormente (Ver Capítulo II, apartado 2.1). Los resultados más destacables son los siguientes.

2.1: ANÁLISIS JERÁRQUICO

El diagrama “cluster” (Figuras 3.1 y 3.2) muestra cinco asociaciones que representan básicamente los cambios en la distribución de los foraminíferos bentónicos a lo largo del testigo. La asociación denominada **I** consiste en un grupo menor y heterogéneo compuesto por especies tolerantes a un amplio rango de condiciones ecológicas. Destacan aquí el género *Brizalina* y la especie *Nonionella turgida*, ambos característicos de ambientes subóxicos (Kaiho, 1994; 1999). Su distribución es aleatoria a lo largo del tiempo estudiado (Fig. 3.2). La segunda asociación (**II**) ha sido dividida en dos “subclusters”: “subcluster” **IIa** se corresponde con un grupo de especies infaunales¹, entre las que destaca *Globobulimina* spp., *Chilostomella oolina* y *Valvulinera bradyana*, tolerantes todas ellas a condiciones subóxicas o incluso anóxicas (Mullineaux y Lohmann, 1981; Caralp, 1988; Nolet y Corliss, 1990; Kaiho, 1994; 1999; Jorissen, 1999; De

¹ **INFAUNAL:** A lo largo de esta memoria se aplicará este término a la suma de las especies *Globobulimina* spp. y *Chilostomella oolina*, sobre todo si se emplea en los gráficos y los apartados de Resultados y Discusión de los diferentes Capítulos de la misma.

Rijk et al., 2000). Su mayor representación se da durante los interestadiales del periodo glacial temprano, en los eventos Heinrich 1, 2 y 3 y durante los últimos 14.000 a 9.000 años. El “subcluster” **Ib** está dominado por taxones epifaunales principalmente, como por ejemplo *Cibicidoides* spp. y los miliólidos, entre los que destacan *Pyrgo murrihna-depressa* y *Quinqueloculina seminulum*. Todas estas especies y grupos viven en ambientes óxicos (Nolet y Corliss, 1990; Jannink et al., 1998; Moodley et al., 1998; Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen, 1999; den Dulk et al., 2000). Su distribución a lo largo del testigo es contraria a la del subcluster anterior; así el porcentaje acumulado de todas estas especies es mayor durante los estadiales en el glacial temprano y apenas tiene representación después de los 14.000 años.

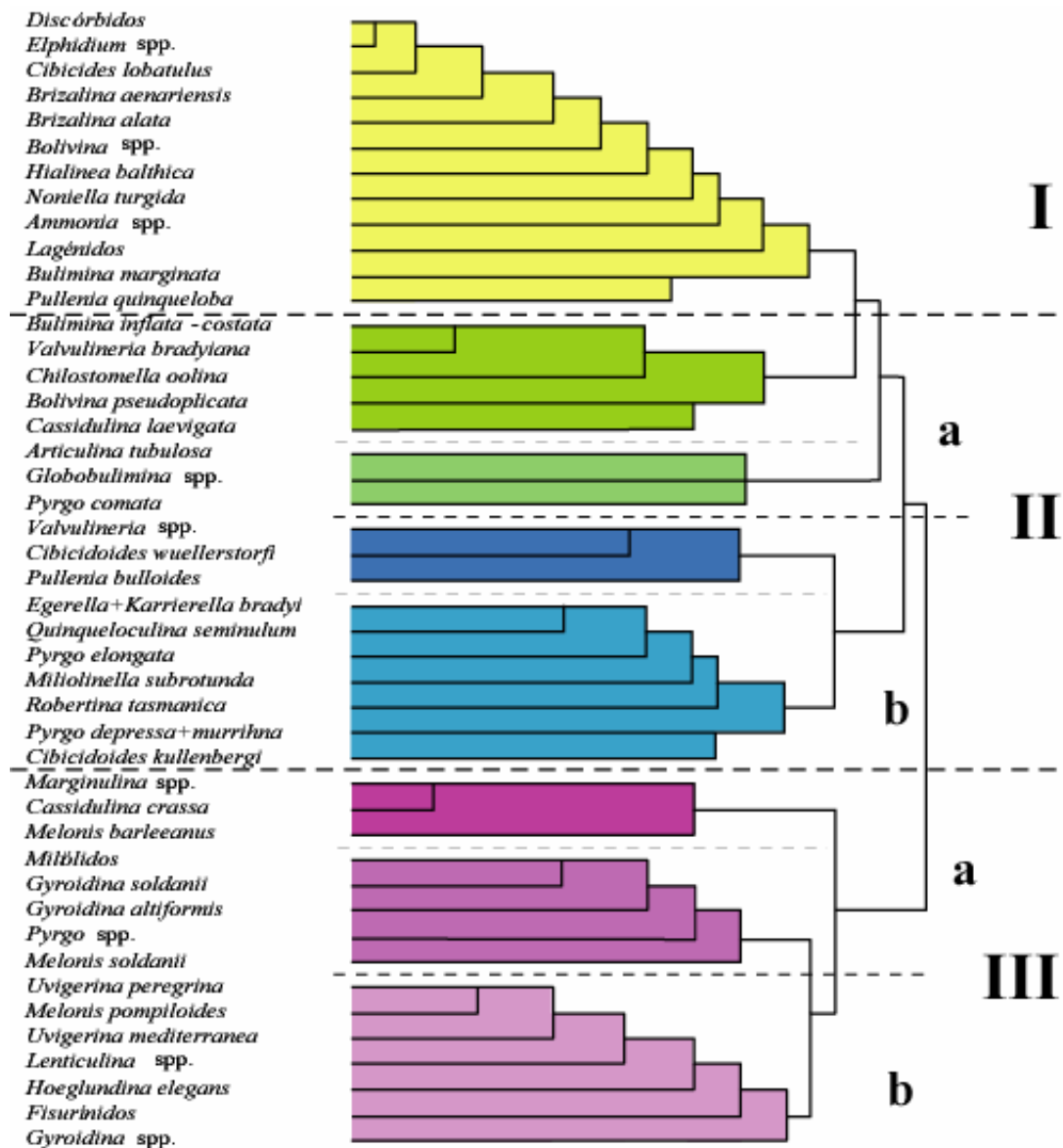


Figura 3.1: Diagrama de tipo “cluster” de los 45 grupos y especies de foraminíferos bentónicos considerados en el estudio del testigo MD95-2043. Los números romanos y las letras indican las divisiones que se han hecho del mismo (ver texto para explicación).

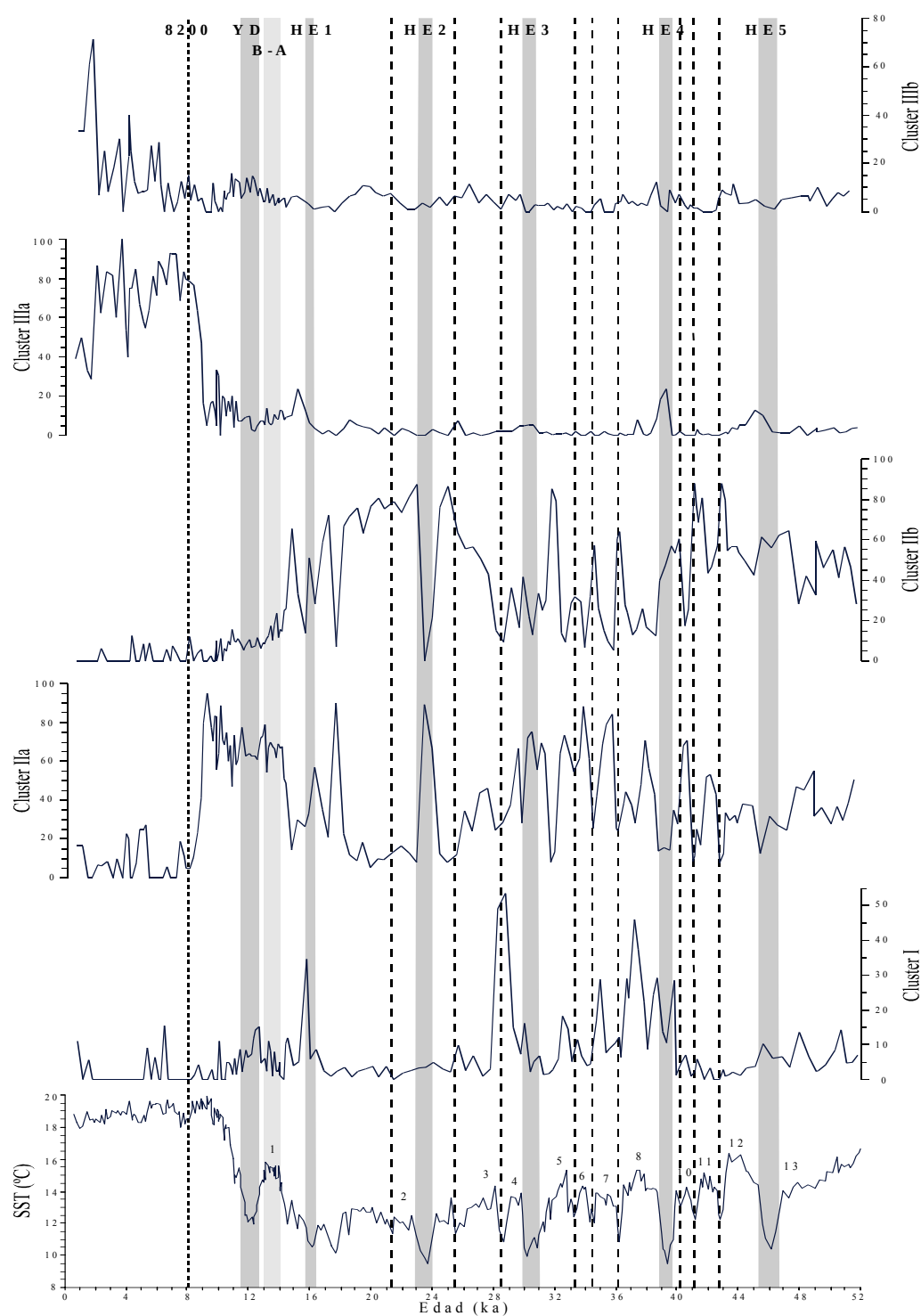


Figura 3.2: Representación de las diferentes asociaciones identificadas en el análisis jerárquico a lo largo del tiempo. Cada curva representa el porcentaje de todas las especies incluidas en ese cluster. Las bandas grises representan los eventos Heinrich y el Younger Dryas. Las líneas punteadas marcan los máximos de los estadiales de los ciclos D-O, mientras que la banda gris oscura señala el periodo cálido Bølling-Allerød. La línea más punteada marca el evento de los 8.200 años. Los números sobre la curva de las SST corresponden a los interstadiales D-O (esta gama de colores se mantendrá a lo largo de todo el trabajo).

El “cluster” **III** (Fig. 3.1) también ha sido dividido en dos “subclusters”: “subcluster” **IIIa** contiene especies que son dominantes durante el Holoceno (Fig. 3.2) mientras que el “subcluster” **IIIb** presenta especies y géneros que han sido definidos como oportunistas y están adaptados a vivir en ambientes ricos en materia orgánica, como es el caso del género *Melonis* (Caralp, 1988).

2.2: ANÁLISIS FACTORIAL TIPO CABFAC

Este análisis persigue la síntesis de los datos, para lo cual se realiza un tratamiento estadístico complejo del que se obtiene un número limitado de variables o factores con los cuales se explica la variabilidad de los datos utilizados (Davis, 1973; García & Ibar, 2001). En este caso se han elegido seis factores, que explican el 90% de la varianza en el testigo (Figura 3.3). *Globobulimina* spp. es la especie más significativa dentro del Factor 1 (F1), el cual explica el 37,18% de la varianza total. Este factor alcanza sus máximos valores en el periodo glacial, especialmente durante los interestadiales y entre los 8.000 y 14.000 años. Los valores del Factor 2 (F2, 28,62% de la varianza), controlado principalmente por *Cibicidoides* spp., son máximos también durante el periodo glacial, si bien tienen una tendencia contraria a los del anterior factor, ya que se incrementan durante los estadiales de los ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O), principalmente durante la parte inferior del periodo glacial. El tercer factor (F3) supone un 10,72% de la varianza y está dominado por la especie *Gyroidina soldanii*. Ambos valores son mayoritarios en el Holoceno (Fig. 3.3).

Los otros tres factores son factores menores. *Chilostomella oolina* es la especie que domina el Factor 4 (F4, Fig. 3.3) que explica un 4,36% de la varianza y es significativo en la deglaciación y durante los interestadiales D-O. El mayor componente del Factor 5 (F5) es la especie *Gyroidina altiformis*. Este factor explica el 4,87% de la varianza total en el testigo y al igual que el Factor 3 es representativo del Holoceno, si bien en este caso lo es del Holoceno inferior. Finalmente el Factor 6 (F6, Fig. 3.3) explica el 3,25% de la varianza y está controlado principalmente por *Cassidulina laevigata*, especie que presenta valores máximos durante los eventos Heinrich y en algunos interestadiales, cerca de la transición a los estadiales.

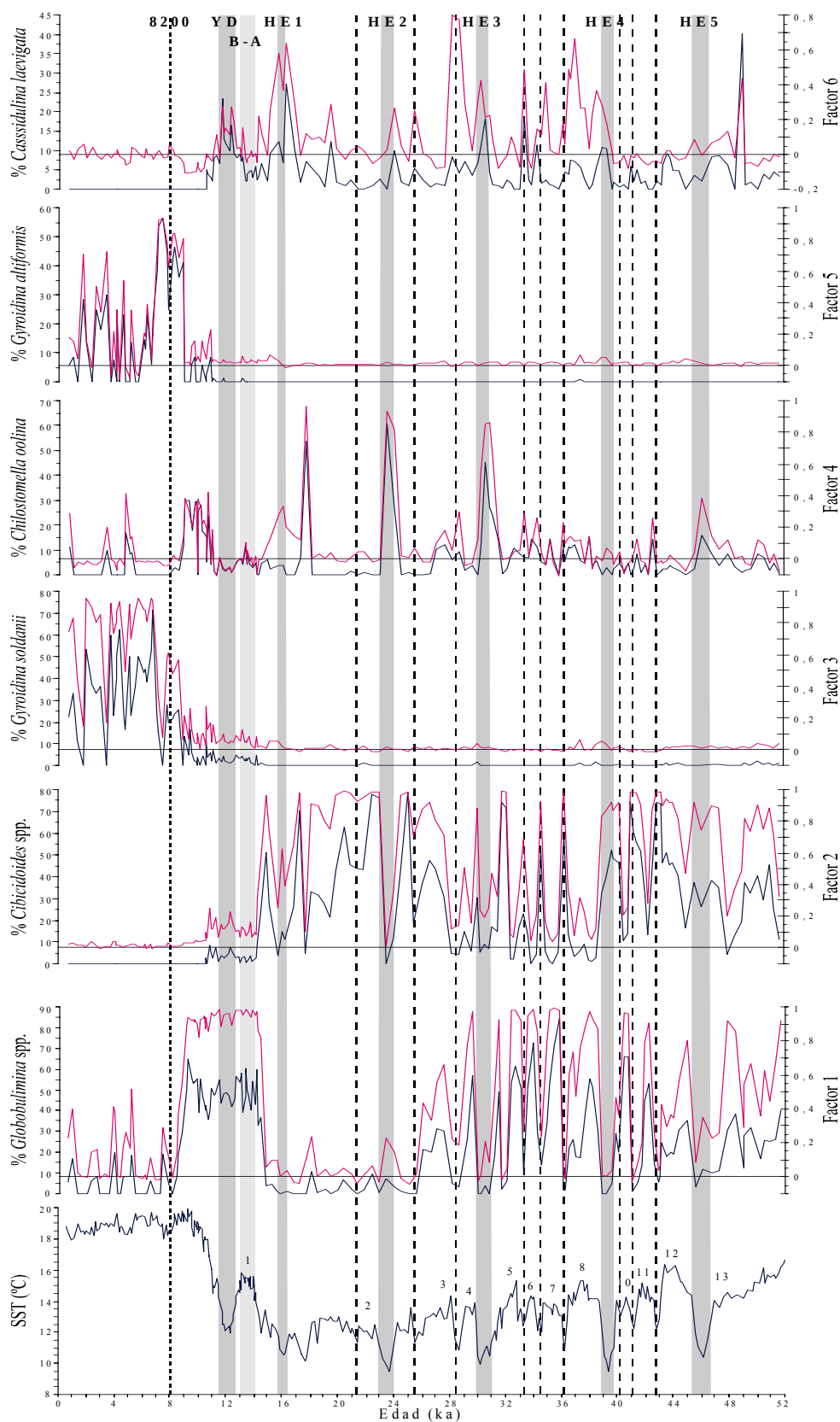


Figura 3.3: Gráfico de los 6 factores (curvas rojas) obtenidos en el análisis estadístico CABFAC. Cada uno está representado junto a la especie dominante en el mismo (curva negra).

2.3: ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES (PCA)

Este tipo de análisis, como ya se dijo anteriormente, permite ver las relaciones entre las especies encontradas en un testigo y determinadas variables del entorno en el que viven, para así poder estudiar como reaccionan las especies a las variaciones de las otras y viceversa. En este caso, se ha decidido incluir en el análisis variables biogeoquímicas, como la concentración de alquenonas en el sedimento, así como variables climáticas como la temperatura del agua superficial. Mediante este análisis hemos comparado también la respuesta de las asociaciones de foraminíferos bentónicos con determinados eventos paleoceanográficos previamente definidos con parámetros del agua superficial, como por ejemplo periodos glacial e interglacial, la terminación glacial, el periodo Younger Dryas, los eventos Heinrich y los ciclos Dansgaard-Oeschger, diferenciando dentro de estos últimos los interestadiales y los estadales. Cuatro ejes explican el 94,7% de la varianza total en el testigo (Figura 3.4). Los dos primeros (PCA1 y PCA2) son los más importantes, representando el 40,6 y el 48,6%, respectivamente, de la variación total. PCA1 separa *Cibicidoides* spp. de *Globobulimina* spp. Además este eje discrimina la concentración de alquenonas y la relaciona con *Globobulimina* spp. El PCA2 diferencia entre *Cibicidoides* spp. mas *Globobulimina* spp. y las dos especies de *Gyroidina*. Por otra parte, separa las variables relacionadas con el glacial de aquellas relacionadas con el interglacial.

Los otros dos ejes son menores, explicando el PCA3 el 5,1% de la varianza y separando las especies principales en el testigo (*Globobulimina* spp., *Cibicidoides* spp. y *Gyroidina*s) de aquellas menores pero que, sin embargo, son características de determinados eventos, como es el caso de *Chilostomella oolina* y *Cassidulina laevigata*. Finalmente el PCA4 diferencia entre las dos especies de *Gyroidina* e implica un 0,5% de la varianza en el testigo.

3. DISCUSIÓN

Considerando las diferentes composiciones y distribuciones de las asociaciones de foraminíferos bentónicos que se encuentran en el testigo, y su respuesta a los cambios climáticos registrados en el Mediterráneo Oeste durante el periodo de tiempo estudiado, se han diferenciado cuatro intervalos a lo largo del testigo. De más antiguo a más moderno son los siguientes:

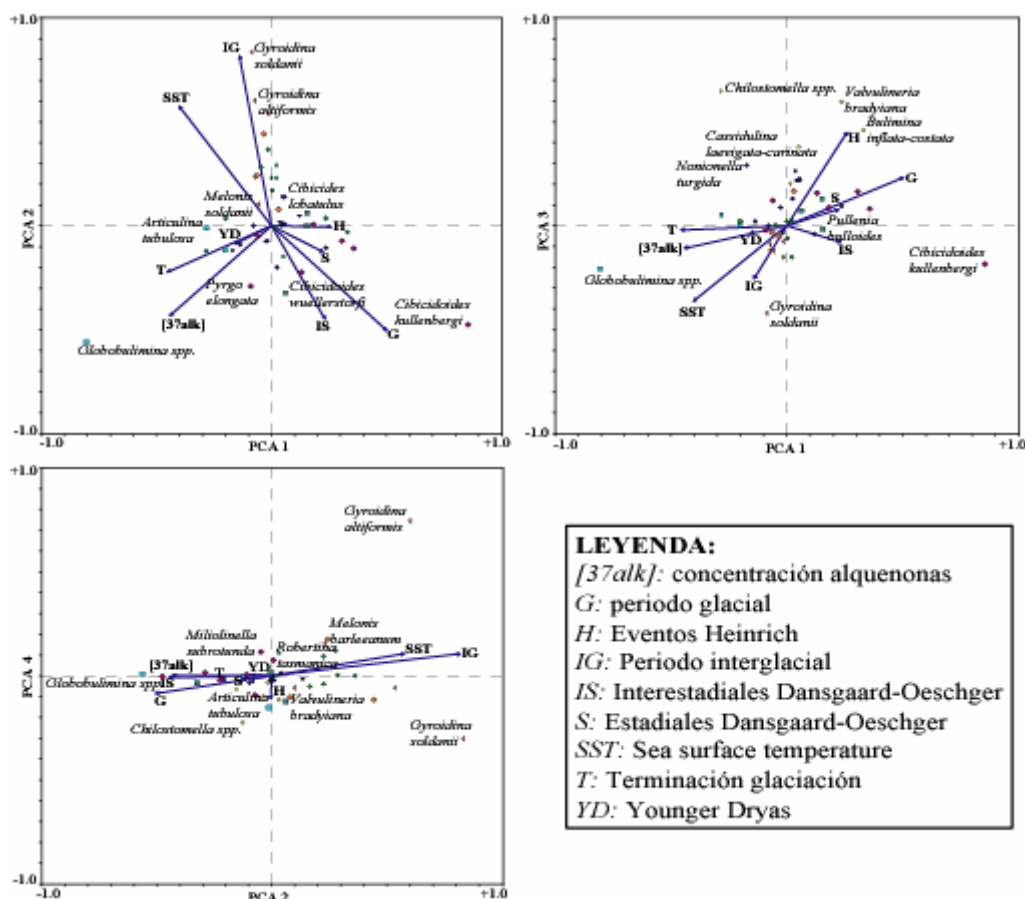


Figura 3.4: Resultados del Análisis de Componentes Principales (PCA) con la representación de los 4 factores obtenidos. Se apuntan las especies más importantes. Las flechas corresponden a las variables medioambientales consideradas (ver Leyenda en la figura).

3.1: GLACIAL

Las asociaciones de foraminíferos cambian de forma acusada como respuesta a la variabilidad de los ciclos D-O y a los eventos Heinrich. No obstante, esta respuesta es diferente en el Glacial Inferior (52-31 ka) que en el Glacial Superior (31-16 ka). A continuación se explicará lo que sucede en cada uno de estos periodos temporales.

3.1.1: GLACIAL INFERIOR (52-31 ka)

Durante este periodo, *Globobulimina* spp. y *Cibicidoides* spp. constituyen el 90% de la asociación y la variabilidad climática milenaria es registrada en los sedimentos de fondo por los cambios de amplitud en la abundancia de estas especies. La oposición entre estas especies es revelada por los factores F1 y F2 (Fig. 3.3) y por el factor PCA1 (Fig. 3.4). Por lo tanto se puede suponer que tanto factores como especies están ligados a los cambios en el ambiente bentónico durante este periodo, los cuales pueden deberse, o a cambios en la oxigenación de las aguas de

fondo, y/o a cambios en la productividad superficial, con el consecuente cambio en el flujo orgánico que llegaría al medio bentónico durante este periodo glacial.

Los interestadiales D-O están dominados por las especies infaunales *Globobulimina* spp. y *Chilostomella oolina* (Figura 3.5). Estas son especies consideradas como subóxicas (Mullineaux y Lohmann, 1981; Caralp, 1988; Nolet y Corliss, 1990; Kaiho, 1994; 1999; Jorissen, 1999) relacionados con áreas de alta productividad y altos flujos orgánicos (Altenbach y Sarnthein, 1989; De Rijk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000). La diversidad² suele ser alta en estos periodos (Figura 3.6), sin embargo se registra poca abundancia de foraminíferos bentónicos.

Como sucede en las ORL, estas microfaunas están ligadas a altos contenidos en materia orgánica en el sedimento y a valores relativamente bajos en el isótopo pesado de Carbono sobre foraminíferos bentónicos (Cacho et al., 2000) (Fig. 3.5). El flujo de nanoplancton (Colmenero-Hidalgo et al., 2004) y de foraminíferos planctónicos (Pérez-Folgado et al., 2003) parece incrementarse durante los interestadiales, lo que implicaría alta concentración de conchas de microplancton calcáreo en el sedimento y haría pensar en una alta productividad superficial durante estos intervalos temporales, lo cual viene reforzado por un reciente estudio (Moreno, 2002) que estudia las variaciones de Ba_{excess} . En este estudio se asumen que los máximos valores de este indicador corresponden con alta paleoproduktividad superficial, cosa que en el testigo MD95-2043 sucede durante los interestadiales.

No obstante, y a pesar de que todos los indicios parecen apuntar una alta productividad superficial en estos intervalos de tiempo, se debe considerar también el papel de la circulación de fondo en la cuenca. Esta misma parece haber sido menor también durante estos periodos (bajos valores en la curva $\delta^{13}C$, Fig. 3.5). Todo ello parece haber ayudado a una mayor preservación de la materia orgánica en el sedimento (ver curva de concentración de alquenonas en la figura 3.5) y haber limitado la productividad bentónica de alguna manera durante estos intervalos debido a esa menor ventilación y oxigenación del fondo, y a la alta acumulación de materia orgánica proveniente de la alta productividad superficial y no consumida durante su descenso al fondo.

² **DIVERSIDAD:** Se han empleado dos índices de diversidad: El índice de Simpson ($D = 1/\sum p_i^2$) y el de Shannon-Weaver ($H = -\sum^n (p_i \cdot \ln p_i)$). En ambas funciones p_i corresponde a la proporción de la especie i en la muestra tratada, siendo n es el número total de especies en la muestra. Ambos índices muestran tendencias similares, registrando gran variabilidad y presentando sus menores valores durante la mayoría de los estadiales (Fig. 3.6).

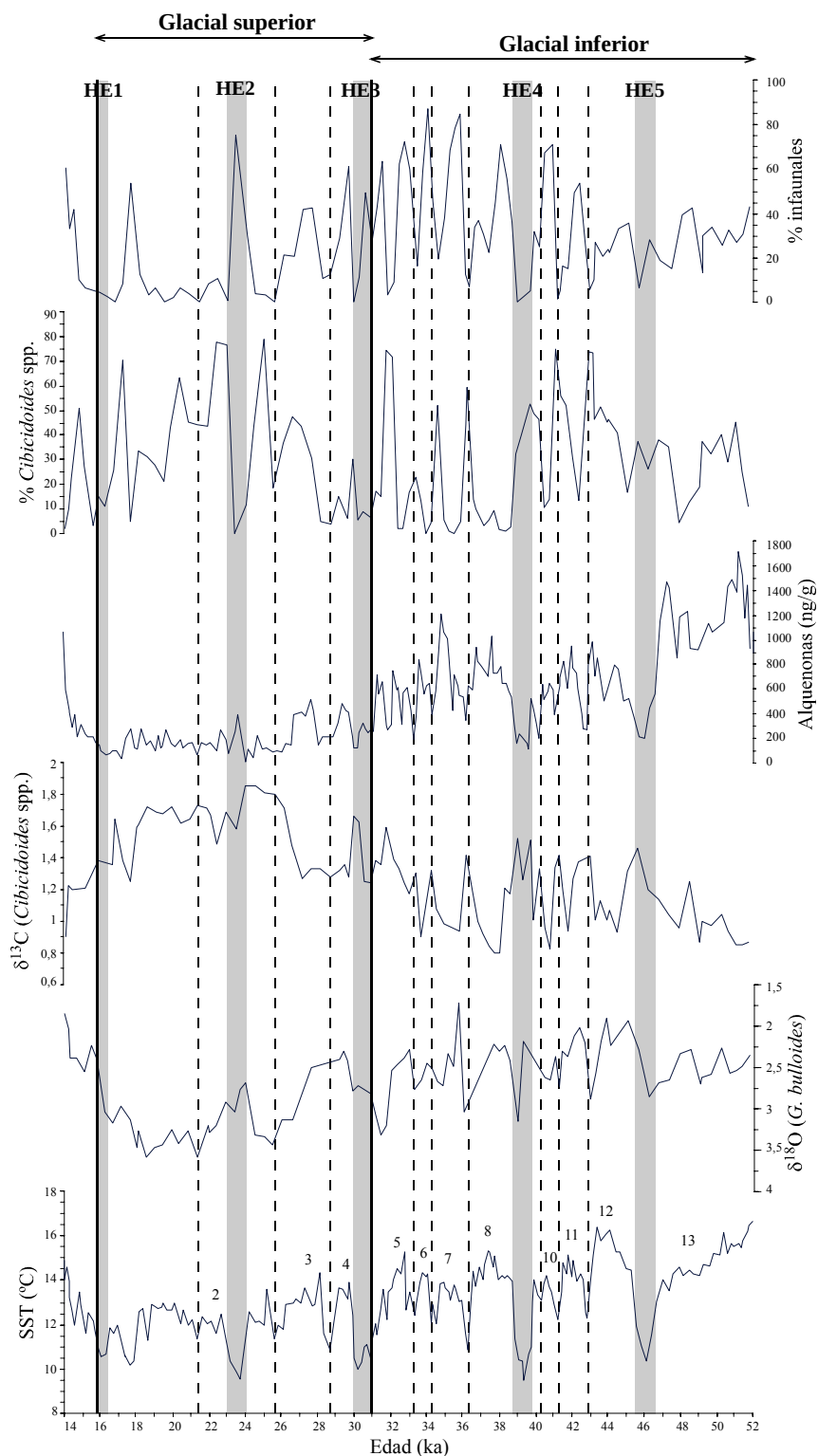


Figura 3.5: Representación de las variables más importantes del periodo glacial, como son la Temperatura del agua superficial (SST), los isótopos de oxígeno 18 en foraminíferos planctónicos, los isótopos de carbono 13 en foraminíferos bentónicos, la concentración de alquenonas, el porcentaje del género *Cibicidoides* spp. y la suma de las especies infaunales más importantes (*Globobulimina* spp. y *Ch. oolina*).

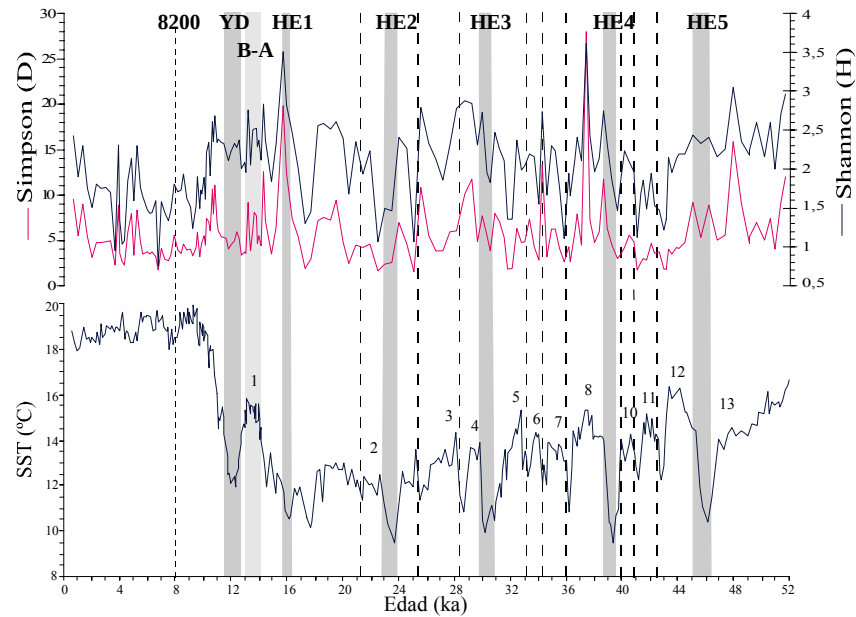


Figura 3.6: Representación de los Índices de diversidad considerados en el estudio frente a la curva de Temperatura del agua superficial (SST).

Por el contrario, durante los estadales D-O y los eventos Heinrich, la diversidad de las asociaciones de foraminíferos parece ser menor y las especies epifaunales, como *Cibicidoides* spp., son dominantes (Fig. 3.5). Estas especies son típicas de zonas de media-baja productividad en las que se registra un flujo de carbono orgánico bajo (Altenbach y Sarnthein, 1989; Schmiedl et al., 2000). Por otra parte, se registran bajos contenidos de materia orgánica en el testigo (Cacho et al., 2000), así como un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ debido a una mayor ventilación en el fondo. La respuesta de la fauna bentónica por tanto parece estar debida a esta mayor ventilación, si bien un descenso en la productividad superficial no puede ser excluido totalmente, ya que las asociaciones de foraminíferos planctónicos (Pérez-Folgado et al., 2003) y nanoplancton (Colmenero-Hidalgo et al., 2004) presentan en estos intervalos especies de zonas frías y poco productivas, con menor abundancia de nanoplancton y foraminíferos planctónicos. Según el modelo TROX (Jorissen et al., 1995), en zonas con alta oxigenación de fondo, la fauna bentónica está controlada por la presencia de nutrientes, que se concentran en la superficie del sedimento, reduciéndose el microhábitat bentónico a esta zona favoreciendo, por tanto, el desarrollo de la epifauna (ver Fig. 1.13 en Capítulo I, apartado 3.2.3). Esto es lo que sucede en el testigo MD95-2043 durante los estadales de los ciclos Dansgaard-Oeschger donde, a parte de la menor presencia de plancton y la menor productividad superficial, se registra una mayor oxigenación y ventilación en el fondo de la cuenca, favoreciendo por tanto el mayor desarrollo de epifauna, impidiendo así el desarrollo de infauna o que ésta tenga menor importancia en la asociación final encontrada en el sedimento.

La mejor ventilación en el Mar de Alborán se relaciona con una mayor formación de agua profunda en el Golfo de León durante los periodos estadiales, debido a la intensificación de los vientos fríos del Norte que se canalizan hacia el Mediterráneo Noroeste durante estos periodos fríos (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 2000). La ventilación profunda se vio favorecida entonces por las condiciones climáticas frías y secas durante los mismos, (Cacho *et al.*, 2000; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002), que facilitaron el incremento en densidad y el consecuente hundimiento del agua superficial hacia el fondo de la cuenca. Durante los interestadiales D-O, estas condiciones secas y frías cambiaron a otras más húmedas y templadas (Cacho *et al.*, 2000; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002), disminuyendo por tanto la formación de agua profunda, incrementándose el tiempo de residencia de la WMDW. Con esta reducción en la ventilación se reduciría la oxigenación en el fondo de la cuenca y se favorecería la preservación de la materia orgánica, lo que tendría un impacto negativo en las especies bentónicas epifaunales, que desaparecerían del sedimento y estimularía la preservación e incluso proliferación de las especies infaunales al no tener competidores.

Esta influencia que ejerce la ventilación profunda y, por tanto la oxigenación del fondo de la cuenca en la asociación bentónica, explica la respuesta totalmente opuesta de los marcadores micropaleontológicos bentónicos y planctónicos a las variaciones climáticas milenarias registradas en el Mar de Alborán durante los últimos 52.000 años. Así, durante los interestadiales D-O se da alta productividad en la superficie (Pérez-Folgado *et al.*, 2003; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004) mientras que la fauna bentónica es escasa debido a la menor ventilación en el fondo, ayudada además por el consumo del escaso oxígeno presente en el fondo que se emplearía para oxidar la abundante materia orgánica. Por el contrario, en los estadiales D-O, el incremento de la circulación profunda debido a la intensificación de los vientos de Noroeste (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 2000) y a las condiciones climáticas más frías y secas (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002) favoreció el desarrollo de una fauna bentónica epifaunal y redujo la producción de plancton (Pérez-Folgado *et al.*, 2003; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; Moreno, 2002).

3.1.2: GLACIAL SUPERIOR (31-16 ka)

En este periodo (Fig. 3.5), el sistema océano-atmósfera parece ser menos sensible, probablemente debido a la máxima extensión del casquete de hielo desarrollada en esta edad haciendo que la ciclicidad D-O no esté tan bien definida, presentando una amplitud menor en los cambios que la que se registra en el Glacial inferior. En este intervalo, ya no sólo son importantes los Globobulimínidos o *Cibicidoides*, sino que otras especies, como *Chilostomella oolina* y *Cassidulina laevigata*, pasan a ser parte importante de la asociación de foraminíferos bentónicos. Estas dos especies pueden llegar a alcanzar más del 60% de la asociación, sobre

todo en momentos tales como los eventos Heinrich, en donde sustituyen a *Cibicidoides* spp. Además *Ch. oolina* reemplaza a los Globobulimínidos como especie más importante de la infauna (figura de los factores y del PCA).

Por otra parte, otros indicadores, tales como los isótopos de carbono y la concentración de alquenonas en el sedimento, muestran tendencias contrarias con respecto al Glacial inferior. Así los primeros presentan valores máximos durante los interestadiales y periodos cálidos, y la segunda sufre escasas variaciones. Mientras que para el HE4 y HE5 se aprecia un incremento en $\delta^{13}\text{C}$ y un descenso en la concentración de alquenonas por gramo, esto no es observable en los HE3 al HE1 donde incluso se puede observar la tendencia contraria. Todo esto parece indicar que la ventilación del Mediterráneo profundo durante los eventos Heinrich en el Glacial superior no era tan efectiva como lo había sido durante el periodo anterior, dando como consecuencia menores porcentajes de las especies infaunales de ambiente óxico, como *Cibicidoides* spp. y una mayor abundancia de las especies infaunales, como *Ch. oolina* (Mullineaux y Lohmann, 1981; Nolet y Corliss, 1990; Jorissen et al., 1998; De Rijk et al., 2000). La mayor productividad superficial durante los eventos Heinrich del Glacial superior y el consecuente incremento en el flujo de carbono orgánico al fondo de la cuenca, tampoco puede ser excluido.

Aparte de esta diferente respuesta del sistema a la variabilidad milenaria en el Mediterráneo oeste, la asociación de foraminíferos bentónicos cambia con respecto al Glacial inferior. Los Globobulimínidos, el taxon más abundante entre los eventos Heinrich 4 y 5, desaparecen prácticamente después del interestadial 3, estando ausentes casi por completo de la asociación hasta la deglaciación. Por el contrario, la abundancia de *Cibicidoides* spp. se mantiene más o menos estable durante este periodo porque los cambios asociados a la variabilidad milenaria son de menor amplitud. Paralelamente a este incremento en la abundancia de *Cibicidoides* spp. se dan los mayores valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el testigo, así como los menores valores de alquenonas por gramo, sugiriendo por tanto un reforzamiento de la ventilación de fondo en este periodo. El avance hacia el Sur del casquete de hielo que cubría parte de Europa del Norte y el desplazamiento del Frente Polar hacia la latitud de la Península Ibérica (Florineth & Schilüchter, 2000) fueron probablemente la causa del movimiento hacia el Sur de los vientos del oeste, con la consecuente canalización de los mismos sobre la parte norte del Mediterráneo occidental, incrementando su fuerza sobre el Golfo de León y favoreciendo la formación de agua profunda.

Además se debe tener en cuenta que el nivel del mar se encontraba 121 ± 5 m (Fairbanks, 1989) por debajo del nivel actual con lo que el intercambio de aguas a través del estrecho de

Gibraltar debió de verse muy reducido, ya que la actual profundidad del estrecho es de aproximadamente 300 metros (Bryden & Kinder, 1991). Sin embargo, Zahn y colaboradores (1987) encontraron evidencias en el Atlántico Norte de que el flujo de salida mediterráneo había estado funcionando en este periodo, lo que apoyaría la continua formación de agua profunda en el Mediterráneo occidental, ya que parte de esta agua forma parte del MOW (Kinder & Parrilla, 1987).

3.2: DEGLACIACIÓN Y HOLOCENO INFERIOR

Antes de los 8,2 ka, las condiciones en el mar Mediterráneo permanecieron estables durante un periodo de al menos 6 ka (Figura 3.7), incluyendo por tanto el Bölling-Allerød, el Younger Dryas y el Holoceno inferior, inmediatamente posterior a la deglaciación. La asociación de foraminíferos bentónicos está dominada en este periodo por especies infaunales, principalmente *Globobulimina* spp. y *Ch. oolina*, si bien esta última sólo tiene representación en la última parte de este tramo. Esta abundancia de especies infaunales se correlaciona con una alta concentración de materia orgánica (Fig. 3.7) y con unos valores relativamente bajos de $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos bentónicos. Este estrato ha sido previamente identificado por Sierro *et al.* (1998) como una Capa Rica en Materia Orgánica u ORL. Además, trabajos previos en la zona han registrado baja productividad bentónica para este periodo (Caralp, 1988). El alto contenido de materia orgánica y los bajos valores de $\delta^{13}\text{C}$, junto con la gran abundancia de especies subóxicas, parecen estar asociados a altas tasas de acumulación de materia orgánica en los sedimentos de fondo, lo cual puede estar relacionado con un incremento en la productividad superficial, un descenso en la tasa de degradación de materia orgánica durante su viaje a lo largo de la columna de agua, o a ambas causas. La asociación de diatomeas aporta evidencias de una alta productividad superficial durante el Último Máximo Glacial, la terminación Ia (TIIa) y el Younger Dryas, pero no durante la terminación Ib (TIIb) (Bárcena *et al.*, 2001). Sin embargo, la escasa circulación profunda con la consecuente menor cantidad de oxígeno disponible para la oxidación de la materia orgánica pudo aumentar la cantidad de la misma que llegó al fondo en este periodo, con el consecuente impacto para la asociación de foraminíferos bentónicos. De nuevo se ha de considerar el delicado equilibrio entre las variables oxígeno y flujo orgánico y el impacto resultante en las asociaciones de microfauna (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

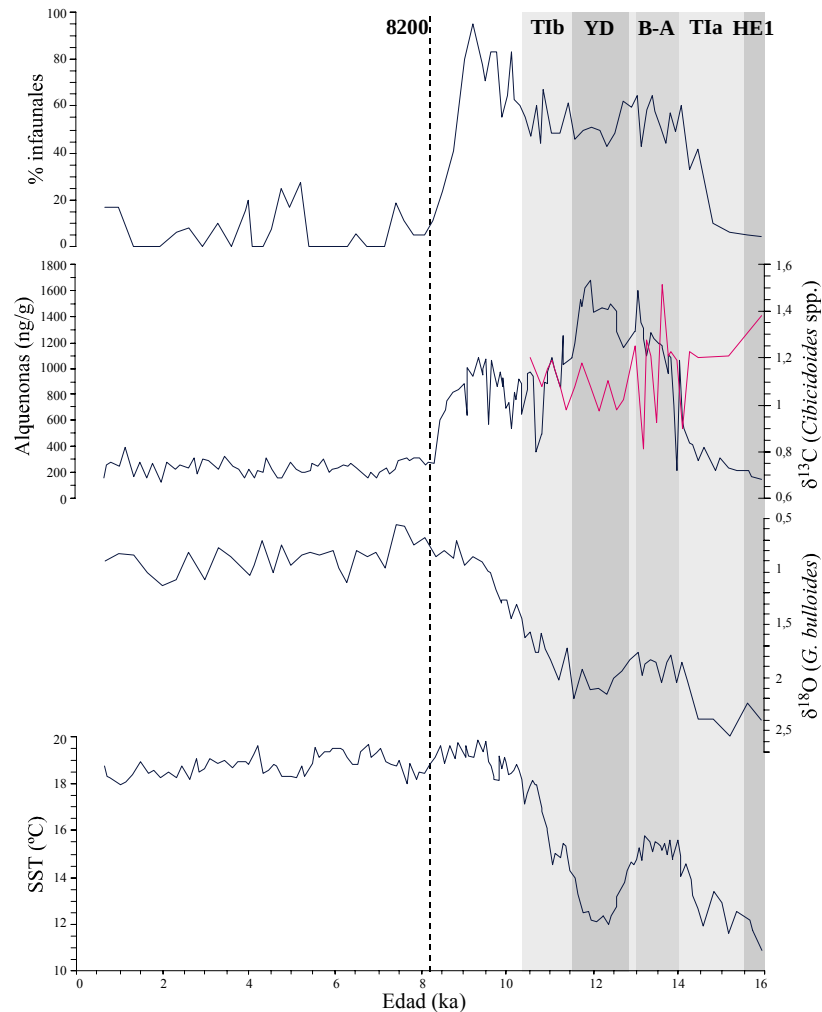


Figura 3.7: Gráfico del periodo interglacial y la deglaciación para el testigo MD95-2043. Se representan la SST basada en alquenonas, los isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos, los isótopos de carbono en bentónicos frente a la concentración de alquenonas y la suma de las especies infaunales. Las bandas gris oscuro indican los eventos fríos Younger Dryas y el Heinrich 1, la banda gris representa el periodo Bølling-Allerød, mientras que las bandas gris claro marcan las terminaciones de la deglaciación. La línea punteada muestra el evento frío de los 8.200 años.

No obstante, y después del estudio de todas las evidencias sedimentológicas, biogeoquímicas y micropaleontológicas, se puede concluir que esta ORL 1 se formó en un periodo de reducida ventilación profunda, con una columna de agua estratificada (tal como evidencia la asociación de nanoplancton, *Colmenero-Hidalgo et al.*, 2004), así como con una mayor productividad superficial en el mar de Alborán (*Bárcena et al.*, 2001). El techo de esta capa coincide con el evento de reemplazamiento entre *Neogloboquadrina pachyderma* dextrógira por *Globorotalia inflata* (*Pérez-Folgado et al.*, 2003) y con el evento frío de los 8,2 ka. (*Alley et al.*, 1997).

3.3: HOLOCENO SUPERIOR

Durante este periodo, las asociaciones de microfauna bentónica están dominadas por *Gyroidina soldanii* y *Gyroidina altiformis* (Fig. 3.3, ver también *Caralp, 1988*) que comienzan a ser importantes tras los 8,2 ka. Estas dos especies son típicas de ambientes oligotróficos (*Caralp, 1988; De Rijk et al., 2000*), desarrollándose a partir del momento en que se establecen las condiciones oceanográficas actuales en el Mediterráneo occidental, con una baja productividad en la superficie y una buena ventilación en la columna de agua.

No obstante, las dos especies de *Gyroidina* tienen diferente distribución en el Holoceno superior, así *G. altiformis* es más abundante en la parte inferior del mismo, mientras que *G. soldanii* es el componente principal de la asociación en el Holoceno más joven. Aunque ambas especies parecen estar adaptadas a ambientes oligotróficos, con poca cantidad de alimento en el medio profundo, la presencia de *G. altiformis* sugiere una mayor oligotrofia (*De Rijk et al., 2000*), y el hecho de encontrarla en la cuenca inmediatamente después de la ORL indica una situación más oligotrófica después del estancamiento en la cuenca que acaeció durante ese intervalo de tiempo. Cuando las condiciones se estabilizaron se ve reemplazada por *G. soldanii*.

4. CONCLUSIONES MÁS RELEVANTES DE ESTE CAPÍTULO

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos responden a la variabilidad milenaria en el Mediterráneo occidental durante los últimos 52.000 años de diferentes maneras, lo que ha permitido diferenciar cuatro intervalos gracias a su estudio en el testigo MD95-2043. *Cibicidoides* spp., *Globobulimina* spp., *Ch. oolina* y *Gyroidina* spp. con los componentes principales de la asociación, pero sus abundancias relativas cambian a lo largo del testigo en respuesta, tanto a la variabilidad milenaria, como a las fluctuaciones glacial-interglacial registradas en el Mediterráneo.

La asociación de foraminíferos en el Glacial inferior (52-31 ka) es diferente de la presente en el Glacial superior (31-16 ka). Durante el Glacial inferior, el incremento en la circulación durante los estadiales y los eventos Heinrich está marcado por picos en la abundancia de *Cibicidoides* spp. y bajos valores de *Globobulimina* spp. Durante los interestadiales, la ventilación del fondo fue mucho menor.

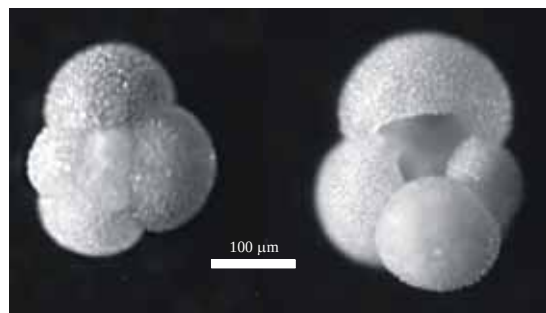
A lo largo del Glacial superior, la circulación del fondo se vio reforzada, favoreciendo el desarrollo de faunas epifaunales, como *Cibicidoides* spp., adaptadas a aguas bien oxigenadas. Esto contrasta con la reducción en la abundancia de los Globobulimínidos. Durante este intervalo, sin embargo, la respuesta de la asociación a los cambios milenarios es contraria a la del periodo anterior. La circulación profunda permanece relativamente estable salvo en los eventos Heinrich y durante los estadiales, cuando la formación de agua parece haber descendido, favoreciendo la proliferación de especies típicas de ambientes subóxicos y ricos en materia orgánica (e.g. *Ch. oolina*).

Entre los 8,2 ka y el presente, la presencia de *Gyroidina altiformis* y de *Gyroidina soldanii* indica la presencia de aguas profundas altamente oligotróficas, con una buena ventilación en el fondo. En el periodo inmediatamente anterior se ha identificado una Capa Rica en Materia Orgánica (ORL 1) entre los 8 y los 14 ka, que representa un periodo de escasa renovación de la circulación de fondo y una relativa alta productividad, favoreciendo el desarrollo de especies infaunales como *Globobulimina* spp. y *Ch. oolina*.

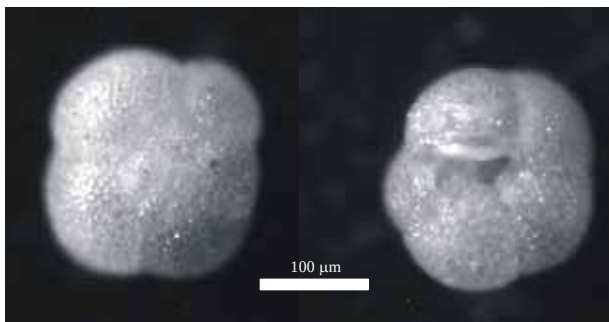
CAPÍTULO IV

CAPÍTULO IV

VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS EN EL MAR CATALANO-BALEAR



Globigerina bulloides



Neogloboquadrina pachyderma
(dextrógira)

1. RESULTADOS

Se han encontrado 19 especies en el testigo MD99-2343, 22 categorías si se consideran los sentidos de enrollamiento en los globorotálidos y en los neogloboquadrínidos. De estas especies, las más abundantes son *Globigerina bulloides* y *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrógira). No obstante, hay otras especies significativas, que son importantes en determinados periodos, pareciendo reflejar diferentes condiciones climáticas y oceanográficas en la región a lo largo del tiempo. Así en el Holoceno y en el resto del periodo interglacial se encuentra *Globigerinoides ruber* en sus dos morfotipos, blanco y rosa, *Globorotalia inflata* y en menor porcentaje *Globorotalia truncatulinoides*. Para el periodo glacial destacan también, a parte de las dos nombradas en primer lugar, las especies *Turborotalita quinqueloba*, *Globorotalia scitula* y *Globigerinita glutinata* y en determinados momentos la variedad levógira de *N. pachyderma*.

1.1: BIOESTRAGRAFIA

Pérez Folgado *et al.* (2003) definieron una serie de eventos basándose en los cambios observados en la abundancia de foraminíferos planctónicos en dos testigos del Mar de Alborán. Tomando como modelo los eventos encontrados y definidos por estos autores se han intentado identificar los mismos en el testigo MD99-2343. A continuación se analizarán los datos obtenidos, especie por especie, con la finalidad de conocer cuales son las diferencias y similitudes entre los registros del mar de Alborán y el mar Catalano-Balear, cuyos resultados pueden verse en la Figura 4.1.

Neogloboquadrina pachyderma (levógira): se pueden definir con gran precisión los eventos PS1 a PS5, si bien este último es de mucha menor importancia y está menos definido en el mar Catalano-Balear que en el de mar de Alborán.

Neogloboquadrina pachyderma (dextrógira): se reconocen claramente los eventos identificados y definidos por Pérez-Folgado *et al.* (2003), como P2, P3, P5 y Pm3. Se puede definir además una zona de fluctuaciones importantes en el porcentaje de esta especie que corresponde con la SFDZ o “*Small Foraminifera Dominance Zone*” (Zona de Dominio de Foraminíferos de Pequeño tamaño) definida por Pérez-Folgado *et al.* (2003).

Turborotalita quinqueloba: Todos los eventos definidos por Pérez-Folgado *et al.* (2003) se registran en el mar Catalano-Balear. También se observa la SFDZ, si bien las variaciones no son tan bruscas ni están tan marcadas como lo están en el mar de Alborán.

***Globorotalia scitula*:** Esta especie parece haber experimentado cambios sincrónicos en todo el Mediterráneo occidental, ya que de los cinco eventos biostratigráficos identificados por Pérez-Folgado *et al.* (2003) se registran todos salvo el Sc2, ya que entre los eventos Sc1 y Sc3 el porcentaje de esta especie en el mar Catalano-Balear es muy variable, no así en el mar de Alborán. Además, y al igual que sucede con *T. quinqueloba*, se distingue la SFDZ y el comportamiento de esta especie es idéntico en ambas situaciones geográficas, con escasa presencia de esta especie al comienzo de la misma, pero observando una mayor representación hacia el final del estrato.

***Globorotalia inflata*:** esta especie no parece ser muy útil desde el punto de vista bioestratigráfico, ya que sólo encontramos bien definidos los eventos I2 e I5, siendo este último de mayor duración que en el mar de Alborán. El resto de los eventos o no están presentes (caso del I4) o están mal definidos (I e I3).

***Globigerina bulloides*:** los eventos identificados para esta especie por Pérez-Folgado *et al.* (2003) se corresponden bien con los datos de nuestro estudio. No obstante, el evento B0 definido por Pujol y Vergnaud-Grazzini (1989) no está tan marcado y, de estarlo, se desfazaría en 1 ka, siendo más joven en el mar Catalano-Balear. El evento B3 se desfaza en el tiempo, siendo anterior en esta zona.

***Globigerinoides ruber* (variedad blanca):** sólo se identifican los eventos Ra y Ra2. Este último es de mayor importancia en el mar Catalano-Balear que en el mar de Alborán.

***Globigerinoides ruber* (variedad rosa):** se identifican los eventos R1a y R1c, si bien este último parece ser 1 ka más joven en el Mediterráneo noroccidental que en el mar de Alborán. El evento R1b tiene menor importancia que en Alborán.

SFDZ: Definida por las especies *T. quinqueloba* y *G. glutinata* y *G. scitula* (Pérez-Folgado *et al.*, 2003). En nuestro testigo esta zona también se registra y en ella también se da una gran abundancia de estas tres especies, así como las fluctuaciones en el porcentaje que estos autores encontraron para la especie *N. pachyderma* (dextrógira).

Como se puede apreciar la mayoría de los eventos definidos por Pérez-Folgado *et al.* (2003) se identifican en el testigo MD99-2343 del mar Catalano-Balear; no obstante, ciertas especies presentan cambios y se pueden diferenciar varios eventos que podrían ser de carácter local, así y también siempre con la referencia del estudio del mar de Alborán, se puede decir que:

El evento Pm para *N. pachyderma* (dextrógira) no está bien definido o tendría una edad de aproximadamente 5 ka, es decir, 2 ka más joven que en Alborán. Más adelante en este capítulo se verá porqué la ausencia de este evento en la región Catalano-Balear. El evento P1 puede considerarse inexistente o se podría suponer el intervalo de mayor abundancia de esta especie entre los 5 y los 8 ka. El evento P4 no se registra en el testigo de este estudio

así como el denominado Pm2, que en el caso del mar Catalano-Balear implica un pico de esta especie, en vez de una bajada en el porcentaje de la misma. Además, el evento P2 aparece desfasado dándose anteriormente en el tiempo en el mar Catalano-Balear, ya que se da en la parte inferior del Y.D., no en el muro, como es el caso del mar de Alborán. Esto implicaría un desfase de 1 ka aproximadamente.

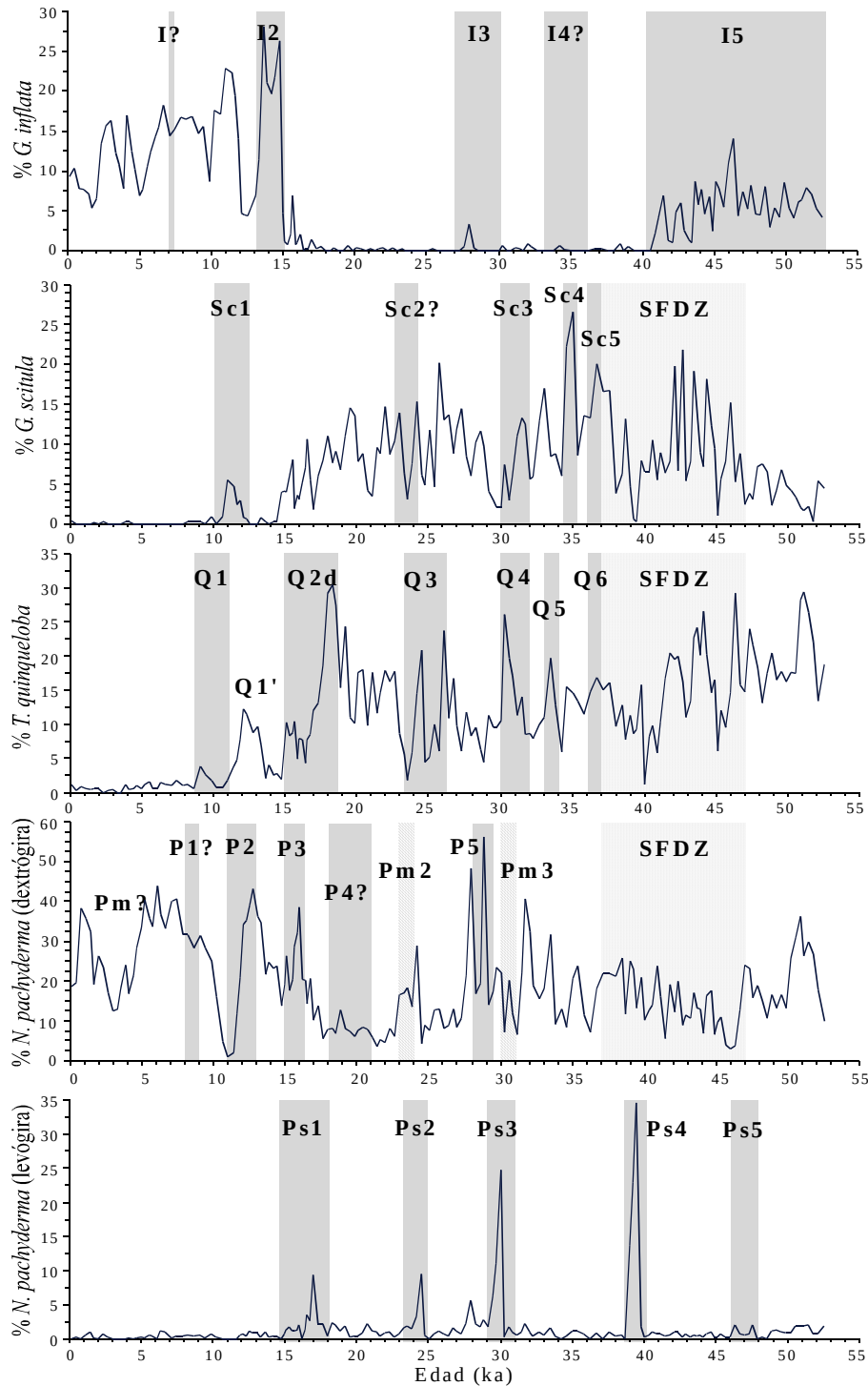


Figura 4.1a: Biostratigrafía en el testigo MD99-2343. Las bandas grises se corresponden con los bioeventos definidos por Pérez-Folgado et al. (2003) y llevan la misma nomenclatura que este trabajo.

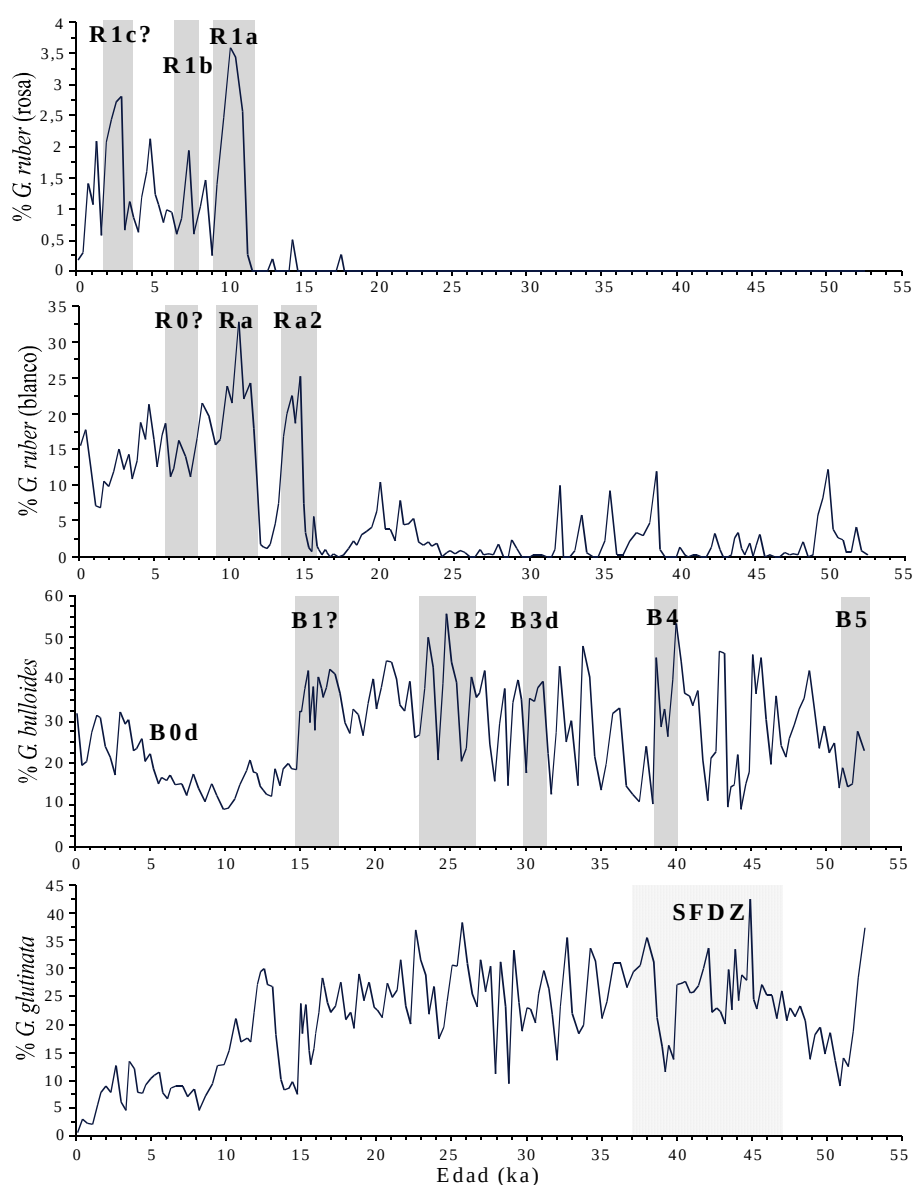


Figura 4.1b: Continuación de la biostratigrafía en el testigo MD99-2343.

Para la especie *T. quinqueloba* podría identificarse un nuevo evento, que podríamos denominar Q1' y que se situaría entre los eventos Q1 y Q2, si bien este último aparece desfasado y se registra antes en el tiempo en el mar Catalano-Balear, y así, como sucedía en el caso del evento P2, ese desfase supone un 1 ka aproximadamente y ambos podrían considerarse nuevos eventos.

Finalmente, para la especie *G. bulloides*, se puede decir que el evento B1 no está presente en el testigo MD99-2343, y se podría considerar otro evento al pico de abundancia que se da antes de los 15 ka, que supondría un desfase en edad de casi 5 ka con respecto al B1 en el mar de Alborán.

1.2: ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

A continuación se describirán los resultados más significativos obtenidos en el tratamiento estadístico de los datos de microfauna planctónica para el testigo MD99-2343, destacando el análisis jerárquico, el análisis factorial de tipo CABFAC y métodos empleados para el cálculo de paleotemperaturas.

1.2.1: ANÁLISIS JERÁRQUICO

El diagrama obtenido (Figuras 4.2 y 4.3) de este análisis puede ser dividido en dos “clusters” mayores: **I** correspondiente a las especies de regiones cálidas y **II**, que contiene a las especies de altas latitudes y de regiones frías. Dentro del primero se puede hacer una separación mas o menos ficticia en dos grupos, **Ia**, que incluye a especies tropicales y subtropicales, tales como *G. sacculifer* y *G. rubescens*, que son abundantes durante el Holoceno y la deglaciación (Fig. 3), y **Ib** que no configura un cluster propiamente dicho, ya que estas especies no están relacionadas entre sí, sino que son ramas independientes unas de otras. Estas tres especies son *G. calida*, *G. truncatulinoides* (dextrógira) y *N. pachyderma* (dextrógira), siendo esta última la más importante en el conjunto del testigo. Todas ellas se dan en momentos cálidos en el tiempo que recoge el testigo estudiado (ver suma de las tres en la figura 4.3). El “cluster” II también puede ser dividido en dos, el primer “subcluster”, **IIa**, incluye a las especies integrantes de la SFDZ presentes a lo largo de todo el testigo, tanto en eventos fríos como en momentos cálidos (Fig. 4.3), debido, probablemente, a la heterogeneidad en las condiciones ecológicas de las especies que componen este grupo. El segundo conjunto de especies que se puede diferenciar está compuesto por *G. bulloides* y *N. pachyderma* (levógira) que se dan en periodos fríos en el testigo (**IIb**), como son los eventos Heinrich y los estadiales D-O (Fig. 4.3).

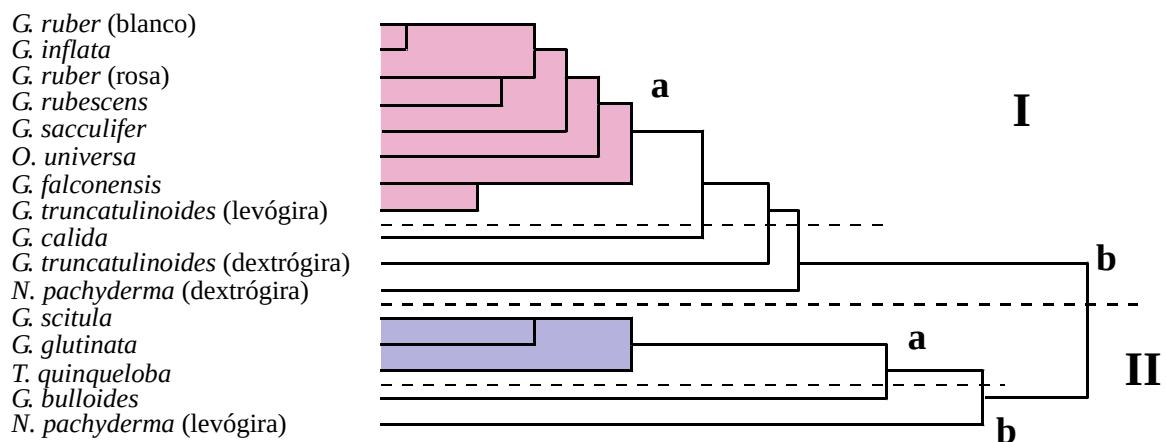


Figura 4.2: Diagrama de tipo cluster de las 16 especies de foraminíferos planctónicos considerados en el estudio del testigo MD99-2343. Los números romanos y las letras indican las divisiones que se han hecho del mismo (ver texto para explicación).

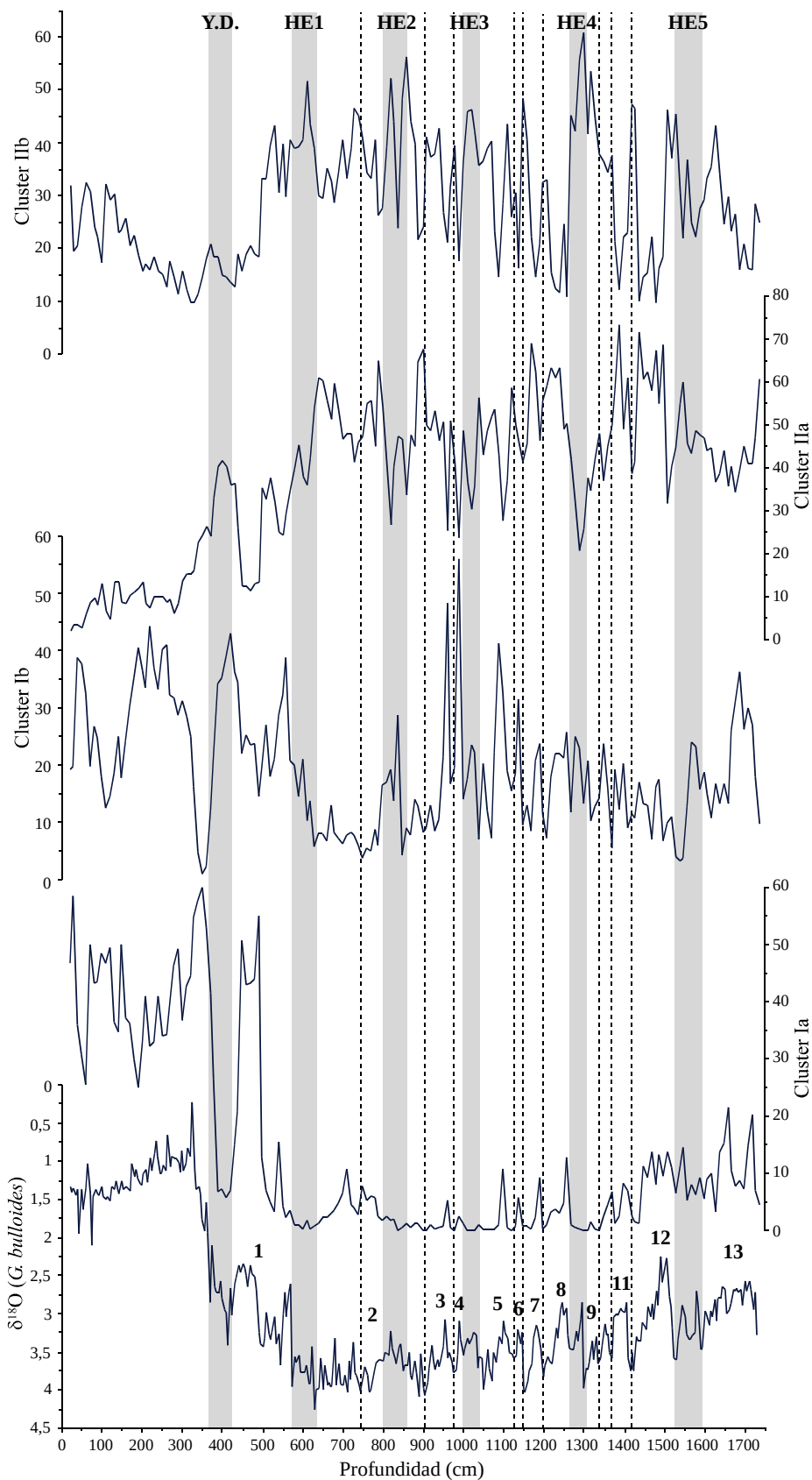


Figura 4.3: Representación de las diferentes asociaciones encontradas en el análisis jerárquico a lo largo del tiempo. Cada curva representa el porcentaje de todas las especies incluidas en ese cluster.

1.2.2: ANÁLISIS FACTORIAL TIPO CABFAC

En este análisis se han identificado cuatro factores que suponen el 96,31% de la varianza del testigo. El primero de ellos tiene un peso de 45,53% y está regido por *G. bulloides* y en menor medida por *G. glutinata* y *T. quinqueloba*. Es importante en el periodo glacial, particularmente en los momentos fríos (Figura 4). El segundo factor tiene una importancia del 29,32%, siendo *N. pachyderma* (dextrógira) la especie más importante en el mismo, si bien también destacan *G. ruber* (blanco) y *G. inflata*. Este factor es significativo en el periodo interglacial y también en los momentos cálidos del glacial (Fig. 4.4). El tercer factor tiene una representatividad del 18,3% y tiene tres especies como significativas: *G. glutinata*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma* (dextrógira), además de presentar una menor correlación con *G. scitula*. Esta circunstancia parece estar indicando que este factor puede estar marcando el tramo correspondiente a la SFDZ. Finalmente el cuarto factor tiene un peso de 3,16% y está regido de manera positiva por *G. inflata*, *G. ruber* (blanco), pero negativamente por *N. pachyderma* (dextrógira). Todas estas especies están presentes en el Holoceno y son importantes durante la deglaciación, casi más que durante el propio Holoceno.

1.2.3: CÁLCULO DE PALEOTEMPERATURAS

Se han empleado dos metodologías diferentes, RAM y MAT para ver las variaciones de cada una de ellas y cuál de ellas podría ser la herramienta más válida para el cálculo de paleotemperaturas en la zona. Los resultados más concluyentes de los dos métodos son:

RAM: Las temperaturas obtenidas por este método son las esperables para el rango de tiempo estudiado si se compara la curva obtenida con la que obtuvieron Cacho *et al.* (1999) para el mismo rango temporal en el mar de Alborán, sin embargo, los registros de temperaturas obtenidos mediante este método presentan algunas incongruencias que nos han llevado a considerar con precaución los resultados obtenidos. Así, es frecuente que las temperaturas correspondientes a los meses de invierno sean en ocasiones superiores a las temperaturas de primavera, lo cual es una situación poco probable en el medio natural, ya que las temperaturas de invierno son siempre las menores en el registro climático. Esta situación puede ser debida a un fallo en el propio método que emplea interpolaciones, con lo que se generan nuevos puntos, irreales por tanto, que podrían dar aberraciones en los datos obtenidos. Esto puede ser debido también al empleo de una base de datos que no es exclusiva del Mediterráneo, sino que contiene muestras del Atlántico y del Mediterráneo (Kallel *et al.*, 1997, Figura 2.2, Capítulo II).

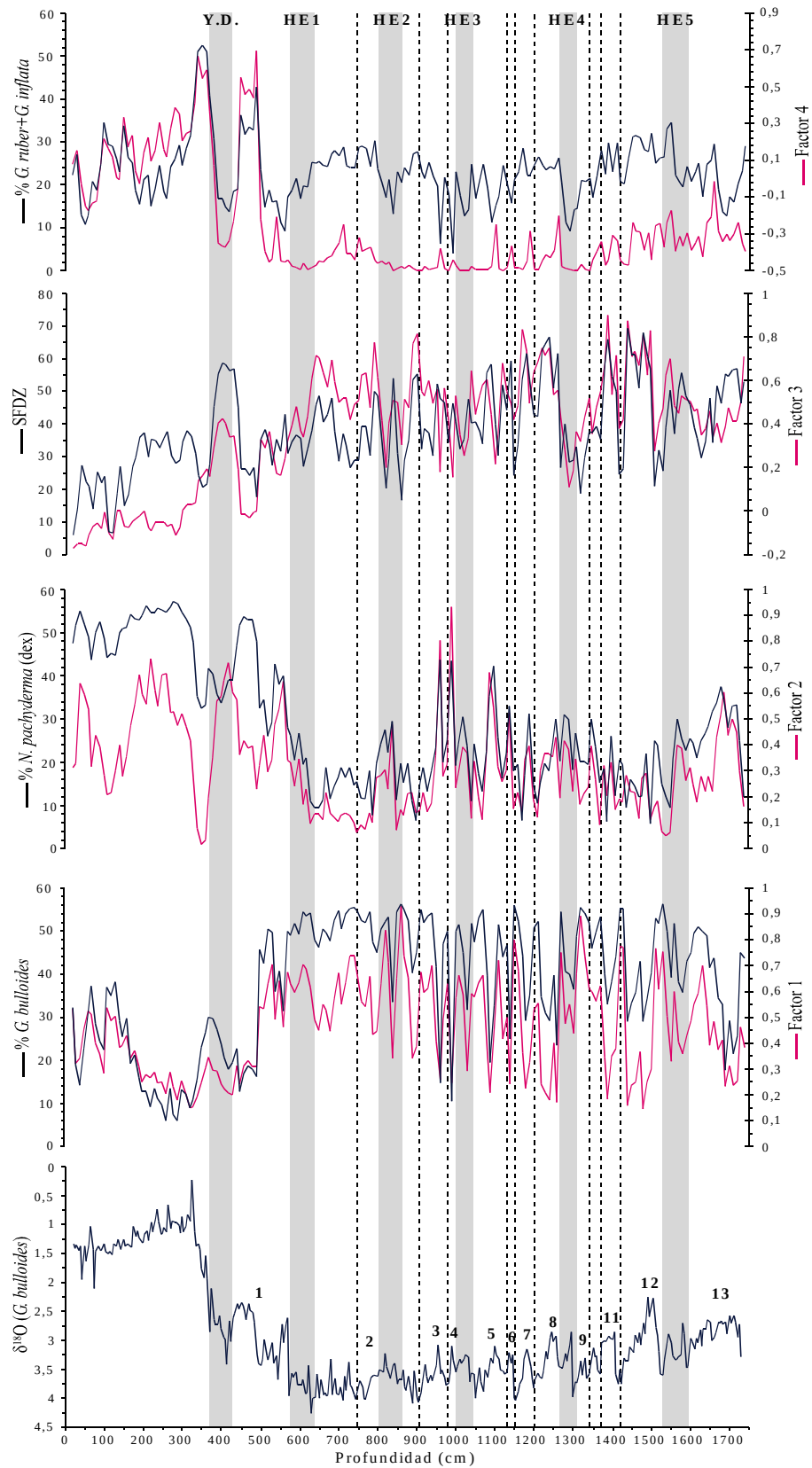


Figura 4.4: Representación de los 4 factores obtenidos en el análisis estadístico CABFAC. Cada uno está representado junto a la especie o conjunto de especies dominantes en el mismo. SFDZ: suma de porcentaje de las especies T. quinqueloba, G. scitula y G. glutinata.

MAT: Para el cálculo de paleotemperaturas utilizando este método se han empleado dos herramientas diferentes, el paquete PaleoToolBox (el cual puede obtenerse en la página web: www.pangaea.de) y el Paleoanalogs (Therón et al., 2003) que puede obtenerse en la página: <http://carpe.usal.es/~paleotools>). En ambas se han utilizado los mismos parámetros de cálculo, así se ha usado el índice de disimilaridad conocido como “squared chord distance” (ver Capítulo II) (Overpeck et al., 1985), la base de datos para el Atlántico Norte y el Mediterráneo (Kallel et al., 1997) y se han considerado los diez mejores análogos modernos como punto de corte y cálculo de la temperatura media para cada muestra fósil.

Los resultados obtenidos por estas dos herramientas para este método son (Tablas 4.1, 4.2 y 4.3, figura 4.5):

SST medias (°C)			Errores medios		
	<i>PaleoToolBox</i>	<i>Paleoanalogs</i>		<i>PaleoToolBox</i>	<i>Paleoanalogs</i>
Primavera	10,50	10,42	Primavera	±1,25	±1,21
Verano	14,87	14,75	Verano	±1,40	±1,31
Otoño	12,25	12,17	Otoño	±1,36	±1,32
Invierno	9,65	9,58	Invierno	±1,40	±1,37
ANUAL	11,81	11,73			

Tabla 4.1: SST medias y errores medios para el MAT en el testigo MD99-2343 (mar Catalano-Balear).

SST medias (°C)			
	<i>PaleoToolBox</i>	<i>Paleoanalogs</i>	<i>Evento</i>
Holoceno-Interglacial	17,19	17,16	
Deglaciación	12,20	12,21	
Glacial	9,97	9,85	
Mínimo (invierno)	5,75	5,75	Heinrich 4
Máximo (verano)	25,68	25,64	Terminación 1a

Tabla 4.2: SST medias para los diferentes periodos de tiempo recogidos en el testigo (en el periodo denominado Deglaciación se incluye también el evento Y.D.). También se anotan los máximos y mínimos de la curva de SST media así como los mínimos y máximos de cada método según estaciones y los eventos a los que corresponden los mismos.

SST “actuales” (°C)

	<i>Ki202</i>	<i>PaleoToolBox</i>	<i>Paleoanalog</i> s
Primavera	15,98	15,39	15,56
Verano	23,67	23,8	24,07
Otoño	19,42	19,26	19,46
Invierno	13,56	13,34	13,49

Tabla 4.3: SST actuales para la zona de estudio (mar Catalano-Balear), Ki202 (40,21°N/4,36°O) corresponde al coretop de la base de datos más cercano a la posición del testigo de nuestro estudio mientras que las SST para el testigo corresponden a la muestra más superficial y menos distorsionada del mismo, con una profundidad de 20 centímetros a la cual se ha dado una edad de 136 años.

Se puede apreciar que las dos herramientas dan resultados muy parecidos, no obstante se han tomado los datos obtenidos usando el programa PaleoToolBox porque es el método empleado en la mayoría de los artículos y ayuda a la comparación de este trabajo con otros de la misma zona o tratando la misma temática.

2. DISCUSIÓN

2.1: BIOSTRATIGRAFÍA EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Como se vio anteriormente, se identifican la mayoría de los eventos definidos por Pérez-Folgado *et al.* (2003) (ver figura 4.1). Todos ellos se sitúan en un rango de edad muy similar, sino equivalente. No obstante, aquellos eventos registrados durante el Holoceno y la deglaciación y referidos a especies de carácter frío, tales como *T. quinqueloba* y *G. bulloides*, se registran primero en el mar Catalano-Balear; es decir, son anteriores en el tiempo. Esto puede deberse a la diferencia de latitud entre los testigos comparados y al carácter más frío de las aguas presentes en el Mediterráneo noroccidental (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

Se debe destacar además la poca coincidencia con los eventos definidos para el Holoceno en el mar de Alborán, así en el testigo MD99-2343 no se localizan los eventos Pm, I, B0, R0 y R1c, todos ellos comprendidos entre los 10 y los 5 ka (ver figura 4.1), debido quizá a que en la región Catalano-Balear durante este tiempo la fauna de foraminíferos planctónicos registra cambios, en cierta medida, similares a los observados durante la formación del sapropel S1 del Mediterráneo oriental (Aksu *et al.*, 1999; Rossignol-Strick, 1999; Ariztegui *et al.*, 2000; Principato *et al.*, 2003).

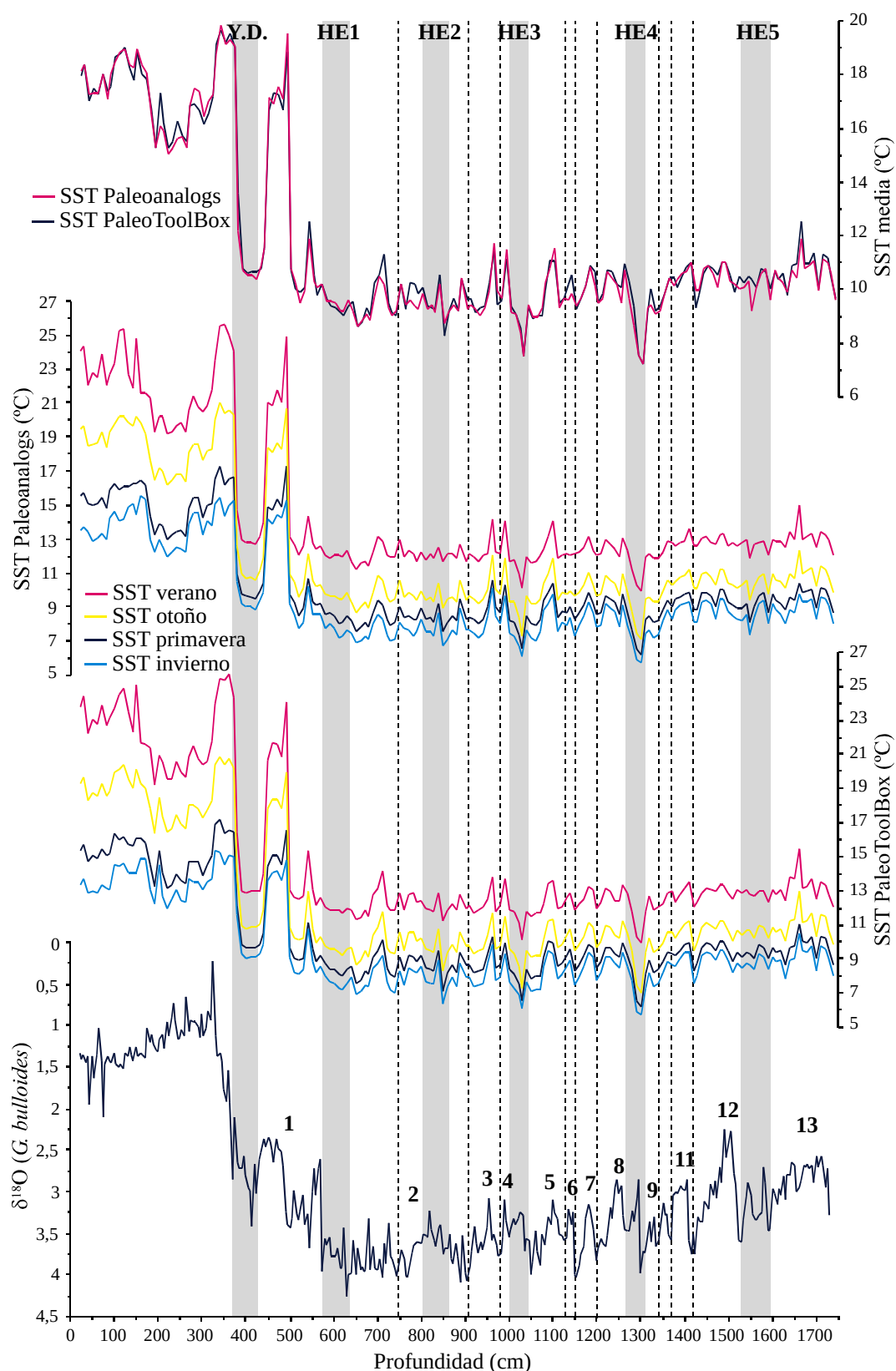


Figura 4.5: Temperaturas del agua superficial para todas las estaciones y las temperaturas medias anuales calculadas mediante el Método de los Análogos Modernos (MAT) para el testigo MD99-2343. Representación de los resultados obtenidos por Paleoanalogs y por la herramienta PaleoToolBox.

Se observan, además, diferencias en el comportamiento de las especies principales en ambos testigos para este mismo periodo, como puedan ser *G. inflata* y *N. pachyderma*. Esto puede ser debido a la diferente hidrografía de las regiones donde se sitúan los testigos. En Alborán se produce un cambio sincrónico entre *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. inflata*, pasando a ser más abundante esta última en la parte superior del Holoceno -eventos **Pm** e **I** de Pérez-Folgado *et al.* (2003)-. Esta circunstancia no se da en la zona Catalano-Balear donde siempre es más abundante *N. pachyderma* (dextrógira). El hecho de encontrar menor representación de *G. inflata* en nuestra zona de estudio puede ser debido a la menor temperatura superficial que se registra en la misma durante el invierno (ver tabla 4), y a que esta especie prefiere vivir en aguas donde no hay desarrollo de una termoclina (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Sprovieri *et al.*, 2003). Por otra parte, ambas especies están respondiendo a los cambios de temperatura y así *N. pachyderma* (dextrógira), al preferir aguas más frías (Sprovieri *et al.*, 2003) se da en los momentos relativamente más fríos de la deglaciación y del Holoceno, y se ve parcialmente sustituida por *G. inflata* cuando las condiciones son más cálidas, ya que esta última especie prefiere condiciones más templadas (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Sprovieri *et al.*, 2003).

Finalmente, la SFDZ aparece bien desarrollada en el mar Catalano-Balear, si bien los límites no son tan claros como en Alborán. En general, parece que las especies de foraminíferos planctónicos marcan mejor la ciclicidad Dansgaard-Oeschger en la zona de estudio que en el mar de Alborán, sobre todo aquellas de carácter frío, tal vez de ahí la falta de definición en los límites de esta zona.

2.2: COMPARACIÓN DE LAS PALEOTEMPERATURAS PARA EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Se ha realizado una comparación de las temperaturas obtenidas en este estudio con las temperaturas obtenidas en el mar de Alborán por Pérez-Folgado *et al.* (2003) ya que es el trabajo más reciente en el Mediterráneo occidental y al igual que el que se presenta en esta memoria trabaja con Análogos Modernos (Tabla 4.4, figura 4.7).

Considerando todo el periodo de tiempo estudiado, se puede decir que las temperaturas medias para cada estación del año son siempre menores en el mar Catalano-Balear, pudiendo encontrarse diferencias de 1,2 a 2°C según la estación. Lo mismo sucede con la estacionalidad, que es menor en la zona norte del Mediterráneo occidental.

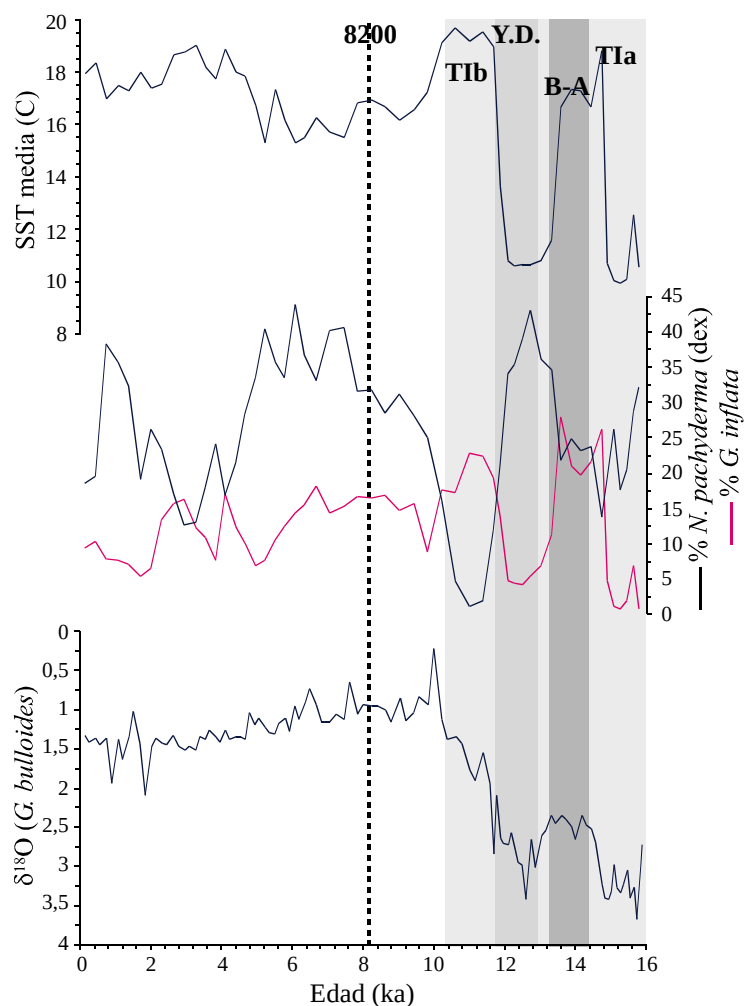


Figura 4.6: Representación durante el periodo interglacial de las especies *N. pachyderma* (*dextrógira*) y *G. inflata*, así como de la temperatura del agua superficial media. Se incluyen además las bandas correspondientes a ambas terminaciones de la deglaciación, los eventos fríos del Younger Dryas y los 8,2 ka y el Bølling-Allerød.

En el periodo glacial se registra una menor diferencia de temperaturas durante los ciclos D-O en el mar Catalano-Balear que en el mar de Alborán, igual que el descenso que se da durante los eventos Heinrich, el cual es menor en este último mar. Todo ello puede deberse a la menor estacionalidad en la zona del Golfo de León (ver tabla 4.4) y a que las asociaciones no se ven tan influenciadas por las aguas atlánticas en esa zona. No obstante, la ciclicidad de estos eventos D-O está mejor reflejada en el mar Catalano-Balear (ver figura 4.7), lo cual parece estar hablando del proceso generador de los mismos, relacionado con las variaciones atmosféricas y la intensidad de los vientos del Noroeste en la zona del Golfo de León, mayor durante los periodos fríos (Cacho *et al.*, 2000).

	Mar de Alborán	Mar Catalano-Balear
SST media (Primavera)	11,68	10,50
SST media (Verano)	16,88	14,87
SST media (Otoño)	13,95	12,25
SST media (Invierno)	10,64	9,65
SST media (Anual)	13,29	11,81
SST media (Glacial)	18	17,24
SST media (Interglacial)	11,6	10,64
Estacionalidad Glacial	5	4,5
Estacionalidad Interglacial	10	8,5
Evento H más frío	7	5,75
Evento H más cálido	8	8,4

Tabla 4.4: Comparación entre los datos de SST calculados mediante el método de Análogos Modernos y la herramienta PaleoToolBox más significativos entre el mar de Alborán y el mar Catalano-Balear. Valores en grados centígrados (°C).

Durante la deglaciación, las temperaturas aumentan de manera drástica si se comparan con las del periodo glacial, habiendo una diferencia de unos 8°C aproximadamente entre un periodo y otro (casi 10°C si se considera el mar de Alborán). Lo más significativo, no obstante, es la gran diferencia de temperaturas que se encuentra entre el Younger Dryas y el Bølling Alleröd o interestadial 1, también de 8°C. Las especies que se encuentran en el primero antes y después de este evento frío son similares (*G. inflata* y *G. ruber*, morfotipo blanco), sin embargo, durante el mismo, se produce un incremento en el porcentaje de las especies de zonas subpolares, tales como *T. quinqueloba*, *G. glutinata* y *N. pachyderma* (dextrógira) que podría ser la causa de este descenso tan brusco en las temperaturas de la zona para este periodo. Esta misma circunstancia ha sido observada y registrada en trabajos previos (Sbaffi *et al.*, 2001; Pérez-Folgado *et al.*, 2003) en los cuales las temperaturas calculadas mediante Análogos Modernos han sido comparadas con las obtenidas por el método de las alquenonas. En los datos obtenidos en estos trabajos, sin embargo, la variación de temperatura entre el Bølling-Alleröd y el Y.D. no es tan acusada (unos 6 a 7°C), esta circunstancia puede ser debida a errores en el propio método de cálculo de paleotemperaturas, ya que parece que no existe una correspondencia entre las muestras de la base de datos y las faunas glaciales en el Golfo de León (Rohling *et al.*, 1998).

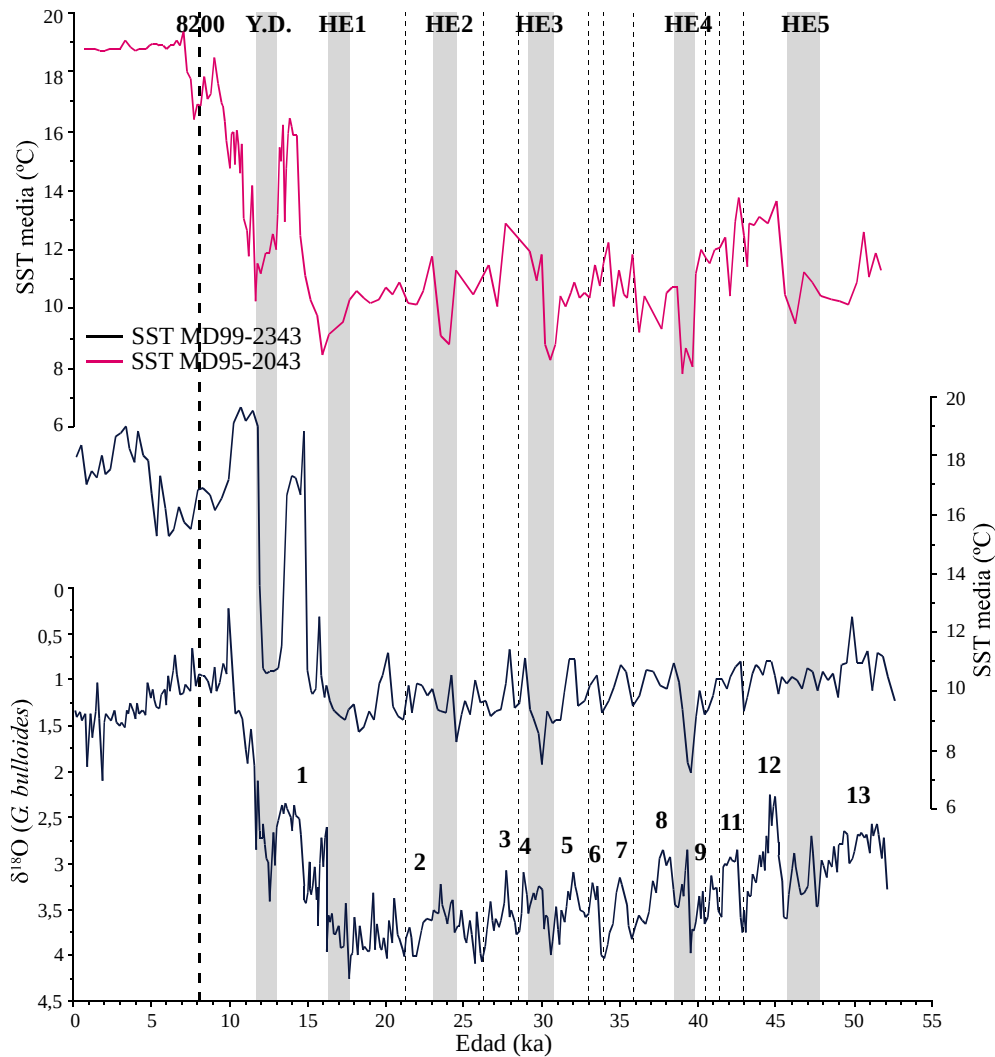


Figura 4.7: Paleotemperaturas medias del agua superficial en los mares de Alborán (MD95-2043) y Catalano-Balear (MD99-2343) frente a la edad.

Lo más destacable del periodo interglacial es la identificación del evento 8,2 ka que implica un descenso en la temperatura, pero tras él se produce un intervalo de 6 ka en los que las SST descienden y se mantienen unos 2°C por debajo de la media para el Holoceno (Fig. 4.7). Esto mismo coincide con un incremento en el porcentaje de la especie *N. pachyderma* (dextrógira) y la ausencia de *G. truncatulinoides* (Figura 4.8). Todo ello parece coincidir con el periodo de tiempo definido para otras zonas del Mediterráneo como el sapropel S1 (Aksu *et al.*, 1999; Rossignol-Strick, 1999; Ariztegui *et al.*, 2000; Principato *et al.*, 2003), que en el mar Catalano-Balear vendría marcado por el desarrollo de un DCM y bajas temperaturas, debido a la presencia de *N. pachyderma* (dextrógira) (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995; Sprovieri *et al.*, 2003). En el Mediterráneo oriental esta misma circunstancia provocaría un incremento en la productividad exportada debido a una menor eficiencia en el reciclaje de nutrientes, provocando

un incremento en el flujo de materia orgánica que llega al fondo de la cuenca (Rohling, 1994). Tal vez esta misma causa podría trasladarse a la zona del golfo de León.

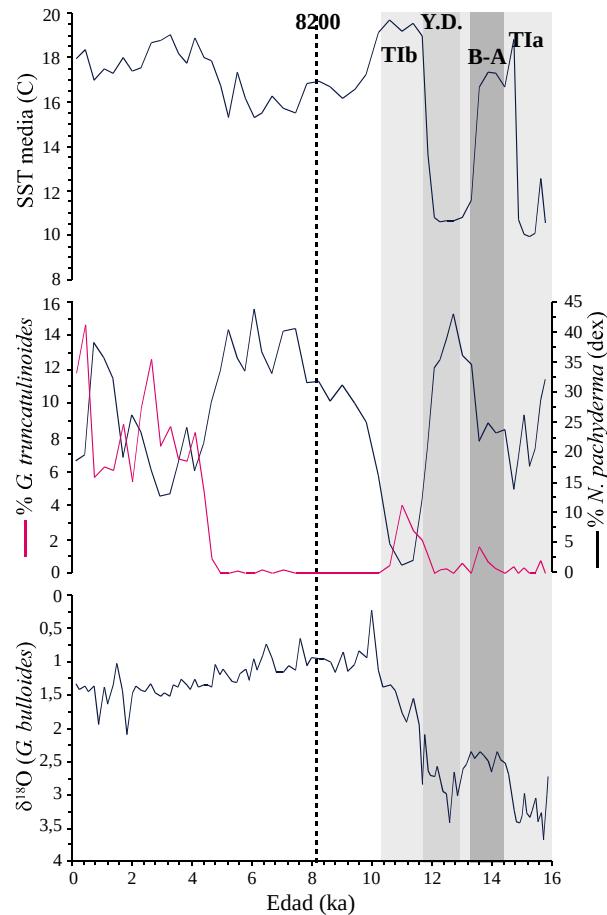


Figura 4.8: Representación durante el periodo interglacial de las especies *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. truncatulinoides*, así como de la temperatura del agua superficial media. Se incluyen además las bandas correspondientes a ambas terminaciones de la deglaciación, los eventos fríos del Younger Dryas y los 8,2 ka y el Bølling-Allerød.

2.3: PALEOECOLOGÍA Y PALEOCEANOLOGÍA EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

2.3.1: PERIODO GLACIAL

Durante este periodo las especies más abundantes son *G. bulloides* y *T. quinqueloba*, así como *G. glutinata*, *G. scitula* y *N. pachyderma* (dextrógira). Estas especies sufren variaciones cíclicas que parecen reflejar los diversos eventos paleoceanográficos y paleoclimáticos que se producen en este periodo de tiempo (Figuras 4.9 y 4.10).

El Mediterráneo es un mar oligotrófico (Bethoux *et al.*, 1999), no obstante, la productividad es mayor en la zona occidental debido a la entrada de aguas atlánticas y a la gran mezcla vertical que se produce en la columna de agua por la formación de agua profunda que se produce en su zona norte (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Bethoux *et al.*, 1999). Según Flores *et al.* (1997), esta circunstancia se da con mayor frecuencia en invierno por la intensificación de

los vientos que se registra en la zona norte del Mediterráneo occidental (Bethoux, 1984; Abrantes, 1988; Targarona et al., 1995; Sánchez-Goñi et al., 2002), lo que provocaría mayor mezcla en la columna de agua, favoreciendo el desarrollo de especies como *G. inflata* y *G. truncatulinoidea* (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Asioli et al., 2001; Sprovieri et al., 2003). En el mar Catalano-Balear, este ambiente sería esperable durante los **estadiales** de los ciclos D-O, momentos en los que se ve reforzada la acción de los vientos del Noroeste (Cacho et al., 2000). Sin embargo, en estos periodos no se registran grandes porcentajes de las especies citadas anteriormente, sino que la asociación durante los mismos está dominada por *G. bulloides*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma* (dextrógira) (Fig. 4.9), si bien esta última se presenta en menor porcentaje y no en todos los estadiales. Esta misma asociación se ha registrado tanto en el mar de Alborán (Pérez-Folgado et al., 2003) como en el golfo de Cádiz (Reguera, 2001) y en el margen ibérico (Cayre et al., 1999).

La presencia de *G. bulloides* podría estar indicando turbulencia y aguas relativamente frías (Lebreiro et al., 1997), si bien esta especie puede presentarse también en zonas de alta productividad superficial (Reynolds & Thunell, 1985; Lebreiro et al., 1998; Bárcena et al., remitido). La presencia de *T. quinqueloba* indicaría condiciones extremas y aguas frías (Pujol, 1980) y también tolera cierta turbulencia en el agua (Johannessen et al., 1994), pero también una alta fertilidad en las aguas superficiales (Sprovieri et al., 2003). Por tanto, durante los estadiales se puede decir que se registra una disminución en la temperatura del agua superficial (Figura 9) y un incremento en la turbulencia de la columna de agua, debido a una fuerte mezcla vertical, inducida por el refuerzo en la formación de agua profunda que provocaría una fuerte convección vertical y una subida de agua fría rica en nutrientes haciendo que la productividad aumentase, constituyéndose una asociación con especies de zonas altamente productivas, como son *G. bulloides*, *N. pachyderma* y *T. quinqueloba* (Sprovieri et al., 2003).

No obstante, durante estos eventos se registra un comportamiento antagónico entre *G. bulloides* y *N. pachyderma* (dextrógira) (Fig. 4.9). *G. bulloides* se da en zonas con aguas frías ricas en nutrientes (Reynolds & Thunell, 1985; Sierro et al., 2003; Sprovieri et al., 2003; Bárcena et al., remitido) y, al igual que los neogloboquadrínidos, coincide con eclosiones de fitoplancton (Hemleben et al., 1989) y es abundante en zonas de alta productividad (Giraudeau, 1993; Bárcena et al., remitido). Sin embargo, la primera se da en zonas de fuerte mezcla vertical, mientras que los segundos lo hacen con una columna estratificada, en aquellas zonas donde la una pycnoclina y la nutriclina se sitúan por encima de la base de la zona eufótica (Hemleben et al., 1989; Sprovieri et al., 2003). Con lo cual se puede deducir que durante estos periodos se produjo una fuerte mezcla vertical en la columna de agua (altos porcentajes de *G. bulloides* asociada en algunos casos con *T. quinqueloba*, que presenta las mismas características

ecológicas -Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Sierro et al., 2003; Sprovieri et al., 2003-), si bien hubo momentos con una columna de agua más estratificada, donde *N. pachyderma* (dextrógira) sustituiría parcialmente a *G. bulloides*.

Los eventos **Heinrich** presentan sus peculiaridades propias cuando se comparan con otros estadiales fríos, ya que durante los mismos se produce un descenso en el porcentaje de *G. bulloides* y aquí el comportamiento opuesto se registra entre el porcentaje de *N. pachyderma* (dextrógira) y el de la especie *T. quinqueloba* (Fig. 4.9). Estas especies presentan una ecología muy diferente; así la primera es común allí donde hay un buen desarrollo del DCM y la temperatura del agua es menor a 12°C, mientras que *T. quinqueloba* prefiere vivir en aguas frías pero con alto contenido en nutrientes y cierta luminosidad (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995; Sprovieri et al., 2003). Todo ello indica que durante estos periodos fríos, el agua en el mar Catalano-Balear era más fría que en aquellos estadiales sin desarrollo de eventos Heinrich, como indicaría también la presencia de *N. pachyderma* (levógira) característica de estos eventos en el Atlántico Norte (Broecker et al., 1992; Cayre et al., 1999; Cacho et al., 1999; 2001; Reguera, 2001) y los valores mínimos en la curva de temperatura obtenida por Análogos Modernos (Fig. 4.9).

Por otra parte, se registran descensos isotópicos (Fig. 4.9, Sierro et al., remitido) durante estos eventos, las cuales parecen asociarse a bajadas en la salinidad debido a la entrada de agua atlántica influenciada por el agua de fusión de los icebergs durante estos eventos que se sabe llegó a afectar al cercano Golfo de Cádiz (Cacho et al., 2001; Reguera, 2001) y que podría haber llegado al Mediterráneo gracias al flujo de entrada atlántico a través del estrecho de Gibraltar. Este hecho está apoyado por la presencia de *T. quinqueloba*, tolerante a amplios rangos de salinidad (Pujol, 1980) y a la presencia abundante de especies de nanoplancton calcáreo tolerantes a baja salinidad como *Helicosphaera carteri* y *Syracosphaera* spp. (Colmenero-Hidalgo et al., 2004 y referencias en él). Estas bajadas de temperatura llevan asociadas también descensos en el porcentaje de *G. bulloides* (Fig. 4.9) lo que reforzaría la teoría de que, en el desarrollo de estos eventos se produce una detención o al menos una ralentización de la circulación termoclina en el Mediterráneo occidental debido a la bajada en la salinidad asociada a esa entrada de aguas poco salinas desde el Atlántico, que provocaría una estratificación en la columna de agua registrada por la microfauna planctónica con un descenso en *G. bulloides* y un aumento en *N. pachyderma* (dextrógira) ya que, si bien ambas son especies de zonas de alta productividad, la segunda se registra en momentos de estratificación (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995; Sprovieri et al., 2003; Bárcena et al., remitido).

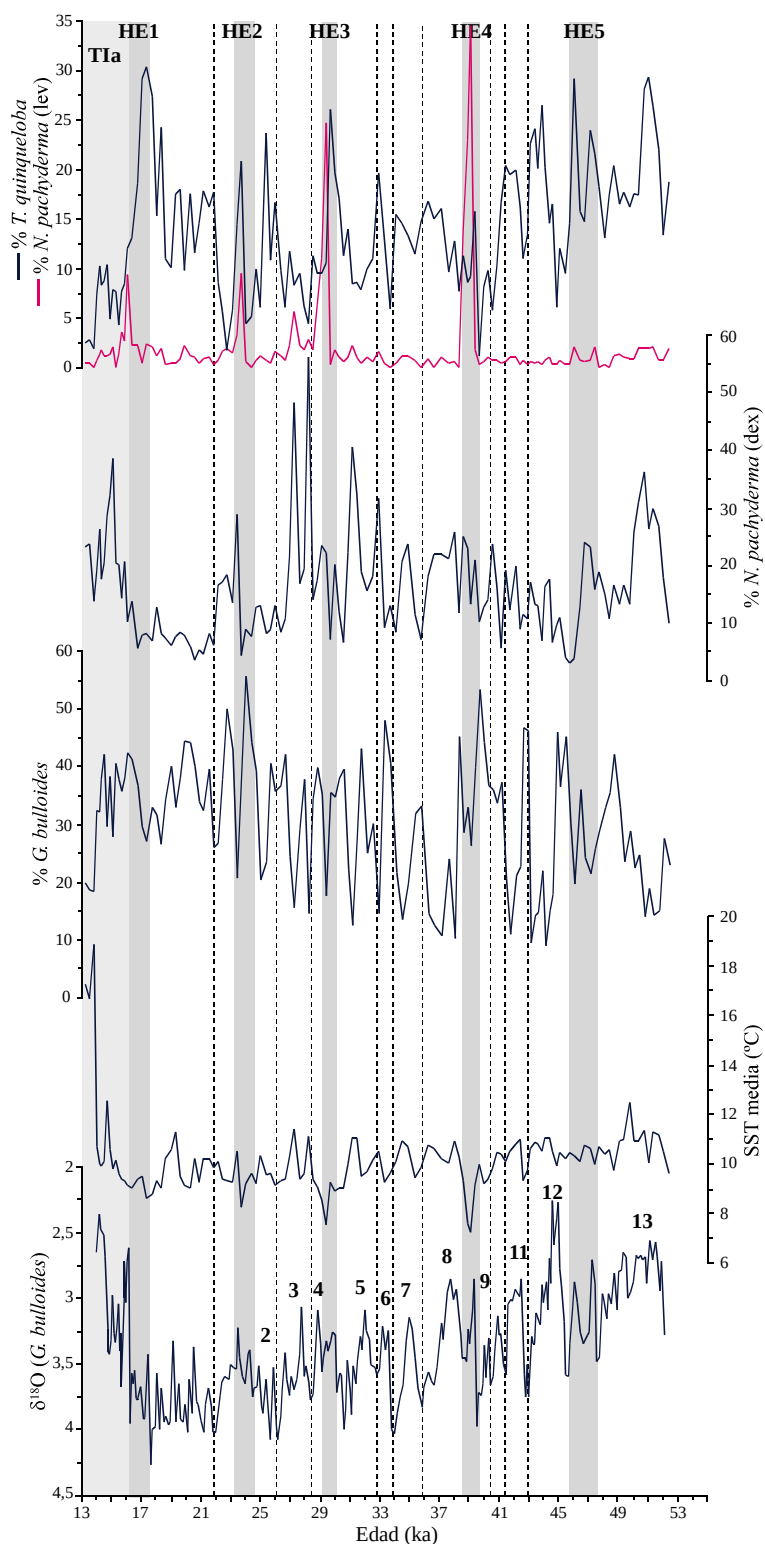


Figura 4.9: Representación frente a la edad de los isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos y las especies de zona subpolar: *G. bulloides*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma* (dextrógira y levógira), junto a la SST media durante el periodo glacial y el principio de la deglaciación. Las bandas gris oscuro corresponden a los eventos Heinrichs, la banda gris oscuro a la Terminación 1b de la deglaciación y las líneas punteadas al máximo de los estadiales D-O. Los números sobre la curva de isótopos representan los interestadiales de los ciclos D-O.

Mención especial merece la especie *G. glutinata* (Figura 4.10) que presenta un comportamiento variable durante este periodo. Así a veces es importante durante los estadiales mientras que otras lo es durante los interestadiales. Esto puede ser debido a su carácter cosmopolita y al amplio rango de ambientes que es capaz de tolerar (Sierro *et al.*, 2003).

En los **interestadiales** la diversidad en las muestras aumenta y aparecen en la asociación especies de ambientes templados y cálidos, como es el caso de *G. scitula* y *G. ruber* (blanco). Todo ello habla de una mejora en las condiciones paleoceanográficas con un incremento en la temperatura del agua superficial (Fig. 4.10). Por otra parte, todas estas especies son características de ambientes con una columna de agua más estable (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Sierro *et al.*, 2003). Esto sería consecuencia de un descenso en la intensidad de los vientos del oeste (Cacho *et al.*, 2000; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002) lo que evitaría la formación de agua profunda impidiendo la mezcla en la columna de agua y provocando su estratificación.

2.3.2: DEGLACIACIÓN Y PERIODO INTERGLACIAL

La dinámica del sistema cambia completamente a partir del evento Heinrich 1, momento en el que comienza la deglaciación. En este momento, las especies más abundantes en el periodo glacial, típicas de zonas subpolares o de transición, se ven reemplazadas por especies de ambientes subtropicales e incluso tropicales, como puedan ser *G. ruber*, en sus dos variedades de color, *G. inflata*, *G. truncatulinoides* y *N. pachyderma* (dextrógira), que si bien está presente también en el glacial, lo hace con mayor abundancia durante la deglaciación y en la parte inferior del Holoceno. Por otra parte, se produce un ascenso considerable (de unos 7°C en las temperaturas medias) entre el periodo glacial y el interglacial (Figura 4.11). Esto supone un cambio en las condiciones paleoceanográficas, con aguas más cálidas en la región, con un incremento en la estratificación marcada por la presencia de *G. ruber* y *N. pachyderma* (dextrógira) y una alta mezcla en el agua profunda, reflejada en la presencia de *G. inflata* y *G. truncatulinoides* (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995; Sprovieri *et al.*, 2003; Bárcena *et al.*, remitido).

No obstante, si en este periodo también se dan variaciones paleoceanográficas significativas, así el evento frío del Younger Dryas supone una vuelta a las condiciones registradas en el periodo glacial con un incremento en el porcentaje de *T. quinqueloba*, *G. bulloides* y *N. pachyderma* (dextrógira) y bajas temperaturas del agua superficial (Figura 4.12).

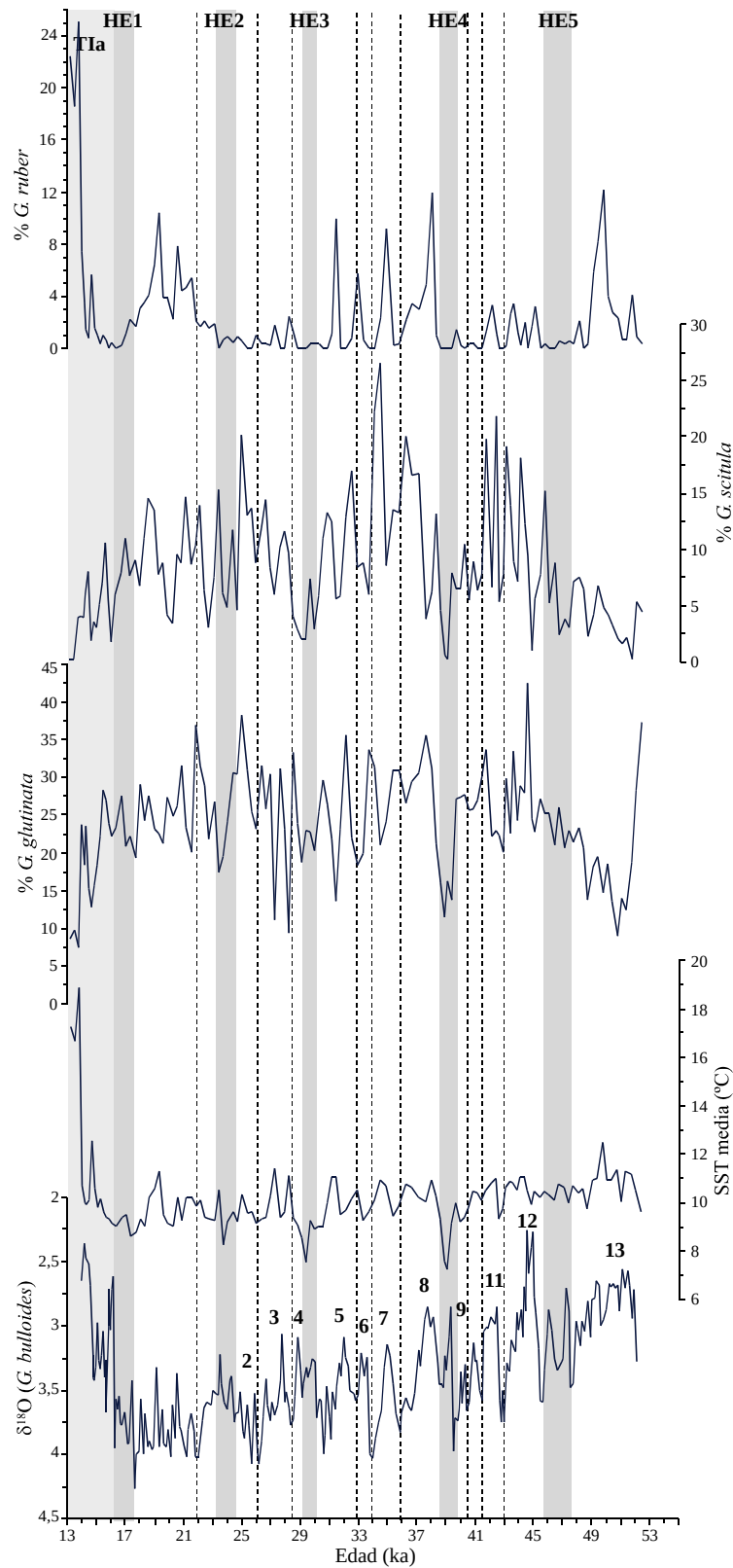


Figura 4.10: Representación frente a la edad de los isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos y de las especies *G. glutinata*, *G. scitula* y *G. ruber* junto a la SST media durante el periodo glacial y el principio de la deglaciación para el testigo MD99-2343.

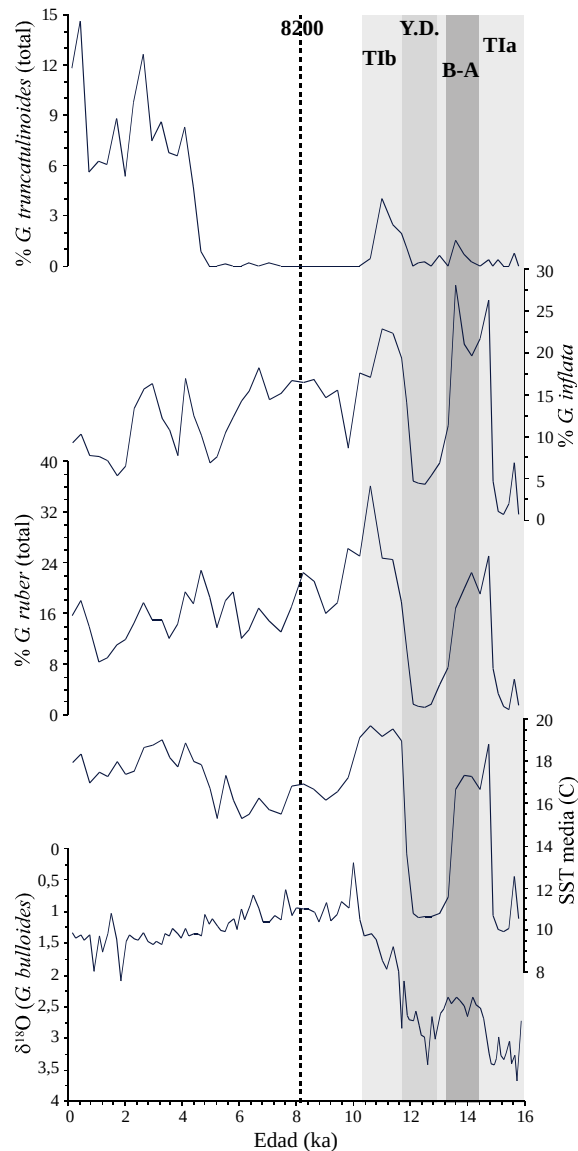


Figura 4.11: Representación frente a la edad de los isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos y de las especies *G. ruber*, *G. inflata* y *G. truncatulinoides* junto a la SST media durante el periodo interglacial y la deglaciación para el testigo MD99-2343.

Inmediatamente después de este evento se produce un incremento en el porcentaje de *G. truncatulinoides*, correspondiendo con la Terminación 1b de la deglaciación, especie que vuelve a desaparecer de la asociación a los 10 ka aproximadamente, momento en el cual el porcentaje de *N. pachyderma* (dextrógira) aumenta y se produce un descenso en la temperatura de 2°C (Fig 4.8). Este evento parece relacionarse con la formación del sapropel 1 en el Mediterráneo oriental, ya que ambos coinciden en edad (Aksu *et al.*, 1999; Rossignol-Strick, 1999; Ariztegui *et al.*, 2000) y en microfauna planctónica (Principato *et al.*, 2003). No obstante, hay diferencias entre ambas cuencas ya que, en vez de un incremento en *G. ruber* como sucede en el Mediterráneo oriental, en el occidental se registra un incremento en *N. pachyderma* (dextrógira), lo que podría estar relacionado con el desarrollo de un DCM en la columna de agua (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Sierro *et al.*, 2003), consecuencia de una baja mezcla vertical y una escasa convección en la columna de agua. Por otra parte, el descenso en la temperatura puede deberse a

un incremento en la aridez del sistema climático (*De Rijk et al., 1999*), con el consecuente incremento en la actividad del sistema de vientos.

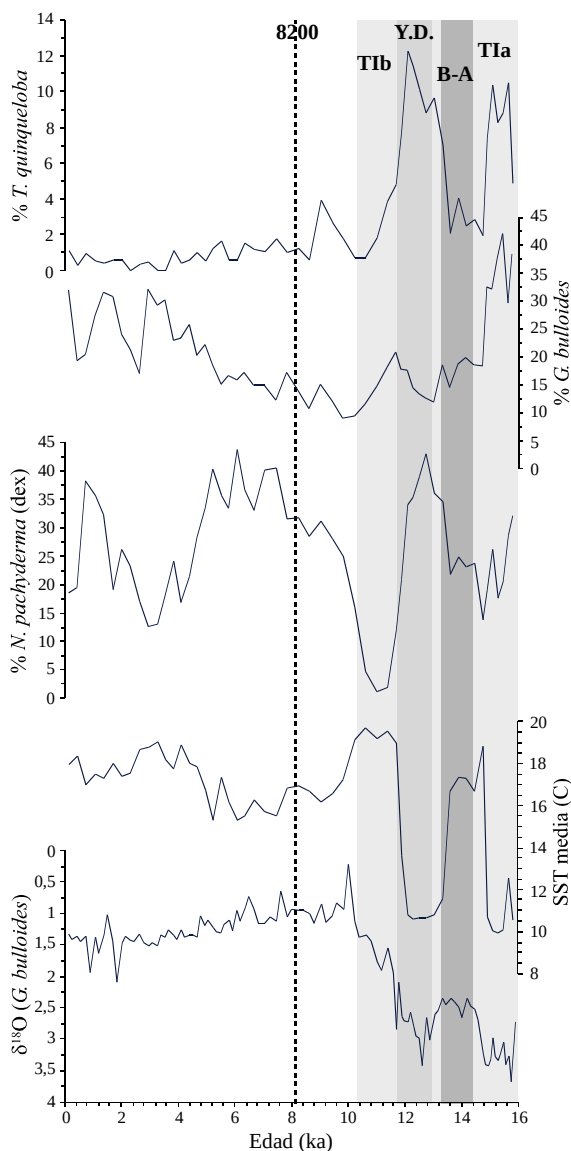


Figura 4.12: Representación frente a la edad de los isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos y de las especies de aguas frías *G. bulloides*, *N. pachyderma* (*dextrógira*) y *T. quinqueloba* junto a la SST media durante el periodo interglacial y la deglaciación para el testigo MD99-2343.

Tras el final de este sapropel, se vuelve a las condiciones paleoceanográficas del Holoceno, con *G. bulloides*, *N. pachyderma* (*dextrógira*) y *G. ruber* como especies dominantes (Figuras 4.11 y 4.12) durante el mismo, asociación típica en esta zona actualmente (*Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995*).

3. CONCLUSIONES MÁS RELEVANTES DE ESTE CAPÍTULO

El estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el testigo MD99-2343 recogido en el mar Catalano-Balear y su comparación con testigos cercanos, como el caso del MD95-2043 recogido en el mar de Alborán, permite ver las similitudes y diferencias entre las

diversas cuencas del Mediterráneo occidental. Así, la biostratigrafía definida para el mar de Alborán puede ser llevada a la zona del testigo estudiado, si bien algunos eventos, principalmente aquellos situados en el Holoceno, no se reconozcan. Esto puede ser debido a un carácter diacrónico en los mismos o circunstancias locales, debidas a las diferencias hidrográficas entre las cuencas. Esto parece deberse a las condiciones hidrográficas y geográficas de la cuenca Catalano-Balear, más alta latitudinalmente y donde se produce gran mezcla en la columna de agua como consecuencia de la formación de agua profunda en el invierno.

Las variaciones en las diferentes especies de foraminíferos planctónicos se relacionan con la variabilidad climática milenial, es decir, con los eventos Heinrich y los ciclos Dansgaard-Oeschger. Las especies que se encuentran en el testigo son, para la época glacial: *G. bulloides*, *T. quinqueloba*, *G. glutinata*, *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. scitula*, además de encontrarse la especie polar *N. pachyderma* (levógira), que marca con gran precisión los eventos Heinrich. Estas especies varían según se hable de estadiales, donde son importantes *G. bulloides*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma*, o interestadiales, donde hay mayor representación de *G. scitula* y *G. glutinata*, pudiendo encontrar en estos últimos porcentajes menores de *G. ruber* (blanco).

Destacar la oposición que muestran *G. bulloides* y *N. pachyderma* (dextrógira). Si bien ambas indican condiciones de alta productividad, la primera indica una fuerte mezcla vertical en la columna de agua, mientras que la segunda habla de una estratificación en la misma. Así, los descensos de la primera y los aumentos en porcentaje de la segunda durante los eventos Heinrich pueden ser asociados a variaciones en la salinidad de la capa superficial en la región, como consecuencia de la entrada de agua de fusión a través del flujo atlántico, lo que provocaría un descenso en la formación de agua profunda y por tanto evitaría la convección en la columna de agua, favoreciendo la estratificación de la misma durante estos eventos. No obstante, durante los estadiales la situación es la contraria, y así la mayor presencia de *G. bulloides* supone una mayor mezcla en la columna de agua, lo cual también indicaría que en estos momentos no habría estratificación debida a descensos en la salinidad del agua superficial.

Para el periodo interglacial, la asociación está formada por las especies *G. inflata*, *G. ruber*, en sus morfotipos rosa y blanco, *G. truncatulinoidea*, *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. bulloides*. Lo más destacable de este periodo, sin embargo, es el reconocimiento de unas condiciones oceanográficas particulares durante el periodo correspondiente a la formación del sapropel S1 en el Mediterráneo oriental que puede asociarse con un incremento en el porcentaje de *N. pachyderma* (dextrógira), un descenso moderado en las temperaturas del agua superficial,

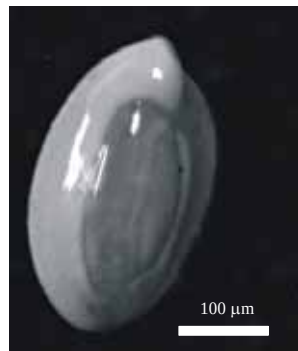
y un descenso en los isótopos de carbono de *G. bulloides*, que marca el desarrollo de estratificación en la columna de agua y el desarrollo de un DCM.

En cuanto a las temperaturas del agua superficial son muy variables a lo largo del testigo y, al igual que pasa con los foraminíferos, marcan la ciclicidad milenial perfectamente. De los dos métodos empleados para el cálculo de paleotemperaturas se ha decidido usar el Método de los Análogos Modernos (MAT) porque con el Método de los Análogos Revisados (RAM) se producían incongruencias (ver discusión en los resultados dentro de este capítulo). Dentro del MAT se ha probado una nueva herramienta de cálculo, el Paleoanalog (Therón *et al.*, 2003), que parece ser perfectamente válida para el cálculo de paleotemperaturas del agua superficial, ya que las diferencias entre ésta y la utilizada habitualmente (PaleoToolBox) son muy pequeñas. Las temperaturas obtenidas para el mar Catalano-Balear son inferiores en 2°C aproximadamente con respecto a las obtenidas para el mar de Alborán, lo cual puede ser debido a la mayor latitud del testigo MD99-2343. Las temperaturas medias para el glacial, la deglaciación y el interglacial son, respectivamente: 9,97°C, 12,20°C y 17,19°C. En el glacial, los mínimos corresponden a los eventos Heinrich, cuyos valores oscilan entre los 5,75°C del HE4 y los 8,39°C del HE5. La temperatura máxima corresponde a la terminación Ia y es de 25,64°C.

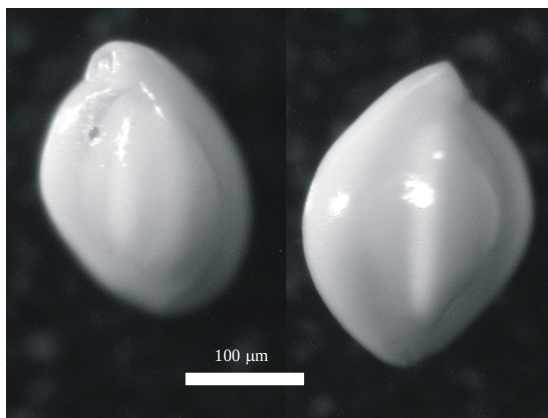
CAPÍTULO V

CAPÍTULO V

VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MAR CATALANO-BALEAR



Quinqueloculina seminulum



Quinqueloculina lamarckiana

1. RESULTADOS

Al igual que para el testigo MD95-2043 situado en el mar de Alborán, se han empleado los análisis estadísticos descritos anteriormente (ver Capítulo II, apartado 2.1) para tratar de explicar la complejidad y reducir el alto volumen de datos de fauna bentónica obtenida en el estudio sistemático de las diferentes muestras del testigo. Como también se hizo para el testigo de Alborán, aquí se han agrupado las especies siguiendo criterios ecológicos y ambientales (ver grupos considerados en Capítulo II, apartado 2.1). Los resultados más destacables son los siguientes.

1.1: ANÁLISIS JERÁRQUICO

El diagrama “cluster” (Figuras 5.1 y 5.2) muestra cuatro asociaciones que marcan los cambios básicos en la distribución de los foraminíferos bentónicos a lo largo del tiempo y el testigo. La asociación **I** está formada por un grupo menor y heterogéneo de especies que no siguen una pauta marcada a lo largo del testigo (Fig. 5.2). La segunda asociación (**II**) puede ser dividida en dos “subclusters”, el primero, **IIa**, agrupa a cuatro especies de características heterogéneas pero entre las que destacan *Cassidulina laevigata* y la agrupación de dos especies del género *Pyrgo*: *Pyrgo murrihna* y *Pyrgo depressa* (Fig. 5.1). Estas especies son abundantes durante los eventos Heinrich y en el Younger Dryas (Fig. 5.2). El “subcluster” **IIb** lo constituyen un grupo de 7 especies donde destacan por su abundancia *Quinqueloculina seminulum* y *Quinqueloculina lamarckiana* (Fig. 5.1). Estas especies de miliólidos se desarrollan en ambientes óxicos (Nolet & Corliss, 1990; den Dulk et al., 1998; Jannink et al., 1998; Moodley et al., 1998; Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen, 1999; den Dulk et al., 2000) y son abundantes en el periodo glacial, en los momentos más fríos, principalmente. Conviene destacar el carácter opuesto que los “subclusters” de esta asociación **II** presentan entre sí (Fig. 5.2).

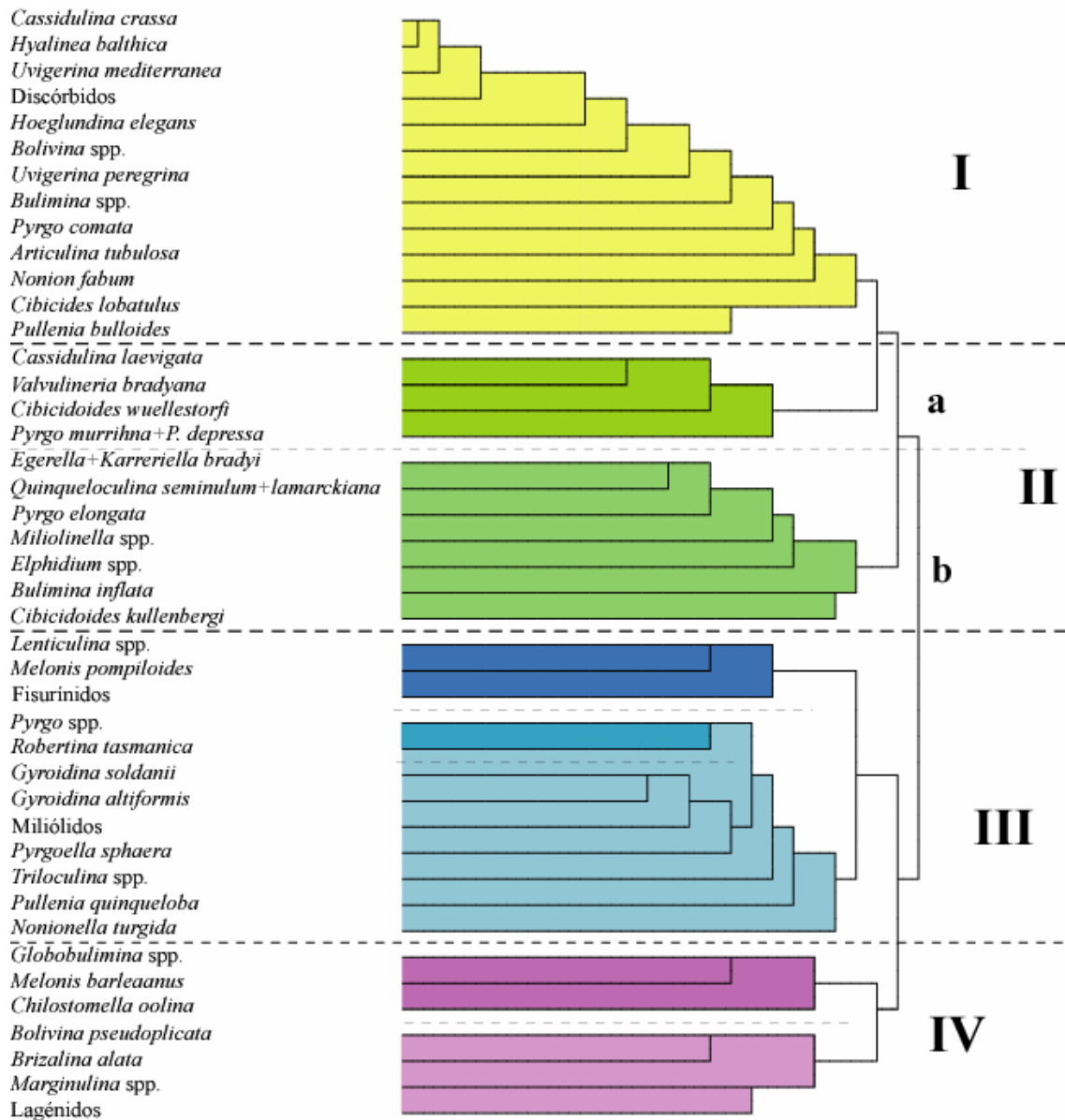


Figura 5.1: Diagrama tipo “cluster” de los 43 grupos y especies de foraminíferos bentónicos empleados en el estudio del testigo MD99-2343. Los números romanos y las letras corresponden a las divisiones consideradas para el mismo (ver texto para explicación).

La asociación **III** se compone a su vez de dos “subclusters” (Fig. 5.1). No obstante, la mayoría de las especies de este grupo es importante durante el periodo interglacial y también en determinados momentos del glacial, sobre todo durante los interestadiales o momentos cálidos del mismo (Fig. 5.2). Cabe destacar la presencia del género *Gyroidina* dentro de este “cluster”. Finalmente, la asociación **IV** engloba dos “subclusters” entre los que se pueden encontrar especies características de ambientes anóxicos como *Globobulimina* spp. y *Chilostomella oolina* (Mullineaux & Lohmann, 1981; Caralp, 1988; Nolet & Corliss, 1990; Kaiho, 1994; 1999; Jorissen, 1999; De Rijk et al., 2000) (Fig. 5.1). Esta asociación es importante durante el glacial,

en concreto durante los interestadiales y también destaca su alta presencia durante la deglaciación y en algunos momentos del interglacial-Holoceno (Fig. 5.2).

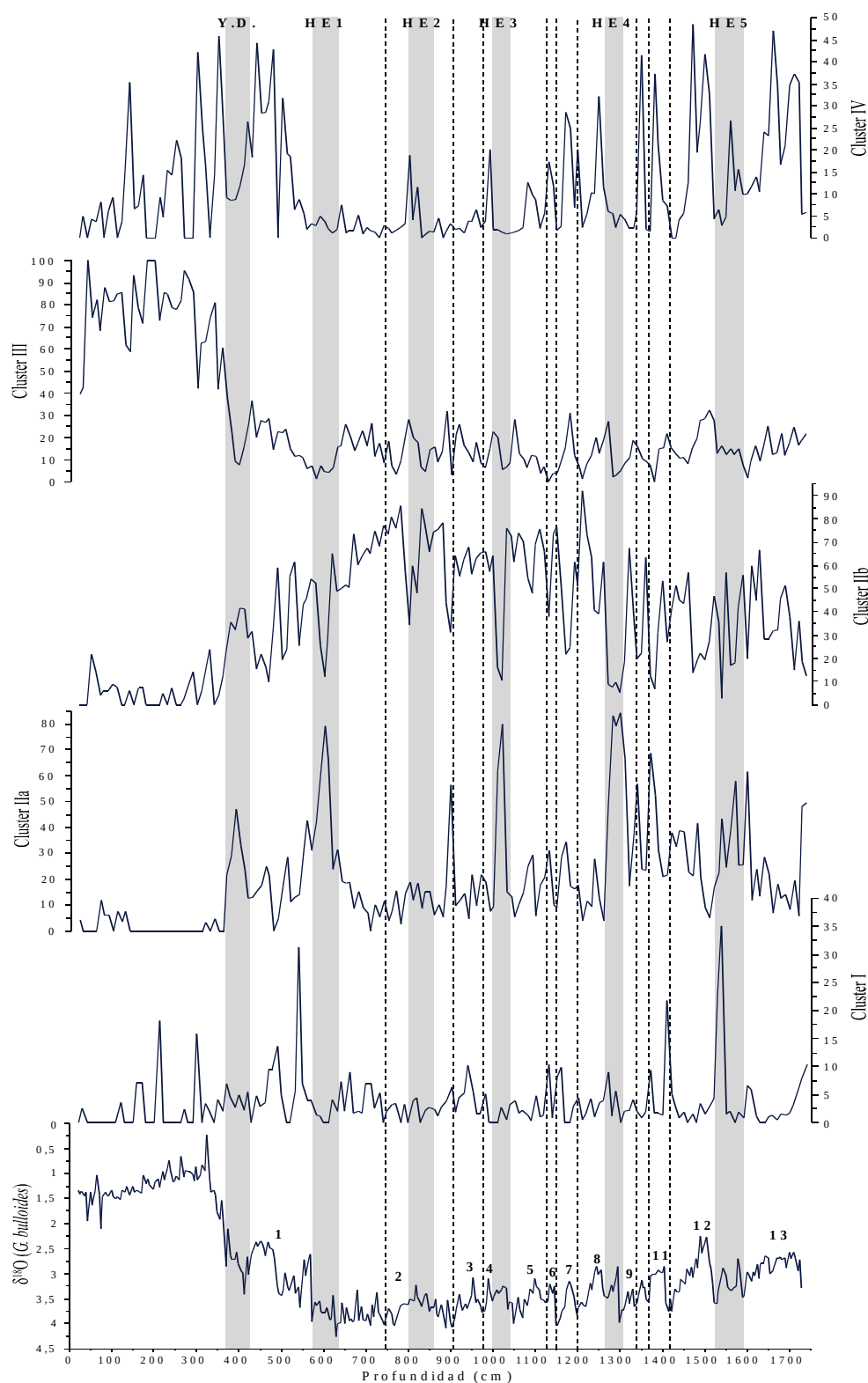


Figura 5.2: Representación de las diferentes asociaciones encontradas en el análisis jerárquico a lo largo del lapso estudiado. Cada curva representa el porcentaje de todas las especies incluidas en el grupo.

1.2: ANÁLISIS FACTORIAL TIPO CABFAC

Se han hecho análisis considerando 6 factores que explican el 84,74% de la varianza en el testigo (Figura 5.3). El Factor 1 (F1) implica un 33,71% de la variación total en el testigo y está dominado por *Cibicidoides* spp. (mezcla de *Cibicidoides pachydermus* y *Cibicidoides pseudoungerianus*) (Fig. 3). Este factor es representativo del periodo glacial, alcanzando sus máximos valores en los límites interestadial-estadial. Además tanto la especie como el factor, son importantes durante el Younger Dryas y al principio del evento Heinrich 2. El segundo factor (F2), con un 11,38% de representatividad es importante durante el interglacial y en los momentos cálidos del glacial, es decir durante ciertos interestadiales (Fig. 5.3); en él la especie más importante es *Gyroidina soldanii* abundante en la asociación durante el Holoceno, si bien comienza a estar representada en la primera terminación de la deglaciación (Fig. 5.3). El Factor 3 (F3) es un factor glacial (14,39% de la varianza total) y está dominado por las especies *Pyrgo murrihna* y *Pyrgo depressa*. Todos estas variables marcan máximos durante los eventos Heinrich 1, 3, 4 y 5 y también en algunos estadiales. El siguiente factor, F4, (12,9% de la variabilidad en el testigo) presenta una tendencia similar al anteriormente descrito. Es por tanto un factor glacial que presenta máximos valores en los estadiales. Se relaciona con las especies *Quinqueloculina lamarckiana* y *Quinqueloculina seminulum* (Fig. 5.3). Estos dos últimos factores, por tanto, son típicos del glacial, en concreto durante los episodios fríos del mismo, y están caracterizados por varias especies de miliólidos, grupo de foraminíferos bentónicos asociado generalmente a ambientes óxicos (Nolet & Corliss, 1990; Jannink et al., 1998; Moodley et al., 1998; Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen, 1999; den Dulk et al., 2000).

Finalmente, los dos últimos factores poseen menor importancia; así el Factor 5 (F5) supone un 6,52% de la varianza en el testigo, siendo importante durante el periodo glacial, sobre todo durante los interestadiales, y la deglaciación (Fig. 5.3). Está regido por los taxones de ambientes anóxicos *Globobulimina* spp. y *Chilostomella oolina* (Mullineaux & Lohmann, 1981; Caralp, 1988; Nolet & Corliss, 1990; Kaiho, 1994; 1999; Jorissen, 1999; De Rijk et al., 2000) importantes también en esos mismos periodos en el testigo (Fig. 3). Por último el Factor 6 (F6, 5,84% de la varianza) es un factor negativo, presentando sus menores valores durante los eventos más fríos registrados en el testigo, es decir, durante los eventos Heinrich y el Younger Dryas, si bien estos descensos no aparecen en el HE2 y el HE5, que se corresponden con los eventos de menor importancia, tanto en porcentaje de la especie *Neogloboquadrina pachyderma* (levógira) (Figuras 4.1a y 4.9, Capítulo IV), como en el descenso en la temperatura del agua superficial (Figura 4.5, Capítulo IV). Este factor está esencialmente representado por la especie

Cassidulina laevigata, la cual presenta máximos en los mismos puntos en los que el factor se hace más negativo.

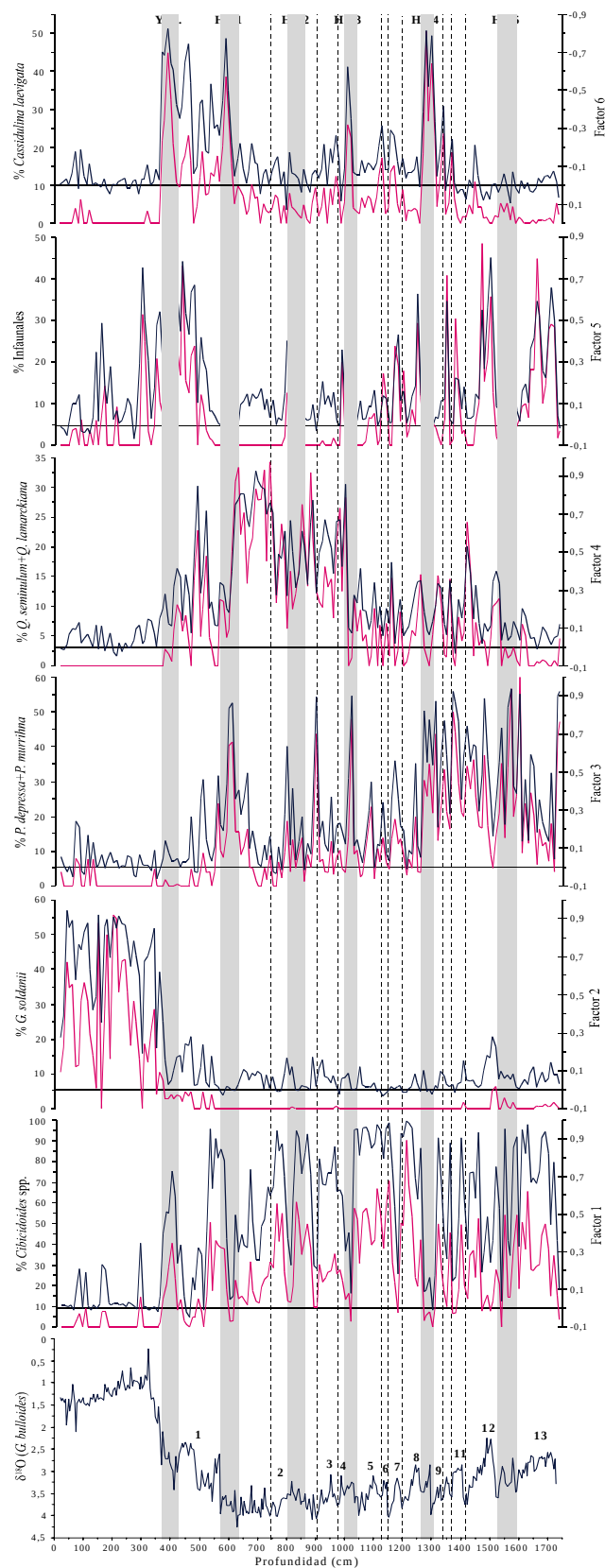


Figura 5.3: Representación de los 6 factores obtenidos en el análisis estadístico CABFAC junto a la especie dominante en el mismo (factor en negro, especie en rojo).

2. DISCUSIÓN

Teniendo en cuenta las diferentes respuestas de las asociaciones de foraminíferos bentónicos que se encuentran en el testigo MD99-2343 y su respuesta a los cambios climáticos registrados en el Mediterráneo noroccidental, durante el periodo de tiempo estudiado se han diferenciado tres intervalos a lo largo del testigo. De más antiguo a más moderno son los siguientes:

2.1: GLACIAL

Las asociaciones de foraminíferos varían de forma notable como respuesta a la ciclicidad Dansgaard-Oeschger y a los eventos Heinrich. Durante este periodo la asociación está dominada por tres géneros, *Cibicidoides* spp., *Pyrgo* (con dos especies fundamentales, *P. murrihna* y *P. depressa*) y *Quinqueloculina* (principalmente *Q. seminulum* y *Q. lamarckiana*) que en muchos casos suponen el 90% de la asociación total (Factores 1, 3 y 4 en el análisis factorial, figura 3). También es destacable la presencia de los taxones infaunales *Globobulimina* spp. y *Chilostomella oolina* así como de la especie de carácter oportunista *Cassidulina laevigata* (Gooday, 1986; 1988; Gooday & Labmshead, 1989 en Rasmussen *et al.*, (2002)) que en muchos casos pueden suponer un 30-40% de la asociación. No obstante, la respuesta de las mismas es diferente según el tramo considerado y así, al igual que sucedía en el mar de Alborán, se puede hacer una distinción entre el Glacial inferior (52-31 ka) y el Glacial superior (31-16 ka). Esta distinción no sólo viene definida por la práctica ausencia de infaunales en el segundo, sino que además se puede apreciar un mayor porcentaje de *Quinqueloculina* spp. en el Glacial superior en detrimento de *Pyrgo* spp., más abundante en el Glacial inferior. A continuación se explicará lo que sucede en cada uno de estos intervalos (Figura 5.4).

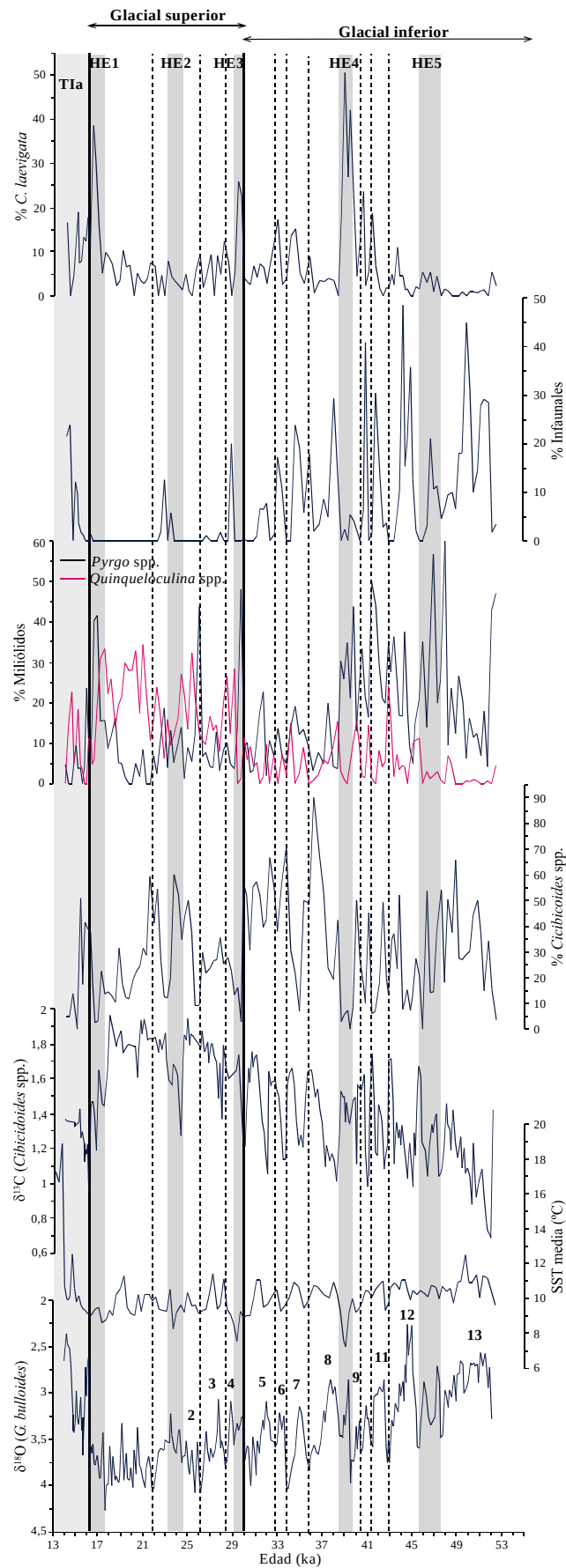


Figura 5.4: Representación de las variables más importantes del periodo glacial en el testigo MD99-2343 y división del mismo en los dos periodos diferenciados (ver texto para explicación).

2.1.1: GLACIAL INFERIOR (52-31 ka)

Durante este intervalo, *Cibicidoides* spp., *Pyrgo* spp. y *Quinqueloculina* spp. marcan claramente la ciclicidad D-O presentando mayores valores e incluso los máximos porcentajes en la asociación durante los estadiales de la misma, momentos en los cuales la temperatura del agua superficial es también menor (Fig. 5.4) y los isótopos de carbono referidos a fauna bentónica registran picos con altos valores. Todo ello parece hablar de una mayor ventilación en el fondo de la cuenca con una alta oxigenación en el fondo que favorece la presencia de estas faunas de ambientes óxicos (Nolet & Corliss, 1990; Jannink et al., 1998; Moodley et al., 1998; Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen, 1999; den Dulk et al., 2000) y principalmente epifaunales o infaunales superficiales (van Morkhoven et al., 1986; Corliss & Emerson, 1990; Nolet & Corliss, 1991; Schmiedl et al., 2000). No obstante, estas especies no responden de la misma manera y así se puede observar que estas especies de foraminíferos bentónicos se van reemplazando unas a otras en una sucesión que se describe a continuación y la cual presenta una ciclicidad de 1 a 2 ka (Figura 5.5, flechas rojas). Al principio domina el género *Quinqueloculina* al que sigue *Cibicidoides* para finalmente ser *Pyrgo* spp. el que cierre la sucesión, si bien este género presenta un porcentaje mucho menor que los anteriores (obsérvese la menor escala en el gráfico). Esta sucesión no parece estar relacionada con la ciclicidad Dansgaard-Oeschger, si bien en el caso de los ciclos D-O 9 a 11 se aprecia que la misma comienza a desarrollarse justo antes del comienzo del estadal con *Quinqueloculina* spp. para terminar justo después del mismo con *Pyrgo* spp, dándose una mayor representación de *Cibicidoides* spp. en el interior del estadal. En el caso de estos ciclos de menor duración temporal, a la sucesión se une la especie *C. laevigata*, que presenta su máximo coincidiendo con el de *Quinqueloculina* spp. Así en esta parte superior del Glacial inferior la sucesión empieza con *Quinqueloculina* spp. a la que se une *C. laevigata* y luego sigue con *Cibicidoides* spp. y *Pyrgo* spp. No obstante, la definición de esta parte de la misma no puede ser precisada mucho más debido a la escasez de resolución presente en algunos puntos del sondeo.

Las causas de esta sucesión no están claras, ya que para los autores estas especies responden a un grado muy similar de oxigenación (según Kaiho (1994; 1999) se sitúan en el grupo de especies óxicas, con un nivel de oxígeno en el fondo mayor a 2 ml/l O₂), y a falta de datos sobre carbono orgánico, lo único que se puede concluir a la vista de los resultados obtenidos es que, si bien estas especies son óxicas y responden a ambientes con poco contenido en nutrientes, las mismas parecen hacerlo de diferente manera y así *Pyrgo* spp. parece estar asociado a una mayor oxigenación, ya que sus máximos valores presentan una tendencia paralela a los máximos registrados en la curva de isótopos de Carbono (Fig. 5.5). Estaría por tanto asociado también a una mayor oligotrofia en el fondo de la cuenca. En unas condiciones

intermedias estaría *Cibicidoides* spp., y finalmente se encontraría *Quinqueloculina* spp. en los momentos donde la oxigenación sería levemente menor y el nivel de materia orgánica en el fondo ligeramente superior debido precisamente a esa menor oxigenación. A la unión de estas dos circunstancias podría deberse la presencia de *Cassidulina laevigata*, considerada especie oportunista presente en zonas con flujos inesperados y/o intermitentes de materia orgánica (Rasmussen et al., 2002).

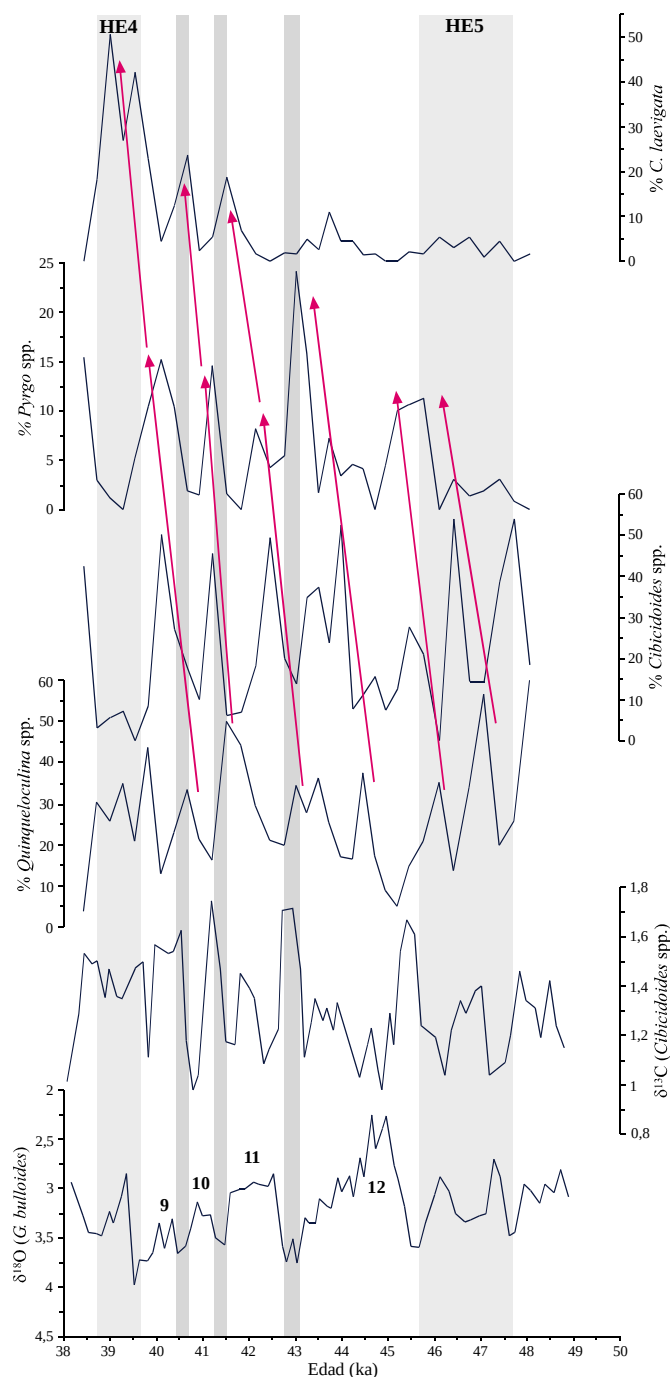


Figura 5.5: Detalle del periodo Glacial inferior en donde se puede apreciar la sucesión descrita anteriormente. Se representa el ciclo Bond comprendido entre los eventos Heinrich 4 y 5, representados por las bandas gris claro. Las bandas más oscuras corresponden a los estadiales de los ciclos D-O.

La diversidad durante estos periodos fríos es baja (Figura 5.6), si bien el número de individuos es mayor que en los interestadiales, momento en el que la asociación de foraminíferos bentónicos registra un incremento en la diversidad y se observan la presencia de formas infaunales profundas, tales como *Globobulimina* spp. y *Ch. oolina* (Mackensen & Douglas, 1989; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Schmiedl et al., 2000) (Figuras 5.4 y 5.6). Estas especies han sido asociadas a zonas de alta productividad con altos flujos de materia orgánica (Altenbach & Sarnthein, 1989; Bernhard, 1992; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). Esta situación se relaciona en el mar Catalano-Balear con un mayor número de foraminíferos planctónicos y la asociación de los mismos más diversa (ver Capítulo IV de esta memoria) debido a la mayor temperatura del agua superficial, inducida por las mejores condiciones climáticas registradas en estos momentos, que son más húmedas y templadas que durante los estadiales (Sánchez-Goñi et al., 2002). No obstante, no es en estos periodos cuando se da la mayor productividad superficial, la cual se registra en los estadiales (alto porcentaje de *G. bulloides* y *T. quinqueloba*, ver Capítulo IV, apartado 2.3). Sin embargo, la menor ventilación del fondo de la cuenca como respuesta a esa mayor humedad en el clima durante los interestadiales (obsérvese la bajada en los valores isotópicos de carbono, Fig. 5.4) ayudaría a la preservación de la materia orgánica aun no habiendo alta productividad en superficie.

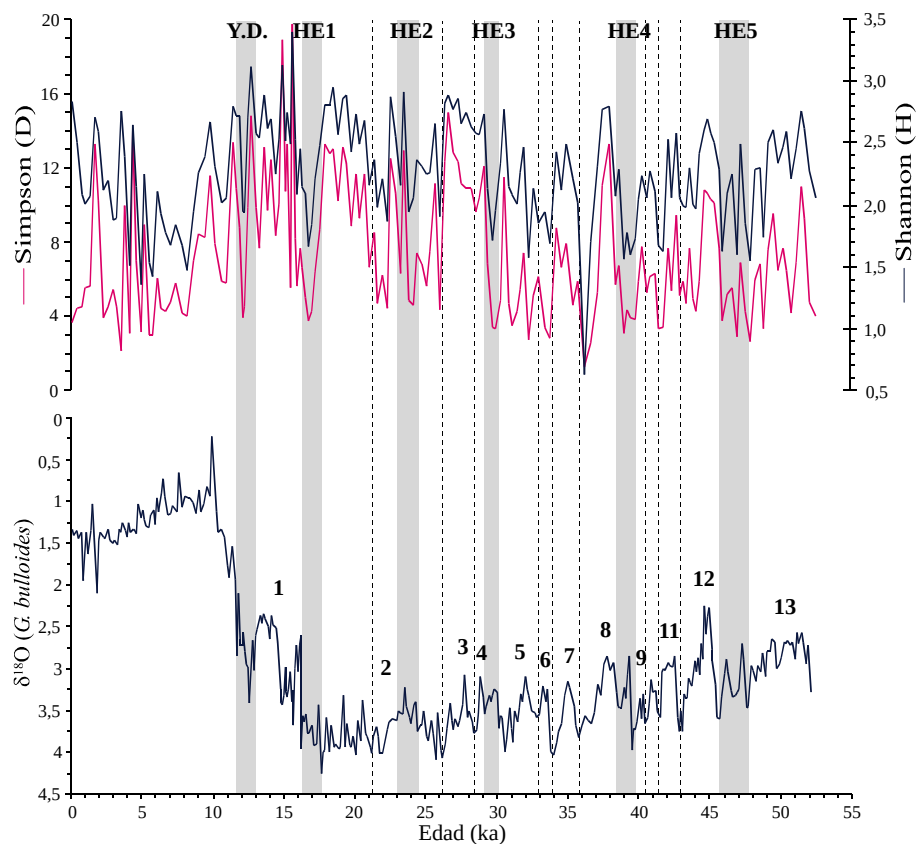


Figura 5.6: Representación de los índices de diversidad frente a la curva de isótopos de oxígeno a lo largo del tiempo de estudio en el testigo MD99-2343.

Por tanto, los cambios en el régimen de vientos sobre la zona de formación del agua profunda como consecuencia de la variación en el clima, provocaron cambios en la ventilación del fondo de la cuenca, lo que pudo producir las variaciones en la fauna bentónica durante este periodo. Así, durante los estadiales se registraría un incremento en la actividad de los vientos por el clima más frío y más seco registrado en la región (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002) lo que provocaría un enfriamiento de la capa superficial de agua favoreciendo el incremento en su densidad y el posterior hundimiento hacia el fondo de la cuenca (Cacho *et al.*, 2000). Esta circunstancia ayudaría a la mejor oxigenación del fondo favoreciendo el desarrollo de una fauna bentónica de tipo epifaunal como son *Cibicidoides* spp. y los géneros de miliólidos *Pyrgo* y *Quinqueloculina* y a una pobre preservación del flujo orgánico proveniente de superficie. No obstante, la existencia de una sucesión como la arriba descrita nos ha llevado a considerar la posibilidad de que esta oxigenación y ventilación en el fondo de la cuenca no haya sido homogénea, sino gradual, sobre todo en aquellos estadiales cercanos a los eventos Heinrich. Sin embargo durante los interestadiales, la situación sería la contraria, así habría una ralentización de la circulación profunda debido a la mayor temperatura del agua superficial (Fig. 5.4) y al clima más suave durante estos periodos (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002), lo que provocaría que la asociación de foraminíferos bentónicos en el fondo de la cuenca se viese afectada con un incremento en las formas infaunales, ayudada al incremento en la preservación de la materia orgánica debido a la menor ventilación de fondo.

En este punto se debe tener en cuenta que para el desarrollo de la asociación microbentónica no sólo es importante la acción de las corrientes de fondo gracias a la cual hay oxigenación en el mismo. Debe considerarse también el mayor o menor flujo orgánico proveniente de superficie, debido a la alta o baja productividad superficial que se registra en estos periodos (modelo TROX, -Jorissen *et al.*, 1995-) y la degradación de ese flujo orgánico a lo largo de la columna de agua. Se volvería a la discusión de si la fauna bentónica está más afectada por la variación en la oxigenación del agua de fondo y de la interfase sedimento-agua, o si es más importante la variación en el flujo orgánico y en la cantidad de nutrientes que llega al fondo y al interior del sedimento. Esto es interesante si se retoma la sucesión de las especies óxicas y se intenta entender un poco el funcionamiento de todo el sistema oceanográfico de la región. En el capítulo anterior, se aludió a la existencia de una fuerte productividad superficial durante los estadiales en esta zona, debido a la fuerte mezcla vertical en el agua como consecuencia de la intensificación de los vientos, favoreciendo la presencia de especies como *G. bulloides*. Esta mayor productividad se debería ver reflejada en profundidad con una mayor presencia de fauna de ambientes eutróficos, sin embargo, esto no es así ya que es precisamente esa mayor actividad en la columna de agua lo que hace que la materia orgánica se degrade

generando un ambiente poco productivo en el fondo de la cuenca. Un caso especial serían los eventos Heinrich, que se explicarán más adelante en este capítulo. La situación inversa se daría en los interestadiales, en los que la materia orgánica procedente de superficie no se vería degradada debido a la escasa acción de la ventilación y a la estratificación de la columna de agua (presencia de *G. ruber*), generando un ambiente muy rico en materia orgánica que agotaría el escaso oxígeno disponible, permitiendo sólo la presencia de especies infaunales tolerantes a este tipo de medio (Altenbach & Sarnthein, 1989; Mackensen & Douglas, 1989; Bernhard, 1992; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Schmiedl et al., 2000).

A falta de datos sobre el nivel de carbono orgánico o de otros indicadores orgánicos que puedan resolver esta situación para esta región, se debe dejar la puerta abierta acerca de la causa principal que ha provocado los cambios en las asociaciones de microfauna bentónica, así como su posible relación con las variaciones en la ventilación del fondo de la cuenca, o con el flujo orgánico que llega al sedimento, el cual cabe esperar fuese mayor durante los estadiales debido a la mayor productividad en el agua superficial.

2.1.2: GLACIAL SUPERIOR (31-16 ka)

Durante este tramo del testigo, los valores isotópicos del carbono presentan una tendencia generalizada hacia valores más altos, es decir, durante este periodo la ventilación de fondo parece haber sido más eficaz. Esto afecta a la asociación de microfauna bentónica y así dentro del grupo de especies epifaunales de ambientes óxicos caracterizado por *Cibicidoides* spp., *Pyrgo* spp. y *Quinqueloculina* spp. (Nolet & Corliss, 1990; Jannink et al., 1998; Moodley et al., 1998; Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen, 1999; den Dulk et al., 2000) se produce un reemplazamiento evidente del grupo de *Pyrgo* por el de *Quinqueloculina*. No obstante, son las especies de ambientes subóxicos-anóxicos, *Globobulimina* spp y *Ch. oolina* (Mullineaux & Lohmann, 1981; Caralp, 1988; Nolet & Corliss, 1990; Kaiho, 1994; 1999; Jorissen, 1999) las que responden a esta mayor ventilación desapareciendo prácticamente del testigo hasta la Terminación Ia.

Además en este periodo aparece un nuevo grupo de especies en la asociación, *Eggerella bradyi* y *Karreriella bradyi* (las cuales muchos autores consideran la misma especie y que en esta memoria se ha englobado bajo la denominación *E+K bradyi*). Este grupo no está presente en el resto del testigo pero en este momento llega a estar representado con un porcentaje del 13-14% en el global de la asociación (Figura 5.7). Esta especie abisal-batial (van Morkhoven et al., 1986) se ha venido asociando a zonas con relativa baja productividad (T. Kouwenhoven, com. pers., 2004), en zonas con poco contenido en materia orgánica (Rasmussen et al., 2002) y zonas con flujo intermedio de materia orgánica degradada (Gupta, 1997).

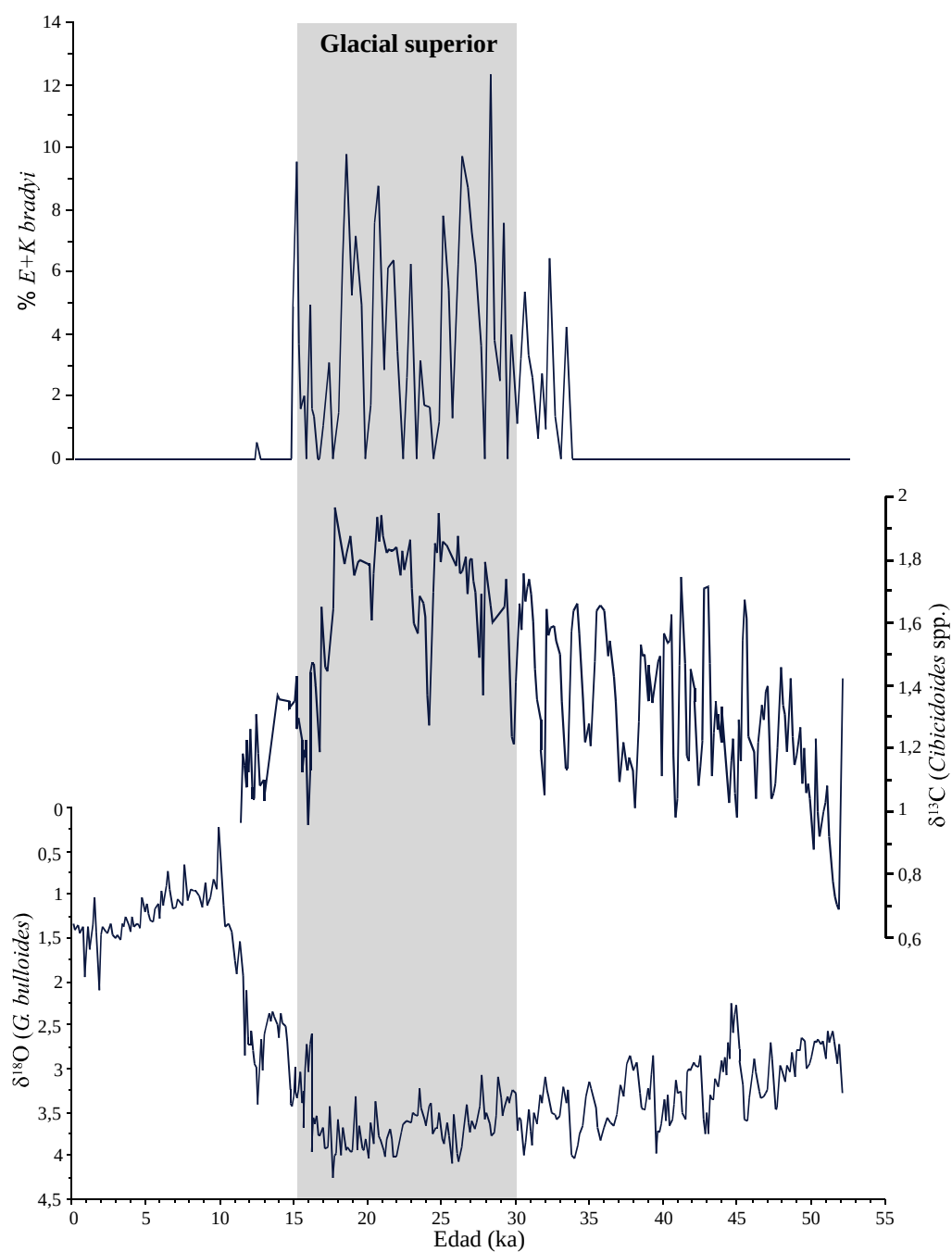


Figura 5.7: Representación del grupo E+K bradyi frente a los isótopos de oxígeno y carbono para el testigo MD99-2343 (la banda gris representa el periodo Glacial inferior definido en este trabajo).

Considerando el contexto general del testigo en este periodo, se observa que hay un incremento en los valores isotópicos de carbono para la microfauna bentónica (Figs. 5.4 y 5.7) que indicaría una buena ventilación del agua de fondo, lo que ayudaría a la degradación de la materia orgánica que llegase de superficie, favoreciendo la presencia de esta especie en este momento asociada a *Quinqueloculina* spp. (ver que ambas pertenecen al cluster IIa, Fig. 5.1).

2.1.3: EVENTOS HEINRICH

Estos eventos paleoceanográficos de carácter frío suponen un cambio con respecto a los estadales de la ciclicidad Dansgaard-Oeschger ya que durante los mismos la asociación puede llegar a presentar hasta un 50% de la especie *Cassidulina laevigata* (Fig. 5.4). Esta especie está considerada como epifaunal oportunista dándose en zonas con pulsos de materia orgánica impredecibles o con flujo orgánico de tipo estacional (Gooday, 1986; 1988; Gooday & Labmshead, 1989 en Rasmussen *et al.*, (2002); de Rijk *et al.*, 2000). La presencia de esta especie puede explicarse de varias maneras:

La primera podría ser el incremento en la turbulencia en las aguas superficiales debido a la intensificación de los vientos del Noroeste (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 2000), hecho reflejado por las asociaciones de micro y nanofauna planctónica (*T. quinqueloba* en el caso de la primera -ver capítulo IV de esta memoria- y *Helicosphaera carteri* y *Syracosphaera* spp. para la segunda -Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004-) y comprobado con los estudios de los aportes terrígenos a la cuenca que indican que durante los periodos más fríos se produce un incremento en los mismos (Frigola *et al.*, 2003). Este mayor aporte de terrígenos podría llevar asociado material orgánico que caería al fondo favoreciendo a esta especie de foraminífero bentónico.

Una segunda podría deberse al barrido de la plataforma debido al incremento en la formación de agua profunda por la menor temperatura registrada en la zona (Fig. 5.4) y por el incremento en la aridez del clima en la zona (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002) que favorecerían el incremento en la densidad del agua de la zona.

Otra posible causa de la presencia de *C. laevigata* podría ser el incremento en el aporte de nutrientes debido a la acción de los frentes que se generan en la región principalmente el Frente Catalán y el Frente Balear (Calafat *et al.*, 1996; Flores *et al.*, 1997). Según Calafat *et al.* (1996) las principales entradas de materia en suspensión se sitúan en los márgenes terrígenos septentrionales y la transferencia de la misma hacia el centro de la cuenca está controlada por el flujo de la corriente del Norte y por el Frente Catalán. Según Flores *et al.* (1997) los frentes están más activos en los periodos fríos debido a la intensificación de los vientos así como a los cambios en el nivel del mar (Béthoux, 1984; Abrantes, 1988; Targarona *et al.*, 1995), esto es debido a que una intensificación en el régimen de vientos provocaría un incremento en la mezcla en la columna de agua.

Cualquiera de estas tres hipótesis anteriores podría ser considerada válida para el incremento observado en esta especie durante los eventos Heinrich ya que, y con los datos de que se dispone, no puede excluirse por completo ninguna de ellas. No obstante, las tres están

asociadas a los cambios climáticos asociados a estos eventos que provocan una menor temperatura en el agua (Fig. 5.4) que, asociada a una intensificación en los vientos del Noroeste, provocaría el consiguiente refuerzo de la circulación de fondo.

Aun así, durante estos eventos se aprecian bajadas en los valores isotópicos, tanto de oxígeno en microfauna planctónica como de carbono en microfauna bentónica (ver Fig. 5.4) lo que según Sierro *et al.* (*remitido*) está asociado a la llegada de aguas de fusión de icebergs a través del flujo de agua atlántica que entra a través del estrecho de Gibraltar y que llega a esta zona gracias a la corriente de Norte (Milot, 1992; 1999) y supondría una ralentización en la circulación termohalina del Mediterráneo occidental. El impacto en la fauna bentónica, a parte de esa disminución en la composición isotópica, es una disminución en el porcentaje de especies óxicas y un aumento brusco en el porcentaje de *C. laevigata*. Esta circunstancia podría estar asociada a esa menor ventilación del fondo, lo que provocaría que la materia orgánica que llegase al fondo durante estos episodios (por cualquiera de las causas anteriormente citadas) no fuese oxidada, permitiendo la presencia de esta especie oportunista. Esta especie, por otra parte, marca el final de la sucesión de especies de carácter óxico que se da antes de estos eventos (si se obvia la presencia de los infaunales en los interestadiales), y supondría las condiciones más eutróficas en la cuenca, sin embargo, la escasez de oxígeno privaría a otras especies de su desarrollo.

2.2: INTERGLACIAL Y DEGLACIACIÓN

Tras el evento Heinrich 1 comienza la deglaciación, momento en el que se dan las mayores diversidades en la fauna bentónica (Fig. 5.6). Durante este periodo se producen variaciones en la asociación influenciadas por la dinámica de la misma y la interrupción que supone el evento frío del Younger Dryas; y así, al igual que sucede durante el periodo glacial, durante el mismo, la asociación se encuentra dominada por *Cibicidoides* spp. y además se registra una alta presencia de *C. laevigata* (Figura 5.8). Por otra parte, y aunque no se dispone de datos para todo el Younger Dryas, se observan valores altos en la curva isotópica de carbono 13, lo que hablaría de alta ventilación en el fondo de la cuenca, sin duda debida al clima más frío y seco durante este evento (Sánchez-Goñi *et al.* (2002); ver también curva de temperatura en figura 5.8) que provocaría un incremento en la intensidad de los vientos sobre la zona de generación del agua profunda (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 2000), facilitando la formación de esta agua y la oxigenación del fondo de la cuenca. Por otra parte, la presencia de *C. laevigata* puede explicarse de la misma manera que para los eventos Heinrich, con un incremento del flujo orgánico debido a la acción de esos vientos que reforzarían la acción de los frentes Catalán y Balear (Calafat *et al.*, 1996; Flores *et al.*, 1997).

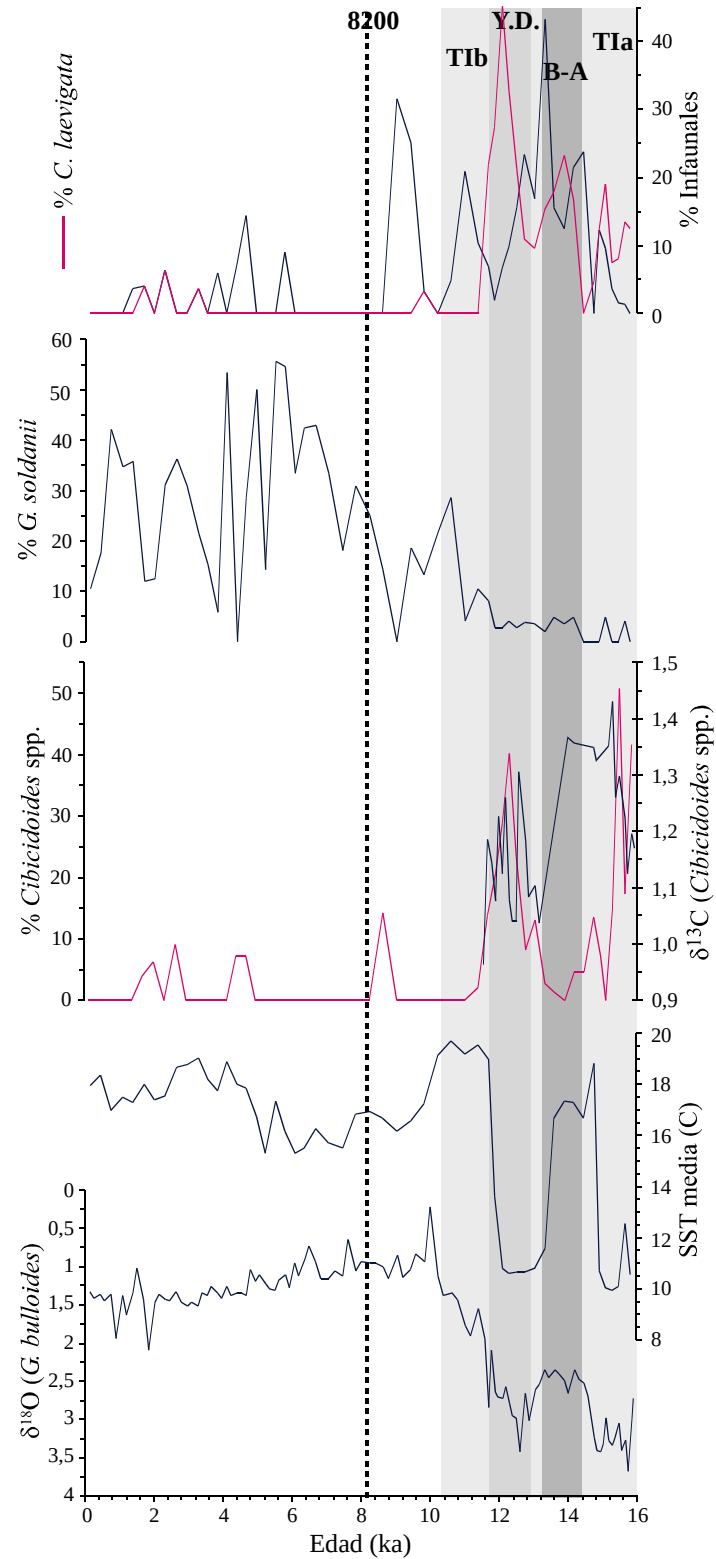


Figura 5.8: Representación de la curva isotópica de oxígeno y los isótopos de carbono sobre fauna bentónica, junto con la temperatura del agua superficial y los porcentajes de los géneros *Cibicoides* spp., *G. soldanii*, *C. laevigata* y los Infaunales para el periodo interglacial y deglaciación en el testigo MD99-2343.

En el Holoceno la asociación está dominada por la especie de ambiente oligotrófico *Gyroidina soldanii* (Caralp, 1988; De Rijk et al., 2000), que alcanza su máximo porcentaje coincidiendo durante el periodo de tiempo en el que se forma el sapropel 1 (de 10 a 5 ka), en concreto después del evento frío de 8,2 ka. (Fig. 5.8). Anteriormente a este evento la infauna profunda presenta un máximo para pasar a ser escasa o prácticamente nula en el resto del Holoceno. Este comportamiento opuesto entre *G. soldanii* y la infauna profunda, puede deberse al alto contenido en materia orgánica, característico de los sapropeles (Rohling, 1994; Comas et al., 1996; Murat, 1999) y a una escasa ventilación en el fondo de la cuenca (Jorissen, 1999). Esta circunstancia ayudaría a los organismos oportunistas frente al resto de la asociación de ambiente más estable, como es en este caso la infauna profunda (Jorissen, 1999).

3. CONCLUSIONES MÁS RELEVANTES EN ESTE SECTOR

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos responden claramente a la variabilidad milenial en el Mediterráneo noroccidental a lo largo de los últimos 52.000 años. En el estudio del testigo MD99-2343 se han podido distinguir tres intervalos, en los cuales se producen cambios acusados en la abundancia de especies como *Cibicidoides* spp., *Pyrgo* spp., *Quinqueloculina* spp., *Globobulimina* spp., *Chilostomella oolina*, *Cassidulina laevigata* y *Gyroidina soldanii* en respuesta a los cambios generados por la dinámica oceanográfica y atmosférica, asociados a los eventos de tipo milenial y a la dinámica glacial-interglacial.

De esta manera, y durante el periodo Glacial se pueden diferenciar dos lapsos, el Glacial Inferior (52-31 ka) y el Glacial Superior (31-16 ka). En ambos, las variaciones debidas a la ciclicidad Dansgaard-Oeschger están marcadas por las variaciones en la fauna de ambientes óxicos, como son *Cibicidoides* spp., *Pyrgo* spp. y *Quinqueloculina* spp., los cuales presentan mayores valores en los puntos con altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y baja SST; es decir en periodos fríos o estadiales, momentos en los que la corriente de fondo se ve reforzada por un incremento en la acción de los vientos del Noroeste. La diferencia entre un periodo y otro está marcada por la presencia o ausencia de infauna profunda, la cual está presente en los interestadiales del Glacial inferior; es decir, en los momentos cálidos, cuando la ventilación de fondo se ve ralentizada por las condiciones más húmedas y cálidas que frenan la generación de agua profunda. Sin embargo, durante el Glacial superior la infauna profunda no está presente en el testigo, viéndose sustituida por el grupo *Eggerella*+*Karreriella bradyi* que indicaría la presencia de un flujo de materia orgánica degradada, posiblemente por el incremento de la ventilación en el fondo, lo

que también contribuye a una mayor presencia de *Quinqueloculina* spp. que parece ser la especie óxica más afectada por las variaciones en la ventilación profunda.

Durante el Glacial inferior se observa una sucesión en las especies típicas de ambientes óxicos cuya variación parece deberse a la interrelación entre la ventilación y la oxigenación en el fondo de la cuenca y de la degradación o preservación de la materia orgánica, tanto a lo largo de la columna de agua, como en el sedimento. La sucesión comienza con *Quinqueloculina* spp. que parece corresponderse con los periodos más oxigenados y más oligotróficos (mayor degradación de la materia orgánica) en la cuenca, sigue con *Cibicidoides* spp. para finalizar con *Pyrgo* spp. que sería la especie que más toleraría los cambios de oxigenación en el fondo. En algunos ciclos a la sucesión se une la especie *C. laevigata*, característica de ambientes oligotróficos, que aparece junto a *Quinqueloculina* spp. en el comienzo de la misma. La ciclicidad de esta sucesión no se relaciona con los ciclos Dansgaard-Oeschger, sino que es de grado mayor frecuencia (1 a 2 ka).

Esta última especie, *C. laevigata*, es abundante durante los eventos Heinrich y puede estar hablando de una acción más intensa de las corrientes de fondo o de barrido de plataforma, lo que provocaría una removilización de los nutrientes presentes en los sedimentos facilitando el desarrollo de esta especie oportunista. Esta intensificación vendría asociada a una mayor intensidad de los vientos del Noroeste durante estos eventos debido a la mayor extensión del casquete polar e incluso a la presencia de glaciares en el continente europeo (*Florineth y Schilüchter, 2000*). Sin embargo, la presencia de caídas isotópicas en el interior de estos eventos parece indicar que durante los mismos hubo un aporte de agua dulce a la cuenca, como consecuencia de la llegada de aguas de fusión arrastradas por la corriente del Norte, que frenaría la formación de agua profunda con la consecuente estratificación de la columna y por tanto favoreciendo la preservación de la materia orgánica. Este aporte inesperado de materia orgánica favorecería la presencia de *C. laevigata* (*Rasmussen et al., 2002*).

Durante la deglaciación se dan estas mismas variaciones entre las faunas epifaunales de ambientes óxicos y las infaunales típicas de ambientes subóxicos-anóxicos, marcando de la misma manera los periodos fríos y cálidos. No obstante, se aprecia un incremento en las formas infaunales profundas que parece estar asociado al desarrollo de una ORL, si bien ésta parece estar peor desarrollada que en el caso del mar de Alborán debido a la proximidad del testigo a la zona de generación del agua profunda. Ya en el Holoceno la asociación microbentónica está dominada por la especie *G. soldanii* que es el máximo representante en la misma y que presenta máximos valores en el momento de formación del sapropel 1 en el Mediterráneo oriental.

CAPÍTULO VI

CAPÍTULO VI

VARIABILIDAD MILENIAL EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL: Comparación entre el Mar de Alborán y el Mar Catalano-Balear



En este capítulo se va a hacer una comparativa y una discusión de los resultados obtenidos en el estudio de los mismos, centrándose principalmente en el comportamiento de las asociaciones de foraminíferos bentónicos, grupo sistemático fundamental en esta memoria, si bien se matizarán varios aspectos que diferencian estas regiones a nivel de microfauna planctónica.

1. FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Las especies de foraminíferos planctónicos que se pueden encontrar en las dos regiones estudiadas son prácticamente las mismas y así los cambios que pueda haber entre ambas regiones se registran en el grado de representatividad de cada especie dentro de la asociación. Así para el periodo Interglacial la asociación está formada por *G. bulloides*, *G. ruber*, *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. inflata*, pero en el mar de Alborán las especies fundamentales son *G. inflata* y *G. bulloides*, mientras que en el mar Catalano-Balear lo son *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. bulloides*. Para el periodo glacial, las especies más importantes, en ambas regiones, son *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. bulloides*, las cuales sufren variaciones cíclicas de orden milenial. Otras especies presentes en este periodo son *T. quinqueloba*, *G. glutinata*, *G. scitula* y *N. pachyderma* (levógira), la cual marca los eventos Heinrich.

Pese a la similitud en las asociaciones y especies de microfauna planctónica en ambas regiones, dos son las aportaciones que se pueden hacer con respecto a este grupo sistemático, la primera de ellas tiene que ver con el evento de reemplazamiento entre *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrógira) y *Globorotalia inflata* registrado en el mar de Alborán hace 8 ka (Rohling et al., 1995; Pérez-Folgado et al., 2003). Este evento ha sido atribuido al establecimiento de las condiciones hidrográficas actuales en este mar, las cuales están dominadas por una picnoclina profunda entre el agua intermedia Mediterránea y el agua superficial Atlántica (Kinder & Parrilla, 1987), presentando esta última un sistema de frentes relacionados con dos grandes giros anticiclónicos registrados en la corriente superficial atlántica (Rohling et al., 1995). Este cambio en la fauna no se observa en el mar Catalano-Balear, donde se puede encontrar *N. pachyderma* (dextrógira) durante todo el Holoceno, siempre en mayor porcentaje que *G. inflata*, la cual también está presente en la zona (Figura 6.1). En esta zona la presencia conjunta de ambas especies parece relacionarse con el desarrollo de una DCM, lo que favorecería la presencia de *N. pachyderma* (dextrógira), habitualmente ligada a la misma (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995), y de un gran aporte de nutrientes a la capa de mezcla favoreciendo el desarrollo de *G. inflata* (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995). Por otra parte, la

presencia de *N. pachyderma* (dextrógira) en esta región y no en Alborán, tiene que ver con la menor temperatura de las aguas superficiales en la zona de Menorca que se encuentra por debajo de los 12°C durante el Holoceno (Tabla 4.4, Figura 4.7 del Capítulo IV), la cual favorece la presencia de esta especie (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995).

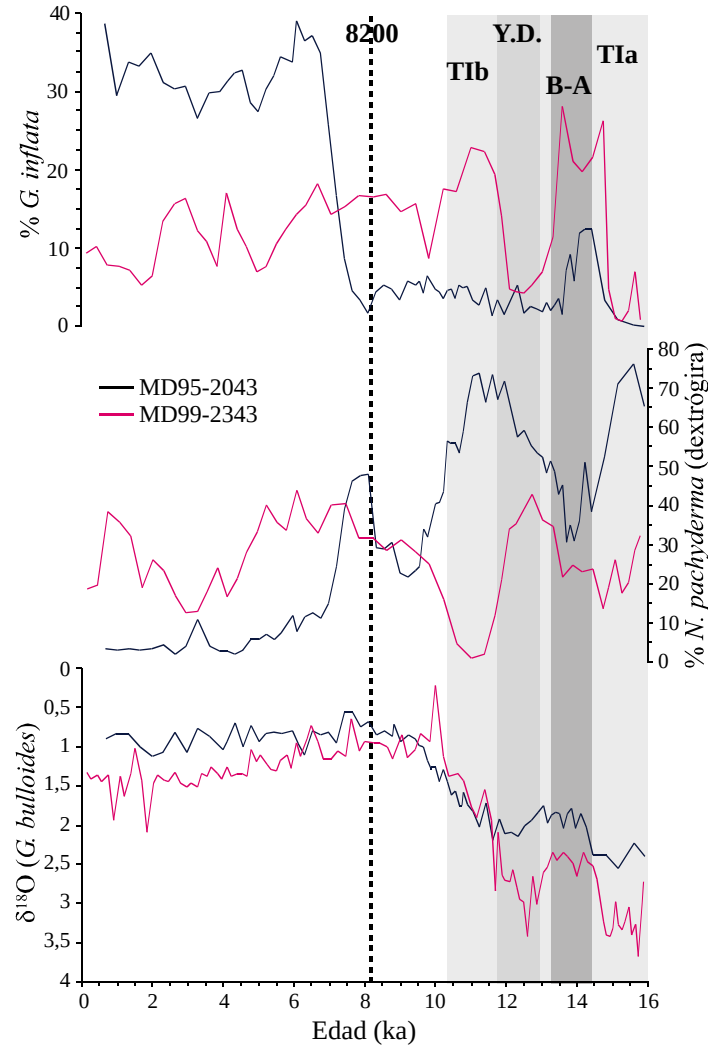


Figura 6.1: Comparación de los registros de *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. inflata* en los testigos de trabajo. Las bandas gris claro corresponden a las terminaciones de la glaciación, la banda gris intermedio marca el evento Younger Dryas, mientras que la gris oscura lo hace para el periodo del Bølling-Allerød. La línea punteada indica el evento frío de los 8,2 ka.

La otra especie que presenta diferencias de una región a otra y que tiene gran importancia paleoceanográfica en este estudio es *Neogloboquadrina pachyderma* (levógira) ya que permite la definición de los eventos Heinrich en el Atlántico Norte y el Mediterráneo (Keigwin & Lehman, 1994; Rohling et al., 1998; Cacho et al., 1999) y por tanto en los testigos de este estudio también. Los porcentajes de esta especie durante los eventos Heinrich son mayores en el mar Catalano-Balear que en el mar de Alborán (Figura 6.2). La presencia de esta

especie en Alborán fue atribuida a la posible entrada de agua atlántica a través del estrecho de Gibraltar durante estos eventos (Cacho *et al.*, 1999). En el mar Catalano-Balear no se puede aducir a esta causa, o al menos no se puede considerar como motivo único ya que el agua superficial atlántica llega muy transformada con respecto a su entrada debido a su viaje a través de la capa superficial y su mezcla con otras aguas mediterráneas. Para esos mayores porcentajes se debe tener en cuenta la importancia que tienen las masas de aire polar que llegaron a Europa durante estos eventos, las cuales provocaron un enfriamiento en el continente (Sánchez-Goñi *et al.*, 2000; Florineth y Schilüchter, 2000), reduciéndose la temperatura en el mismo. Esto favorecería el incremento de los vientos que llegarían hasta el Mediterráneo, reforzando el descenso de temperatura en el agua superficial del agua (Figuras 4.5 y 4.7, Capítulo IV), permitiendo el desarrollo de esta especie (Rohling *et al.*, 1998; González-Donoso *et al.*, 2000) de zonas polares (Bé, 1977; Pujol, 1980).

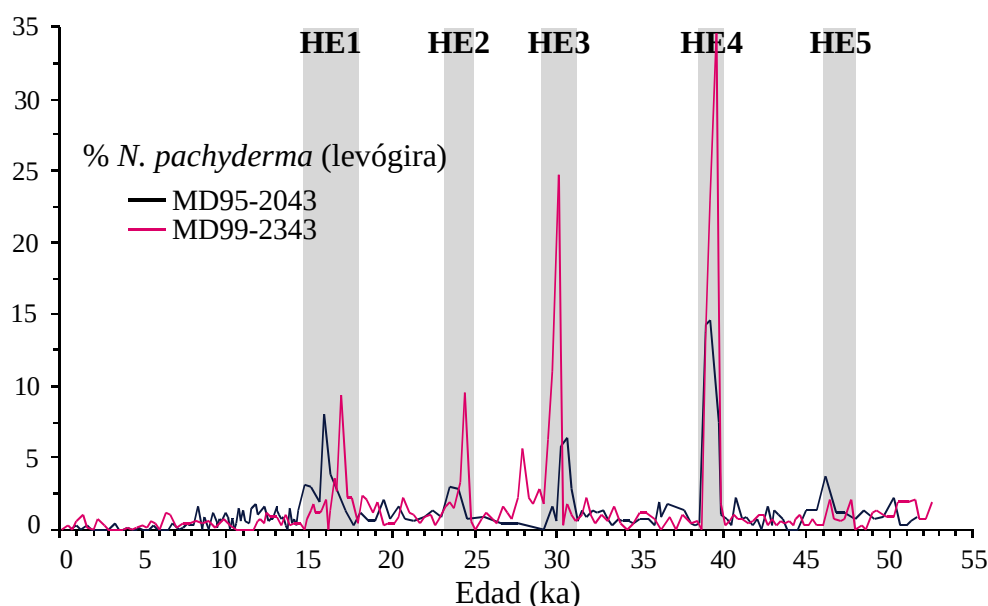


Figura 6.2: Comparación de los porcentajes de la especie *N. pachyderma* (levógira) para los testigos MD95-2043 y MD99-2043. Las bandas grises indican los eventos Heinrich.

2. FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Para estudiar este grupo de microfauna se debe considerar la posición que ocupan los testigos estudiados en este trabajo con respecto a la zona de generación de la masa de agua profunda que discurre por el Mediterráneo occidental (WMDW (*Western Mediterranean Deep Water*, agua profunda del Mediterráneo occidental)), generada en la zona del Golfo de León (ver capítulo I y las referencias Millot (1990) y (1999); Béthoux & Pierre (1999)). El testigo MD99-2343 se encuentra muy cerca de la zona de generación al haber sido recogido en el mar

Catalano-Balear, mientras que el testigo MD95-2043, al encontrarse en el mar de Alborán está muy alejado de la zona de generación. Como se verá más adelante en este mismo apartado, esta distancia al área de formación del agua profunda es fundamental para entender determinadas variaciones y diferencias entre los datos de microfauna bentónica de una zona y otra.

No obstante, el comportamiento de la microfauna bentónica es semejante en ambas cuencas del Mediterráneo occidental, con lo que se puede decir que, a grandes rasgos, el sistema paleoceanográfico funcionó de semejante manera en una y otra. Para facilitar la comprensión de los mismos se va a emplear la misma terminología utilizada en capítulos precedentes y se va seguir la división en periodos que se ha hecho en el trabajo, en Glacial e Interglacial-deglaciación y dentro del primero en Glacial inferior y Glacial superior.

2.1: GLACIAL

Las especies son diferentes de un testigo a otro, debido a la profundidad a la que fueron recuperados los mismos, siendo de 1841 metros para el caso del testigo del mar de Alborán (MD95-2043) y de 2391 metros para el del mar Catalano-Balear (MD99-2343) y a la diferente distancia y situación con respecto a la fuente de generación de agua profunda, situada en el Golfo de León. Estas circunstancias hacen que la asociación de foraminíferos bentónicos cambie y sea más rica en el porcentaje de las especies de miliólidos en el testigo MD99-2343, ya que estas especies son tolerantes a ambientes más profundos, más oligotróficos y más oxigenados. Estudiando más a fondo este periodo, se tiene que:

2.1.1: GLACIAL INFERIOR (52-31 ka)

El comportamiento del sistema es el mismo en ambos mares; así las especies óxicas son más abundantes durante los estadiales, en donde también se registran incrementos en los valores de los isótopos de carbono para la fauna bentónica, es decir, serían momentos de mayor oxigenación y ventilación del fondo de la cuenca (Figura 6.3). La única diferencia entre las cuencas son las especies que marcan esta tendencia, así para el mar de Alborán lo hace en exclusiva *Cibicidoides* spp., mientras que para el mar Catalano-Balear a esta especie se unen los miliólidos *Pyrgo* spp. (principalmente *Pyrgo murrihna* y *Pyrgo depressa*) y *Quinqueloculina* spp. (destacando *Quinqueloculina lamarckiana* y *Quinqueloculina seminulum*). Estos tres grupos de especies, junto con *C. laevigata*, configuran una sucesión que parece indicar cambios en el grado de oxigenación de la zona Catalano-Balear (ver Capítulo V, apartado 2.1.1).

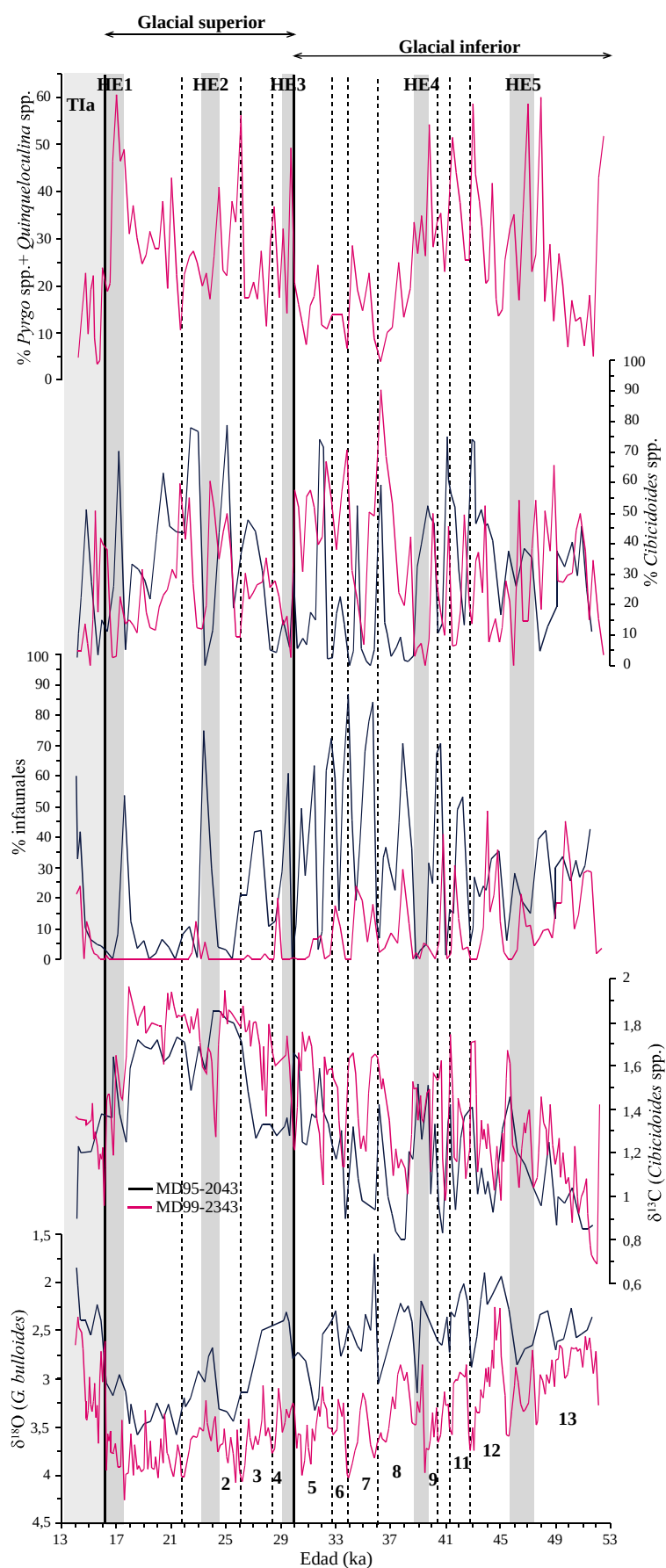


Figura 6.3: Comparación de las especies de foraminíferos bentónicos que marcan la variación milenaria en ambos testigos, así como los isótopos de carbono en la fauna bentónica durante el periodo glacial.

Durante los interestadiales, sin embargo, el comportamiento es ligeramente distinto ya que en el testigo MD99-2343 el porcentaje de las especies infaunales (en este caso se han considerado *Globobulimina* spp. y *Chilostomella oolina*) es inferior al del testigo MD95-2043. La causa de esta diferencia puede ser la cercanía del primer testigo a la zona de generación de la corriente profunda. Como se dijo anteriormente, durante estos periodos el clima sobre la región mediterránea es más cálido y más húmedo (*Sánchez-Goñi et al., 2002*) lo que disminuiría la intensidad de los vientos del Noroeste sobre la región, impidiendo de alguna manera el desarrollo de una corriente de agua profunda que llegase con suficiente fuerza al mar de Alborán favoreciendo ese alto porcentaje en especies infaunales, características de ambientes subóxicos-anóxicos (*Mullineaux y Lohmann, 1981; Caralp, 1988; Nolet y Corliss, 1990; Kaiho, 1994; 1999; Jorissen, 1999; De Rijk et al., 2000*) con alto contenido en materia orgánica (*Altenbach y Sarnthein, 1989; De Rijk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000*). No obstante, esa cercanía al Golfo de León del testigo MD99-2343 haría que la corriente profunda llegase a afectar a la zona de influencia del mismo, lo que provocaría que las condiciones no fuesen tan subóxicas como en el caso del mar de Alborán de ahí el menor porcentaje en especies infaunales. La mayor cercanía a la fuente de generación del agua profunda del testigo MD99-2343 se ve también en el estudio comparativo de las curvas de isótopos de carbono en microfauna bentónica, siendo mayores los valores encontrados en la región de Menorca que en el mar de Alborán (Fig. 6.3).

2.1.2: GLACIAL SUPERIOR (31-16 ka)

Para todo este periodo se da un incremento en los valores isotópicos de Carbono referidos a microfauna bentónica (Fig. 6.3). Se produciría un incremento en la ventilación del fondo de la cuenca mediterránea occidental, debido probablemente al avance hacia el Sur del casquete de hielo sobre parte de Europa del Norte y el desplazamiento del Frente Polar hacia la latitud de la Península Ibérica (*Florineth y Schilüchter, 2000*). Esta circunstancia forzaría el movimiento hacia el Sur de los vientos del oeste, incrementando así su actuación sobre la parte norte del Mediterráneo occidental, provocando un aumento en su intensidad sobre el Golfo de León favoreciendo la formación de agua profunda. Esto se refleja en ambos testigos en la menor presencia de infauna y en el mayor porcentaje de las especies *Cibicidoides* spp., *Pyrgo* spp. y *Quinqueloculina* spp. (Fig. 6.3) típicas de ambientes óxicos (*Nolet y Corliss, 1990; den Dulk et al., 1998; Jannink et al., 1998; Moodley et al., 1998; Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen, 1999; den Dulk et al., 2000*), las cuales son epifaunales o infaunales muy superficiales (*van Morkhoven et al., 1986; Corliss & Emerson, 1990; Nolet & Corliss, 1991; Schmiedl et al., 2000*).

No obstante, lo más destacable de este periodo Glacial superior es la poca variabilidad estadal-interstadial que se registra en ambos testigos. Las fluctuaciones de fauna óxica en los estadales sustituida por fauna subóxica-anóxica en los interestadales no se registran aquí con tanta facilidad. Por otra parte, es significativa la presencia de infauna en los eventos Heinrich, sobre todo en el mar de Alborán. Recientemente, un estudio sobre el testigo MD99-2343 ha mostrado que se dan bajadas de los valores isotópicos de oxígeno en microfauna planctónica y en los de carbono de microfauna bentónica durante estos eventos (*Sierro et al., remitido*). Según estos autores, la causa más probable de estas bajadas es la llegada al sistema de corrientes de agua de fusión de icebergs, lo que produciría una ralentización en el sistema de generación del agua profunda. Esta circunstancia puede ser la causa del incremento de infauna durante estos eventos, sobre todo en el mar de Alborán, zona más alejada de la zona de generación y por tanto donde más tardaría en llegar esta masa de agua profunda.

Conviene destacar que durante este periodo Glacial superior aparece en ambos testigos el grupo *Eggerella+Karreriella bradyi* (Figura 6.4), con un porcentaje máximo del 21% en el testigo MD95-2043 y de 13-14% en el testigo MD99-2343. Este grupo es característico de ambientes con baja productividad y con un flujo de materia orgánica degradada. (*Gupta, 1997*). Debido a la ausencia de datos de carbono orgánico total en el testigo MD99-2343 no se puede afirmar un descenso en el flujo orgánico en la región Catalano-Balear; no obstante, para el mar de Alborán durante este periodo se registra un descenso en la concentración de alquenonas y otros compuestos orgánicos (*Cacho et al., 2000*; ver también figura 5.5 del Capítulo V). La presencia de esta especie puede deberse a: **1)** el incremento en la ventilación del fondo (incremento en los valores isotópicos de carbono 13, Fig. 6.3), lo que provocaría una mayor oxigenación en la cuenca, induciendo una mayor degradación de la materia orgánica proveniente desde la superficie, debido a su descomposición mientras desciende a través de la columna de agua; y **2)** descenso en productividad superficial provocaría una disminución del flujo orgánico llegando al fondo de la cuenca, lo que induciría una subida en los valores isotópicos de Carbono, así como una menor disponibilidad de Carbono orgánico en el fondo. No obstante, estas dos hipótesis no son excluyentes. La mayor abundancia de epifauna (Fig. 6.3) puede deberse a la mayor ventilación que llevaría a un mayor consumo de materia orgánica o a un menor flujo orgánico ya que estas especies son típicas de ambientes oligotróficos (*den Dulk et al., 1998*; *Van der Zwaan et al., 1999*). Esto reduciría el desarrollo de especies infaunales

2.2: INTERGLACIAL

En ambos testigos la asociación de foraminíferos bentónicos durante este periodo varía notablemente con respecto a la asociación durante el glacial. Son importantes las especies de *Gyroidina*, en concreto *Gyroidina soldanii* y *Gyroidina altiformis*, si bien esta última es más significativa en el mar de Alborán que en el Catalano-Balear. Este género de foraminífero bentónico es característico de ambientes oligotróficos (Caralp, 1988; De Rijk et al., 2000) y en ambas zonas comienza a ser abundante cerca del evento de los 8,2 ka; así la especie *G. altiformis* registra sus máximos valores durante dicho evento y en la etapa inmediatamente anterior y posterior al mismo, mientras que durante el resto del interglacial se ve sustituida por *G. soldanii* (Figura 6.5).

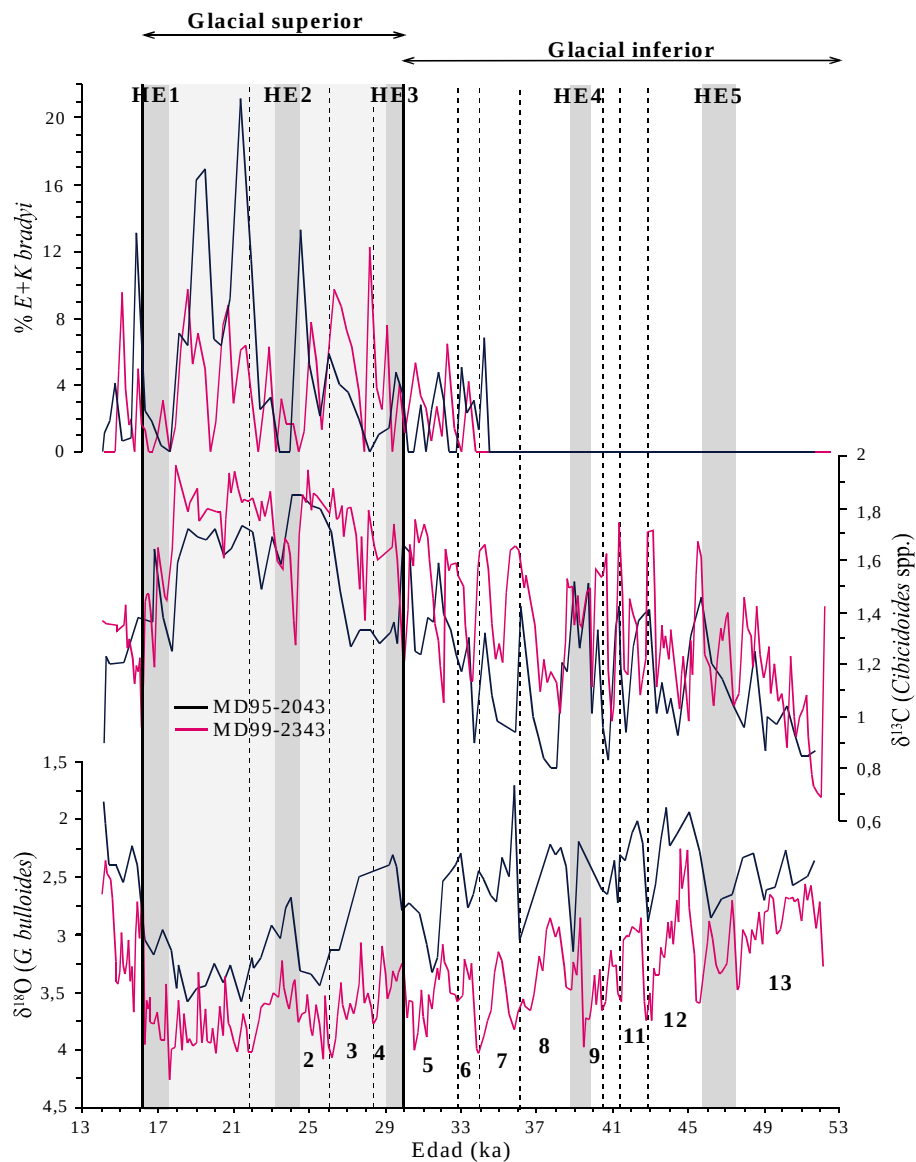


Figura 6.4: Comparación de los valores del grupo E+K bradyi en el Mediterráneo occidental para el periodo glacial. La banda gris claro indica el periodo definido en el trabajo como Glacial superior.

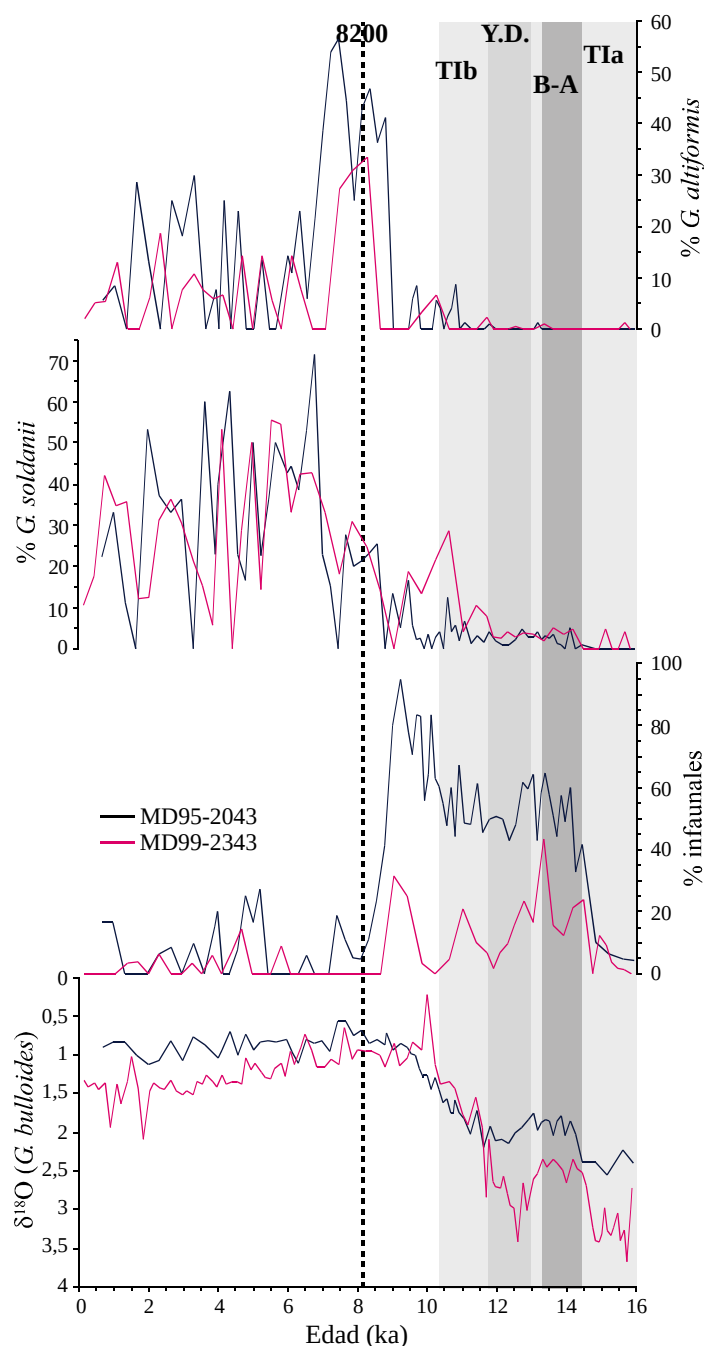


Figura 6.5: Gráfico comparativo para el periodo Interglacial en los testigos MD95-2043 y MD99-2343 en donde se representan las especies mayores (género Gyroidina) para el Holoceno y el porcentaje de especies infaunales en los mismos (ver significado de las bandas en la figura 1).

No obstante, lo más destacable del periodo interglacial y en concreto de la deglaciación es el desarrollo de una Capa Rica en Materia Orgánica u “Organic Rich Layer” (ORL) en el mar de Alborán que no aparece registrada en el mar Catalano-Balear. Esta capa se identifica gracias a una mayor presencia de infauna y a una alta concentración de material orgánico (Fig. 5.7 de Capítulo V) en las muestras que se encuentran entre los 14 y los 8 ka. Como se dijo anteriormente el desarrollo de este estrato característico se relaciona con diversos cambios en el

contexto paleoceanográfico de la zona, tales como el descenso en la ventilación profunda (menores valores del isótopo pesado de Carbono, Fig. 5.7, Capítulo V) y el incremento en la productividad superficial debido a la mayor temperatura del agua superficial registrada durante la deglaciación (Fig. 4.5 y tabla 4.2, Capítulo IV). Todo ello se reflejaría en el ambiente bentónico con un mayor aporte de material orgánico que reduciría la concentración de oxígeno, lo que a su vez impediría el desarrollo de la epifauna, generando un medio subóxico-anóxico con alto contenido en materia orgánica propicio para la infauna.

En el mar Catalano-Balear también aparece una zona donde la infauna experimenta una subida con respecto al Glacial superior momento en el que está ausente del testigo. A falta de datos sobre Carbono Orgánico Total u otros indicadores biogeoquímicos, se puede decir que, si existe una ORL en esta región del Mediterráneo occidental, ésta sería de menor importancia y tendría una menor repercusión en el ambiente bentónico debido a la cercanía de la zona de generación del agua profunda situada en el Golfo de León, que posibilitaría una mayor oxigenación con respecto al mar de Alborán durante este periodo.

3. ANÁLISIS ESPECTRALES

Este tipo de análisis es empleado para ver y discriminar las diferentes periodicidades o ciclicidades en las series climáticas para así poder estudiar mejor su significado, importancia y persistencia en el tiempo. El método que se ha empleado para el cálculo de las mismas en este memoria ha sido el *Método de Blackman y Tukey (B&T)*, que es el método clásico empleado para el estudio de las series climáticas y paleoclimáticas, aunque sea el más impreciso ya que el cálculo del error depende de la amplitud de la señal espectral (Moreno, 2002). Aun así se ha preferido este método porque es el que mejor define las ciclicidades en los testigos estudiados.

En ambos testigos se ha obtenido el “espectro” para los datos de microfauna planctónica y bentónica así como para los datos geoquímicos obtenidos (isótopos de oxígeno y carbono) y en el caso del testigo MD95-2043, se han empleado los datos biogeoquímicos de marcadores orgánicos. De todos ellos se han escogido los ejemplos más claros para la realización de gráficos que son los que se muestran en esta memoria, pero para el cálculo de las ciclicidades y la consideración de las mismas se han empleado todos los resultados. Por otra parte se incluye un gráfico de un análisis espectral cruzado que permite comparar el grado de semejanza de dos series temporales.

3.1: TESTIGO MD95-2043 (Mar de Alborán)

Las ciclicidades mayores son 8; 5,5 (marcada sólo en los datos de microfauna bentónica); 3,5-3; 2,5-2; 1,8-1,5; 1,2-1 ka (Figura 6.6). En el caso de la línea espectral de los isótopos de Carbono para la especie *Cibicoides* spp. se encuentran las ciclicidades de 3,3; 2,25; 1,44 y 1,23 ka (Fig. 6.6a). No obstante, la línea espectral más diversa en este testigo es la marcada por la especie *N. pachyderma* en su variedad levógira, donde se hallan reflejadas las ciclicidades apuntadas anteriormente y además una a 27,7 ka (Fig. 6.6b). Otra línea significativa es la marcada por el conjunto de especies infaunales de los foraminíferos bentónicos que marcan otra ciclicidad a 19,2 ka (Fig. 6.6c). Finalmente, el análisis espectral cruzado entre la especie *Cibicoides* spp. y el conjunto de infaunales marca dos ciclicidades muy claras a 5 y 1,15 ka, puntos en donde las tres curvas (las dos de las especies y la curva de coherencia entre las líneas espectrales obtenidas) presentan máximos cercanos. No obstante, la coherencia de la banda de 5 ka es muy baja, con lo cual sólo se debería considerar la ciclicidad de los 1,15 ka.

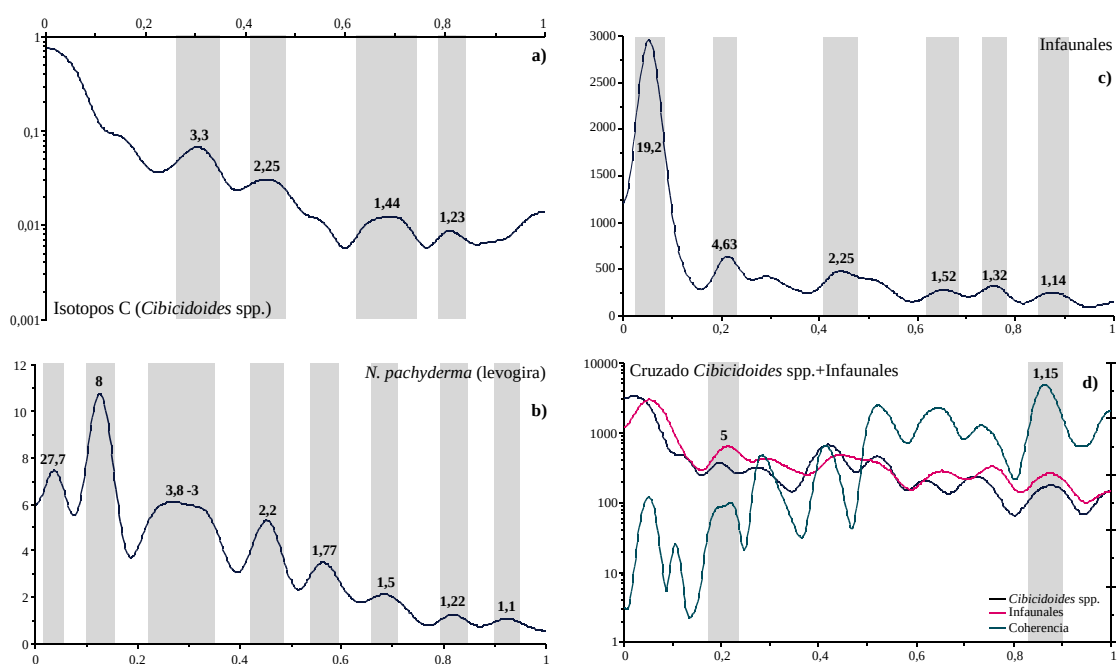


Figura 6.6: Periodogramas para el testigo MD95-2043 (todos los gráficos están calculados usando el Método de Blackman & Tuckey); a) isótopos de carbono calculados sobre foraminíferos bentónicos; b) suma de los foraminíferos infaunales; c) representación del gráfico obtenido empleando el porcentaje de *Neoglobobulimina pachyderma* (levógira); d) análisis espectral cruzado entre *Cibicoides* spp. y los infaunales.

3.2: TESTIGO MD99-2343 (Mar Catalano-Balear)

Las ciclicidades encontradas son: 8; 4-3,5; 3,3-3; 2,5; 1,8-1,5 y 1,2-1 ka (Figura 6.7). En este testigo las líneas espectrales son mucho más complejas que en el anterior y así casi todas ellas reflejan todas las ciclicidades referidas. Se han seleccionado tres de ellos: las líneas espectrales de los isótopos de oxígeno para *G. bulloides* y la de la especie de foraminífero bentónico *Quinqueloculina* spp. marcan todas y cada una de las ciclicidades apuntadas anteriormente (Fig. 6.7a y 6.7b). Además, y al igual que sucedía para el testigo del mar de Alborán, la especie infaunal *Globobulimina* spp. y la especie *C. laevigata* presentan una periodicidad en su líneas espectrales cercana a los 20 ka, en este caso, 21 ka (Fig. 6.7c) a parte de compartir otras ciclicidades como son 3,4; 2,4 y 1,1 ka.

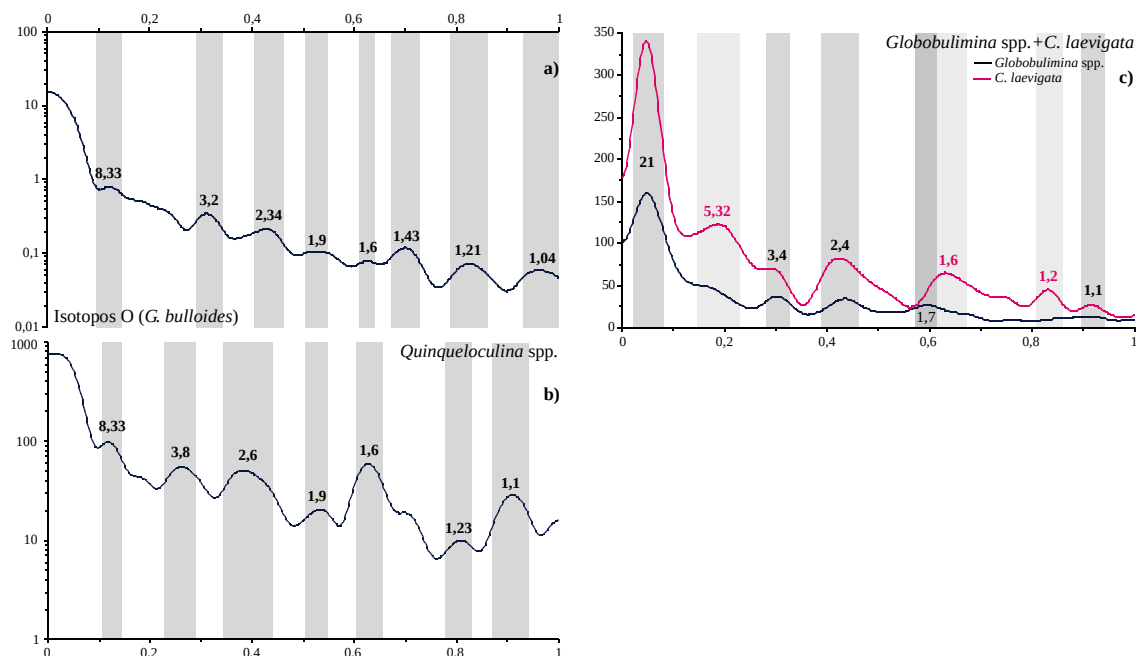


Figura 6.7: Periodogramas para el testigo MD99-2343 (todos los gráficos están calculados usando el Método de Blackman & Tuckey); a) isótopos de oxígeno calculados sobre foraminíferos planctónicos; b) representación del gráfico empleando el porcentaje de *Quinqueloculina* spp.; c) representación conjunta de *Globobulimina* spp. y *Cassidulina laevigata*.

3.3: CICLICIDAD EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Comparando los resultados obtenidos en los análisis espectrales realizados en ambos testigos se pueden encontrar unas ciclicidades que parecen ser comunes a todo el Mediterráneo Occidental: 8; 3,5; 2,5; 1,8-1,5 y 1,2-1 ka. Estas mismas ciclicidades han sido reconocidas anteriormente en estudios en la zona y así Pérez-Folgado (2003) en su estudio del testigo ODP977 recuperado en el mar de Alborán encontró ciclicidades a 11 y 6 ka, 3-4 ka y 1,5-1,3 ka.

Otro trabajo destacado es el de Moreno (2002), en el que se estudia el testigo MD95-2043, motivo de estudio de esta memoria. La autora encuentra ciclicidades para los registros sedimentológicos de 8; 3,3; 2,4 y 1,5 ka. Todas estas ciclicidades son debidas a los fenómenos y eventos paleoceanográficos que afectaron a este mar durante el periodo glacial; así la ciclicidad de 8 ka ha sido identificada como debida a los eventos Heinrich (Moreno, 2002) y esto mismo se observa en este estudio ya que son las especies polares de foraminíferos planctónicos (ver fig. 6b, *N. pachyderma* -levógira- en MD95-2043) y las especies óxicas dentro de los foraminíferos bentónicos (ver fig. 6.7b, *Quinqueloculina* spp. en MD99-2343) las que registran esta periodicidad de forma mas evidente.

Las ciclicidades de 3,5 ka se han asociado a los interestadiales largos, como es el caso de D-O 8 y 12 (Pérez-Folgado, 2003; Moreno, 2002) mientras que las que rondan los 1,8 a 1 ka pueden inscribirse dentro del resto de ciclos D-O, que son habitualmente mas cortos. La presencia de todas estas ciclicidades para esta zona refuerza el hecho de que la variación de los marcadores tanto paleontológicos como sedimentológicos se debe a las variaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas que afectaron a la zona durante el periodo glacial.

Es significativa la ciclicidad de 2,5 ka, encontrada por Moreno (2002) pero no por Pérez-Folgado (2003) para el testigo MD95-2043. En el presente estudio, y para el testigo citado anteriormente, esta ciclicidad se refleja en los parámetros bentónicos y geoquímicas (Fig. 6.6) y se ha encontrado también en el otro testigo que nos ocupa, el MD99-2343, principalmente referida a los parámetros asociados a microfauna bentónica (Fig. 6.7). Esta ciclicidad ha sido asociada a la tasa de ventilación profunda y a la intensidad de la circulación atmosférica (Moreno, 2002). Esto apoya la conclusión obtenida en este estudio de que los marcadores bentónicos están respondiendo a la variación de la ventilación profunda y por ende a la circulación mediterránea profunda generada en el Golfo de León, que está ligada a la circulación atmosférica debida a los vientos del Noroeste que barren el continente europeo (Rohling et al., 1998; Cacho et al., 2000).

En este estudio, además, se encuentran otras ciclicidades a 20-21 ka y a 5,5 ka. La primera de ellas se encuentra representada en las especies de foraminíferos bentónicos asociados preferentemente a ambientes subóxicos-anóxicos o con alto contenido en materia orgánica como son *Globobulimina* spp., *Ch. oolina* y *C. laevigata* (Mullineaux y Lohmann, 1981; Altenbach & Sarnthein, 1989; Nolet y Corliss, 1990; Bernhard, 1992; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Jorissen et al., 1999; De Rijk et al., 2000) (ver Figs. 6.6c y 6.7c). Esta ciclicidad de 20 ka podría estar relacionada con la variabilidad astronómica de precesión, que varía con un rango comprendido entre los 19 y los 23 ka. Tradicionalmente, la ciclicidad de precesión en el

Mediterráneo Oriental se ha venido asociando a los sapropeles, los cuales se desarrollan preferentemente en los mínimos de este parámetro astronómico (*Emeis et al., 2000b*). Por extensión, las capas ricas en materia orgánica (ORL) que se describen en el Mediterráneo Occidental se han hecho equivalentes a los sapropeles orientales. Esto lleva a decir que la ciclicidad de 20 ka encontrada en el análisis espectral y su relación con las especies de carácter infaunal, podría estar indicando que la misma puede asociarse a la presencia de la capa rica en materia orgánica (ORL) presente entre los 14,5 y los 8 ka y en la cual son abundantes estas especies en ambas regiones, si bien la presencia es mayor en el mar de Alborán (ver discusión de resultados en párrafos anteriores).

La ciclicidad de 5,5 ka puede estar relacionado con dos fenómenos: los eventos Heinrich y los ciclos Dansgaard-Oeschger de mayor duración, ya que según datos de Cortijo *et al.* (1995), ambos eventos paleoceanográficos presentan esta ciclicidad a 5 ka, si bien el origen de estos eventos es diferente, ya que los primeros se relacionan con la dinámica interna de los casquetes polares (*Bond et al., 1992; 1993; Bond y Lotti, 1995; Zahn et al., 1997; Cayre et al., 1999*), mientras que los segundos son debidos a las variaciones en la intensificación de los vientos en el Hemisferio Norte (*Cacho et al., 1999; Rühlemann et al., 1999*). Por tanto, esta ciclicidad de 5,5 ka, registrada fundamentalmente en el testigo MD95-2043, es la más difícil de asociar a un fenómeno paleoceanográfico o paleoclimático concreto, no obstante, y al estar en su mayor parte, relacionada con los indicadores de fauna bentónica se la podría relacionar en última instancia con la ciclicidad D-O de mayor amplitud dado que estos mismos indicadores varían según lo hace ésta, ya que dependen de la variación de la ventilación oceánica profunda muy influenciada por el régimen de vientos, causa primera de generación de estos ciclos (*Cacho et al., 1999; Rühlemann et al., 1999*).

CAPÍTULO VII

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES



CONCLUSIONES

Debido a que para realizar este estudio se han empleado dos grupos de microfauna se expondrán de manera independiente las conclusiones más relevantes obtenidas con cada uno de ellos.

Para los **FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS**, estudiados en el testigo MD99-2343 del mar Catalano-Balear, se pueden destacar los siguientes aspectos:

Las variaciones en las diferentes especies se relacionan con la variabilidad climática milenaria; es decir, con los eventos Heinrich y los ciclos Dansgaard-Oeschger, así como con las diferentes condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas registradas entre el periodo glacial y el interglacial. La asociación para el periodo GLACIAL está formada por *G. bulloides*, *T. quinqueloba*, *G. glutinata*, *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. scitula*; además se pueden encontrar porcentajes de la especie polar *N. pachyderma* (levógira) durante los eventos Heinrich. Estas especies varían según la ciclicidad Dansgaard-Oeschger; así en los estadiales son importantes *G. bulloides*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma*, mientras que en los interestadiales hay mayor presencia de *G. scitula* y *G. glutinata*, pudiendo encontrarse porcentajes menores de *G. ruber* (blanco).

Durante el periodo glacial se observa un registro opuesto en las especies *G. bulloides* y *N. pachyderma* (dextrógira). Ambas indican condiciones de alta productividad, pero mientras que la primera es indicadora de una fuerte mezcla vertical en la columna de agua, la segunda lo es de estratificación con desarrollo de DCM. Este comportamiento antagónico se hace más evidente durante los eventos Heinrich, en donde se registran descensos de *G. bulloides* y aumentos en porcentaje de *N. pachyderma* (dextrógira), lo cual se ha asociado a descensos en la salinidad de la capa superficial en la región debido a aporte externo de agua dulce, proveniente del agua de fusión de icebergs, que provocaría un descenso en la formación de agua profunda y por tanto, evitaría la convección en la columna de agua, favoreciendo la estratificación de la misma durante estos eventos, el desarrollo de un DCM y la presencia de *N. pachyderma* (dextrógira).

Para el periodo INTERGLACIAL, la asociación está formada por las especies *G. inflata*, *G. ruber* (en sus variedades rosa y blanca), *G. truncatulinoidea*, *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. bulloides*. Lo más destacable aquí es el reconocimiento de unas condiciones oceanográficas particulares durante el periodo correspondiente a la formación del sapropel S1 en el

Mediterráneo oriental. En este momento se registra un incremento en el porcentaje de *N. pachyderma* (dextrógira) y un descenso moderado en las temperaturas del agua superficial, asociado a un descenso en los isótopos de carbono de *G. bulloides*, que marca el desarrollo de estratificación en la columna de agua y el desarrollo de un DCM, condiciones todas ellas registradas durante la formación de los sapropeles. En profundidad esta circunstancia se asocia al desarrollo de una ORL.

La comparación de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del testigo MD99-2343 con testigos cercanos, como el MD95-2043 recogido en el mar de Alborán, ha permitido ver las similitudes y diferencias entre las diversas cuencas del Mediterráneo occidental. La comparación de la biostratigrafía definida para el mar de Alborán puede ser llevada al mar Catalano-Balear, si bien algunos eventos no se reconocen, principalmente aquellos que tienen lugar durante el Holoceno. Esto parece deberse a las condiciones hidrográficas y geográficas de la cuenca Catalano-Balear, más alta latitudinalmente y sector de producción del agua profunda en el invierno.

Otra diferencia entre la composición microfaunística entre el mar de Alborán y el Catalano-Balear es la mayor presencia en este último de *N. pachyderma* (dextrógira) durante todo el Holoceno. En este mar no se da el reemplazamiento de esta especie por *G. inflata*, sino que se dan ambas especies, no obstante, la primera con más importancia. Esta presencia conjunta parece relacionarse con el desarrollo de una DCM, que favorecería la presencia de *N. pachyderma* (dextrógira) y una alta mezcla en el agua profunda, que favorecería el desarrollo de *G. inflata*.

Los foraminíferos planctónicos se han empleado para el cálculo de las temperaturas del agua superficial en el testigo, las cuales son muy variables y, al igual que sucede con los porcentajes de la microfauna planctónica, marcan la ciclicidad milenaria. Se ha empleado la Técnica de los Análogos Modernos (MAT), probándose una nueva herramienta de cálculo, Paleoanalog, que parece ser válida para el cálculo de paleotemperaturas, ya que las diferencias entre ésta y la herramienta utilizada habitualmente (PaleoToolBox) son muy pequeñas. Las temperaturas obtenidas para el mar Catalano-Balear son inferiores en 2°C con respecto a las obtenidas para el mar de Alborán, lo cual puede ser debido a la mayor latitud del testigo MD99-2343. Las temperaturas medias para el glacial, la deglaciación y el interglacial son 9,97°C, 12,20°C y 17,19°C, respectivamente. Considerando curvas de temperatura según estaciones, los mínimos se corresponden a los eventos Heinrich, cuyos valores oscilan entre los 5,75°C del evento Heinrich 4 como mínimo y los 8,39°C del evento Heinrich 5 como máximo (curva para

los meses de invierno), mientras que la temperatura máxima se da durante los meses de verano, correspondiendo con la terminación Ia y siendo de 25,64°C.

Para los **FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS**, estudiados en los dos testigos que ocupan este trabajo, las conclusiones más relevantes son las siguientes:

Las asociaciones que se encuentran en las zona estudiadas no difieren mucho y así, para el periodo GLACIAL se encuentran *Cibicidoides* spp. (principalmente *C. pachydermus* y *C. pseudoungerianus*), *Globobulimina* spp., *Ch. oolina* en ambos testigos, mientras que en el MD99-2343 se pueden encontrar también los géneros *Quinqueloculina* (en donde dominan las especies *Q. lamarckiana* y *Q. seminulum*) y *Pyrgo* (donde son fundamentales *P. murrihna* y *P. depressa*), ambos característicos de ambientes óxicos y la especie *C. laevigata*. Además, en ambos testigos se registra un incremento del grupo *E+K bradyi* durante el final del periodo glacial.

Durante este periodo se han definido dos tramos, el Glacial inferior (de 52 a 31 ka) y el Glacial superior (de 31 a 16 ka), según la respuesta de las especies citadas anteriormente a los eventos paleoceanográficos y paleoclimáticos registrados en el mismo. Así, y aunque la microfauna bentónica responde a la ciclicidad milenaria Dansgaard-Oeschger, no lo hace de la misma manera en cada uno de estos intervalos. Para el **Glacial inferior**, la ciclicidad viene reflejada en la alternancia de las especies epifaunales e infaunales. Las primeras son típicas de ambientes oligotróficos y zonas óxicas, y son muy abundantes durante los estadiales, momentos fríos en los que se supone una mayor generación de agua profunda, debido al incremento en la fuerza de los vientos sobre la zona de formación de la misma y, por tanto, una mayor oxigenación del fondo. A esto se une también una mayor degradación de la materia orgánica en la columna de agua y en el fondo de la cuenca. Las especies infaunales, sin embargo, son abundantes durante los interestadiales donde, debido a la existencia de un clima más húmedo, se produce una ralentización de la corriente profunda. Estas especies son típicas de ambientes subóxicos-óxicos, siendo ejemplos de las mismas *Globobulimina* spp. y *Ch. oolina*, las cuales también se dan en ambientes con alta productividad. Esta circunstancia se refleja en los testigos con un incremento significativo en la concentración de material orgánico durante estos intervalos temporales.

En el testigo MD99-2343, el sistema se comporta de manera más compleja para el Glacial inferior y así los diferentes géneros de ambiente óxico (*Cibicidoides*, *Quinqueloculina* y *Pyrgo*) definen una sucesión que comienza cerca de los estadiales y que parece marcar el paso de unas condiciones más óxicas y con mayor ventilación en el fondo (alto porcentaje de *Pyrgo*

spp.), a otras con menor cantidad de oxígeno en el agua de fondo (presencia de *Quinqueloculina* spp.). En la parte más moderna del Glacial inferior se une a la sucesión *C. laevigata*, que se asocia a *Quinqueloculina* spp. al comienzo de la misma. En todos los casos, la sucesión termina con el grupo infaunal, típico de los interestadiales.

Por otra parte, la presencia de *C. laevigata* en el testigo MD99-2343 durante los eventos Heinrich puede ser debida a varias causas, una de las cuales podría ser la removilización de la materia orgánica en la columna de agua debido al incremento en la mezcla de la misma como consecuencia del incremento en la formación de agua profunda. No obstante, su presencia parece estar asociada a caídas isotópicas, asociados a llegada de agua dulce proveniente de la fusión de icebergs, lo cual podría frenar la formación de agua profunda, provocando la estratificación de la columna de agua y favoreciendo por tanto la preservación de la materia orgánica lo que ayudaría al incremento de esta especie, típica de ambientes oligotróficos.

En el **Glacial superior** se observa un incremento en los valores isotópicos de Carbono en ambas regiones que podría traducirse en una mayor ventilación y oxigenación del fondo de la cuenca y/o a un descenso de la productividad superficial. Esto se refleja en la microfauna bentónica con un descenso en el porcentaje de las especies infaunales, las cuales incluso llegan a desaparecer, en un incremento en el grupo *E+K bradyi*, que es indicativo de zonas con materia orgánica degradada, y en una mayor presencia de las especies óxicas y epifaunales (*Cibicidoides* spp. para el mar de Alborán y *Quinqueloculina* spp. para el mar Catalano-Balear).

Durante la **deglaciación** y al comienzo del periodo interglacial se registra en los dos testigos lo que parece ser una capa rica en materia orgánica u ORL (*Organic Rich Layer*) al tiempo que en el fondo se acumula gran cantidad de materia orgánica y se produce un incremento en las especies infaunales. Esto es debido a una ralentización en el sistema de corrientes profundas que provoca una escasa renovación y regeneración del agua de fondo favoreciendo la preservación de la materia orgánica.

Finalmente, en el periodo INTERGLACIAL la asociación de foraminíferos bentónicos cambia radicalmente y se encuentra dominada por el género *Gyroidina* (representado con las especies *G. soldanii* y *G. altiformis*), característico de ambientes oligotróficos, lo que hablaría de una buena ventilación oceánica que provocaría la degradación de la materia orgánica.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFIA

- Abrantes, F., 1988: Diatom productivity peak and increase circulation during latest Quaternary: Alboran Basin (western Mediterranean). *Marine Micropaleontology*, 13 (79-96).
- Abrantes, F., Baas, F., Hafliðason, H., Rasmussen, T., Klitgaard, D., Loncaric, N., y Gaspar, L., 1998: Sediment fluxes along the northeastern European Margin: inferring hydrological changes between 20 and 8 kyr. *Marine Geology*, 152 (7-23).
- Aksu, A.E., Abrajano, T., Mudie, P.J. y Yaşar, D., 1999: Organic geochemical and palynological evidence for terrigenous origin of the organic matter in Aegean Sea sapropel S1. *Marine Geology*, 153 (303-318).
- Alley, R.B. y MacAyeal, D.R., 1994: Ice-rafted debris associated with binge-purge oscillations of the Laurentide ice sheet. *Paleoceanography* 9(4), 503-511.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. y Clarck, P.U., 1997: Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25(6), 483-486.
- Altenbach, A.V. y Sarnthein, M., 1989: Productivity record in benthic foraminifera. En: Berger, W.H. and Smetacek, V.S. (Eds.), *Productivity of the Ocean. Present and past*. John Wiley & sons Limited, Chinchester, (255-269).
- Alve, E. y Bernhard, J.M., 1995: Vertical migratory response of benthic foraminifera to controlled oxygen concentrations in an experiment mesocosm. *Marine Ecology Progress Series*, 116 (137-151).
- 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*, 13 (3-16).
- Andrews, J.T., Jennings, A.E., Kerwin, M.K., Manley, W., Miller, G.H., Bond, G. y MacLean, B., 1995: A Heinrich-like event, H-0 (DC-0): source(s) for detrital carbonate in the North Atlantic during the Younger Dryas chronozone. *Paleoceanography* 10(5), 943-952.

- Ariztegui, D., Asioli, A., Lowe, J.J., Trincardi, F., Vigliotti, L., Tamburini, F., Chondrogianni, C., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Mercuri, A.M., Van der Kaars, S., McKenzie, J.A., y Oldfield, F., 2000: Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158 (215-240).
- Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J.J., Ariztegui, D., Langone, L. y Oldfield, F., 2001: Sub-millennial scale climatic oscillations in the central Adriatic during the Late glacial. Palaeoceanographic implications. *Quaternary Sciences Reviews*, 20 (1201-1221).
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Vetrano, S. y Vignudelli, S., 2002: Hydrographic characteristics and interannual variability of water masses in the central Mediterranean: a sensitivity test for long-term changes in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research I*, 49 (661-680).
- Bárcena, M.A. y Abrantes, F., 1998: Evidence of a high-productivity area off the coast of Malaga from studies of diatoms in surface sediments. *Marine Micropaleontology*, 35 (91-103).
- Bárcena M.A., Cacho, I., Abrantes, F., Sierro, F.J., Grimalt, J.O., Flores, J.-A., 2001. Paleoproductivity variations related to climatic conditions in the Alboran Sea (western Mediterranean) during the last glacial-interglacial transition: the diatom record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 337-357.
- Bárcena, M.A., Flores, J.A., Sierro, F.J., Pérez-Folgado, M., Fabrés, J. y Calafat, A.: Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran sea (Western Mediterranean). Proxies for paleoceanographic inferences (*remitido*)
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L. y Gendreau, S., 2000: Hydrological impact of Heinrich events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 289 (1321-1324).
- Barmawidjaja, D.J., Jorissen, F.J., Puskaric, S. y Van der Zwaan, G.J., 1992: Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research* 22(4), 297-317.
- Bé, A.W.H., 1977: An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. En: Ramsay, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, vol. I (1-100).

- 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: Funnel, B.M. y Riedel, W.R. (Eds), *The micropaleontology of Oceans*. Cambridge University Press (London), 105-149.
- Beckers, J.-M., Brasseur, P. y Nihoul, C.J., 1997: Circulation of the western Mediterranean: from global to regional scales. *Deep-Sea Research* 44(3-4), 531-549.
- Bernhard, J.M., 1992: Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content: central California continental slope and rise. *Deep-Sea Research* 39(3-4), 585-605.
- Béthoux, J.P., 1979: Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanologica Acta* 2(2), 157-163.
- Béthoux, J.P., 1984: Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20.000 ans. *Oceanologica Acta* 7(1), 43-48.
- Béthoux, J.P., 1993: Mediterranean sapropel formation, dynamic and climatic viewpoints. *Oceanologica Acta*, 16 (127-133).
- Béthoux, J.P. y Pierre, C., 1999: Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology*, 153 (29-39).
- Béthoux, J.P., Durie de Madron, X., Nyffeler, F. y Tailliez, D., 2002: Deep water in the Western Mediterranean: peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences. *Journal of Marine Systems*, 33-34 (117-131).
- Béthoux, J.P., Gentili, B., Morin, P., Nicolas, E., Pierre, C. y Ruiz-Pino, D., 1999: The Mediterranean Sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 44 (131-146).
- Bond, G.C. y Lotti, R., 1995: Icebergs discharges into North Atlantic on millennial time scale during the last glaciation. *Science*, 267 (1005-1010).
- Bond, G.C., Broecker, W., Johnson, J. McManus, Labeyrie, L., Jouzel, J. y Bonani, G., 1993: Correlations between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365 (143-147).

- 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. y Ivy, S., 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360 (245-249).
- Boyle, E.A. y Keigwin, L., 1987: North Atlantic thermohaline circulation during the past 20000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, 330 (35-40).
- Brassell, S.C., Elington, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U. y Sarnthein, M., 1986: Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessments. *Nature*, 320 (129-133).
- Broecker, W.S., 1994: Massive icebergs discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372 (421-424).
- Broecker, W.S. y Denton, G.H., 1989: The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (2465-2501).
- Broecker, W.S., Bond, G. y Klas, M., 1990: A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography* 5(4), 469-477.
- Broecker, W.S., Peteet, D.M. y Rind, D., 1985: Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315 (21-26).
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. y MacManus, J., 1992: Origin of the Northern Atlantic's Heinrich Events. *Climate Dynamics*, 6 (265-273) o (91-109).
- Broecker, W.S., Andree, M., Wolfli, W., Oescheger, H., Bonani, G., Kennett, J. y Peteet, D., 1988: The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography* 3(1), 1-19.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. y Wolfli, W., 1989: Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341 (318-321).
- Bryden, H.L. y Kinder, T.H., 1991: Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-sea Research*, 38 (S445-S463).

- Cacho, I., 1995: Estratigrafía molecular de dos testigos del Mediterráneo occidental: Aplicación del índice de instauración U_{37}^k en la reconstrucción de la evolución paleotérmica del Mar de Alborán y del Mar Catalano-Balear en los últimos 20.000 años. *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Barcelona (112 pgs.).
- Cacho, I. 2000: Respuesta del Mediterráneo occidental a los cambios climáticos rápidos de los últimos 50.000 años. Análisis de biomarcadores moleculares. *Tesis doctoral*, Universidad de Barcelona (147 pgs.).
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000: Evidence for enhanced thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183 (417-429).
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, 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* 16(1), 40-52.
- 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* 14(3), 698-705.
- Calafat, A.M., Casamor, J.L., Canals, M. y Nyffeler, F., 1996: Distribución y composición elemental de la materia particulada en suspensión en el Mar Catalano-balear. *Geogaceta* 20(2), 370-373.
- Calvert, S.E., Nielsen, B. y Fontugne, M.R., 1992: Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature*, 359 (223-225).
- Caralp, M.-H., 1988: Late glacial to recent deep-sea benthic foraminifera from the northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and western Mediterranean (Alboran sea): paleoceanographic results. *Marine Micropaleontology* 13(3), 265-289.
- Caralp, M.-H., 1989: Abundance of *Bulimina exilis* and *Melonis barleeanum*: relationship to the quality of marine organic matter. *Geo-Marine Letters*, 9 (37-43).

- Cayre, O., Lancelot, Y., Vicent, E. y Hall, M.A., 1999: Paleooceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: Temperature, salinity and Heinrich events. *Paleoceanography* 14(3), 384-396.
- Cayre, O., Vincent, E., Lancelot, Y., Bard, E., Rostek, F. y Shackleton, N.J., 1996: Planktonic foraminifera off the Iberian Margin during the last glacial cycle: Paleotemperatures and Heinrich events. *American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting 1996*, vol 77 (46), F21/U21A-5.
- Cheney, R.E., 1978: Recent observations of the Alboran Sea frontal system. *Journal of Geophysical Research* 83(C9), 4593-4597.
- Cifelli, R., 1974: Planktonic foraminifera from the Mediterranean and adjacent atlantic waters (cruise 49 of the Atlantis II, 1969). *Journal of Foraminiferal Research* 4(4), 171-183.
- Cimerman, F. & Langer, M.R., 1991: Mediterranean Foraminifera. *Slovenska akademija znanosti in umetnosti*. Ljubljana, Yugoslavia (214 pgs).
- Cita, M.B. y Zocchi, M., 1978: Distribution patterns of benthic foraminifera on the floor of the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 1 (445-462).
- 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. *I Congreso Ibérico de Paleontología, XVI Jornadas de la Sociedad española de Paleontología*. Evora, 2000. Libro de resúmenes (63-64).
- Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Löwemark, L., Schönfeld, J., y Grimalt, J.O., 2004: Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran sea (W Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205(3-4) 317-336.
- Comas, M., Zahn, R. y Klaus, A., 1996: *Proceedings of Ocean Drilling Program*, Initial Reports, vol. 161 (1023 pgs.).
- Corliss, B.H., 1985: Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*,

314 (435-438).

Corliss, B.H., 1991: Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17 (195-236).

Corliss, B.H. y Chen, C., 1988: Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology* 16(8), 716-719.

Corliss, B.H. y Emerson, S., 1990: Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotia continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research*, 37 (381-400).

Cortijo, E., Yiou, P., Labeyrie, L., y Cremer, M., 1995: Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic Ocean during the last glacial cycle. *Paleoceanography* 10(5), 911-926.

Cramp, A. y O'Sullivan, G., 1999: Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology*, 153 (11-28).

Crowley, T.J., 1992: North Atlantic Deep Water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography* 7(4), 489-497.

Cruzado, A. y Velasquez, R., 1990: Nutrients and phytoplankton in the Gula of Lions, northwestern Mediterranean. *Continental Shelf Research* 10(9-11), 931-942.

Dansgaard, W., White, J.C.W. y Johnsen, S.J., 1989: The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339 (532-534).

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J. y Bond, G., 1993: Evidence for general instability of past-climate from a 150-kyr ice-core record. *Nature*, 364 (218-220).

Davis, J.C., 1973: *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley (Nueva York), 550 pgs.

den Dulk, M., Reichert, G.J., van Heyst, S., Zachariasse, W.J. y Van der Zwaan, G.J., 2000: Benthic foraminifera as proxies of organic matter flux and bottom water oxygenation? A case history from the northern Arabian Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*,

161 (337-359).

den Dulk, M., Reichart, G.J., Memon, G.A., Roelofs, E.M.P., Zachariasse, W.J. y Van der Zwaan, G.J., 1998: Benthic foraminiferal response to variations in intensity of the oxygen minimum zone in the northeast Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*, 35 (43-66).

Dennison, J.M. y Hay, W.W., 1976: Estimating the needed sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal of Paleontology* 41(3), 706-708.

De Rijk, S., Hayes, A., Rohling, E.J., 1999a: Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka BP. *Marine Geology*, 153 (337-343).

De Rijk, S., Troelstra, S.R. y Rohling, E.J., 1999b: Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. *Journal of Foraminiferal Research* 29(2), 93-103.

De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J. y Troelstra, S.R., 2000: Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 40 (151-166).

de Stigter, H.C., 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* 28(1), 40-65.

de Stigter, H.C., Van der Zwaan, G.J. y Langone, L., 1999: Differential rates of benthic foraminiferal test production in surface and subsurface sediment habitats in the southern Adriatic Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceanography* 149(1-4), 67-88.

Dowdeswell, J.A., Maslin, M.A., Andrews, J.T. y McCave, I.N., 1995: Iceberg production, debris rafting and the extent and thickness of the layers (H1-H2) in North Atlantic sediments. *Geology*, 23 (301-304).

Drakopoulos, P.G. y Lascaratos, A., 1999: Modelling the Mediterranean Sea: climatological forcing. *Journal of Marine Systems*, 20 (157-173).

Duijnste, I.A.P., 2000: Experimental ecology of foraminifera: Towards better quantitative paleoecological reconstructions. *Tesis doctoral*, Universidad de Nijmegen (Holanda), 149 pgs.

- 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* 3(3), 343-360.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Arnold, M., Paterne, M., Duprat, J. y van Weering, T.C.E., 1992: Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, 358 (485-487).
- Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F. y Godet, C.H., 1990: Hydrographic structure and nepheloid spatial distribution in the Gulf of Lions continental margin. *Continental Shelf Research* 10(9-11), 915-929.
- Elington, G., Parkes, R.J. y Zhao, M., 1993: Lipid biomarkers in biogeochemistry: future roles? *Marine Geology*, 113 (141-145).
- 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* 13(5), 433-446.
- Emeis, K.-C., Struck, U., Schulz, H.-M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T. y Martínez-Ruiz, F., 2000a: Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16.000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158 (259-280).
- Emeis, K.-C., Sakamoto, T., Wehausen, R. y Brumsack, H.-J., 2000b: The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea – results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158 (371-395).
- 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*, 220 (157 pgs).
- Estrada, M. y Margalef, R., 1988: Supply of nutrients to the Mediterranean photic zone along a persistent front. En: *Proceedings 19th European Marine Biology Symposium*. Cambridge University Press, (109-121).

- 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*, 342 (637-642).
- Fairbanks, R.G., y Wiebe, P.H., 1980: Foraminifera and Chlorophyll Maximum: vertical distribution, seasonal succession and paleoceanographic significance. *Science*, 209 (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*, 207 (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*, 298 (841-844).
- Fang, X.M., Ono, Y., Fukusawa, H., Bao-Tian, P., Li, J.J., Dong-Hong, G., Oi, K., Tsukamoto, S., Torii, M., Mishima, T., 1999: Asian summer monsoon instability during the past 60.000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese loess plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 168 (219-232).
- Fatela, F. y Taborda, R., 2002: Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 45 (169-174).
- Flores, J.A., Sierro, F.J., Francés, G., Vázquez, A. y Zamarreño, I., 1997: The last 100.000 years in the Western Mediterranean: sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores. *Marine Micropaleontology*, 29 (351-366).
- Florineth, D. y Schlüchter, C., 2000: Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the last glacial maximum. *Quaternary Research*, 54 (295-308).
- Font, J., 1990: A comparison of seasonal winds with currents on the continental slope of the Catalan Sea (northwestern Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 95 (1537-1545).
- Font, J., Salat, J. y Tintori, J., 1988: Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. *Oceanologica Acta*, special vol. 9 (1-25).
- Fontainer, 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 I*, 49 (751-785).
- Frigola, J., Moreno, A., Canals, M., Cacho, I., Colmenero, E., Sierro, F.J., Hodell, D.A. y Curtis, J.H., 2003: Terrigenous inputs to the Algero-Balearic basin, Western Mediterranean, during the last 50 ka: preliminary results from a high-resolution geochemical study. *EURESCO Conferences. Achieving Climate Predictability using Paleoclimate Data. Euroconference on North Atlantic Climate Variability*, Sant Feliu de Guíxols (España).
- Fronval, T., Jansen, E., Bloemendal, J. y Johnsen, S., 1995: Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennium timescales. *Nature*, 374 (443-446).
- García, M.C. y Ibar, R.A., 2001: *Análisis factorial de los componentes del IPC de la Comunidad Canaria*. Universidad de San Pablo – CEU.
- García-Ladona, E., Tintoré, J., Pinot, J.M., Font, J. y Manríquez, M., 1994: Surface circulation and dynamics of the Balearic Sea. En: LaViolette, P.E. (Ed.), *The seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea*. Coastal and estuarine studies, 46 (73-91).
- Giraudeau, J., 1993: Planktonic foraminiferal assemblages in surface sediments from the southwest African continental margin. *Marine Geology* 110 (1-2), 47-62.
- Goldstein, S.T. y Corliss, B.H., 1994: Deposit feeding in selected deep-sea and shallow-water benthic foraminifera. *Deep-Sea Research*, 41 (229-241).
- González-Donoso, J.M., Serrano, F. y Linares, D., 2000: Sea surface temperature during the Quaternary at ODP sites 976 and 975 (western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162 (17-44).
- Gooday, A.J., 1986: Meiofaunal foraminifers from the bathyal Porcupine Seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. *Deep-Sea Research*, 33 (1345-1373).
- Gooday, A.J., 1988: A response by benthic foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep sea. *Nature*, 332 (70-73).
- Gooday, A.J., 1993: Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus:

- characteristic features and controls on distribution. *Marine Micropaleontology*, 22 (187-205).
- Gooday, A.J., 1994: The biology of deep-sea foraminifera: a review of some advances and their applications in paleoceanography. *Palaios*, 9 (14-31).
- Gooday, A.J. y Lambshead, P.J.D., 1989: The influence of seasonally deposited phytodetritus on benthic foraminiferal populations in the bathyal northeast Atlantic. *Marine Ecology Progression Series*, 58 (53-67).
- Gooday, A.J. y Rathburn, A.E., 1999: Temporal variability in living deep-sea benthic foraminifera: a review. *Earth-Science Reviews*, 46 (187-212).
- Gooday, A.J. y Turley, C.M., 1990: Responses by benthic organisms to inputs of organic material to the ocean floor: a review. *Phil. Transaction of Royal Society of London A*, 221 (119-138).
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. y Jouzel, J., 1993: Comparison of oxygen isotope records from GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366 (552-554).
- Grousset, F., 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* 8(2), 175-192.
- Gupta, A.K., 1997: Paleoceanographic 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* 27(3), 196-208.
- Heburn, G.W. y LaViolette, P.E., 1990: Variations in the structure of the Anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research* 95(C2), 1599-1613.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29 (142-152).
- Hemleben, Ch., Spindler, M. y Anderson, O. R., 1989: *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag New York Inc.
- Hilgen, F.J., 1991a: Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*,

104 (226-244).

Hilgen, F.J., 1991b: Extension of the astronomically calibrated (polarity) timescale to the Miocene-Pliocene boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 107 (349-368).

Hutson, W.H., 1980: The Agulhas current during the late Pleistocene: analysis of modern faunal analogs. *Science*, 207 (64-66).

Imbrie, J. y Kipp, N.G., 1971: A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology; application to a late Pleistocene Caribbean core. En: *The late Cenozoic glacial ages*, pgs. 71-141. Yale University Press, New Haven-London.

Jannink, N.T., 2001: Seasonality, biodiversity and microhabitats in benthic foraminiferal communities. *Geologica Ultraiectina*, 203 (191 pgs.).

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 I*, 45 (1483-1513).

Jansen, E. y Veum, T., 1990: Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. *Nature*, 343 (612-616).

Johannessen, T., Jansen, E., Flatoy, A. y Ravelo, A.C., 1994: The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland Iceland and Norwegian seas. En: Zahn, R., Pedersen, T.F., Kaminski, M.A. y Labeyrie, L. (Eds), *Carbon cycling in the glacial ocean: constraints on the ocean's role in global change*. Springer-Verlag (New York) NATO Asi Series, I17 (61-85).

Jorissen, F.J., 1999: Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 153 (91-101).

Jorissen, F.J., de Stigter, H.C. y Widmark, J.G.V., 1995: A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26 (3-15).

Jorissen, F.J., Wittling, I., 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 I*, 45 (2157-2188).

- Kaiho, K., 1994: Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22 (719-722).
- Kaiho, K., 1999: Effects of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, 37 (67-76).
- Kallel, N. Paterne, M., Duplessy, J-C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M. y Pierre, C., 1997: Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanologica Acta* 20(5), 697-712.
- Keigwin, L.D. y Lehman, S.J., 1994: Deep circulation change linked of Heinrich event 1 and Younger Dryas in a middepth North Atlantic core. *Paleoceanography* 9(2), 185-194.
- Keigwin, L.D. y Jones, G.A., 1990: Deglacial climatic oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography* 5(6), 1009-1023.
- Kinder, T.H. y Parrilla, G., 1987: Yes, some of the Mediterranean outflow does come from great depth. *Journal of Geophysical Research* 95(C3), 2901-2906.
- Kouwenhoven, T.J., Seidenkrantz, M.-S. y Van der Zwaan, G.J., 1999: Deep-water changes: the near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the Late Miocene Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceanography*, 152 (259-281).
- Kouwenhoven, T.J., Speijer, R.P., Van Oosterhout, C.W.M. y Van der Zwaan, G.J., 1997: Benthic foraminiferal assemblages between two major extinction events: the Paleocene El Kef section, Tunisia. *Marine Micropaleontology*, 29 (105-127).
- Lacombe, H. y Tchernia, P., 1972: Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In: D.J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea. A natural sedimentation laboratory*. Dowden, Hutchison and Ross, Stroudsburg, pp. 26-36.
- Langezaal, S., 2003: The foraminiferal – bacterial connection: an interdisciplinary study of meiofaunal behaviour in the deeper marine redox zone. *Geologica Ultraiectina*, 229 (239 pgs.).
- Lascaratos, A., Williams, R.G. y Tragou, E., 1993: A mixed-layer study of the formation of Levantine Intermediate Water. *Journal of Geophysical Research*, 98 (14739-14749).

- LaViolette, P.E., 1986. Short-term measurements of surface currents associated with the Alboran Sea Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 16 (262-279).
- LaViolette, P.E., Tintoré, J. y Font, J., 1990: The surface circulation of the Balearic Sea. *Journal of Geophysical Research*, 95 (1559-1568).
- 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*, 131 (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* 12(5), 718-727.
- Lehman, S.J. y Keigwin, L.D., 1992: Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356 (757-762).
- Linke, P. y Lutze, G.F., 1993: Microhabitat preferences of benthic foraminifera – a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology*, 20 (215-234).
- Loeblich, A.R., Jr. y Tappan, H., 1988: *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Co., New York (2 volúmenes).
- López-García, M.J., Millot, C., Font, J. y García-Ladona, E., 1994: Surface circulation variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research*, 99 (3285-3296).
- Loubere, P., Gary, A. y Lagoe, M., 1993: Generation of the benthic foraminiferal assemblage: Theory and preliminary data. *Marine Micropaleontology*, 20 (165-181).
- Mackensen, A., y Douglas, R.G., 1989: Down-core distribution of live and deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. *Deep-Sea Research* 36(6), 879-900.
- Masqué, P., Fabrés, J., Canals, M., Sánchez-Cabeza, J.A., Sánchez-Vidal, A., Cacho, I., Calafat, A.M., Bruach, J.M., 2003: Accumulation rates of major constituents of hemipelagic sediments in the deep Alboran Sea: a centennial perspective of sedimentary dynamics. *Marine Geology*, 193 (207-233).

- Maso, M. y Tintoré, J., 1991: Variability of the shelf water off the north-east Spanish COSAT. *Journal of Marine Systems*, 1 (441-450).
- Massiota, P., Cita, M.B. y Mancuso, M., 1976: Benthonic foraminifers from bathyal depths in the eastern Mediterranean. *Marine Sedimentary Special Publications*, 1 (251-262).
- McAyeal, D.R., 1993: Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography* 8(6), 767-773.
- McCave, I.N., Manighetti, B. y Beveridge, N.A.S., 1995: Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature*, 374 (149-152).
- Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinski, G.A. y Grootes, P.M., 1997: The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale. Methods and results. *Journal of Geophysical Research*, 102 (411-423).
- Miller, G.H. y Kaufman, D.S., 1990: Rapid fluctuations of the Laurentide ice sheet at the mouth of Hudson Strait: new evidence for ocean/ice-sheet interactions as a control on the Younger Dryas. *Paleoceanography* 5(6), 907-919.
- Millot, C., 1987: Circulation in the Western Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 10 (143-149).
- Millot, C., 1990: The Gulf of Lions hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10 (885-894).
- Millot, C., 1992: Are there major differences between the largest Mediterranean seas? A preliminary investigation. *Bulletin de l'Institut Océanographique Monaco*, 11 (3-25).
- Millot, C., 1999: Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20 (423-442).
- Monaco, A., Biscaye, P., Soyer, J., Pocklington, R. y Heussner, S., 1990a: Particle fluxes and ecosystem response on a continental margin: the 1985-1988 Mediterranean ECOMARGE experiment. *Continental Shelf Research* 10(9-11), 809-839.
- Monaco, A., Courp, T., Heussner, S., Carbonne, J., Fowler, S.W. y Deniaux, B., 1990: Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE-I, western Gulf of Lions.

Continental Shelf Research 10(9-11), 959-987.

Moodley, L., Schaub, B.E.M., Van der Zwaan, G.J., Herman, P.M.J., 1998. Tolerance of benthic foraminifera (Protista: Sarcodina) to hydrogen sulphide. *Marine Ecology Progress Series*, 169 (77-86).

Moore, R.C., 1964: *Treatise on invertebrate paleontology*. University of Kansas Press & Geological Society of America, volúmenes 2(1) y 2(2).

Moreno, A., 2002: Registro del aporte de polvo de origen sahariano y de la productividad oceánica en la Cuenca del Norte de Canarias y en el Mar de Alborán. *Tesis Doctoral*, Universidad de Barcelona (230 pgs.).

Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., Storch, I.V. y Rosell-Melé, A., 1998: Calibration of the alkenone paleotemperature index $U^{k'}_{37}$ based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(10), 1757-1772.

Mullineaux, L.S. y Lohmann, G.P., 1981: Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern Mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 11(1), 20-39.

Murat, A., 1999: Pliocene-Pleistocene occurrence of sapropels in the Western Mediterranean Sea and their relation to Eastern Mediterranean sapropels. En: Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, vol. 161 (519-527).

Negri, A., Capotondi, L. y Keller, J., 1999: Calcareous nannofossils, planktonic foraminifera and oxygen isotopes in the late Quaternary sapropels of the Ionian Sea. *Marine Geology* 157(1-2), 89-103.

Nelson, C.H., Baraza, J. y Maldonado, A., 1993: Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology*, 82 (103-131).

Nolet, G.J. y Corliss, B.H., 1990: Benthic foraminiferal evidence for reduced deep-water circulation during sapropel deposition in the eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 94 (109-130).

Ohga, T. y Kitazato, H., 1997: Seasonal changes in bathyal foraminiferal populations in response to

- the flux of organic matter (Sagami Bay Japan). *Terra Nova*, 9 (33-37).
- Overpeck, J.T., Webb III, T. y Prentice, I.C., 1985: Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of Modern Analogs. *Quaternary Research*, 23 (87-108).
- Paillard, D., Labeyrie, L. y Yiou, P., 1996: Macintosh program performs time-series analysis. *EOS Transactions*, 77 (379).
- Parrilla, G., 1984: Preliminary results of the “¿Dónde va?” experiment. Informe técnico 24, *Instituto Español Oceanográfico*. Madrid (España), 264 pgs.
- Parrilla, G. y Kinder, T.H., 1987: Oceanografía física del mar de Alborán. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía* 4(1), 133-165.
- Pérez-Folgado, M., 2003: Variabilidad climática orbital y suborbital en el Mediterráneo Occidental: análisis de alta resolución del registro micropaleontológico. *Tesis Doctoral*, Universidad de Salamanca (231 pgs.).
- 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*, 48 (49-70).
- Perkins, H., Kinder, T.H y La-Violette, P., 1990. The Atlantic inflow in the Western Alboran Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 20 (242-263).
- Pinardi, N. y Masetti, E., 2000: Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158 (153-173).
- Pinot, J.M., Tintoré, J. y Gomis, D., 1994: Quasi-synoptic mesoscale variability in the Balearic Sea. *Deep-Sea Research* 41(5), 897-914.
- Plaufmann, U., Duprat, J., Pujol, C. y Labeyrie, L.D., 1996: SIMMAX: a modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperature from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography* 11(1), 15-35.

- Plaza, A., 2001: Estudio paleoceanográfico de los testigos TG-7 (dorsal de Nazca-Pacífico) y MD95-2043 (mar de Alborán-Mediterráneo). *Tesis Doctoral*, Universidad de Barcelona (285 pgs.).
- Prahl, F.G. y Wakeham, S.G., 1987: Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessments. *Nature*, 330 (367-369).
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A. y Zahnle, B.L., 1988: Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(9), 2303-2310.
- Prell, W.L., 1985: The stability of low-latitude sea-surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. *U.S. Department of Energy. Technical Report (TRO25)*, Brown University.
- Price, J.F., O'Neil Baringer, M., Lueck, R.G., Johnson, G.C., Ambar, I., Parrila, G., Cantos, A., Kennelly, M.A. y Sanford, T.B., 1993: Mediterranean outflow mixing and dynamics. *Science*, 259 (1277-1282).
- Principato, M.S., Giunta, S., Cesare, C. y Negri, A., 2003: Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190 (61-77).
- Pujol, C., 1980: Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique nord ou Quaternaire. Ecologie, stratigraphie, environnement. *Tesis doctoral*, Universidad de Burdeos (254 pgs).
- Pujol, C. y Vergnaud-Grazzini, C., 1989: Paleooceanography of the Last Deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). Stable isotopes and planktic foraminiferal records. *Marine Micropaleontology*, 15 (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*, 25 (187-217).
- Rashid, H., Hesse, R. y Piper, D.J., 2003: Evidence for an additional Heinrich event between H5 and H6 in the Labrador Sea. *Paleoceanography* 18(4), 1077-1091.

- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Troelstra, S.R., Kuijpers, A. y Prins, A., 2002: Millennial-scale signal variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60.000 years. *Marine Micropaleontology*, 47 (143-176).
- Rathburn, A.E. y Corliss, B.H., 1994: The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography* 9(1), 87-150.
- Reguera, M.I., 2001: Paleocceanografía y estratigrafía de alta resolución en el Golfo de Cádiz en los últimos 40.000 años mediante el estudio de foraminíferos planctónicos. *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Salamanca (188 pgs.).
- Reynolds, L. y Thunell, R.C., 1985: Seasonal sucesión of planktic foraminifera in the subsolar North Pacific. *Journal of Foraminiferal Research*, 15 (282-301).
- Rodríguez, J., 1982: *Oceanografía del Mar Mediterráneo*. Ed. Pirámide
- Rohling, E.J., 1994: Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122 (1-28).
- Rohling, E.J., den Dulk, M., Pujol, C. y Vergnaud-Grazzini, C., 1995: Abrupt climatic change in the Alboran Sea (western Mediterranean) around 8.000 yrs BP. *Deep-Sea Research I* 42(9), 1609-1619.
- Rohling, E.J., Hayes, A., De Rijk, S., Kroon, D., Zachariasse, W.J. y Eisma, D., 1998: Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13(4), 316-322.
- Rossignol-Strick, M., 1983: African monsoons, an immediate response to orbital insolation. *Nature*, 304 (46-49).
- Rossignol-Strick, M., 1985: Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49 (237-263).
- Rossignol-Strick, M., 1999: The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9.000-6.000 BP. *Quaternary Science Reviews*, 18 (515-530).

- Ruddiman, W.F. y McIntyre, A., 1981: The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 35(2-4), 145-214.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P.J., Wefer, G., y Zahn, R., 1999: Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, 402 (511-514).
- Salvignac, M.E., 1998: Variabilité hydrologique et climatique dans l'Océan Austral (secteur indien) au cours du Quaternaire terminal. Essai de corrélations inter-hémisphériques. *Tesis doctoral*, Universidad de Burdeos (357 pgs.).
- Sánchez-Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J.O. y Shackleton, N.J., 2002: Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climatic Dynamics* 19, 95-105.
- Sarnthein, M. y Tiedeman, R., 1990: Younger Dryas-style cooling events at glacial terminations I-VI at ODP site 658: associated benthic $\delta^{13}\text{C}$ anomalies constrain meltwater hypothesis. *Paleoceanography* 5(6), 1042-1055.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P. y Shackleton, N., 2001: Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 178 (39-62).
- Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscali, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L. y Picon, P., 2000: Trophic control of benthic foraminifera abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40 (167-188).
- Schönfeld, J. y Zahn, R., 2000: Late glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow Water. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159(1-3), 85-111.
- Send, U., Font, J., Krahmann, G., Millot, C., Rhein, M. y Tintoré, J., 1999: Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 44 (37-64).

- Sen Gupta, B.K. y Machain-Castillo, M.L. 1993: Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20(183-201).
- Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Cacho, I., Pelejero, C., Grimalt, J.O. y Shackleton, N.J., 1998: Origin of the youngest western Mediterranean organic-rich layer: productivity or stagnation. *6th International Conference on Paleoceanography*, Lisbon, pp. 211.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G., Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Erlenkeuser, H. y Bárcena, M.A., 2003: Orbitally-controlled oscillations in the planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190 (289-316).
- Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J., Flores, J.A., Reguera, M.I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J.O. y Canals, M.: Impact of iceberg meeting during Heinrich events on Mediterranean thermohaline circulation. (*remitido*) *Paleoceanography*.
- Silva, K., Corliss, B.H., Rathburn, A. y Thunell, R., 1996: Seasonality of living benthic foraminifera from the San Pedro Basin, California boreland. *Journal of Foraminiferal Research* 26(1), 71-93.
- 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*, 202 (119-142).
- Stuiver, M., y Reimer, P.J., 1993: Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon* 35(1), 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Bur, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J. y Spurk, M., 1998: INTCAL98 radiocarbon age calibration. *Radiocarbon*, 40 (1041-1083).
- Targarona, J., Versteegh, G.J.M., Zonneveld, K.A.F., Cacho, I., Canals, M. y Alonso, B., 1995: Climatic and oceanographic changes in the Alboran Sea since the late Glacial, 20.000 years BP. A land sea correlation of events based on palynological evidence. *V ICP Conference*, Halifax (115-116).
- Taylor, K.C., Lamorey, G.W., Doyle, G.A., Alley, R.B., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., White,

- J.C.W. y Barlow, L.K., 1993: The “flickering switch” of late Pleistocene climate change. *Nature*, 361 (432-436).
- Teller, J.T., 1990: Meltwater and precipitation runoff to the North Atlantic, Arctic and Gulf of Mexico from the Laurentide ice sheet and adjacent regions during the Younger Dryas. *Paleoceanography* 5(6), 897-905.
- Ter Braak, C.J.F. y Smilauer, P., 1998. CANOCO reference manual and user's guide to Canoco for Windows. Software for canonical community ordination (version 4.0) *MICROCOMPUTER POWER*, Ithaca, N.Y. USA.
- Therón, R., Paillard, D., Cortijo, E., Flores, J.A., Vaquero, M., Sierro, F.J. y Waelbroeck, C., 2003: Paleoanalogs: A multiplatform tool for reconstructing past environmental features. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 5 (05378).
- Thouveny, N., Grousset, F., Berné, S., Flores, J.A. y Schönfeld, J., 1999: *Campagne INTERPOLE MD 114/IMAGES V à bord du Marion Dufresne*, TOME 3: Leg 5. Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires.
- Thunell, R.C. (1978): Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 3 (147-173).
- Tintoré, J., LaViolette, P., Blade, I. y Cruzado, A., 1988: A study of an intense density front in the Eastern Alboran Sea: the Almería-Orán front. *Journal of Physical Oceanography*, 18 (1384-1397.)
- Vanderberghe, J. y Nutgeren, G., 2001: Rapid climatic changes recorded in loess successions. *Global and Planetary Change*, 28 (1-9).
- Van der Zwaan, G.J., 1982: Paleoecology of Late Miocene foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, vol. 25 (202 pgs).
- Van der Zwaan, G.J. y Jorissen, F.J., 1991: Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. En: Tyson R.V. y Pearson, T.H. (Eds), *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geological Society Special Publication (65-82).
- Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T. y Kouwenhoven,

- T.J., 1999: Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth Science Reviews*, 46 (213-236).
- Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A. y Edwards, A.S., 1986: Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Mem. 11; Pau (Francia).
- Vénec-Peyré, M.-T., 1990: Contribution of foraminifera to the study of recent sedimentation in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 10 (9-11), 869-883.
- Vergnaud-Grazzini, C., Devaux, M. y Znaidi, J., 1986: Stable isotope “anomalies” in Mediterranean Pleistocene records. *Marine Micropaleontology*, 10 (1-3) 35-69.
- Vergnaud-Grazzini, C., Caralp, M., Faugères, J.C., Gonthier, E., Grousset, F., Pujol, C. y Saliège, J.F., 1989: Mediterranean Outflow through the Strait of Gibraltar since 1800 years B.P. *Oceanologica Acta* 12 (4), 305-324.
- Verhallen, P.J.J.M., 1989. Late Pliocene to early Pleistocene Mediterranean mud-dwelling foraminifers: influence of a changing environment on community structure and evolution. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 40 (219 pgs.).
- Vismara-Schilling, A. y Parisi, E., 1981: *Anomalinoidea minimus*, a new benthic foraminiferal species from Pleistocene and Holocene deep sea deposits of the Mediterranean Sea. *Rivista Italiana di Paleontologia*, 87 (283-292).
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., Guiot, J., Labracherie, M., Leclaire, H. y Duprat, J., 1998: Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas. *Paleoceanography* 13(3), 272-283.
- Yu, E., Francois, R. y Bacon, M.P., 1996: Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data. *Nature*, 379 (689-694).
- Zahn, R., 1994: Core correlations. *Nature*, 371 (289-290).
- Zahn, R., 1997: North Atlantic thermohaline circulation during the Last Glacial Period: evidence for coupling between meltwater events and convective instability in sediment cores from the Southern Portuguese margin. *Tesis de habilitación*, Universidad de Christian-Albrechts, Kiel

(133 pgs.).

Zahn, R., Sarnthein, M. y Erlenkeuser, H., 1987: Benthic isotope evidence for changes or the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanography* 2(6), 543-559.

Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.R., Park, M.H., Erlenkeuser, H., y Grootes, P., 1997: Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: stable isotope and ice-rafted detritus records from core SO75-26KL, Portuguese margin. *Paleoceanography* 12(5), 696-710.

LISTA DE ABREVIATURAS EMPLEADAS EN EL TEXTO DE ESTA MEMORIA (dispuestas en orden alfabético)

AC: *Algerian Current* (Corriente de Argelia)

B-A: evento Bølling-Allerød

BFOI: *Benthic Foraminifera Oxygen Index* (Índice de Oxígeno en foraminíferos bentónicos)

BP: *Before Present* (Antes del presente, referido a años, se considera como edad referencia el año 1950).

cm/ka: centímetros por kiloaño

cm: centímetros

DCM: *Deep Chlorophyll Maximum* (Máximo profundo de clorofila)

D-O: ciclos Dansgaard-Oeschger

EMDW: *Eastern Mediterranean Deep Water* (Agua profunda del Mediterráneo oriental)

ENSO: “*El Niño*” *Southern Oscillation* (Oscilación sur de “El Niño”)

F.B.: Foraminíferos bentónicos

F.P.: Foraminíferos planctónicos

g C/m²: gramos de Carbono por metro cuadrado de sedimento

GISP2: *Greenland Ice Sheet Project 2* (Proyecto de perforación y exploración del casquete de hielo en Groenlandia)

GNAIW: *Glacial North Atlantic Intermediate Water* (Agua intermedia del Atlántico Norte glacial)

HE: eventos Heinrich

IRDs: *Ice Rafted Detritus/Debris* (Debris procedentes de fusión de los icebergs durante la última glaciación)

ka: kiloaño

LIW: *Levantine Intermediate Water* (Agua intermedia del mar de Levante)

m: metros

MAW: *Modified Atlantic Water* (Flujo modificado del Atlántico Norte)

MIW: *Mediterranean Intermediate Water* (Agua intermedia del Mediterráneo)

ml/l O₂: mililitros por litro de oxígeno

mol C/m²y: mol de Carbono por metro cuadrado y año

MOW: *Mediterranean Outflow Water* (Flujo de salida del Mediterráneo)

NADW: *North Atlantic Deep Water* (Corriente profunda del Atlántico Norte)

NAO: *North Atlantic Oscillation* (Oscilación del Atlántico Norte)

NAW: *North Atlantic Water* (Flujo de entrada del Atlántico Norte)

NC: *Northern Current* (Corriente del Norte)

O.D.: evento del Older Dryas

ORL: *Organic Rich Layer* (Capa rica en materia orgánica, equivalente de los sapropeles en el Mediterráneo occidental)

PIB: relación entre foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos en una muestra

Prof.: Profundidad

SFDZ: Small Foraminifera Dominant Zone (Zona de dominancia de foraminíferos planctónicos de pequeño tamaño)

TIa: Terminación Ia de la última deglaciación

TIb: Terminación Ib en la última deglaciación

TOC: *Total Organic Carbon* (Carbono orgánico total)

VPDB: Viena PeeDee Belemnite (Belemnite de Viena, cuya medida isotópica se emplea para calibrar las medidas isotópicas de oxígeno)

WIW: *Western Mediterranean Water* (Agua intermedia del Mediterráneo occidental)

WMDW: *Western Mediterranean Deep Water* (Agua profunda del Mediterráneo occidental)

Y.D.: evento del Younger Dryas

ZCIT: Zona de convergencia Intertropical

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS PRESENTES EN ESTA MEMORIA (ordenadas según capítulos)

CAPÍTULO I: ANTECEDENTES

Tabla 1.1: Subcuencas del Mar Mediterráneo

Figura 1.1: Gráfico de las diferentes subcuencas del Mar Mediterráneo

Figura 1.2: Corte transversal del Mediterráneo mostrando las principales corrientes y masas de agua que lo componen.

Figura 1.3: Topografía del fondo del mar de Alborán así como un corte de las corrientes y la situación del testigo MD95-2043

Figura 1.4: Mapa de situación del testigo MD99-2343, en el que se sitúan las corrientes superficiales que discurren por el mar Catalano-Balear.

Figura 1.5: Sistema actual de corrientes oceánicas que configuran la Circulación Termohalina.

Figura 1.6: Eventos Heinrich en el testigo DSDP 609.

Figura 1.7: Principales corrientes superficiales en el Atlántico Norte actual.

Figura 1.8: Ciclos D-O en testigo de hielo GRIP.

Figura 1.9: Ciclos Bond en el testigo GRIP.

Figura 1.10: Provincias biogeográficas de Foraminíferos Planctónicos.

Figura 1.11: Cuadro resumen de las principales especies de Foraminíferos Planctónicos según su distribución en las diversas provincias biogeográficas.

Figura 1.12: Variables del medio físico que afectan a la distribución de los Foraminíferos Bentónicos.

Tabla 1.2: Clasificación de los niveles de anoxia encontrados en el sedimento y el tipo de foraminíferos bentónicos esperados en los mismos.

Figura 1.13: Modelo TROX, según Jorissen *et al.* (1995).

Figura 1.14: Modelo TROX mejorado con los diferentes niveles redox que se localizan en el interior del sedimento.

Figura 1.15: Factores y procesos que afectan a la distribución en el fondo del océano de los Foraminíferos Bentónicos.

CAPÍTULO II: TÉCNICAS Y METOLOGÍA DE TRABAJO

Figura 2.1: Situación en el Mediterráneo occidental de los testigos estudiados junto con la topografía del fondo de la cuenca.

Figura 2.2: Mapa de situación de los testigos de la base de datos empleada para el cálculo de las temperaturas del agua superficial por la Técnica de los Análogos Modernos.

Figura 2.3: Tasa de sedimentación para el testigo MD99-2343.

Tabla 2.1: Puntos de correlación empleados para la definición del modelo de edad del testigo MD99-2343.

CAPÍTULO III: VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MAR DE ALBORÁN

Figura 3.1: Diagrama “cluster” de los grupos y especies de Foraminíferos Bentónicos considerados en el estudio del testigo MD95-2043.

Figura 3.2: Representación de las diferentes asociaciones encontradas en el análisis jerárquico a lo largo del tiempo.

Figura 3.3: Gráficos de los 6 factores obtenidos en el análisis estadístico CABFAC.

Figura 3.4: Resultados de análisis de componentes principales (PCA).

Figura 3.5: Representación de las variables más importantes del periodo glacial en el testigo MD95-2043.

Figura 3.6: Gráfico de los índices de diversidad.

Figura 3.7: Gráfico del periodo interglacial y la deglaciación para el testigo MD95-2043.

CAPÍTULO IV: VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

Figura 4.1: Biostratigrafía de Foraminíferos Planctónicos en el testigo MD99-2343.

Figura 4.2: Diagrama de tipo cluster de las 16 especies de Foraminíferos Planctónicos considerados en el estudio del testigo MD99-2343.

Figura 4.3: Representación de las asociaciones de Foraminíferos Planctónicos encontradas en el análisis jerárquico.

Figura 4.4: Gráficos de los 4 factores obtenidos en el análisis estadístico CABFAC.

Tabla 4.1: SST medias y errores medios para el MAT en el testigo MD99-2343.

Tabla 4.2: SST medias para los diferentes periodos de tiempo recogidos en el testigo.

Tabla 4.3: SST actuales para la zona de estudio.

Figura 4.5: Temperaturas del agua superficial calculadas mediante la Técnica de los Análogos Modernos (MAT) para el testigo MD99-2343.

Figura 4.6: Representación durante el periodo interglacial de las especies *N pachyderma* (dextrógira) y *G. inflata*.

Tabla 4.4: Comparación entre los datos de SST calculados mediante el método de Análogos Modernos y la herramienta PaleoToolBox.

Figura 4.7: SST medias en el mar de Alborán (MD95-2043) y el mar Catalano-Balear (MD99-2343) frente a la edad.

Figura 4.8: Representación durante el periodo interglacial de las especies *N. pachyderma* (dextrógira) y *G. truncatulinoides*.

Figura 4.9: Representación de las especies de zona subpolar *G. bulloides*, *T. quinqueloba* y *N. pachyderma* (dextrógira y levógira) para el periodo glacial y el principio de la deglaciación.

Figura 4.10: Representación de las especies de zonas intermedias *G. glutinata*, *G. scitula* y *G. ruber* para el periodo glacial y el principio de la deglaciación en el testigo MD99-2343.

Figura 4.11: Representación de las especies subtropicales *G. ruber*, *G. inflata* y *G. truncatulinoides* durante el periodo interglacial y la deglaciación.

Figura 4.12: Representación de las especies de aguas frías *G. bulloides*, *N. pachyderma* (dextrógira) y *T. quinqueloba* para el periodo interglacial y la deglaciación en el testigo MD99-2343.

CAPÍTULO V: VARIABILIDAD DE LA ASOCIACIÓN DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

Figura 5.1: Diagrama “cluster” de los grupos y especies de Foraminíferos Bentónicos empleados en el estudio del testigo MD99-2343.

Figura 5.2: Representación de las diferentes asociaciones encontradas en el análisis jerárquico.

Figura 5.3: Gráfico representando los 6 factores obtenidos en el análisis estadístico CABFAC.

Figura 5.4: Representación de las variables más importantes del periodo glacial en el testigo MD99-2343.

Figura 5.5: Sucesión de Foraminíferos Bentónicos en un ciclo Bond durante el periodo definido como Glacial inferior.

Figura 5.6: Índices de diversidad en el testigo MD99-2343.

Figura 5.7: Representación del grupo *E+K bradyi* frente a los isótopos de oxígeno y carbono.

Figura 5.8: Periodo interglacial y deglaciación en el testigo MD99-2343.

CAPÍTULO VI: VARIABILIDAD MILENIAL EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL: Comparación entre el Mar de Alborán y el Mar Catalano-balear

Figura 6.1: Gráfico comparativo entre los registros de *N. pachyderma* (dextrogira) y *G. inflata* en los testigos de trabajo

Figura 6.2: Figura comparando los porcentajes de la especie *N. pachyderma* (levógira) para los testigos MD95-2043 y MD99-2043

Figura 6.3: Gráfico comparativo del periodo glacial considerando las especies de foraminíferos bentónicos que marcan la variación milenaria en ambos testigos

Figura 6.4: Figura comparando los valores del grupo *E+K bradyi* en el Mediterráneo occidental para el periodo glacial.

Figura 6.5: Gráfico comparativo para el periodo interglacial en los testigos MD95-2043 y MD99-2343.

Figura 6.6: Periodogramas de los análisis espectrales en el testigo MD95-2043 mediante el Método Blackman & Tukey.

Figura 6.7: Periodogramas de los análisis espectrales para el testigo MD99-2343.

**CLASIFICACIÓN SISTEMÁTICA DE LAS ESPECIES
ENCONTRADAS DURANTE EL ESTUDIO DE LOS TESTIGOS
EMPLEADOS EN ESTA MEMORIA ¹**

REINO PROTISTA

FILUM PROTOZOA

Subfilum SARCODINA

Orden FORAMINIFERIDA (*Eichwaldi*)

Suborden TEXTULARIINA (*Delage & Hérouard*)

Superfamilia AMMODISCACEA (*Reuss*)

Familia AMMODISCIDAE *Reuss (1862)*

Subfamilia AMMOVOLUMMININAE *Chernyky (1967)*

Ammodiscus *Reuss (1862)*

Ammodiscus spp.

Subfamilia TALYPAMMININAE *Cushman (1928)*

Ammolagena *Eimer & Fikert (1899)*

A. clavata (*Parker & Jones, 1860*)

Subfamilia AMMOVERTELLININAE *Saidova (1981)*

Glomospira *Rzehak (1885)*

G. charoides (*Jones & Parker, 1860*)

Superfamilia HORMOSINACEA *Haeckel (1894)*

Familia HORMOSINIDAE *Haeckel (1894)*

Subfamilia REOPHACINAE *Cushman (1910)*

Subreophax *Saidova (1975)*

S. monile

Familia HAPLOPHRAGMOIDAE *Maync (1952)*

Haplophragmoides *Cushman (1910)*

Haplophragmoides spp.

Superfamilia TEXTULARIACEA *Ehrenberg (1838)*

Familia EGGERELLIDAE *Cushman (1937)*

Eggerella *Cushman (1935)*

¹ Clasificación basada principalmente en *Loeblich & Tappan (1988)*, si bien también se han empleado referencias de *Cimerman & Langer (1991)* y *Moore (1964)*

E. bradyi Cushman (1911)

Karreriella Cushman (1933)

K. bradyi Cushman (1911)

Familia TEXTULARIIDAE Ehrenberg (1838)

Siphotextularia Finlay (1939)

S. concava (Karrer, 1864)

Siphotextularia sp 1

Textularia Defrance (1824)

Textularia spp.

T. mexicana

Suborden SPIRILLININA Hohenegger & Piller (1975)

Familia SPIRILLINIDAE Reuss & Fritsch (1861)

Spirillina Ehrenberg (1943)

S. vivipara Ehrenberg (1943)

Familia PATELLINIDAE Rhumbler (1906)

Subfamilia PATELLININAE Rhumbler (1906)

Patellina Williamson (1858)

P. corrugata Williamson (1858)

Suborden MILIOLINA (Delage & Hérouard)

Superfamilia CORNUSPIRACEA Schultze (1854)

Familia CORNUSPIRIDAE Schultze (1854)

Subfamilia CORNUSPIRINAE Schultze (1854)

Cornuspira Schultze (1854)

C. carinata

C. involvens (Reuss, 1850)

Familia OPHTALMIDIIDAE Wiesner (1920)

Cyclophtalmidium Lister & Lankester (1903)

Cyclophtalmidium spp.

Spirophtalmidium Cushman (1927)

S. acutimargo (Brady, 1884)

Superfamilia MILIOLACEA Ehrenberg (1839)

Familia SPIROLOCULINIDAE Wiesner (1920)

Adelosina d'Orbigny (1826)

A. elegans (Williamson, 1858)

Spiroloculina d'Orbigny (1826)

Spiroloculina spp.

S. bradyana

S. tenuiseptata Brady (1884)

Familia HAUERINIDAE Schwager (1876)

Subfamilia HAUERININAE Schwager (1876)

Cycloforina Luczkowska (1972)

Cycloforina spp.

Quinqueloculina d'Orbigny (1826)

Quinqueloculina spp.

Q. jugosa Cushman (1944)

Q. laevigata d'Orbigny (1839)

Q. lamarckiana

Q. oblonga (Montagu)

Q. seminulum (Linnaeus, 1758)

Q. ungeriana d'Orbigny (1846)

Q. venusta Karrer (1868)

Quinqueloculina sp 1

Quinqueloculina sp 2

Biloculinella Wiesner (1931)

Biloculinella spp.

B. elongata (Wiesner, 1923)

B. globula (Bornemann, 1855)

B. wiesneri Le Calvez, J. & Y. (1958)

Milliolinella Wiesner (1931)

Milliolinella spp.

M. dilatata (d'Orbigny, 1839)

M. elongata Kruit (1955)

M. grata (Terquem, 1878)

M. subrotunda (Montagu, 1803)

M. webbiana (d'Orbigny, 1839)

Pseudotriloculina Cherif (1970)

P. oblonga (Montagu, 1803)

Pyrgo Defrance (1824)

Pyrgo spp.

Py. comata (Brady, 1881)

Py. depressa (d'Orbigny, 1826)

Py. elongata (d'Orbigny, 1826)

Py. laveis Defrance (1824)

Py. lucernula (Schwager, 1866)

Py. murrhina (Schwager, 1866)

Py. sarsi (Schlumberger, 1891)

Pyrgoella Cushman & White (1936)

Pyrgoella spp.

P. elongata

P. sphaera (d'Orbigny, 1826)

Triloculina d'Orbigny (1826)

Triloculina spp.

T. adriatica Le Calvez, J. & Y. (1958)

T. tricarinata d'Orbigny (1826)

Triloculina sp 1

Triloculinella Riccio (1950)

T. obliquinodus Riccio (1950)

Subfamilia SIGMOILINITINAE Luczkowska (1974)

Nummoloculina Steinmann (1881)

Nummoloculina sp 1

Spirosigmoilina Parr (1942)

S. tenuis (Czjzek, 1848)

Sigmoilinopsis Finlay (1947)

S. schlumbergeri (Silvestri, 1904)

Subfamilia TUBINELLAE Rhumbler (1906)

Articulina d'Orbigny (1826)

A. tubulosa (Sequenza)

Suborden LAGENINA (Delage & Hérouard)

Superfamilia NODOSARIACEA Ehrenberg (1838)

Familia NODOSARIIDAE Ehrenberg (1838)

Dentalina Risso (1826)

Dentalina spp.

D. aphelis Loeblich & Tappan (1986)

D. bradyensis

D. filiformis

D. inflexa (Reuss)

Nodosaria Lamarck (1812)

Nodosaria spp.

Subfamilia LINGULININAE Loeblich & Tappan (1961)

Lingulina d'Orbigny (1826)

Lingulina spp.

Fronicularia Defrance (1826)

Fronicularia spp.

Subfamilia LENTICULININAE Chapman, Parr & Collins (1934)

Lenticulina Lamarck (1804)

Lenticulina spp.

L. convergens

L. iota

L. gibba (d'Orbigny, 1826)

L. peregrina (Schwager, 1866)

L. pliocaena

L. rotularis

Neolenticulina McCulloch (1977)

N. variabilis

Subfamilia MARGINULININAE Wedekind (1937)

Amphicoryna Schlumberger (1881)

A. scalaris (Batsch, 1791)

A. sublineata (Brady)

Astacolus de Monfort (1808)

Astacolus spp.

Marginulina d'Orbigny (1826)

M. obesa (Cushman)

Marginulina sp 1

Marginulina sp 2

Familia LAGENIDAE Reuss (1862)

Lagena Walter & Jacob (1798)

Lagena spp.

L. acuticosta Reuss

L. doveyensis Haynes (1973)

L. hexagona

L. hispidula Cushman

L. meridionales (Williamson) Patterson & Richardson, 1987

L. semistriata Williamson

L. striata (d'Orbigny, 1839)

L. sulcata Walter & Jacob (1859)

*Lagen*a sp 1

*Lagen*a sp 2

*Procerolagen*a Puri (1954)

P. clavata

P. gracillima (Sequenza)

Familia POLYMORPHINIDAE d'Orbigny (1836)

Subfamilia POLYMORPHININAE d'Orbigny (1839)

Polymorphina d'Orbigny (1826)

Polymorphina spp.

Pyrulina d'Orbigny (1839)

P. cylindriformis

P. fusiformis

Familia ELLIPSOLAGENIDAE Silvestri (1923)

Subfamilia OOLININAE Loeblich & Tappan (1961)

Oolina d'Orbigny (1839)

Oolina spp.

O. globosa

O. hexagona Williamson

O. squamosa

Fissurina Reuss (1850)

F. quadrata

F. radiata (Sequenza)

Fissurina sp 1

Fissurina sp 2

Fissurina sp 3

Fissurina sp 4

Fissurina sp 5

Fissurina sp 6

Fissurina sp 7

Fissurina sp 8

Fissurina sp 9

Fissurina sp 10

Fissurina/Paliolatella sp 1

Paliolatella Patterson & Richardson (1987)

Paliolatella sp 1

Paliolatella sp 2

Parafissurina Parr (1947)

P. felsinea

P. lateralis

Familia GLANDULINIDAE Reuss (1860)

Subfamilia GLANDULININAE Reuss (1860)

Glandulina d'Orbigny (1839)

Glandulina spp.

G. ovula

Pseudoglandulina Cushman (1929)

P. glanduliniformis

Globulotuba Collins (1958)

Globulotuba spp.

Superfamilia CERATOBULIMINACEA Cushman (1927)

Familia EPISTOMINIDAE Wedekind (1937)

Subfamilia EPISTOMININAE Wedekind (1937)

Hoeglundina Brotzen (1948)

H. elegans (d'Orbigny, 1846)

Superfamilia ROBERTINACEA Reuss (1850)

Familia ROBERTINIDAE Reuss (1850)

Subfamilia ALLIATININAE McGowan (1966)

Robertina d'Orbigny (1846)

R. tasmanica

Suborden GLOBIGERININA (Delage & Hérouard)

Superfamilia GLOBIGERINACEA Carpenter, Parker & Jones (1862)

Familia HANTKENINIDAE Cushman (1927)

Subfamilia HASTIGERININAE Bolli, Loeblich & Tappan (1957)

Globigerinella (Cushman)

G. aequilateralis (Brady) Bé, 1967

Familia GLOBOROTALIIDAE Cushman (1927)

Subfamilia GLOBOROTALIINAE Cushman (1927)

Globorotalia Cushman & Bermúdez (1949)

G. hirsuta (d'Orbigny) Parker, 1962

G. inflata (d'Orbigny) Parker, 1962

G. scitula (Brady) Parker, 1962

G. truncatulinoides (d'Orbigny) Bé, 1967

Familia GLOBIGERINIDAE (Carpenter, Parker & Jones) Schultze, 1877

Subfamilia GLOBIGERININAE (Carpenter, Parker & Jones) Cushman, 1927

Globigerina (d'Orbigny, 1826)

G. bulloides d'Orbigny (1826)

G. calida (Parker, 1962)

G. digitata (Brady, 1879)

G. falconensis Blow (1959)

G. rubescens Hofker (1956)

Globigerinoides (d'Orbigny) Cushman, 1927

G. conglobatus (Brady) Parker, 1962

G. ruber (d'Orbigny) Bé, 1967

G. sacculifer (Brady) Bé 1967

G. tenellus (Parker, 1958)

G. trilobus (Reuss)

Neogloboquadrina (Bandy et al., 1967)

N. dutertrei (d'Orbigny, 1839)

N. pachyderma (Ehrenberg) Brady, 1884

Turborotalita (Brady) Blow & Banner, 1962

T. quinqueloba Natland (1938)

Subfamilia ORBULININAE Schultze (1854)

Orbulina d'Orbigny (1839)

O. universa d'Orbigny (1839)

Subfamilia CATAPSYDRACINAE Bolli, Loeblich & Tappan (1957)

Globigerinita (Brönnimann, 1951)

G. glutinata (Egger) Parker 1962

Surborden ROTALIINA (Delage y Hérouard)

Superfamilia BOLIVINACEA Glaessner (1937)

Familia BOLIVINIDAE Glaessner (1937)

Bolivina d'Orbigny (1839)

Bolivina spp.

B. dilatata (Reuss, 1850)

B. pseudoplicata Heron-Allen & Earland (1930)

B. spathulata (Williamson, 1858)

Brizalina Costa (1856)

B. alata (Seguenza, 1862)

B. subaenariensis Costa (1856)

Superfamilia CASSIDULINACEA d'Orbigny (1839)

Familia CASSIDULINIDAE d'Orbigny (1839)

Subfamilia CASSIDULINACEA d'Orbigny (1839)

Cassidulina d'Orbigny (1839)

C. carinata (*laevigata*) d'Orbigny (1826)

C. crassa (d'Orbigny)

Globocassidulina Voloshinova (1960)

G. subglobosa (Brady, 1881)

Superfamilia EOUVIGERINACEA Cushman (1927)

Familia BULIMINIDAE Jones (1875)

Bulimina d'Orbigny (1826)

B. aculeata d'Orbigny (1826)

B. alazanensis Cushman (1927)

B. costata d'Orbigny

B. elongata d'Orbigny (1846)

B. inflata (Sequenza)

B. marginata d'Orbigny (1826)

B. rostrata

Eubuliminella

E. exilis

Globobulimina Cushman (1927)

G. pacifica Cushman (1927)

G. pirula

Praeglobobulimina Hofker (1951)

P. pupoides (d'Orbigny, 1846)

P. spinescens Brady (1884)

Familia UVIGERINIDAE

Subfamilia UVIGERININAE Kaeckel (1894)

Trifarina Cushman (1923)

T. carinata

Rectouvigerina Mathews (1945)

Rectouvigerina spp.

Uvigerina d'Orbigny (1839)

U. hispida

U. mediterranea Hofker (1932)

U. peregrina Cushman (1923)

U. proboscidea

Superfamilia FURSENKOINACEA Loeblich & Tappan (1961)

Familia FURSENKOINIDAE Loeblich & Tappan (1961)

Fursenkoina Loeblich & Tappan (1961)

Fursenkoina spp.

F. bradyi

F. complanata

F. rotundata

Superfamilia DISCORBACEA Ehrenberg (1838)

Familia BAGGINIDAE Cushman (1927)

Subfamilia SEROUAININAE Sliter (1968)

Valvulineria Cushman (1926)

V. bradyana (Fornasini, 1900)

Valvulineria sp 1

Valvulineria sp 2

Valvulineria sp 3

Valvulineria sp 4

Familia EPONIDIDAE Hofker (1951)

Subfamilia EPONIDINAE Hofker (1951)

Eponides de Monfort (1808)

Eponides spp.

Familia ROSALINIDAE Reiss (1963)

Strebloides Bermúdez & Seiglie (1963)

S. advenus Cushman (1922)

Gavelinopsis Hofker (1951)

G. lobatula

G. praegueri (Heron-Allen & Earland, 1913)

Rosalina d'Orbigny (1826)

Rosalina spp.

R. auberiana d'Orbigny (1839)

R. bradyi Cushman (1915)

R. globularis (d'Orbigny) Galloway & Wissler, 1927

Neoconorbina Hofker (1951)

N. marginata Brotzen

N. terquemi (Rzehak, 1888)

Familia SPHAEROIDINIDAE Cushman (1927)

Sphaeroidina d'Orbigny (1826)

S. bulloides d'Orbigny (1826)

Superfamilia DISCORBINELLACEA Sigal (1952)

Familia PARRELOIDIDAE Hofker (1956)

Cibicidoides Thalmann (1939)

Cdes kullenbergi (Parker, 1953)

Cdes wuellerstorfi (Schwager) Parker, 1964

Cibicidoides sp 1

Familia DISCORBINELLIDAE Sigal (1952)

Subfamilia DISCORBINELLINAE Sigal (1952)

Discorbinella Cushman & Martin (1935)

D. araucana

Superfamilia PLANORBULINACEA Schwager (1877)

Familia PLANULINIDAE Bermúdez (1952)

Hyalinea Hofker (1951)

H. balthica (Schröter, 1783)

Planulina d'Orbigny (1826)

P. ariminensis (d'Orbigny) Galloway & Wissler, 1927

Familia CIBICIDAE Cushman (1927)

Subfamilia CIBICINAE Cushman (1927)

Cibicides de Monfort (1808)

C. lobatulus (Walker & Jacob, 1798)

C. refulgens de Monfort (1808)

Familia PLANORBULINIDAE Schwager (1877)

Subfamilia PLANORBULININAE Schwager (1877)

Planorbulina d'Orbigny (1826)

P. distoma

P. mediterraneensis (d'Orbigny) Cushman, 1915

Superfamilia ASTERIGERINACEA d'Orbigny (1839)

Familia ASTERIGERINATIDAE Reiss (1963)

Asterigerinata Bermúdez (1949)

A. mamilla (Williamson, 1858)

Superfamilia NONIONACEA Schultze (1854)

Familia NONIONIDAE Schultze (1854)

Subfamilia NONIONINAE Schultze (1854)

Haynesina Banner & Culver (1978)

Haynesina spp.

H. germanica Ehrenberg (1840)

H. orbicularis

Nonion de Monfort (1808)

Nonion spp.

N. fabum Fichtel & Moll (1798)

Nonionella Cushman (1926)

Nella turgida (Williamson, 1858)

Nonionella sp 1

Subfamilia ASTRONONIONINAE Saidova (1981)

Astrononion Cushman & Edwards (1937)

A. stelligerum (d'Orbigny, 1839)

Subfamilia PULLENIINAE Schwager (1877)

Melonis de Monfort (1808)

Melonis spp.

M. barleanum Williamson (1858)

M. pompiloides (de Monfort) Fitchell & Moll, 1798

M. soldanii

Pullenia Parker & Jones (1862)

Pullenia spp.

P. bulloides d'Orbigny (1846)

P. quinqueloba (Reuss) Cushman & Todd, 1943

Superfamilia CHILOSTOMELLACEA Brady (1881)

Familia CHILOSTOMELLIDAE Brady (1881)

Subfamilia CHILOSTOMELLINAE Brady (1881)

Chilostomella Reuss (1849)

Ch. oolina Schwager (1878)

Ch. ovoidea Reuss (1850)

Familia HETEROLEPIDAE Gonzáles-Donoso (1969)

Anomalinoides Brotzen (1942)

A. colligerus

Familia GAVELINELLIDAE Hofker (1956)

Subfamilia GYROIDINOIDINAE Saidova (1981)

Gyroidinoides Brotzen (1942)

Gyroidinoides spp.

Subfamilia GAVELINELLINAE Hofker (1956)

Gyroidina d'Orbigny (1826)

Gyroidina spp.

Gy. altiformis Stewart & Parker (1958)

Gy. parva

Gy. soldanii (Brotzen)

Hanzawaia Asano (1944)

Hanzawia spp.

H. boueana

Superfamilia ROTALIACEA Ehrenberg (1839)

Familia ROTALIIDAE Ehrenberg (1839)

Subfamilia AMMONIINAE Saidova (1981)

Ammonia Brünnich (1772)

A. falsobeccarii

A. parkinsoniana (d'Orbigny, 1839)

Familia ELPHIDIIDAE Galloway (1939)

Subfamilia ELPHIDIINAE Galloway (1933)

Cribononion Thalmann (1947)

C. kerguelenense

Elphidium de Monfort (1808)

Elphidium spp.

E. aculeatum (d'Orbigny, 1846)

E. advenum (Cushman, 1922)

E. complanatum

E. depressulum Cushman (1933)

E. jenseni (Cushman, 1924)

E. macellum (Fichtel & Moll, 1798)

E. poeyanum

LISTADO DE LAS ESPECIES CITADAS EN EL TEXTO DE ESTA MEMORIA (dispuestas en orden alfabético y según modo de vida)

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Globigerina bulloides

Globigerina calida

Globigerina falconensis

Globigerina rubescens

Globigerinella aequilateralis (= *Globigerinella siphonifera*)

Globigerinella digitata

Globigerinita glutinata

Globigerinoides ruber

Globigerinoides sacculifer

Globigerinoides tenellus

Globigerinoides trilobus

Globorotalia hirsuta

Globorotalia inflata

Globorotalia scitula

Globorotalia truncatulinoides

Neogloboquadrina dutertrei

Neogloboquadrina pachyderma

Orbulina universa

Turborotalita quinqueloba

FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Bulimina aculeata

Bulimina marginata

Cassidulina laevigata

Chilostomella oolina

Cibicidoides spp. (*Cibicidoides kullenbergi*, *Cibicidoides pachydermus*)

Eggerella bradyi

Globobulimina spp. (*Globobulimina pupoides*, *Globobulimina pacifica*, *Praeglobobulimina spinencens*, *Praeglobobulimina pirula*)

Glomospira charoides

Gyroidina altiformis

Gyroidina soldanii

Karrerella bradyi

Nonion barleanum

Nonionella turgida

Pyrgo depressa

Pyrgo murrhina

Quinqueloculina lamarckiana

Quinqueloculina seminulum

Uvigerina mediterranea

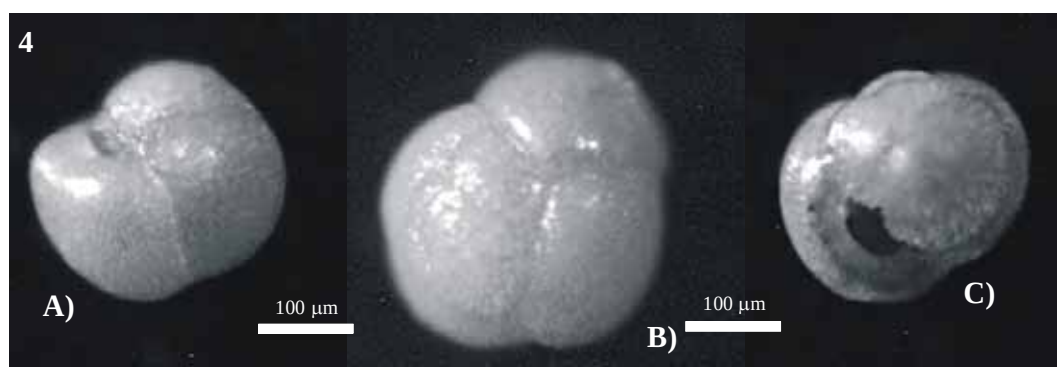
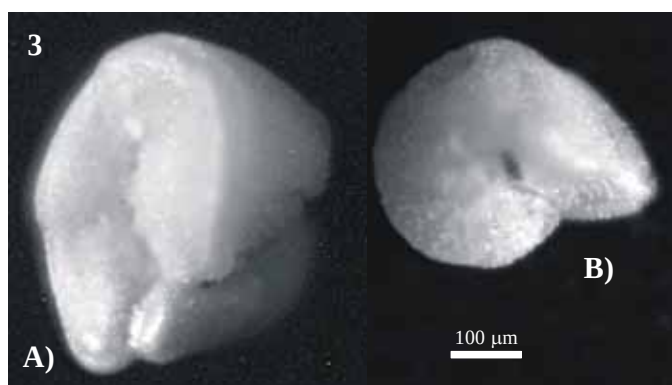
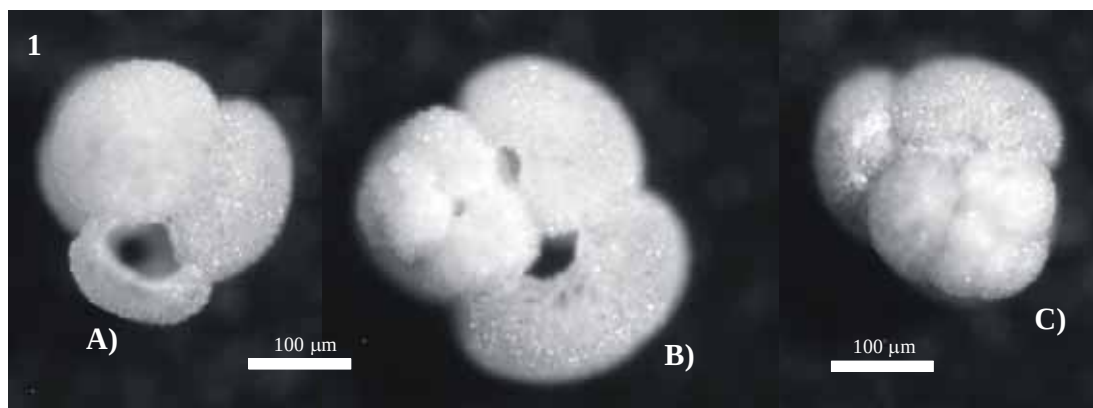
Uvigerina peregrina

Valvulineria bradyana

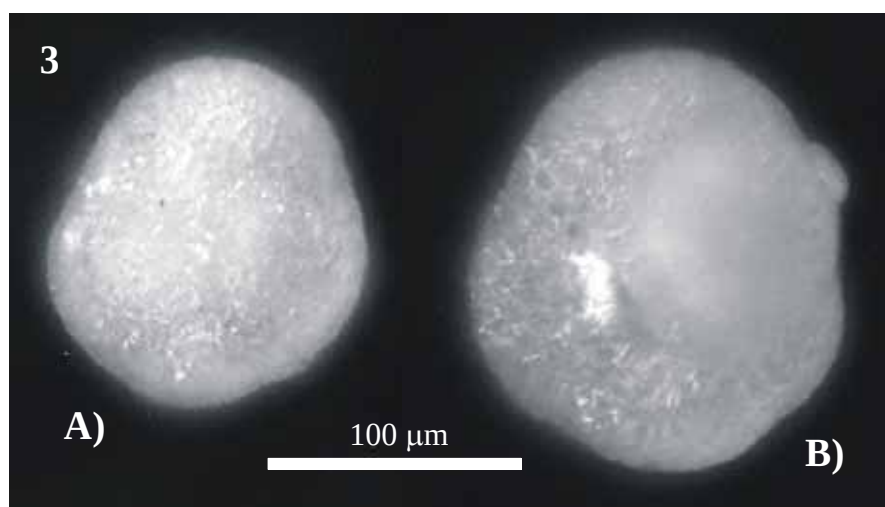
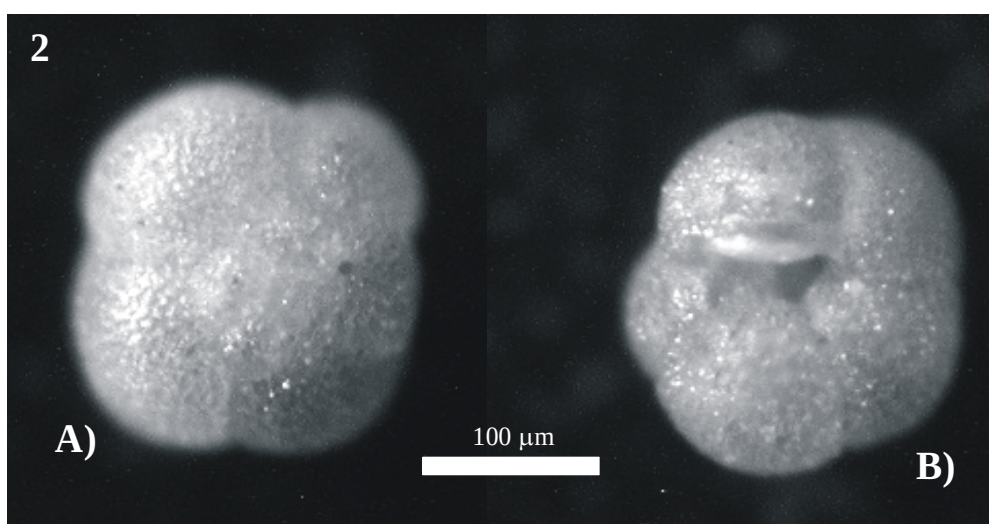
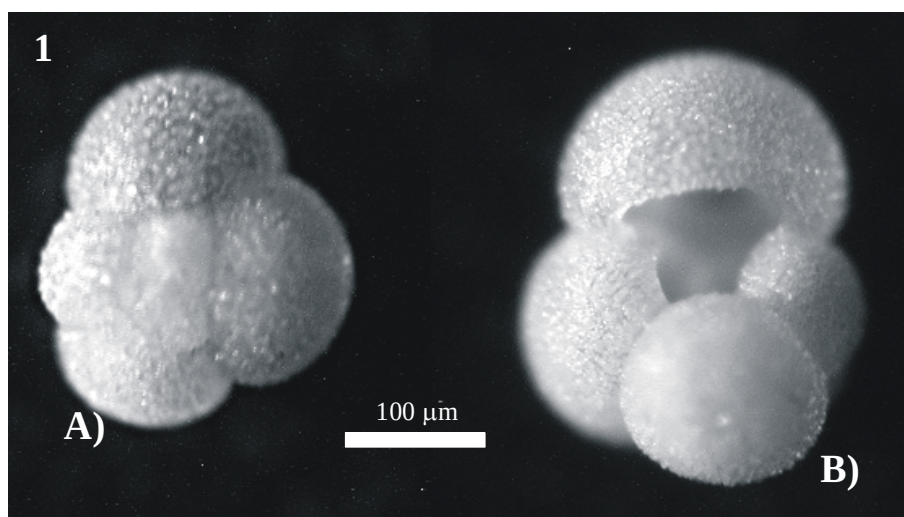
Valvulineria complanata

**LÁMINAS FOTOGRÁFICAS DE LAS ESPECIES MÁS
SIGNIFICATIVAS DE LA PRESENTE MEMORIA**

1. *Globigerinoides ruber* (MD99-2343, 1180 cm)
 - a) Vista ventral
 - b) Vista lateral
 - c) Vista dorsal
2. *Globigerinoides ruber*, variedad rosa (MD99-2343, 38 cm)
3. *Globorotalia truncatulinoides* (MD99-2343, 40 cm)
 - a) Vista dorsal-lateral
 - b) Vista ventral
4. *Globorotalia inflata* (MD99-2343, 40 cm)
 - a) Vista ventral
 - b) Vista dorsal
 - c) Vista lateral



1. *Globigerina bulloides* (MD99-2343, 1180 cm)
 - a) Vista dorsal
 - b) Vista ventral
2. *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrógira) (MD99-2343, 1180 cm)
 - a) Vista dorsal
 - b) Vista ventral
3. *Neogloboquadrina pachyderma* (levógira) (MD99-2343, 1100 cm)
 - a) Vista dorsal
 - b) Vista ventral



1. *Globigerinita glutinata* (MD99-2343, 1180 cm)

a) Vista dorsal

b) Vista ventral

2. *Globorotalia scitula* (MD99-2343, 1180 cm)

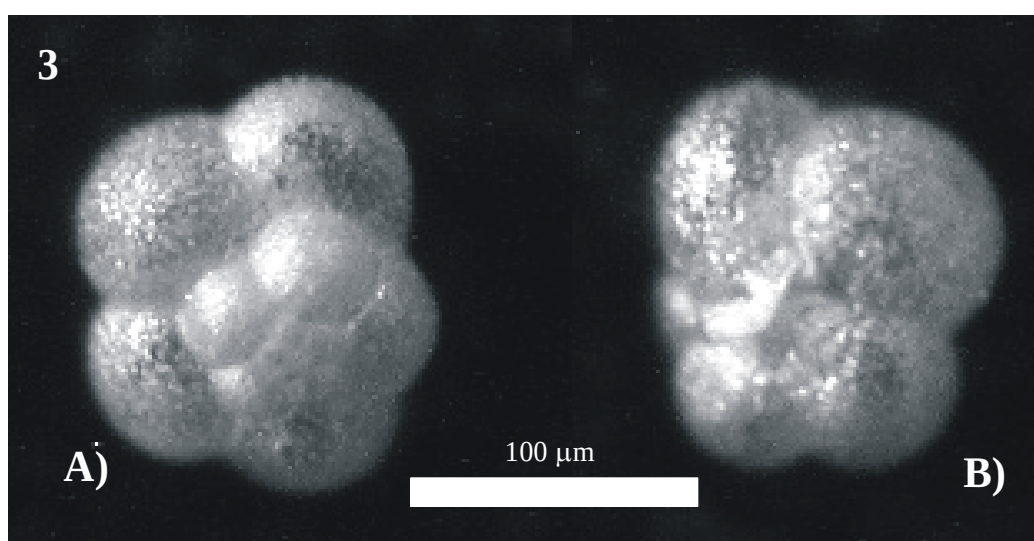
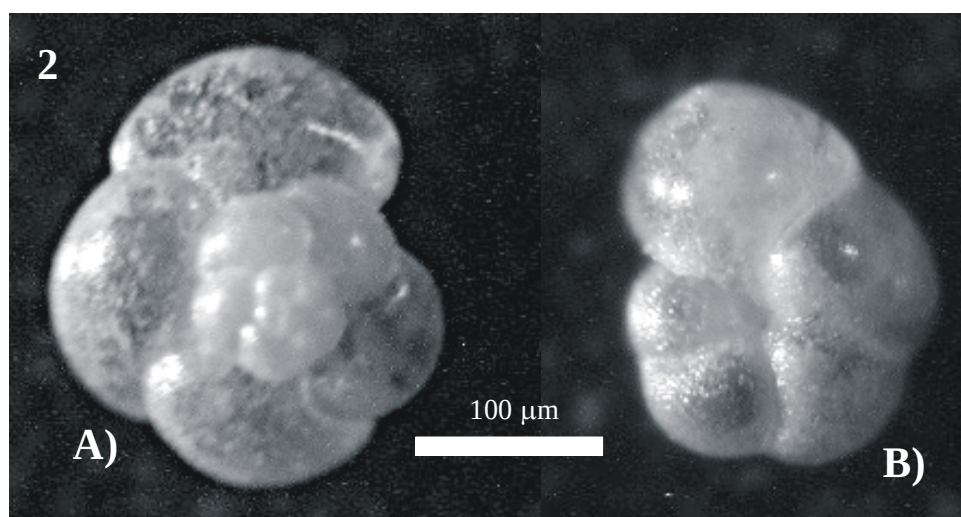
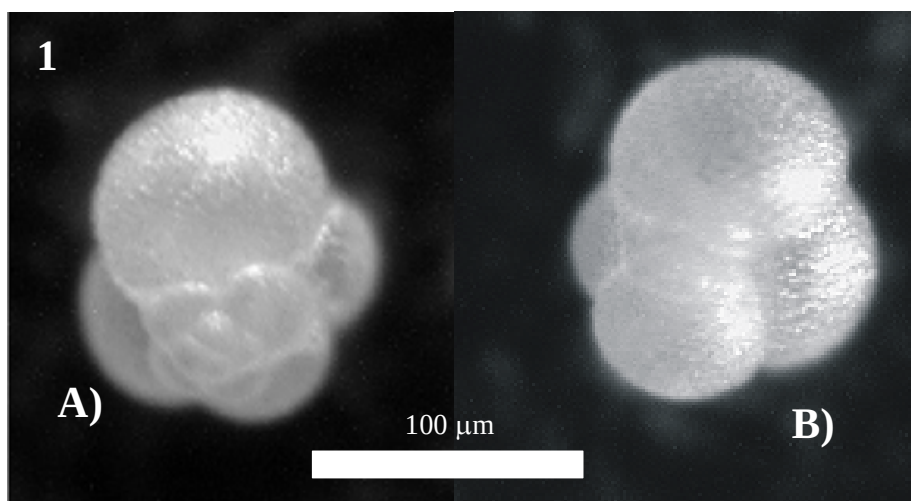
a) Vista dorsal

b) Vista ventral

3. *Turborotalita quinqueloba* (MD99-2343, 1180 cm)

a) Vista dorsal

b) Vista ventral



1. *Gyroidina altiformis* (MD95-2043, 0 cm)

a) Vista dorsal

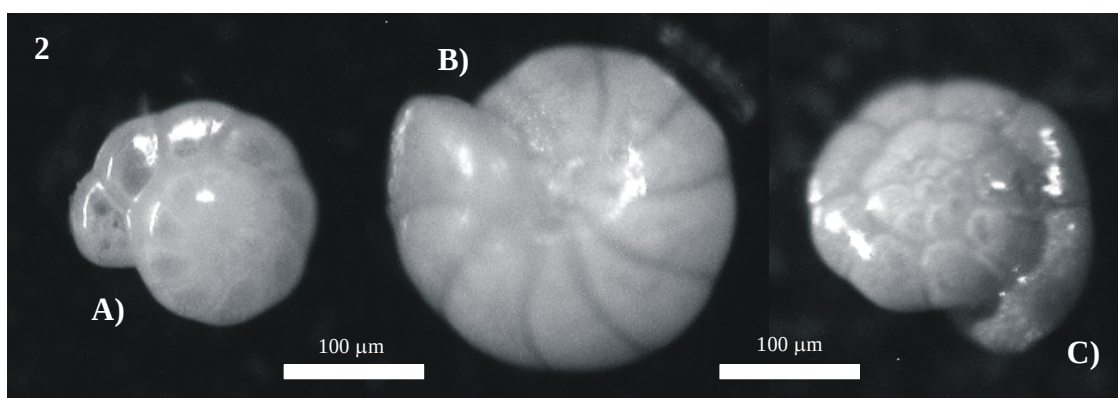
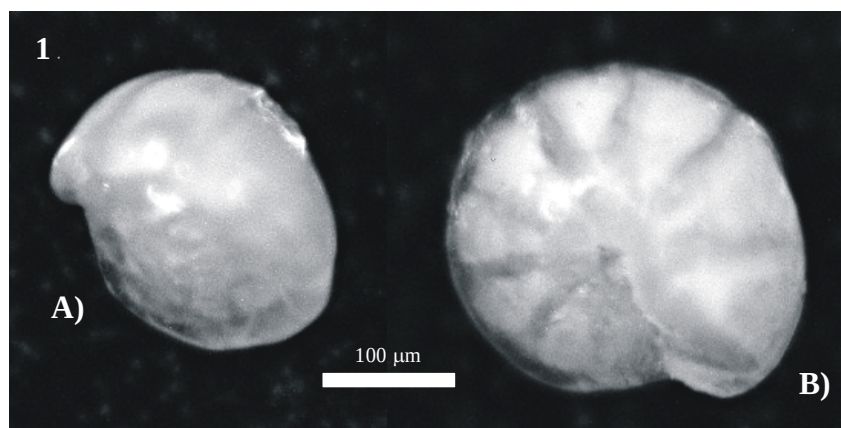
b) Vista ventral

2. *Gyroidina soldanii*

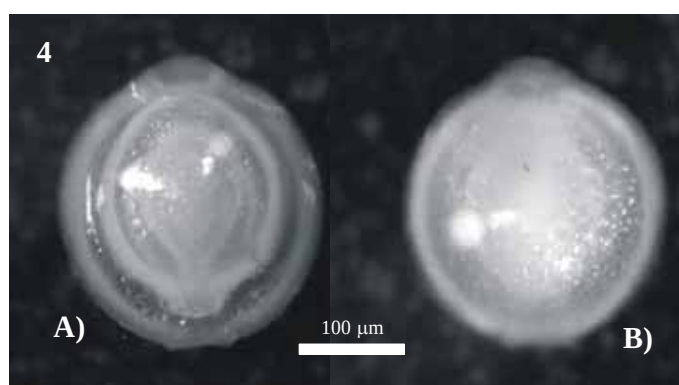
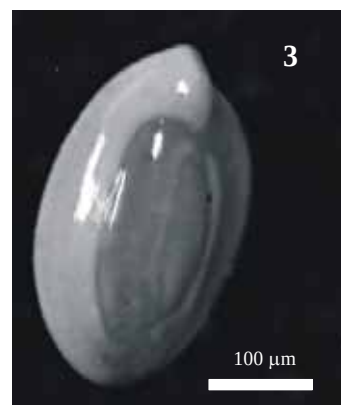
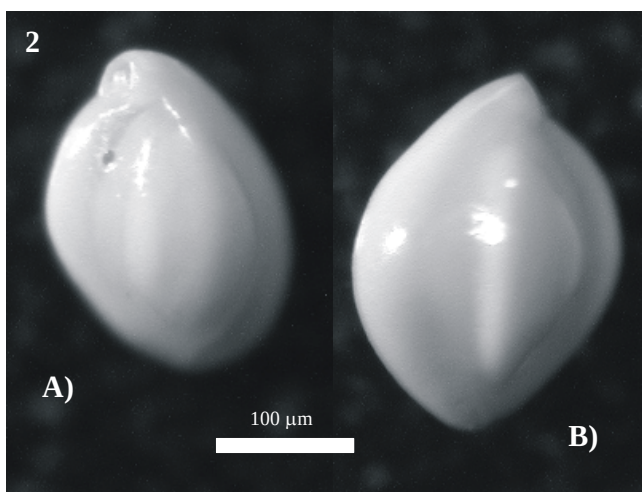
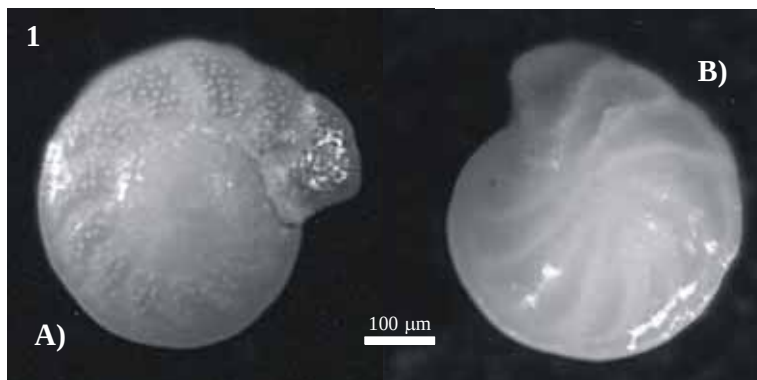
a) MD95-2403, muestra 0 (vista dorsal)

b) MD95-2043, muestra 0 (vista ventral)

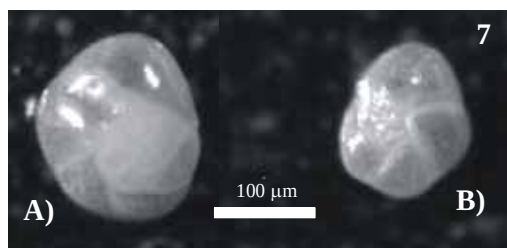
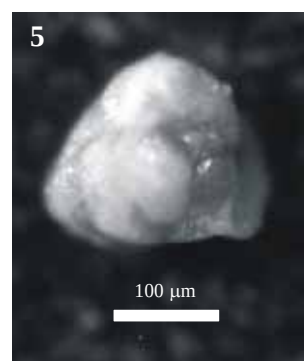
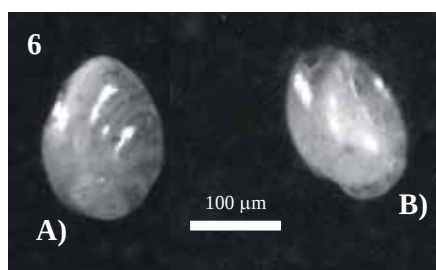
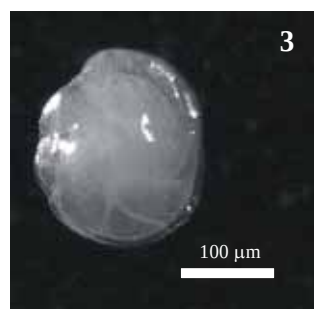
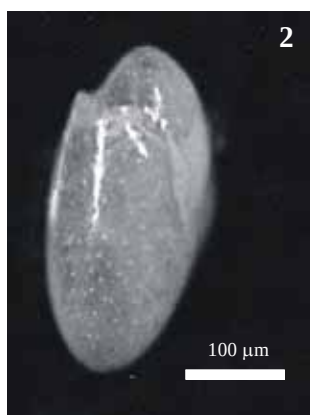
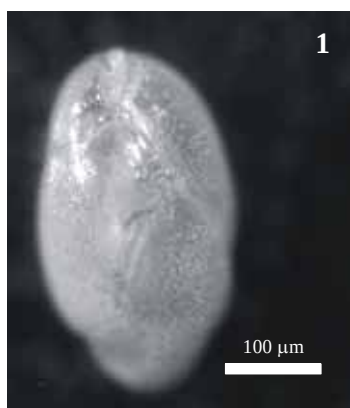
c) MD99-2343, muestra 40 (vista apertural)



1. *Cibicidoides* spp. (MD95-2043, 738 cm)
 - a) Vista dorsal
 - b) Vista ventral
2. *Quinqueloculina lamarckiana* (MD99-2343)
 - a) Muestra 750 (vista apertural)
 - b) Muestra 939 (vista lateral)
3. *Quinqueloculina seminulum* (MD95-2043, 750 cm)
4. *Pyrgo murrihna* (MD99-2343, 930 cm)
 - a) Vista apertural
 - b) Vista dorsal



1. *Globobulimina* spp. (MD99-2343, 300 cm)
2. *Chilostomella oolina* (MD95-2043, 600cm)
3. *Cassidulina laevigata* (MD95-2043, 400 cm)
4. *Karreriella bradyi* (MD99-2343, 939 cm)
5. *Eggerella bradyi* (MD99-2343, 1110 cm)
6. *Nonionella turgida* (MD95-2043, 580 cm)
 - a) Vista dorsal
 - b) Vista ventral
7. *Valvulineria bradyana* (MD99-2343, 1110 cm)
 - a) Vista dorsal
 - b) Vista ventral



ANEXOS ELECTRÓNICOS

Archivos que complementan esta memoria de Tesis en formato electrónico:

Memoria Tesis M-I Reguera García (*formato pdf*)

TESTIGO MD95-2043

Datos isótopos planctónicos (*formato xls y txt*)

Datos isótopos bentónicos (*formato xls y txt*)

Recuento Foraminíferos Bentónicos (*formato xls y txt*)

Análisis factorial CABFAC (*formato xls y txt*)

SST calculada por alquenonas y alquenonas totales (*formato xls y txt*)

TESTIGO MD99-2343

Datos isótopos planctónicos (*formato xls y txt*)

Datos isótopos bentónicos (*formato xls y txt*)

Foraminíferos Planctónicos

Recuento FP (*formato xls y txt*)

Análisis factorial CABFAC (*formato xls y txt*)

Paleotemperaturas

Base Datos Mediterráneo

Faundata (*formato txt*)

Location 253 (*formato txt*)

Matriz VFM (*formato txt*)

Matriz VFMS (*formato txt*)

SST 253 (AM-ON) (*formato txt*)

