



**VNiVERSIDAD  
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Departamento de Geología

**Impacto de los cambios climáticos y del nivel del mar  
en el margen continental del Golfo de León  
(Mediterráneo Occidental) desde 133 ka a 400 ka**

**Aleix Cortina Guerra**

Tesis doctoral

Salamanca, Mayo 2012





**VNiVERSiDAD  
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Departamento de Geología

**Impacto de los cambios climáticos y del nivel del mar  
en el margen continental del Golfo de León  
(Mediterráneo Occidental) desde 133 ka a 400 ka**

Memoria presentada por **Aleix Cortina Guerra** para optar al grado de  
**Doctor en Ciencias Geológicas** por la **Universidad de Salamanca**

**Directores de Tesis:**

**Dr. Francisco Javier Sierra Sánchez**

Catedrático del Departamento de Geología (Paleontología)

Facultad de Ciencias

Universidad de Salamanca

**Dr. José Abel Flores Villarejo**

Catedrático del Departamento de Geología (Paleontología)

Facultad de Ciencias

Universidad de Salamanca

Salamanca, Mayo 2012





Dr. D. **Francisco Javier Sierra** y Dr. D. **José Abel Flores Villarejo**,  
profesores del Área de Paleontología en el Departamento de Geología de la  
Facultad de Ciencias (Universidad de Salamanca)

**CERTIFICAN** que:

**Aleix Cortina Guerra** ha realizado en el Departamento de Geología de la  
Universidad de Salamanca y bajo nuestra supervisión, el trabajo:


**“Impacto de los cambios climáticos y del nivel del mar en el margen  
continental del Golfo de León (Mediterráneo Occidental) desde 133 ka  
a 400 ka”**

Y para que conste, firmamos el presente certificado en Salamanca, en  
Mayo de 2012

Los directores:



Francisco Javier  
Sierra Sánchez



José Abel  
Flores Villarejo

El doctorando



Aleix Cortina Guerra

La realización de esta tesis doctoral ha sido posible gracias a las concesión de la beca predoctoral BES-2007-17602 del programa Nacional Formación de Personal Investigador (FPI) del Ministerio de Ciencia y Tecnología, y a la financiación obtenida por los proyectos GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067), CGL 2006-10593 y CGL 2009-08651 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y GR34 de la Junta de Castilla y León

## RESUMEN

En el presente estudio se analizaron las asociaciones foraminíferos bentónicos y planctónicos, así como indicadores geoquímicos de un testigo (PRGL 1) extraído en la parte alta del talud continental del Golfo de León (Mediterráneo Occidental), durante la campaña PROMESS I, con el objetivo de reconocer el impacto de los cambios climáticos y del nivel del mar desde 133 ka a 400 ka. Primeramente se caracterizaron las comunidades de foraminíferos bentónicos y planctónicos en función de las condiciones ambientales a partir del análisis de componentes principales. Se observó que las asociaciones de foraminíferos bentónicos respondían a cambios en el nivel del mar que a su vez controlaban la distancia de la desembocadura del río Ródano. Durante los niveles del mar bajo (glaciales), estas asociaciones estaban más adaptadas a condiciones eutróficas, mientras que durante niveles del mar alto (interglaciares) las especies de foraminíferos estaban más adaptadas a condiciones mesotróficas. Asimismo, se han reconocido episodios de ventilación en el fondo mediante especies adaptadas a condiciones óxicas que no estaban relacionadas con cambios en el nivel del mar. Por su parte las asociaciones de foraminíferos planctónicos respondieron a cambios en la temperatura de la columna de agua desarrollándose las especies más cálidas, asociadas a masas de agua estratificadas, durante los interglaciares y las más frías, asociadas a una mayor mezcla vertical, en los glaciales. Además, se constataron diferencias en la productividad primaria durante los periodos glaciales.

Paralelamente se analizaron ciertos indicadores geoquímicos que nos permitieron profundizar más en las condiciones ambientales anteriormente descritas. Se estudió la relación C/N en materia orgánica, considerado un indicador de la fuente de ésta, el contenido en  $\text{CaCO}_3$  y estroncio (Sr), utilizados habitualmente como indicadores de productividad, y metales asociados a silicatos (Fe, Al, K, Ti). De esta manera se pudieron relacionar los ambientes caracterizados por las asociaciones micropaleontológicas con los procesos sedimentarios en la parte de alta del talud. Además, mediante el análisis espectral y de coherencia se identificaron los principales ciclos de variabilidad en los ambientes, así como los posibles forzamientos que los produjeron. Los resultados mostraron que los cambios en el nivel del mar estaban regidos por forzamientos orbitales de excentricidad, oblicuidad y precesión, aunque éste último también jugó un papel importante en la variabilidad de la intensidad los vientos del noroeste.

Durante los mínimos de precesión (máximos de insolación de verano en el Hemisferio Norte), la estratificación termal de la columna de agua provocó que las condiciones en el fondo dependieran de la proximidad del río Ródano. En los periodos con un bajo nivel del mar las condiciones eutróficas prevalecieron y el sedimento presentó altas proporciones de  $\text{CaCO}_3$  de origen detrítico procedente de los Alpes, sin embargo durante los niveles del mar elevado, debido al alejamiento de la desembocadura del Ródano las condiciones del fondo cambiaron a mesotróficas y el sedimento estuvo principalmente compuesto de  $\text{CaCO}_3$  de origen biogénico. Durante los máximos de precesión (mínimos de insolación), las entradas recurrentes de aire polar, incrementó la densidad del agua provocando fenómenos recurrentes de hundimiento y ventilación del fondo. Estos eventos, además de potenciar procesos productivos en la columna de agua, hicieron que las condiciones del fondo se volvieron oxigenadas. Por su parte, el sedimento incrementó su proporción en material silíceo procedente de los ríos pirenaicos debido al descenso del nivel mar asociado a la precesión.

Finalmente se evaluó el impacto de los cambios del nivel del mar a partir de las diferentes fuentes de fósforo. Se observó, al contrario de lo esperado, que el fósforo detrítico estaba asociado a los periodos con alto nivel del mar. Esto pudo ser debido a que durante los periodos interglaciares, los procesos productivos se dieron en la plataforma continental, y además, como consecuencia de las bajas tasas de enterramiento parte del fósforo orgánico se perdiera debido a procesos de degradación de materia orgánica.

**Palabras clave:** Foraminíferos, Golfo de León, nivel del mar, vientos del noroeste, geoquímica.

## ABSTRACT

In the present study we analyzed benthic and planktic foraminifer assemblages, as well as geochemical indicators of the core PRGL 1 retrieved at the upper slope of the Gulf of Lions (Western Mediterranean), during PROMESS I campaign, in which the goal was to monitor the impact of climatic changes and sea level between 133 kyr and 400 kyr. First, by principal component analysis, we characterized benthic and planktic foraminifer communities in terms of environmental conditions. We observed that benthic foraminifers responded to changes in sea level, that in turn controlled Rhône mouth distance. During lowstands (glacial), benthic foraminifer assemblages were more adapted to eutrophic conditions, whilst during highstands (interglacial) to mesotrophic conditions. Besides sea level changes, benthic foraminifers also responded to bottom ventilation episodes, as demonstrated by the presence of species adapted to oxygenated environments. Meanwhile, planktic foraminifer assemblages responded to temperature changes in the water column. The warm-water planktic species were linked to stratification of the water column during interglacial stages, whereas cold-water planktic species were linked to turnover and mixing during glacials. Moreover, we established differences in primary productivity during glacial periods.

We also analyzed geochemical proxies that allowed us to explore in more detail the environmental conditions previously described. We used C/N ratio of organic matter, considered as a proxy of its source, CaCO<sub>3</sub> and Sr usually utilized as primary productivity indicators, and silicate-related elements (Fe, Al, K, Ti). Thus, we could relate the environments characterized on the basis of foraminifer assemblages with sedimentary processes on the upper slope. Spectral and cross-spectral allowed us to constrain the main environmental variability, as well as, the potential forcings that drove them. The results showed as the changes in sea level were orbitally forced by eccentricity, obliquity and precession, although the latter also played an important role in the variability of the northwesterly wind intensity.

During precession minima (maximum summer insolation at North Hemisphere), thermal stratification of the water column led bottom conditions to depend on the proximity of Rhône mouth. During lowstands, eutrophic conditions prevailed and sediment composition was controlled by detrital CaCO<sub>3</sub> from the Alps catchments, however, during highstands, owing to inshore displacement of Rhône mouth bottom conditions turned mesotrophic and sediment was mainly composed by biogenic CaCO<sub>3</sub>. During precession maxima (insolation minima), owing to the frequent polar air incursions, water increased its density producing recurrent sinking and bottom ventilation events. Besides enhancing productivity processes in the water column, these events turned bottom conditions more oxygenated. Meantime, sediment increased silicate material from Pyrenean rivers due to sea level decrease linked to precession.

Finally, we evaluated the impact of sea level changes based on the different phosphorous sources and we observed, unexpectedly, that detrital phosphorous was associated to highstands. This could be as a consequence that during interglacial periods productivity processes took place on the continental shelf, and owing to slow sedimentation rates part of organic phosphorus were lost due to degradation of organic matter.

**Key words:** Foraminifers, Gulf of Lions, sea level, northwesterly winds, geochemistry



## AGRADECIMIENTOS

Como siempre y es costumbre en toda tesis sea cual sea su grado esta será la parte más leída, o al menos la primera que miramos.

Empezaré obviamente agradeciendo a Paco y Abel, por el hecho de darme la oportunidad de realizar un doctorado en las condiciones que lo he hecho. A parte de su asesoría académica la cual se agradece, tan o más importante es que gracias a su trabajo los que estamos por allí tenemos la posibilidad de disfrutar de unos medios para hacer el nuestro que otros anhelarían. Muchas gracias por todo!!!.

También quisiera agradecer a Lines y Elena por su importante papel en poner un poco de orden en todo el caos que a veces reina en el grupo. Si es que ya se sabe que éste es un mundo de locos.

No quisiera olvidarme de los buenos investigadores que me han ayudado durante las estancias doctorales. Thank you very much Alessandra for helping me to identify the foraminifers. Gabe, I'm very grateful of your help during my stay at Indianapolis and that you offered me your house during my first week. I really felt as home.

Voldria agrair al Joan Grimalt i la Belen Martrat per donar-me la oportunitat i totes les facilitats possibles, a més d'un grup de treball extraordinari durant la meva estància a Barcelona.

Respecto a mi familia agradecer a mi Padre, primero que me inculcara la necesidad de estudiar. Y segundo, y más importante, mi amor al Mar. Ciertamente he sido afortunado desde pequeño de disfrutar junto a él del Mediterráneo: su olor, su tranquilidad, su historia... Se puede decir que es gratificante cuando tus recuerdos de infancia se entremezclan con tu desarrollo profesional.

Quisiera también agradecer a mi hermano Jorge y mi abuela Carmen, que siempre están a mi lado cuando los necesito.

Y de los que tengo la suerte de ver a menudo a mis tíos Mary y José Miguel, me habéis ayudado mucho en estos tiempos algo complicados, y sois todo un ejemplo a seguir en muchos aspectos de la vida. Por supuesto me acuerdo de mis primas Marta y Laia, de las que sé, van a llegar donde se lo propongan, y bueno el último miembro Marc, conocido por su afición a la zurra.

Silvia y Carmen, muchas gracias también por haberme ayudado en momentos difíciles, sin vuestra ayuda no habría llegado aquí nunca.

Y bueno de la gente que he conocido durante este doctorado, bufff son muchos aunque por desgracia la mayoría andan a saber donde de este pequeño y acogedor planeta. De mis compañeros de piso, que han sido varios, de los antiguos gracias a Pablo el mexicano por sus charlas sobre el origen y fin del universo a parte de las fiestas en el Pani. De los de ahora, que os veo poco pero bueno que le vamos a hacer es lo que tiene la tesis, agradecerles el buen ambiente que hay en la casa, cuando voy, a Samu, Patri, Laura, y el adoptado Checo.

Y bueno del departamento, que decir..... han sido muchos años de estar por allí, y muchas vivencias... quisiera agradecer a Margarita por todo su apoyo en este tiempo, y por todas las Navidades que pasamos juntos, es lo que tiene vivir lejos de la casa (ahora con las low cost se arregla ya verás)...., a Andrés muchas gracias por acogerme en tu grupo de amigos y por intentar enseñarme surf, una pena que el físico no me llegue, eso sí cenar en el brasileño para mi tiene menos consecuencias, a Eloy por ser de esa clase de buena genta que siempre es un placer conocer, pero recordarte que me debes unas clases de natación sincronizada...a Blanca por su función de becaria de primer año, necesito alguien a quien incordiar y tu aguantas bien el estrés psicológico al que te sometemos... a Mieke por su ayuda durante los primeros meses donde iba bastante perdido en esto de la ciencia...a Mariem por enseñarme que a la gente buena siempre le pasan cosas buenas en esta vida...y bueno al resto Iván, Montse, Deborah, Alejandra, Gastby, Marta, Miguel Angel, muchas gracias por estar siempre disponibles ante cualquier duda... y mención especial a los dos mejores técnicos a este lado del Tormes, Rocío y José Ignacio. También agradecer a los asimilados Diego y Daniel por sus tertulias en el café

No me quería olvidar del Grimalt's team, que me hicieron sentir realmente como en casa....son muy majos esos niños, Óscar, Marta(s) (si me acuerdo de todas pero es que sois muchas!!), David, Anuar, Yolanda, Bibi, Esther, Lourdes....

Gracias también a la colonia colombiana John Jorge, Anita, Javi, más conocido como el viejo man y terror de cualquier mujer con buen gusto, y bueno a mi revolucionaria venezolana favorita y su progenitora, Vanessa y Victoria, he de decir que diferimos un poco en temas de política pero eso no quita que seáis unas extraordinarias personas. Gracias también a la representante portuguesa, Patri, por su buen humor....

Teresa, muchas gracias por compartir conmigo toda clase de momentos, es fácil compartir los buenos momentos con alguien, pero cuando compartes la tristeza te das cuenta de quién es la gente con la que puedes contar... muchas gracias!!!

Y agradecer a la gente del Verdi de Barcelona en especial a Adri, también a los uruguayos, el cuñado y Fernando y a todos los que no me acuerdo porque son muchos los partidos de Fútbol y poca mi memoria....

Siento si me olvidó alguien.....a todos

MUCHAS GRACIAS!!!



# ÍNDICE

<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 Presentación y justificación de la tesis	3
1.2 Objetivos	6
1.3 Estudio de la variabilidad climática a escala orbital	7
1.4 Indicadores micropaleontológicos	9
1.4.1 Foraminíferos bentónicos	9
1.4.1.1 Ecología	9
1.4.1.2 Utilización en estudios paleoceanográficos	11
1.4.2 Foraminíferos planctónicos	12
1.4.2.1 Ecología	12
1.4.2.2 Utilización en estudios paleoceanográficos	14
1.5 Indicadores geoquímicos	15
1.5.1 Carbonato de calcio	16
1.5.2 Relación carbono / nitrógeno en material orgánica	16
1.5.3 Análisis elemental	17
1.6 Área de estudio	19
1.6.1 Mar Mediterráneo	19
1.6.1.1 Fisiografía	19
1.6.1.2 Hidrodinámica	20
1.6.2 El Golfo de León	24
1.6.2.1 Fisiografía	24
1.6.2.2 Hidrodinámica	25
1.6.3 Antecedentes de la zona de estudio	27
<b>CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA</b>	<b>31</b>
2.1 Materiales empleados	33
2.2 Modelo de edad	34
2.3 Análisis micropaleontológicos	36
2.4 Análisis geoquímicos	39
2.4.1 Carbono orgánico, carbono inorgánico y nitrógeno	40
2.4.2 Análisis elemental	42
2.4.3 Extracción secuencial de fósforo	44
2.5 Análisis espectral	46
<b>CAPÍTULO 3. IMPACT OF CLIMATE AND SEA LEVEL CHANGES ON THE VENTILATION OF INTERMEDIATE WATER AND BENTHIC FORAMINIFER ASSEMBLAGES IN THE GULF OF LIONS, OFF SOUTH OF FRANCE, DURING MIS 6 AND 7</b>	<b>49</b>
3.1 Introduction	52
3.2 Regional settings	53
3.3 Material and methods	55
3.3.1 Benthic and planktic foraminifer samples	56

3.3.2 Statistical analysis	56
3.3.3 Paleoproductivity estimates	57
3.4 Results	58
3.4.1 Principal component analysis of benthic foraminifer assemblages	58
3.4.2 Principal component analysis of planktic foraminifer assemblages	59
3.4.3 Paleoproductivity estimates	62
3.5 Discussion	62
3.5.1 Environmental conditions on the seafloor	62
3.5.2 Environmental conditions in the water column	67
3.5.3 Changes in environmental condition in the Gulf of Lions along MIS 6 and 7 inferred from benthic and planktic assemblages	69
3.5.3.1 Sea level oscillations	70
3.5.3.2 Effect of millennial climate oscillations on bottom ventilation	72
3.6 Conclusions	75

---

**CAPÍTULO 4. CHANGES OF BENTHIC AND PLANKTIC FORAMINIFER ASSEMBLAGES IN THE GULF OF LIONS, OFF SOUTH FRANCE, IN RESPONSE TO CLIMATE AND SEA LEVEL CHANGES FROM MIS 6 TO 11** 77

---

4.1 Introduction	80
4.2 Regional settings	81
4.3 Material and methods	82
4.3.1 Age model and $\delta^{18}\text{O}$ on <i>G. bulloides</i>	82
4.3.2 Benthic and planktic foraminifer assemblages	83
4.3.3 Geochemical data	84
4.3.3.1 C/N ratio of organic matter and calcium carbonate	84
4.3.3.2 Total digestion	85
4.3.3.3 Sr-CaCO <sub>3</sub> index	85
4.3.4 Spectral analysis	85
4.4 Results	86
4.4.1 Benthic and planktic foraminifer assemblages	86
4.4.2 Geochemical data	87
4.4.3 Spectral and cross-spectral analysis	92
4.5 Discussion	93
4.5.1 Glacial-interglacial changes in bottom conditions on the upper slope of the Gulf of Lions in response to sea level variability	93
4.5.1.1 Microfaunal response	95
4.5.1.2 Sedimentary response	96
4.5.2 Precession-driven changes in the bottom water ventilation and sedimentation processes in the upper slope of the Gulf of Lions	98
4.5.2.1 Half-precession variability	103
4.6 Conclusions	104

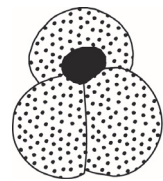
<b>CAPÍTULO 5. GEOQUÍMICA DEL FÓSFORO EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA PARTE ALTA DEL TALUD DEL GOLFO DE LEÓN</b>	107
5.1 Introducción	109
5.2 Metodología	110
5.2.1 Análisis de fósforo	110
5.2.2 Análisis micropaleontológicos	110
5.2.3 Análisis isotópicos	111
5.3 Resultados	111
5.3.1 Extracción secuencial de fósforo	111
5.4 Discusión	113
5.4.1 Cambios en la proporción de P detrítico y P reactivo asociados a cambios en el nivel del mar	113
5.4.2 El evento Heinrich durante la terminación IV	116
5.4.3 Subida del nivel del mar asociada al calentamiento del final del MIS 8	117
5.5 Conclusoines	118
<b>CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES</b>	121
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	131
<b>ANEXOS</b>	147
Índice de figuras	149
Índice de tablas	155
Acrónimos y abreviaturas	157
Especies de foraminíferos bentónicos y planctónicos más significativas	159



# Capítulo 1

---

## Introducción





## **1.1 Presentación y justificación de la tesis**

En la actualidad existe una creciente inquietud por el estudio del clima terrestre. Hallazgos científicos de la segunda mitad del siglo XX relacionando el incremento en la actividad humana con un calentamiento a escala global debido principalmente a las emisiones de CO<sub>2</sub> han incrementado la preocupación social y por consiguiente el esfuerzo político y económico para entender el funcionamiento de la dinámica climática terrestre. El panel Intergubernamental en Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) destacó su preocupación por la relación entre el incremento del CO<sub>2</sub> atmosférico y la disminución de la capa de hielo y el calentamiento global que afecta al clima de la tierra en la actualidad (IPCC, 2007). La dinámica climática global es compleja y está controlada por diferentes procesos que se retroalimentan positiva o negativamente unos a otros a diferentes niveles (biosfera, hidrosfera, litosfera, atmosfera). Debido al gran número de variables que entran en juego y a su complejidad el modelado del clima actual no resuelve gran parte de las dudas acerca de la posible evolución del clima terrestre. Una primera aproximación para entender cual puede ser el devenir del clima en el futuro y cual pudiera ser el efecto de la introducción de otras variables en él, es el estudio de los mecanismos que gobernaron el clima en el pasado. Si bien la influencia antropogénica, que es la que suscitó la presente preocupación, es despreciable, el entendimiento de un marco natural y los forzamientos que lo rigen, nos dará un punto de partida para entender mejor la posible evolución de la dinámica climática.

Por este motivo en el presente estudio se evalúa el impacto de los cambios climáticos y del nivel del mar en el margen continental del Golfo de León (Mediterráneo Occidental) desde 133 ka a 400 ka. A continuación en este capítulo se justificará la elección de la zona de estudio y se enumerarán cuales son los objetivos de esta tesis. Después se hará un pequeño resumen de cuáles son los principales mecanismos de control orbital del clima y de los indicadores tanto micropaleontológicos como geoquímicos que utilizamos en el registro sedimentario del presente trabajo para monitorearlos. Finalmente se describirá la oceanografía del Mar Mediterráneo, poniendo especial atención en el Golfo de León que es donde se desarrolla este trabajo. Además se hará un breve resumen de los antecedentes de estudios en la zona destacando aquellos con temática similar a la del presente trabajo.

En el capítulo 2, se describirá la metodología utilizada para la realización de este trabajo, que comprende tanto procedimientos micropaleontológicos como procedimientos geoquímicos.

El Capítulo 3 abordará cual es la relación entre las asociaciones micropaleontológicas de foraminíferos bentónicos (indicadores de condiciones en el fondo oceánico) con las asociaciones de foraminíferos planctónicos (indicadores de condiciones en la columna de agua), así como los forzamientos climáticos pasados que las gobernaron durante el MIS 6 y 7.

En el Capítulo 4 se estudiará cual es la relación entre los indicadores micropaleontológicos y las características del sedimento en el que están depositados, lo cual nos va a servir para validar las conclusiones del capítulo anterior. Además se estudiarán las periodicidades de sus variabilidades, así como su relación con forzamientos atmosféricos a escala orbital y milenaria en el intervalo de tiempo comprendido entre 133 ka y 400 ka.

En el Capítulo 5 se estudiarán las diferencias glacial-interglacial en las fuentes de fósforo. Además se evaluarán dos periodos de tiempo considerados singulares dentro de nuestro periodo de estudio: (1) el calentamiento al final del MIS 8 (alrededor de 260 ka), y (2) un evento extremadamente frío al final del MIS 10 (alrededor de 335 ka).

Finalmente en el Capítulo 6 se resumirán las principales conclusiones del presente estudio.

Como se ha dicho con anterioridad, en el presente estudio se evaluará el impacto de los cambios climáticos y del nivel del mar en el margen continental del Golfo de León (Mediterráneo Occidental) desde 133 a 400 ka., así como los principales forzamientos que los rigieron. Para ello se utilizó un testigo de sedimento oceánico de la parte alta del talud continental obtenido durante la campaña PROMESS I con una longitud aproximada de 300 m que abarcaba los últimos 500 ka. El uso de testigos de sedimento oceánico para estudios paleoclimáticos está altamente extendido debido principalmente a dos motivos. Primero, al no estar expuestos a procesos erosivos en la superficie su conservación es óptima. Segundo, en algunas zonas, como consecuencia de las altas



tasas de sedimentación ofrecen una alta resolución. Asimismo, la elección de ambientes marinos para este tipo de estudios se debe a que los mares y océanos son los principales controladores del clima en la tierra debido a la alta capacidad calorífica que tiene el agua. Esto le confiere un efecto termorregulador que le permite transportar calor de zonas más cálidas a zonas más frías disminuyendo los gradientes que naturalmente habría como consecuencia de las diferencias en la insolación

La elección del Golfo de León como zona de estudio responde a dos motivos principales. Primero, a que es la principal zona de formación de aguas profundas en el Mediterráneo, por lo cual el estudio de la variabilidad en su formación nos dará una idea de las condiciones climáticas pasadas. Los procesos atmosféricos responsables de la variabilidad en la formación de estas aguas, no están restringidos a escala regional, si no global, ya que dependen de procesos en altas latitudes. Por lo tanto, además de estudiar los fenómenos climáticos del Mediterráneo se pueden evaluar las teleconexiones entre latitudes altas y medias.

El segundo motivo recae en su idoneidad como área de estudio para monitorear cambios en el nivel del mar. Dichos cambios, responden a la cobertura de hielo continental en ambos hemisferios. Esta cobertura no responde de forma lineal a cambios en la insolación. Por lo cual, el estudio de la respuesta y los mecanismos que controlan esta variabilidad es de vital importancia para entender su respuesta a posibles forzamientos futuros. La situación del testigo en la parte alta del talud continental a poca distancia de la plataforma continental y de la desembocadura del río Ródano es inmejorable para el estudio de cambios en el nivel del mar pasados. Esto es debido a que el tipo y la fuente de los sedimentos será diferente dependiendo de si nos encontramos en un época glacial o interglacial. Durante los periodos glaciares, debido a un descenso del nivel del mar la parte alta del talud se verá más influenciada por los aportes fluviales del Ródano, a diferencia de los periodos interglaciares, donde el incremento en el nivel del mar alejará la desembocadura del Ródano del testigo, depositando la mayor parte de los sedimentos fluviales en la plataforma continental y por siguiente teniendo una menor influencia en la parte alta del talud.

## 1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo fue evaluar los impactos climáticos y oscilaciones del nivel del mar en el Mediterráneo occidental desde 133 ka a 400 ka, así como su variabilidad y los forzamientos que los produjeron.

Para ello se utilizaron una serie de indicadores tanto micropaleontológicos como geoquímicos por lo que se derivaron una serie de objetivos secundarios:

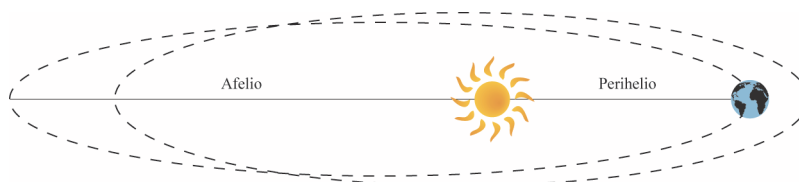
- Establecer la relación entre las asociaciones de foraminíferos bentónicos y las condiciones en los sedimentos marinos.
- Establecer la relación entre las asociaciones de foraminíferos planctónicos y las condiciones en la columna de agua, incluyendo la capa de mezcla.
- Inferir a partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y bentónicos las relaciones entre las condiciones en la columna de agua y el sedimento oceánico, e identificar los forzamientos climáticos que las provocaron.
- Evaluar los procesos de aporte y preservación de la materia orgánica en la parte alta del talud en el Golfo de León a través del estudio de la relación C/N en materia orgánica de los sedimentos.
- Estudiar la fracción carbonatada ( $\text{CaCO}_3$ ) en sedimento oceánico con el propósito de diferenciar la fracción biogénica originada in situ de la detrítica procedente del Ródano.
- Estudiar la relación entre la fracción carbonatada y la fracción asociada a silicatos monitoreada a partir del análisis de composición elemental (K, Ti, Al, Fe).
- Evaluar si existe una relación entre la proporción de estas dos fracciones en el sedimento y los ambientes caracterizados con anterioridad a partir de las asociaciones de foraminíferos.
- Evaluar la utilización del Sr en sedimento oceánico como indicador de productividad en la capa de mezcla y su relación con el  $\text{CaCO}_3$  biogénico.
- Establecer cuáles son los periodos fundamentales de oscilación de los ambientes en el Golfo de León y su conexión a escala regional o global, así como su relación con la variabilidad orbital y milenaria.

- Estudiar a partir de las diferentes fuentes de fósforo (ocluido, autogénico, detrítico, orgánico) la variabilidad glacial-interglacial de la parte alta del talud , así como dos periodos singulares en nuestra zona de estudio, centrados aproximadamente en 260 ka y 335 ka.

### 1.3 Estudio de la variabilidad climática a escala orbital

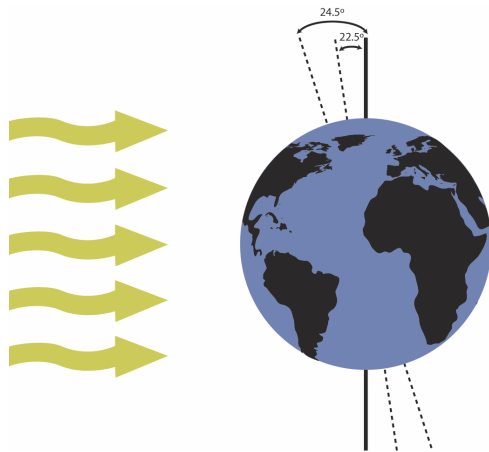
Los grandes cambios en el clima de la tierra están gobernados principalmente por variaciones en la órbita terrestre con respecto al sol, lo cual implica un cambio en la distribución temporal y espacial de la radiación solar que llega a la superficie. Según la teoría de Milankovich tres son los principales forzamientos orbitales con diferente escala temporal de variabilidad: (1) excentricidad, (2) oblicuidad y (3) precesión.

La excentricidad tiene periodicidades medias de 400.000 y 100.000 años. Corresponde a variaciones en la órbita de más circular (mínimo excentricidad) a más elíptica (máximo excentricidad) (**Figura 1.1**). La consecuencia directa es un aumento de la radiación durante el paso de la tierra por el perihelio (punto más cercano al sol) con respecto al afelio (punto más alejado al sol), pudiendo ser del orden de 20 a 30 % mayor durante los máximos de excentricidad (Lutgens y Tarbuck, 1995).



**Figura 1.1.** Cambios en la excentricidad de la órbita terrestre con respecto al sol. El diagrama no está a escala y exagera la magnitud del cambio.

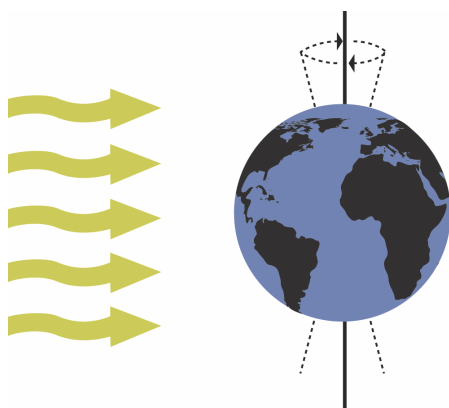
La oblicuidad tiene un promedio de periodicidades de 41.000 años. Corresponde a variaciones en la inclinación del eje de la Tierra respecto al plano de la eclíptica con oscilaciones entre  $22.5^\circ$  y  $24.5^\circ$  (**Figura 1.2**). Las variaciones en este ángulo tienen efecto sobre la estacionalidad. Al aumentar la inclinación se hacen más pronunciadas las diferencias entre los veranos (el eje terrestre apunta al sol) y los inviernos (el eje terrestre apunta en dirección contraria al sol). Además, la oblicuidad juega un papel muy importante en el control del nivel del mar (Raymo *et al.*, 2006). El aumento de la estacionalidad, llevará a veranos más calurosos, y por ende decrecerá el volumen de hielo en ambos hemisferios simultáneamente, disminuyendo el nivel del mar.



**Figura 1.2.** Variaciones de la inclinación del eje de la tierra con respecto al plano de la eclíptica (oblicuidad). El esquema no está hecho a escala.

La precesión tiene periodicidades medias de 19.000 y 23.000 años. De forma análoga a una peonza, la tierra oscila en círculo al girar sobre su eje (**Figura 1.3**). Esto conlleva que los solsticios y los equinoccios se vayan turnando en el paso de la Tierra por el perihelio y afelio. Así, la insolación máxima en verano se producirá durante el paso de la Tierra por el perihelio durante el solsticio de verano. Los contrastes estacionales, fruto de tener inviernos más fríos y veranos más cálidos estarían detrás de los cambios climáticos.

Si bien estos forzamientos actúan de manera independiente sus efectos pueden sumarse o neutralizarse unos a otros haciendo más compleja la interpretación de los registros climáticos. Así, la confluencia del paso del solsticio de verano por el perihelio junto con un máximo de excentricidad daría como resultado una intensificación de los efectos totales, eso sin tener en cuenta el posible efecto que pudiera tener la oblicuidad para mitigar o potenciar estos efectos. Además, la influencia de estas combinaciones orbitales varía latitudinalmente. De esta manera, en la zona ecuatorial y subtropical las señales de precesión tienen un mayor impacto, en latitudes medias la precesión y la oblicuidad, y en altas latitudes la oblicuidad (Short *et al.*, 1991).



**Figura 1.3.** Ilustración del movimiento de precesión de la Tierra. El esquema no está hecho a escala.

## **1.4 Indicadores micropaleontológicos**

Los análisis micropaleontológicos de la presente tesis se basaron en el estudio de las asociaciones de foraminíferos. Los foraminíferos (orden Foraminifera) son protistas eucariotas, principalmente marinos, que pueden vivir tanto en el plancton como en el bentos (Amstrong y Brasier, 2005). Presentan dimorfismo sexual, el tipo A con reproducción asexual, y el tipo B con reproducción sexual. Su caparazón está compuesto principalmente de carbonato de calcio, aunque existen especies que lo forman de partículas aglutinadas o incluso de materia orgánica. Estas características en la formación de su caparazón les confieren un elevado poder de fosilización, y por lo tanto son unos excelentes indicadores de condiciones pasadas. El caparazón puede estar formado por una o varias cámaras dependiendo de la especie o del grado de desarrollo del individuo (juvenil o adulto). Se han encontrado registros de foraminíferos desde el Cámbrico hasta la actualidad, siendo su máxima expansión durante el Cenozoico.

Desde el punto de vista ecológico los foraminíferos se dividen en foraminíferos bentónicos, que habitan en el fondo marino y foraminíferos planctónicos, que viven en suspensión en la columna de agua.

### **1.4.1 Foraminíferos bentónicos**

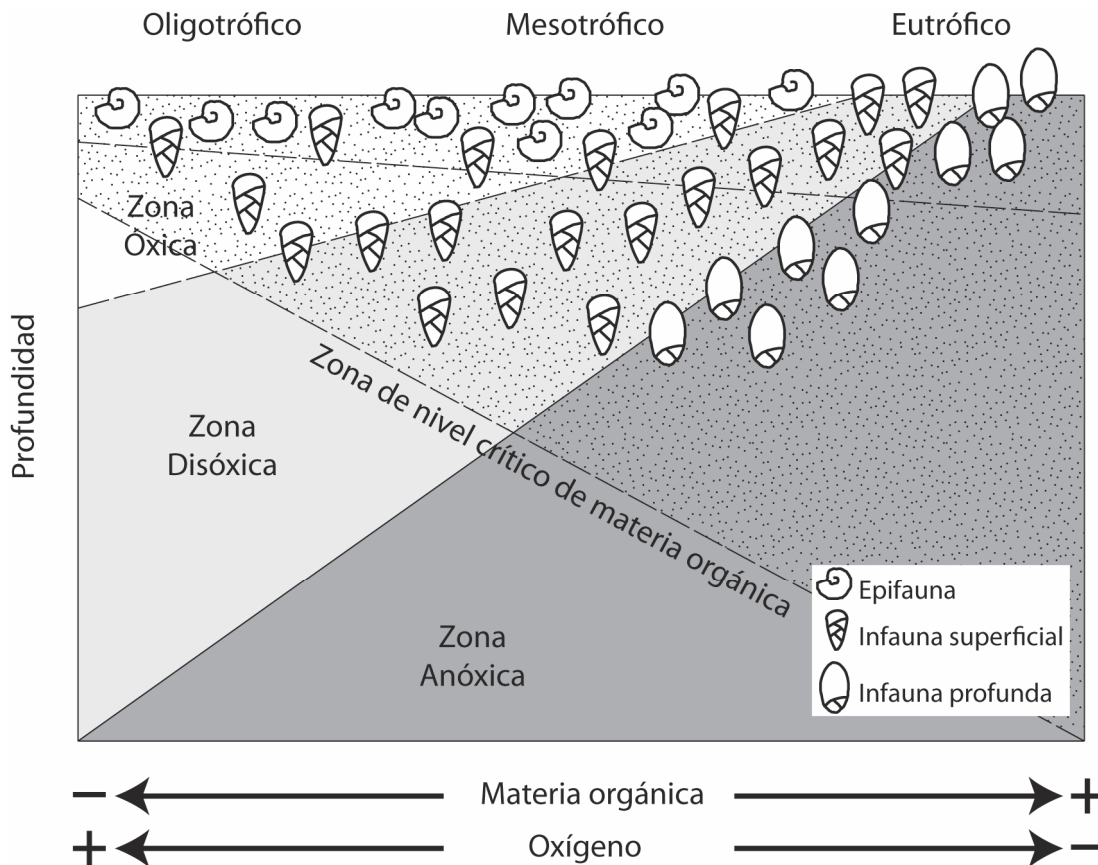
#### **1.4.1.1 Ecología**

Existe una gran diversidad de foraminíferos bentónicos (alrededor de 5000 especies) que abarcan una gran variedad de ambientes, desde playas y plataformas internas hasta medios batiales y abisales. Cada especie presenta un rango de distribución en el sedimento en función de las propiedades del medio (Linke y Lutze, 1993), pudiéndolas dividir entre epifaunales e infaunales. Los organismos epifaunales tienen preferencia por habitar los espacios encima del sedimento, aunque los podemos encontrar enterrados si las condiciones así lo favorecen. Los infaunales superficiales, se encuentran enterrados de 0 a 2 cm, los infaunales medios de 1 a 5 cm y los infaunales profundos a más de 4 cm en el sedimento. Aunque existe este amplio rango de distribución, estudios recientes revelan que el máximo número de especies se encuentra

en el centímetro superior del sedimento (van der Zwaan *et al.*, 1999). La temperatura y salinidad parecen no ser factores determinantes en su distribución (van der Zwaan *et al.*, 1999), por el contrario si son determinantes los niveles de oxígeno (Altenbach y Sarnthein, 1989), así como el flujo de materia orgánica (Corliss y Emerson, 1990).

La ecología y distribución de los foraminíferos bentónicos en el sedimento puede ser explicada a partir del modelo TROX (TROphic conditions and OXYgen concentrations) propuesto por Jorissen *et al.* (1995). Este modelo explica como varían los microhábitats por los que los foraminíferos bentónicos tienen preferencia en función de la interacción entre la disponibilidad de alimento y la concentración de oxígeno (**Figura 1.4**). Según este modelo la profundidad en el sedimento a la cual pueden vivir los organismos depende de la disponibilidad de oxígeno, y que en presencia de oxígeno la distribución vertical de los organismos está controlada por el alimento. En ambientes oligotróficos, la distribución vertical estará determinada por el flujo de materia orgánica, y habrá un predominio de especies epifaunales. A medida que nos desplazamos hacia ambientes más eutróficos aumentará la profundidad a la cual los organismos pueden vivir, ya que la materia orgánica será transportada a partir de procesos de bioturbación a zonas más profundas donde estará disponible para especies infaunales, aumentando la proporción de éstas. En ambientes con alto flujo de materia orgánica, la disponibilidad de alimento no determinará la penetración de las especies infaunales en el sedimento si no el contenido en oxígeno. En estas condiciones la oxidación de la materia orgánica consumirá más oxígeno que el proporcionado por bioturbación y difusión desde las capas superficiales, disminuyendo la profundidad a la cual las especies infaunales de foraminíferos pueden vivir. En situaciones extremas, las zonas más profundas serán anóxicas, siendo reemplazadas las especies epifaunales de la interfase agua sedimento por especies mejor adaptadas a condiciones de baja concentración de oxígeno.

En términos generales, el número de individuos por gramo aumentará de condiciones oligotróficas a eutróficas, y la diversidad será máxima en condiciones intermedias (mesotróficas) ya que en los ambientes extremos la especialización de las especies, epifaunales en oligotróficos e infaunales en eutróficos, hará que sólo un escaso número de especies estén adaptadas a estas condiciones (Schmiedl *et al.*, 2000).



**Figura 1.4.** Modelo TROX (Jorissen *et al.*, 1995). Este esquema representa la dependencia de las asociaciones de foraminíferos bentónicos del contenido de materia orgánica y oxígeno en el sedimento. Modificado a partir de van der Zwaan *et al.* (1999)

#### 1.4.1.2 Utilización en estudios paleoceanográficos

Debido a su dependencia del flujo de materia orgánica y oxígeno, los foraminíferos bentónicos han sido utilizados como indicadores de estos parámetros con diferentes propósitos (**Tabla 1.1**) (van der Zwaan *et al.*, 1999). Asimismo han sido usados en estudios de paleoprofundidad mediante la relación P/B (planctónicos/bentónicos) (De Stigter *et al.*, 1998), ya que los primeros son más abundantes en relación a los segundos a medida que aumenta la profundidad de la columna de agua. Sin embargo, los factores que se ven afectados por la profundidad (presión hidrostática y luz) no afectan al número de foraminíferos bentónicos, por lo que se ha propuesto la disminución del flujo de materia orgánica debido al aumento de la profundidad de la columna de agua como causa más probable de la disminución del número de foraminíferos bentónicos (van der Zwaan *et al.*, 1999).

**Tabla 1.1.** Principales áreas en las cuales los foraminíferos bentónicos son aplicados como indicadores de condiciones oceanográficas (van der Zwaan *et al.*, 1999)

Indicador de	Propósito
Oxigenación	Reconstrucción de ciclos biogeoquímicos Historia de la circulación del océano Evaluación de contaminación orgánica Estimación del potencial de preservación de la materia orgánica
Profundidad	Paleoanálisis de cuencas sedimentarias
Flujo de materia orgánica	Reconstrucción de la bioproducción (investigación del CO <sub>2</sub> ) Calidad y cantidad de carbono orgánico ( generación de hidrocarburos)

Como consecuencia de que la mayor parte de las especies tanto de foraminíferos bentónicos como de planctónicos forman su caparazón a partir de carbonato de calcio, éstos pueden ser utilizados en estudios isotópicos. De especial interés, es el estudio de los isótopos de carbono en foraminíferos bentónicos, utilizados como indicadores de ventilación en el fondo cuando se analizan en especies epifaunales, y como indicadores de flujo de materia orgánica hacia el fondo y productividad primaria en superficie sobre formas infaunales (Altenbach y Sarnthein, 1989).

## 1.4.2 Foraminíferos planctónicos

### 1.4.2.1 Ecología

Distribuidos por todos los océanos del planeta, se han identificado un total de 44 especies de foraminíferos planctónicos (Hemleben *et al.*, 1989) formando parte del zooplancton marino. Se encuentran principalmente en la zona fótica, aunque se pueden encontrar a mayor profundidad, dependiendo de su ciclo de vida y reproducción. El número de individuos y composición de las asociaciones de foraminíferos planctónicos está determinado por las características físico-químicas de la columna de agua, principalmente temperatura y salinidad (Bé y Tolderlund, 1971). Una primera clasificación de los foraminíferos planctónicos es a partir de la presencia o ausencia de espinas en sus conchas, diferenciando entre espinosos y no espinosos. Generalmente, los espinosos presentan una alimentación de tipo carnívora, y los no espinosos omnívora. Sin embargo, esta división no es estricta, pudiéndose encontrar especies omnívoras. Además, algunas especies espinosas presentan simbiosis con algas, tales como dinoflagelados y crisófitas (Hemleben *et al.*, 1989), obteniendo de éstas oxígeno, a cambio de dióxido de carbono, protección y transporte. Estas relaciones simbióticas



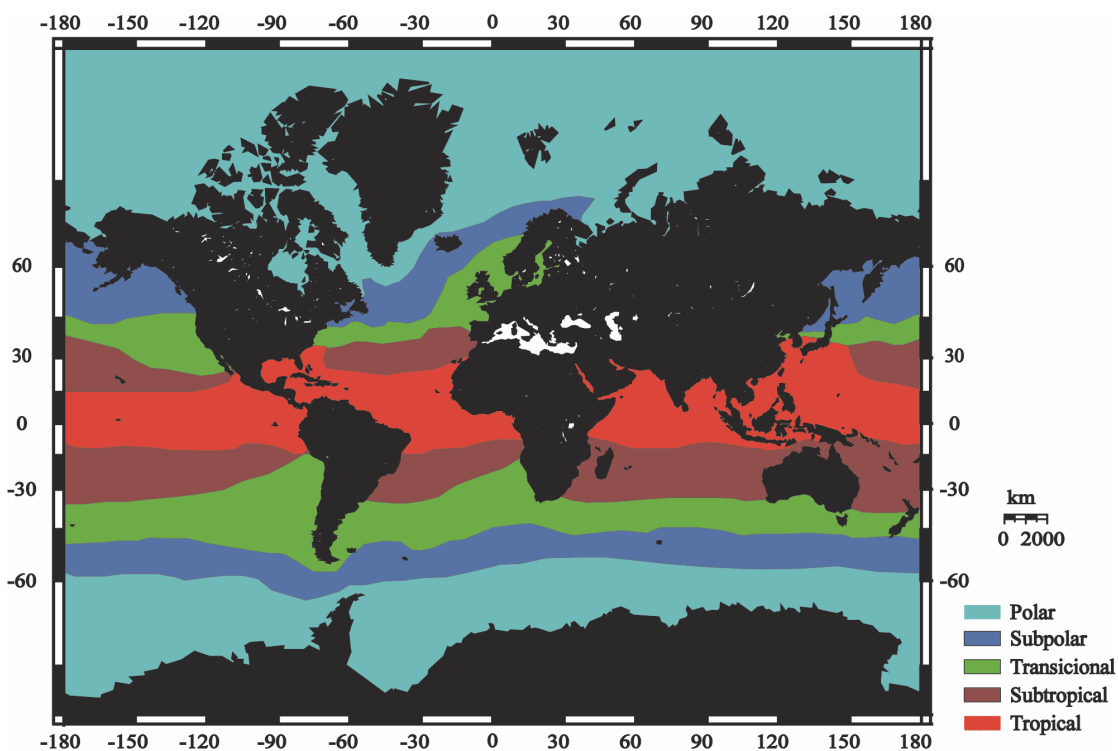
condicionan la distribución de estas especies en la columna de agua, puesto que para realizar la fotosíntesis las algas necesitan luz, restringiendo la profundidad de estos foraminíferos a la zona eufótica (Hemleben *et al.*, 1989).

Respecto a su distribución vertical, una gran proporción de foraminíferos planctónicos vive en los primeros 100 m de la columna de agua (zona eufótica) (Bé, 1977) debido a que es donde se encuentra la mayor parte del alimento fito y zooplanctónico. Sin embargo, para cada especie no es posible definir un rango estricto de profundidades ya que oscila regional y estacionalmente, e incluso algunas las ajustan a su ciclo de vida (Lohmann, 1992). En función de su distribución vertical en la columna de agua, los foraminíferos se pueden dividir en tres grupos (Bé, 1977). Las especies de aguas someras, viven principalmente en los primeros 50 m de la columna de agua y lo componen principalmente foraminíferos espinosos. Incluye todas las especies del género *Globigerinoides* y algunas del género *Turborotalita* (*T. quinqueloba* entre otras). Las especies de aguas intermedias habitan los primeros 100 metros de la columna de agua, aunque muestran preferencia por el intervalo comprendido entre 50 y 100 m. Se incluyen tanto foraminíferos espinosos, *Globigerina bulloides* y *Orbulina universa*, como no espinosos, *Globigerinita glutinata*. Las especies de aguas profundas, como *Globorotalia inflata*, *Globorotalia truncatulinoides* y *Neogloboquadrina pachyderma* viven por debajo de los 100 m en estadios adultos, aunque por encima en sus estadios juveniles.

Latitudinalmente, se han diferenciado un total de 5 provincias biogeográficas definidas por Bé (1977) en función de sus requerimientos ecológicos (temperatura, nutrientes, luz...). Dichas provincias están representadas en la **Figura 1.5** y son: Polar, Subpolar, Transicional, Subtropical y Tropical. Aunque pueda haber ocurrencias locales de determinadas especies favorecidas por procesos regionales, a grandes rasgos las especies más importantes encontradas en este estudio se distribuyen latitudinalmente como se indica en la **Figura 1.6**.

Las variaciones estacionales son el factor más importante en la distribución de las abundancias de foraminíferos planctónicos (Bé, 1977). Dichas variaciones están íntimamente relacionadas a los ciclos de nutrientes y la hidrografía de las aguas donde habitan. Ejemplo de la gran influencia de la estacionalidad en las comunidades de

foraminíferos planctónicos es el florecimiento de primavera del Atlántico Norte. Durante el invierno, debido a la mezcla vertical, se rompe la termoclina trayendo nutrientes a la capa de mezcla. Pero es durante la primavera, y debido a la mayor intensidad de la luz solar cuando estos nutrientes son aprovechados por las comunidades fitoplanctónicas, produciéndose un florecimiento y por ende un aumento en la abundancia de foraminíferos planctónicos que se alimentan de ellas (Miller, 2004).

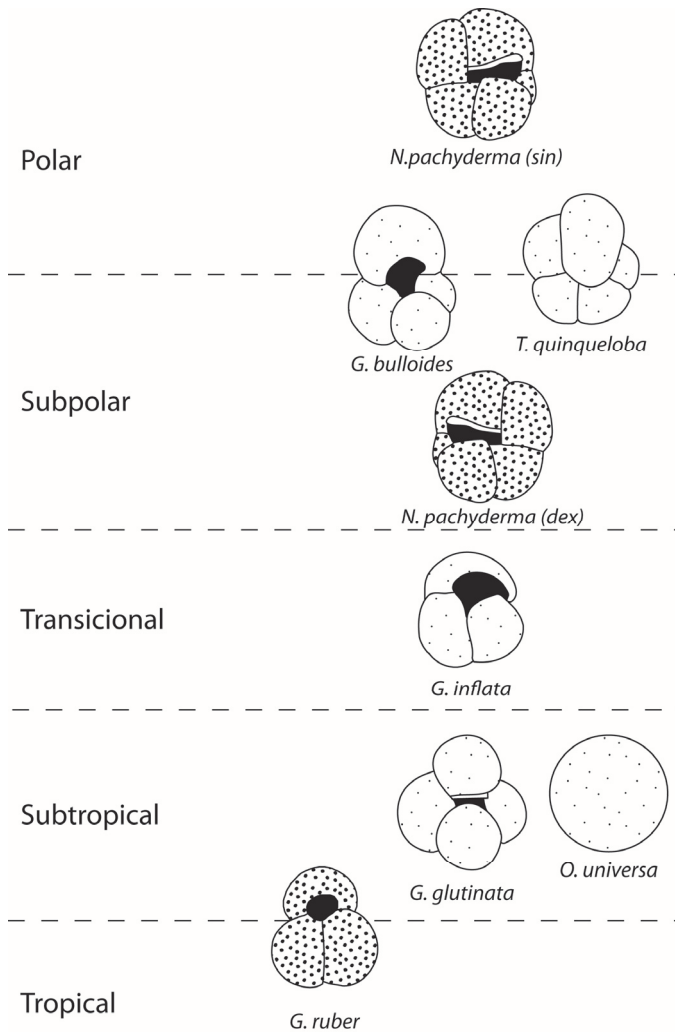


**Figura 1.5.** Distribución de las 5 provincias biogeográficas actuales de foraminíferos planctónicos. Mapa modificado de Bé (1977).

#### 1.4.2.2 Utilización en estudios paleoceanográficos

Los foraminíferos planctónicos son utilizados en diversidad de estudios tanto a nivel taxonómico como a nivel isotópico y químico. Taxonómicamente, los cambios en determinadas características de la concha, como su enrollamiento, es empleado en bioestratigrafía para precisar la edad de los sedimentos. Asimismo, la comparación de las asociaciones del presente con las del pasado (técnica de análogos modernos) es empleada como herramienta para el cálculo de paleotemperaturas del agua superficial (SST) (Kucera *et al.*, 2005). A nivel isotópico, en las conchas se realizan estudios con alto grado de precisión y fiabilidad relacionados con el  $\delta^{18}\text{O}$  y el  $\delta^{13}\text{C}$ . Asimismo, la

composición química de su caparazón calcítico varía conjuntamente con las condiciones del entorno (temperatura, salinidad, volumen de hielo, etc...), ejemplo de ello son las variaciones de Mg/Ca principalmente con la temperatura. Esta gran variedad de aplicaciones les confieren una gran utilidad como herramientas paleoceanográficas para discernir cambios del clima del pasado.



**Figura 1.6.** Distribución latitudinal teniendo en cuenta las provincias biogeográficas descritas por Bé (1977) de las especies de foraminíferos planctónicos más importantes identificadas en este estudio.

## 1.5 Indicadores Geoquímicos

Con el objeto de validar las interpretaciones climáticas obtenidas a partir de los datos micropaleontológicos y para obtener más información a cerca de los procesos sedimentarios que se produjeron en el Golfo de León durante el periodo de estudio se

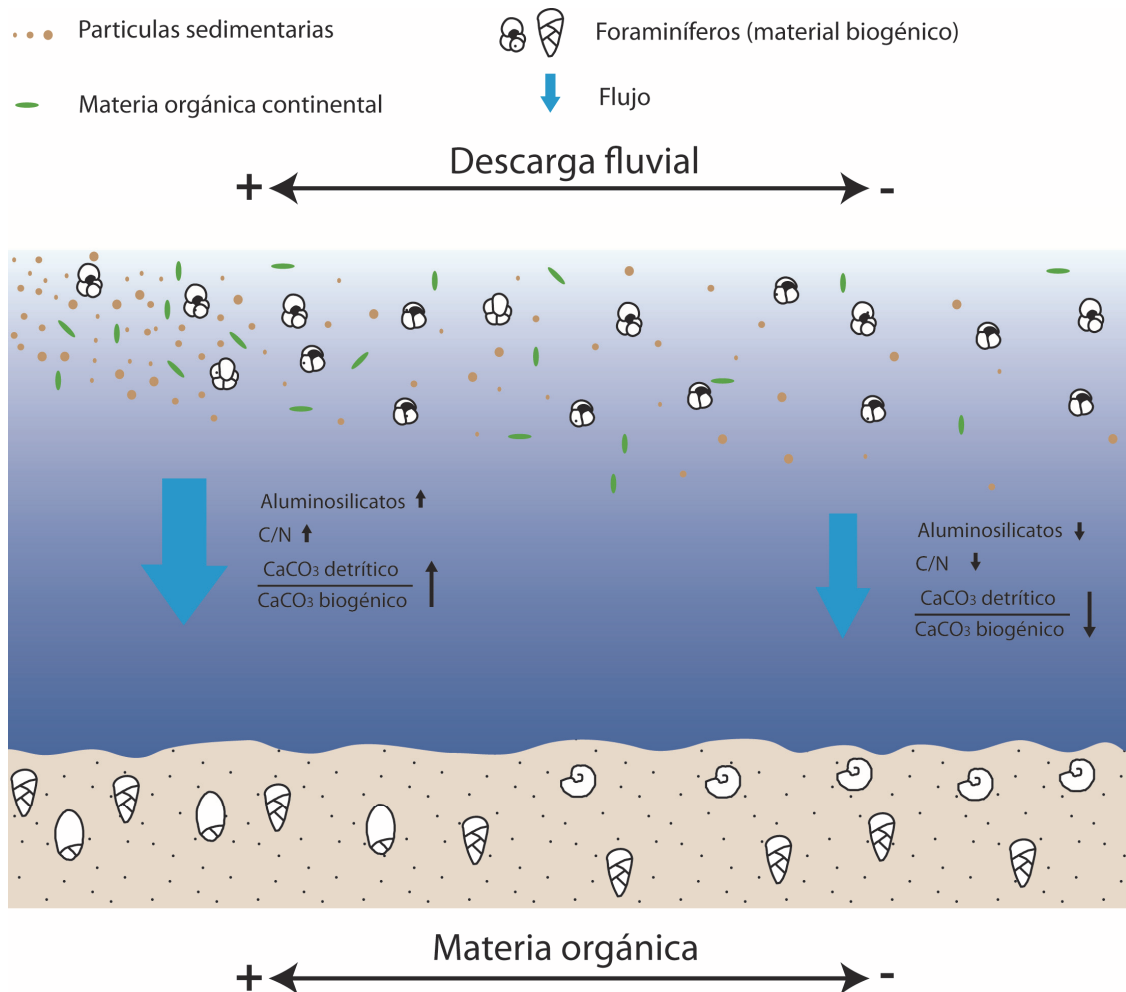
examinaron una serie de indicadores geoquímicos que a continuación se detallan. En la **Figura 1.7** se esquematizan las principales fuentes de los indicadores analizados.

### 1.5.1 Carbonato de calcio

El carbonato de calcio es el principal componente que aporta carbono inorgánico al sedimento oceánico pudiendo provenir de dos fuentes: detrítica o biogénica. La forma detrítica está asociada a materiales procedentes del continente transportados principalmente por ríos y en menor medida por actividad hidrotermal (Milliman, 1993). Por consiguiente, es posible utilizarlo como indicador de cambios en el nivel del mar, ya que su aumento o disminución puede estar relacionada con la aproximación o el alejamiento de la desembocadura de un río. Además, en condiciones de nivel de mar estable, puede dar información acerca de la recurrencia en las descargas fluviales relacionadas con periodos secos o húmedos. La fracción biogénica es consecuencia de que varios organismos producen su caparazón a partir de carbonato de calcio. En ausencia de descargas de sedimentos de origen continental ha sido utilizado como indicador de cambios en la paleoproductividad asociados a oscilaciones climáticas pasadas (Olausson, 1965; Ruddiman, 1971).

### 1.5.2 Relación carbono / nitrógeno en materia orgánica

La relación carbono / nitrógeno (C/N) en materia orgánica ha sido ampliamente utilizada para caracterizar la fuente de la misma en sedimentos oceánicos (Prah *et al.*, 1980; Thornton y McManus, 1994; Mojtahid *et al.*, 2009). Se considera que la materia orgánica del sedimento oceánico es una mezcla de material procedente de la capa de mezcla y del continente. El material procedente del continente presenta una mayor relación C/N (>12) que el de origen marino (6-9) (Prah *et al.*, 1980) debido a la mayor proporción de material orgánico procedente de tejidos leñosos pobres en N. Por consiguiente, valores altos de C/N pueden ser interpretados como una disminución de la productividad de la capa de mezcla o bien un aumento en la influencia de material de origen continental y viceversa.



**Figura 1.7.** Esquema de las principales fuentes de los indicadores geoquímicos analizados en este estudio. Se muestran los aportes continentales (fluvial) y los aportes de la capa de mezcla.

### 1.5.3 Análisis elemental

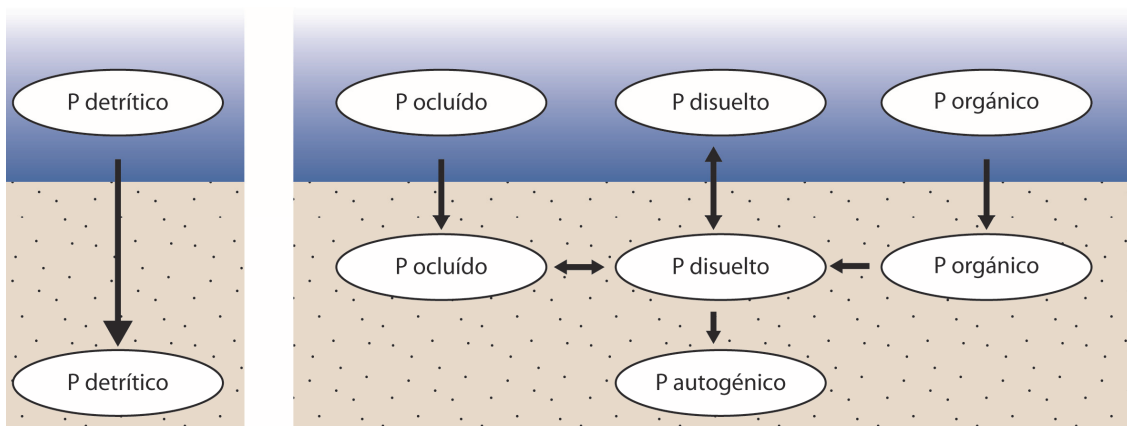
Los elementos analizados en el presente estudio fueron Al, Ti, Fe, K, Ca, Sr y P. En sedimentos oceánicos, el Ca está altamente relacionado con el carbono inorgánico, ya que tanto si son de origen continental como oceánico, la principal fuente de ambos es el  $\text{CaCO}_3$ . Por su parte, el Sr está asociado principalmente con la producción biogénica en la capa de mezcla, ya que su incorporación en el caparazón calcítico de los organismos marinos es la única fuente significativa en sedimentos oceánicos (Claude y Hamelin, 2007). Por lo cual, es factible establecer una relación entre los altos contenidos de Sr y  $\text{CaCO}_3$  de origen biogénico en sedimento.

Al, Ti, Fe y K están asociados a los aluminosilicatos (Boyle, 1983). De estos elementos el más importante es el Al, ya que está presente en la mayoría de minerales.

Tradicionalmente el Al y el Ti han sido ampliamente utilizados en estudios paleoceanográficos para determinar cuantitativamente el aporte de material terrígeno (e.g. Dymond, 1981). Aunque ambos pueden ser introducidos en el sistema oceánico tanto por vía fluvial como eólica, existe una preferencia de los minerales de Ti a ser transportados por el viento, por lo que puede ser utilizado como indicador de transporte eólico. Esto es consecuencia de que el Ti está asociado a la fracción gruesa del sedimento, concentrado en minerales pesados tales como titanomagnetita, ilmenita, augita y rutilo (Spears y Kanaris-Sotiriou, 1976). Por otro parte, el K tiene preferencia por estar asociado a minerales de grano fino (illita), por lo cual, su concentración puede ser interpretada en términos de descargas fluviales (Wehausen y Brumsack, 1998). De esta manera, con estos cuatro elementos (Al, Ti, Fe, K) se podrá monitorear el aporte de materiales del continente a la zona de estudio mediante la proporción de aluminosilicatos, pudiendo diferenciar diferentes fuentes: (1) materiales de grano más fino transportados principalmente por vía fluvial asociados a K, (2) materiales de grano más grueso transportados principalmente por vía eólica asociados a Ti. Asimismo, la comparación de estos elementos de origen silíceo con el CaCO<sub>3</sub> detrítico de origen continental nos permitirá evaluar cambios en la fuente de sedimentos fluviales depositados en nuestra área de estudio.

En términos generales, el P es transportado por los ríos a los océanos en dos fases: particulado y disuelto. La mayor parte del P particulado no participa en el ciclo biogénico, por lo que una vez llega al océano se deposita en los márgenes continentales o cuencas profundas (Filippelli, 2008). El P disuelto, una vez llega al océano actúa como nutriente limitante de la productividad biológica (Ammerman *et al.*, 2003) e incluso se ha propuesto como factor último del control de la paleoproduktividad (Tyrrel, 1999). El P asociado a la materia orgánica es la principal fuente de P en los sedimentos oceánicos. La degradación de esta materia orgánica en los sedimentos provoca la liberación de P en las aguas intersticiales, que está involucrado en diferentes procesos, incluyendo adsorción en la superficie de los granos, difusión a las aguas profundas, unión con óxidos de hierro, e incorporación en una fase mineral autogénica (carbonatofluorapatita principalmente) (Filippelli y Delaney, 1996) (**Figura 1.8**). Con el propósito de cuantificar las diferentes fases en las que se puede encontrar el P en el sedimento y por lo tanto caracterizar mejor las condiciones paleoceanográficas pasadas se realiza la extracción secuencial de P. La extracción secuencial está basada en

Ruttenberg (1992) y diferencia 4 fases en función de las características de disolución de los componentes: (1) P adsorbido o coprecipitado con óxidos de hierro y/o oxihidróxidos, (2) P autogénico y biogénico, asociado con minerales autogénicos ricos en P y restos biogénicos, (3) P detrítico, asociado con fluorapatita así como ciertas arcillas y cualquier fase residual no disuelta en ácido débil y, (4) P orgánico, asociado con materia orgánica.



**Figura 1.8.** Un diagrama conceptual de la geoquímica del fósforo en la interfase agua sedimento del océano (basado en Filippelli y Delaney, 1996).

## 1.6 Área de estudio

En este apartado se hará una breve descripción del Mar Mediterráneo poniendo especial atención en su circulación superficial y profunda, para luego centrarnos en el Golfo de León, del cual explicaremos su fisiografía, oceanografía y los antecedentes de estudios paleoceanográficos.

### 1.6.1 Mar Mediterráneo

#### 1.6.1.1 Fisiografía

El Mar Mediterráneo se puede considerar una cuenca semicerrada, cuyos límites se sitúan aproximadamente entre los 30° N y 40° N de latitud y los 5° W y 35° E de longitud. Está comunicado por el oeste con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar (284 m), por el este con el Mar Negro a través del Estrecho del Bósforo y el

Mar de Mármara, y de forma artificial desde 1869, con el Mar Rojo mediante el Canal de Suez.

Está dividido en dos grandes subcuencas: el Mediterráneo Occidental y el Mediterráneo Oriental, conectadas entre si mediante el estrecho de Sicília (330 m), por donde existe un traspaso de materia y energía (**Figura 1.9**). El Mediterráneo Occidental esta formado por el Mar de Alborán, el Mar Catalano-Balear, la Cuenca Argelino-Provenzal y el Mar de Tirreno. Mientras que el Mediterráneo Oriental está formado por el Mar Adriático, el Mar Jónico, el Mar Egeo y la Cuenca Levantina.

El clima actual esta controlado fuertemente por la posición y migración estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y su influencia sobre los sistemas de presiones en las zonas adyacentes (Cramp y O'Sullivan, 1999). Debido a que la ZCIT está situada más al norte en verano, existe una alta presión sobre el Mediterráneo que inhibe la precipitación provocando que la estación sea seca y cálida. Por el contrario, en invierno la ZCIT se desplaza hacia el sur, provocando que se instalen las bajas presiones del norte de Europa sobre el Mediterráneo, lo que comporta un aumento de las precipitaciones, dando como resultado inviernos húmedos y fríos.

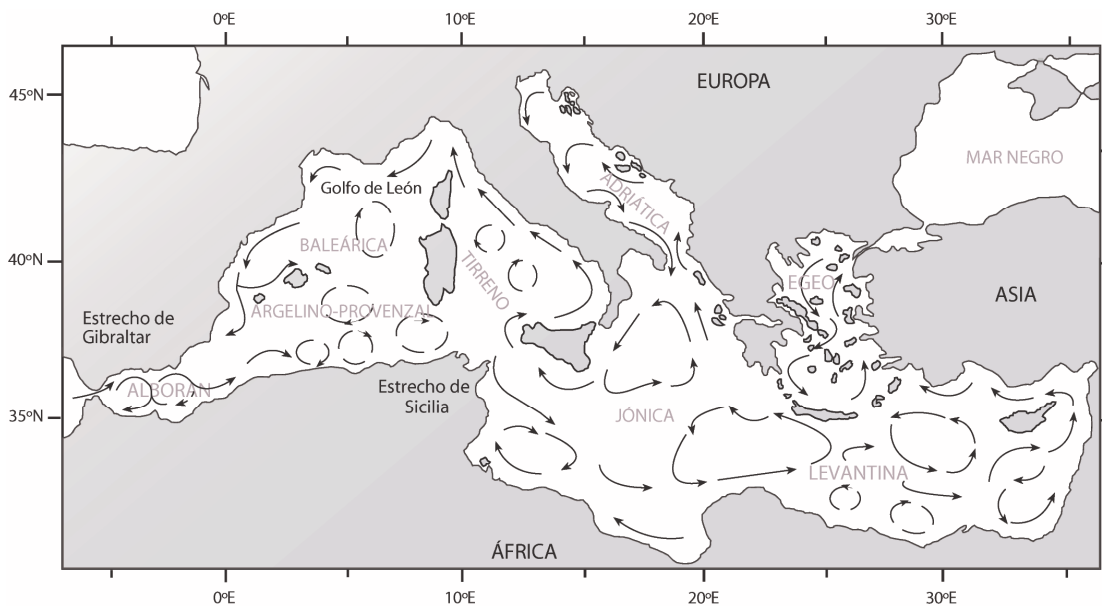
#### **1.6.1.2 Hidrodinámica**

Su régimen hidrológico esta condicionado fuertemente por el clima y por su fisiografía, ya que está compuesto de varias cuencas conectadas por estrechos poco profundos que controlan la entrada y salida de aguas (Béthoux, 1979). El modelo de circulación es del tipo antiestuarino debido a que los aportes de aguas dulces provenientes de los ríos y de las precipitaciones es menor a la evaporación de la cuenca provocando un balance hídrico negativo. Para compensar este balance hídrico negativo, se produce un intercambio de aguas con el océano Atlántico.

Una manera sencilla de describir el sistema de circulación superficial (**Figura 1.9**) y profunda (**Figura 1.10**) del mar Mediterráneo es el siguiente. Las aguas oligotróficas y de baja salinidad atlánticas entran superficialmente por el estrecho de Gibraltar debido a su baja densidad. En su recorrido por el mar Mediterráneo, tanto en la cuenca occidental como en la cuenca oriental una vez atravesado el estrecho de Sicilia, y debido a la



interacción con la atmósfera y con las aguas mediterráneas, estas aguas sufren modificaciones, generándose en determinados lugares de la cuenca, si las condiciones lo permiten, aguas profundas más ricas en nutrientes y con una salinidad más elevada. La tasa de formación de aguas profundas está controlada por la intensidad de los vientos, la densidad inicial de las aguas y el patrón de circulación de la zona (Pinardi y Massetti, 2000). Posteriormente estas aguas más densas salen al Océano Atlántico por el estrecho de Gibraltar a una profundidad mayor que cuando entraron.



**Figura 1.9.** Mapa de las principales subcuencas del Mar Mediterráneo modificado a partir de Drakopoulos y Lascaratos, 1999. Se muestra también la circulación superficial según Béthoux (1980) y Millot (1999).

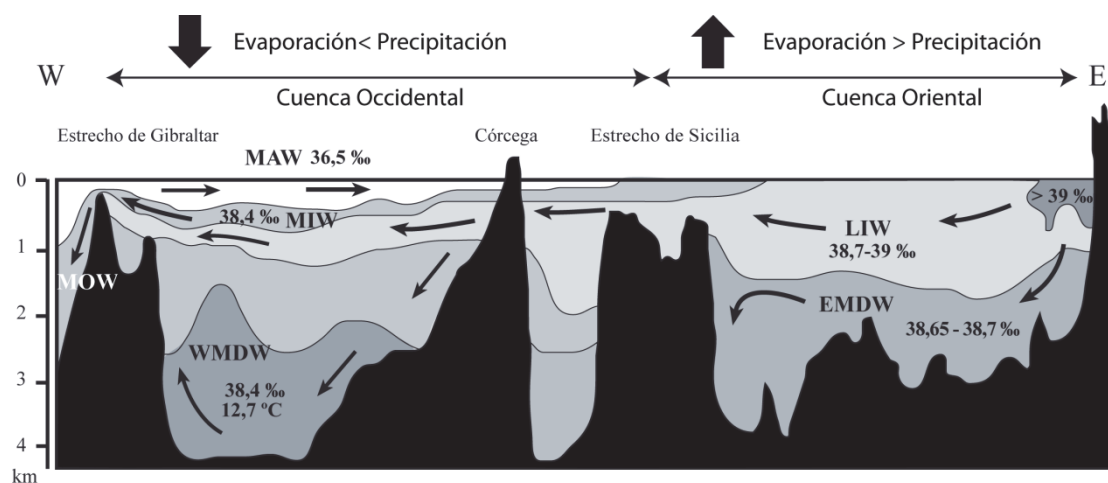
Este tipo de circulación descrita hace que el mar Mediterráneo sea un cuenca oligotrófica (Béthoux, 1979), con una productividad baja, ya que la mayor parte de los nutrientes se encuentran por debajo de la zona fótica, y la fuerte haloclina existente no permite que las aguas se mezclen ni que los nutrientes lleguen a la parte superficial (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). La baja productividad solo se rompe por eventos locales productivos de surgencias, ya sean permanentes o temporales, y en las zonas de las desembocaduras de los ríos.

Para describir de una manera más detallada la circulación general del Mar Mediterráneo a continuación se caracterizaran sus principales masas de agua:

- Las aguas poco salinas y oligotróficas que entran por el estrecho de Gibraltar interactúan con las aguas mediterráneas más salinas a lo largo de su trayectoria, formando el Agua Atlántica Modificada (MAW, Modified Atlantic Water) (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). La MAW constituye la principal masa de agua superficial del Mediterráneo, ocupando la parte superficial de la columna de agua (0-500m), con una salinidad variable que oscila y va aumentando desde 36.5 ‰ en Gibraltar, hasta 38,3 ‰ en las zonas más al norte del Mediterráneo Occidental (Millot, 1999).
- Debido a una mayor insolación, la evaporación en la cuenca oriental es mayor que la de la cuenca occidental (Millot, 1999), lo que conlleva una salinidad más elevada, y por ende una mayor densidad de las aguas superficiales, provocando un hundimiento de estas aguas. El resultado de este proceso es la formación del Agua Intermedia Levantina (LIW, Levantine Intermediate Water) en la cuenca del mismo nombre. La LIW se distribuye en el Mediterráneo a profundidades entre los 200 y los 600 metros (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Astraldi *et al.*, 2002), y su salinidad oscila entre 38,7-39 psu, alcanzando el máximo de salinidad entre 300 y 400 m (Millot, 1999).
- El Agua Mediterránea Intermedia (MIW, Mediterranean Intermediate Water), es una masa de agua intermedia de la cuenca occidental con una salinidad de 38,4 psu (Millot, 1999), formada a partir de la LIW una vez que pasa por el estrecho de Sicilia (Cramp y O'Sullivan, 1999).
- El Agua Intermedia de Invierno (WIW, Winter Intermediate Water), es producida por el enfriamiento de las aguas atlánticas que entran por el estrecho de Gibraltar, a la altura del Mar Catalano-Balear y del Golfo de León durante las etapas más suaves del invierno (Millot, 1999).
- En el Mediterráneo oriental las masas de aguas profundas se originan en el Giro de Rodas (EMDW, Eastern Mediterranean Deep Water) con una salinidad entre 38,65-38,7 psu (Millot, 1999), mientras que en el Mediterráneo occidental se originan en el Golfo de León (WMDW, Western Mediterranean Deep Waters) con una salinidad entre 38,44-38,46 (Millot, 1999). Ambas se originan a partir de las capas de agua superficiales que se hunden debido al enfriamiento (lo que conlleva un aumento en la

densidad) causado por los vientos del noroeste llamados Mistral en el caso del Golfo de León y Etesios en el caso del giro de Rodas.

- Por la parte más profunda del estrecho de Sicilia, y por debajo de la LIW, circula una mezcla de aguas profundas formadas en el Mar Adriático y en el Mar Egeo (Millot, 1999). Al cruzar el estrecho se mezclan con las aguas que residen en el Tirreno, y con las provenientes de la Cuenca Argelina formando las Aguas Densas del Tirreno (TDW, Tyrrhenian Dense Water). La TDW se mantiene bajo la LIW dando la vuelta al Mediterráneo Occidental, pero sin mezclarse con ella, hasta salir por Gibraltar formando parte de las aguas intermedias.
- Al llegar al estrecho de Gibraltar, y debido a la batimetría de la zona, la WMDW y la LIW ascienden y pasan a formar la Corriente de Salida del Mediterráneo (MOW, Modified Outflow Water) (Millot, 1999). Cuando llega al Océano Atlántico, va perdiendo su salinidad y densidad debido a la mezcla con aguas atlánticas (O’Neil-Baringer y Price, 1999)



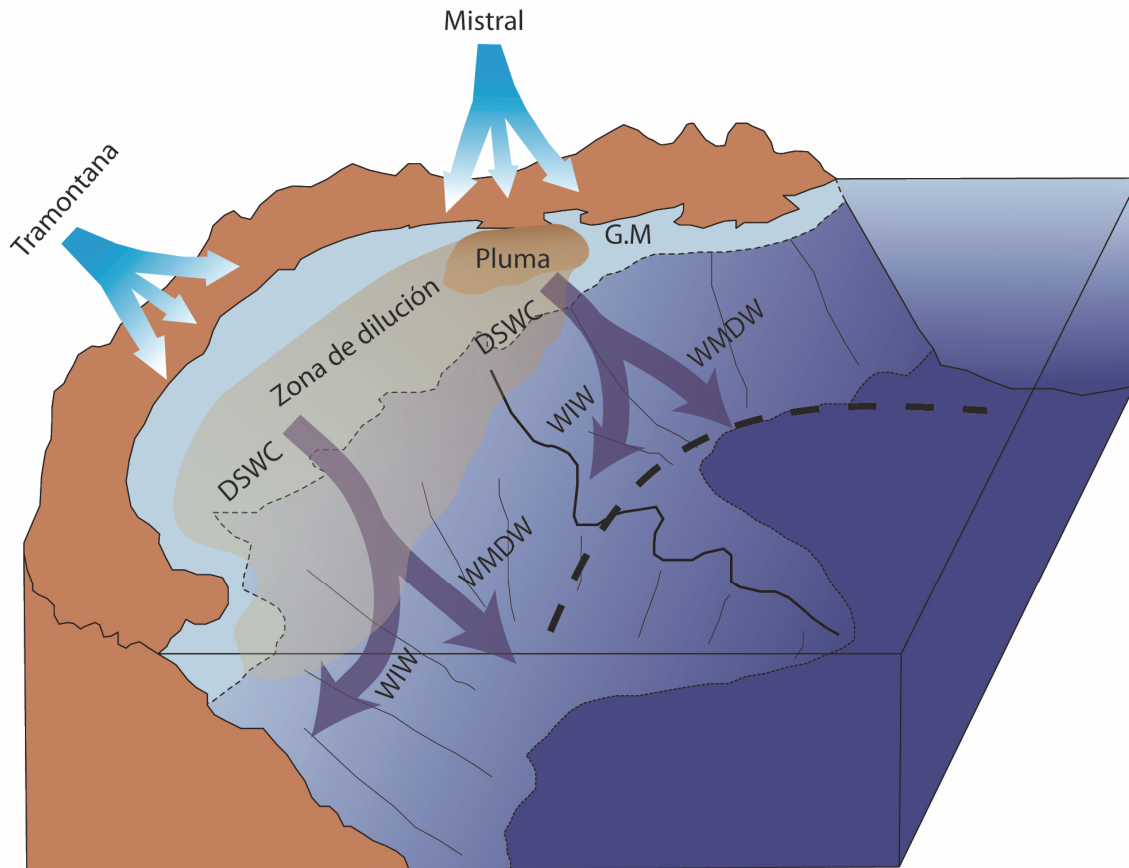
**Figura 1.10.** Corte transversal (W-E) para esquematizar la circulación general de la cuenca Mediterránea. EMDW: Eastern Mediterranean Deep Waters, LIW: Levantine Intermediate Waters, MIW: Mediterranean Intermediate Waters, WMDW: Western Mediterranean Deep Waters, MOW: Mediterranean Outflow Waters. Modificado de Cramp y O’Sullivan (1999).

## 1.6.2 El Golfo de León

### 1.6.2.1 Fisiografía

El Golfo de León está situado en la parte noroeste del mar Mediterráneo (**Figura 1.9**). Existen varios cañones submarinos, y diversos ríos que desembocan en el Golfo, de los cuales el Ródano es el más importante (80% del total de los aportes fluviales). Las concentraciones de partículas, presentan una fuerte variabilidad estacional e interanual, como consecuencia del predominio de los aportes fluviales (Heussner *et al.*, 2006). Su plataforma continental tiene alrededor de 250 km de largo y alcanza en algunos puntos una anchura de 70 Km, dimensiones inusuales en el Mar Mediterráneo, debido a una intensa progradación durante el Plioceno y Cuaternario, bajo la influencia de los sedimentos aportados por el Río Ródano (Lofi *et al.*, 2003).

El Golfo de León junto con el Mar de Alborán es una de las zonas más productivas del Mediterráneo Occidental, a causa de los fenómenos de mezcla vertical que se producen en invierno y llevan nutrientes a la capa de mezcla, de los fenómenos de surgencias costeras (Milot, 1990) y del aporte de nutrientes del río Ródano (Lefèvre *et al.*, 1997). Según el nivel de producción primaria, podemos dividir el Golfo de León en 4 zonas (Lefèvre *et al.*, 1997) (**Figura 1.11**): (1) el Golfo de Marsella que es una zona oligotrófica fuera de la influencia de la desembocadura del Ródano. Está delimitado al norte por la costa, al oeste por la pluma del Ródano y al sur por la corriente del norte (NC, North Current), (2) la pluma del Ródano que suele ocupar una capa de agua de varios metros de grosor cerca de la desembocadura, pero que mar adentro se vuelve más delgada hasta unos pocos centímetros. Esta zona debido al aporte de nutrientes del río es una zona de alta producción primaria. (3) La zona de dilución de la pluma del Ródano, que se localiza al oeste del río donde la productividad es alta aunque inferior que en la pluma debido a la dispersión de nutrientes causada por la NC y el Mistral. Es en esta zona donde está situado nuestro testigo. (4) La zona situada al sur de la NC, cuya productividad es muy elevada en el frente de contacto de la NC (Sournia *et al.*, 1990).



**Figura 1.11.** División del Golfo de León en función de la producción primaria: G.M (Golfo de Marsella), Zona de dilución, Pluma del Ródano. La línea discontinua representa el frente de contacto de la NC. Además se representan los procesos de hundimiento de agua de la plataforma (DSWC, Dense Shelf Water Cascading) que dependiendo a que profundidad alcancen su equilibrio hidrostático contribuirán con la WIW (Winter Intermediate Water) o la WMDW (Western Mediterranean Deep Water). Mapa basado en Millot (1990)

### 1.6.2.2 Hidrodinámica

La circulación general del Golfo de León está controlada principalmente por la NC o corriente Liguro-Provenzal, la cual fluye por el Golfo en dos ramales diferenciales que circulan por la plataforma y el talud continental (**Figura 1.12**). Asimismo, la interacción de esta corriente con la compleja morfología del fondo, provoca la aparición de corrientes oscilantes.

El ramal principal fluye por el talud continental hasta el Mar Catalano-Balear, ocupando unos 30-50 Km de ancho (Millot, 1990). Su velocidad es máxima cerca de la superficie (0.5 m/s) y desciende casi linealmente con la profundidad a unos pocos cm/s a varios cientos de metros de profundidad (Lapouyade y Durrieu De Madron, 2001). Aunque está activa todo el año, muestra oscilaciones en magnitud y dirección debido a la

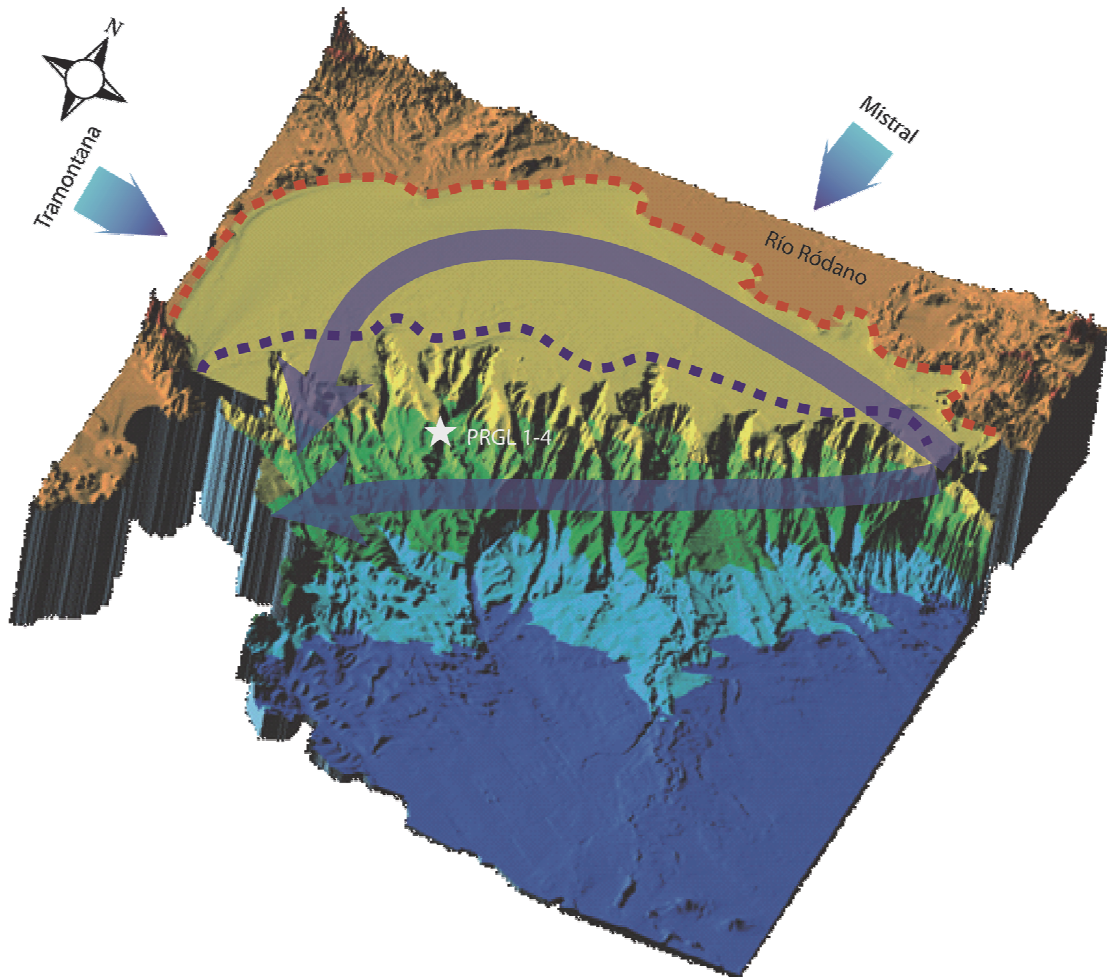
estratificación estacional y al régimen de vientos, duplicando su flujo en invierno con respecto al verano (Béthoux *et al.*, 1984). Las aguas superficiales pertenecen a la MAW, mientras que por debajo de ésta se encuentran la LIW y la WMDW. En los inviernos fríos bajo la MAW se encuentra la WIW, con temperaturas inferiores a 12.4 y salinidades de 38.3 (Millot, 1999)

Aunque el núcleo principal de la NC fluye a lo largo del talud continental hacia el suroeste, las capas más superficiales tienden a penetrar en la plataforma continental propiciando la formación de capas nefelodías (capa turbia del fondo del océano que tiene suspendida materia particulada fina), que entran por los cañones, los cuales actúan a modo de gigantescas trampas de sedimento atrapando las partículas en suspensión (Gaudin *et al.*, 2006). La mayor parte del agua de la plataforma continental es forzada por la rama principal de la NC en el Este y por la propia costa en el Oeste a circular hacia el Suroeste del Golfo, donde al llegar al Cap de Creus, choca y es desviada al Cañon del Cap de Creus (Canals *et al.*, 2006).

La formación de aguas profundas en el Mediterráneo Occidental se produce en el Golfo de León y está controlada por los vientos Mistral y Tramontana que enfrían las aguas superficiales del Golfo haciéndolas más densas y provocando su hundimiento masivo con velocidades de hasta 10 cm/s en amplias zonas del mar abierto con extensiones que llegan a decenas de kilómetros (Millot, 1990). Sin embargo, también se han identificado otros procesos que involucran el hundimiento de masas de agua en la plataforma continental. Durante inviernos donde se prolongan los eventos de vientos fríos y secos, éstos enfrían las aguas superficiales de la plataforma continental que aumentan su densidad y se hunden (Canals *et al.*, 2006; Palanques *et al.*, 2006) generando un movimiento de aguas densas en cascada conocido como Dense Shelf Water Cascading (DSWC). Estas masas de agua frías circulan por la plataforma y a través de los cañones llegando a zonas profundas hasta que alcanzan su equilibrio hidrostático, contribuyendo a la formación de las WIW (Dufau-Julliand *et al.*, 2004) e incluso a la renovación de las aguas profundas del Mediterráneo (Béthoux *et al.*, 2002; Canals *et al.*, 2006) (**Figura 1.11**).

Aunque puede parecer contradictorio el hecho de que los mismos vientos que provocan el hundimiento de masas de agua (Mistral y Tramontana) sean también responsables de

los eventos de surgencias costeras, estudios previos demuestran que a grandes rasgos, los vientos del noroeste producen surgencias en 2/3 partes del golfo, e hundimientos en 1/3 (Milot, 1982).



**Figura 1.12.** Batimetría del Golfo de León (IFREMER). Las flechas azules muestran los dos ramales de la Corriente del Norte (NC). La estrella blanca el lugar de extracción del testigo PRGL 1. La línea punteada roja la línea de costa en la actualidad, y la línea punteada azul la situación de la costa durante el último máximo glacial (Jouet *et al.*, 2006).

### 1.6.3 Antecedentes de la zona de estudio

Dos son los principales temas que se abarcan en el presente trabajo: (1) cambios en el nivel del mar, y (2) efectos de los cambios climáticos en el Golfo de León. Los cambios en el nivel del mar son los principales responsables de la formación de la plataforma continental durante el Pleistoceno. A través del estudio de su estratigrafía y arquitectura se han identificado periodos aproximados de 100 ka como consecuencia de la

progradación del sistema deltaico del Ródano durante épocas glaciales caracterizadas por bajos niveles del mar (Rabineau *et al.*, 2005; Jouet *et al.*, 2006; Rabineau *et al.*, 2006). De este mecanismo de formación se deduce, que durante los periodos fríos, y debido al descenso del nivel del mar, la desembocadura del Ródano avanza depositando la mayor parte de los sedimentos en la plataforma externa y talud continental (**Figura 1.12**). Por el contrario, durante los periodos cálidos y como consecuencia de la subida del nivel del mar, la desembocadura retrocede, depositando la mayor parte de los sedimentos en la plataforma interna, donde hay el suficiente espacio para acomodarlos.

Estudios más recientes acerca del origen de los sedimentos que llegan al Golfo de León constatan que estos provienen principalmente de la cuenca del Ródano y que la influencia de los ríos pirenaicos es mucho menor (Revillon *et al.*, 2011). Dicha cuenca drena principalmente los sedimentos de los Alpes con una gran concentración de carbonatos debido a su origen dolomítico. Por lo cual la proporción de carbonatos de origen detrítico con respecto a los materiales de origen silíceo en el material particulado es elevada. Además, en la actualidad, dicha proporción no se mantiene constante, aumentado con los eventos de inundaciones en la cuenca (Olivier *et al.*, 2010), lo que sugiere un cambio en los materiales de drenaje dependiendo de las condiciones de aridez o humedad.

El estudio más detallado de cambios en el nivel del mar en la zona de estudio fue llevado a cabo por Sierro *et al.* (2009). Utilizaron en el mismo testigo un nuevo método para monitorear cambios del nivel del mar en el registro sedimentario continuo a partir del % arena fina (62 y 152  $\mu\text{m}$ ). Además, definieron las capas condensadas, como capas ricas en material biogénico que fueron depositadas en periodos de baja tasa de sedimentación durante periodos interglaciares con alto nivel del mar, cuando la línea de costa estaba lo suficientemente alejada del talud y por consiguiente había suficiente espacio en la plataforma continental para acomodar los sedimentos procedentes del Ródano.

Respecto a los cambios climáticos acontecidos en el pasado, como consecuencia de que el Golfo de León es la principal zona de formación de aguas profundas del Mediterráneo Occidental, los trabajos se han centrado en el estudio de la variabilidad en la intensidad de los vientos del noroeste, que son el principal forzamiento detrás de



este proceso. Trabajos en los últimos 50 ka han relacionado los eventos estadales fríos con una intensificación en la formación de aguas profundas en el Golfo de León como resultado de la intensificación de los vientos del noroeste (Cacho *et al.*, 2000; Sierro *et al.*, 2005; Cacho *et al.*, 2006). Además, usando un modelo en 3 dimensiones, Kuhlemann *et al.* (2008) sugirió incursiones frecuentes de aire polar en el noroeste del Mediterráneo durante el último máximo glacial, favoreciendo la formación de WMDW. Aunque debido a su localización nuestro testigo no registra la formación de aguas profundas, si pueden registrarse procesos de hundimiento de aguas por el talud que pueden ventilar las aguas intermedias o profundas dependiendo de la profundidad de equilibrio que alcancen, ya que estos procesos dependen de la intensidad de los vientos del noroeste (Ulses *et al.*, 2008).

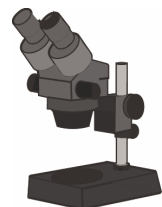
Especial atención merecen los trabajos micropaleontológicos de foraminíferos bentónicos y planctónicos llevados a cabo en el Golfo de León debido a que estos indicadores son la base de la presente tesis. Hasta la fecha pocos estudios se han centrado en las asociaciones de foraminíferos bentónicos en el área del Golfo de León (Schmiedl *et al.*, 2000; Fontanier *et al.*, 2008; Mojtahid *et al.*, 2009) y ninguno se ha centrado en el intervalo de tiempo que aquí se estudia. Schmiedl *et al.* (2000) describió el patrón de distribución y el microhábitat de foraminíferos bentónicos vivos de dos estaciones situadas en la parte alta de la zona batial, cuya principal diferencia era el contenido en carbono orgánico y la cantidad de oxígeno en el fondo. Fontanier *et al.* (2008) estudió la distribución ecológica de foraminíferos bentónicos vivos obtenidos a partir de 6 estaciones a diferentes profundidades (entre 350 y 2000 metros). Estas estaciones diferían en el contenido total en carbono orgánico, sus fuentes y la concentración de oxígeno. Mojtahid *et al.* (2009) se centro en comparar la densidad y la variabilidad de las asociaciones de foraminíferos bentónicos vivos en relación con diversos indicadores de calidad de la materia orgánica ( $\delta^{13}\text{C}$  y relación C/N). En cuanto a los foraminíferos planctónicos, uno de los estudios más importantes en el Mar Mediterráneo fue el elaborado por Pujol y Vergnaud-Grazzini (1995), quien basado en muestras de foraminíferos vivos recolectados a lo largo de un transecto NO-SE estableció los patrones generales actuales de distribución en invierno y primavera. Pocos estudios, han comparado las asociaciones de foraminíferos planctónicos y bentónicos en el Golfo de León (Vénec-Péyre, 1990; Melki *et al.*, 2009). Vénec-Péyre (1990) utilizó abundancias de foraminíferos bentónicos y planctónicos para demostrar la

importancia de los procesos sedimentarios en el control de la composición y distribución de tanatocenosis reciente. Melki *et al.* (2009) usó abundancias de foraminíferos bentónicos y planctónicos para explicar las relaciones entre temperatura superficial del agua, salinidad, productividad primaria y masas de agua profundas en los últimos 28 ka.

# Capítulo 2

---

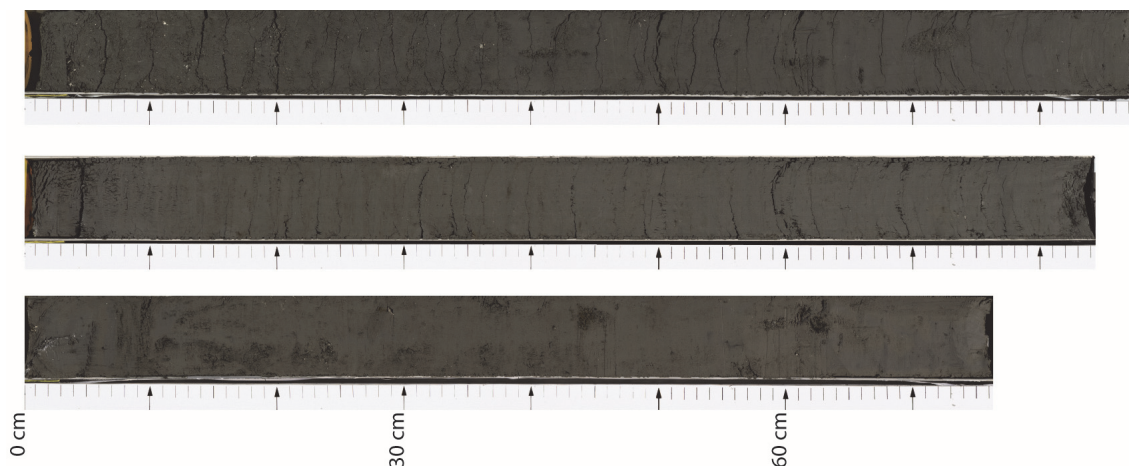
## Metodología





## 2.1 Materiales Empleados

Con el propósito de estudiar los cambios en el nivel del mar y la variabilidad climática del Mediterráneo Occidental se estudió el testigo PRGL 1 extraído en el Golfo de León (42.690 N, 3.838 E) a una profundidad de 298 m en el interfluvio de los cañones Herault y Boucart durante la campaña PROMESS1 (verano del 2004) (**Figura 1.12**). Su situación, no alejada del borde de la plataforma lo hace muy adecuado para monitorear cambios pasados en los aportes fluviales del Ródano, así como también en la productividad y ventilación en la parte alta de la columna de agua (su paleoprofundidad estimada durante los periodos glaciales es alrededor de 170 m). Además, en esta área la preservación de los registros paleoclimáticos continuos es óptima, ya que hay un buen balance entre la tasa de sedimentación y el espacio de acomodación, y porque está lo suficientemente alejada del Margen Catalán donde han sido documentados procesos erosivos (Rabineau *et al.*, 2005).



**Figura 2.1.** De abajo hacia arriba secciones 143, 148 y 153 del Testigo PRGL 1, extraído durante la Campaña PROMESS I en el Golfo de León (Mediterráneo Occidental)

Un total de 356 secciones fueron extraídas, hasta una profundidad de 300 metros bajo la superficie (mbsf, meters below seafloor). Las secciones fueron guardadas en una cámara frigorífica a 4 °C hasta su posterior análisis. En el laboratorio, se recogieron muestras de 1 cm de espesor cada 10 cm. En el presente estudio se analizaron muestras de 73.5 a 199.115 mbsf, que abarcaban de 133 a 400 ka, comprendiendo del Estadio Isotópico Marino 6 (MIS, Marine Isotope Stage) al 11.

## 2.2 Modelo de Edad

Para elaborar el modelo de edad, primero se construyó la curva de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides*. Para ello el testigo fue muestreado cada 10 cm. Se tomó una submuestra de aproximadamente 15 g de sedimento, se secó en un horno a 60 °C y se pesó. Las muestras fueron lavadas sobre un tamiz de 62  $\mu\text{m}$  de malla y el residuo fue secado y tamizado nuevamente en seco utilizando un tamiz con un tamaño de malla de 150  $\mu\text{m}$ . De 2 a 20 especímenes de *G. bulloides* de la fracción mayor de 150  $\mu\text{m}$  fueron extraídos para medir los ratios isotópicos de oxígeno y carbono. Los caparazones de los foraminíferos fueron tratados con una solución al 15% de  $\text{H}_2\text{O}_2$  para eliminar la materia orgánica, y limpiados con metanol en ultrasonidos para eliminar las partículas finas. Las muestras fueron analizadas en la Universidad de Kiel utilizando para ello un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251 con un error analítico más bajo de  $\pm 0.07\%$ . Todos los valores isotópicos fueron expresados en notación delta estándar relativa a V-PDB (Coplen, 1996).

El modelo de edad utilizado en este trabajo está dividido en dos partes: La primera parte, que va desde 23 a 279 ka, fue elaborada por Sierro *et al.* (2009), mientras que la segunda parte, que abarca desde 279 a 428 ka fue construida para el presente estudio.

La primera parte (Sierro *et al.*, 2009) (**Tabla 2.1**) (**Figura 2.2**) fue confeccionada a partir de la sincronización de los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  en *G. bulloides* y de la abundancia de las especies templado cálidas de foraminíferos planctónicos, con isótopos de oxígeno de testigos de hielo en Groenlandia (North Grip) (NGRIP members, 2004; Andersen *et al.*, 2006; Svensson *et al.*, 2008). El hecho de utilizar esta sincronización se basa en el parecido de los dos registros, y en datos de estudios previos que demuestran esta sincronía debido a la teleconexión existente entre Groenlandia y el Mediterráneo (Cacho *et al.*, 1999; Martrat *et al.*, 2004). La escala de edad de los testigos de hielo de Groenlandia fue utilizada entre 23 y 120 ka, mientras que entre 120 y 279 ka el modelo de edad se construyó a partir de la alineación del  $\delta^{18}\text{O}$  en *G. bulloides* con la curva del  $\delta^{18}\text{O}$  en foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki y Raymo, 2004).

**Tabla 2.1.** Tabla elaborada a partir de Sierro *et al.* (2009). Listado de eventos climáticos e isotópicos de oxígeno usados para la elaboración del modelo de edad con las edades de NGRIP y LR04. (1) Eventos climáticos descritos por Martrat *et al.* (2004) para el Mediterráneo Occidental. GIS= Interestadales de Groenlandia, Gs= Estadales de Groenlandia

Eventos	PRGL 1 Prof. (m)	NGRIP y LR04 Edad (kyr)	Eventos	PRGL 1 Prof. (m)	NGRIP y LR04 Edad (kyr)
Base GIS 2	19.74	23.28	Base Gs 19	63.59	70.70
Máx. $\delta^{18}\text{O}$	25.05	25.82	Base GIS 19	63.90	72.40
Top GIS 3	27.46	27.46	Base Gs 20	63.99	74.05
Base GIS 3	27.99	27.84	Base GIS 20	64.25	76.40
Top GIS 4	28.90	28.50	Base Gs 21	64.98	77.85
Base GIS 4	29.50	28.90	Base GIS 21	65.59	84.80
Pico GIS 4.1	31.56	30.72	Top GIS 22	66.14	87.75
Top GIS 5	32.88	32.04	Base GIS 22	66.50	90.10
Base GIS 5	33.30	32.52	Base GIS 23	67.30	104.05
Top GIS 6	33.86	33.38	Base Gs 24	67.90	105.45
Base GIS 6	34.30	33.80	Base GIS 24	68.70	108.30
Top GIS 7	35.30	34.72	Base Gs 25	69.99	110.65
Base GIS 7	35.65	35.46	Base Gs 26	71.20	118.70
Top GIS 8	36.18	36.60	MIS 5.53	72.27	126.00
Base GIS 8	36.75	38.24	Terminación II	72.45	133.00
Top GIS 9	37.77	39.96	Evento cálido 3'(1)	103.27	149.60
Base GIS 9	38.13	40.16	Top MIS 6.5	110.88	162.00
Top GIS 10	39.56	41.10	Evento cálido 6'(1)	112.08	165.42
Base GIS 10	40.08	41.50	Evento cálido 7'(1)	112.87	170.77
Top GIS 11	40.88	42.13	Base MIS 6.5	114.47	175.05
Base GIS 11	42.12	43.33	Evento frío 9'(1)	117.88	180.00
Top GIS 12	43.00	44.33	Evento cálido 9'(1)	119.12	181.41
Base GIS 12	44.65	46.98	Base evento frío 9'(1)	121.76	184.00
Top GIS 13	46.12	48.16	Top evento frío 10'(1)	123.11	186.72
Base GIS 13	47.46	49.28	Top MIS 7	123.44	191.00
Top GIS 14	48.98	51.68	MIS 7.1	124.09	201.00
Base GIS 14	49.50	54.22	MIS 7.2	125.37	205.00
Top GIS 15	50.39	55.42	MIS 7.3	125.75	217.00
Base GIS 15	50.66	55.78	Base MIS 7.3	125.97	222.52
Top GIS 16	51.38	56.38	Top MIS 7.5	127.36	232.00
Base GIS 16	52.37	58.32	Termination III	127.75	247.00
Base GIS 17	53.60	59.44	Base MIS 8.43	142.00	266.00
Top GIS 18	58.56	63.90	Top MIS 8.5	157.10	279.00

Para el intervalo entre el estadio 8 y el estadio 11 el modelo de edad fue elaborado principalmente a partir de la comparación directa del registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* y del porcentaje de especies de foraminíferos planctónicos de aguas cálidas con la curva de  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki y Raymo, 2005) (**Tabla 2.2**) (**Figura 2.2**). Durante los estadios isotópicos MIS 9 y 11 se optó por utilizar algunos nuevos puntos de referencia estimados a partir de la comparación de los registros del Golfo de León con algunos registros paleoclimáticos del Atlántico Norte con la finalidad de obtener una mayor resolución y evitar errores en el modelo de edad derivados de la utilización de pocos pointers durante periodos con alta variabilidad en la tasa de sedimentación. Para tal propósito se utilizó la curva de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* y de

porcentaje de polen arbóreo de Roucoux *et al.* (2006) para el MIS 9, y la curva de temperatura basada en alquenonas de Stein *et al.* (2009) para el MIS 11.

**Tabla 2.2.** Listado de eventos climáticos e isotópicos de oxígeno usados para la elaboración del modelo de edad basado en LR04. (1) Se refiere a periodos establecidos a partir de polen arbóreo (Roucoux *et al.*, 2006) donde el evento fue encontrado.

Evento	PRGL 1 Prof. (m)	Edad (ka)	Fuente
MIS 8.5	157.78	286	Lisiecki y Raymo (2005)
MIS 8.6	159.00	295	Lisiecki y Raymo (2005)
MD-7 (1)	159.43	304	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MD-6 (1)	159.51	307	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MD-5 (1)	160.24	314	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MD-4 (1)	160.71	320	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MIS 9.3	161.20	328	Lisiecki y Raymo (2005)
Terminación IV	162.91	337	Lisiecki y Raymo (2005)
Base 10.4	185.42	360	Stein <i>et al.</i> (2009)
MIS 11.23	196.76	383	Stein <i>et al.</i> (2009)
MIS 11.24	197.92	390	Stein <i>et al.</i> (2009)
MIS 11.3	199.12	406	Lisiecki y Raymo (2005)
Terminación V	212.00	424	Sierro <i>et al.</i> , <i>in prep</i>

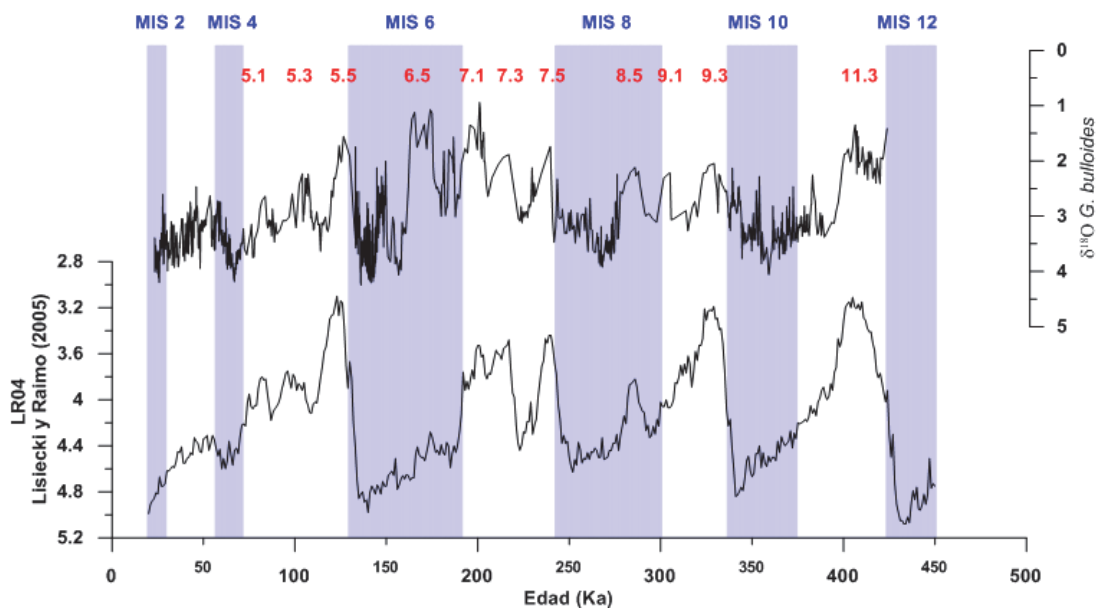
Las altas diferencias en la tasa de sedimentación entre el MIS 12 y MIS 11 durante la terminación V dificultaron la utilización directa de la curva de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* para la construcción del modelo de edad. Durante la última parte del MIS12 existió una tasa de sedimentación extremadamente alta que se redujo drásticamente en el MIS11. Para identificar la Terminación V se utilizó el evento estadal de tipo Heinrich presente identificado a partir del porcentaje de *Neogloboquadrina pachyderma (sin)* (Sierro *et al.*, *in prep*), asumiendo que dicho evento es el mismo que ha sido registrado en el Atlántico Norte por Stein *et al.* (2009), McManus *et al.* (1999) y otros autores en la Terminación V

### 2.3 Análisis micropaleontológicos

Los análisis micropaleontológicos consistieron en el conteo de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Para ello se utilizó la misma muestra que la usada durante los análisis isotópicos. Las muestras, fueron cuarteadas para reducir la población



original de foraminíferos hasta conseguir un total de 300 individuos en foraminíferos bentónicos y 400 en planctónicos que fueron los que se utilizaron para el recuento. Este objetivo, no pudo ser conseguido en foraminíferos planctónicos para todas las muestras, especialmente en los periodos glaciales debido a las altas tasas de sedimentación. Por consiguiente, para el análisis cuantitativo solo se tuvieron en cuenta muestras con más de 100 individuos, lo cual da resultados satisfactorios en estudios paleoceanográficos que basan su interpretación en especies con una proporción de al menos el 5 % de la asociación (Fatela y Taborda, 2002).



**Figura 2.2.** Comparativa de la curva de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* del testigo PRGL 1 con la curva isotópica de foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki y Raymo, 2005)

Los residuos se observaron a través de un microscopio estereoscópico Leica MS 5 (Figura 2.4.E). La identificación de los foraminíferos bentónicos a nivel de género se basó en Loeblich y Tappan (1988). Posteriormente se identificaron un total de 129 especies a partir de Ellis y Messina (2007) (Anexo). En el caso de los foraminíferos planctónicos, fueron identificadas 14 especies utilizando los conceptos taxonómicos de Hemleben *et al.* (1989) (Anexo).

En una parte del testigo (MIS 6 y 7) (Capítulo 3) se realizó el análisis de componentes principales sobre el porcentaje de especies tanto en foraminíferos planctónicos como en bentónicos con el propósito de reducir el número de variables de foraminíferos bentónicos y de constreñir de una manera más sencilla su relación con los foraminíferos

planctónicos. El análisis de componentes principales fue realizado en modo R (variables de entrada: profundidades de sondeo) utilizando STATISTICA (StatSoft, Inc, version 7, 2004). Aunque el modo Q (variables de entrada: especies) es habitualmente utilizado en estudios micropaleontológicos para agrupar y dirimir la relación entre las asociaciones de especies y los parámetros físicos, se decidió utilizar el modo R para evitar errores en el análisis derivados del hecho que no todas las especies están altamente correlacionadas. Esto es importante, ya que debido a que este método agrupa profundidades que están altamente correlacionadas y no especies, para determinar que especies dominan cada factor es necesario considerar su posición en los puntajes de los factores ("Factor scores"). Otro hecho importante a considerar es que las distribuciones de las variables de entrada no son normales, si no log-normales. Por consiguiente, para mejorar las correlaciones entre variables durante el análisis y disminuir el error se aplicó una transformación logarítmica:  $\log_{10}(x+1)$ . Donde x es el porcentaje de la variable al cual se le sumó 1 ya que el logaritmo de 0 no puede ser calculado. Además de normalizar los datos de nuestro análisis, esta transformación incrementó la importancia de las especies que eran menos abundantes.

Después de identificar los patrones de comportamiento de los foraminíferos bentónicos y planctónicos durante el MIS 6 y 7, y sus relaciones con las condiciones del fondo oceánico y de la columna de agua respectivamente, se realizó el mismo tipo de análisis de componentes principales en foraminíferos bentónicos en todo nuestro periodo de estudio (MIS 6 a 11) (Capítulo 4), para disminuir variables e identificar las asociaciones previamente descritas. A diferencia del anterior estudio, y dada la dificultad de separar en el segundo tramo las especies *Bulimina marginata* y *Bulimina aculeata* como consecuencia del intergradado que hace difícil su distinción (Filipsson *et al.*, 2010), se contabilizaron juntas. De hecho, algunos autores las consideran la misma especie (e.g. *B. marginata* var. *marginata* y *B. marginata* var. *aculeata*) (Jorissen, 1987). Por lo tanto los resultados fueron referidos como complejo *B. aculeata* / *B. marginata*.

Respecto a los foraminíferos planctónicos, y teniendo en cuenta los resultados del Capítulo 3, se calcularon para todo el tramo de estudio (Capítulo 4) 2 índices. Un índice de condiciones cálidas y de estratificación en la columna de agua formado por las siguientes especies: *Globigerinella calida*, *Globigerinella digitata*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides ruber* (alba), *Globorotalia inflata*, *Globorotalia menardii*,

*Globoturborotalita tenellus*, *Globoturborotalita rubescens*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Orbulina universa*. El segundo índice de condiciones frías y turbulentas en la columna de agua fue calculado a partir de la suma de las especies *G. bulloides* y *T. quinqueloba*.

Además de analizar las asociaciones de foraminíferos, también se calculó la Tasa de Acumulación de Foraminíferos Bentónicos (BFAR, Benthic Foraminifer Accumulation rate), utilizado como indicador para el flujo de materia orgánica en océano abierto (Herguera y Berguer, 1991). Aunque las condiciones en nuestra área de estudio son típicas de los ambientes de la parte alta del talud, con unas condiciones ambientales muy diferentes a las del océano abierto (e.g. mayor tasa de sedimentación), se utilizó este índice por considerarse fiable. Su cálculo se efectuó de la siguiente manera:

$$\text{BFAR (número de caparazones*cm)}=X*S*D*W^{-1} \quad (1)$$

Donde,

X: números de caparazones

S: Tasa de sedimentación (cm\*ka<sup>-1</sup>)

D: Densidad (g\*cm<sup>-3</sup>)

W: peso (g)

Todos los parámetros fueron medidos, excepto la densidad, que fue una aproximación. Asumimos que la densidad permaneció constante a lo largo del testigo, y para calcularla se utilizó la densidad medida a través de la atenuación de rayos Gamma. El valor promedio de la densidad fue de 1.95 g\*cm<sup>-3</sup>, con una desviación estándar de 0.08 (n=25581), mostrando que los valores a lo largo del testigo fueron aproximadamente constantes.

## 2.4 Análisis Geoquímicos

Con el objetivo de validar nuestros resultados micropaleontológicos así como de obtener nuevos resultados acerca de los procesos sedimentarios que se dieron en la zona de estudio como consecuencia de las descargas principalmente del Ródano, se

llevaron a cabo análisis de la composición del sedimento. En primer lugar las muestras fueron liofilizadas, y posteriormente se tomó una submuestra de aproximadamente 1 gramo que fue triturada con un mortero de ágata. A continuación, se efectuaron análisis de: (1) fracción orgánica (%nitrogeno y %carbono) y carbono inorgánico, mediante el cual se estimó el contenido en CaCO<sub>3</sub>, (2) análisis elemental (Fe, Al, Ti, Sr, Ca, P, K), y (3) extracción secuencial de fósforo.

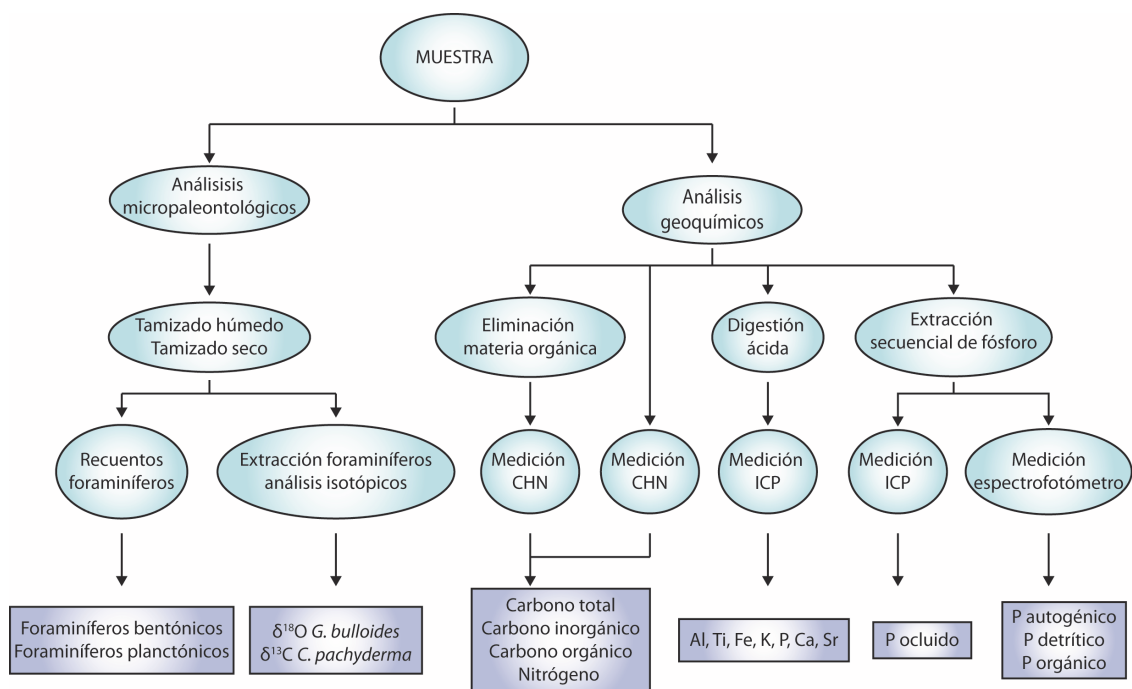


Figura 2.3. Esquema resumen de la metodología seguida para la obtención de datos de la presente tesis.

#### 2.4.1 Carbono orgánico, carbono inorgánico y nitrógeno

Primero se calculó la relación C/N en materia orgánica. Para ello, se eliminó en primera instancia el carbono inorgánico del sedimento siguiendo procedimientos estándares (Van Iperen y Helder, 1985), que consiste en la adición de HCl. En nuestro caso se incrementó la concentración de 1N a 2N porque se ha demostrado que esta concentración es más efectiva para eliminar por completo el carbono inorgánico (Kennedy *et al.*, 2005). Se colocaron 200 mg de muestra molida en tubos de centrifuga de 50 ml. Se dejaron secar toda la noche al baño maría sobre una plancha a aproximadamente 70°C con el objeto de evaporar el agua y el exceso de HCl. Para asegurarnos que todo el HCl fue eliminado y evitar daños en los sistemas de medición

del aparato se procedió al limpiado con agua desionizada. Se adicionaron 50 ml de agua desionizada en los tubos de centrifuga y se centrifugaron las muestras a 8000 r.p.m durante 10 minutos, se decantó el sobrenadante, y se repitió el proceso adicionando otros 50 ml, centrifugando y decantando. Después de la segunda decantación se transfirió la muestra húmeda a un vial y se dejó secar en un horno a 65°C hasta que toda el agua se hubiera evaporado. Una vez que se tuvieron las muestras libres de carbono inorgánico se procedieron a analizar en un analizador elemental Flash EA 1112 (**Figura 2.4.B**).

La muestra de aproximadamente 30 mg es introducida en unas cápsulas de aluminio en el sistema. La técnica está basada en la completa oxidación de la muestra mediante combustión con oxígeno puro a una temperatura aproximada de 1000°C. Los diferentes productos de combustión CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O y N<sub>2</sub> son transportados mediante un gas transportador (He<sub>2</sub>) y después selectivamente separados en columnas específicas para ser luego desorbidos térmicamente. Finalmente los gases pasan de forma separada por un detector de conductividad térmica que proporciona una señal proporcional a la concentración de cada uno de los componentes individuales de la muestra. La relación entre la señal y concentración ha sido previamente calculada mediante una recta de calibración.

Se hizo una réplica de cada muestra y se calculó el promedio de ambas para obtener el resultado final. Las réplicas fueron utilizadas para evaluar la precisión de las mediciones. Si la desviación estándar era mayor a 3 se efectuó una segunda réplica. Asimismo, cada 4 mediciones se introdujo un estándar cuya concentración era conocida para comprobar su exactitud. De esta manera se obtuvieron los porcentajes de carbono orgánico (%CO<sup>1</sup>) y nitrógeno (%N<sup>1</sup>) referidos a muestras sin carbono inorgánico.

El objetivo de calcular el carbono inorgánico (%CI) es el de obtener la concentración de carbonato de calcio en el sedimento (CaCO<sub>3</sub>). Teniendo en cuenta que se considera que todo el carbono inorgánico en el sedimento está en forma de CaCO<sub>3</sub>, y que la relación entre la masa del CaCO<sub>3</sub> y la masa del C es 100/12, para obtener el contenido en calcita en sedimento simplemente se ha realizado la siguiente operación:

$$\%CaCO_3 = \%CI * (100/12) \quad (2)$$

Para calcular el %CI se analizó una submuestra de sedimento molido sin tratamiento de HCl 2N en el analizador elemental Flash EA 1112, para de esta manera obtener el porcentaje de carbono total (%CT). Teniendo en cuenta que:

$$\%CT = \%CI + \%CO \quad (3)$$

El problema es que no es posible calcular directamente el %CI mediante la diferencia de %CT y %CO<sup>1</sup> (obtenido anteriormente) ya que mientras que el %CT está referido al total de la muestra, el %CO<sup>1</sup> está referido a la muestra sin CaCO<sub>3</sub> que ha sido eliminado mediante el tratamiento con HCl 2N. Por consiguiente, el %CO<sup>1</sup> dependerá de la cantidad de CaCO<sub>3</sub> eliminado. La relación entre el %CO (sin tratamiento de HCl) y el %CO<sup>1</sup> (con tratamiento de HCl), viene expresada por la siguiente ecuación:

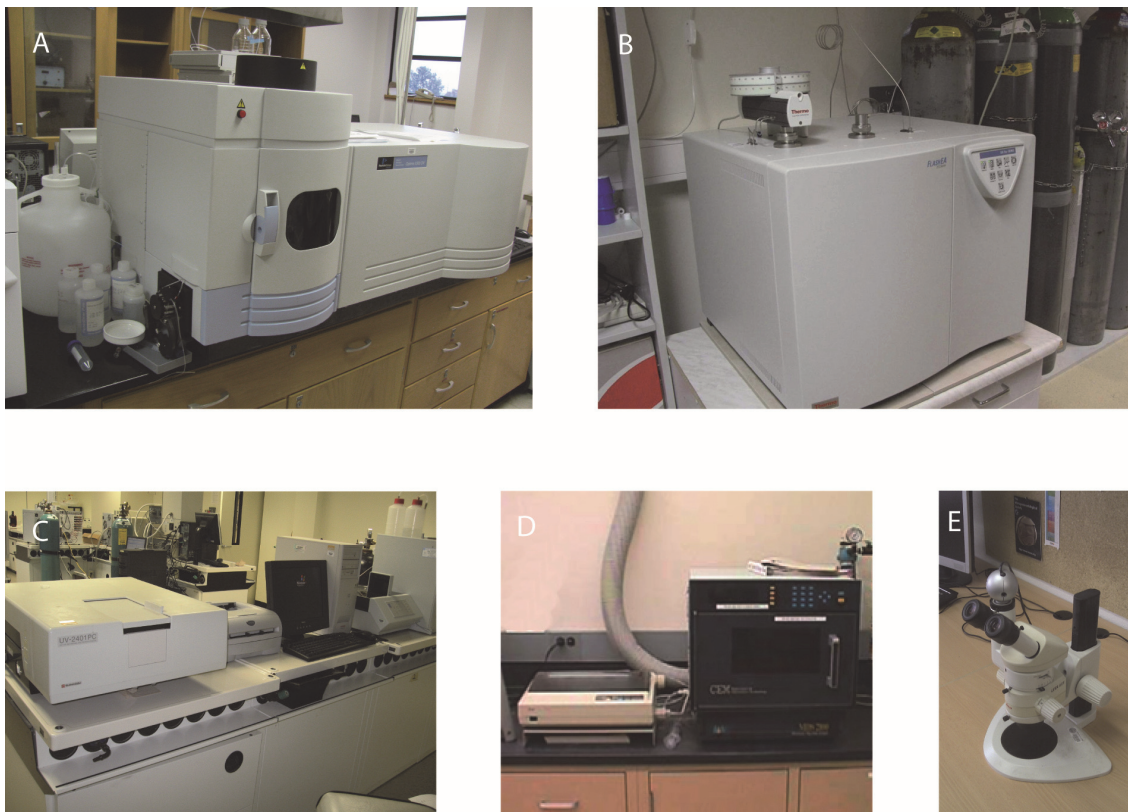
$$\%CO = (\%CO^1 / (100 - (\%CI * 100 / 12))) * 100 \quad (4)$$

Juntando las ecuaciones (3) y (4) tenemos un sistema de dos ecuaciones lineales con dos incógnitas (%CO, %CI) y dos variables conocidas (%CT, %CO<sup>1</sup>) que se puede resolver. De esta manera, con dos mediciones, una con tratamiento de HCl 2N y la otra sobre sedimento sin tratar de la misma muestra se obtendrán los valores de %CaCO<sub>3</sub>, %CO, %N y la relación C/N en materia orgánica.

#### 2.4.2 Análisis elemental

El análisis elemental se realizó mediante espectroscopia de emisión atómica, para lo cual la muestra debe de estar en fase líquida. Por ello, en muestras sedimentarias que se encuentran en fase sólida, se ha de añadir una etapa previa de disolución de dicha muestra. La técnica utilizada para este propósito fue la digestión ácida de sedimento en horno microondas. Esta técnica mejora la reactividad de los ácidos con la adición de una fuente de calor, y su efectividad ya que durante la digestión el sedimento se encuentra en un recipiente cerrado a presión. Para realizar el procedimiento, se disolvieron 100 mg de muestra molida utilizando un sistema de digestión de horno microondas MDS 2000 (**Figura 2.4.D**) con los ácidos HNO<sub>3</sub>, HF y HCl en una relación 5:4:1. Esta relación se utiliza porque es la más adecuada para la disolución de los elementos analizados en el presente estudio siguiendo las recomendaciones de la Agencia de Protección Ambiental

de Estados Unidos (EPA, Environmental Protection Agency) recogidas en el método EPA SW846 3051. Una vez completada la digestión se añadió 1 g de ácido bórico para estabilizar las soluciones. Posteriormente, las muestras fueron transferidas a tubos de centrífuga de polipropileno y diluidas hasta 50 ml con agua desionizada con lo cual se consideraron listas para analizar.



**Figura 2.4.** Instrumental utilizado durante el presente trabajo. **A.** Espectrómetro de emisión óptica Perkin Elmer iCAP 6000 acoplado a una fuente de plasma con un monocromador doble. **B.** Analizador elemental Flash EA 1112<sup>a</sup>. **C.** Espectrofotómetro Shimadzu UV-2101PC. **D.** Horno de digestión microondas MDS 2000. **E.** Microscopio estereoscópico Leica MS 5

La espectroscopia de emisión atómica se basa en el paso de una muestra por un plasma de argón. La energía del plasma permite la excitación de los electrones de todos los elementos que constituyen la muestra. Después de decaer a sus estados fundamentales, la energía adicional que poseen los electrones en su estado excitado es emitida en forma de radiación electromagnética produciéndose el denominado espectro de emisión. Las longitudes de onda de esta radiación son características de cada elemento, y la intensidad es directamente proporcional a la concentración de cada elemento en la muestra, lo que nos permite la determinación cuantitativa previa calibración del equipo. Como todos los elementos presentes sufren dicha excitación es preciso llevar a cabo la

separación de las distintas radiaciones producidas por los elementos mediante un sistema óptico de alta resolución basado en una red de difracción. La instalación de diversos detectores en las posiciones en las que se difractan las radiaciones de los distintos elementos de interés permite la determinación simultánea de varios elementos. El equipo utilizado para la determinación fue un espectrómetro de emisión óptica Perkin Elmer iCAP 6000 acoplado a una fuente de plasma con un monocromador doble (**Figura 2.4.A**). Las muestras fueron transferidas a tubos específicos del aparato y diluidas 1:10 con agua desionizada. Se hicieron tres replicados de cada muestra, siendo la concentración del elemento el promedio de las tres mediciones. Cada 30 muestras se colocó un blanco y 2 estándares de concentración conocida para controlar la exactitud del aparato. Previo al análisis de las muestras se construyeron las rectas de calibrado para cada elemento con estándares proporcionados por el fabricante, pudiendo obtener de esta manera los resultados de la concentración de Fe, Al, Ti, Sr, Ca, P, K. Para pasar a porcentaje en sedimento, se tuvieron que tener en cuenta las diluciones hechas y la cantidad de muestra pesada inicialmente (100 mg).

### **2.4.3 Extracción secuencial de fósforo (P)**

Para la extracción secuencial se utilizó la versión modificada de la técnica descrita por Ruttemberg (1992). Esta técnica (Filippelli *et al.*, 1994; Filippelli y Delaney, 1994; 1995; 1996; Filippelli, 2001) separa el fósforo en 4 componentes sedimentarios dependiendo de las características de disolución de los componentes, el orden de la reacción y de los tiempos de retención.

Antes de empezar la extracción secuencial se tamiza la muestra con tamices de 125  $\mu\text{m}$  de tamaño de malla para tener un rango limitado de tamaño de grano y aumentar la eficiencia de la extracción química. Para la extracción secuencial, dos réplicas de 100 mg por muestra fueron colocadas en tubos de centrífuga de 15 ml de polietileno. Durante cada reacción, que fue llevada a cabo a temperatura ambiente, los tubos fueron agitados con un agitador. Después de cada reacción las muestras fueron centrifugadas a 4500 rpm durante 12 minutos, y el sobrenadante fue vertido en tubos de polietileno. Algunos pasos de la extracción implicaban múltiples tratamientos, en este caso los sobrenadantes fueron agrupados en una colección de botes de polietileno. Todos los recipientes utilizados durante la extracción fueron limpiados con HCl 1N a 60 °C



durante un mínimo de 24 horas, no utilizando ningún detergente que contenga fósforo para evitar contaminación. Los detalles de la extracción secuencial están detallados en Ruttenberg (1992) y Filippelli y Delaney (1995), por lo que aquí solo se resumirán (**Tabla 2.3**). En el primer paso, que separa el P asociado a óxidos, se trata la muestra sólida con una solución de citrato de sodio 0.22M, bicarbonato de sodio 1M, y ditionita sódica 0.13M durante 6 h, seguido por tratamientos de  $MgCl_2$  1M y  $H_2O$  durante 2 h cada uno. En el segundo paso, que separa el P biogénico y autogénico, el sólido residual fue tratado con acetato de sodio 1M (tamponado a pH 4 con ácido acético) durante 5 h, seguido por dos tratamientos de  $MgCl_2$  1M y un tratamiento con  $H_2O$  de 2 h cada uno. En el tercer paso, que separa el P detrítico, el sólido residual fue tratado con HCl 1N durante 16 h. En el cuarto y último paso, que separa el P orgánico, el sólido residual fue secado a 60°C con una solución de  $MgCl_2$  al 50 % (peso/volumen), se incineró a 550 °C durante 2 h y después fue tratado con HCl 1N durante 24h.

Para todos los pasos diferentes del P unido a los óxidos, se empleó el método azul de molibdeno del ácido ascórbico (Strickland y Parsons, 1972) para desarrollar color. Las absorbancias y los cálculos de las concentraciones de fósforo fueron realizadas utilizando un espectrofotómetro Shimadzu UV-2101PC con interfaz computerizada (**Figura 2.4.C**). La absorbancia fue medida a 885nm. Previo a los análisis las absorbancias fueron puestas a 0 con agua desionizada. Cada fase del fósforo fue medida por separado, ya que se tuvo que construir la recta de calibrado con estándares y blancos teniendo en cuenta la matriz de reactivos de cada paso de la extracción. Debido a que la formación del complejo citrato-ditionita en la primera etapa de la extracción interfiere en la reducción del complejo molibdato-P, se requiere una extracción orgánica para poder calcular por este procedimiento las concentraciones de fósforo (Watannabe y Olsen, 1962; Ruttenberg, 1992). Como este procedimiento provoca unas desviaciones en las réplicas de más del 25%, se utilizó la espectroscopía de emisión atómica, descrita en el apartado anterior, para calcular las concentraciones de P unido a óxidos, que obtiene desviaciones en las réplicas <10% (Filippelli, 2001).

**Tabla 2.3.** Resumen del protocolo para la extracción secuencial de fósforo. Basado en (Filippelli y Delaney, 1995)

Nombre de la extracción	Nº extracción	Tratamientos	Procesos reactivos	Componente de P aislado
Fósforo asociado a óxidos	I	10 mL solución CDB (citrate de sodio 0.22M, bicarbonato de sodio 1M y ditionita sódica 0.13M) (6h) 10 mL MgCl <sub>2</sub> (2h) 10 mL H <sub>2</sub> O (2h)	Reducción del Fe por parte de la ditionita Formación del complejo MgPO <sub>4</sub> .	P débilmente adsorbido y P ligado a complejos de Fe reducibles o reactivos
Fósforo autogénico/biogénico	II	10 mL de acetato de sodio 1M tamponado a pH 4 con ácido acético (5h) 10 mL MgCl <sub>2</sub> (2h) 10 mL MgCl <sub>2</sub> (2h) 10 mL H <sub>2</sub> O (2h)	Disolución ácida a pH bajo	Fluoropatita carbonatada (CFA), Hidroxiapatita biogénica y CaCO <sub>3</sub> ligado a P
Fósforo detrítico	III	13 mL HCl 1N (16h)	Disolución ácida a pH muy bajo	Fluoropatita detrítica ligada a P
Fósforo orgánico	IV	1 mL MgCl <sub>2</sub> al 50% (p/v) Secar en horno a baja temperatura (60°C) Incinerar a 550 °C (2h) 13 mL HCl 1N (24h)	Oxidación seca de compuestos orgánicos Disolución ácida de los residuos incinerados a pH muy bajo	P orgánico

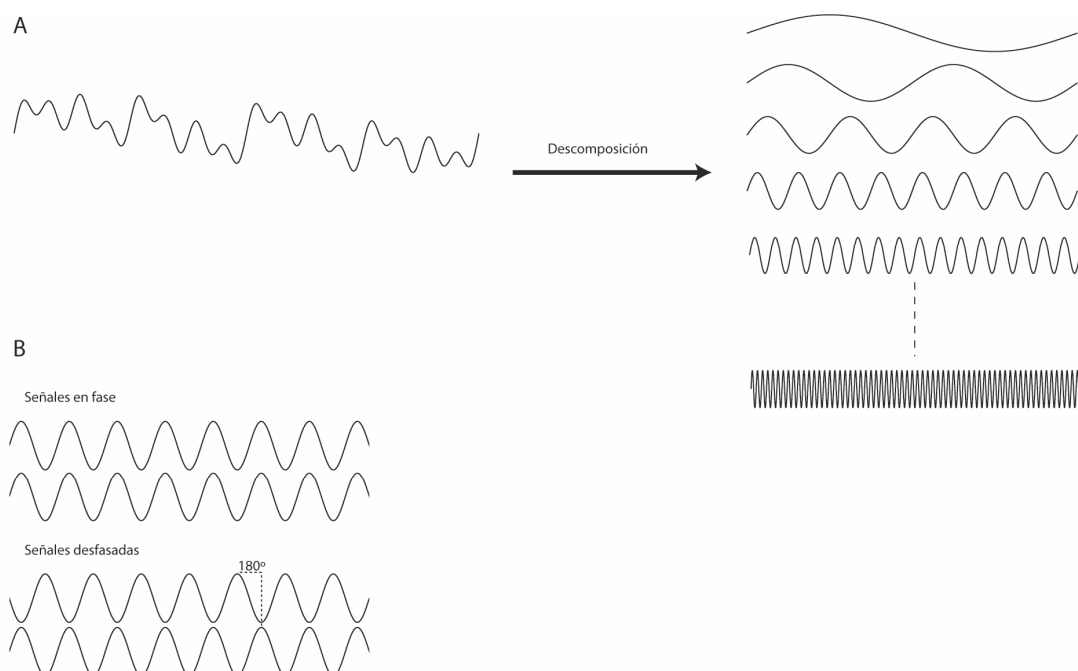
## 2.5 Análisis espectral

Con el fin de obtener cuales eran los periodos de oscilación de nuestros indicadores y poder así dirimir cuales eran los forzamientos que los producían se realizó un análisis espectral. Éste fue dividido en 2 partes: (1) Análisis de densidad espectral, y (2) Análisis de coherencia espectral.

Para realizar este tipo de análisis primero se ha de tener en cuenta cual es la longitud de la serie, en nuestro caso 266 ka (de 133 a 400 ka). Debido a que para ser considerado significativo un ciclo ha de estar presente como mínimo 3 veces en nuestra serie de tiempo, los forzamientos debidos a la excentricidad con periodicidades de 100 ka, se encuentran en el límite de confianza del análisis. Dichos forzamientos pudieron ser identificados en la serie temporal e interpretados debido a su magnitud sin necesidad de

un análisis espectral. Por consiguiente, este análisis se centró en las oscilaciones de mayor frecuencia (oblicuidad, precesión y variabilidad a escala milenaria) que son más difíciles de identificar. Además del análisis de espectral, y con el objeto de poder establecer una correspondencia visual entre las frecuencias más importantes de los indicadores se realizaron filtros Gaussianos mediante AnalySeries 2.0 en las series de datos centrados en las frecuencias de interés

El cálculo de la densidad y coherencia espectral fue realizado a partir del método de Welch utilizando MatLab. El método consiste en dividir las series de tiempo en segmentos, calculando el periodograma modificado de cada uno, y después promediando las estimaciones de densidad espectral (Welch, 1967). En el análisis se utilizaron dos segmentos de 133 ka cada uno, por lo cual, teniendo en cuenta el supuesto de que sólo periodos con tres ciclos podían ser considerados significativos se tomaron en cuenta las oscilaciones menores a 44 ka. Además debido a la resolución de nuestro muestreo (aproximadamente 1 ka), se consideraron sólo las periodicidades mayores a 2 ka (frecuencia de Nyquist), ya que se necesitan al menos 2 puntos para completar un ciclo.



**Figura 2.5.** Análisis de coherencia espectral. **A.** Ilustración de la descomposición de una señal en sus periodos de oscilación. **B.** Representación de dos señales en fase y desfasadas 180°.

Una vez identificadas mediante el análisis de densidad espectral cuales eran las frecuencias más importantes de nuestros indicadores se realizó un análisis de coherencia espectral sobre estas frecuencias. Para efectuar el cálculo de coherencia espectral entre dos señales se descomponen la señales en sus periodos de oscilación (**Figura 2.5.A**) y se comparan entre sí, indicándonos que tan bien están correlacionadas estas series dentro de cada banda de frecuencia. Puede ser pensada como el coeficiente de correlación en el espacio de la frecuencia. Va de 0 a 1, donde 1 indica una coherencia perfecta y 0 que las dos series son independientes. A este tipo de análisis se le añade siempre el cálculo de la fase, para observar si ambas señales son coincidentes en el tiempo o si existe un adelanto o un retraso entre ambas. La fase puede ser interpretada como una medida en grados, de cuanto una señal precede a la otra. Así, si 2 señales son coherentes en una frecuencia, están correlacionadas si la fase es 0, y anticorrelacionadas si la fase es -180 o 180 (**Figura 2.5.B**). En caso que la fase tome valores intermedios a estos, significará que ambas señales están desfasadas (Tcheslavski, 2005).

# Capítulo 3

---

Impact of climate and sea level changes on the ventilation of intermediate water and benthic foraminifer assemblages in the Gulf of Lions, off south of France, during MIS 6 and 7



Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 309, 215-228



**Impact of climate and sea level changes on the ventilation of intermediate water and benthic foraminifer assemblages in the Gulf of Lions, off South France, during MIS 6 and 7**

Aleix Cortina<sup>1</sup>, Francisco Javier Sierra<sup>1</sup>, Beatriz González-Mora<sup>1</sup>, Alessandra Asioli<sup>2</sup>, José Abel Flores<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, University of Salamanca, Plaza de la Merced sn, 37008 Salamanca, Spain. Tel: (+34) 923 294497. Fax: (+34) 923 294514. e-mail: acortina@usal.es; sierra@usal.es; mora@usal.es; flores@usal.es.

<sup>2</sup> Istituto di Geoscienze e Georisorse del C.N.R.- UOS di Padova, Via G. Matteotti 30, 35137 Padova, Italy. e-mail: alessandra.asioli@igg.cnr.it

**ABSTRACT**

Benthic and planktic foraminifer assemblages together with oxygen stable isotope were studied in the PRGL1 borehole (Promess1), drilled on the upper slope of the Gulf of Lions, with a view to reconstruct the impact of climate changes on surface and bottom waters between MIS7 and MIS6. Foraminifer species were grouped by R-mode principal components analysis. We obtained 3 factors in benthic assemblages that were related to eutrophic, mesotrophic and oxygenated environments. In the planktic foraminifer assemblages four factors were considered that explained the changes of sea surface temperature, productivity and turbulence in the water column. Variations in the terrestrial organic carbon supply associated with eustatic sea level changes mainly controlled oxygen consumption and the benthic communities. During MIS7, the benthic communities were mainly mesotrophic owing to the low supply of terrestrial organic carbon because the coastline was distant from the slope. However, during MIS6 the sea level drop caused a rapid progradation of the River Rhone prodelta and dramatically increased the supply of terrestrial organic carbon, resulting in a pronounced increase in eutrophic foraminifers. Apart from the effect of the river discharge, which contributed to the reduced oxygen content, we recognized periods of intense bottom ventilation during MIS 6 and, to a lesser extent, in the substacial stages of MIS 7. The ventilation events are well matched by higher turbulence and convection in the water column during cold episodes associated with an intensification of the northwesterlies. In contrast, during the short, millennial scale warming events of MIS6 the stratification of the water column rapidly reduced bottom ventilation. These results are consistent with those reported in previous studies that point to enhanced dense-water formation in the Gulf of Lions during cold stages.

**Keywords:** benthic foraminifer, planktic foraminifer, bottom ventilation, Mediterranean Sea, sea level

### 3.1 Introduction

Ventilation of the deep Mediterranean Sea is mainly driven by winter changes in wind intensity in the region of the Gulf of Lions which triggers dense deep-water formation (Millot, 1990). Subsequently, these changes play an important role in controlling the distribution of deep-sea benthic microfaunas that are adapted to different oxygen concentrations. Studies carried out in recent years have revealed that the rates of deep-water ventilation were higher during glacial periods and lower during interglacials (Cacho *et al.*, 2000; Cacho *et al.*, 2006; Kuhlemann *et al.*, 2008; Sierro *et al.*, 2009). However, little is known about the changes in the oxygenation of intermediate waters and the benthic microfaunal assemblages living in these water masses.

In the present study we analyzed the benthic foraminifer assemblages from the PRGL1 borehole, drilled on the upper slope of the Gulf of Lions continental margin, in order to determine the main paleoceanographic and paleoclimatic changes that occurred in this region between 133 and 248 kyr ago. The location of this site not far from the shelf-break, means that it has potential for recording past changes in productivity and ventilation in the upper part of the water column (its paleodepth during glacial maximum was only 170 m) as well as changes in sediment and organic carbon supply from the Rhone River. Currently, the river mouth and the fine-grained prodeltaic sediments, which are rich in organic carbon, are being deposited near the coast, about 70 km away from the upper slope. However, during glacial periods the prodelta was very close to the shelf break (Jouet *et al.*, 2006), changing the substratum and food availability of the benthic communities living there.

To date, few studies have reviewed the benthic foraminifer assemblages of the Gulf of Lions area (Schmiedl *et al.*, 2000, Fontanier *et al.*, 2008; Mojtahid *et al.*, 2009), and none of them has focused on MIS 6 and 7. Schmiedl *et al.* (2000) described the distribution pattern and microhabitat of living benthic foraminifers from two upper bathyal stations differing mainly in total organic carbon and the bottom oxygen content. Fontanier *et al.* (2008) reported the ecological distribution of living benthic foraminifers obtained from 6 stations at different depths between 350 m and 2000 m. Those stations had different conditions of total organic carbon, sources of organic carbon and oxygen concentrations. Mojtahid *et al.* (2009) focused their study on comparing the density and



variability of living benthic foraminifer assemblages with the quality of organic matter ( $\delta^{13}\text{C}$  and C/N-ratios). Regarding planktic foraminifers, one of the most important studies for the Mediterranean Sea was conducted by Pujol and Vergnaud-Grazzini (1995), who based on samples of living assemblages collected along a NW-SE transect established the current general patterns of distribution in winter and spring. Few studies have compared planktic and benthic foraminifer assemblages in the Gulf of Lions (Vénec-Péyre, 1990; Melki *et al.*, 2009). Vénec-Péyre (1990) used benthic and planktic foraminifer abundances to demonstrate the importance of sedimentary processes in controlling the composition and distribution of recent thanatocenoses. Melki *et al.* (2009) using benthic and planktic foraminifer abundances explained the links between surface water temperature, salinity, primary productivity and deep-water masses in rapid fluctuations over the past 28 kyr.

### **3.2 Regional settings**

The Gulf of Lions is situated in the north-western part of the Mediterranean Sea. The general surface circulation is mainly driven by the Northern Current (NC), which is divided into two branches: the main branch, flowing through the open sea along the Catalan-Balearic Sea, and the secondary branch, which circulates along the edge of the continental shelf (Millot, 1990). The secondary branch is composed of surface layers of the main current that spread onto the continental shelf (Lapouyade and De Madron, 2001). Owing to seasonal stratification and the wind system, the current oscillates in magnitude and direction over the year, doubling its magnitude during winter in comparison with the summer (Béthoux, 1984).

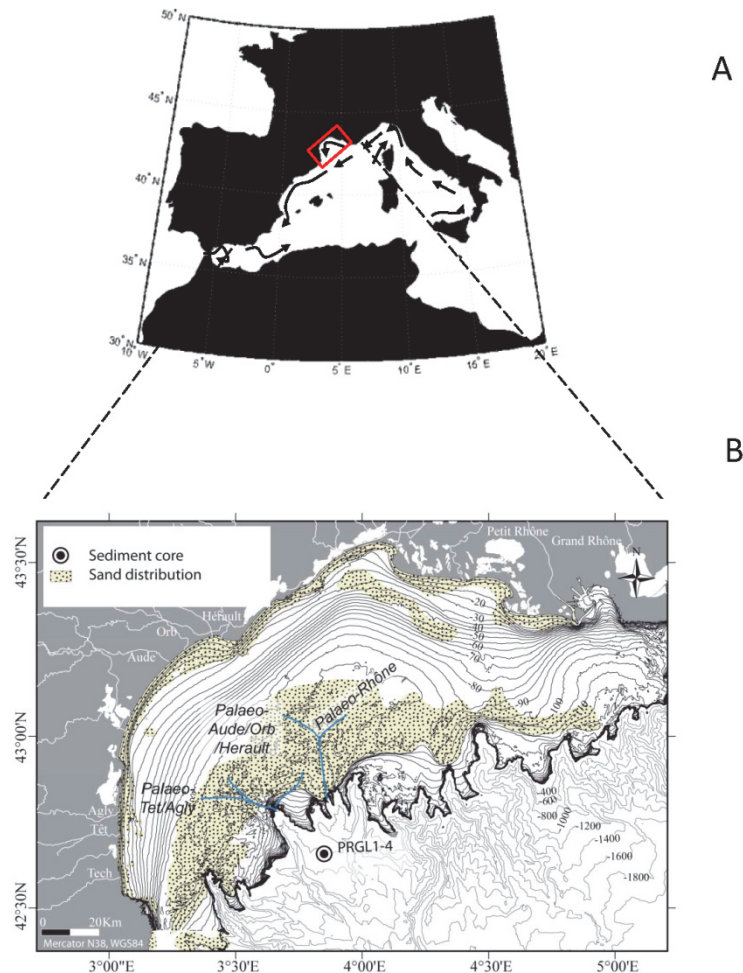
The Gulf of Lions is an area of dense deep-water formation. Cold northwesterly winds (the Mistral and Tramontana) blowing through the passages between the Pyrenees, the Massif Central and the Alps cool the surface water, which, as a result of its increasing density, sinks. The sinking speed can reach values of up to 10 cm/s in large areas of open sea (up to tens of square kilometers) (Millot, 1990). Another event that involves deep-water formation in the Gulf of Lions occurs on the continental shelf and is usually referred to as Dense Shelf Water Cascading (DSWC). DSWC is produced during winters when dry and cool northwesterly wind events are prolonged. Despite the gain in

buoyancy induced by fresh water input from rivers, the surface water of the continental shelf increases its density and sinks (Canals *et al.*, 2006; Palanques *et al.*, 2006). DSWC has been observed in several areas (Ivanov *et al.*, 2004; Vilibic *et al.*, 2004). It appears as a predominant mechanism controlling both the annual and interannual variability of shelf water export in several places (Béthoux *et al.*, 2002; Dufau-Julliand *et al.*, 2004; Guarracino *et al.*, 2006). Dense waters flow down the continental slope until they reach their hydrostatic equilibrium level, contributing to the formation of Winter Intermediate Water (WIW) (Dufau-Julliand *et al.*, 2004) and even to a renewal of deep waters in the Mediterranean basin (Béthoux *et al.*, 2002; Canals *et al.*, 2006). WIW is also formed outside the continental shelf when North Atlantic Water (NAW) is cooled without any intense mixing with the waters below (Millot, 1999).

Owing to its negative water budget (precipitation-evaporation < 0), the Mediterranean Sea has an anti-estuarine circulation, resulting in oligotrophic conditions across most of it (Béthoux, 1979). However, there are some regions with eutrophic conditions due to their particular hydrographic conditions (i.e. the Gulf of Lions). The Gulf of Lions is one of the most productive areas in the Western Mediterranean Sea owing to vertical mixing in winter, upwelling events, and the nutrient input from the Rhône (Lefèvre *et al.*, 1997). At a large scale, the northwesterly wind induces upwelling, that spreads out over 2/3 part of the gulf (in the NE), and downwelling over 1/3 part (in the SW) (Millot, 1982). Consequently, northwesterly wind is responsible of downwelling and upwelling processes simultaneously. Regarding productivity levels, the Gulf can be divided into four parts (Lefèvre *et al.*, 1997). The first one is the oligotrophic area of the Gulf of Marseilles, which is not influenced by the Rhône plume. Second is the area influenced by the Rhône plume. Third is the zone situated to the west of the Rhône, where the borehole studied is located. In this area the effect of the Rhône plume is less important due to the dilution of nutrients caused by the NC and the Mistral (e.g. wind effect on shape and extension of river plume (Morel *et al.*, 1991)). Fourth is the area located south of the NC (southern branch), where productivity is high due to the frontal zone (e.g. the transition area between the NC and the southern area) (Sournia *et al.*, 1990).

### 3.3 Material and methods

During the Promess1 campaign (summer 2004), a borehole (PRGL 1) was drilled in the Gulf of Lions (42.690 N, 3.838 E) (**Figure 3.1**) at the interfluve of the Boucart and Herault canyons at a water depth of 298 m in order to study the sea level changes and climatic variability of the Western Mediterranean Basin. This area is very suitable for the preservation of continuous sedimentary paleoclimatic records because there is a good balance between the sedimentation rates and the accommodation space and because it is not strongly influenced by the Rhône deltaic system and is very distant from the Catalanian Margin, where erosive processes have been documented (Rabineau *et al.*, 2005).



**Figure 3.1.** **A.** Map of the Western Mediterranean Sea. Black arrows represent approximate steady current paths based on Millot (1999). **B.** Magnification of the study area taken from Jouet *et al.* 2006. The present day morphology and the sand distribution on the continental shelf illustrating the last deglacial sea-level rise.

### 3.3.1 Benthic and planktic foraminifer samples

Although the borehole has a total depth of 300 meters, here we present data from 73.500 to 129.607 mbsf (meters below sea floor), corresponding to marine isotopic stages 6 and 7, accordingly to age model from Sierra *et al.* (2009). At the laboratory, the core was sampled at 10 cm intervals (1 cm thick slices). A subsample of approximately 15 g was taken, dried in an oven and weighed. Then, the subsample was washed over a sieve with a 63- $\mu\text{m}$  mesh to discard the mud fraction. Following this, it was dried and separated with a sieve of 150- $\mu\text{m}$  mesh. The fraction larger than 150  $\mu\text{m}$  was used to count the benthic and planktic foraminifers.

According to age model (Sierra *et al.*, 2009) the average resolution of the benthic and planktic foraminifer samples was approximately 1 kyr. The samples were split up until at least 300 benthic foraminifers and 400 planktic foraminifers had been counted. This could not be achieved in the case of the planktic foraminifers for all the samples, especially in glacial periods, due to the high river input that decreased their accumulation rates. Consequently, for the quantitative study we only took into account samples with more than 100 individuals, since it is very satisfactory procedure for paleoceanographic studies, which base their interpretation on species with a proportion of at least 5 % of the assemblage (e.g. this case) (Fatela and Taborda, 2002). Benthic foraminifer genus was identified according to Loeblich and Tappan (1988). Subsequently a total of 129 species were recognized using Ellis and Messina (2007). Fourteen planktic foraminifer species were identified using the taxonomic concepts of Hemleben *et al.*, (1989).

### 3.3.2 Statistical analyses

In order to constrain the relationship between planktic and benthic foraminifers we applied an R-mode Principal Component Analysis using STATISTICA (StatSoft, Inc, version 7, 2004). Although Q-mode analysis is frequently used in micropaleontological studies for grouping and assessing the relationship between assemblages and physical parameters, we decided to use an R-model in order to avoid errors in the analysis deriving from the fact that not all the variables were highly correlated. This is important, because unlike the Q factor analysis this method does not group species that

are highly correlated but does group cases. Thus, to determine in which factor each species is more important it is necessary to consider its position within the factor, as ranked from factor scores.

It should be remarked that the statistical distributions of the benthic and planktic foraminifer assemblages are not normal but log-normal. Consequently, to improve the correlations between variables when Principal Component Analysis was performed a  $\log_{10}(x+1)$  transform was applied, where  $x$  is the percentage data, and 1 was added because the logarithm of 0 cannot be computed. Besides normalizing the data, in our analysis this transformation increased the importance of the species that were less abundant.

### **3.3.3 Paleoproductivity estimates**

The benthic foraminifer accumulation rate (BFAR: number of tests\* $\text{cm}^{-2}$ \* $\text{kyr}^{-1}$ ) was used as a proxy for organic matter flux. A direct relationship between BFAR and organic matter flux has been demonstrated in open ocean settings (Herguera and Berguer, 1991). Although conditions in our study area are typical of upper-slope environments we used this proxy since it was the most reliable tool we had to assess organic matter fluxes. The BFAR was calculated as follows:

$$\text{BFAR} = X * S * D * W^{-1}$$

where,

X=Number of tests.

S= Sedimentation rates ( $\text{cm} * \text{kyr}^{-1}$ ).

D= Density ( $\text{g} * \text{cm}^{-3}$ ).

W= Weight (g).

All parameters were measured, except density, which is only an approximation. We assumed that density would remain fairly constant along the core, and to calculate it we used Gamma ray density. The general density value was  $1.95 \text{ g} * \text{cm}^{-3}$ , with a standard deviation of 0.08 (n=25581), showing that the values along the core remained nearly constant.

### 3.4 Results

#### 3.4.1 Principal component analysis of benthic foraminifer assemblages

The results of the principal component analysis of the benthic foraminifer fauna are summarized in **Table 3.1**. Three principal component factors were extracted, explaining a total variance of 80.2%.

**Table 3.1.** Factor scores and explained variance of the most important species of benthic foraminifers resulting from R-mode principal component analysis. Three factors were extracted, explaining a total variance of 80.1 %.

Factor 1B Variance=38.7%		Factor 2B Variance= 16.3%		Factor 3B Variance=25.1%	
Species	Score	Species	Score	Species	Score
<i>M. barleeaanum</i>	3.92	<i>T. angulosa</i>	4.44	<i>B. dilatata</i>	7.06
<i>U. peregrina</i>	3.53	<i>C. laevigata</i>	3.99	<i>B. marginata</i>	5.03
<i>C. pachyderma</i>	3.18	<i>Q. seminulum</i>	3.75	<i>B. aculeata</i>	3.78
<i>B. inflata</i>	3.15	<i>M. subrotunda</i>	3.23	<i>C. laevigata</i>	2.96
<i>C. laevigata</i>	2.85	<i>P. oblonga</i>	3.06	<i>G. umbonatus</i>	1.59
<i>B. marginata</i>	2.68	<i>C. foliorum</i>	2.63	<i>S. bulloides</i>	1.41
<i>T. angulosa</i>	2.67	<i>L. lobatula</i>	2.45		
<i>G. subglobosa</i>	2.57	<i>G. praegeri</i>	1.38		
<i>T. articulata</i>	1.94	<i>A. stelligerum</i>	1.35		
<i>P. ariminensis</i>	1.66	<i>B. dilatata</i>	1.13		
<i>B. aculeata</i>	1.62	<i>T. tricarinata</i>	1.09		
<i>S. schlumbergeri</i>	1.58	<i>Miliolinella</i> sp4	1.08		
<i>B. alata</i>	1.45	<i>P. quadriloba</i>	1.03		
<i>G. neosoldanii</i>	1.34	<i>M. elongata</i>	1.03		

Factor 1B, explaining 38.7% of the variance, is mainly composed of *Melonis barleeaanum*, *Uvigerina peregrina*, *Cibicidoides pachyderma*, and *Bulimina inflata*. The comparison of factor loadings with the record of  $\delta^{18}\text{O}$  in *Globigerina bulloides* (Sierra *et al.*, 2009) revealed that the highest values were reached during MIS 7, especially during the warmest periods (7.1, 7.3 and 7.5) (**Figure 3.2**). Although 1B remained as the predominant factor during MIS 7, its loadings are lower in the glacial substages (7.2 and 7.4). These periods were dominated by high abundances of *M. barleeaanum*, which replaced the other main species. When MIS 6 is reached this factor tends to decrease from the beginning to the end.

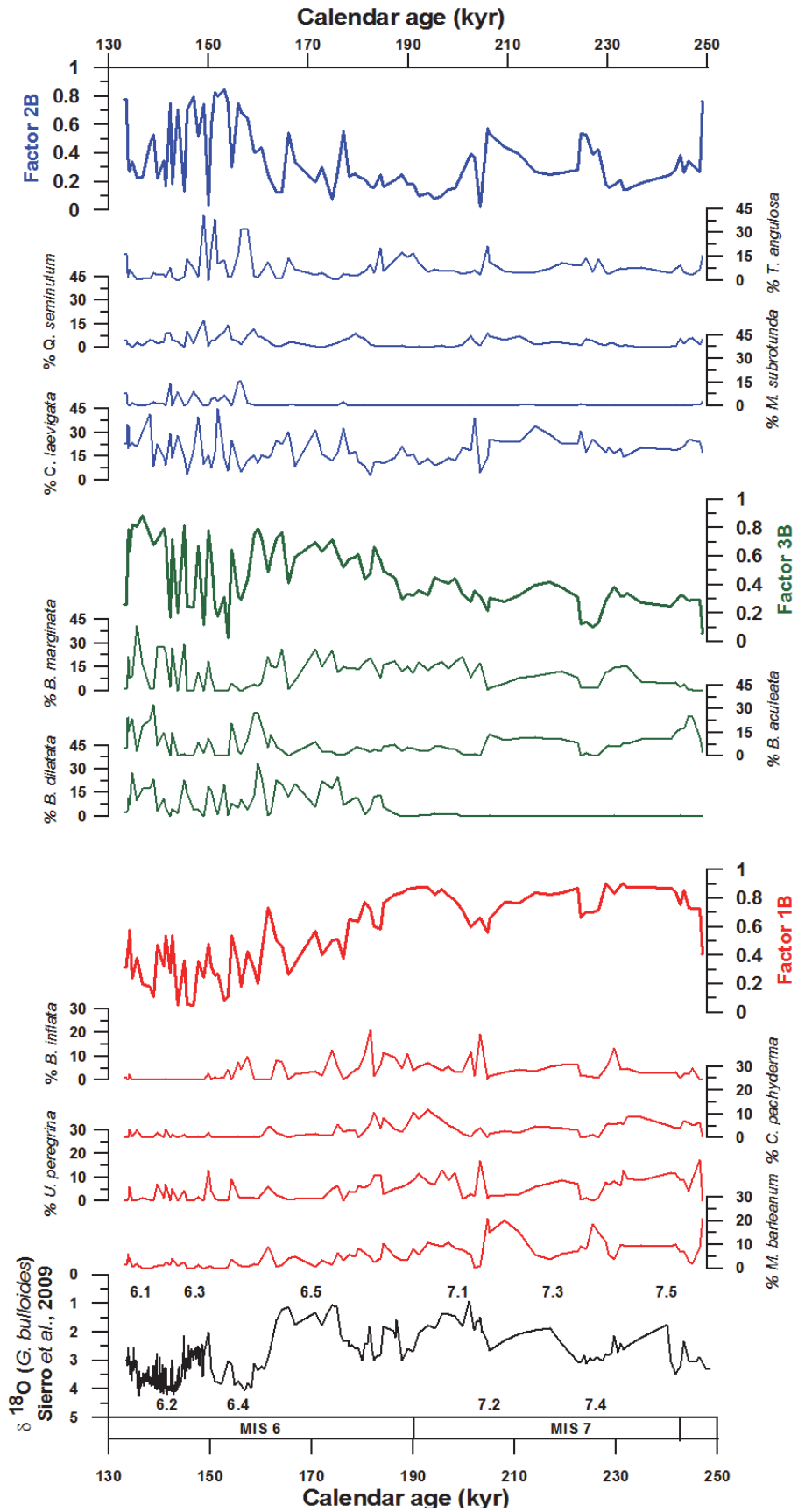
For Factor 2B (16.3% of the variance), the main species are *Trifarina angulosa*, *Cassidulina laevigata*, *Quinqueloculina seminulum*, *Miliolinella subrotunda* and *Pyrgo oblonga*. The highest values of Factor 2B are seen between 140 and 155 kyr. During

MIS 6, the loadings were higher at intervals in which Factor 3B was less significant. Moreover, it became more important in glacial substages of MIS 7, when Factor 1B decreased but 2B only dominated the association in glacial substage 7.2 because in 7.4 Factor 1B remained predominant (**Figure 3.2**).

Factor 3B, with an explained variance of 25.1%, mainly comprises *Brizalina dilatata*, *Bulimina marginata* and *Bulimina aculeata*. Significant loadings were found only during MIS 6, in periods with the lowest values of Factor 2B. The trend from the beginning of MIS 6 is to increase upward, replacing Factor 1B (**Figure 3.2**).

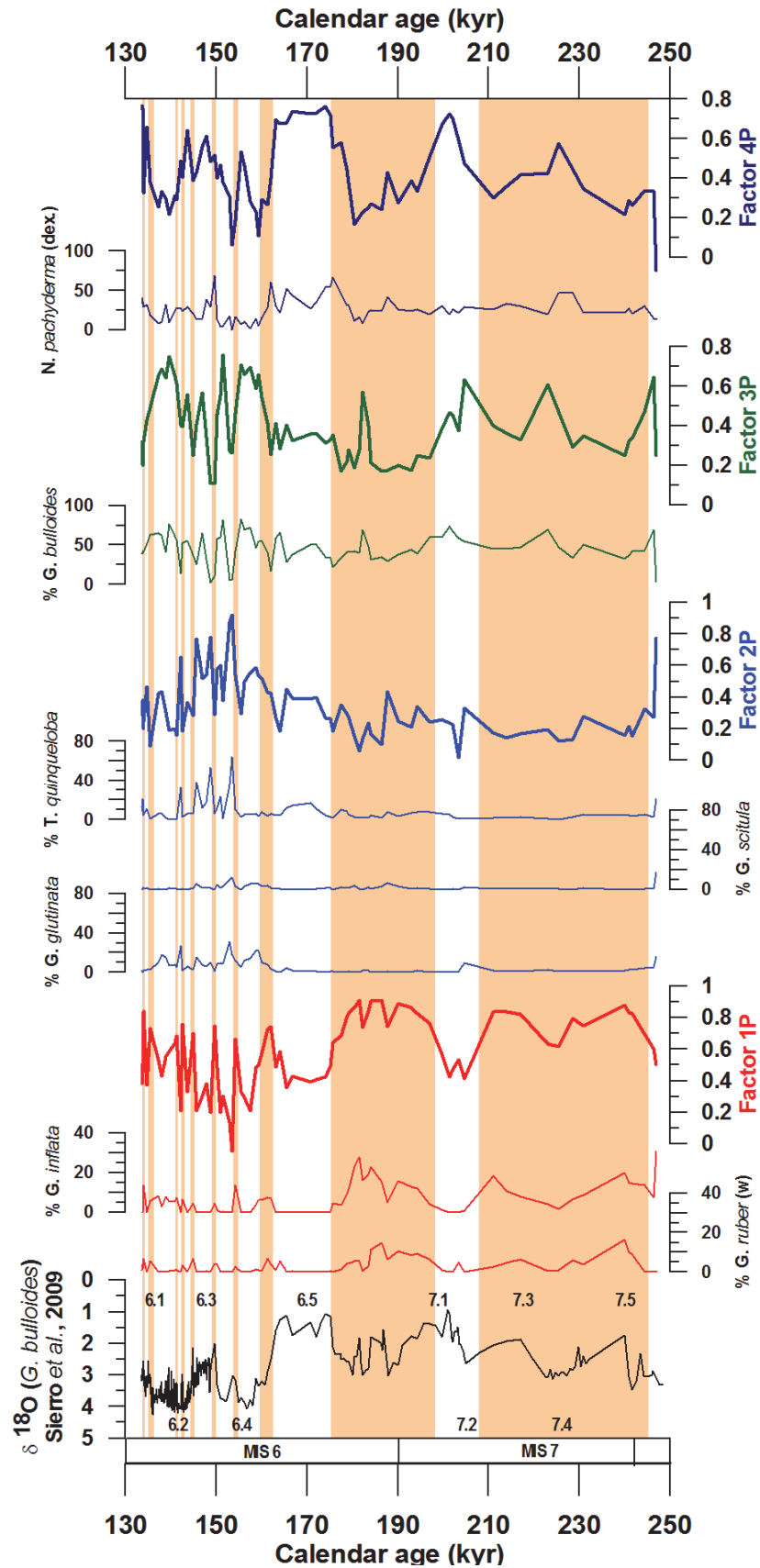
### **3.4.2 Principal component analysis of planktic foraminifer assemblages**

The results of the principal component analysis of the planktic foraminifer assemblages are summarized in **Table 3.2**. Four factors were extracted, explaining a total variance of 94.4%. In Factor 1P, explaining a variance of 34 %, the main species are *Globorotalia inflata* and *Globigerinoides ruber*. Loadings were higher during MIS 7, reaching maximum values during the warmest events (7.1, 7.3 and 7.5). This factor (1P) shows a similar behavior to that of Factor 1B in the benthic foraminifer analysis and tends to decrease from the beginning to the end of MIS 6 (**Figure. 3.3**). However, Factor 1P dominated during short periods in MIS 6 coinciding with lighter values in the  $\delta^{18}\text{O}$  record. In Factor 2P, explaining a variance of 16.1%, the most abundant species are *Turborotalita quinqueloba*, *Globorotalia scitula* and *Globigerinita glutinata*. This factor was only important during MIS 6, especially around 140 Kyr and 155 Kyr, in agreement with the higher loadings of Factor 2B. The main species in Factor 3P (21.3% of variance explained) is *Globigerina bulloides*. It was significant in glacial substage 7.2, and in the coldest events along MIS 6. Finally, *Neogloboquadrina pachyderma (dex)* is the main species in Factor 4P and explains a variance of 23 %. Its values were higher during warm events in MIS 6 and at glacial substage 7.2.



**Figure 3.2.** Factor loadings of 3 factors obtained by R-mode principal component analysis of the benthic foraminifer assemblages. The percentages of the most important species for each factor are also represented.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierro et al., 2009).





**Figure 3.3.** Factor loadings of 4 factors obtained by R-mode principal component analysis of the planktic foraminifer assemblages. The percentages of the most important species for each factor are also represented.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierra *et al.*, 2009). Orange bands represent periods when the warmest factor (Factor 1P) dominated the assemblages.

**Table 3.2.** Factor scores and explained variance of the planktic foraminifers resulting from R-mode principal component analysis. Four factors were extracted, explaining a total variance of 94.4 %.

Factor 1P Variance=34%		Factor 2P Variance= 16.1%		Factor 3P Variance= 21.3%		Factor 4P Variance=23%	
Species	Score	Species	Score	Species	Score	Species	Score
<i>G. inflata</i>	2.75	<i>T. quinqueloba</i>	2.91	<i>G. bulloides</i>	3.04	<i>N. pachyderma (dex)</i>	2.45
<i>G. rubber (w)</i>	1.69	<i>G. scitula</i>	1.95	<i>G. glutinata</i>	2.33	<i>G. bulloides</i>	1.62
<i>N. pachyderma (dex)</i>	1.62	<i>G. glutinata</i>	1.81	<i>G. inflata</i>	0.10	<i>T. quinqueloba</i>	1.16
<i>G. bulloides</i>	1.23	<i>N. pachyderma (dex)</i>	0.39			<i>N. pachyderma (sin)</i>	0.46
<i>O. universa</i>	0.19					<i>N. pachyderma (int)</i>	0.28

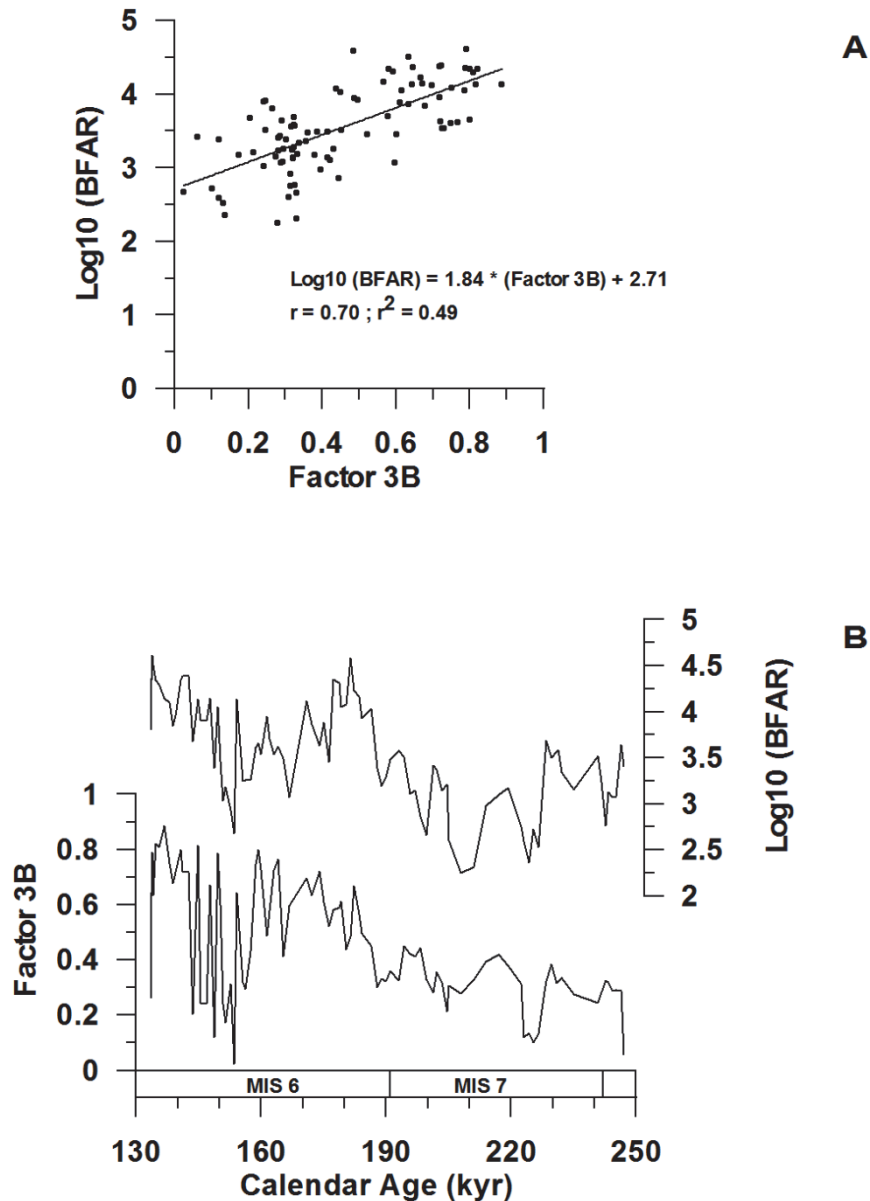
### 3.4.3 Paleoproductivity estimates

We used the BFAR as a proxy to estimate paleoproductivity (Herguera and Berger, 1991). The general trend of the BFAR was to increase from the beginning to the end of MIS 6 (**Figure 3.4.B**). However, this general trend was broken by a minimum at around 151 kyr, corresponding to the maximum value of Factor 2B (**Figure 3.2**). Moreover, two maxima were seen around 135 kyr and 182 kyr. In order to compare Factor 3B with BFAR, we used log<sub>10</sub> (BFAR), since the BFAR values were much higher than those of Factor 3B. When contrasting log<sub>10</sub> (BFAR) with Factor 3B, a positive correlation emerged ( $r=0.7$ ,  $p<0.0001$ ) (**Figure 3.4.A**).

## 3.5 Discussion

### 3.5.1 Environmental conditions on the seafloor

As reported above, the main taxa in Factor 1B are *M. barleeaanum*, *U. peregrina*, *C. pachyderma* and *B. inflata*. In several studies, *M. barleeaanum* and *U. peregrina* have been described as mesotrophic species, living with moderate organic matter fluxes (Corliss, 1991; Schönfeld, 1997; Jorissen *et al.*, 1998; De Rijk *et al.*, 2000; Fontanier *et al.*, 2002; Licari *et al.*, 2003; Eberwein and Mackensen, 2006). Furthermore, these species have been related to upper-slope environments in the Mediterranean Sea, characterized by a labile organic-matter flux of  $2.5 \text{ g*cm}^{-2}\text{*yr}^{-1}$  (Altenbach *et al.*, 1999; De Rijk *et al.*, 2000), which has been considered as the boundary between oligotrophic to mesotrophic environments.



**Figure 3.4.** Relationship between Factor 3B and BFAR. **A.** Linear simple regression  $\log_{10}(\text{BFAR})$  vs. Factor 3B loadings. **B.** Comparison between Factor 3B loadings and  $\log_{10}(\text{BFAR})$ .

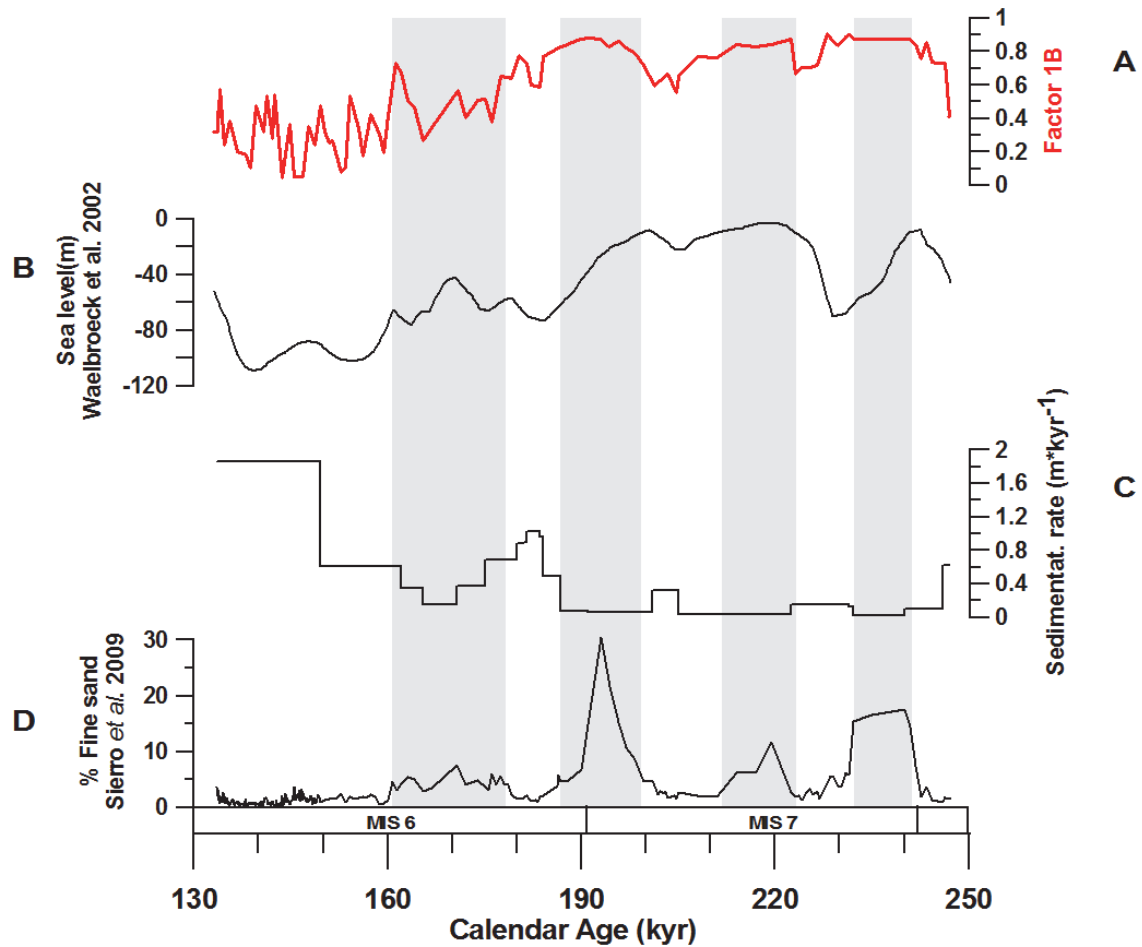
Although *M. barleeanum* was present during the interglacial substages of MIS 7, it reached its highest abundances during glacial substages 7.2 and 7.4 (**Figure 3.2**). The environmental conditions during these glacial substages were different from those of the interglacial substages, and the extraction of a fourth factor would explain this, but as it accounted for less than 5% of the variance we decided not to take it into consideration. Moreover, both the high abundances of *M. barleeanum* and the high loadings of Factor 1B throughout MIS 7 suggest that conditions were relatively similar along the different substages. *B. inflata* is an opportunistic and shallow infaunal species (Rohling *et al.*, 1997; Abu-Zied *et al.*, 2007). Accordingly, *M. barleeanum*, *U.*

*peregrina* and *B. inflata* can be considered as shallow infaunal species related to mesotrophic environments. By contrast, *C. pachyderma* is an epifaunal opportunistic species (Schmiedl *et al.*, 2000; Abu-Zied *et al.*, 2007) and usually lives in a more oligotrophic context. The presence of species described as mesotrophic (e.g. *U. peregrina*, *M. barleeaanum* and *B. inflata*) coexisting with *C. pachyderma* suggests an environment with a moderate flux of organic matter that did not remain steady throughout the year. These characteristics are typical of modern conditions in the dilution area of the Gulf of Lions, in which blooms are not constant and are restricted to spring and early fall (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Lefèvre *et al.*, 1997; Rigual-Hernández *et al.*, 2010).

Paleoceanographic studies carried out at the same core (Sierro *et al.*, 2009) revealed the existence of condensed layers (CLs), characterized by prominent peaks in the fraction >63 µm. These layers, which are rich in biogenic material, were deposited at times of slow sedimentation rates during interglacial periods with high sea levels, when the coastline was very distant from the shelf break and there was enough space on the shelf to accommodate the prodeltaic muds and coastal sediments supplied by the river. The high concordance of Factor 1B with the CLs (**Figure 3.5**) corroborates the notion that this factor was important during warmer periods. However, the extremely low sedimentation rates during the formation of these CLs may result in a strong mixing of hundreds of generations of benthic foraminifers that could mask the record of abrupt climate events. In fact, Factor 1B shows the lowest differences between the main and secondary species (**Table 3.1**), although this is probably an artifact due to the mixing of generations. In spite of the low sedimentation rates, Factor 1B is linked to warm periods and the species are well differentiated. Hence, we refer this benthic factor as being characteristic of warm periods, a moderate flux of organic matter, and with low sedimentation rates, and we shall refer to it as the “Mesotrophic Factor” (**Table 3.3**).

Factor 2B comprises *T. angulosa*, *C. laevigata*, *Q. seminulum*, *M. subrotunda* and *P. oblonga*. *T. angulosa* is the main species in this factor. High percentages are recorded from current-swept passages (Hayward *et al.*, 1994) and deep high-energy environments on the outer shelf and upper slope (Mackensen *et al.*, 1985). It is adapted to strong water turbulence of varying intensity (Schönfeld, 2002). *C. laevigata* is considered to be an

opportunistic species (Gooday, 1986; Gooday and Lambshead, 1989; Rasmussen *et al.*, 2002). Its high average (mean=19%, Std=8.7) along MIS 6 and MIS 7 and its presence



**Figure 3.5.** Relationship between Factor 1B and Condensed Layers (CLs) described by Sierro *et al.* (2009). **A.** Factor 1B loadings (Mesotrophic factor). **B.** Sea level curve (m) (Waelbroeck *et al.*, 2002). **C.** Sedimentation rates of PRGL 1 (m\*kyr<sup>-1</sup>). **D.** % Fine sand (62-150  $\mu$ m) (Sierro *et al.*, 2009). Grey bands represent condensed layers defined on the basis of % fine sand by Sierro *et al.* (2009).

in all factors with moderate-to-high factor scores (**Table 3.1**) suggest opportunistic behavior. Hence, this species will not be taken into account in the interpretation of this factor. *Q. seminulum*, *M. subrotunda* and *P. oblonga* belong to the Suborder Miliolina, in which most of its species are characterized as settling in oligotrophic environments, with high oxygen concentrations and elevated ventilation (Nolet and Corliss, 1990; den Dulk *et al.*, 1998). In the Ionian Basin, Schmiedl *et al.* (1998) found *M. subrotunda* to be related to oligotrophic conditions. Moreover, there are several studies that have reported *Q. seminulum* in environments with high oxygenation rates (Nolet and Corliss, 1990; den Dulk *et al.*, 1998; Jannink *et al.*, 1998; Moodley *et al.*, 1998; Jorissen, 1999; van der Zwaan *et al.*, 1999; den Dulk *et al.*, 2000). According to Schönfeld (2002), both

*T. angulosa* and the miliolid taxa seem to be the only ones adapted to winnowing and redeposition environments. Therefore, it will be referred to as the “Oxygenated Factor” (**Table 3.3**). This factor was important during cold events (**Figure 3.2**) when the mouth of the Rhône was near our core site and, in theory, the high organic matter flux should have been triggering a low-oxygen environment. This indicates that another process drove the presence of oxygenated waters at the bottom and changed conditions that would otherwise have been typical of high organic and low oxygen contents.

The main species in Factor 3B is *B. dilatata* and, to a lesser extent, *B. marginata* and *B. aculeata* (**Table 3.1**). *B. dilatata* is generally considered to be a proxy for high organic matter input, sometimes combined with dysoxic conditions (Gooday, 1993; Jorissen, 1999). It prefers shallow intermediate infaunal microhabitats (Corliss, 1991; Barmawidjaja *et al.*, 1992; De Stigter *et al.*, 1998; Jannink *et al.*, 1998). In the Mediterranean region today, this species is particularly abundant in the low-oxic to suboxic environments of the Marmara Sea (Alavi, 1988). In addition, *B. dilatata* occurs in a wide range of mesotrophic to eutrophic settings (Barmawidjaja *et al.*, 1992; Jorissen *et al.*, 1995; De Rijk *et al.*, 2000; Schmiedl *et al.*, 2000). *B. marginata* is considered to tolerate low oxygen conditions (Risdal, 1963). It is found in deltaic areas associated with high organic levels, for instance the discharge area of the Mississippi River and the northern Adriatic Shelf, which undergo annual, spring and summer hypoxia because of the high nutrient input from the River Po (Sen Gupta and Machain-Castillo, 1993). Moreover, Olausson (1961) found that the abundance of *B. aculeata* in the Levantine Basin of the eastern Mediterranean was correlated with relatively high carbon values. This species is present on the Portuguese continental shelf (Levy *et al.*, 1993) and on the “Grande Vasiere” (part of the French Atlantic continental shelf characterized by the accumulation of muddy-silty sediments mainly originated from the Loire and the Garonne) (Duchemin *et al.*, 2005). In a recent study in the Gulf of Lions, it has been related to high levels of organic matter (Mojtahid *et al.*, 2009). Following the TROX model (Jorissen *et al.*, 1995), the number of benthic foraminifers is higher at high values of organic matter and low oxygen concentrations. Therefore, the dominating species in Factor 3B, together with their relationship with the BFAR (**Figure 3.4**), suggest that this factor was important during periods of high organic flux and low-oxygen conditions, coinciding with the proximity of the mouth of the Rhône during MIS 6. Consequently, it will be referred to as the “Eutrophic Factor” (**Table 3.3**).

**Table 3.3.** Summary of benthic foraminifer factors extracted by R-mode principal component analysis. For each factor, we provide the most important species, their names and qualitative environmental characteristics. The qualitative range is defined as follows: +++++Very high +++ High ++moderate +low

Factors	Species	Name	Environment		
			Oxygen	Organic matter	Turbulence
Factor 1B	<i>M. barleeanum</i> <i>U. peregrina</i> <i>C. pachyderma</i> <i>B. inflata</i>	Mesotrophic	++	++	++
Factor 2B	<i>T. angulosa</i> <i>C. laevigata</i> <i>Q. seminulum</i> <i>M. subrotunda</i> <i>P. oblonga</i>	Oxygenated	++++	+++	++++
Factor 3B	<i>B. dilatata</i> <i>B. marginata</i> <i>B. aculeata</i>	Eutrophic	+	++++	+

### 3.5.2 Environmental conditions in the water column.

Factor 1P is mainly composed of *G. inflata* and *G. ruber*. *G. inflata* is considered to be a transitional species between subpolar and subtropical waters (Bé, 1977). In the Mediterranean Sea, it is a typical winter deep-dwelling species, requiring vertical mixing and a cool, homogeneous water column (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995). *G. ruber* is characteristic of subtropical areas, although it is also found in tropical waters with temperatures above 14<sup>0</sup>C (Bé, 1977). It occurs throughout the Mediterranean at the end of summer, and it dominates the winter assemblage in the Levantine basin (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995). Accordingly, the presence of *G. inflata*, characteristic of a cool, mixed water column, and *G. ruber*, which appears in warm and stratified environments, suggests that the loadings of this factor were important in warm episodes similar to modern conditions, with summer stratification and winter mixing of the water column. This factor will thus be referred to as the “Warm Factor” (Table 3.4).

According to the ecology of the dominant species associated with Factors 2P, 3P and 4P, these can be considered cold factors. For this reason it is noticeable certain degree of anticorrelation between Factor 1P and Factor 4P and to a lesser extent with Factor 3P (Fig. 3). In Factor 2P, the main species are *T. quinqueloba*, *G. scitula* and *G. glutinata*. *T. quinqueloba* is a shallow-dwelling species characteristic of polar and subpolar areas (Bé, 1977). It can be associated with a certain degree of turbulence and productivity since it is characteristic of the Polar front (Johanneseen *et al.*, 1994). However,

currently it is scarce in the Mediterranean Sea (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995). *G. scitula* is generally associated with cool waters (Bé and Hutson, 1977; Hemleben *et al.*, 1989). In glacial times this species was widespread in the Mediterranean but was conspicuously absent during the Holocene and Eemian (Rohling *et al.*, 2002), suggesting that it can be used as a cool water indicator. As mentioned above, *G. glutinata* is a surface-dwelling species considered to be eurytopic (Lourens *et al.*, 1992). It is not related either to temperature or sea surface productivity (Bé and Hutson, 1977). The main species in this factor are consistent with the principal species comprising the SFDZ (small foraminifer dominance zone) defined by Perez-Folgado *et al.* (2003) in core samples from the Alboran Sea during the last 70 kyr. This interval defines a period during MIS 3 characterized by sharp fluctuations in the abundance of the main species. In that study the strong variability associated with these species and the turbulence linked to *T. quinqueloba* imply stressful conditions in the mixed layer due to an excess of turbulence that could have prevented high productivity. Accordingly, we consider this factor as an indicator of cold conditions with strong turbulence in the mixed layer, and hence it will be referred to as the “Turbulence Factor” (**Table 3.4**).

Factor 3P is mainly controlled by *G. bulloides* and, to a lesser extent, by *G. glutinata*. *G. glutinata* is considered a eurytopic species (Lourens *et al.*, 1992). *G. bulloides* mainly occurs in cold subpolar water (Bé and Tolderlund, 1971), in upwelling areas (Kroon and Ganssen, 1989), and in boundary currents (Bé, 1977). In the Mediterranean Sea, it is associated with cold, productive events (Bárcena *et al.*, 2004; Hernández-Almeida *et al.*, 2011). It therefore has higher loadings during the coldest events in MIS 6 and in glacial substage 7.2, coinciding with low sea levels, lower temperatures and the proximity of the mouth of the Rhône (**Figure 3.3**). It will therefore be referred to as the “Cold-productive Factor” (**Table 3.4**), associated with some degree of turbulence in the mixed layer.

Factor 4P is controlled by *N. pachyderma (dex)* and to a lesser extent by *G. bulloides*. *N. pachyderma (dex)* occurs from subpolar to tropical regions, but is most prolific when sub-thermocline temperatures are colder than 12 °C (Bé and Tolderlund, 1971). It is often considered a deep-dwelling species, living close to or below the thermocline (Fairbanks and Wiebe, 1980). In the Mediterranean Sea, it is associated with the DCM (Deep Chlorophyll Maximum) in cold, productive areas (Pujol and Vergnaud-Grazzini,



1995). The presence in this factor of *G. bulloides* also indicates cold high-productivity water. The difference between Factor 3P and Factor 4P is the predominance of Factor 4P in periods of relatively warmer times than Factor 3P (**Figure 3.3**). In the Mediterranean, *N. pachyderma (dex)* usually disappears during the coldest events and therefore in some cases it has been grouped with the temperate foraminifers (Sierro *et al.*, 2009). This is corroborated by the presence of *N. pachyderma* in warm Factor 1P, in which it is ranked in third position (**Table 3.1**). Another reason for this behavior is linked to the presence or absence of a thermocline and the formation of a seasonal DCM (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995). Accordingly, henceforth Factor 4P will be referred to as the “Temperate-productive Factor” (**Table 3.4**). Although it is possible to infer that this factor is typical of temperate, productive water, it is not possible to determine whether the presence of *N. pachyderma (dex)* was due mainly to temperature or to the seasonal stratification of the water column.

**Table 3.4.** Summary of planktic foraminifer factors extracted by R-mode principal component analysis. For each factor, we provide the most important species, their names and qualitative environmental characteristics. The qualitative range is defined as follows: +++++Very high +++ High ++moderate +low

Factors	Species	Name	Environment		
			Turbulence	Productivity	Temperature
Factor 1P	<i>G. inflata</i> <i>G. ruber</i>	Warm	+	+	++++
Factor 2P	<i>T. quinqueloba</i> <i>G. scitula</i> <i>G. glutinata</i>	Turbulence	++++	++	++
Factor 3P	<i>G. bulloides</i>	Cold-productive	+++	++++	+
Factor 4P	<i>N. pachyderma (dex)</i>	Temperate-productive	++	+++	++

### 3.5.3 Changes in environmental conditions in the Gulf of Lions along MIS 6 and 7 inferred from benthic and planktic assemblages

During cold stages, high productivity in surface waters in response to a high rate of nutrient supply at times of intense northwesterlies, together with increases in river organic matter and nutrient fluxes owing to low sea levels, contributed the development of an oxygen minimum zone in the subsurface waters flowing along the upper slope. However, wind intensity also favored vertical mixing and hence the oxygen supply to

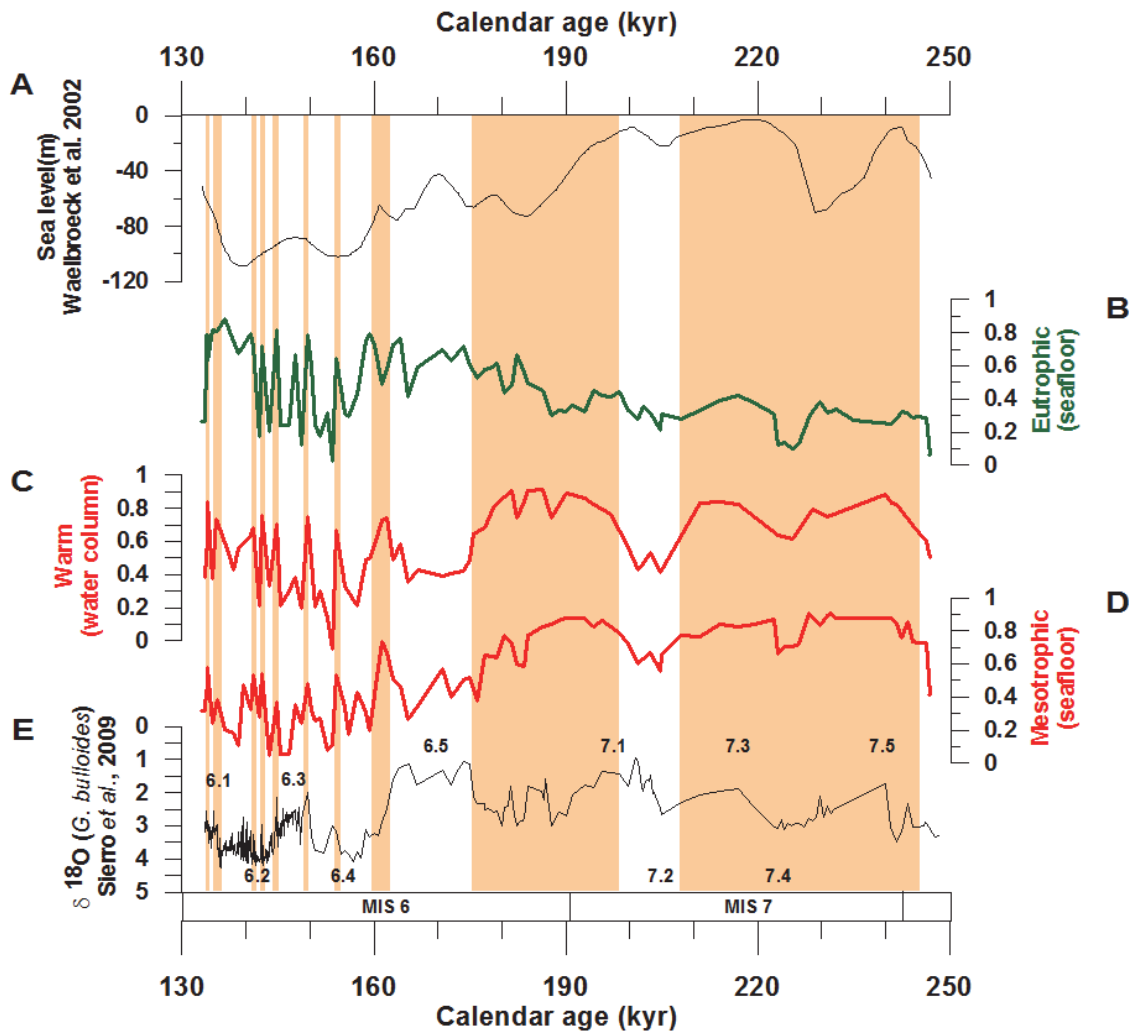
the bottom. Accordingly, the ventilation of the bottom waters on the upper slope would have been the result of the balance between oxygen consumption to oxidize the organic matter flux and the oxygen supply due to deep mixing, especially in winter.

### 3.5.3.1 Sea level oscillations

Global sea level reconstructions for MIS 7 and 6 record oscillations of the order of 120 m from MIS 7.5 to the glacial maximum in MIS 6 (Waelbroeck *et al.*, 2002). Consequently, the coastline and the prodeltaic deposits laid down by the Rhône migrated seaward, causing a strong impact on the bottom conditions prevailing on the upper slope. During MIS 7.5, the global sea level was very similar to the present one, and therefore the coastline position was not very different from today's. The mouth of the Rhône and the organic-rich prodeltaic deposits were very distant from the outer continental shelf and the upper slope. With a distant coastline, the input of river-supplied nutrients and organic carbon was very low -hence bottom conditions on the upper slope were very similar to those existing today- and the benthic microfauna was controlled by mesotrophic conditions (Factor 1B) (**Figure 3.6**). Because MIS 7.5 was a warm interglacial period, the planktic foraminifers associated with Factor 1P, typically thriving in temperate-to-warm subtropical waters, are abundant in the sediments. Summer stratification and milder winters did not favor strong vertical mixing in the water column and the rising of nutrients from intermediate waters was limited. This, combined with the low nutrient input from the rivers, resulted in low productivity and low organic carbon export to the seafloor.

In contrast, MIS 6 was characterized by a progressive growth of the northern Hemisphere ice-sheets and the subsequent fall of global sea levels typical of glacial stages. The coastline, the mouth of the Rhône, and the fine-grained prodeltaic deposits gradually shifted to the outer shelf, finally reaching the upper slope. The high input of organic carbon associated with the delta, as well as the high supply of nutrients, increased the productivity of surface waters and the flux of organic carbon to the seafloor. Consequently, a significant increase in the BFAR is recorded in the sediments (**Figure 3.4**), together with a major change in the benthic foraminifer assemblages, which shifted from mesotrophic to eutrophic. During this glacial period, the high abundance of *G. bulloides*, (factor 3P) indicates upwelling and deep vertical mixing in

the Gulf of Lions and, as a result, a high organic flux to the sea floor, reinforcing the organic supply by the Rhone.



**Figure 3.6.** Sea level oscillations. Orange bands represent periods when the warmest planktic factor (Factor 1P) dominated the association. **A.** Sea level curve (m) (Waelbroeck *et al.*, 2002). **B.** Eutrophic conditions at the seafloor (Factor 3B loadings). **C.** Warm conditions in the water column (Factor 1P loadings). **D.** Mesotrophic conditions at the seafloor (Factor 1B loadings). **E.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierra *et al.*, 2009).

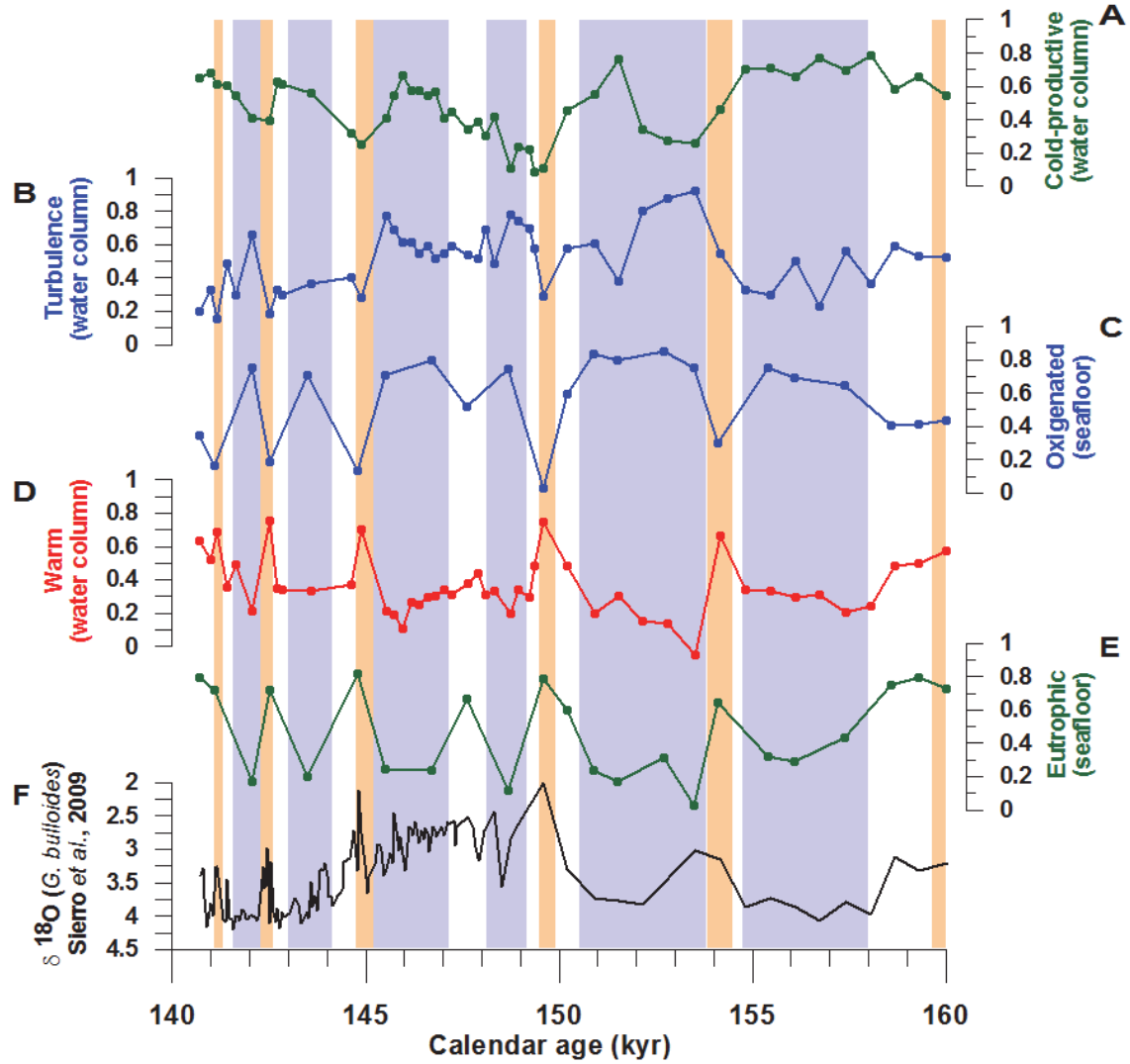
In conclusion, a positive relationship can be found between the occurrence of mesotrophic conditions on the seafloor and the prevalence of warm surface waters in the Gulf of Lions during periods of high sea levels, and there is a relationship between eutrophic conditions and cold-more eutrophic periods at lowstand times.

### 3.5.3.2 Effect of millennial climate oscillations on bottom ventilation

Although MIS 6 was mainly characterized by the prevalence of organic-rich sediments dominated by eutrophic benthic foraminifers during a period of low sea level, the rate of bottom ventilation seems to be high, as may be inferred from the high abundance of oxygenated species. This elevated oxygenation of the seafloor is especially evident in the period between 140 and 160 kyr ago, although, ventilation was repeatedly interrupted by short, millennial-scale events of low oxygenation during warm events (**Figure 3.7**). The warming of surface waters during the glacial period immediately led to stratification of the water column, preventing bottom ventilation. A low rate of oxygen supply, together with a high oxygen consumption linked to the enhanced discharge of organic carbon by the Rhône, led to rapid eutrophication with strong repercussion on the benthic fauna. As shown in **Figure 3.7.D**, warm and stratified waters interrupt ventilation events, consistent with the presence of eutrophic assemblages on the bottom (**Figure 3.7.E**). Since sea level changes at these time-scales were probably very small, we believe that the main cause of bottom water ventilation on the upper slope were abrupt climate oscillations. Previous studies have related cold stadial events to enhanced deep water ventilation for the last 50 kyr due to a reinforcement of the northwesterlies flowing over the Western Mediterranean Deep Water (WMDW) source area in the Gulf of Lions (Cacho *et al.*, 2000; Sierro *et al.*, 2005; Cacho *et al.*, 2006). Moreover, using a 3D model with paleo-proxy data from sea surface to alpine altitudes, Kuhlemann *et al.*, (2008) suggested frequent polar cold-air incursions into the northwestern Mediterranean during the Last Glacial Maximum, enhancing WMDW formation. Although due to its location, our core does not record the WMDW, events of DSWC falling down the slope, or downwelling processes, ought to be recorded, since they were caused by northwesterly winds (Ulses *et al.*, 2008). Both processes changed bottom conditions, bringing more oxygen and turbulence. The benthic foraminifer species adapted to eutrophic or mesotrophic environments, depending on the proximity of the river mouth, would have been replaced by those adapted to turbulent and oxygenated environments (**Figure 3.7**).

These results agree with those of Martrat *et al.* (2004) for the same period in the Alboran Sea. The time period ranging from 140 to 155 kyr had the lowest alkenone-based temperatures of both MIS 6 and 7. Moreover, the relative proportion of

heptatriatetraene to total alkenones, a biomarker that can be used as a tracer of cold and/or low salinity waters, had maximum values. Thus, the increases in ventilation matched colder episodes recorded in the Alboran Sea. This corroborates our hypothesis that millennial ventilation events were intensified during colder periods.



**Figure 3.7.** Effect of millennial climate oscillations on bottom ventilation between 140 and 160 kyr. Orange bands represent periods when the warmest planktic factor (Factor 1P) dominated the association. Blue bands represent periods when the oxygenated benthic factor (Factor 2B) dominated the association. **A.** Cold-productive conditions in the water column (Factor 3P loadings). **B.** Turbulent conditions in the water column (Factor 2P loadings). **C.** Oxygenated conditions at the seafloor (Factor 2B loadings). **D.** Warm conditions in the water column (Factor 1P loadings). **E.** Eutrophic conditions at the seafloor (Factor 3B loadings). **F.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierro *et al.*, 2009).

Enhanced bottom ventilation was associated with an increased abundance of *G. bulloides* and *T. quinqueloba* in surface waters, linked either to intense convection and high productivity or to high turbulence in the water column. The relationship between enhanced bottom ventilation and the high productivity of surface water seems to be

contradictory, but the strong mixing of surface waters that stimulated fertility and the flux of organic carbon to the bottom also increased the rate of oxygen supply to the sea floor. In these cases, the rate of oxygen supply seems to be higher than the rate of oxygen consumption to oxidize the organic matter input (e.g. river and water column). The relationship of bottom ventilation with *T. quinqueloba* is more logical, since this species is characteristic of cold, turbulent waters and lower productivity. The only exception is found at around 139 kyr, when cold-high productivity waters at the surface (Factor 3P) (**Figure 3.3**) did not correspond to oxygenated bottom waters but to eutrophic conditions (Factor 3B) (**Figure 3.6.D**). We believe this would have been due to two simultaneous processes. The increase in productivity in the mixed layer, together with the fact that the sea level was at its lowest level (**Figure 3.6.B**), suggests that the high input of organic matter from the river would have accelerated the rates of oxygen consumption, balancing the oxygen supply from surface waters.

During MIS 7, the only ventilation event in glacial substage 7.2 (Factor 2B) (**Figure 3.2**) was related to the predominance of cold-productive conditions in the water column (Factor 3P) (**Figure 3.3**). Although an increase in oxygenated species on the bottom occurred during glacial substage 7.4, they were not the major components of the association, which was dominated by mesotrophic fauna. This result is consistent with an increase in the cold-productive planktic species, although the warm-water, interglacial species were more abundant.

Fresh organic matter coming from the mixed layer associated with the coldest and more productive periods was of higher quality for the benthic communities than detrital organic carbon discharged by the river, owing to its lower C/N ratio (De Rijk *et al.*, 2000). However, our results suggest that the greater quantity of detrital organic carbon at times of low sea levels had a stronger influence on the benthic communities because of its stronger impact on oxygen consumption than the higher quality fresh organic matter. As mentioned above, cold-productive periods were associated with eutrophic seafloor events only when the sea level was lower. Moreover, during MIS 6 highly eutrophic conditions were only reached during warm periods (**Figure 3.7**). Consequently, high loads of organic matter coming from the river, together with the stability of the bottom conditions, preventing winnowing and redeposition, strongly influenced the benthic foraminifer assemblages.

### **3.6 Conclusions**

Here we have used benthic and planktic foraminifer assemblages to reconstruct past conditions in high resolution in the Gulf of Lions during MIS 6 and 7. Changes in sea level, water temperatures and wind intensity were the main parameters governing the benthic and planktic foraminifer assemblages.

The high sea level during MIS7 and the distance from the coastline reduced the input of organic carbon by rivers. The stratification of the water column, which was favored by the prevalence of warm waters at the surface, resulted in a lower oxygen supply to the bottom. All these oceanic conditions favored the development of mesotrophic benthic foraminifers very similar to those living today on the upper slope. In contrast, during MIS 6 the proximity of the river mouth and the strong input of terrestrial organic carbon rapidly changed bottom conditions due to the high rates of oxygen consumption that favored the growth of eutrophic benthic foraminifers. However, the intensification of cold, northwesterly winds cooled the surface waters and promoted vertical convection in the water column, which stimulated productivity and at the same time enhanced the oxygenation of the sea floor. Even though the input of both the more refractory terrestrial organic carbon and the fresh organic carbon was at its maximum at times of low sea level and cold climates, benthic species adapted to highly oxygenated conditions were abundant. This contradictory behavior can only be explained in terms of the high oxygen input from surface waters due to the strong mixing of the water column. In these periods the rate of oxygen supply due to intense vertical convection was higher than the rate of oxygen consumption. Our results are in agreement with previous studies for the deep sea Mediterranean that have also linked cold periods to a reinforcement of the northwesterlies flowing over the Gulf of Lions.

Well ventilated conditions at the seafloor during MIS 6 were repeatedly interrupted by short, millennial-scale events of low bottom water oxygenation, typically associated with a warming of surface waters. Species living in well-oxygenated waters were replaced by eutrophic benthic foraminifers, accompanied by an increase in warm-water planktic species due to the stratification of the water column in response to the warming of surface waters.

### **Acknowledgments**

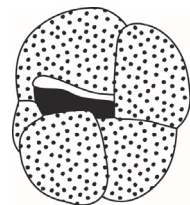
The authors are grateful to Dr. Guillermo Francés and Dr. Ann Holbourn who reviewed this manuscript. This work was funded by the Spanish “Ministerio de Ciencia e Innovación” MICINN project CGL2006-10593 and GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067), the regional government of Castilla y León project GR34, and by a MEC FPI Grant (BES-2007-17602) awarded to Aleix Cortina.



# Capítulo 4

---

Changes of benthic and planktic foraminifer assemblages  
in the Gulf of Lions, off south France, in response to  
climate and sea level changes from MIS 6 to MIS 11



Submitted



## **Changes of planktic and benthic foraminifer assemblages in the Gulf of Lions, off South France, in response to climate and sea level changes from MIS 6 to MIS 11**

Aleix Cortina<sup>1</sup>, Francisco Javier Sierro<sup>1</sup>, Gabriel Filippelli<sup>2</sup>, José Abel Flores<sup>1</sup>, Serge Berné<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, University of Salamanca, Plaza de la Merced sn, 37008 Salamanca, Spain. Tel: (+34) 923 294497. Fax: (+34) 923 294514. e-mail: acortina@usal.es; sierro@usal.es; flores@usal.es

<sup>2</sup> Department of Geology, Indiana University-Purdue University at Indianapolis, 723 West Michigan Street, IN 46202-5132, USA. Tel: (+1) 317 274 7484. Fax: (+1) 317 274 7966. e-mail: gfilippe@uiupui.edu

<sup>3</sup> Laboratoire IMAGES (BatU), Université de Perpignan, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex 9, France. e-mail: serge.berne@univ-perp.fr

### **ABSTRACT**

A multidisciplinary study involving micropaleontological and geochemical tools was carried out in borehole PRGL 1 (Promess 1) with the aim of reconstructing the impact of climate changes and sea level between 133 kyr and 406 kyr in the upper slope of the Gulf of Lions. By means of factor analysis, we obtained three main benthic assemblages related with eutrophic, mesotrophic and oxygenated environments. On the other hand, planktic foraminifers were grouped as warm-water and cold-turbulent species. These results were compared with records of CaCO<sub>3</sub> and trace elements (Al, Ti, Fe, K, Sr, Ca) as well as the C/N ratio of organic matter. Power and cross-spectral analysis showed a straightforward relationship between precession minima and thermal stratification of the water column as well as the occurrence of eutrophic bottom conditions during lowstands periods and mesotrophic environments at times of highstands. These eutrophic-mesotrophic oscillations usually driven by global eustatic changes also involved variations in CaCO<sub>3</sub> source, from detrital during lowstands owing to the higher Rhône input characterized by sediments that originated in Alps catchments, to biogenic carbonate during highstands. The inshore displacement of the Rhône mouth at times of high sea level caused a decrease of the detrital input, increasing the proportion of biogenic CaCO<sub>3</sub> derived from the growth of planktic and benthic calcareous organisms.

During periods of low summer insolation (precession maxima) the enhancement of northwesterly winds increased primary productivity by means of turnover processes and mixing, enhancing the percentage of cold-turbulent species in the water column and the proportion of oxygenated benthic species on the bottom. During interglacial stages, these events are recorded by lower biogenic carbonate at the expense of higher silicate-related components most likely due to a higher supply from Pyrenees rivers. However, the influence of Pyrenees rivers was diluted during glacial periods as a consequence of the large supply of detrital carbonate from the Rhône. The record of oxygenated benthic species can be a good proxy to monitor past changes in Winter Intermediate Water dynamics driven by northwesterly winds.

**Keywords:** benthic and planktic foraminifers, sea level, northwesterly winds, bottom ventilation.

## 4.1 Introduction

The Gulf of Lions plays an important role in the general circulation of the Mediterranean Sea, since it is the source of Dense Mediterranean Deep Water (WMDW), as well as the Winter Intermediate Water (WIW), that are formed when Modified Atlantic Water (MAW) cools and sinks to the bottom or to intermediate depths, respectively (Millot, 1999). Several paleoceanographic studies have highlighted the importance of past climate changes on the variability of the WMDW and circulation dynamics of western Mediterranean (Cacho *et al.*, 2000; Sierro *et al.*, 2005; Frigola *et al.*, 2008) but little is known about past WIW dynamics.

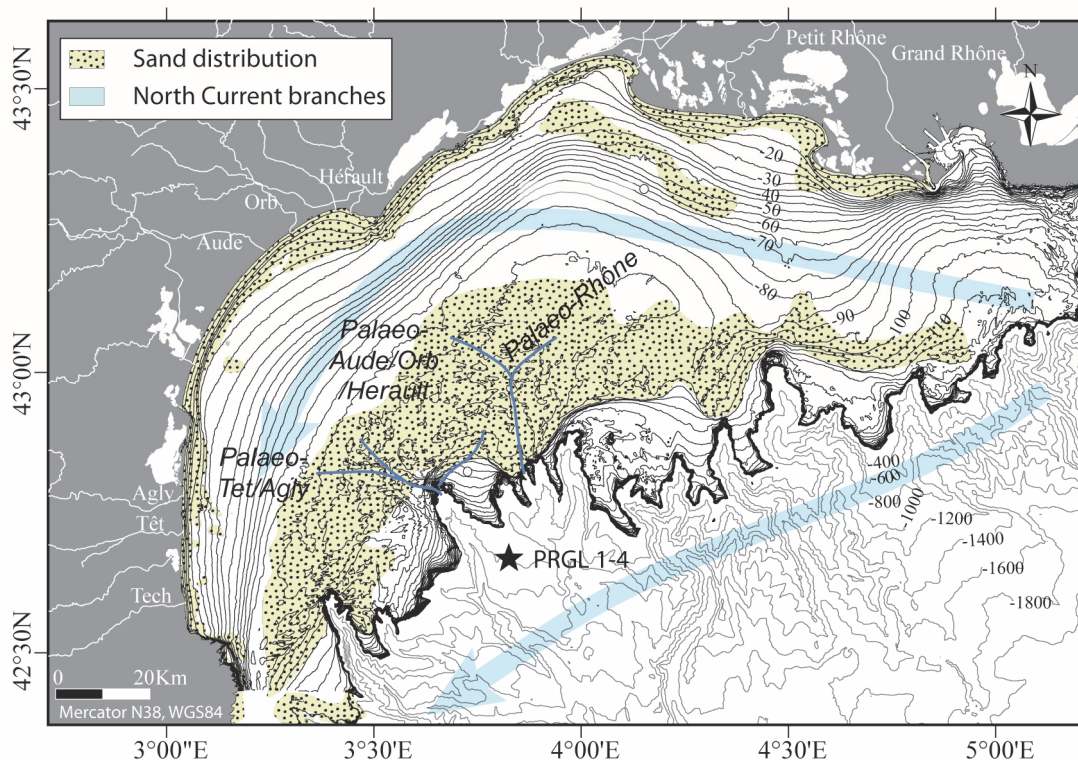
The situation of the core PRGL 1 in the upper slope of the Gulf of Lions has been demonstrated as very suitable to monitor past variations in sea level (Sierro *et al.*, 2009) as a consequence of the differential river Rhône input between highstands (low input) and lowstands (high input). However, its location makes it very prone as well to monitor the past variability of WIW and Dense Water Shelf Cascading (DWSW). DWSW is produced during winters in which dry and cool northwesterly wind events are prolonged and surface water of the continental shelf increases its density and sinks (Canals *et al.*, 2006; Palanques *et al.*, 2006). Dense water flow down the continental slope until they reach their hydrostatic equilibrium level contributing to the formation of Winter Intermediate Water (WIW) (Dufau-Julliand *et al.*, 2004) and even to renewal of deep waters in the Mediterranean basin (Béthoux *et al.*, 2002; Canals *et al.*, 2006). Consequently, the study of the past ventilation dynamics on the upper slope is important to record the contribution of the continental shelf to WIW and WMDW. Moreover, it will contribute to understand the variability of WMDW, since northwesterly winds drives changes in it (Cacho *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2002; Sierro *et al.*, 2005).

Our previous work at the same core site was focused in the relationship between planktic and benthic foraminifer assemblages during MIS 6 and 7 and how they were linked with changes in the intensity of the northwesterly winds and the sea level oscillations (Cortina *et al.*, 2011). In this work we extend this study to MIS11 and used other geochemical proxies such as C/N ratio in organic matter (considered a proxy of the source of organic matter), calcium carbonate (CaCO<sub>3</sub>),  $\delta^{18}\text{O}$  *Globigerina bulloides*

and trace elements (Al, Ca, Fe, K, Sr, Ti). This study tries, first of all, to understand the relationship between glacial-interglacial changes in benthic and planktic fauna with changes in marine sediment composition and how they were linked to orbital forcing, focusing mainly on the effects of sea level and climatic changes on ventilation of intermediate waters of the NW Mediterranean.

## 4.2 Regional settings

The Gulf of Lions is situated at the northwestern part of the Mediterranean Sea. The general circulation is mainly driven by the Northern Current (NC), which is divided in two branches: the principal branch flowing through the open sea along the Catalano-Balearic Sea and the secondary branch that circulates along the continental shelf edge (Milot, 1990) (**Figure 4.1**).



**Figure 4.1.** Study area. Map of the Gulf of Lions taken from Jouet *et al.* (2006). The present day morphology and the sand distribution on the continental shelf (Aloisi, 1986) illustrating the last deglacial sea-level rise. Blue arrows represent the two North Current (NC) branches. Core site PRGL 1 is represented by a black star.

Unlike the general oligotrophic character of the Mediterranean Sea the Gulf of Lions is relatively eutrophic due to its particular hydrodynamic conditions. Fertility is mainly induced by winter vertical mixing, upwelling events and the nutrient influence of river Rhône (Lefevre *et al.*, 1997). Our borehole is situated southwest of Rhône delta, where productivity values nowadays are moderate since the plume effect is less important due to dilution of nutrients caused by the NC and Mistral wind.

### 4.3 Material and methods

We studied borehole PRGL1-4 that was drilled during Promess1 campaign (summer 2004) in the Gulf of Lions (42.690 N, 3.838 E) (**Figure 4.1**) on the interfluvial of the Boucart and Herault canyons at a water depth of 298 m., in order to study the sea level changes and climatic variability of Western Mediterranean Basin over the last 500 kyr. The location of this site not far from the shelf-break, makes it very prone to record past changes in Rhône supply as well as productivity and ventilation in the upper part of the water column (its paleodepth at glacial times was about 170 m).

In the laboratory, the core was sliced in sediment samples into 1 cm layers each 10 cm. In this study we analyzed samples from 73.5 to 199.115 mbsf (meter below sea floor) (133 kyr to 406 kyr) corresponding to Marine Isotope Stages (MIS) 6 to 11.

#### 4.3.1 Age model and $\delta^{18}\text{O}$ on *G. bulloides*

The  $\delta^{18}\text{O}$  was measured on *G. bulloides* shells from 157.20 to 199.115 mbsf interval, whereas from 73.5 to 157.10 mbsf we used the  $\delta^{18}\text{O}$  isotope record published by Siervo *et al.* (2009). Approximately 2-20 specimens from 250 to 350  $\mu\text{m}$  size fraction were picked up to measure oxygen isotope ratios. Foraminifer tests were soaked in 15%  $\text{H}_2\text{O}_2$  to remove organic matter, and cleaned sonically in methanol to remove fine-grained particles. Samples were analyzed at Christian-Albrechts University of Kiel using a Finnigan MAT 251 mass spectrometer with an analytical error better than  $\pm 0.07\text{‰}$ . All isotope results are reported in standard delta notation relative to V-PDB (Coplen, 1996).

From 73.5 to 157.10 mbsf we used the age model published by Sierro *et al.* (2009). The second part of the age model was mainly based on the comparison of the *G. bulloides*  $\delta^{18}\text{O}$  record and % warm-water planktic species with LR04 benthic stack (Lisiecki and Raymo, 2005). Some events were difficult to identify during warm interglacial stages as a consequence of condensed layer formation. Therefore, we also used as a target isotopic curves of Roucoux *et al.* (2006) and Stein *et al.* (2009) (**Table 4.1**). Based on this age model the average resolution of this study was 1 kyr.

**Table 4.1.** List of climatic and oxygen isotope events used for the elaboration of the age model. (1) It refers to periods established from % arboreal pollen (Roucoux *et al.*, 2006) where the event was found.

Event	PRGL 1 Depth (m)	Age (kyr)	Source
MIS 8.5	157.78	286	Lisiecki and Raymo (2005)
MIS 8.6	159.00	295	Lisiecki and Raymo (2005)
MD-7 (1)	159.43	304	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MD-6 (1)	159.51	307	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MD-5 (1)	160.24	314	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MD-4 (1)	160.71	320	Roucoux <i>et al.</i> (2006)
MIS 9.3	161.20	328	Lisiecki and Raymo (2005)
Terminación IV	162.91	337	Lisiecki and Raymo (2005)
Base 10.4	185.42	360	Stein <i>et al.</i> (2009)
MIS 11.23	196.76	383	Stein <i>et al.</i> (2009)
MIS 11.24	197.92	390	Stein <i>et al.</i> (2009)
MIS 11.3	199.12	406	Lisiecki and Raymo (2005)
Terminación V	212.00	424	Sierro <i>et al.</i> , <i>in prep</i>

### 4.3.2 Benthic and planktic foraminifer assemblages

A subsample of approximately 15 g was taken, dried in an oven and weighted. Each subsample was washed over a sieve with 150  $\mu\text{m}$  mesh to dismiss the smaller fraction. The size-fraction larger than 150  $\mu\text{m}$  was used for counting benthic and planktic foraminifers. The samples were split up until at least 300 individuals of benthic foraminifers and 400 of planktic foraminifers were counted. This goal could not be achieved in planktic foraminifers at all samples, especially in glacial periods due to their scarcity at times of high sedimentation rates. Consequently, for the quantitative study we only took into account samples with more than 100 individuals that may be enough to work with species with a relative proportion of at least 5 % of the assemblage (e.g. this case) (Fatela and Taborda, 2002). The samples counted at the present study comprise from MIS 8 to 11, whilst samples from MIS 6 and 7 were taken from a previous study (Cortina *et al.*, 2011)

Taxonomy of benthic foraminifers was based on Loeblich and Tappan (1988). Subsequently a total of 129 species were recognized using Ellis and Messina (2007). We did not separate *Bulimina marginata* and *Bulimina aculeata* species because intergrading of both did not always allow their distinction (Filipsson *et al.*, 2010). In fact some authors consider both as the same species (e.g. *B. marginata* var *marginata* and *B. marginata* var. *aculeata*) (Jorissen 1987). Therefore we referred our results on these species as *B. aculeata* / *B. marginata* complex. Planktic foraminifers were identified on the basis of the taxonomic classifications of Hemleben *et al.* (1989).

### 4.3.3 Geochemical data

#### 4.3.3.1 C/N ratio of organic matter and calcium carbonate

To obtain the C/N ratio of organic carbon, first we removed inorganic carbon following standard procedures (van Iperen and Helder, 1985) but increasing HCl concentration from 1N to 2N to completely remove it (Kennedy *et al.*, 2005). We added 10 ml of 2N HCl on approximately 200 mg of crushed sample in 50 ml centrifuge tubs. The samples were dried overnight at ~ 70°C to evaporate water and excess HCl. In order to ensure all HCl was removed we cleaned samples with deionized water, placing them in the centrifuge for 10 minutes at 8000 r.p.m and decanting. We repeated the procedure. After the second decantation we transferred the wet sediment to a vial and we dried it in the oven at 65°C until all the water was evaporated. Once we had the sediment free of inorganic carbon we ran the samples at a Flash EA 1112 Elemental Analyzer to obtain the percentage weight of organic carbon (%OC<sup>1</sup>) and nitrogen (%N<sup>1</sup>) referred to free inorganic carbon sediment. We determined C/N ratio from percentage of total nitrogen (%N), measured over samples without treatment, and percentage of total organic carbon (%OC) calculated from %CO<sup>1</sup>.

In order to calculate percent calcium carbonate (%CaCO<sub>3</sub>) we used inorganic carbon (%IC) by multiplying 100/12 (ratio weight CaCO<sub>3</sub> / C). To measure % IC we ran crushed samples at CHN analyzer to obtain percentage of total carbon (%TC). With %TC and %OC<sup>1</sup> it was possible to infer %IC and %OC. We have to unknown variables, so it is necessary to construct a double linear system as follows:



$$\%TC = \%IC + \%OC$$

$$\%OC = (\%OC^1 / (100 - (\%IC * 100 / 12))) * 100$$

Solving these two equations we obtained %OC and %IC.

#### **4.3.3.2 Total Digestion**

For total digestions ~0.1 gr of each sample was dissolved using a MDS 2000 Microwave Digestion System and concentrated grade HNO<sub>3</sub>, HF and HCL following EPA SW846 Method 3051. After the digestion was complete, we added boric to stabilize the solutions. The samples were transferred to new 50 ml polypropylene centrifuge tubes and diluted to 50 ml Mili-Q water. To determine total elemental concentrations a PerkinElmer iCAP 6000 Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometer, with a high speed, high-resolution double monochromator with a CCD array detector was used. From measured concentrations we calculated percentages of Al, Ca, Fe, K, Sr, Ti.

#### **4.3.3.3 Sr-CaCO<sub>3</sub> index**

As a proxy to better know the main sources of the calcium carbonate in the Gulf of Lions, we used Sr-CaCO<sub>3</sub> index. Both data were standardized by subtracting the Sr or CaCO<sub>3</sub> mean from each Sr or CaCO<sub>3</sub> value and dividing for their respective standard deviations. After that, we calculated the Sr-CaCO<sub>3</sub> index by subtracting the standardized Sr value from the standardized CaCO<sub>3</sub> value. Negative values will be related with larger positive deviations of CaCO<sub>3</sub> and lower or negative deviations of Sr.

#### **4.3.4 Spectral analysis**

Spectral and cross coherence analysis were performed by Welch method by means of MatLab. The method consists of dividing the time series data into segments, computing modified periodogram of each segment, and then averaging the power spectral density estimates (Welch, 1967).

## 4.4 Results

### 4.4.1 Benthic and planktic foraminifer assemblages

In order to simplify the high amount of variables in benthic foraminifer we applied a R-mode Principal Component Analysis performed by STATISTICA (StatSoft, Inc, version 7, 2004). We have to notice that the statistical distributions of the benthic foraminifer assemblages were not normal but log-normal. Consequently to improve correlations between variables when a Principal Component Analysis was performed a  $\log_{10}(x+1)$  transform was applied, where x is percentage data, and we sum 1 as logarithm of 0 cannot be computed. Besides normalizing the data, this transformation increased the importance in our analysis of the species that were less abundant.

The results of the principal component analysis over the benthic foraminifer fauna are summarized in **Table 4.2** (present study). Three principal component factors were extracted, explaining a total variance of 81.2 %.

Factor 1, explaining 42.5% of the variance, is mainly composed by *Bulimina marginata* / *Bulimina aculeata*, *Cibicidoides pachyderma*, *Melonis barleeanus*, *Bulimina inflata*, *Cassidulina laevigata* and *Uvigerina peregrina*. This association preferentially dominated interglacial stages. However, it was also found at the end of MIS 8 (**Figure 4.2**).

For Factor 2 (18.1% of the variance), the main species are *Trifarina angulosa*, *Cassidulina laevigata*, *Quinqueloculina seminulum* and *Pyrgo oblonga*. This assemblage was more characteristic of glacial stages and substages (**Figure 4.2**). Compared with the other factors the duration of these events were shorter, commonly less than 5 kyr.

Factor 3, with an explained variance of 20.6%, is mainly comprised by *Bolivina dilatata* and in a lesser extent by *Bulimina marginata* / *Bulimina aculeata*. These species were more common during glacial stages. Unlike the other 2 factors, it showed very low values and limited variability along MIS 7, 8 and 9 (**Figure 4.2**)

The planktic foraminifer assemblages were dominated by *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma (dex)*, *Globorotalia inflata* and in a lesser extent by *Globigerinoides ruber (alba)* and *Turborotalita quinqueloba* (**Figure 4.3**).

In order to monitor the response of planktic foraminifers to thermal stratification of the water column we calculated the relative proportion of warm-water planktic species. We considered as warm-water species: *Globigerinella calida*, *Globigerinella digitata*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides ruber (alba)*, *Globorotalia inflata*, *Globorotalia menardii*, *Globoturborotalita tenellus*, *Globoturborotalita rubescens*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Orbulina universa*. The percentage of warm-water planktic species usually increase during interglacial stages compared with glacial ones, chiefly in agreement with factor 1 (**Figure 4.3**), but warm-water events were not limited to interglacial stages, since there were some warming events during glacial periods in which these species were abundant.

Following results of Cortina *et al.* (2011) at the same core site, we considered *G. bulloides* and *T. quinqueloba* as species related with cold-turbulent environments in the water column, and *G. bulloides* linked with productivity events as well. The percentage of the cold-turbulent group peaked during glacial periods MIS 10, 8 and 6, and during glacial substages, inversely to percentage of warm-water planktic species (**Figure 4.3**).

The warm-temperate species *N. pachyderma (dex)* showed an intermediate behavior between the warm-water and cold-turbulent groups and exhibited less variability than them (**Figure 4.3**). However, it dominated the planktic association in two periods: around 170 kyr (6e) and 355 kyr.

#### **4.4.2 Geochemical data**

C/N ratio varied from 8 to 16. It reached higher values during MIS 6 and lower during the rest of marine isotopic stages. It showed a long-term variability in all marine isotopic stages, although oscillations were more pronounced along MIS 6 (**Figure 4.6**).

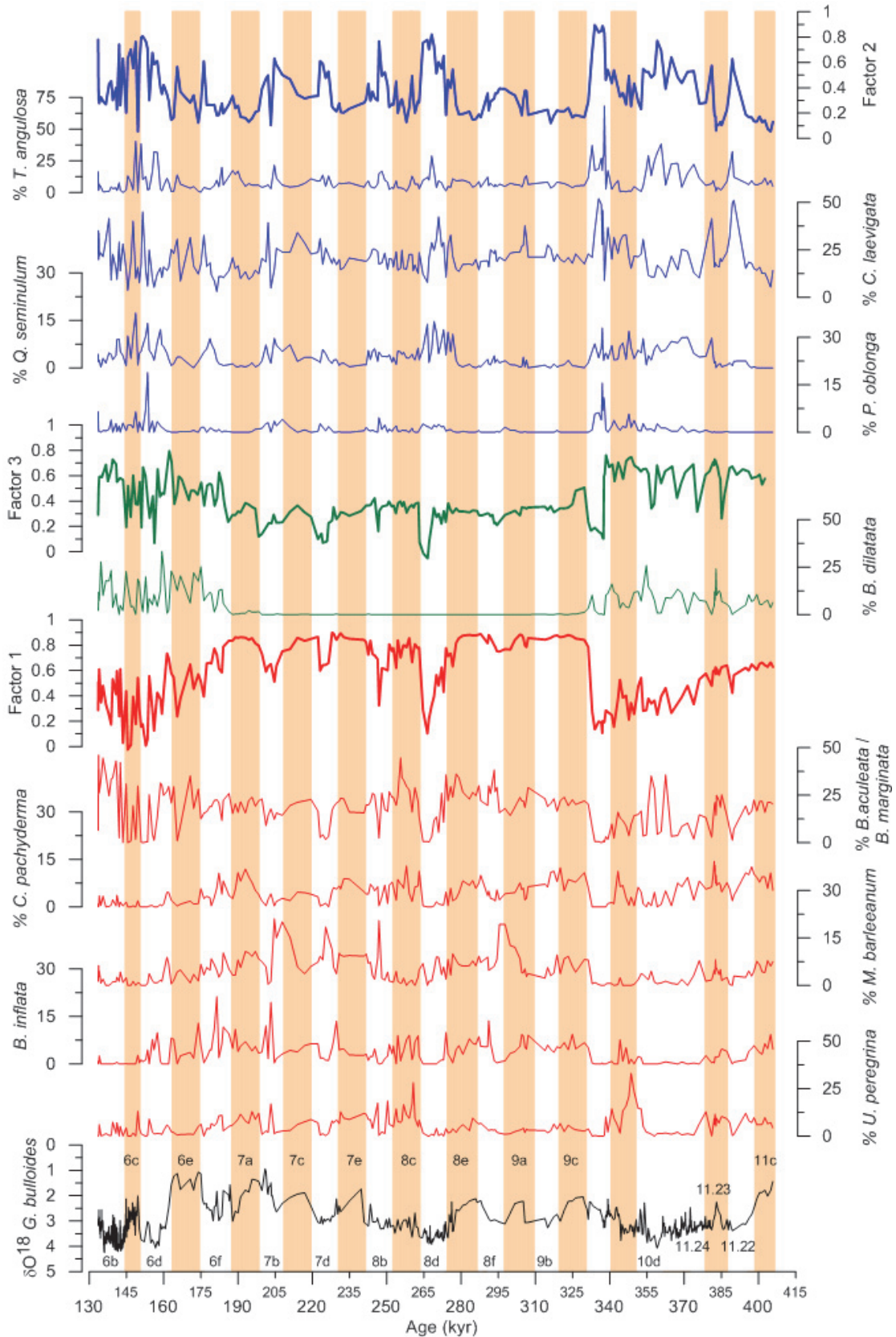
The CaCO<sub>3</sub> concentration (CHN-analyzed) was highly variable at high and low frequencies but usually showed more elevated percentages at the end of glacial stages (Figure 4.6).

Descriptive statistics of ICP-analyzed elements are summarized in Table 4.3. Calcium was the most abundant element, followed by Al, Fe, K, Ti and Sr. Al, Fe, K and Ti showed similar trends, reaching maximum values around MIS 7 and the beginning of MIS 6 (6e) (Figure 4.4). On the other hand, Ca and Sr exhibit similar trends that were inverse to that of the elements related with a silicate source (Al, Ti, Fe, K) (Figure 4.4).

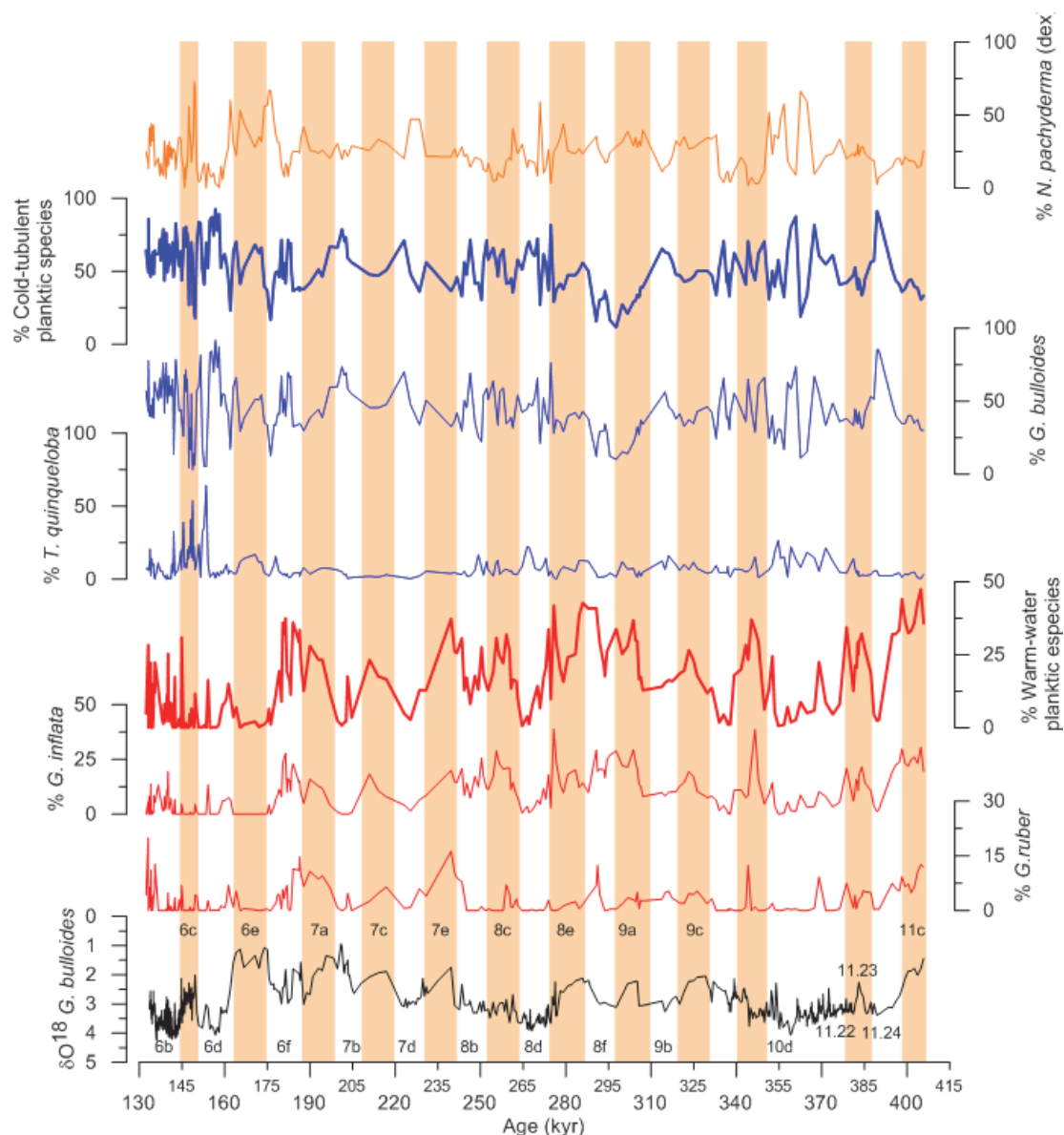
**Table 4.2.** Comparison between main species of benthic foraminifer factors extracted by R-mode principal component in the present study and those from Cortina *et al.* (2011).

Present study					
Factor 1 Variance=42.5%		Factor 2 Variance= 18.1%		Factor 3 Variance=20.6%	
Species	Score	Species	Score	Species	Score
<i>B. marginata</i> + <i>B. aculeata</i>	4.55	<i>T. angulosa</i>	5.58	<i>B. dilatata</i>	8.85
<i>C. pachyderma</i>	3.83	<i>C. laevigata</i>	5.03	<i>B. marginata</i> + <i>B. aculeata</i>	4.19
<i>M. barleeanum</i>	3.76	<i>Q. seminulum</i>	4.15	<i>C. laevigata</i>	2.55
<i>B. inflata</i>	3.63	<i>P. oblonga</i>	3.18	<i>U. peregrina</i>	2.26
<i>C. laevigata</i>	3.06	<i>M. subrotunda</i>	2.62	<i>S. bulloides</i>	1.53
<i>U. peregrina</i>	3.03	<i>L. lobatula</i>	2.55	<i>Q. seminulum</i>	1.50
<i>G. subglobosa</i>	2.77	<i>C. foliorum</i>	2.32	<i>G. praegeri</i>	1.11
<i>T. articulata</i>	2.49	<i>A. stelligerum</i>	1.87	<i>M. subrotunda</i>	1.05
<i>T. angulosa</i>	2.03	<i>Miliolinella</i> sp4	1.09		
<i>P. ariminensis</i>	1.60				
<i>B. alata</i>	1.45				
<i>S. schlumbergeri</i>	1.30				
<i>G. neosoldani</i>	1.06				

Cortina <i>et al.</i> (2011)					
Factor 1B Variance=38.7%		Factor 2B Variance= 16.3%		Factor 3B Variance=25.1%	
Species	Score	Species	Score	Species	Score
<i>M. barleeanum</i>	3.92	<i>T. angulosa</i>	4.44	<i>B. dilatata</i>	7.06
<i>U. peregrina</i>	3.53	<i>C. laevigata</i>	3.99	<i>B. marginata</i>	5.03
<i>C. pachyderma</i>	3.18	<i>Q. seminulum</i>	3.75	<i>B. aculeata</i>	3.78
<i>B. inflata</i>	3.15	<i>M. subrotunda</i>	3.23	<i>C. laevigata</i>	2.96
<i>C. laevigata</i>	2.85	<i>P. oblonga</i>	3.06	<i>G. umbonatus</i>	1.59
<i>B. marginata</i>	2.68	<i>C. foliorum</i>	2.63	<i>S. bulloides</i>	1.41
<i>T. angulosa</i>	2.67	<i>L. lobatula</i>	2.45		
<i>G. subglobosa</i>	2.57	<i>G. praegeri</i>	1.38		
<i>T. articulata</i>	1.94	<i>A. stelligerum</i>	1.35		
<i>P. ariminensis</i>	1.66	<i>B. dilatata</i>	1.13		
<i>B. aculeata</i>	1.62	<i>T. tricarinata</i>	1.09		
<i>S. schlumbergeri</i>	1.58	<i>Miliolinella</i> sp4	1.08		
<i>B. alata</i>	1.45	<i>P. quadriloba</i>	1.03		



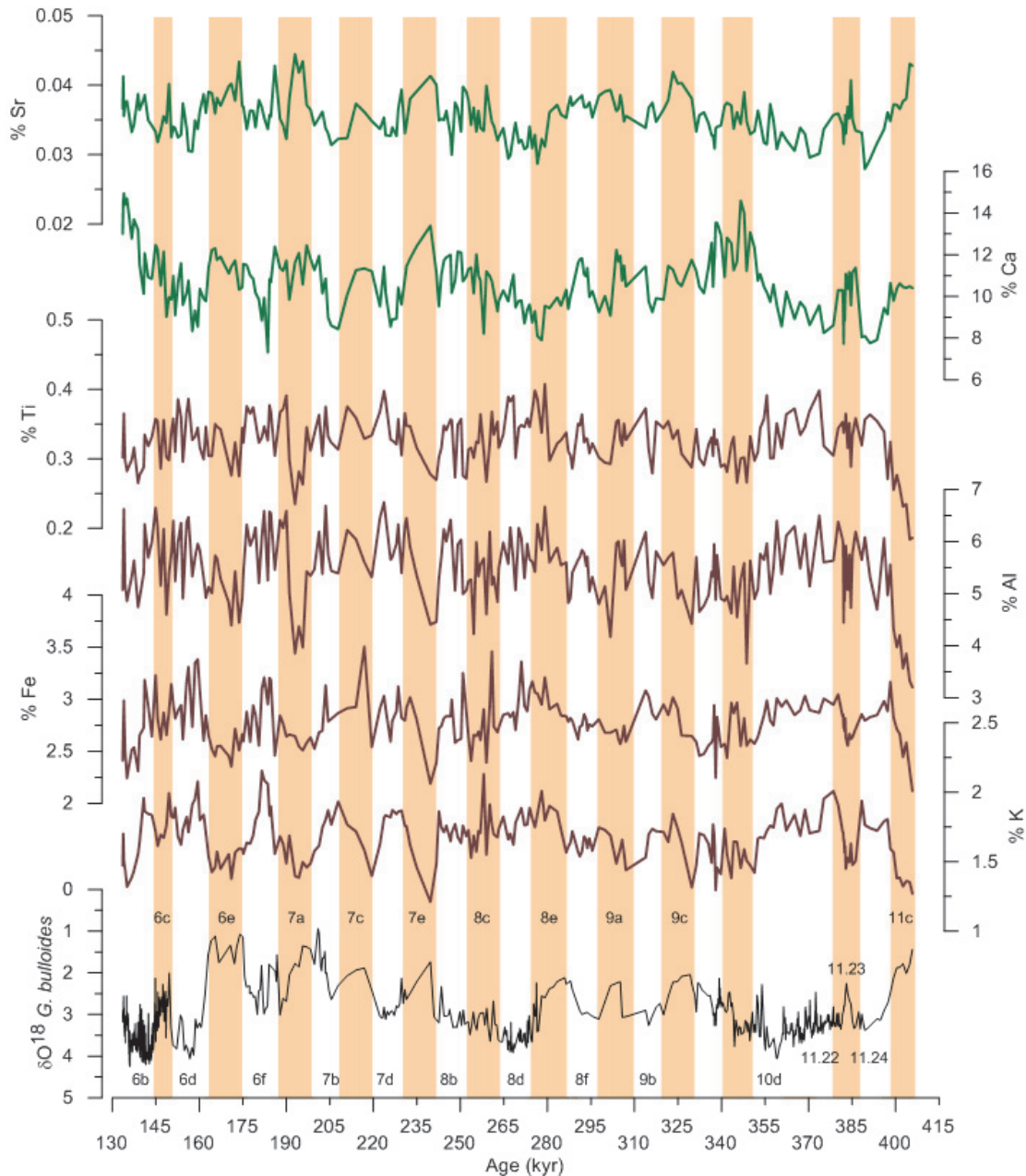
**Figure 4.2.** Benthic foraminiferal assemblages at PRGL 1. Factor loadings of 3 factors obtained by R-mode principal component analysis of the benthic foraminifer assemblages. The percentages of the most important species for each factor are also represented.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierrro *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species.



**Figure 4.3.** Planktic foraminiferal assemblages at PRGL 1. Representation of the most important planktic foraminiferal assemblages, together with the more important contributors. Percent of cold-turbulent species is the result of summing *G. bulloides* + *T. quinqueloba*. Percent of warm-water species has *G. inflata* and *G. ruber* as main contributors.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierra *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species.

**Table 4.3.** Descriptive statistics of the percentages of the elements analyzed by means of a PerkinElmer iCAP 6000 Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometer. We calculated average, minimum, maximum and standard deviation.

Element	% Average	% Minimum	% Maximum	Std. Dev.
Ca	10.670	7.320	14.940	1.400
Al	5.490	3.200	6.750	0.670
Fe	2.780	2.120	3.500	0.230
K	1.670	1.210	2.150	0.170
Ti	0.330	0.190	0.410	0.040
Sr	0.035	0.028	0.044	0.003



**Figure 4.4.** Results of ICP-analysis at PRGL 1. Percentages of elements analyzed by means of a PerkinElmer iCAP 6000 Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometer.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierralba *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species.

**Table 4.4.** Cross-coherence and phase analysis ( $^{\circ}$ ) at 21 kyr frequency ( $0.04687 \text{ kyr}^{-1}$ ) over  $\delta^{18}\text{O}$  of *G. bulloides* and bulk sediment analysis. All coherences were significant at 95 % confidence level.

	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. bulloides</i>	% $\text{CaCO}_3$	% Sr	% Al	% Fe	% K
$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. bulloides</i>	1 ( $0^{\circ}$ )					
% $\text{CaCO}_3$	0.85 ( $185^{\circ}$ )	1 ( $0^{\circ}$ )				
% Sr	0.94 ( $178^{\circ}$ )	0.94 ( $20^{\circ}$ )	1 ( $0^{\circ}$ )			
% Al	0.92 ( $8^{\circ}$ )	0.91 ( $174^{\circ}$ )	0.94 ( $170^{\circ}$ )	1 ( $0^{\circ}$ )		
% Fe	0.96 ( $37^{\circ}$ )	0.87 ( $168^{\circ}$ )	0.90 ( $145^{\circ}$ )	0.95 ( $24^{\circ}$ )	1 ( $0^{\circ}$ )	
% K	0.86 ( $33^{\circ}$ )	0.95 ( $171^{\circ}$ )	0.86 ( $150^{\circ}$ )	0.92 ( $14^{\circ}$ )	0.93 ( $5^{\circ}$ )	1 ( $0^{\circ}$ )



### 4.4.3 Spectral and cross-spectral analysis

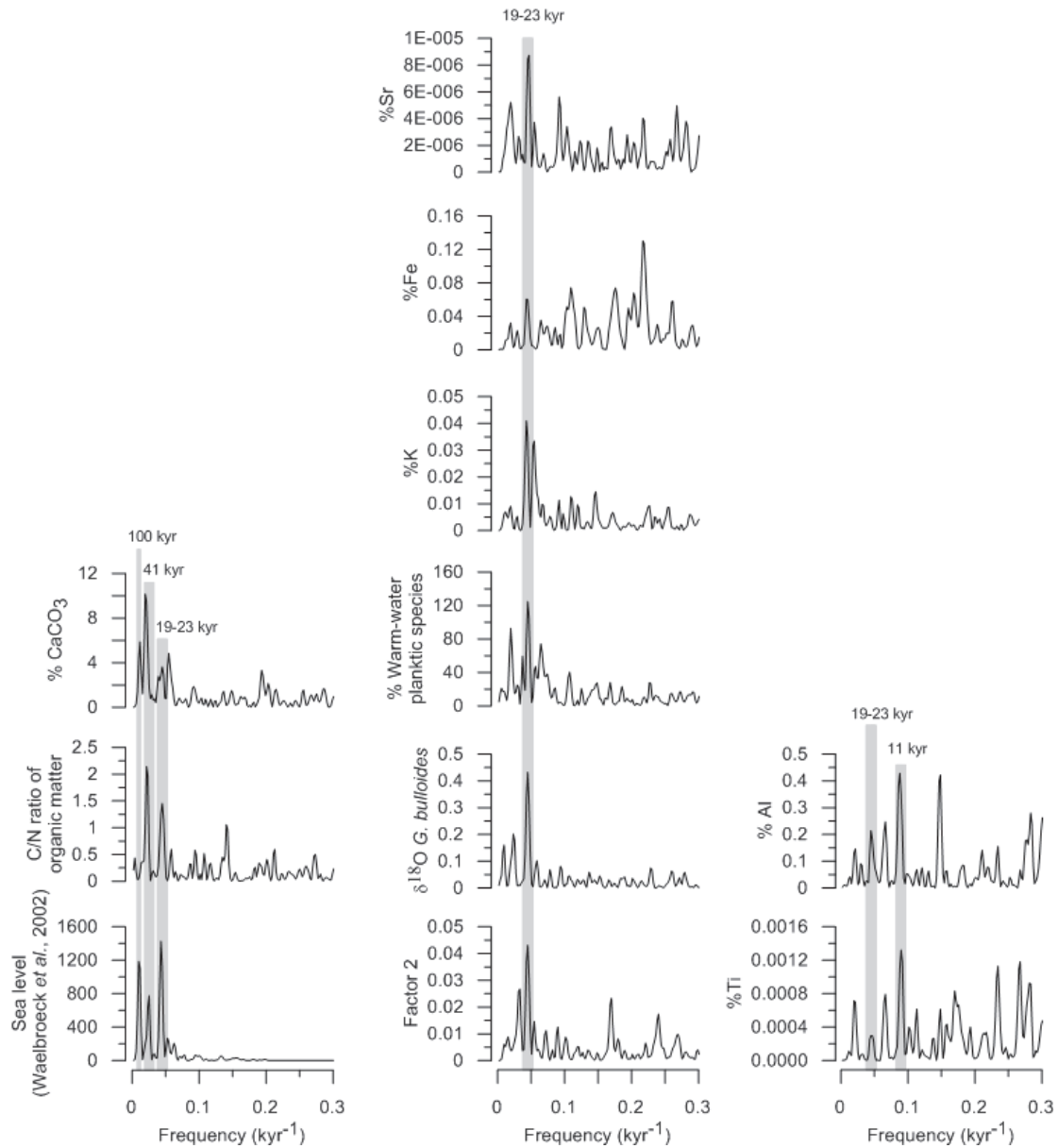
Power spectral analysis over all proxies revealed most important periodicities at 100, 41, 19-23 and 11 kyr band (**Figure 4.5**). The 19-23 kyr precession-related cyclicality exclusively controlled variability of % warm-water planktic species,  $\delta^{18}\text{O}$  *G. bulloides*, benthic factor 2, % K, % Fe and %Sr. It drove but not uniquely C/N ratio of organic matter, %CaCO<sub>3</sub> and % Al. The 100 kyr band (eccentricity) was only present in %CaCO<sub>3</sub>, whilst the 41 kyr obliquity-related periodicity chiefly drove the changes in C/N ratio of organic matter and %CaCO<sub>3</sub>. Half precessional cycle (11 kyr) was the only controlling % Ti changes and the most important in % Al.

Cross-spectral and phase analysis was performed in order to constrain the relationship between main periodicities of our proxies (**Table 4.4, Table 4.5**). Coherences calculated were significant at 95% confidence level. Analogous to sign of the correlation coefficient at the time domain, at the frequency domain we used phase to determine whether two signals were correlated or anticorrelated. Values close to 0 degrees indicated that the two signals were in phase (correlated), whilst values near 180 or -180 degrees signified that two signals were not in phase (anticorrelated). At 21 kyr periodicity (e.g. 0.04687 kyr<sup>-1</sup>), coherence over  $\delta^{18}\text{O}$  and bulk sediment analysis (**Table 4.4**) showed as lighter isotopic values were linked with high percentages of CaCO<sub>3</sub> and Sr. On the contrary, heavier isotopic values were in agreement with elevated percentages of Al, Fe, K. On the other hand, at the same frequency, coherence over  $\delta^{18}\text{O}$  and biological proxies (**Table 4.5**) monitored as heavier isotopic records were in agreement with high benthic factor 2 values and low C/N ratio and % warm-water planktic species. At 11 kyr periodicity (e.g. 0.08984 kyr<sup>-1</sup>), percentages of Al and Ti were coherent (0.97) and in phase (12°).

**Table 4.5.** Cross-coherence and phase analysis at 21 kyr frequency (0.04687 kyr<sup>-1</sup>) over  $\delta^{18}\text{O}$  of *G. bulloides* and biological proxies. All coherences were significant at 95 % confidence level.

	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. bulloides</i>	Factor 2	C/N	% Warm-water planktic species
$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. bulloides</i>	1 (0°)			
Factor 2	0.87 (8°)	1 (0°)		
C/N	0.99 (167°)	0.93 (158°)	1 (0°)	
% Warm-water planktic species	0.89 (144°)	0.95 (149°)	0.91 (50°)	1 (0°)



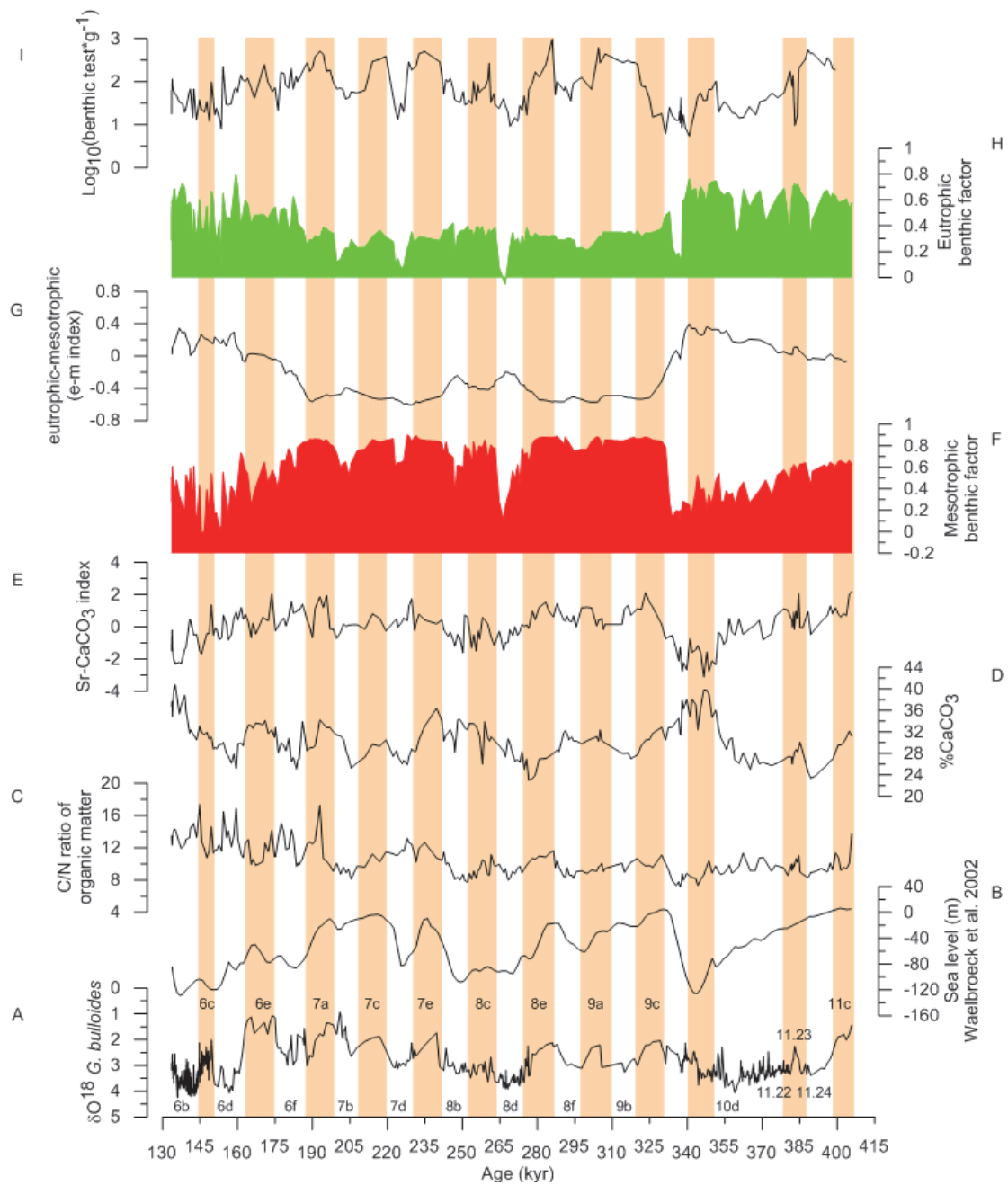


**Figure 4.5.** The main periodicities monitored in proxies. Spectral analysis performed by Welch method (Welch, 1967) using MatLab. Gray bands represent main orbital bands centered at 19-23, 41 and 100 kyr periodicities.

## 4.5 Discussion

### 4.5.1 Glacial-interglacial changes in bottom conditions on the upper slope of the Gulf of Lions in response to sea level variability

Changes in bottom sediments from the upper slope between 133 and 406 kyr were the result of the continuous interplay between sea level variations and climate change and their impact on nutrient and organic matter input from the Rhone as well as vertical mixing of the water column, productivity and bottom water ventilation.



**Figure 4.6.** The effects of sea level changes on bottom conditions of the upper slope of the Gulf of Lions monitored by benthic foraminifer assemblages and geochemical proxies. **A.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Siervo *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. **B.** Sea level reconstruction (Waelbroeck *et al.*, 2002). **C.** C/N ratio of organic matter used as a proxy of its source from continental (high values) to marine (low values). **D.** %  $\text{CaCO}_3$ . **E.** Sr- $\text{CaCO}_3$  index used as a proxy of carbonate source, where low values mean detrital source. **F.** Loadings of the mesotrophic benthic factor. **G.** The difference between five points running average eutrophic and mesotrophic factors (e-m index). **H.** Loadings of the eutrophic benthic factor. **I.**  $\text{Log}_{10}$  of benthic foraminifer tests per gram of dry sediment. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species.

#### **4.5.1.1 Microfaunal response**

As discussed by Cortina *et al.* (2011) at the same core site, benthic foraminifers are excellent tools to monitor changes in past bottom conditions from the Gulf of Lions that varies from mesotrophic to eutrophic in response to changes in sea level and ventilation of intermediate waters forced by variations in intensity of northwesterly winds. An extended discussion about the environmental conditions associated to each factor as a function of the habitat in which their main species live can be found in that study. High concordance can be found between the benthic foraminifer species and factor analysis in this study and those found in Cortina *et al.* (2011) (**Table 4.2**) with the only exception of *B. aculeata* / *B. marginata* group because in the previous work both species were counted separately. Summarizing, factor 1 is linked with mesotrophic and factor 3 with eutrophic conditions on the bottom. Factor 2, is related with oxygenated and turbulent bottom waters, so it can be used as bottom oxygenation index.

The relative proportion of eutrophic (factor 3) and mesotrophic species (factor 1) mainly responded to changes in the rate of deliver of organic matter from river Rhône owing to sea level variability and its ensuing impact on the proximity of the river mouth to the upper slope. As may be seen in **Figure 4.2** benthic foraminifer assemblages during interglacial MIS 9 and 7 were typically characteristic of mesotrophic conditions, with abundant factor 1 species such as *B. aculeata* / *B. marginata*, *C. pachyderma*, *M. barleeanus*, among others. This assemblage is very similar to that observed today in the upper slope (Fontanier *et al.*, 2008) characterized by relatively high productivity in surface waters and a prolonged season of summer stratification between April and November that favors the development of microfauna characteristic of relatively low oxygen content in bottom waters and intermediate concentration of organic matter. Even though phytoplankton growth is high in spring, the intensive winter ventilation lead to partial oxidation of the organic matter and the phytoplankton detritus sinking to the sea floor, preventing the development of carbon-rich, suboxic conditions at the bottom. These mesotrophic microfaunas were progressively replaced by eutrophic foraminifers, such as *B. dilatata* (factor 3) towards the glacial periods especially in MIS10 and MIS 6 and less pronounced in MIS 8 probably in response to the higher organic carbon input from the river as the river mouth and prodelta deposits approached the shelf-break.

As may be seen in **Figure 4.6** the loads of mesotrophic and eutrophic factors and especially the difference between the eutrophic-mesotrophic loads (e-m index) was mainly driven by sea level changes as shown by the strong similarity between this proxy and the global sea level record. Three sequences of increasing e-m values were recorded in response to the glacial-interglacial 100 kyr cycles between MIS11-10, MIS9-8 and MIS7-6 with maximum values of e-m during glacial stages 10, 8 and 6. The lower e-m values at the end of MIS 8 compared to those of MIS 6 and 10 suggest a lower sea level fall monitored in the Gulf of Lions during this glacial period.

A particular case of study is MIS 11, in which, even though high sea level and mesotrophic conditions remained as predominant, some degree of dysoxia prevailed as monitored by factor 3 (*B. dilatata*) (**Figures 4.3, 4.6**). Considering a low input from the Rhône compared with glacial stages, these eutrophic conditions can be linked with either elevated productivity or reduced bottom ventilation. Taking into consideration the high values of warm-water planktic species during MIS 11 and the low percent values (except for substage 11.24) of the high-productive species *G. bulloides* (**Figure 4.3**), the most plausible explanation is a drop in winter ventilation. Therefore, less frequent incursions of polar air masses during milder winters can be suggested as the principal cause of the apparition of *B. dilatata* during interglacial MIS 11.

#### 4.5.1.2 Sedimentary response

Sediments deposited in the western, eastern or the central parts of the Gulf of Lions were mainly originated from the Rhône watershed, with a lower influence of Pyrenean Rivers (Révillon *et al.*, 2011). Although Rhône river watershed is complex, the hydrographic basin is characterized by mountain catchments in the Alps consisting mainly of calcareous rocks (Ollivier *et al.*, 2010), in contrast with silicate-related Pyrenean catchments. For this reason, detrital calcium carbonate is more linked to Rhone detrital input while other elements such as Al, K, and Fe can be supplied by either the Rhone or the Pyrenean rivers. In consequence, changes in percentage of major elements in the Gulf of Lions should reflect the continuously changing input rates of detrital calcium carbonate mainly supplied by the Rhone, biogenic calcite produced in the basin and silicate-related detrital sediments supplied by the Rhone and the Pyrenean

rivers. Hence, changes in sediments properties through time will give us the key to understand what controls sedimentation in the Gulf of Lions and therefore the main forcings governing past sedimentary environments.

Spectral analysis of calcium carbonate record shows three main frequencies centered at eccentricity, obliquity and precession bands (**Figure 4.5**). The importance of eccentricity and obliquity frequencies that are also evident in the spectral analysis of eustatic sea level records (**Figure 4.5**) supports the strong relationship between input of detrital carbonate and global sea level changes. Calcium carbonate at PRGL1 reached maximum values at times of the lowest sea level, especially in glacial stages 10 and 6, and in a lesser extent in MIS 8. In contrast, lower carbonate contents were observed during interglacial stages 11, 9 and 7 (**Figure 4.6**). Similarly to the e-m record, three sequences of long-term increase in calcium carbonate are associated to the 100 kyr cycle of sea level, between MIS11-10, MIS 9-8 and MIS 7-6. These three sequences presented minimum values of the Sr-CaCO<sub>3</sub> index. The minimum proportions of Sr in the carbonate fraction of the sediments suggest the higher carbonate values found in these intervals are of detrital origin and hence with low Sr content that is more related to productivity and biogenic calcite. In addition, the low numbers of benthic foraminifer tests per gram of sediment in glacial stages also confirms the low relative proportion of biogenic calcite at these stages. This led us to assume that at least an important component of the calcium carbonate is of detrital origin. These results also support the lower sea level drop monitored in the Gulf of Lions during MIS 8 compared to MIS 6 and 10.

In the same way the obliquity response of CaCO<sub>3</sub> and C/N ratio of organic matter should be also chiefly related with sea level oscillations. The C/N ratio is usually driven by the changing rates of relative supply of terrestrial and marine organic matter to the sea floor. Values close to 5 are characteristic of marine organic carbon, while values as high as 15 mainly reflect a terrestrial organic carbon source (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001). However, it has been demonstrated that aquatic organic matter is preferentially remineralized during sinking and at the sediment water boundary (Prah *et al.*, 1980), hence differential organic matter preservation at times of higher and lower burial rates can be invoked to explain in part changes in the C/N ratio. The higher values in MIS 6 were unambiguously related with maximum input of organic matter transported by the

Rhone. However, from MIS 7 downward C/N values were lower during glacial stages when the higher input of terrestrial organic matter is expected and higher in interglacials. This can only be explained by changes in primary productivity or differential preservation. The occurrence of eutrophic conditions in the sea floor together with the high proportions during glacial stages of *G. bulloides* or *N. pachyderma (dex)* (**Figure 4.3**) that are usually linked to high productivity seems to support the hypothesis of higher primary productivity during glacial stages. The higher flux of marine organic matter to the sea floor may balance the higher input of terrestrial organic compounds, resulting in lower C/N values. Furthermore, the high amplitude change in sedimentation rates between glacial and interglacial intervals may have played a significant role on organic matter preservation in the sediments. During highstands the reduced sediment input from the river led to the formation of various condensed layers in the sediments (Sierro *et al.*, 2009) characterized by high amount of biogenic CaCO<sub>3</sub> associated among other biogenic sources with high content of benthic foraminifers (**Figure 4.6**). These very low burial rates caused that the organic compounds remained subjected to degradation near the sediment-water interface for long time periods. These long-periods of degradation probably favored the preservation in the sediments of the more resistant organic matter that is usually enriched in carbon. Moreover, we should consider the average low reduced primary productivity typical of warm-water periods that is the source of low C/N organic matter. For this reason biogenic CaCO<sub>3</sub> and C/N ratio reached maximum values in the obliquity band at times of higher sea level periods (7a, 7e, 8e, 9c, 11c) (**Figure 4.6**)

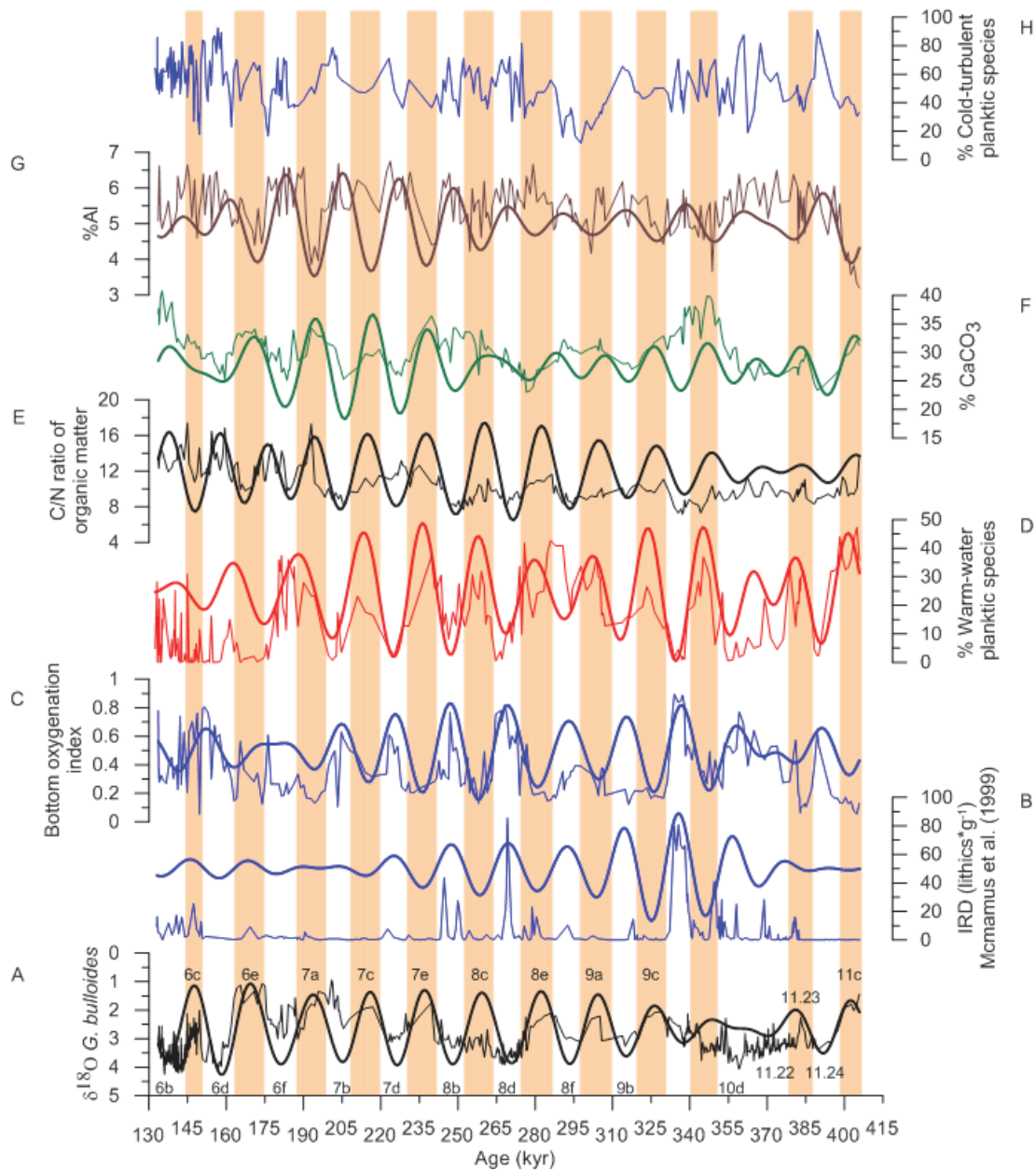
#### **4.5.2 Precession-driven changes in bottom water ventilation and sedimentation processes in the upper slope of the Gulf of Lions.**

Sea level variability is the main mechanism that controls environmental conditions in the seafloor in the upper slope of the Gulf of Lions. However, power in the precession band is also present in most of the proxies studied here such as in the bottom oxygenation index (benthic factor 2), silicate-related sediment compounds (Al, Ti, Fe, K), Sr, warm-water planktic species, C/N ratio and CaCO<sub>3</sub> (**Figure 4.5**). The question that arises is whether this signal is led by the effect of precession-driven sea level oscillations, by climate variations caused by summer insolation, or a combination of both.

Cross coherence and phase analysis on the precession band (**Tables 4.4, 4.5**) showed the straight relationship between the heavy  $\delta^{18}\text{O}$  of *G. bulloides* and increases of silicate-related minerals (Al, K, Fe), bottom oxygenation index and the input of fresh organic matter (low C/N ratio). On the contrary, light values of *G. bulloides*  $\delta^{18}\text{O}$  were in agreement with high abundance of warm-water planktic species,  $\text{CaCO}_3$  and Sr.

The combined effect of changes in river supply between high and low sea levels and the intensification or reduction of the northwesterlies forced by precession minima and maxima, respectively seems to be under this variability. Oscillations of sea surface temperature at precession band were recorded by changes in percentage of the warm-water planktic species throughout the record (**Figures 4.6, 4.7**) with the exception of the end of MIS 6 when they were replaced by millennial oscillations (Cortina *et al.*, 2011).

Times of minimum summer insolation (cold periods) were related to an enhancement of bottom ventilation (bottom oxygenation index) (**Figure 4.7**). Our results suggest a variation of the intensity of northwesterly winds at the precession band as the main mechanism driving intermediate-water ventilation in the Gulf of Lions. During glacial substages a reinforcement of northwesterly winds as a result of polar air incursions (Cacho *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2002; Sierro *et al.*, 2005) intensified vertical convection and mixing, promoting bottom ventilation (high bottom oxygenation index) and a reduction of warm-water planktic foraminifers typically associated to summer thermal stratification. This intense convection brought nutrients to surface waters, enhancing primary productivity (low C/N ratio). Moreover, owing to the decrease of the sea level linked with precession the nutrient input from the Rhône and Pyreneans rivers increased, promoting primary productivity. Although the percentage of cold-turbulent planktic species did not present a 21 kyr periodicity, they peaked at times of precession maxima (**Figure 4.7**), supporting the relation between higher overturning and productivity during cold stages and precession maxima. The lack of precession band in its power spectral density could be due to the complex response of these species to productivity, turbulence and temperature in the mixed layer, and the difficulty to separate the different forcings via spectral analysis. Furthermore, *G. bulloides* is present throughout the entire record, since it is also characteristic of interglacial stages during winter reinforcement of northwesterly winds.



**Figure 4.7.** The effect of the precession-driven insolation over Gulf of Lions. **A.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Siervo *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. **B.** IRD ( $\text{lithics} \cdot \text{g}^{-1}$ ) from Mcmanus *et al.* (1999). **C.** Bottom oxygenation index. **D.** % warm-water planktic species as proxy of stratification of the water column. **E.** C/N ratio of organic matter used as a proxy of its source from continental (high values) to marine (low values). **F.** %  $\text{CaCO}_3$ . **G.** % Al used as a proxy of silicate-related minerals since it is present in all aluminosilicates. **H.** % Cold-turbulent planktic species as indicators of turnover and mixing in the water column. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species. Thick line over the proxies represent Gaussian filter centered at 21 kyr (e.g.  $0.04687 \text{ kyr}^{-1}$ ) performed with Analyseries 2.0.

Although eustatic changes were mainly driven by variations in Earth’s obliquity and the 100 kyr cycle, during the main interglacial stages precession oscillations also played a significant role on ice-sheet dynamics and sea level (**Figure 4.5**). In particular, interglacial substages MIS 6e, 7a, 7c, 7e and 8e, 9a and 9c were mainly linked to the 21



kyr cycle of precession (**Figure 4.7**). It is during these interglacial substages when precession cyclicity was more visible in all proxies, including the carbonate, Sr, silicate-related compounds, oxygen isotope and micropaleontologic records. Site PRGL1 is placed towards the south of the Gulf of Lions and therefore closer to the influence of the Pyrenean rivers (e.g. Aude, Orb). In fact, glacial paleopaths of these rivers have been identified on the shelf close to PRGL 1 (**Figure 4.1**). The highstand periods during the interglacial substages were typically characterized by abundant warm-water planktic foraminifers and CI's formation (Sierro *et al.*, 2009) rich in biogenic carbonate and strontium as revealed by cross-coherence analysis at precession band (**Tables 4.4, 4.5**). These beds linked to precession minima were replaced by sediments more enriched in silicate-derived elements (Al, K, Fe) due to the approximation of the mouths of Pyrenean rivers as sea level dropped in response to increasing precession and lower boreal summer insolation. However, during glacial stages of MIS 6, 8 and 10, and especially at times of glacial maxima when the sea level drop was more pronounced and the coastline approaches the shelf break the influence of the Rhône supply increased and consequently the CaCO<sub>3</sub> derived from Alps watershed turned as predominant, diluting the relative contribution of the silicate-rich sediments supplied by the Pyrenean rivers and the biogenic carbonate produced in the basin.

When comparing changes in bottom ventilation of the Gulf of Lions with IRD deposition in the North Atlantic we observed a strong relationship between both regions. We interpret this similarity (**Figure 4.7**) as a climatic teleconnection between high and low latitudes. Maximum IRD discharge was related with maximum cooling of North Atlantic surface water that also seems to control intensification of northwesterly winds (Cacho *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2002; Sierro *et al.*, 2005), in agreement with maximum ventilation (bottom oxygenation index). From MIS 7 to 11, the link between the IRD discharge in the North Atlantic and ventilation events in the Mediterranean (**Figure 4.7**) confirms this hypothesis. These ventilation events could have been amplified during lowstands because of the shallower water column on site PRGL1. This can be the case for MIS 6 in which there was a decoupling between the North Atlantic IRD and ventilation in response to a lower sea level (higher C/N ratio) favoring ventilation events modulated at high climatic frequencies. However, the entire record

shows high coherence (in phase) (0.88, 13°) at precession band between the IRD record and the bottom oxygenation index

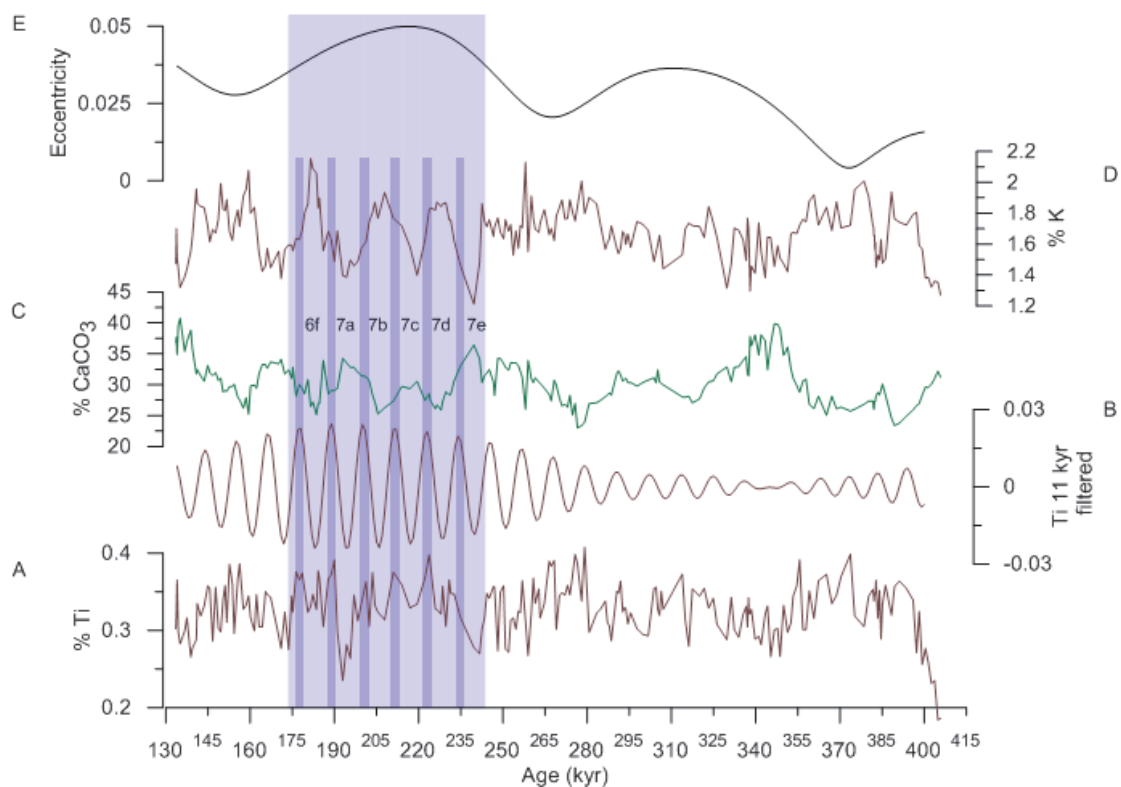
These events of ventilation took place at water depths similar to those of Winter Intermediate Water (WIW) formation (about 200 meters). Therefore our data suggest an intensification of WIW, and consequently its contribution to Mediterranean Outflow Waters (MOW) at times of precession maxima. Moreover, although the formation of WIW and Western Mediterranean Deep Waters (WMDW) occur at different places, northwesterly winds are the main forcing that governs them. Hence, the intensification of northwesterly winds at times of precession maxima from MIS 7 to 11, could be behind the WMDW formation variability.

Although this general model can be applied throughout the entire record (**Figure 4.7**), there is an exception at around 170 kyr, coetaneous with deposition of S6 in the eastern Mediterranean Sea (MIS 6.5) (Calvert and Fontugne, 2001). No increase in warm-water planktic foraminifers was seen in this interval of high summer insolation. Instead high percentages of *N. pachyderma (dex)* were recognized. The augment in the abundance of *N. pachyderma (dex)* is linked to increased stratification in the water column at a certain time along the year, leading to the formation of a DCM (Deep chlorophyll maximum). Although alkenone-based analysis monitored a temperature increase during this interval (unpublished data), these extremely light  $\delta^{18}\text{O}$  values can be interpreted as evidence for a strong influence of isotopically light freshwater (Williams *et al.*, 1978; Fontugne *et al.*, 1989; Tang and Stott, 1993) that favored stratification. Nonetheless, no sapropel was deposited in the Gulf of Lions, prominent minima in planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  throughout the last 2.8 Myr in the Mediterranean have been related with sapropel deposition and enhanced freshwater discharge of circum – Mediterranean climate (Rossignol-strick, 1983; Lourens *et al.*, 1992). Nonetheless S6 was deposited during a glacial period arid and cold conditions should have prevailed but increased rainfall at this period was demonstrated in both the eastern (Ayalon *et al.*, 2002) and the western basin (Plagnes *et al.*, 2002). These features enhanced DCM formation, facilitating the emergence of *N. pachyderma (dex)* at expenses of the characteristic warm-water planktic species (*G. ruber* and *G. inflata*).

#### 4.5.2.1 Half-precession variability

The half-precessional cycle is mainly seen in the Gulf of Lions in the Ti and Al records (**Figure 4.5**) during MIS 7 and beginning of MIS 6 coinciding with a 100 kyr maximum in eccentricity and high amplitude oscillations of the precession parameter (**Figure 4.8**). Ti is preferentially concentrated in the coarser sediment fractions (Spears and Kanaris-Sotiriou, 1976) being an indicator of average grain size (Boyle, 1983).

The main question is to know whether this hemiprecession oscillation is owing to sedimentation processes or is linked to insolation forcing in equatorial regions due to the twice-yearly passage of the Sun over the equator that creates a precession cycle harmonic at 10-12 kyr (Short *et al.*, 1991). In this case it seems more probably due to sedimentation processes at the upper slope.



**Figure 4.8.** The Hemiprecessional effect on the upper slope of the Gulf of Lions. **A.** % Ti as a proxy of coarser clay minerals. **B.** % Ti signal filtered with a Gaussian filter centered at 11 kyr (e.g.  $0.08984 \text{ kyr}^{-1}$ ) performed with Analyseries 2.0. **C.** %  $\text{CaCO}_3$ . **D.** % K as indicator of the thinnest clay mineral fraction. **E.** Eccentricity index. Blue band represents the interval of higher variability of Ti at hemiprecession band. Narrower blue bands represent periods where Ti peaked in agreement with hemiprecession variability.

During highstands owing to low sedimentation rates and reduced detrital input from the rivers, biogenic  $\text{CaCO}_3$  was the most abundant component. As sea level fell, silicate-related elements increased their relative abundance due to the higher river supply as the coastline gradually moved to the shelf-break. This sequence culminated when the prodeltaic sediments, which are very rich in illite and other clays, reached the shelf-break and the upper slope. A prominent minimum in grain size associated with maximum clay content and maximum K is recorded at this time that diluted both the biogenic content of the sediments as well as the concentration of other Al-rich or Ti-rich silicates. Consequently, Ti and Al peaked at the half point between the maxima of biogenic  $\text{CaCO}_3$  and the maxima of K, in agreement with hemiprecession cyclicity (**Figure 4.8**)

## 4.6 Conclusions

Bottom conditions in the upper slope of the Gulf of Lions from MIS 6 to 11 varied at different time scales as a consequence of the changes in sea level driven by eccentricity, obliquity and in a lesser extent by precession, and the intensity of northwesterly winds driven by precession.

Benthic foraminifer assemblages changed from mesotrophic to eutrophic as the sea level dropped during glacial periods and the Rhone prodelta approached the shelf break. A similar change was recorded in the carbonate content of the sediments that reached maximum values during glacial periods of MIS 6, 8 and 10. A seaward migration of the Rhone prodelta during these stages increased the supply of detrital carbonate mainly originated in the Alps catchments. The coincidence of high carbonate with the proximity of the Rhone delta strongly supports a dominant detrital source for carbonate during glacial periods. Moreover, these records reveal a lower sea level fall monitored in the Gulf of Lions in the MIS 8, compared with MIS 6 and 10. In contrast, during interglacial stages typically linked with high sea levels and highstands, biogenic  $\text{CaCO}_3$  from calcareous shells and other biogenic debris was the main source of calcium carbonate.

Precession-driven driven incursions of northwesterly winds during minimum boreal summer insolation also led a significant imprint in the Gulf of Lions records. These cold-air incursions to the NW Mediterranean lowered sea surface temperature and caused both, the enhancement of marine productivity (low C/N) and the ventilation of bottom waters (high bottom oxygenation index). During interglacial periods, especially in MIS7 and 9 these times of minimum insolation were usually associated with lower sea levels and consequently with relatively higher silicate-related elements due to the larger influence of Pyrenees rivers. This influence, however, was diluted by the Rhône discharge (high detrital CaCO<sub>3</sub> content) during the lowest sea level periods more linked to eccentricity and obliquity minima.

The incursions of northwesterly winds should increase WIW formation and consequently its contribution to Mediterranean Outflow Waters (MOW) at times of precession maxima. However, because ventilation of the upper slope depends on WIW formation and changes of water depth through time, the relationship between bottom oxygenation and enhanced northwesterly winds can be amplified during periods of lowstands. Moreover, as northwesterly winds govern both the WIW and WMDW formation, precession could be involved in WMDW formation from MIS 7 to 11.

Half-precessional variability was recorded by Ti and Al. This frequency is associated to the two Ti and Al peaks recorded in each of the precession-driven sea level cycles recorded during MIS7. These precession cycles were recorded by the cyclical dominance of biogenic carbonate and the detrital fraction. However, the detrital fraction seems to be very rich in clay, especially illite, when the river mouths were closer to the upper slope and more enriched in other silicate minerals, containing Ti and Al, when the river mouths were relatively more distant. In consequence, Ti and Al seem to peak at the transitions between maxima in biogenic CaCO<sub>3</sub> at precession minima and maximum clay content at precession maxima and viceversa.

### **Acknowledgments**

We thank anonymous reviewers whose comments will improve the manuscript. This work was funded by the Spanish "Ministerio de Ciencia e Innovación" MICINN project CGL2006-10593 and GRACCIE (CONSOLIDER- INGENIO CSD 2007-00067), the

regional government of Castilla y León project GR34, and by a MEC FPI Grant (BES-2007-17602) awarded to Aleix Cortina.

# Capítulo 5

---

Geoquímica del fósforo en el registro sedimentario  
de la parte alta del talud del Golfo de León







## 5.1 Introducción

El fósforo es un buen indicador de productividad biológica y de descargas fluviales. Este elemento es un nutriente esencial para el crecimiento algal en el océano (Broecker, 1982; Smith, 1984), y junto a los otros nutrientes, la luz y los factores físicos controlan la cantidad total de productividad oceánica. Las oscilaciones del nivel del mar y los eventos intensos de mezcla de la columna de agua provocados por los vientos del noroeste han desencadenado variaciones en la productividad oceánica en el Golfo de León cuyo registro constituye una herramienta importante para evaluar los cambios en las condiciones pasadas. Una vez que el fósforo llega a los sedimentos en forma de fósforo orgánico, sufre una serie de procesos diagenéticos que provocan una redistribución del fósforo a otras fuentes. Por ello se utiliza el denominado fósforo reactivo (P reactivo), que se considera como aquel fósforo que una vez estuvo biodisponible pero que puede haberse sedimentado en diferentes formas (Ruttenberg, 1992). De las fuentes de fósforo estudiadas, se considera fósforo reactivo al adsorbido o coprecipitado con óxidos de hierro y/o oxihidróxidos (P adsorbido), al fósforo autogénico (P autogénico) y al fósforo orgánico (P orgánico) (Filippelli y Delaney, 1996). Por otra parte, debido a que la fase detrítica del fósforo (P detrítico) es transportada por los ríos depositándose en los márgenes continentales sin participar en el ciclo biogénico (Filippelli, 2008), puede ser utilizado para evaluar diferencias en las descargas fluviales en el talud superior del Golfo de León, y por ende cambios en el nivel del mar.

En este capítulo se va a estudiar la variabilidad del fósforo total (P total) a lo largo de todo el periodo de estudio, así como los cambios en las diferentes fuentes de fósforo en dos periodos climáticos singulares. El primer periodo de estudio contiene un evento extremadamente frío alrededor de 335 ka. Este periodo está caracterizado por un incremento de *N. pachyderma (sin)*, especie típica de zonas polares, y que solo ha estado presente en el Mediterráneo durante eventos Heinrich (Rohling, 1998; Sierro *et al.*, 2005), que están caracterizados por una fuerte bajada de temperatura de la columna de agua, ya sea por la entrada de aguas frías y poco salinas procedentes de la fusión de los icebergs desprendidos durante estos eventos al llegar a latitudes bajas, o como consecuencia de las entradas más recurrentes de aire frío en el Golfo de León

favorecidos por el aumento de la cobertura de hielo en el norte de Europa (Rohling, 1998). Se utilizará el fósforo para observar cambios en el nivel del mar y de la productividad biológica durante este evento. Además debido a que este intervalo de estudio abarca el final del MIS 10 y el MIS 9, se podrá monitorear la variabilidad glacial-interglacial de las diferentes fuentes de fósforo.

El segundo periodo está centrado alrededor de 260 ka (MIS 8). Está caracterizado por un calentamiento que ha sido atribuido a un incremento del CO<sub>2</sub> atmosférico (Tzedakis *et al.*, 2003). Por otra parte, en apartados previos se ha establecido una relación entre los cambios del nivel del mar y las asociaciones de foraminíferos bentónicos, estando adaptados éstos a condiciones mesotróficas durante niveles del mar alto (interglaciares), y a condiciones eutróficas durante niveles del mar bajo (glaciares), como consecuencia de la diferente distancia de la desembocadura del río Ródano. Sin embargo, durante este calentamiento ocurrido en un glacial (MIS 8) la fauna bentónica es típica de condiciones interglaciares (**Figura 5.1**), por lo cual se utilizará el fósforo como indicador para determinar una posible subida del nivel del mar asociada.

## 5.2 Metodología

### 5.2.1 Análisis de fósforo

Para cumplir los objetivos del presente estudio se calculó el P total a partir de espectroscopia de emisión atómica (metodología en apartado **2.3.2**) en todo el intervalo (MIS 6 a MIS 11), y se efectuó una extracción secuencial de fósforo (metodología en apartado **2.3.3**) en dos intervalos con una resolución aproximadamente milenaria. El primer intervalo abarcó desde 345 ka a 300 ka, final del MIS 10 (glacial) y todo el MIS 9 (interglacial). El segundo intervalo abarcó desde 248 a 275 ka (MIS 8) (glacial).

### 5.2.2 Análisis micropaleontológicos

El análisis micropaleontológico consistió en el recuento de especies de foraminíferos planctónicos adaptados a aguas cálidas, así como *G. bulloides* y *N. pachyderma (sin)* siguiendo el protocolo establecido en el apartado **2.2** del presente estudio. Asimismo,

con el objeto de registrar los cambios en la preservación de los foraminíferos se calculó un índice de fragmentación, mediante el recuento de los fragmentos de foraminíferos planctónicos, y se expresó en fragmentos por gramo de sedimento.

### 5.2.3 Análisis isotópicos

Se llevaron a cabo análisis de  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos planctónicos (*Globigerina bulloides*) y en foraminíferos bentónicos (*Cibicidoides pachyderma*) para los dos intervalos de estudio. El protocolo para la limpieza y el análisis de  $\delta^{13}\text{C}$  en *G. bulloides* es el mismo que el descrito en el apartado 2.1 para el  $\delta^{18}\text{O}$ , ya que ambas determinaciones se realizan simultáneamente. Para la determinación del  $\delta^{13}\text{C}$  en *C. pachyderma* se utilizó el mismo protocolo de limpieza y análisis que para *G. bulloides*, con la diferencia que el número de individuos de la fracción mayor de 150  $\mu\text{m}$  utilizado fue de entre 2 y 10 individuos.

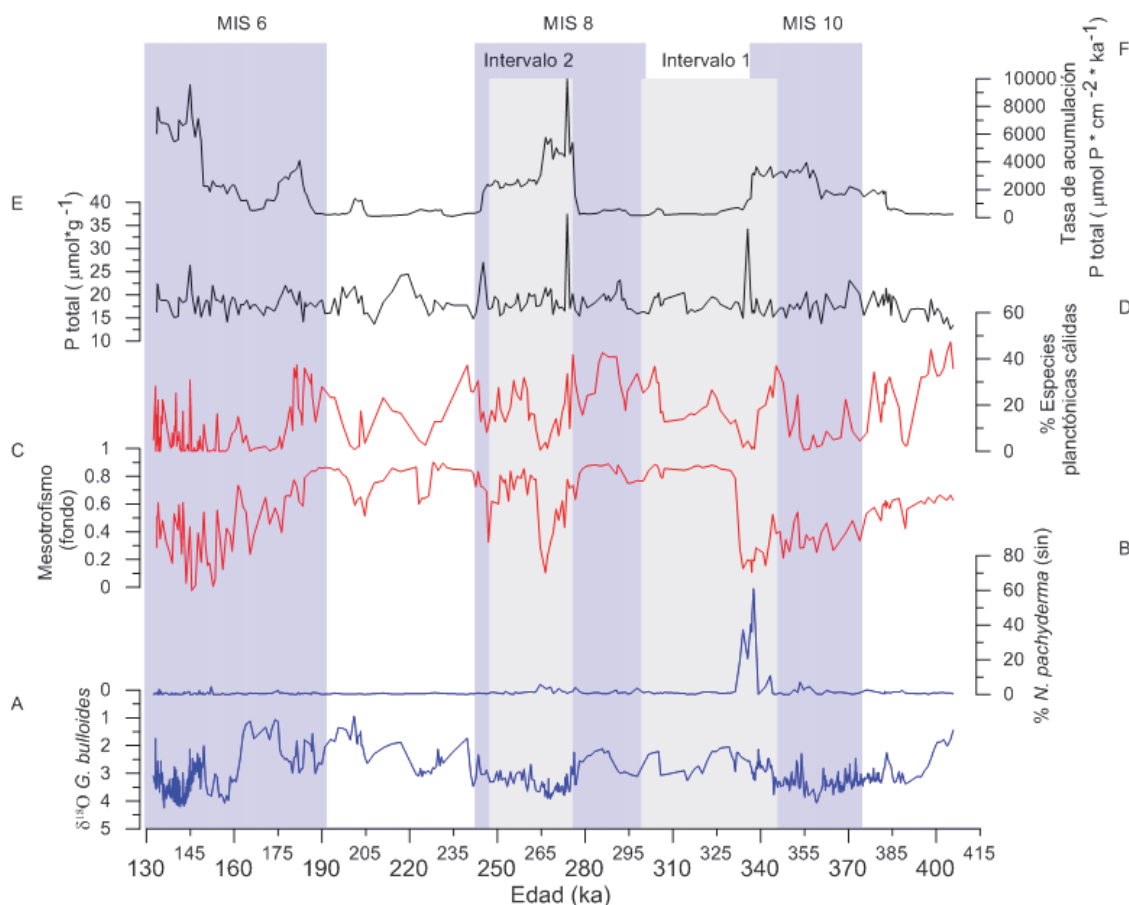
## 5.3 Resultados

Se observó una gran variabilidad glacial-interglaciar en cuanto a la tasa de acumulación de P total, siendo los valores de los periodos fríos entre 20 y 40 veces mayor que los de los estadios cálidos (**Figura 5.1**). Por el contrario, la concentración de P total en sedimento no mostró esta tendencia, oscilando entre 12.50 y 27  $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$  tanto en los glaciales como en los interglaciares, con dos puntos extremos en 274 ka (37.50  $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ ) y 335 ka (34.20  $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ ).

### 5.3.1 Extracción secuencial de fósforo

En el primer intervalo de extracción se observó una mayor acumulación de todas las fuentes de fósforo durante el glacial que durante el interglaciar (**Figura 5.2.A**). Los valores del porcentaje de P reactivo mostraron una tendencia a descender desde el MIS 10 al MIS 9, comportamiento contrario al porcentaje de P detrítico (**Figure 5.2.B**). Además, el porcentaje de P reactivo presentó un máximo durante el evento Heinrich, coincidiendo con el aumento de *G. bulloides*. Los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  en *C. pachyderma* y *G. bulloides* estuvieron acoplados durante el final del glacial y el evento

Heinrich, sin embargo, una vez se llegó al MIS 9 los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en los caparazones de *G. bulloides* se mantuvieron elevados mientras que en los caparazones de *C. pachyderma* disminuyeron produciéndose un desacoplamiento de los valores isotópicos. Además, el  $\delta^{13}\text{C}$  en *C. pachyderma* alcanzó sus valores máximos durante el evento Heinrich, coincidiendo con un descenso en el  $\delta^{18}\text{O}$  en *G. bulloides*.



**Figura 5.1.** Variabilidad glacial-interglacial del P total en el talud superior del Golfo de León entre 133 y 400 ka. **A.**  $\delta^{18}\text{O}$  en *Globigerina bulloides*. **B.** Porcentaje de *Neogloboquadrina pachyderma* (sin). **C.** Factor de condiciones mesotróficas en el fondo obtenido a partir del análisis de componentes principales sobre las asociaciones de foraminíferos bentónicos. **D.** Porcentaje de especies de foraminíferos planctónicos cálidos. **E.** Concentración de P total en  $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ . **F.** Tasa de acumulación de P total en  $\mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ . Las bandas sombreadas azules representan los estadios isotópicos marinos glaciares. Las bandas sombreadas grises representan los dos intervalos donde se efectuó la extracción secuencial de fósforo.

En el segundo intervalo de extracción se observó una disminución en la acumulación de todas las fuentes de fósforo durante el calentamiento (**Figura 5.3.A**). Aunque variables, los valores del porcentaje de P reactivo mostraron una tendencia a descender durante este evento, comportamiento contrario al porcentaje de P detrítico (**Figure 5.3.B**). Los

valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  en *C. pachyderma* y *G. bulloides* estuvieron acoplados durante todo el tramo de estudio, excepto para el tramo comprendido entre 260 ka y 255 ka. Por último, se observó un incremento en el índice de fragmentación durante el periodo cálido, en comparación con el resto del tramo de estudio.

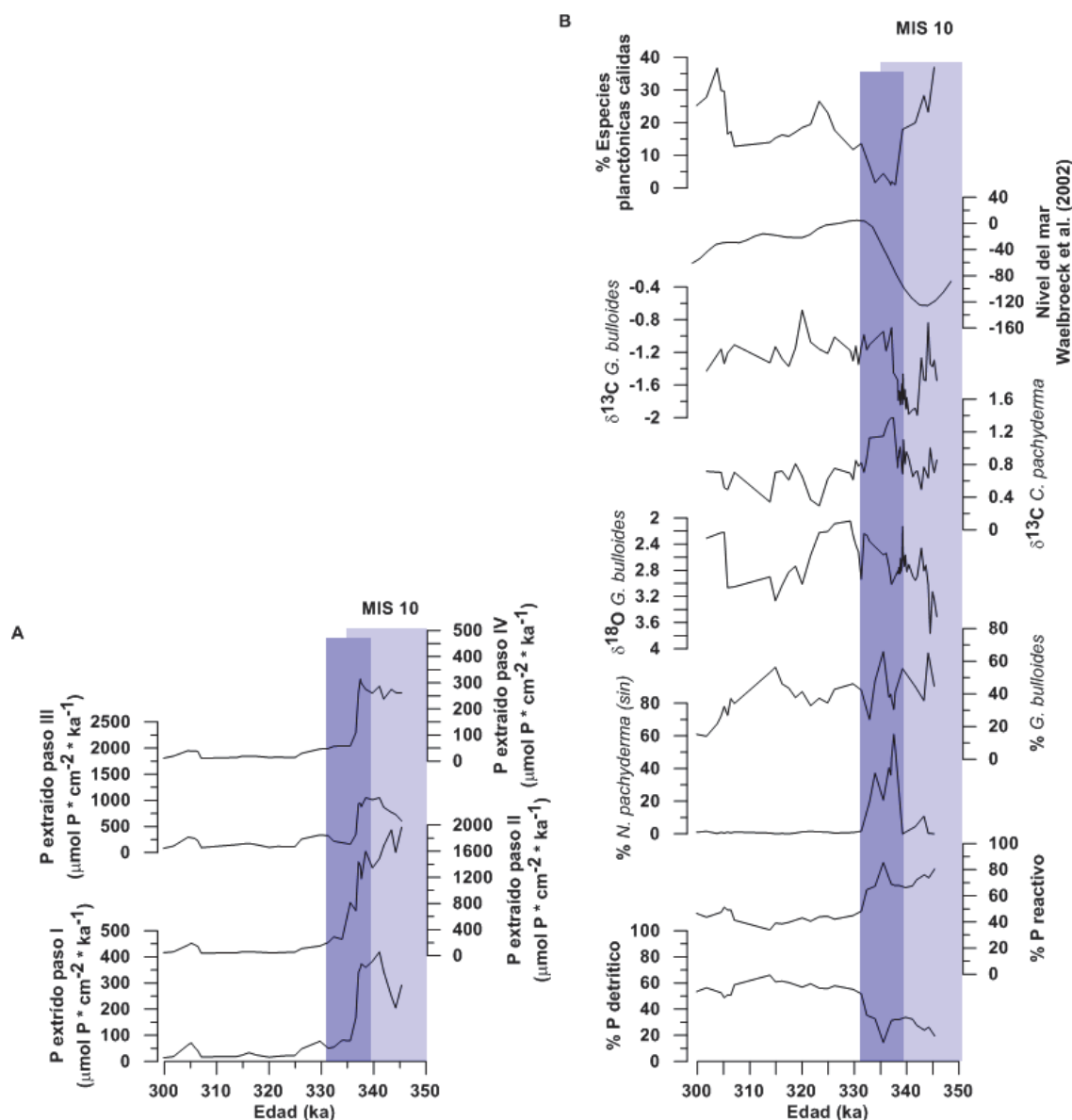
## 5.4 Discusión

En la parte alta del talud del Golfo de León, existe una gran variabilidad glacial-interglacial de la tasa de sedimentación. Durante los periodos glaciales la tasa de sedimentación es elevada debido al descenso del nivel del mar. Esto provoca que el área de la plataforma disponible para depositar los sedimentos provenientes del Ródano sea insuficiente y por lo tanto éstos se depositen en la parte alta del talud. Por el contrario, durante los periodos interglaciares, la tasa de sedimentación en comparación es muy baja, debido a que el nivel del mar alto provoca que exista una mayor área en la plataforma continental para depositar los sedimentos procedentes del Ródano. Consecuentemente, una gran parte de los sedimentos depositados en la parte alta del talud corresponden a material biogénico fruto de la productividad biológica tanto superficial como de fondo, formándose las denominadas capas condensadas (Sierra *et al.*, 2009). Los datos de tasa de acumulación del P total revelan también estas diferencias en la tasa de sedimentación entre los periodos glaciales e interglaciares (**Figura 5.1**). Si bien por lo general la concentración de P total oscila entre 12.50 y 27  $\mu\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$ , la tasa de acumulación de P total oscila con una gran variabilidad glacial-interglacial con valores en el glacial de un orden de magnitud mayor que en el interglacial, fruto de las grandes diferencias en la tasa de sedimentación.

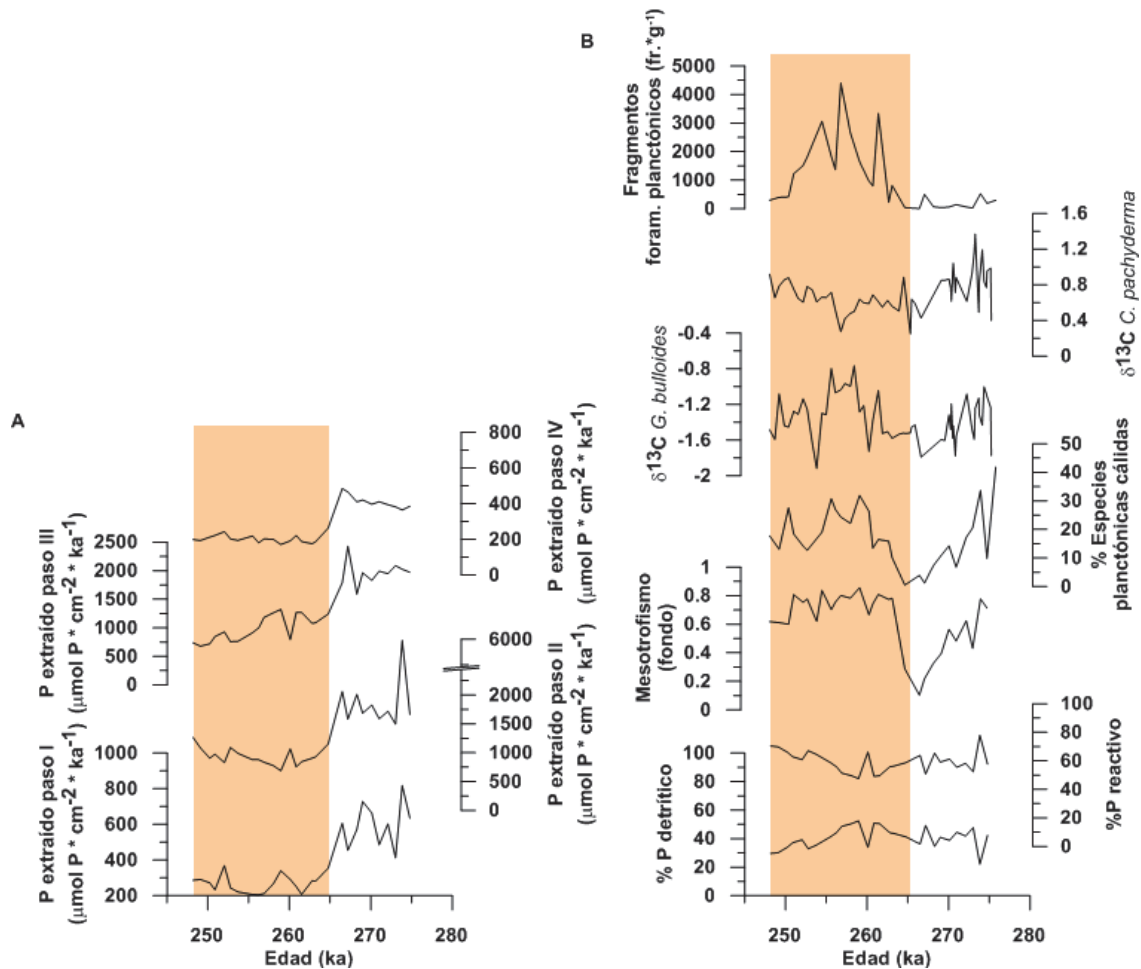
### 5.4.1 Cambios en la proporción de P detrítico y P reactivo asociados a cambios en el nivel del mar

Debido a la mayor descarga fluvial durante los periodos glaciales, cabría esperar una mayor proporción del porcentaje de P detrítico en sedimentos en comparación con los periodos interglaciares, donde la influencia de los sedimentos del Ródano es menor. Sin embargo el comportamiento es el contrario (**Figura 5.2.B**). El porcentaje de P detrítico durante el final del MIS 10 está alrededor del 20 %, llegando al 40 % durante la

terminación (evento Heinrich) y alcanzando valores del 60 % durante el MIS 9. Esto puede deberse a las diferencias en los valores de producción primaria glacial-interglaciar, la ubicación de estos eventos, y a la diferente preservación del P orgánico.



**Figura 5.2.** Extracción secuencial de fósforo de 300 a 345 ka. **A.** Se representan las tasas de acumulación de los 4 pasos, donde el paso I corresponde a fósforo adsorbido o coprecipitado con óxidos de hierro y/o oxihidróxidos, el paso II a fósforo autogénico y biogénico, el paso III a fósforo detrítico, y el paso IV a fósforo orgánico, asociado con materia orgánica. **B.** Representación de la variabilidad de % P reactivo y % P detrítico con respecto a otros marcadores de nuestro estudio. La banda azul claro representa el periodo glacial MIS 10. La banda azul oscuro marca el evento Heinrich caracterizado a partir de los % N. pachyderma (sin).



**Figura 5.3.** Extracción secuencial de fósforo de 248 a 275 ka. **A.** Se representan las tasas de acumulación de los 4 pasos, donde el paso I corresponde a fósforo adsorbido o coprecipitado con óxidos de hierro y/o oxihidróxidos, el paso II a fósforo autogénico y biogénico, el paso III a fósforo detrítico, y el paso IV a fósforo orgánico, asociado con materia orgánica. **B.** Representación de la variabilidad de % P reactivo y % P detrítico con respecto a otros marcadores de nuestro estudio. La banda anaranjada representa el calentamiento del final del MIS 8 basada en los % especies planctónicas cálidas.

Los periodos fríos en el Golfo de León están caracterizados por una intensificación de los vientos del noroeste (Cacho *et al.*, 2000; Sierro *et al.*, 2005; Cacho *et al.*, 2006), lo que conlleva un incremento de la mezcla vertical y por lo tanto los nutrientes son transportados más fácilmente de las capas profundas a la zona fótica aumentando los valores de productividad primaria. Además, también se ha de tener en cuenta la variabilidad glacial-interglacial en la posición de la desembocadura del Ródano. Durante los periodos fríos y como consecuencia de la bajada del nivel del mar, los eventos de productividad primaria resultado de la descarga de nutrientes del Ródano se dan cerca de la parte alta del talud, en cambio durante los interglaciares, dichos eventos se dan en la plataforma continental como resultado de la subida del nivel del mar. Así, el aumento de la producción primaria debido a la intensificación de los vientos del noroeste y a la descarga de nutrientes del Ródano puede compensar la mayor tasa de P

detrítico depositado durante los glaciales. Por el contrario, durante los periodos interglaciares, el descenso de la productividad primaria en la parte alta del talud como resultado de la disminución de los vientos del noroeste, junto con el hecho que los eventos de producción primaria derivados de la descarga de nutrientes del Ródano se producen en la plataforma continental puede provocar que la mayor parte del fósforo que llegue a nuestra zona de estudio sea de origen detrítico, ya que éste no interactúa en los ciclos biogénicos.

También se ha de tener en cuenta la preservación diferencial glaciar-interglaciar. Durante los periodos glaciares, como consecuencia de la alta tasa de sedimentación, la materia orgánica es rápidamente enterrada disminuyendo de esta manera su tiempo de exposición a procesos de degradación en la interfase agua-sedimento. Por el contrario, la menor tasa de sedimentación durante los periodos interglaciares, conllevará que la materia orgánica permanezca más tiempo bajo los procesos de degradación, habiendo una pérdida preferencial de P reactivo, con el consecuente incremento de P detrítico. Este comportamiento es análogo al encontrado previamente con la relación C/N, donde se obtuvieron valores elevados de C/N durante periodos cálidos asociados a niveles del mar alto. Por lo cual se puede inferir que el mayor tiempo de exposición de la materia orgánica en la interfase agua sedimento durante los periodos interglaciares, tuvo un efecto en la preservación de ésta disminuyendo por consiguiente la relación P reactivo / P detrítico.

#### **5.4.2 El evento Heinrich durante la terminación IV**

Teniendo en cuenta las limitaciones propias de la utilización del P detrítico como indicador de variaciones en el nivel del mar en el Golfo de León, ya que su proporción depende del P reactivo que está influenciado por eventos locales de productividad primaria, se puede observar como la subida fuerte del nivel del mar se produce después del evento Heinrich (**Figura 5.2.B**). Dicho comportamiento refrenda los resultados obtenidos por Sierro *et al.* (2009) en la misma zona de estudio a partir del % de arena fina. En este estudio se argumenta que la principal subida del nivel del mar se produce después del evento Heinrich y no durante éste como había sido sugerido por Shackleton (2000) basado en valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en foraminíferos bentónicos del margen de Portugal.



Los análisis isotópicos también están en concordancia con estudios anteriores respecto a la caracterización de los eventos Heinrich. La sincronía entre la subida en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en *C. pachyderma* y  $\delta^{13}\text{C}$  en *G. bulloides* puede ser interpretados como resultado de la mezcla intensa durante estos eventos, igualando los valores isotópicos de las aguas superficiales con las del fondo. Una vez finalizado este evento frío la convección disminuye, volviéndose a desacoplar los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  de la superficie y del fondo (**Figura 5.2.B**). Este mecanismo de intensa convección ya fue descrito por Rohling (1998), atribuyéndolo a una intensificación de los vientos del noroeste como resultado del avance de la cobertura de hielo en el norte de Europa. Para provocar el hundimiento de las aguas, la intensidad de estos vientos debió de compensar asimismo la pérdida de salinidad derivada de la entrada de agua atlántica fría y poco salina como resultado de la fusión de los bloques de hielo desprendidos en latitudes altas durante estos eventos que se fundieron al llegar a bajas latitudes (Sierro *et al.*, 2005) como demuestra la disminución de  $\delta^{18}\text{O}$  en *G. bulloides* (**Figura 5.2.B**).

Los datos de fósforo revelan un incremento de la productividad primaria durante el evento Heinrich. Este aumento del porcentaje de P reactivo, en su mayor parte P autogénico (**Figura 5.2.A**), puede ser atribuido a la formación de CFA (carbonato-fluorapatita) en márgenes continentales bajo condiciones de productividad elevada (Filippelli y Delaney, 1992; Filippelli *et al.*, 1994). En este caso, no se puede atribuir a una bajada del nivel del mar, ya que coincide con un aumento en % *G. bulloides*, especie adaptada a condiciones de productividad elevada en el Mediterráneo (Bárcena *et al.*, 2004) que substituye como especie predominante a *N. pachyderma* (*sin*). Desafortunadamente, con los indicadores actuales no se puede constreñir cual es el mecanismo detrás de este fuerte evento de productividad primaria y se han de llevar a cabo estudios más detallados para dirimir su importancia en la paleoceanografía del Mediterráneo occidental.

#### 5.4.3 Subida del nivel del mar asociada al calentamiento del final del MIS 8

Aunque los isótopos de oxígeno no parecen en gran medida monitorear la subida del nivel del mar registrada por el cambio de las asociaciones de foraminíferos bentónicos de eutróficos a mesotróficos (**Figura 5.1**), el resto de indicadores si muestran esta tendencia durante este calentamiento atribuido al aumento de  $\text{CO}_2$  atmosférico

(Tzedakis *et al.*, 2003). Utilizando el mismo razonamiento que en el anterior periodo de estudio con respecto a la variabilidad del porcentaje de P detrítico y P reactivo, y teniendo en cuenta los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos planctónicos y bentónicos, y el índice de fragmentación, se puede constatar un aumento significativo del nivel del mar que hizo variar la fauna habitualmente eutrófica que caracteriza los glaciares por fauna mesotrófica (**Figura 5.3.B**). Análogo pero con una intensidad menor, el aumento del porcentaje del P detrítico viene acompañado por un desacoplamiento entre el  $\delta^{13}\text{C}$  de la superficie y el fondo asociado a periodos cálidos (MIS 9). Además, el elevado índice de fragmentación sugiere una menor tasa de sedimentación durante este periodo. Al aumentar el nivel del mar, disminuye la tasa de sedimentación, en su mayoría explicada por los aportes del Ródano, lo que provoca que los caparazones de los foraminíferos planctónicos permanezcan más tiempo en la interfase agua sedimento bajo los efectos de disolución. La bajada en la tasa de sedimentación también es monitoreada si tenemos en cuenta la tasa de acumulación de las diferentes fuentes de fósforo (**Figura 5.3.A**) que descienden al iniciarse el calentamiento.

## 5.5 Conclusiones

Existe una gran variabilidad glacial-interglacial en la tasa de acumulación del P total en la parte alta del talud del Golfo de León como resultado del cambio en la magnitud de los aportes del Ródano que afecta fuertemente a la tasa de sedimentación. El estudio de las fuentes de fósforo durante el MIS 9 (interglacial) y el MIS 10 (glacial) también registra dicha variabilidad, predominando el P detrítico durante el MIS 10 y el P reactivo durante el MIS 9. Este comportamiento contrario al esperado puede ser debido a diferencias en la producción primaria y en la preservación del P reactivo. Durante los periodos interglaciares el descenso de la producción primaria como consecuencia de la disminución de los vientos del noroeste, junto con el hecho que los eventos de producción primaria derivados de la descarga de nutrientes del Ródano se producen en la plataforma continental, puede ocasionar que el fósforo que mayoritariamente alcanza la parte alta del talud sea el P detrítico que no participa de los ciclos biogénicos. Además, estos resultados son análogos a los encontrados en la relación C/N en materia orgánica, lo que implica que los procesos de degradación del P orgánico debido a la menor tasa de sedimentación, y por lo tanto mayor tiempo de exposición a procesos de

degradación en la interfase agua-sedimento durante los periodos interglaciares comparado con los glaciales, juega también un papel importante.

Durante el evento Heinrich (Terminación IV), existe un fuerte evento de producción primaria como demuestran los altos valores de P reactivo en forma de P autogénico, que coinciden con un aumento de la especie planctónica adaptada a eventos productivos *G. bulloides*. Serían necesarios más estudios del ciclo del fósforo en eventos Heinrich más recientes, para poder dirimir los posibles mecanismos, y si estos eventos intensos de producción primaria en el Mediterráneo occidental están en concordancia con estos eventos fríos.

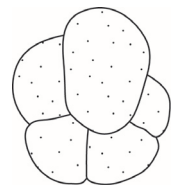
En función de los resultados obtenidos, se puede inferir como durante el calentamiento del final del MIS 8 existe un aumento, aunque no fuerte, del nivel del mar como muestra el estudio de las fuentes de fósforo, así como las asociaciones de foraminíferos planctónicos, bentónicos,  $\delta^{13}\text{C}$  e índice de fragmentación.



# Capítulo 6

---

## Conclusiones





## 6. Conclusiones

El estudio del impacto de los cambios climáticos y del nivel del mar en el margen continental del Golfo de León (Mediterráneo Occidental) desde 133 ka a 400 ka nos ha permitido extraer las conclusiones que se detallan a continuación.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos y planctónicos son excelentes herramientas para monitorear cambios en el nivel del mar y en la intensidad de los vientos del noreste en el margen continental del Golfo de León.

A partir de las asociaciones de foraminíferos bentónicos se pudieron caracterizar 3 tipos de ambientes principales: eutrófico, mesotrófico y oxigenado. La sucesión de estos tres ambientes en el tiempo dependió de los cambios en el nivel mar y de la intensidad de los vientos del noroeste que fueron controlados a escala orbital y milenaria.

Durante periodos con nivel del mar alto (interglaciares), el distanciamiento entre la parte alta del talud (situación del PRGL 1) y la línea de costa provocó una disminución de los aportes fluviales, principalmente del Ródano. Esto conllevó la aparición de fauna bentónica asociada a condiciones mesotróficas muy similar a la que encontramos en la actualidad. Debido a la baja tasa de sedimentación por el bajo aporte fluvial junto al hecho que la mayoría del material era de origen biogénico, se formaron las denominadas capas condensadas (Sierro *et al.*, 2009), caracterizadas por un elevado contenido de  $\text{CaCO}_3$  y Sr biogénicos. Por su parte, las condiciones existentes en la columna de agua registradas a partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos confirmaron esta hipótesis, ya que la fauna fue típica de ambientes cálidos y estratificados.

Como consecuencia de los descensos del nivel del mar debidos a forzamientos orbitales asociados con los cambios de excentricidad y oblicuidad y en menor medida de precesión, la línea de costa se desplazó hacia el talud superior lo que conllevó un aumento de los materiales de origen fluvial, principalmente del Ródano. Debido a que la mayor parte del material transportado por el Ródano proviene de los Alpes, caracterizado por una gran cantidad de carbonatos, el acercamiento de la línea de costa

provocó un aumento progresivo del  $\text{CaCO}_3$  detrítico. Por este motivo existen en el registro tres secuencias de 100 ka de  $\text{CaCO}_3$  detrítico (excentricidad orbital) asociadas a las mayores bajadas del nivel del mar, caracterizadas por la baja proporción de Sr con respecto a  $\text{CaCO}_3$  (bajo índice Sr- $\text{CaCO}_3$ ). El acercamiento de la línea de costa, y el consiguiente aumento de carbono orgánico de origen fluvial, provocó que la fauna bentónica anteriormente adaptada a condiciones mesotróficas fuera reemplazada por especies adaptadas a condiciones eutróficas y de disoxia. Las condiciones en la columna de agua revelaron un cambio hacia especies más frías típicas de ambientes más productivos debido a la bajada de la temperatura y al mayor aporte de nutrientes fluviales.

Se obtuvieron resultados contrarios a los esperados en la relación C/N en materia orgánica. Como indicador de la fuente de materia orgánica se esperaba una mayor relación C/N durante los estadios glaciales, caracterizados por grandes aportes de materia orgánica de origen continental (altos valores C/N), comparados con los estadios interglaciales, con una mayor proporción de materia orgánica proveniente de la capa de mezcla (bajos valores C/N). Sin embargo, excepto para el Estadio Isotópico 6 que en nuestro periodo de estudio tiene el nivel del mar más bajo, para el resto, los máximos de C/N se produjeron durante los máximos en el nivel del mar. Esto pudo ser debido a un aumento de la producción primaria durante los periodos glaciales que compensó los aportes de materia orgánica continental como consecuencia de dos factores: (1) intensificación de los vientos del noroeste que conllevó un aumento de las surgencias costeras, trayendo mas nutrientes del fondo a la capa de mezcla, y (2) al acercamiento de la desembocadura del Ródano, que contribuyó al aumento de nutrientes provenientes del río.

En cambio, durante los periodos cálidos, el debilitamiento de los vientos del noroeste y la estratificación térmica de la columna de agua junto con el alejamiento de la desembocadura del Ródano provocaron una disminución de la producción primaria, intensificando la señal de la materia orgánica detrítica proveniente de la zona de dilución del Ródano. Además de factores climatológicos y de cambios en el nivel del mar, también se han de tener en cuenta factores de preservación. Existe una degradación preferencial del N respecto al C en la materia orgánica. Por lo tanto, en ambientes con una baja tasa de sedimentación (interglaciales) hubo una degradación preferencial del N



en comparación con los ambientes con una alta tasa de sedimentación (glaciales), donde la materia orgánica se enterró más rápidamente quedando protegida de la degradación.

Conjuntamente a estas oscilaciones derivadas principalmente de cambios en el nivel del mar existieron eventos recurrentes de oxigenación aproximadamente cada 21 ka asociados a la precesión orbital. Durante estos eventos, la fauna bentónica adaptada a condiciones oxigenadas y turbulentas en el fondo desplazó al resto. Debido a que estos eventos se produjeron en los periodos fríos, caracterizados por una bajada del nivel del mar y por lo tanto un aumento en los aportes fluviales, se interpretó como causa principal un aumento en la convección y mezcla de las aguas superficiales que bombearon oxígeno al fondo como consecuencia de una intensificación de los vientos del noroeste durante los máximos de precesión terrestre. La periodicidad de estos eventos de ventilación pasó de precessional a milenaria durante el MIS 6, aunque con los mismo efectos en la superficie y en el fondo para la fauna planctónica y bentónica respectivamente. La fauna planctónica asociada a estos eventos estaba adaptada a condiciones de turbulencia en la columna de agua, variando entre más productiva y menos productiva dependiendo del grado de intensidad de los eventos de ventilación. Estos eventos estuvieron caracterizados por una mayor proporción de aportes de silicatos (K, Al, Ti, Fe). La principal causa pudo ser la fuerte señal de precesión registrada durante los interglaciares. Durante estos periodos, los descensos del nivel del mar asociados con la precesión pudieron aumentar el aporte fluvial de los ríos pirenaicos cuyas cuencas son más ricas en silicatos que la cuenca del Ródano. Sin embargo, esta señal quedó diluida durante los mínimos del nivel del mar debido a la mayor influencia de los sedimentos mas carbonatados del Ródano.

La importancia del estudio de estos eventos de ventilación en la parte alta del talud radica en el hecho de poder monitorear la intensidad de los vientos del noroeste, que a su vez son los principales precursores de la formación de aguas profundas en el Mediterráneo Occidental. Además, estos eventos, contribuyen a la formación de las aguas intermedias (WIW, Winter Intermediate Water) que a su vez participan en la MOW (Mediterranean Outflow Water), importantes en la circulación termohalina del Mediterráneo.

Los registros de Ti y Al mostraron una periodicidad de hemiprecesión durante el MIS 7. Esta variabilidad no recoge eventos de transferencia de calor del ecuador a altas latitudes sino más bien procesos sedimentarios asociados a los cambios del nivel del mar y a la diferente procedencia de los aportes terrígenos y biogénicos. Los máximos de Ti y Al con periodicidad hemiprecesional parecen ser debidos a su concentración en el punto intermedio entre los máximos de carbonato biogénico fruto de la formación de capas condensadas en etapas de alto nivel del mar asociadas a los mínimos de precesión, y el máximo de arcillas de tamaño fino ricas en K fruto del acercamiento de la línea de costa durante los máximos de precesión.

El análisis de fósforo reveló una mayor proporción de fósforo reactivo con respecto al detrítico durante el MIS 10 (interglaciar) comparado con el MIS 9 (glacial). Estos resultados son análogos a los obtenidos en la relación C/N. Al igual que el C/N el incremento de la productividad primaria durante los periodos glaciales, además de una mejor preservación del fósforo orgánico como consecuencia de la mayor tasa de enterramiento pueden explicar esta variabilidad.

## **6. Conclusions**

The study of the impact climatic changes and sea level on the continental margin of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from 133 to 400 kyr has allowed us to extract the conclusions detailed below.

The benthic and planktic foraminifer assemblages are excellent tools to monitor changes in sea level and intensity of northwesterly winds on the continental margin of the Gulf of Lions.

From benthic foraminifer assemblages we could distinguish three main bottom environments: eutrophic, mesotrophic and oxygenated. The sequence of these ambients depended on changes in sea level and the intensity of northwesterly winds driven at orbital and millennial scale.

During highstands, the distance between the upper slope (situation PRGL 1) and the shoreline caused a decrease of river input, mainly of the Rhône. This resulted in the presence of benthic fauna linked to mesotrophic conditions, similarly to that found at present on the upper slope. As a consequence of low sedimentation rates owing to low river input, together with the fact that most of the material was from a biogenic source, the so-called Condensed Layers (CL's) were formed (Sierro et al., 2009). These CL's were characterized by high biogenic CaCO<sub>3</sub> and Sr contents. Meanwhile, water column conditions assessed by planktic foraminifer species, confirmed this hypothesis, given that assemblages were typical of warm and stratified environments.

The shoreline migrated to the upper slope as a result of the decrease of sea level orbitally forced by eccentricity and obliquity, and in a lesser extend by precession. Hence, an increase of river input mainly from Rhône was observed. Rhône catchments are mainly situated at the Alps and are characterized by high carbonate contents, hence the approach of the Rhône mouth led to detrital CaCO<sub>3</sub> increase on the upper slope. This is the main reason for the existence of three detrital CaCO<sub>3</sub> sequences with 100 kyr periodicity at times of minimum sea level. These sequences were identified from the lowest proportion of Sr respect CaCO<sub>3</sub> (low Sr-CaCO<sub>3</sub> index). The increase of organic

matter associated to the approaching of the Rhône mouth induced a switch from mesotrophic to eutrophic species more adapted to dysoxia. The water column conditions revealed an increase of cool-water species, typical of more productive environments, as a response to the decrease of water temperature and the increase of river nutrients.

Results were contradictory regarding the C/N ratio of organic matter. As a proxy of organic matter source, we expected a higher C/N ratio during glacial stages, characterized by large inputs of continental organic matter (high C/N ratio), in contrast to interglacial stages, with a higher proportion of fresh organic matter (low C/N ratio). Nonetheless, with the exception of MIS 6, the lowest sea level of our study, maximum C/N values were recorded at times of highest sea level. This could be the result of an increase of primary productivity during glacial periods that compensates the input of continental organic matter. Two main mechanisms could be invoked: (1) the intensification of the northwesterly winds resulted in more frequent upwelling events bringing more nutrients to the photic zone, and (2), the offshore migration of the Rhône mouth increased nutrients available enhancing primary productivity.

On the contrary, during warm periods, the weakness of northwesterly winds and the thermal stratification of the column water together with the inshore migration of Rhône mouth caused a decrease of primary productivity, making stronger the signal of detrital organic matter from the dilution zone of the Rhône. Besides climatic factors and sea level changes, we also have to consider preservation factors. There is a preferential degradation of N with respect to C in organic matter. Therefore, during episodes of low sedimentation rates (interglacial), N was preferentially degraded compared to episodes of high sedimentation rates (glacial), in which organic matter buried quickly, being protected against degradation.

We also monitored recurrent oxygenation events with 21 kyr periodicity linked to orbital precession. During these events, benthic foraminifer fauna adapted to oxygenated and turbulent conditions on the bottom replaced the rest. These events occurred during cold periods, in agreement with a sea level drop and consequent increase of river inputs. Hence, we interpret as a main cause an increase of convection and mixing of surface layers that pumped oxygen to the bottom consequence of enhanced northwesterly winds at times of precession maxima. The ventilation

periodicity of these events switched from precessional to millennial during MIS 6, although with identical effects to water column and seafloor to planktic and benthic species, respectively. Planktic foraminifer species during these episodes were adapted to turbulent conditions in the water column, varying between more or less productive-adapted species depending on the intensity of the ventilation events. At these times we registered increases of silicate-related elements (K, Al, Ti, Fe). The main cause could be the strong precession signal assessed during interglacials. During these periods, the drops of sea level linked to precession, could increase river input from Pyrenean rivers, which catchments are richer in silicate than Rhône. However, this signal diluted during the sea level minima owing to the increase of Rhône input.

The importance of studying past ventilation on the upper slope lies in the ability of monitor past northwesterly intensity that in turns triggered past Western Mediterranean Deep Water (WMDW) formation. Moreover, they contribute to the Winter Intermediate Water (WIW) formation that in turn supplies Mediterranean Outflow Water (MOW) that is important in Mediterranean thermohaline circulation.

The Ti and Al records assessed hemiprecessional variability during MIS 7. These oscillations did not assess heat transfer from equatorial regions to high latitudes, but sedimentary processes linked to changes in sea level and different sources of biogenic and terrigenous inputs. It seems that Ti and Al peaked at the half point between the maxima of biogenic carbonate owing to CL's formation during precession minima, and the maxima of K-enriched clays linked to river runoff at times of precession maxima.

Phosphorous analysis revealed a higher proportion of reactive phosphorous respect to detrital during MIS 10 (glacial) compared with MIS 9 (interglacial). These results are analogous to C/N ratio. The increase of productivity during glacials, together with a better preservation of organic phosphorous due to differential sedimentation rates can explain these results.



# Bibliografía

---







## **Bibliografía**

Abu-Zied, R.H., Keatings, K.W., Flower, R.J., 2007. Environmental controls on foraminifera in Lake Qarun, Egypt. *Journal of Foraminiferal Research* 37, 136-149.

Alavi, S.N., 1988. Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from the Sea of Marmara. *Marine Micropaleontology* 13, 213-237.

Aloïsi, J.C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque: contribution à la connaissance des marges passives. Thèse de doctorat d'Etat Thesis, Université de Perpignan, Perpignan. 162 pp.

Altenbach, A.V., Sarnthein, M., 1989. Productivity record in benthic foraminifera, in: Berger, W.H., Smetacek, V.S., Weter, G. (eds) (Ed.), *Productivity of the ocean: present and past*, Dahlem Konferenzen, Chichester. Wiley & Sons Ltd. , pp. 255 - 269.

Altenbach, A.V., Pflaumann, U., Schiebel, R., Thies, A., Timm, S., Trauth, M., 1999. Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 173-185.

Ammerman, J.W., Hood, R.R., Case, D.A., Cotner, J.B., 2003. Phosphorus deficiency in the Atlantic: An emerging paradigm in oceanography. *Eos Trans. AGU* 84.

Amstrong, H., Brasier, M., 2005. *Microfossils*. Blackwell Publishing Ltd. 305 pp.

Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M.-L., Peder Steffensen, J.r., Dahl-Jensen, D., Vinther, B.M., Clausen, H.B., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3246-3257.

Astraldi, M., Gasparini, G.P., Vetrano, A., 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 Part I: Oceanographic Research Papers* 49, 661-680.

Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Kaufman, A., 2002. Climatic conditions during marine oxygen isotope stage 6 in the eastern Mediterranean region from the isotopic composition of speleothems of Soreq Cave, Israel. *Geology* 30, 303-306.

Bárcena, M.A., Flores, J.A., Sierro, F.J., Perez-Folgado, M., Fabres, J., Calafat, A., Canals, M., 2004. Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as documented in sediment traps and surface sediments. *Marine Micropaleontology* 53, 423-445.

Barmawidjaja, D.M., Jorissen, F.J., Puskaric, S., Van der Zwaan, G.J., 1992. Microhabitat selection by benthic foraminifera in the Northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research* 22, 297-317.

Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera, in: (Ed), A.T.S.R. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, pp. 1-100.

Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans, in: B.M. Funnel and W. R. Riedel, E. (Ed.), *The Micropaleontology of Oceans*. Cambridge Univ. Press, London, pp. 105-149.

Bé, A.W.H., Hutson, W.H., 1977. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology* 23, 369-414.

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, 157-163.

Béthoux, J.P., 1980. Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated in the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanologica Acta* 3, 79-88.

Béthoux, J.P., 1984. Paleoceanographic changes in the Mediterranean-Sea in the last 20,000 years. *Oceanologica Acta* 7, 43-48.

Béthoux, J.P., de Madron, X.D., Nyffeler, F., 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, 117-131.

Boyle, E.A., 1983. Chemical variability and sediment accumulation rate variations under the Peru current during the past 130,000 years. *J. Geophys. Res.* 88, 7667-7680.

Broecker, W.S., 1982. Ocean chemistry during glacial time. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 1689-1705.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich Event Imprints in Alboran Sea Paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698-705.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 417-429.

Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F.J., Grimalt, J.O., 2006. Glacial rapid variability in deep-water temperature and delta O-18 from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 25, 3294-3311.

Calvert, S.E., Fontugne, M.R., 2001. On the late Pleistocene-Holocene sapropel record of climatic and oceanographic variability in the eastern Mediterranean. *Paleoceanography* 16, 78-94.

Canals, M., Puig, P., De Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354-357.

Claude, C., Hamelin, B., 2007. Isotopic Tracers of Water Masses and Deep Currents, in: Vernal, C.H.-M.a.A.d. (Ed.), *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*, 567-635.

Coplen, T.B., 1996. New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3359-3360.

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

Corliss, B.H., Emerson, S., 1990. Distribution of rose bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 37, 381-400.

Cortina, A., Sierro, F.J., González-Mora, B., Asioli, A., Flores, J.A., 2011. Impact of climate and sea level changes on the ventilation of intermediate water and benthic foraminifer assemblages in the Gulf of Lions, off South France, during MIS 6 and 7. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 309, 215-228.

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

Den Dulk, M., Reichart, G.J., Memon, G.M., Roelofs, E.M.P., Zachariasse, W.J., Van der Zwaan, G.J., 1998. Benthic foraminiferal response to variations in surface water productivity and oxygenation in the northern Arabian Sea. *Marine Micropaleontology* 35, 43-66.

Den Dulk, M., Reichart, G.J., van Heyst, S., Zachariasse, W.J., 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.

De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J., 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., 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, 40-65.

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

Duchemin, G., Jorissen, F.J., Andrieux-Loyer, F., Le Loc'h, F., Hily, C., Philippon, X., 2005. Living benthic foraminifera from "La Grande Vasiere", French Atlantic continental shelf: Faunal composition and microhabitats. *Journal of Foraminiferal Research* 35, 198-218.

Dufau-Julliand, C., Marsaleix, P., Petrenko, A., Dekeyser, I., 2004. Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999: Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW's) formation and its cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 109.

Dymond, J., 1981. Geochemistry of Nazca plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital, and hydrogenous sources, in: al., K.L.D.e. (Ed.), *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*. Geol. Soc. America, 133-173.

Eberwein, A., Mackensen, A., 2006. Regional primary productivity differences off Morocco (NW-Africa) recorded by modern benthic foraminifera and their stable carbon isotopic composition. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 53, 1379-1405.

Ellis, Messina, *Catalogue of Foraminifera*, 2007. Micropaleontology press.

Fairbanks, R.G., Wiebe, P.H., 1980. Foraminifera and chlorophyll maximum: vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance. *Science* 209, 1524-1526.

Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology* 45, 169-174.

Filippelli, G.M., 2001. Carbon and phosphorus cycling in anoxic sediments of the Saanich Inlet, British Columbia. *Marine Geology* 174, 307-321.

Filippelli, G.M., 2008. The Global Phosphorus Cycle: Past, Present, and Future. *Elements* 4, 89-95.

Filippelli, G.M., Delaney, M.L., 1994. The Oceanic Phosphorus Cycle and Continental Weathering During the Neogene. *Paleoceanography* 9, 643-652.

Filippelli, G.M., Delaney, M.L., Garrison, R.E., Omarzai, S.K., Behl, R.J., 1994. Phosphorus accumulation rates in a Miocene low oxygen basin: The Monterey Formation (Pismo Basin), California. *Marine Geology* 116, 419-430.

Filippelli, G.M., Delaney, M.L., 1995. Phosphorous geochemistry and accumulation rates in the eastern equatorial pacific ocean: results from leg 138<sup>1</sup>, in: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.) (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 757-767.

Filippelli, G.M., Delaney, M.L., 1996. Phosphorus geochemistry of equatorial Pacific sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1479-1495.

Filipsson, H.L., Bernhard, J.M., Lincoln, S.A., McCorkle, D.C., 2010. A culture-based calibration of benthic foraminiferal paleotemperature proxies:  $\delta^{18}\text{O}$  and Mg/Ca results. *Biogeosciences* 7, 1335-1347.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., Carbonel, P., 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 49, 751-785.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Lansard, B., Mouret, A., Buscail, R., Schmidt, S., Kerherve, P., Buron, F., Zaragosi, S., Hunault, G., Ernoult, E., Artero, C., Anschutz, P., Rabouille, C., 2008. Live foraminifera from the open slope between Grand Rhone and Petit Rhone Canyons (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 55, 1532-1553.

Fontugne, M.R., Paterne, M., Calvert, S.E., Murat, A., Guichard, F., Arnold, M., 1989. Adriatic Deep Water Formation during the Holocene: Implication for the Reoxygenation of the Deep Eastern Mediterranean Sea. *Paleoceanography* 4, 199-206.

Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., 2008. Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International* 181, 88-104.

Gaudin, M., Berne, S., Jouanneau, J.M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Marine Geology* 234, 111-128.

Gooday, A.J., 1986. Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine Seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 33, 1345-1355.

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., Lambshead, P.J.D., 1989. Influence of seasonally deposited phytodetritus on benthic foraminiferal populations in bathyal northeast Atlantic: the species response. *Marine Ecology-Progress Series* 58, 53-67.

Guarracino, M., Barnier, B., Marsaleix, P., de Madron, X.D., Monaco, A., Escoubeyrou, K., Marty, J.C., 2006. Transfer of particulate matter from the northwestern Mediterranean continental margin: Variability and controlling factors. *Journal of Marine Research* 64, 195-220.

Hayward, B.W., Hollis, C.J., Grenfell, H., 1994. Foraminiferal associations in Port Pegasus. Stewart Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 28, 69-95.

Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer, New York. 334 pp.

Herguera, J.C., Berger, W.H., 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology* 19, 1173-1176.

Hernández-Almeida, I., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Sierro, F.J., Sanchez-Vidal, A., Calafat, A., 2011. Microplankton response to environmental conditions in the Alboran Sea (Western Mediterranean): One year sediment trap record. *Marine Micropaleontology* 78, 14-24.

Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Calafat, A., Canals, M., Carbonne, J., Delsaut, N., Saragoni, G., 2006. Spatial and temporal variability of downward particle fluxes on a continental slope: Lessons from an 8-yr experiment in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Marine Geology* 234, 63-92.

Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Aleynik, D.L., Golovin, P.N., 2004. Cascades of dense water around the world ocean. *Progress in Oceanography* 60, 47-98.

Jannink, N.T., Zachariasse, W.J., Van der Zwaan, G.J., 1998. Living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin (northern Arabian Sea). *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 45, 1483-1513.

Johanneseen, T., Jansen, E., Flatoy, A., Ravelo, A.C., 1994. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian Seas. . NATO ASI Ser.

Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology* 12, 21-48.

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

Jorissen, F.J., de Stigter, H.C., 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., Relexans, J.C., 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW-Africa: Community structure and microhabitats. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 45, 2157-2188.

Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A., Taviani, M., 2006. Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Marine Geology* 234, 21-42.

Kennedy, P., Kennedy, H., Papadimitriou, S., 2005. The effect of acidification on the determination of organic carbon, total nitrogen and their stable isotopic composition in algae and marine sediment. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 19, 1063-1068.

Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M.-T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C., 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews* 24, 951-998.

Kuhlemann, J., Rohling, E.J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Kucera, M., 2008. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the last glacial maximum. *Science* 321, 1338-1340.

Lapouyade, A.s., Durrieu De Madron, X., 2001. Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 24, 295-312.

Lefèvre, D., Minas, H.J., Minas, M., Robinson, C., Williams, P.J.L., Woodward, E.M.S., 1997. Review of gross community production, primary production, net community production and dark community respiration in the Gulf of Lions. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* 44, 801-832.

Levy, A., Mathieu, R., Poignant, A., Rossetmoulinier, M., Ubaldo, M.D., Ambroise, D., 1993. Recent foraminifera from the continental margin of Portugal. *Micropaleontology* 39, 75-87.

Licari, L.N., Schumacher, S., Wenzhofer, E., Zabel, M., Mackensen, A., 2003. Communities and microhabitats of living benthic foraminifera from the tropical East Atlantic: Impact of different productivity regimes. *Journal of Foraminiferal Research* 33, 10-31.

Linke, P., 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.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20, PA1003.

Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Springer, New York. 1694 pp.

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 198, 289-317.

Lohmann, G.P., 1992. Increasing seasonal upwelling in the subtropical South Atlantic over the past 700,000 yrs: Evidence from deep-living planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 19, 1-12.

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Gudjonsson, L., Zachariasse, W.J., 1992. Late Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variations in the Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 19, 49-78.

Lutgens, F., Tarbuck, E., 1995. *The Atmosphere*. Prentice Hall College Div. 434 pp.

Mackensen, A., Sejrup, H.P., Jansen, E., 1985. The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Marine Micropaleontology* 9, 275-306.

Martrat, B., Grimalt, J.O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A., 2004. Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science* 306, 1762-1765.

McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science* 283, 971-975.

Melki, T., Kallel, N., Jorissen, F.J., Guichard, F., Dennielou, B., Berne, S., Labeyrie, L., Fontugne, M., 2009. Abrupt climate change, sea surface salinity and paleoproductivity in the western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the last 28 kyr. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 279, 96-113.

Miller, C.B., 2004. *Biological Oceanography*. Wiley-Blackwell. 402 pp.

Milliman, J.D., 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: Budget of a nonsteady state. *Global Biogeochem. Cycles* 7, 927-957.

Millot, C., 1982. Analysis of Upwelling in the Gulf of Lions, Elsevier Oceanography Series 34, 143-153.

Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10, 885-894.

Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423-442.

Mojtahid, M., Jorissen, F., Lansard, B., Fontanier, C., Bombled, B., Rabouille, C., 2009. Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhone prodelta: Faunal response to a continental-marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology* 70, 177-200.

Moodley, L., Van der Zwaan, G.J., Rutten, G.M.W., Boom, R.C.E., Kempers, A.J., 1998. Subsurface activity of benthic foraminifera in relation to porewater oxygen content: laboratory experiments. *Marine Micropaleontology* 34, 91-106.



Morel, A., André, J.-M., 1991. Pigment Distribution and Primary Production in the Western Mediterranean as Derived and Modeled From Coastal Zone Color Scanner Observations. *J. Geophys. Res.* 96, 12685-12698.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M.A., Sánchez-Goñi, M.F., Grimalt, J.O., Weltje, G.J., 2002. Saharan Dust Transport and High-Latitude Glacial Climatic Variability: The Alboran Sea Record. *Quaternary Research* 58, 318-328.

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

North Greenland Ice Core Project members, N.G.I.C.P., 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147-151.

Olausson, E., 1961. Studies of deep sea cores. Reports of the Swedish Deep Sea Expedition, 1947-48.

Olausson, E., 1965. Climatological, geo-economical and paleo-oceanographical aspects on carbonate deposition. *Progress In Oceanography* 4, 245-265.

Ollivier, P., Hamelin, B., Radakovitch, O., 2010. Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 907-927.

O'Neil-Baringer, M., Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Marine Geology* 155, 63-82.

Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S., Bonnín, J.m., 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology* 234, 43-61.

Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N., 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology* 48, 49-70.

Pinardi, N., 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.

Plagnes, V., Causse, C., Dominique, G., Paterne, M., Blamart, D., 2002. A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France). *Earth and Planetary Science Letters* 201, 87-103.

Prahl, F.G., Bennett, J.T., Carpenter, R., 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1967-1976.

Pujol, C., 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.

Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22, 775-804.

Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters* 252, 119-137.

Rasmussen, T.L., Backstrom, D., Heinemeier, J., Klitgaard-Kristensen, D., Knutz, P.C., Kuijpers, A., Lassen, S., Thomsen, E., Troelstra, S.R., van Weering, T.C.E., 2002. The Faroe-Shetland Gateway: Late Quaternary water mass exchange between the Nordic seas and the northeastern Atlantic. *Marine Geology* 188, 165-192.

Raymo, M.E., Lisiecki, L.E., Nisancioglu, K.H., 2006. Plio-pleistocene ice volume, antarctic climate, and the global  $\delta^{18}O$  record. *Science* 313, 492-495.

Révillon, S., Jouet, G., Bayon, G., Rabineau, M., Dennielou, B., Hémond, C., Berné, S., 2011. The provenance of sediments in the Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12, Q08006.

Rigual-Hernández, A.S., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., Flores, J.A., Hernández-Almeida, I., Sanchez-Vidal, A., Palanques, A., Heussner, S., 2010. Seasonal to interannual variability and geographic distribution of the silicoflagellate fluxes in the Western Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 77, 46-57.

Risdal, 1963. Foraminiferfaunaen i en del sedimentkjerner fra indre Oslofjord. *Nor. Geol. Unders.* 224, 5-90.

Rohling, E.J., Jorissen, F.J., de Stigter, H.C., 1997. 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *Journal of Micropalaeontology* 16, 97-108.

Rohling, E.J., Hayes, A., De Rijk, S., Kroon, D., Zachariasse, W.J., Eisma, D., 1998. Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13, 316-322.

Rohling, E.J., Cane, T.R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F.J., Lorre, A., Kemp, A.E.S., 2002. African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 61-75.

Rossignol-Strick, M., 1983. African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. *Nature* 304, 46-49.

Roucoux, K.H., Tzedakis, P.C., de Abreu, L., Shackleton, N.J., 2006. Climate and vegetation changes 180,000 to 345,000 years ago recorded in a deep-sea core off Portugal. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 307-325.

Ruddiman, W.F., 1971. Pleistocene Sedimentation in the Equatorial Atlantic: Stratigraphy and Faunal Paleoclimatology. *Geological Society of America Bulletin* 82, 283-302.

Ruttenberg, K.C., 1992. Development of a sequential extraction method for different forms of phosphorus in marine sediments. *Limnology & Oceanography* 37, 1460-1482.

Shackleton, N.J., Hall, M.A., Vincent, E., 2000. Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography* 15(6), 565-569.

Schmiedl, G., Hemleben, C., Keller, J., Segl, M., 1998. Impact of climatic changes on the benthic foraminiferal fauna in the Ionian Sea during the last 330,000 years. *Paleoceanography* 13, 447-458.

Schmiedl, G., de Bovee, F., Buscail, R., Charriere, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P., 2000. Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 40, 167-188.

Schönfeld, J., 1997. The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. *Marine Micropaleontology* 29, 211-236.

Schönfeld, J., 2002. A new benthic foraminiferal proxy for near-bottom current velocities in the Gulf of Cadiz, northeastern Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 49, 1853-1875.

Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology* 20, 183-201.

Short, D.A., Mengel, J.G., Crowley, T.J., Hyde, W.T., North, G.R., 1991. Filtering of milankovitch cycles by earth's geography. *Quaternary Research* 35, 157-173.

Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Flores, J.A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography* 20, PA2019.

Sierro, F.J., Andersen, N., Bassetti, M.A., Berne, S., Canals, M., Curtis, J.H., Dennielou, B., Flores, J.A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Jouet, G., Perez-Folgado, M., Schneider, R., 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 28, 2867-2881.

Smith, S.V., 1984. Phosphorous versus nitrogen limitation in the marine environment. *Limnology & Oceanography* 29, 1149-1160.

Sournia, A., Brylinski, J., Dallot, S., Le Corre, P., Leveau, M., Prieur, L., Froget, C., 1990. Hydrological fronts off the coasts of France: working sites of the Frontal programme. *Fronts hydrologiques au large des cotes francaises: les sites- ateliers du programme Frontal* 13, 413-438.

Spears, D.A., Kanaris-Sotiriou, R., 1976. Titanium in some Carboniferous sediments from Great Britain. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 345-351.

Stein, R., Hefter, J., Grützner, J., Voelker, A., Naafs, B.D.A., 2009. Variability of surface water characteristics and Heinrich-like events in the Pleistocene midlatitude North Atlantic Ocean: Biomarker and XRD records from IODP Site U1313 (MIS 16-9). *Paleoceanography* 24, PA2203.

Strickland, J.D.H., Parsons, T.R., 1972. *A Practical Handbook of Seawater Analysis*. Fisheries Research Board of Canada. 310 pp.

Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim. Past* 4, 47-57.

Tang, C.M., Stott, L.D., 1993. Seasonal salinity changes during Mediterranean sapropel deposition 9000 years B.P.; Evidence from isotopic analyses of individual planktonic foraminifera. *Paleoceanography* 8, 473-493.

Tcheslavski, G.V., 2005. *Coherence and Phase Synchrony Analysis of Electroencephalogram*, Electrical Engineering, Blacksburg, Virginia. 147 pp.

Thornton, S.F., McManus, J., 1994. Application of Organic Carbon and Nitrogen Stable Isotope and C/N Ratios as Source Indicators of Organic Matter Provenance in Estuarine Systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 38, 219-233.

Tyrrell, T., 1999. The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature* 400, 525-531.

Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W., Wijmstra, T.A., 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 197-212.

Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., de Madron, X.D., Marsaleix, P., 2008. Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters* 35.

Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannik, N.T., Kouwenhoven, T.J., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews* 46, 213-236.

Van Iperen, J., Helder, W., 1985. A method for the determination of organic carbon in calcareous marine sediments. *Marine Geology* 64, 179-187.

Véneç-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, 869-883.

Vilibic, I., Grbec, B., Supic, N., 2004. Dense water generation in the north Adriatic in 1999 and its recirculation along the Jabuka Pit. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 51, 1457-1474.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.

Watanabe, F.S., Olsen, S.R., 1962. Colorimetric Determination of Phosphorus in Water Extracts of Soil. *Soil Science* 93, 183-188.

Wehausen, R., Brumsack, H.J., 1998. The Formation of Pliocene Mediterranean sapropels: constraints from high-resolution major and minor element studies, in: Robertson, A.H.F., Emeis, K. C., Richter, C. & Camerlenghi, A. (Eds) (Ed.), *Proc. ODP, Sci. Res*, 207-218.

Welch, P.D., 1967. The Use of Fast Fourier Transform for the Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time Averaging Over Short, Modified Periodograms. *Audio and Electroacoustics, IEEE Transactions on* 15, 70-73.

Williams, D.F., Thunell, R.C., Kennett, J.P., 1978. Periodic freshwater flooding and stagnation of the eastern mediterranean sea during the late quaternary. *Science* 201, 252-254.

Zeebe, R., Wolf-Gladrow, D., 2001. *CO<sub>2</sub> in Seawater: Equilibrium, kinetics, isotopes*. Elsevier Oceanography Series. 346 pp.



# Anexos

---







# ÍNDICE DE FIGURAS

## CAPÍTULO 1

<b>Figura 1.1.</b> Cambios en la excentricidad de la órbita terrestre con respecto al sol. El diagrama no está a escala y exagera la magnitud del cambio	7
<b>Figura 1.2.</b> Variaciones de la inclinación del eje de la tierra con respecto al plano de la eclíptica (oblicuidad). El esquema no está hecho a escala	8
<b>Figura 1.3.</b> Ilustración del movimiento de precesión de la Tierra. El esquema no está hecho a escala	8
<b>Figura 1.4.</b> Modelo TROX (Jorissen <i>et al.</i> , 1995). Este esquema representa la dependencia de las asociaciones de foraminíferos bentónicos del contenido de materia orgánica y oxígeno en el sedimento. Modificado a partir de van der Zwaan <i>et al.</i> (1999)	11
<b>Figura 1.5.</b> Distribución de las 5 provincias biogeográficas actuales de foraminíferos planctónicos. Mapa modificado de Bé (1977)	14
<b>Figura 1.6.</b> Distribución latitudinal teniendo en cuenta las provincias biogeográficas descritas por Bé (1977) de las especies de foraminíferos planctónicos más importantes identificadas en este estudio	15
<b>Figura 1.7.</b> Esquema de las principales fuentes de los indicadores geoquímicos analizados en este estudio. Se muestran los aportes continentales (fluvial) y los aportes de la capa de mezcla	17
<b>Figura 1.8.</b> Un diagrama conceptual de la geoquímica del fósforo en la interfase agua sedimento del océano (basado en Filippelli y Delaney, 1996)	19
<b>Figura 1.9.</b> Mapa de las principales subcuencas del Mar Mediterráneo modificado a partir de Drakopoulos y Lascaratos, 1999. Se muestra también la circulación superficial según Béthoux (1980) y Millot (1999)	21
<b>Figura 1.10.</b> Corte transversal (O-E) para esquematizar la circulación general de la cuenca Mediterránea. EMDW: Eastern Mediterranean Deep Waters, LIW: Levantine Intermediate Waters, MIW: Mediterranean Intermediate Waters, WMDW: Western Mediterranean Deep Waters, MOW: Mediterranean Outflow Waters. Modificado de Cramp y O'Sullivan (1999)	23
<b>Figura 1.11.</b> División del Golfo de León en función de la producción primaria: G.M (Golfo de Marsella), Zona de dilución, Pluma del Ródano. La línea discontinua representa el frente de contacto. Además se representan los procesos de hundimiento de agua de la plataforma (DSWC, Dense Shelf Water Cascading), dependiendo a que profundidad alcancen su equilibrio hidrostático contribuirán con la WIW (Winter Intermediate Water) o la WMDW (Western Mediterranean Deep Water. Mapa basado en Millot (1990)	25
<b>Figura 1.12.</b> Batimetría del Golfo de León (IFREMER). Las flechas azules muestran los dos ramales de la Corriente del Norte (NC). La estrella blanca el lugar de extracción del testigo PRGL 1. La línea punteada roja la línea de costa en la actualidad, y la línea punteada azul la situación de la costa durante el último máximo glacial (Jouet <i>et al.</i> , 2006)	27

## CAPÍTULO 2

- Figura 2.1.** De abajo hacia arriba secciones 143, 148 y 153 del Testigo PRGL 1, extraído durante la Campaña PROMESS I en el Golfo de León (Mediterráneo Occidental) 33
- Figura 2.2.** Comparativa de la curva de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* del testigo PRGL 1 con la curva isotópica de foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki y Raymo, 2005) 37
- Figura 2.3.** Esquema resumen de la metodología seguida para la obtención de datos de la presente tesis 40
- Figura 2.4.** Instrumental utilizado durante el presente trabajo. **A.** Espectrómetro de emisión óptica Perkin Elmer iCAP 6000 acoplado a una fuente de plasma con un monocromador doble. **B.** Analizador elemental Flash EA 1112<sup>a</sup>. **C.** Espectrofotómetro Shimadzu UV-2101PC. **D.** Horno de digestión microondas MDS 2000. **E.** Microscopio estereoscópico Leica MS 5 43
- Figura 2.5.** Análisis de coherencia espectral. **A.** Ilustración de la descomposición de una señal en sus periodos de oscilación. **B.** Representación de dos señales en fase y desfasadas 180° 47

## CAPÍTULO 3

- Figura 3.1.** **A.** Map of the Western Mediterranean Sea. Black arrows represent approximate steady current paths based on Millot (1999). **B.** Magnification of the study area taken from Jouet *et al.* 2006. The present day morphology and the sand distribution on the continental shelf illustrating the last deglacial sea-level rise 55
- Figura 3.2.** Factor loadings of 3 factors obtained by R-mode principal component analysis of the benthic foraminifer assemblages. The percentages of the most important species for each factor are also represented.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierro *et al.*, 2009) 60
- Figura 3.3.** Factor loadings of 4 factors obtained by R-mode principal component analysis of the planktic foraminifer assemblages. The percentages of the most important species for each factor are also represented.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierro *et al.*, 2009). Orange bands represent periods when the warmest factor (Factor 1P) dominated the assemblages 61
- Figura 3.4.** Relationship between Factor 3B and BFAR. **A.** Linear simple regression  $\log_{10}(\text{BFAR})$  vs. Factor 3B loadings. **B.** Comparison between Factor 3B loadings and  $\log_{10}(\text{BFAR})$  63
- Figura 3.5.** Relationship between Factor 1B and Condensed Layers (CLs) described by Sierro *et al.* (2009). **A.** Factor 1B loadings (Mesotrophic factor). **B.** Sea level curve (m) (Waelbroeck *et al.*, 2002). **C.** Sedimentation rates of PRGL 1 ( $\text{m} \cdot \text{kyr}^{-1}$ ). **D.** % Fine sand (62-150  $\mu\text{m}$ ) (Sierro *et al.*, 2009). Grey bands represent condensed layers defined on the basis of % fine sand by Sierro *et al.* (2009). 65

**Figura 3.6.** Sea level oscillations. Orange bands represent periods when the warmest planktic factor (Factor 1P) dominated the association. **A.** Sea level curve (m) (Waelbroeck *et al.*, 2002). **B.** Eutrophic conditions at the seafloor (Factor 3B loadings). **C.** Warm conditions in the water column (Factor 1P loadings). **D.** Mesotrophic conditions at the seafloor (Factor 1B loadings). **E.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierro *et al.*, 2009) 71

**Figura 3.7.** Effect of millennial climate oscillations on bottom ventilation between 140 and 160 kyr. Orange bands represent periods when the warmest planktic factor (Factor 1P) dominated the association. Blue bands represent periods when the oxygenated benthic factor (Factor 2B) dominated the association. **A.** Cold-productive conditions in the water column (Factor 3P loadings). **B.** Turbulent conditions in the water column (Factor 2P loadings). **C.** Oxygenated conditions at the seafloor (Factor 2B loadings). **D.** Warm conditions in the water column (Factor 1P loadings). **E.** Eutrophic conditions at the seafloor (Factor 3B loadings). **F.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* shells (Sierro *et al.*, 2009) 73

## CAPÍTULO 4

**Figura 4.1.** Study area. Map of the Gulf of Lions taken from Jouet *et al.* (2006). The present day morphology and the sand distribution on the continental shelf (Aloisi, 1986) illustrating the last deglacial sea-level rise. Blue arrows represent the two North Current (NC) branches. Core site PRGL 1 is represented by a black star. 81

**Figura 4.2.** Benthic foraminiferal assemblages at PRGL 1. Factor loadings of 3 factors obtained by R-mode principal component analysis of the benthic foraminifer assemblages. The percentages of the most important species for each factor are also represented.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierro *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species. 89

**Figura 4.3.** Planktic foraminiferal assemblages at PRGL 1. Representation of the most important planktic foraminiferal assemblages, together with the more important contributors. Percent of cold-turbulent species is the result of summing *G. bulloides* + *T. quinqueloba*. Percent of warm-water species has *G. inflata* and *G. ruber* as main contributors.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierro *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species 90

**Figura 4.4.** Results of ICP-analysis at PRGL 1. Percentages of elements analyzed by means of a PerkinElmer iCAP 6000 Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometer.  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierro *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species 91

**Figura 4.5.** The main periodicities monitored in proxies. Spectral analysis performed by Welch method (Welch, 1967) using MatLab. Gray bands represent main orbital bands centered at 19-23, 41 and 100 kyr periodicities. 93

**Figura 4.6.** The effects of sea level changes on bottom conditions of the upper slope of the Gulf of Lions monitored by benthic foraminifer assemblages and geochemical proxies. **A.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierro *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. **B.** Sea level reconstruction (Waelbroeck *et al.*, 2002). **C.** C/N ratio of organic matter used as a proxy of its source from continental (high values) to marine (low values). **D.** %  $\text{CaCO}_3$ . **E.** Sr- $\text{CaCO}_3$  index used as a proxy of carbonate source, where low values mean detrital source. **F.** Loadings of the mesotrophic benthic factor. **G.** The difference between five points running average eutrophic and mesotrophic factors (e-m index). **H.** Loadings of the eutrophic benthic factor. **I.** Log10 of benthic foraminifer tests per gram of dry sediment. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species

94

**Figura 4.7.** The effect of the precession-driven insolation over Gulf of Lions. **A.**  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides*. The values from 133 to 265 kyr were taken from Sierro *et al.* (2009), whilst values from 266 to 406 kyr are of the present study. **B.** IRD (lithics \*  $\text{g}^{-1}$ ) from Mcmanus *et al.* (1999). **C.** Bottom oxygenation index. **D.** % warm-water planktic species as proxy of stratification of the water column. **E.** C/N ratio of organic matter used as a proxy of its source from continental (high values) to marine (low values). **F.** %  $\text{CaCO}_3$ . **G.** % Al used as a proxy of silicate-related minerals since it is present in all aluminosilicates. **H.** % Cold-turbulent planktic species as indicators of turnover and mixing in the water column. Orange bars represent warming events characterized on the basis of  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. bulloides* and % warm-water planktic species. Thick line over the proxies represent Gaussian filter centered at 21 kyr (e.g.  $0.04687 \text{ kyr}^{-1}$ ) performed with Analyseries 2.0

100

**Figura 4.8.** The Hemiprecessional effect on the upper slope of the Gulf of Lions. **A.** % Ti as a proxy of coarser clay minerals. **B.** % Ti signal filtered with a Gaussian filter centered at 11 kyr (e.g.  $0.08984 \text{ kyr}^{-1}$ ) performed with Analyseries 2.0. **C.** %  $\text{CaCO}_3$  **D.** % K as indicator of the thinnest clay mineral fraction. **E.** Eccentricity index. Blue band represents the interval of higher variability of Ti at hemiprecessional band. Narrower blue bands represent periods where Ti peaked in agreement with hemiprecession variability

103

## CAPÍTULO 5

**Figura 5.1.** Variabilidad glacial-interglacial del P total en el talud superior del Golfo de León entre 133 y 406 ka. **A.**  $\delta^{18}\text{O}$  en *Globigerina bulloides*. **B.** Porcentaje de *Neogloboquadrina pachyderma* (sin). **C.** Factor de condiciones mesotróficas en el fondo obtenido a partir del análisis de componentes principales sobre las asociaciones de foraminíferos bentónicos. **D.** Porcentaje de especies de foraminíferos planctónicos cálidos. **E.** Concentración de P total en  $\mu\text{mol} \cdot \text{g}^{-1}$ . **F.** Tasa de acumulación de P total en  $\mu\text{mol P} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ . Las bandas sombreadas azules representan los estadios isotópicos marinos glaciares. Las bandas sombreadas grises representan los dos intervalos donde se efectuó la extracción secuencial de fósforo

112

**Figura 5.2.** Extracción secuencial de fósforo de 300 a 345 ka. **A.** Se representan las tasas de acumulación de los 4 pasos, donde el paso I corresponde a fósforo adsorbido o coprecipitado con óxidos de hierro y/o oxihidróxidos, el paso II a fósforo autogénico y biogénico, el paso III a fósforo detrítico, y el paso IV a fósforo orgánico, asociado con materia orgánica. **B.** Representación de la variabilidad de % P reactivo y % P detrítico con respecto a otros marcadores de nuestro estudio. La banda azul claro representa el periodo glacial MIS 10. La banda azul oscuro marca el evento Heinrich caracterizado a partir de los % *N. pachyderma* (sin) 114

**Figura 5.3.** Extracción secuencial de fósforo de 248 a 275 ka. **A.** Se representan las tasas de acumulación de los 4 pasos, donde el paso I corresponde a fósforo adsorbido o coprecipitado con óxidos de hierro y/o oxihidróxidos, el paso II a fósforo autogénico y biogénico, el paso III a fósforo detrítico, y el paso IV a fósforo orgánico, asociado con materia orgánica. **B.** Representación de la variabilidad de % P reactivo y % P detrítico con respecto a otros marcadores de nuestro estudio. La banda anaranjada representa el calentamiento del final del MIS 8 basada en los % especies planctónicas cálidas 115



---

## ÍNDICE DE TABLAS

### CAPÍTULO 1

---

<b>Tabla 1.1.</b> Principales áreas en las cuales los foraminíferos bentónicos son aplicados como indicadores de condiciones oceanográficas (van der Zwaan <i>et al.</i> , 1999)	12
--	----

### CAPÍTULO 2

---

<b>Tabla 2.1.</b> Tabla elaborada a partir de Sierro <i>et al.</i> (2009). Listado de eventos climáticos e isotópicos de oxígeno usados para la elaboración del modelo de edad con las edades de NGRIP y LR04. (1) Eventos climáticos descritos por Martrat <i>et al.</i> (2004) para el Mediterráneo Occidental. GIS= Interestadiales de Groenlandia, Gs= Estadiales de Groenlandia	35
--	----

<b>Tabla 2.2.</b> Listado de eventos climáticos e isotópicos de oxígeno usados para la elaboración del modelo de edad basado en LR04. (1) Se refiere a periodos establecidos a partir de polen arbóreo (Roucoux <i>et al.</i> , 2006) donde el evento fue encontrado.	36
---	----

<b>Tabla 2.3.</b> Resumen del protocolo para la extracción secuencial de P. Basado en (Filippelli y Delaney, 1995)	46
--	----

### CAPÍTULO 3

---

<b>Tabla 3.1.</b> Factor scores and explained variance of the most important species of benthic foraminifers resulting from R-mode principal component analysis. Three factors were extracted, explaining a total variance of 80.1 %	58
--	----

<b>Tabla 3.2.</b> Factor scores and explained variance of the planktic foraminifers resulting from R-mode principal component analysis. Four factors were extracted, explaining a total variance of 94.4 %	62
--	----

<b>Tabla 3.3.</b> Summary of benthic foraminifer factors extracted by R-mode principal component analysis. For each factor, we provide the most important species, their names and qualitative environmental characteristics. The qualitative range is defined as follows: ++++Very high +++ High ++moderate +low	67
---	----

<b>Tabla 3.4.</b> Summary of planktic foraminifer factors extracted by R-mode principal component analysis. For each factor, we provide the most important species, their names and qualitative environmental characteristics. The qualitative range is defined as follows: ++++Very high +++ High ++moderate +low	69
--	----

### CAPÍTULO 4

---

<b>Tabla 4.1.</b> List of climatic and oxygen isotope events used for the elaboration of the age model. (1) It refers to periods established from % arboreal pollen (Roucoux <i>et al.</i> , 2006) where the event was found	83
--	----

<b>Tabla 4.2.</b> Comparison between main species of benthic foraminifer factors extracted by R-mode principal component in the present study and those from Cortina <i>et al.</i> (2011)	88
---	----

**Tabla 4.3.** Descriptive statistics of the percentages of the elements analyzed by means of a PerkinElmer iCAP 6000 Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometer We calculated average, minimum, maximum and standard deviation 90

**Tabla 4.4.** Cross-coherence and phase analysis ( $^{\circ}$ ) at 21 kyr frequency ( $0.04687 \text{ kyr}^{-1}$ ) over  $\delta^{18}\text{O}$  of *G. bulloides* and bulk sediment analysis. All coherences were significant at 95 % confidence level 91

**Tabla 4.5.** Cross-coherence and phase analysis at 21 kyr frequency ( $0.04687 \text{ kyr}^{-1}$ ) over  $\delta^{18}\text{O}$  of *G. bulloides* and biological proxies. All coherences were significant at 95 % confidence level 92



## **ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS**

**BFAR:** Benthic Foraminifer Accumulation Rate

**CL:** Condensed Layer

**DCM:** Deep Chlorophyll Maximum

**DSWC:** Dense Shelf Water Cascading

**EMDW:** Eastern Mediterranean Deep Water

**EPA:** Environmental Protection Agency

**IPCC:** Intergovernmental on Climate Change

**IRD:** Ice Rafted Debris

**ITCZ:** InterTropical Convergence Zone

**LIW:** Levantine Intermediate Water

**MAW:** Modified Atlantic Water

**MIS:** Marine Isotope Stage

**MIW:** Mediterranean Intermediate Water

**MOW:** Modified Outflow Water

**NC:** North Current

**NGRIP:** North GReenland Ice core Project

**PROMESS:** PROfiles across Mediterranean Sedimentary System

**TDW:** Tyrrhenian Dense Water

**TROX:** TRophic conditions and OXYgen concentrations

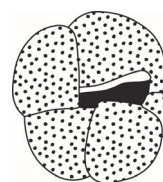
**WIW:** Winter Intermediate Water

**WMDW:** Western Mediterranean Deep Waters



---

Especies de foraminíferos  
bentónicos y planctónicos





## **Especies de foraminíferos bentónicos**

*Adelosina bicornis* (Walker & Jacob, 1978)  
*Adelosina longirostra* (d'Orbigny, 1846)  
*Ammonia beccarii* (Linnaeus, 1758)  
*Amphicoryna hirsuta* (d'Orbigny, 1846)  
*Amphicoryna scalaris* (Batsch, 1791)  
*Articulina tubulosa* (Seguenza, 1862)  
*Astacolus crepidulus* (Fichtel & Moll, 1798)  
*Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1848)  
*Astrononion stelligerum* (d'Orbigny, 1839)  
*Aubignyna perlucida* (Heron-Allen & Earland, 1913)  
*Bigennerina nodosaria* (d'Orbigny, 1826)  
*Biloculinella cylindrica* (Todd, 1948)  
*Biloculinella globula* (Bornemann, 1855)  
*Biloculinella labiata* (Schlumberger, 1891)  
*Biloculinella spp*  
*Bolivina karreriana* (Millet, 1900)  
*Bolivina reticulata* (Hantken, 1875)  
*Bolivina seminuda* Cushman 1911  
*Bolivina spinescens* Cushman 1911  
*Bolivinita quadrilatera* (Schwager, 1866)  
*Brizalina alata* (Seguenza, 1862)  
*Brizalina dilatata* (Reuss, 1850)  
*Brizalina spathulata* (Williamson, 1858)  
*Bulimina aculeata* d'Orbigny, 1826  
*Bulimina inflata* Seguenza, 1862  
*Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826  
*Cassidulina laevigata* d'Orbigny, 1826  
*Chilostomella mediterraneensis* Cushman & Todd, 1949  
*Cibicidinella foliorum* Saidova, 1975  
*Cibicidinella sp1*  
*Cibicidoides pachyderma* (Rzehak, 1886)

*Cornuspira carinata* (Costa, 1856)  
*Coryphostoma paleocenica* Akpati, 1966  
*Dentalina leguminiformis* (Batsch, 1791)  
*Discanomalina coronata* (Parker & Jones, 1857)  
*Elphidium advenum* (Cushman, 1922)  
*Elphidium articulatum* (d'Orbigny, 1839)  
*Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758)  
*Elphidium decipiens* (O.G.Costa, 1856)  
*Elphidium excavatum* (Terquem, 1875)  
*Elphidium granosum* (d'Orbigny, 1826)  
*Fissurina castanea* van Soest, 1998  
*Fissurina marginata* (Montagu, 1803)  
*Fissurina orbignyana* Seguenza, 1862  
*Fissurina staphyllearia* Schwager, 1866  
*Fursenkoina tenuis* (Williamson, 1858)  
*Gavelinopsis praegeri* (Heron-Allen & Earland, 1913)  
*Glandulina laevigata var calathina* Silvestri, 1900  
*Glandulina laevigata var subcylindrica* Reuss, 1870  
*Glandulina laevigata var typica* Reuss, 1870  
*Glandulina rorundata* (Reuss, 1860)  
*Globobulimina affinis* (d'Orbigny, 1839)  
*Globobulimina pseudospinescens* (Emiliani, 1949)  
*Globocassidulina crassa* (d'Orbigny, 1839)  
*Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881)  
*Gyroidina neosoldanii* Brotzen, 1936  
*Gyroidina umbonata* (Silvestri, 1898)  
*Gyroidinoides altiformis* (Stewart & Stewart, 1930)  
*Hanzawaia boueana* (d'Orbigny, 1846)  
*Hoeglundina elegans* (d'Orbigny, 1878)  
*Hyalinea balthica* (Schröter, 1783)  
*Lagena nebulosa* (Cushman, 1923)  
*Lagena piriformis* Buchner, 1940  
*Lagena pseudorbignyana* Buchner, 1940  
*Lagena striata* (d'Orbigny, 1839)

*Lagena sulcata* (Walker & Jacob, 1789)  
*Lagenosolenia radiata* (Rhumbler, 1911)  
*Lenticulina calcar* (Linnaeus, 1767)  
*Lenticulina cultrata* (Montfort, 1808)  
*Lenticulina denticulifera* (Cushman, 1913)  
*Lenticulina orbicularis* (d'Orbigny, 1826)  
*Lobatula lobatula* (Walker & Jacob, 1798)  
*Martinotiella communis* (d'Orbigny, 1826)  
*Melonis barleeanus* (Williamson, 1858)  
*Miliolinella dilatata* (d'Orbigny, 1939)  
*Miliolinella elongata* Kruit, 1955  
*Miliolinella sp1*  
*Miliolinella sp2*  
*Miliolinella sp3*  
*Miliolinella sp4*  
*Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803)  
*Oolina apiopleura* (Loeblich & Tappan, 1953)  
*Planularia australis* Chapman, 1941  
*Planulina ariminensis* d'Orbigny, 1826  
*Polymorphina spp*  
*Praeglobobulimina pupoides* (d'Orbigny, 1846)  
*Procerolagena clavata* (d'Orbigny, 1846)  
*Pullenia quadriloba* (Reuss, 1867)  
*Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851)  
*Pyrgo anomala* (Schlumberger, 1891)  
*Pyrgo depressa* (d'Orbigny, 1826)  
*Pyrgo murrhina* (Schwager, 1866)  
*Pyrgo mutabilis* (Martinotti, 1921)  
*Pyrgo oblonga* (d'Orbigny, 1839)  
*Pyrgo williamsoni* (Silvestri, 1923)  
*Pyrgoella sphaera* (d'Orbigny, 1839)  
*Quinqueloculina stalkerii* Loeblich & Tappan, 1953  
*Quinqueloculina boschiana* d'Orbigny, 1839  
*Quinqueloculina padana* Perconig, 1954

*Anexos*

*Quinqueloculina seminula* (Linnaeus, 1758)  
*Quinqueloculina sp1*  
*Quinqueloculina stelligera* Schlumberger, 1893  
*Robertina translucens* Cushman & Parker, 1936  
*Robertinoides bradyi* (Cushman & Parker, 1936)  
*Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826  
*Saracenaria italica* Defrance, 1824  
*Sigmoilina distorta* Phleger & Parker, 1951  
*Sigmoilina selli* d'Onofrio, 1959  
*Sigmoilina sp1*  
*Sigmoilina sp2*  
*Sigmoilinita tenuis* (Czjek, 1848)  
*Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri, 1904)  
*Siphotextularia affinis* (Fornasini, 1883)  
*Sphareodina bulloides* d'Orbigny, 1826  
*Spiroloculina communis* Cushman & Todd, 1944  
*Spiroloculina tenuiseptata* Brady, 1884  
*Spiroplectinella wrightii* (Silvestri, 1903)  
*Stainforthia fusiformis* (Williamson, 1848)  
*Textularia articulata* d'Orbigny, 1846  
*Textularia conica* (d'Orbigny, 1839)  
*Textularia pseudorugosa* Lacroix, 1932  
*Textularia sagittula* Defrance, 1824  
*Trifarina angulosa* (Williamson, 1858)  
*Triloculina tricarinata* d'Orbigny, 1826  
*Uvigerina peregrina* Cushman, 1923  
*Valvulineria bradyana* (Fornasini, 1900)



## **Especies de foraminíferos plantónicos**

*Baella digitata* (Brady, 1879)

*Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826

*Globigerina falconensis* Blow, 1959

*Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny, 1839)

*Globigerinita glutinata* (Egger, 1893)

*Globigerinoides conglobatus* (Brady, 1879)

*Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839)

*Globigerinoides seigliei* Bermudez and Bolli, 1969

*Globigerinoides tenellus* Parker, 1958

*Globorotalia inflata* (d'Orbigny, 1839)

*Globorotalia menardi* (Parker, Jones & Brady, 1865)

*Globorotalia scitula* (Brady, 1882)

*Globorotalia truncatulinoidea* (d'Orbigny, 1839)

*Globoturborotalita rubescens* (Hofker, 1956)

*Neogloboquadrina dutetrei* (d'Orbigny, 1839)

*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1981)

*Orbulina universa* d'Orbigny, 1839

*Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938)