



UNIVERSITAT DE BARCELONA



DEPARTAMENT D'ESTRATIGRAFIA, PALEONTOLOGIA I GEOCIÈNCIES MARINES

**Universitat de Barcelona**

# **Registro del aporte de polvo de origen sahariano y de la productividad oceánica en la Cuenca del Norte de Canarias y en el Mar de Alborán**

*Respuesta a los últimos 250.000 años de cambio climático*

**Ana Moreno Caballud**

Julio 2002

Programa de Doctorado  
Registro Sedimentario y Evolución Paleoambiental  
Bienio 1997-1999

memoria presentada por  
Ana Moreno Caballud para optar al título de  
Doctor en Ciencias Geológicas

Directores de la Tesis:

***Dr. Miquel Canals i Artigas***

*G.R.C. Geociències Marines*  
*Catedrático en el Departament de Estratigrafia,*  
*Paleontologia i Geociències Marines*  
*Facultad de Geologia*  
*Universitat de Barcelona*

***Dr. Jordi Targarona i Pujolà***

*G.R.C. Geociències Marines*  
*Departament de Estratigrafia,*  
*Paleontologia i Geociències Marines*  
*Facultad de Geologia*  
*Universitat de Barcelona*

Esta Tesis ha sido posible gracias a la concesión de la beca predoctoral 1998FI00655 de la Generalitat de Catalunya (Departament d'Universitats, Recerca i Societat de l'Informació) y a la financiación del proyecto europeo CANIGO (MAST3-CT96-0060) del IV Programa Marco, el proyecto GRANDES (MAR98-0347) del Programa Nacional de Ciencia y Tecnología Marina de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT) y el programa IMAGES de obtención de testigos marinos. Adicionalmente, se ha obtenido financiación de la Generalitat de Catalunya, a través del programa de Grupos de Excelencia (ref. 1999 SGR-63) y de la Red Temática "Barcelona Consortium on Marine Geosciences" (1999 XT-0025).

## RESUMEN

El estudio de las conexiones climáticas entre latitudes altas y tropicales es esencial en Paleoclimatología, tanto para el conocimiento de los mecanismos causantes de la variabilidad climática a diferentes escalas temporales, como para la investigación de los modos de transferencia de dicha variabilidad. En las últimas décadas se han obtenido y estudiado multitud de registros de las latitudes altas, mientras que los trabajos paleoclimáticos llevados a cabo en las bajas latitudes han sido minoritarios. Por tanto, es todavía poco conocido el papel que juegan los sistemas atmosférico y oceánico en la transmisión interlatitudinal de los cambios climáticos, así como la respuesta de las zonas tropicales a los mismos. Para resolver estas cuestiones es necesario examinar la señal paleoclimática en testigos de latitudes tropicales y subtropicales a diferentes escalas temporales.

Esta Tesis Doctoral se centra en la reconstrucción de la variabilidad climática en una sección latitudinal que abarca desde la Cuenca del Norte de Canarias, en el noroeste de África, hasta el Mar de Alborán, en el Mediterráneo Occidental. La información paleoclimática ha sido extraída fundamentalmente a partir del análisis granulométrico y geoquímico, para elementos mayores y traza, de los sedimentos. La aplicación de técnicas de análisis espectral sobre las series de datos ha servido para determinar las ciclicidades de los registros paleoclimáticos.

Las variaciones en los aportes de polvo de origen sahariano-saheliano a las cuencas estudiadas se correlacionan con los cambios climáticos en las áreas fuente. El flujo de polvo eólico a la Cuenca del Norte de Canarias alcanza sus máximos en los períodos más húmedos, en relación con los mínimos en el índice de precesión. El aumento de la meteorización ligado a estos periodos más húmedos incrementaría, probablemente, la disponibilidad de partículas en el área fuente susceptibles de ser transportadas por el viento. Por otra parte, tanto los indicadores de transporte eólico como de productividad marina superficial revelan que, en la Cuenca del Norte de Canarias, los alisios se intensificaron en las terminaciones glaciales, en paralelo con la fusión del manto de hielo de Groenlandia. Por tanto, nuestros resultados apuntan a una rápida respuesta del sistema de vientos alisios a los cambios en temperatura y salinidad de las latitudes altas.

El aporte de polvo del norte de África al Mar de Alborán, durante el Estadio Isotópico 3, se acentúa al inicio de los periodos fríos de los ciclos de Dansgaard/Oeschger registrados en los testigos de hielo de Groenlandia. Consideramos que las variaciones de alta frecuencia de los gradientes de presión atmosférica en el Atlántico Norte, de un modo similar a la actuación de la Oscilación del Atlántico Norte actual, operarían a la escala de los ciclos de Dansgaard/Oeschger. Por tanto, se impulsaría el establecimiento de un escenario meteorológico que favorece la llegada de intrusiones saharianas al Mediterráneo a la vez que promueve una mayor aridez en la región mediterránea y norteafricana. La paleoproduktividad superficial en el Mar de Alborán también fluctúa ligada a los ciclos de Dansgaard/Oeschger. Los picos de productividad coinciden con los del registro polínico que muestran periodos más húmedos. De esta manera, la productividad pudo haber aumentado con relación a la mayor descarga fluvial con la consiguiente entrada de nutrientes en la cuenca. Esta hipótesis puede tener importantes implicaciones en la investigación de los cambios climáticos a escala submilénaria.

## ABSTRACT

Teleconnections between high and tropical latitudes are taken into account in paleoclimatic research in order to understand the forcing mechanisms of climate variability at different time scales and to investigate the transference of such variability. During the last decades, high-latitude records were extensively studied, while paleoclimatic research in tropical latitudes prevailed as a background objective. Therefore, the role of atmospheric and oceanic systems in the interlatitudinal climatic transmission and the response of the tropical belt system to climate changes remains poorly understood. The study of sediment cores recovered from tropical and subtropical latitudes at selected time scales will help to solve these questions.

This Thesis is focused on the paleoclimatic reconstruction at a latitudinal section from the North Canary Basin, in the margin of Northwest Africa, to the Alboran Sea, in the Western Mediterranean. Paleoclimatic information was obtained from grain-size and geochemical analyses, comprising major and trace elements, which were carried out in the three sedimentary cores. Spectral analyses were conducted along the whole data set to determine significant periodic cycles contained in the records.

Variations in dust supply from the South-Sahara and Sahel areas into the Canary and Alboran basins are found to correspond with climatic changes in the source areas. Maximum aeolian dust flux into the North Canary Basin occurs during humid periods in relation with minima in the precessional index. Enhanced weathering during wetter periods may increase the amount of dust in the source areas available for wind transport. Proxies of wind intensity and surface paleoproductivity reveal that the Trade wind system was intensified at Terminations, synchronously with melting phases in the Greenland ice-sheet. Therefore, this suggests a rapid response of subtropical wind system to high latitude temperature and salinity changes.

Dust input into the Alboran Sea, through oxygen isotopic stage 3, is enhanced at the start of cold Dansgaard/Oeschger events identified in Greenland ice cores. We propose that high-frequency variations in the atmospheric pressure gradients established in the North Atlantic Ocean, similar to the behaviour of the North Atlantic Oscillation system at present-day, might have operated at Dansgaard/Oeschger time-scales. This may foster a meteorological scenario that allows Saharan dust plumes to entry into the Mediterranean at the same time that enhances aridity in the Mediterranean and Northern African regions. Sea surface productivity changes in the Alboran Sea also follow Dansgaard/Oeschger cycles. Peaks in productivity are correlated with wetter periods, as shown in pollen results. Therefore, productivity may be enhanced through increased river discharge that would in turn increase nutrient input into the basin. This hypothesis may bring about new postulations in the understanding of climate changes at sub-millennial time-scale.

## AGRADECIMIENTOS

A punto de acabar la Tesis tengo mucho que agradecer a la gente que me ha apoyado estos años de diferentes maneras. Primero de todo, quiero agradecer a Miquel Canals el haberme aceptado en el grupo de *Geociències Marines*, a pesar de venir del secano, y ofrecerme un proyecto con el que tanto he disfrutado. Por las facilidades técnicas y económicas con las que he contado a lo largo de la Tesis, por su apoyo para colaborar con gente de otras universidades y por las detalladas correcciones. A Jordi Targarona, por seguir ayudándome a pesar de su poco tiempo libre, por todos los comentarios y correcciones durante la escritura de esta Tesis y por estar siempre disponible para cualquier explicación oceanográfica.

A Tim Freudenthal, Helge Meggers, Holger Kuhlmann, Sabine Kasten (University of Bremen), Jorijntje Henderiks (Geological Institute, Zürich), Silvia Nave y Fatima Abrantes (Instituto Geológico e Mineiro de Portugal), Maarten Prins (Vrije University, Amsterdam), María Fernanda Sánchez-Goñi, Philippe Bertrand y Philippe Martinez (Université de Bordeaux), Nick McCave (University of Cambridge), Joan Grimalt (CID-CSIC, Barcelona), Paco Sierro, José Abel Flores y M. Ángeles Bárcena (Universidad de Salamanca) por la colaboración durante estos años, el intercambio de datos, las discusiones, consejos y ayudas varias que han ayudado a sacar adelante esta Tesis y los artículos que la componen.

A los compañeros "paleoceanográficos" de Barcelona: Graziella, Ana Plaza, Eva, Carles, Joan... con los que he mantenido discusiones y "charradas" y, muy especialmente, a Isabel Cacho por sus ánimos y su entusiasmo envidiables, por sus correcciones y sobretodo por su apoyo constante en la realización de esta Tesis.

A toda la gente que ha pasado por la sala de becarios y con la que he compartido tanto, en tan poco espacio: Anna, Joan, Diana, Galderic, Sergi, Pedro, Núria, Verónica, David, Jaume, Roger, Teresa (y antes, Miguel Ángel, I sa, Mariajo, Belén, Laura, Hélène, Bárbara y María). A Montse por su trabajo con el Coulter y por poner orden en el laboratorio. A José Luis por su ayuda con los problemas informáticos. A los profesores del departamento con los que he empezado a coincidir gracias a las clases y campamentos de este año; especialmente a Pere Busquets, gracias por hacer que me sintiera una más. A Toni Calafat que siempre está dispuesto a echar una mano y a animar un poco el ambiente. A Rainer Zahn por su ayuda con el inglés y por las discusiones paleoceanográficas.

A Precarios-FJI, (y a su "social-club") por hacer que la gente cada vez se sensibilice más con el tema de los investigadores precarios y por conseguir que las cosas cambien, aunque sea poco a poco y con este gobierno. A Marc, Teresa, Eli, Cesca, Hèctor, Miquel, Xavi, Silvia... por compartir ilusiones y trabajar juntos para conseguirlas (<http://www.precarios.org>).

A Susana, Mariló, Clara, Albert y Xose, mis compañeros de piso de estos casi cinco años de Tesis, mil gracias por el buen rollo, por las conversaciones y por poner un poco de filosofía y flamenco en mi vida. A mis amigos "de siempre" y su, cada vez más numerosa, descendencia: Lorena, Raquel, González, Tere, Rafa, Eva, Rafa (II), Ana Marañá, Rosa, Emiliano, Beán, Susana, Elena, M<sup>a</sup>Anto, Ana Labella, Gemma, Carol, Irene y más gente que seguro que me dejo. A todos, gracias por los fines de semana, cada vez más escasos (¡pero por mi culpa!), de pueblo, de Allà Dins, de cenas y de huertas. Por fin podéis ver a qué me he dedicado todos estos años.

A la gente de Zaragoza, Luisimi, Chepa, Miguel, Javi, Jorge, Pablo, Fernando y Ana por los fines de semana de bares y tapeos que tan bien sientan después de tres horas y media de viaje en autobús. Al *Gaviotas* y a sus currelas. A Belén con la que hemos disfrutado de fines de semana de monte sin pensar ni por asomo en la geología. A Anapi, que siempre ha estado pendiente de que me salieran bien las cosas y por tantos ánimos enviados a la vuelta del mail.

A Carmen, Sebastián y Belén, muchas gracias por el apoyo en estos años de escritura del "libro", por las ayudas constantes con el piso nuevo y por los ricos canelones de los domingos. A mis padres, Ramiro y Merche, por creer siempre en lo que hago, porque "no nos importa la química" y por comprarse una borda maravillosa. A Luis por su apoyo de hermano y a la tía, por todo su cariño. Y, de nuevo, a Jose, gracias por seguir ahí después de tantos años dándole sentido a tanto esfuerzo y tanto autobús.



Y con esta "reflexión" en mente, os animo a continuar con la lectura de la Tesis....

## PRESENTACIÓN DE LA TESIS

En esta Tesis Doctoral, que se inserta en el campo de la moderna Paleoclimatología, se estudia el clima del pasado en términos de circulación atmosférica y de ciclos de aridez/humedad continental en una sección latitudinal entre la Cuenca del Norte de Canarias (margen del Noroeste de África) y el Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental). Para ello se han seleccionado tres testigos marinos, dos en la Cuenca del Norte de Canarias y un tercero en el Mar de Alborán. En los testigos canarios se ha estudiado el registro de los últimos 250.000 años, mientras que en el testigo de Alborán se ha examinado, con mayor resolución, el último periodo glacial. Dado que el clima de nuestro planeta varía a escalas de tiempo muy diferentes, desde interanuales hasta millones de años, la investigación paleoclimática debe abarcar necesariamente distintas frecuencias temporales para entender los mecanismos responsables de la variabilidad climática. Los resultados sedimentológicos (granulometrías) y geoquímicos (análisis de elementos mayores y trazas) que constituyen el cuerpo principal de esta Tesis se combinan con los proporcionados por otras técnicas analíticas.

Estudios paleoclimáticos previos en el margen africano revelaron una intensificación de los vientos y una aridificación del continente durante el último periodo glacial (Sarnthein, 1978; Sarnthein *et al.*, 1981). En nuestra investigación extendemos la escala de tiempo hasta el Estadio Isotópico 8, cubriendo así tres ciclos glaciales. Mediante el análisis espectral se evalúa el papel jugado por los parámetros orbitales como factores de control y mecanismos desencadenantes de dichos cambios climáticos. Además, la Tesis incluye un estudio de alta resolución del Estadio Isotópico 3 en el Mar de Alborán con el fin de comprobar si las fluctuaciones en la intensidad de los vientos y en la aridez se registran también a escala de unos pocos siglos, a semejanza de los testigos de hielo de Groenlandia (Mayewski *et al.*, 1994; Taylor *et al.*, 1993). El análisis del sistema climático en dos rangos temporales distintos debe permitirnos entender la variación climática a distintas escalas. El examen de los mecanismos que rigen estas variaciones posibilita el encuadre de las áreas estudiadas en un marco de cambio climático global, ofreciéndose a la vez una interpretación de las conexiones climáticas que tienen lugar entre diferentes latitudes<sup>1</sup>. Se ha investigado, asimismo, la relación entre el registro de paleoproductividad en las dos áreas estudiadas y los cambios climáticos, en especial en lo referente a la intensidad de los vientos dominantes.

Para abordar el estudio del polvo de origen desértico en los sedimentos se han llevado a cabo análisis granulométricos y geoquímicos. En el análisis granulométrico se han utilizado dos instrumentos que proporcionan las distribuciones granulométricas de los sedimentos finos: el Coulter LS100 (Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Universidad de Barcelona) y el Sedigraph 5100 (Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cambridge). La influencia del ataque ácido de las muestras previo al análisis granulométrico, la precisión y la exactitud de ambos instrumentos, y su capacidad para resolver distribuciones polimodales han sido evaluadas. La técnica de la fluorescencia de rayos X (FRX) ha sido empleada en el análisis de elementos mayores y traza. La precisión y la exactitud de las medidas se comprobaron mediante el análisis de estándares en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona. Los dos testigos de la Cuenca del Norte de Canarias se han

---

<sup>1</sup> Nos referiremos a estas conexiones con el término teleconexiones, por similitud con el término inglés *teleconnections*.



analizado, además, mediante un escáner de fluorescencia de rayos X (Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Bremen), circunstancia que ha permitido comparar los resultados de ambos métodos y establecer una primera calibración de este novedoso instrumento.

El análisis del polvo de origen desértico en los sedimentos marinos de los tres testigos estudiados nos ha servido para indagar en los mecanismos y escalas de cambio de la circulación atmosférica en la sección latitudinal seleccionada. El objetivo principal de este apartado de la Tesis ha sido el análisis de la interacción entre los cambios atmosféricos y los climáticos, en términos de intensidad de la circulación atmosférica (velocidad de los vientos) y de la aridez/humedad en el área fuente. El estudio de las variaciones de productividad antes indicadas, halla también su sitio en el marco de esta investigación. Dado que los vientos alisios inducen el afloramiento de aguas profundas, frías y ricas en nutrientes en el margen africano, el examen de las variaciones de la productividad proporciona la clave para interpretar los cambios en la intensidad de este sistema de vientos. El estudio de la paleoproductividad nos ha permitido interpretar cambios oceanográficos-atmosféricos ligados al aporte de nutrientes y al papel de los vientos en el Mar de Alborán. Así, los registros de paleoproductividad obtenidos por FRX, como el Ca o el Ba, se comparan con indicadores independientes, como el carbono orgánico y las diatomeas. La evolución de las condiciones de ventilación de las aguas del fondo ha sido, por otra parte, clave en la consideración del papel de la preservación.

Por último, nos planteamos interpretar la relación de los procesos climáticos tropicales y templados con las variaciones climáticas registradas en el Atlántico Norte y en los testigos de hielo de Groenlandia. Este objetivo está principalmente ligado al testigo MD 95-2043 del Mar de Alborán cuyo estudio ha aportado recientemente pruebas de las teleconexiones paleoclimáticas entre el Mediterráneo, tanto en parámetros marinos como terrestres, y el Atlántico Norte (Cacho, 2000a; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). En este testigo se determinó precisamente la presencia de Eventos de Heinrich (HE) y ciclos de Dansgaard/Oeschger (D/O) a través del análisis de las paleotemperaturas superficiales del agua marina y de las asociaciones polínicas preservadas en el sedimento. Los resultados muestran un clima más frío y seco en los HE y en los estadiales de los ciclos de D/O (Cacho *et al.*, 1999a; Cacho *et al.*, 2000a; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). Nuestros análisis granulométricos de la fracción terrígena y de la composición geoquímica de los sedimentos aportan nuevos datos acerca de los mecanismos que intervienen en las teleconexiones climáticas entre la región de Alborán, el Atlántico Norte y Groenlandia.

La estructura de la Tesis comienza con una *Introducción* subdividida en varios capítulos. En el Capítulo 1 se exponen los conceptos básicos y el estado del arte de los estudios paleoclimáticos; se hace referencia a las escalas y mecanismos del cambio climático y a la relación entre circulación atmosférica y variabilidad climática. En un apartado final se describe el interés paleoclimático del polvo de origen desértico. En el Capítulo 2 se presenta el marco atmosférico y oceánico de las áreas de estudio. El Capítulo 3 se ocupa de los métodos empleados en la Tesis, con el énfasis en las técnicas de análisis granulométrico y geoquímico.

En el segundo bloque, *Resultados*, se han incluido los cuatro artículos científicos que constituyen el núcleo de esta Tesis. Los dos primeros se centran en la Cuenca del Norte de Canarias, dentro del área de influencia del filamento de aguas aflorantes de Cabo Ghir, y comprenden los últimos 250.000 años. Se trata de artículos que se complementan mutuamente puesto que uno estudia los aportes de polvo del Sahara y el otro la productividad marina

superficial en una zona de afloramiento, ambos dentro de un contexto de oscilaciones climáticas marcadas. En los artículos se establecen las relaciones de los cambios en la circulación atmosférica y en la aridez continental en la zona sahariana, con las variaciones climáticas a escala orbital (primer artículo) o con otros procesos de cambio global en las terminaciones glaciales (segundo artículo).

Seguidamente, nos centramos en la región mediterránea más occidental, gracias al estudio sedimentológico y geoquímico del testigo del Mar de Alborán. Los indicadores utilizados en este caso confirman la existencia de una variabilidad climática de rango milenario durante el último ciclo glacial que está correlacionada con cambios significativos en el Atlántico Norte y en Groenlandia. Así, en el tercer artículo se pone el acento en los aportes detríticos y en sus variaciones temporales, mientras que en el cuarto se ponen de manifiesto los marcados cambios de la productividad oceánica superficial.

El comentario y la discusión acerca de los resultados alcanzados en los diferentes artículos se resumen en el tercer bloque, *Discusión de resultados*. La Tesis continúa con el bloque de *Conclusiones*, donde se destacan las principales aportaciones y se plantean líneas de investigación futuras. Un listado de la *Bibliografía* utilizada en la *Introducción* y *Discusión de resultados* de la Tesis se especifica seguidamente. Por último, en *Anexos*, se incluye un glosario de términos en inglés y de las abreviaturas utilizadas.



## ÍNDICE

RESUMEN .....	i
ABSTRACT .....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
PRESENTACIÓN DE LA TESIS .....	v
ÍNDICE.....	ix

---

### **I. INTRODUCCIÓN..... 1**

#### **1. CAMBIO CLIMÁTICO Y PALEOCLIMATOLOGÍA ..... 3**

##### 1.1. Nociones generales..... 3

##### 1.2. Escalas y mecanismos del cambio climático..... 5

###### *1.2.1 Cambios climáticos a escala orbital: la teoría astronómica de Milankovitch..... 6*

###### *1.2.2. Cambios climáticos a escala sub-orbital: los ciclos de Dansgaard-Oeschger..... 7*

###### *1.2.3. Variabilidad climática en la región atlántica: la Oscilación del Atlántico Norte ..... 12*

##### 1.3. Circulación atmosférica y variabilidad climática ..... 16

###### *1.3.1. La influencia del clima en la generación, el transporte y el depósito de polvo atmosférico..... 17*

###### *1.3.2. Influencia de las partículas eólicas en el clima..... 19*

###### *1.3.3. Interacción atmósfera-océanos en la variabilidad climática: afloramientos costeros y su influencia en la concentración de CO<sub>2</sub>..... 21*

##### 1.4. El polvo de origen desértico en los sedimentos marinos: enfoque paleoclimático. .... 24

#### **2. EL MARGEN DEL NOROESTE DE ÁFRICA Y EL MAR DE ALBORÁN:**

##### **MARCO SEDIMENTOLÓGICO, CIRCULACIÓN OCEÁNICA Y ATMOSFÉRICA..... 29**

##### 2.1. Material de estudio ..... 29

2.2. Circulación oceánica .....	32
2.2.1. <i>Circulación superficial</i> .....	32
2.2.2. <i>Circulación intermedia y profunda</i> .....	35
2.3. Circulación atmosférica.....	37
2.3.1. <i>Circulación general de la atmósfera</i> .....	37
2.3.2. <i>Sistema de vientos en el área de estudio</i> .....	39
3. METODOLOGÍA: ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO Y GEOQUÍMICO DE SEDIMENTOS MARINOS .....	45
3. 1. Determinación del tamaño de grano .....	45
3.1.1. <i>Introducción</i> .....	45
3.1.2. <i>Preparación de las muestras y análisis granulométrico</i> .....	46
3.1.3. <i>Coulter LS 100: principios y funcionamiento</i> .....	49
3.1.4. <i>Sedigraph 5100: principios y funcionamiento</i> .....	52
3.1.5. <i>Comparación de ambas técnicas: precisión, exactitud y resolución</i> ....	53
Coulter LS100 .....	53
Sedigraph 5100.....	61
3.1.6. <i>Análisis estadístico de los datos</i> .....	65
3.2. Análisis geoquímico del sedimento: fluorescencia de rayos X.....	68
3.2.1. <i>Introducción a la técnica</i> .....	68
3.2.2. <i>Escáner de fluorescencia de rayos X: calibración</i> .....	73
3. 3. Análisis espectral y espectral-cruzado de las series climáticas .....	76
3.3.1.- <i>Fundamento e interés</i> .....	76
3.3.2.- <i>Principales técnicas: ventajas y desventajas</i> .....	77

## **II. RESULTADOS ..... 81**

### **ARTÍCULO 1.**

**Orbital forcing of dust supply to the North Canary Basin over the last 250 kyr**, Moreno, A., Targarona, J., Henderiks, J., Canals, M., Freudenthal, T. and Meggers, H.; *Quaternary Science Reviews*, 20, 1327-1339, 2001

1.1. Introduction.....	85
------------------------	----

1.2. Oceanographic and climatic setting .....	86
1.3. Material and methods .....	87
1.4. Isotopic analyses and age model .....	89
1.5. Results .....	91
1.5.1. Sedimentological description and grain-size distribution .....	91
1.5.2. Geochemical markers .....	92
1.5.3. Spectral analyses .....	94
1.6. Discussion .....	94
1.6.1. Increase of Fe-and-Al-rich dust input at minima in the precessional index .....	94
1.6.2. Response of wind strength to the 100-kyr cycle .....	99
1.7. Conclusion .....	101
1.8. References .....	102

## ARTÍCULO 2.

**Productivity response in the North Canary Basin to climate changes during the last 250,000 years: a multi-proxy approach**, Moreno, A., Nave, S., Kuhlmann, H., Canals, M., Targarona, J., Freudenthal, T. and Abrantes, F.; *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 3-4, 147-159, 2002.

2.1. Introduction .....	111
2.2. Present-day situation .....	112
2.3. Methods .....	113
2.3.1. Major and trace elements .....	113
2.3.2. Organic carbon .....	114
2.3.3. Diatoms .....	114
2.4. Results .....	115
2.4.1. Calcium carbonate .....	115
2.4.2. Barium excess .....	115
2.4.3. Total organic carbon .....	117
2.4.4. Diatoms .....	117
2.5. Discussion .....	118
2.5.1. Productivity vs. preservation .....	118

Calcium carbonate records .....	119
Barium excess record.....	119
Organic carbon records.....	119
2.5.2. <i>Productivity peaks at Terminations</i> .....	121
2.6. Conclusions.....	123
2.7. References.....	125

### ARTÍCULO 3.

**Saharan dust transport and high latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record**, Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M. A., Sánchez-Goñi, M. F., Grimalt, J. O. and Weltje, G. J.; *Quaternary Research*, en prensa.

3.1. Introduction.....	131
3.2. Study area.....	133
3.3. Material and methods.....	134
3.4. Results.....	135
3.4.1. <i>Grain-size distribution</i> .....	135
3.4.2. <i>Grain-size end-member model</i> .....	135
Estimating the number of end-members .....	135
Grain-size distribution and interpretation of end-members .....	137
3.4.3. <i>Si/(Si+K) index for fluvial vs eolian inputs</i> .....	139
3.5. Discussion .....	139
3.5.1. <i>Glacial-wind regimes in the Western Mediterranean region</i> .....	140
3.5.2. <i>Glacial-precipitation patterns in the Western Mediterranean Sea</i> .....	142
3.6. Conclusions.....	143
3.7. References.....	144

### ARTÍCULO 4.

**Glacial millennial-scale variability in the Alboran Sea: productivity signal and phase relationships between marine and atmospheric processes**, Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O. and Sánchez-Goñi, M. F.; enviado a *Paleoceanography*.

4.1. Introduction.....	151
4.2. Core location and present-day oceanography.....	152

4.3. Material and methods .....	153
4.3.1. Chronostratigraphy .....	153
4.3.2. Geochemical analyses .....	155
4.3.3. Spectral analysis.....	155
4.4. Results and discussion.....	156
4.4.1. Millennial variability in the paleoproductivity record.....	156
Paleoproductivity versus preservation .....	156
Mechanisms involved in the D/O variability of the paleoproductivity record.....	160
4.4.2. Frequency and phase relationships between the different proxies and their implications.....	161
Analysis in the frequency domain (sub-Milankovitch frequencies)...	162
Phasing the different processes.....	166
4.5. Conclusions.....	171
4.6. References.....	172

### **III. DISCUSIÓN DE RESULTADOS ..... 177**

1. METODOLOGÍA APLICADA .....	179
1.1. Difracción de rayos láser para el análisis granulométrico de sedimentos finos .....	179
1.2. Ventajas e inconvenientes del análisis con escáner de fluorescencia de rayos X en relación con los métodos tradicionales .....	180
2. APORTES EÓLICOS: INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA .....	181
3. PRODUCTIVIDAD VERSUS PRESERVACIÓN.....	185
4. MECANISMOS DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS “ABRUPTOS”.....	189
4.1. Terminaciones glaciales .....	189
4.2. Variabilidad milenaria en el Estadio Isotópico 3.....	190

### **IV. CONCLUSIONES ..... 193**



Líneas futuras de investigación .....	197
<b>V. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>199</b>
<b>VI. ANEXOS .....</b>	<b>223</b>
Glosario de los términos en inglés.....	225
Abreviaturas empleadas .....	229

## **I. INTRODUCCIÓN**

---



## 1. CAMBIO CLIMÁTICO Y PALEOCLIMATOLOGÍA

### 1.1. Nociones generales

El cambio climático es en la actualidad un tema que implica no sólo a científicos de todo el mundo, sino que tiene importantes ramificaciones en los terrenos político, económico y social. Un ejemplo es la creación en 1992 de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (UNFCCC, de sus siglas en inglés, United Nations Framework convention on Climate Change<sup>2</sup>) que agrupa a 180 países y cuyo objetivo es “lograr la estabilización de las concentraciones de los gases de efecto invernadero en la atmósfera hasta un nivel que impida interferencias antropogénicas peligrosas en el sistema climático. Ese nivel debería alcanzarse en un plazo suficiente para permitir que los ecosistemas se adapten naturalmente al cambio climático, asegurar que la producción de alimentos no se vea amenazada y lograr que el desarrollo económico prosiga de manera sostenible” (Rivera, 2000). Unos años antes, los científicos se habían agrupado en lo que se conoce como Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, de sus siglas en inglés, Intergovernmental Panel on Climate Change) con el fin de estudiar y predecir el cambio climático y dar a conocer de un modo rápido los descubrimientos sobre el clima, el cambio climático, sus impactos y repercusiones<sup>3</sup>.

En esta Tesis hablaremos de *cambio climático* para referirnos en sentido general a las oscilaciones climáticas, entendiéndolo por *clima* la media de los fenómenos meteorológicos en una zona determinada a lo largo del tiempo<sup>4</sup>. Agrupamos como *oscilaciones climáticas* a las fluctuaciones, tanto naturales como antropogénicas, de las propiedades y procesos que caracterizan el clima en escalas de tiempo que van de decenas a cientos de miles de años. El uso y abuso del término *cambio climático* en los medios de comunicación, y su vinculación a fenómenos como *el efecto invernadero* o *el agujero de la capa de ozono*, hace que se pierda perspectiva temporal y se tienda a dejar de lado el hecho de que el contexto climático actual se enmarca dentro de los grandes ciclos que han regulado la historia climática de la Tierra. Aunque es ya una evidencia que las causas y consecuencias del cambio climático reciente difieren de las acaecidas en otros periodos debido a la creciente influencia antrópica, es igualmente necesario conocer cómo ha funcionado el sistema climático para poder predecir su comportamiento ante los nuevos cambios. Cabe averiguar, pues, la respuesta del océano y de los mantos glaciares al aumento de temperatura y CO<sub>2</sub> atmosférico, las alteraciones en el patrón de precipitaciones y las tasas de elevación del nivel del mar en dichos periodos del pasado reciente.

Y ahí es donde entra la Paleoclimatología, ciencia que estudia los cambios climáticos del pasado y proporciona datos, hipótesis y teorías que nos ayudan a entender *los mecanismos*

---

<sup>2</sup> La UNFCCC se reúne una vez al año. La última cumbre fue en Noviembre de 2001 en Marrakech, donde se ratificó el protocolo de Kioto.

<sup>3</sup> En enero del 2001 salió a la luz el último informe del IPCC en el que, de un modo rotundo y sin ambigüedades, se habla de “nuevas y más fuertes evidencias de que la mayor parte del calentamiento observado durante los últimos 50 años es atribuible a actividades humanas” (Houghton, *et al.*, 2001).

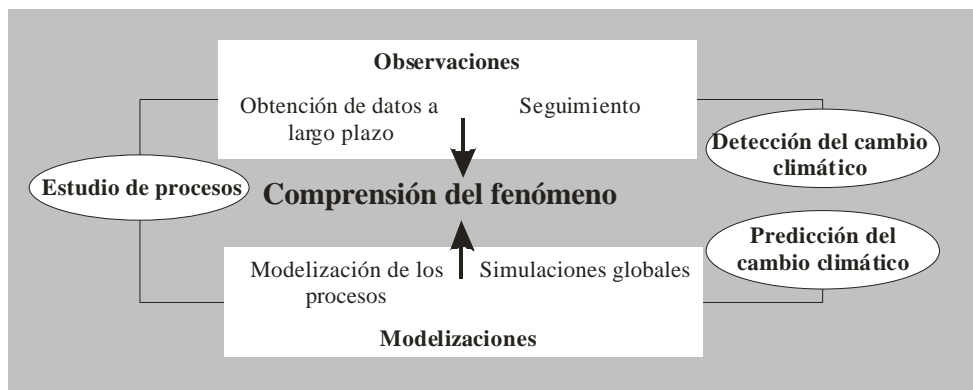
<sup>4</sup> El concepto tradicional de clima consideraba la suma de todos los fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en cualquier punto de la superficie terrestre. Aunque útil para la visión más descriptiva de los fenómenos climáticos, esta definición es insuficiente para comprender la dinámica climática. Por tanto, en la concepción actual de clima, se incluye como parte del sistema climático tanto a la geosfera, formada por atmósfera, hidrosfera, criosfera, y litosfera, como a la biosfera (Claussen, *et al.*, 2002).

reguladores del clima de nuestro planeta. A su vez, la Paleoclimatología permite situar dentro de una perspectiva científica correcta las influencias antropogénicas sobre el clima, separándolas de la variabilidad climática *natural*. Ésta incluye tres tipos de variaciones (Ghil, 2002): (i) variaciones causadas directamente por una fuerza periódica externa, desde el ciclo diurno o estacional de la insolación hasta los parámetros orbitales; (ii) variaciones debidas a la relación no lineal entre los distintos mecanismos de retroalimentación que actúan en el sistema climático<sup>5</sup>; y (iii) variaciones asociadas a fluctuaciones aleatorias de parámetros químicos y físicos, como la presencia de partículas en la atmósfera derivadas de erupciones volcánicas.

La modelización de los procesos de cambio climático que permite a los climatólogos inferir las condiciones futuras está basada, en gran parte, en estudios paleoclimatológicos (Kohfeld y Harrison, 2000). Aunque es probable, de todos modos, que los mecanismos que desencadenarán los cambios climáticos en el futuro sean sensiblemente diferentes de los del pasado, por lo que es necesaria una gran prudencia a la hora de usarlos como análogos de las condiciones futuras. Así, según Overpeck (1995), el registro de los cambios ambientales del pasado es particularmente útil para:

- ?? Proporcionar un conocimiento de los modelos, rangos y causas de la variabilidad climática y de cómo ésta se verá afectada por mecanismos de cambio climático alterados.
- ?? Identificar las causas de eventos de carácter catastrófico, como inundaciones, grandes sequías, etc.
- ?? Suministrar una línea de base suficientemente larga para separar el cambio climático antropogénico del natural.

En la Figura 1 se describe cómo interactúan modelos construidos y datos experimentales en la detección y predicción del cambio climático.



**Figura 1.** Relación modelos-datos en la investigación paleoclimatológica (modificado de [http://www.sprl.umich.edu/GCL/Notes-1998-Fall/climate\\_rec.html](http://www.sprl.umich.edu/GCL/Notes-1998-Fall/climate_rec.html)).

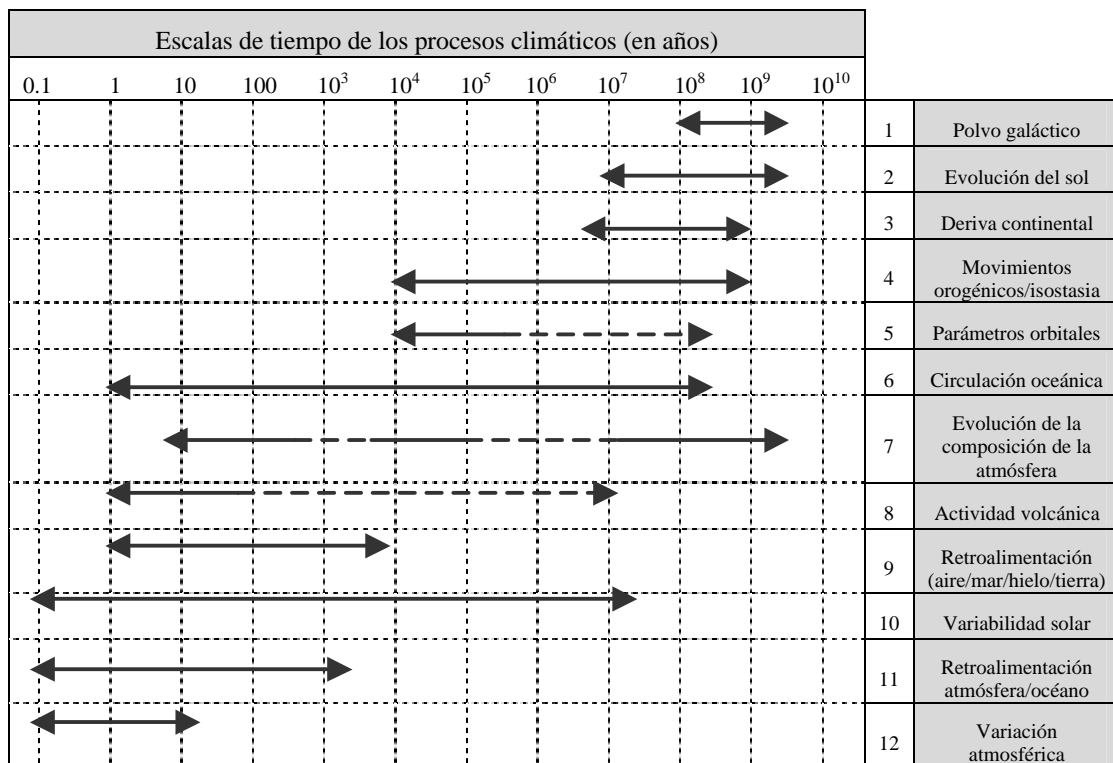
Actualmente los modelos que más se usan en la investigación climática son los llamados modelos acoplados, del inglés *coupled models*, en los que se consideran plenamente las relaciones océano-atmósfera y no sólo los procesos atmosféricos, como ocurría hasta la década de 1980

<sup>5</sup> Un ejemplo de estos mecanismos de retroalimentación (*feedback*, en inglés) es el producido cuando una bajada de temperatura conlleva un aumento en la cantidad de hielo y nieve, aumentando así el albedo e intensificando por tanto el nivel de frío.

(Houghton *et al.*, 2001). Sin embargo aún pueden y deben ser perfeccionados. Así, aún no incluyen de una manera satisfactoria el efecto de las partículas eólicas en la radiación (Robertson *et al.*, 2001) o el papel de la vegetación como sumidero de CO<sub>2</sub> (Brovkin *et al.*, 1998). La correcta parametrización de la superficie terrestre (humedad del suelo, albedo, etc) es también un objetivo de la modelización climática (Pan *et al.*, 2001).

## 1.2. Escalas y mecanismos del cambio climático

Es conocido que las variaciones del clima ocurren a escalas de tiempo diferentes, desde 10<sup>8</sup>-10<sup>9</sup> años a interanuales (Kutzbach, 1976; Mitchell, 1976). El conocimiento de los mecanismos que gobiernan el cambio climático en sus distintas escalas es fundamental en el establecimiento de modelos que permitan pronosticar aspectos del clima del futuro. En la Figura 2 se representan los mecanismos más importantes del cambio climático y sus escalas de influencia temporales.

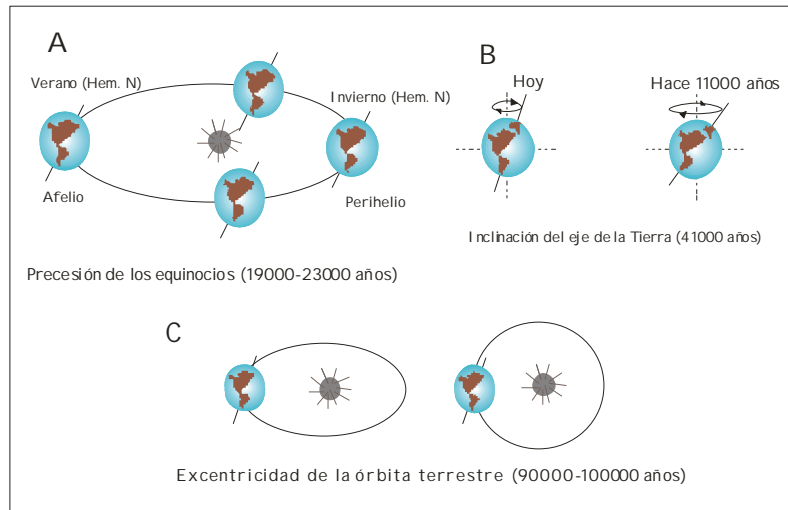


**Figura 2.** Principales mecanismos del cambio climático y sus escalas temporales de influencia (modificado de Goodess *et al.*, 1992).

En este capítulo vamos a referirnos a los mecanismos que rigen el cambio climático a escala glacial/interglacial, milenaria y de décadas, por ser los que se estudiarán a lo largo de esta Tesis.

## 1.2.1 Cambios climáticos a escala orbital: la teoría astronómica de Milankovitch

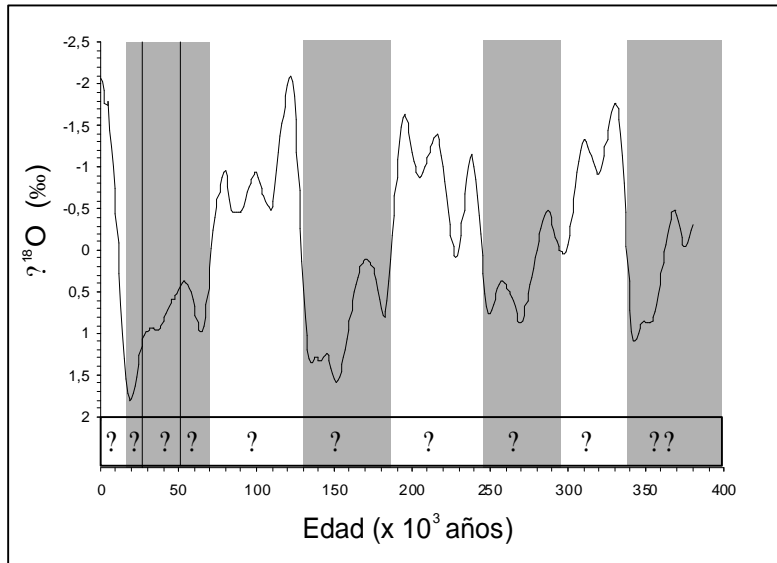
En 1941, el astrofísico serbio Milutin Milankovitch publicó su *teoría astronómica*, hoy conocida como *Teoría de Milankovitch*, con la que explica los cambios climáticos a escala glacial-interglacial mediante las variaciones en la configuración orbital de la Tierra. Esta teoría se basa en los cambios cíclicos que experimentan tanto la órbita terrestre alrededor del sol como el eje de la Tierra, los cuales provocan variaciones en la insolación recibida a lo largo del año en latitudes determinadas.



**Figura 3.-** Variaciones en los parámetros orbitales: A) precesión (cambio de la posición relativa del eje terrestre siguiendo el ciclo estacional); B) oblicuidad (la inclinación del eje de la Tierra cambia) y C) excentricidad (cambios en la forma de la elipse que describe la Tierra en su órbita alrededor del Sol) (modificado de Lemon, 1990).

El clima de la Tierra depende en última instancia del flujo continuo de energía solar; Milankovitch estudió cómo cambiaba ese flujo en las diferentes latitudes al variar de un modo combinado los tres parámetros orbitales: *excentricidad*, *oblicuidad* y *precesión* (Figura 3). Estos parámetros presentan una periodicidad de 100.000, 41.000 y 23.000 años, respectivamente.

La *Teoría de Milankovitch* cayó en el olvido hasta que, a partir de 1970, en numerosos registros paleoclimáticos se observaron las mismas periodicidades con las que varía la insolación que recibe nuestro planeta (cf. Artículo 1 del capítulo de *Resultados*). Las tres periodicidades se obtuvieron en primer lugar en la relación entre los isótopos de oxígeno  $O^{18}/O^{16}$  ( $?^{18}O$ ) medidos en conchas de foraminíferos planctónicos fosilizados en sedimentos marinos. Esta pauta se interpretó como un indicador de variaciones en el volumen de hielo acumulado en los mantos y casquetes glaciares. Debido a que el isótopo ligero, el  $O^{16}$ , se acumula preferentemente en el hielo, la proporción entre los isótopos del oxígeno en las aguas oceánicas varía de una época glacial a una interglacial a escala planetaria. Es por este carácter global que, posteriormente, la correlación entre los registros de  $?^{18}O$  de distintos lugares del mundo permitió establecer una curva patrón, la curva SPECMAP (Spectral Mapping Project) (Figura 4), actualmente utilizada como referencia para construir modelos de edad en testigos marinos (Imbrie *et al.*, 1984; Martinson *et al.*, 1987; Pisias *et al.*, 1984).



**Figura 4.-** Curva SPECMAP que muestra los estadios isotópicos de los últimos 400.000 años (Martinson *et al.*, 1987). Los números pares, sombreados, indican los estadios fríos mientras que los impares corresponden a los cálidos).

En la década de 1990 empezaron a plantearse preguntas que la *Teoría de Milankovitch* no podía resolver. Así, se comprobó que las variaciones de la radiación solar según las componentes consideradas por Milankovitch no seguían un patrón glacial-interglacial exacto. Se cree que esto es debido, en parte, a que la excentricidad de la órbita terrestre influye poco en la cantidad de insolación recibida (Imbrie *et al.*, 1993). Por tanto, la teoría astronómica de Milankovitch no explica satisfactoriamente la sucesión de glaciaciones cuaternarias cuya periodicidad es, aproximadamente, de 100.000 años (Raymo, 1998). Este ciclo de 100.000 años es asimétrico, con fases de crecimiento largas (90.000 años) y terminaciones rápidas (10.000 años). Este patrón de respuesta no lineal a la insolación aún permanece inexplicado (Clark *et al.*, 1999) (cf. Artículo 2 del capítulo de *Resultados*). Además, fluctuaciones climáticas rápidas, como el *Younger Dryas*, tampoco son explicables como respuestas a cambios en la insolación. Lo mismo sucede con las oscilaciones sincrónicas en los dos hemisferios los cuales experimentan cambios en la insolación de sentido opuesto (Chappellaz *et al.*, 1993). El estudio de los mecanismos responsables de estos procesos es actualmente una prioridad en la investigación paleoclimática.

### 1.2.2. Cambios climáticos a escala sub-orbital: los ciclos de Dansgaard-Oeschger

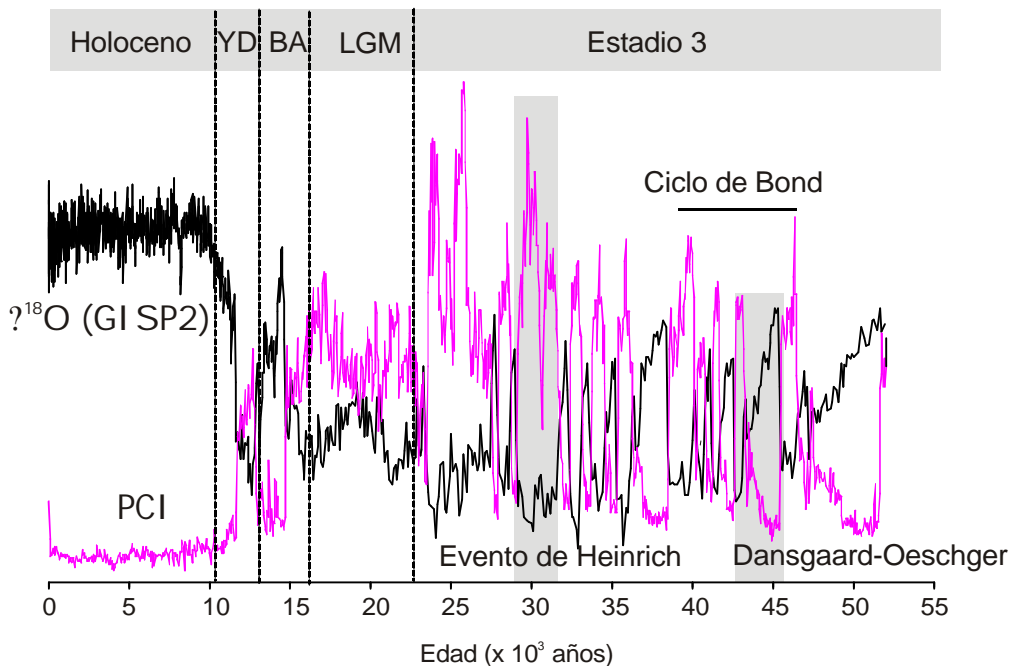
Después de haber introducido los cambios climáticos que se producen a la escala de las variaciones en la insolación terrestre y, por tanto, de los parámetros orbitales, es necesario abordar los llamados *cambios climáticos abruptos*, de unas pocas decenas de años de duración y que se repiten cada pocos milenios. Estos cambios no pueden estar relacionados *a priori* con variaciones en la cantidad de radiación solar que recibe nuestro planeta, bien porque han tenido lugar en épocas en que la insolación era prácticamente constante, como en los Estadios Isotópicos 3-4, bien porque indican un enfriamiento global en épocas de insolación creciente, como el *Younger Dryas*.

Hasta la década de 1980 no se empezaron a interpretar los cambios climáticos de orden milenario. En un artículo publicado en 1988 el profesor alemán H. Heinrich (Heinrich, 1988) identificó por primera vez una sucesión de niveles de arenas en sedimentos marinos del Atlántico Norte, con una recurrencia de, aproximadamente, 7.000 años. Unos años más tarde, W. Broecker



(Broecker *et al.*, 1992) las denominó capas de Heinrich (del inglés, *Heinrich layers*) y las interpretó como acumulaciones resultantes del transporte por icebergs durante breves episodios de desprendimiento masivo que se produjeron a consecuencia de colapsos catastróficos del manto de hielo del Hemisferio Norte. A las partículas que constituyen las capas de Heinrich se las conoce como *ice rafted debris* (IRD), es decir, detritos transportados por el hielo. Aunque existen diversas teorías, aún no está resuelto el mecanismo exacto que produjo tales colapsos glaciares.

En la misma época comenzó la exploración paleoclimática de los casquetes polares mediante la obtención de testigos de hielo. Se observaron grandes variaciones en el valor de los isótopos del oxígeno medidos en las burbujas de aire atrapadas en el hielo. Estos resultados fueron relacionados con oscilaciones bruscas, de orden milenario, de la temperatura atmosférica (Dansgaard *et al.*, 1984). A los periodos fríos se les denomina estadales, del inglés *stadials*, y a los cálidos, interestadales, del inglés, *interstadials*. Este hallazgo no atrajo especialmente la atención de la comunidad científica internacional hasta la publicación, unos años más tarde, de otros artículos que incluían resultados comparables en otro testigo de hielo, el GISP2 (Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993). Se confirmó así la ocurrencia de grandes oscilaciones milenarias en la temperatura del aire sobre Groenlandia. A estas oscilaciones se las llamó *ciclos de Dansgaard-Oeschger* en honor a sus descubridores (Figura 5). Tampoco en este caso hay una explicación plenamente convincente acerca del origen de estos ciclos climáticos.



**Figura 5.-** Perfiles de  $\delta^{18}\text{O}$  y del Índice de Circulación Polar (PCI) del testigo de hielo de Groenlandia GISP2 (Grootes *et al.*, 1993; Mayewski *et al.*, 1994). Los registros indican una intensificación de la circulación atmosférica en los periodos fríos. Como ejemplo, se han señalado un ciclo de Dansgaard-Oeschger, un Evento de Heinrich y un Ciclo de Bond.

Más adelante, gracias a los trabajos de G. Bond y colaboradores (Bond *et al.*, 1993; Bond *et al.*, 1992; Bond and Lotti, 1995), se consiguió correlacionar los registros climáticos de los testigos sedimentarios del Atlántico Norte y de los testigos de hielo de Groenlandia, logro debido

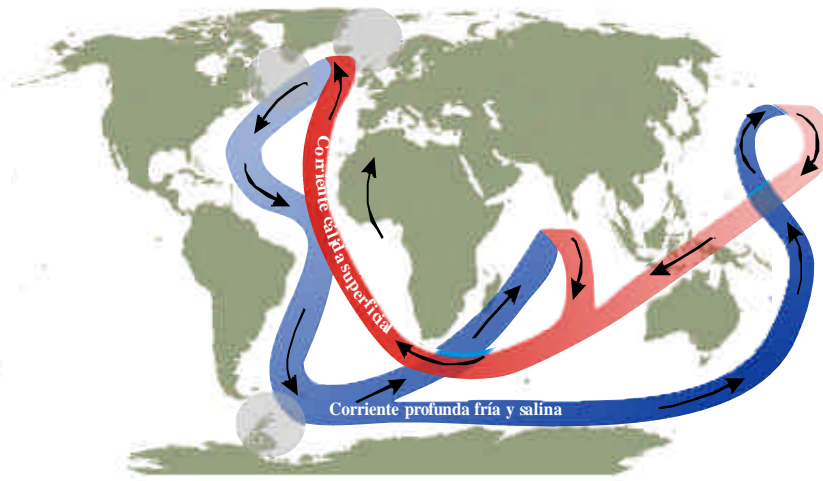
en parte a la definición de los llamados Ciclos de Bond. Estos autores mostraron que varios ciclos de Dansgaard-Oeschger podían ser agrupados en ciclos de rango superior que mostraban un enfriamiento progresivo que culminaba en un Evento de Heinrich (Figura 5).

Los ciclos de Bond han sido encontrados en registros paleoclimáticos sincrónicos tanto marinos como lacustres de muchos lugares del mundo. Esto sugiere que obedecen a un mecanismo global y que su transferencia a escala planetaria es casi inmediata (véase una recopilación de los lugares donde se han identificado ciclos de D/O en Voelker, 2002). Un ejemplo de esta variabilidad climática milenaria en zonas alejadas de la influencia directa de los mantos glaciares se halla en el Mar Mediterráneo (Allen *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 1999b; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Tzedakis, 1999; Watts *et al.*, 2000). El análisis de testigos marinos y lacustres de alta resolución ha permitido comprobar que la rapidez en la transferencia del cambio climático entre los sistemas oceánico y atmosférico que se postuló para el Atlántico Norte se extiende al menos hasta la región mediterránea (cf. Artículo 3 del capítulo de *Resultados*).

En la década de 1990 se formularon varias hipótesis para explicar los cambios climáticos abruptos que se acaban de describir. Primero se postuló que la dinámica interna del manto de hielo de Groenlandia bastaba para explicar la variabilidad observada en los registros climáticos (MacAyeal, 1993). Sin embargo, hay argumentos en contra de esta hipótesis. Entre los mismos cabe destacar (i) el hallazgo de registros con la misma ciclicidad en áreas muy alejadas del Atlántico Norte (Grimm *et al.*, 1993; McIntyre y Molino, 1996; Peterson *et al.*, 2000); (ii) la respuesta sincrónica de otros casquetes glaciares relativamente pequeños (Elliot *et al.*, 1998); y (iii) la existencia de cambios abruptos en épocas interglaciales con poco volumen de hielo (Bianchi y McCave, 1999a; Bond *et al.*, 1997; Sirocko *et al.*, 1996; Wang *et al.*, 1999).

### Circulación Termohalina

(Cinta transportadora oceánica, del inglés "Oceanic conveyor belt")



**Figura 6.-** Esquema de la *circulación termohalina global* en el que se sitúan las principales áreas de transmisión de calor oceánico hacia la atmósfera (con círculos sombreados) (Broecker y Denton, 1989). Las corrientes profundas están representadas por la banda de color azul y las superficiales por la banda roja.

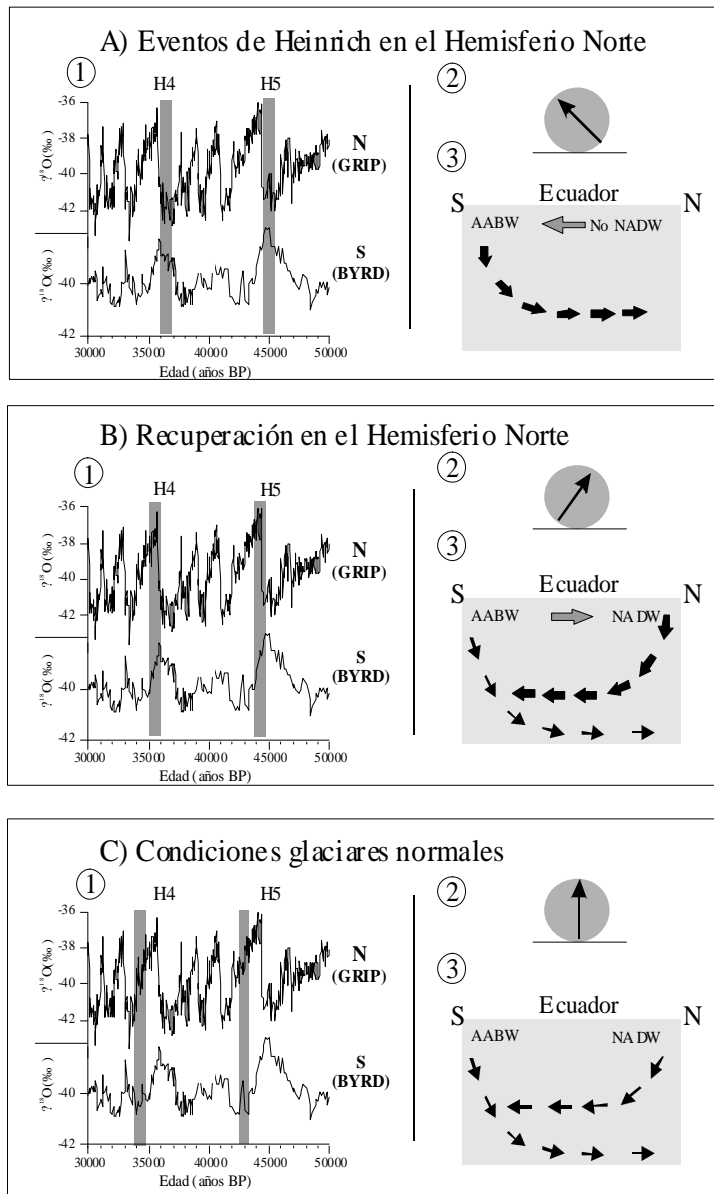
Otros investigadores propusieron la inestabilidad propia de la circulación termohalina como responsable principal de la alternancia de periodos fríos y cálidos (Vidal *et al.*, 1997; Zahn *et al.*, 1997). La transferencia de vapor de agua desde el Atlántico Norte al Pacífico hace que las aguas superficiales del Atlántico sean más salinas y más densas. Esta característica, unida a una

especial configuración oceanográfica, provoca que las aguas del Atlántico Norte se hundan y viajen en profundidad hasta el Pacífico, donde vuelven a aflorar. A este sistema de circulación oceánica global se le ha llamado cinta transportadora oceánica, (del inglés, *oceanic conveyor belt*) por su papel en el transporte de calor (Figura 6).

Se ha sugerido que durante los HE (Broecker, 1994), e incluso durante los estadios fríos de los ciclos D/O (Boyle, 2000), la circulación termohalina global se debilitó debido a la entrada de agua dulce procedente de la fusión glacial en el Atlántico Norte. La ralentización y, eventualmente, el cese de la formación de agua profunda en el Atlántico Norte (NADW, de sus siglas en inglés, *North Atlantic Deep Water*) pudieron alterar el transporte de calor en la cinta transportadora oceánica y con ello influir en el clima global. Actualmente, la comunidad paleoclimática está redoblando esfuerzo en torno a esta hipótesis, tanto mediante la construcción de modelos (Bigg y Wadley, 2001; Bigg *et al.*, 2000; Schiller *et al.*, 1997), como mediante la obtención de diferentes registros paleoclimáticos capaces de identificar la señal de los ciclos de D/O en las aguas profundas (Cacho *et al.*, 2000; Cortijo *et al.*, 2000; Dokken y Jansen, 1999; Hüls y Zahn, 2000; Oppo y Lehman, 1995). Se pretende confirmar así que el océano profundo también se ve afectado por los cambios climáticos abruptos. Algunos estudios recientes recogen la posibilidad de que el origen de los icebergs que desencadenan la ralentización o parada de la circulación termohalina no sea el mismo durante los HE que durante los estadiales de los ciclos de D/O. Por lo tanto, no todos los episodios de fusión glacial producirían el mismo efecto en la circulación termohalina (Seidov y Maslin, 1999).

Otras investigaciones acerca del mecanismo responsable de los ciclos de D/O se centran en los desfases encontrados entre indicadores distintos. Así, Van Kreveld *et al.* (2000) observaron que los episodios de fusión del manto de Groenlandia se anticipan unos 300 años a los episodios de acumulación de detritos transportados por los hielos (IRD). Estos autores proponen que son los mecanismos internos de los mantos glaciares la causa primordial de los ciclos de D/O por su influencia en la circulación termohalina mediante los cambios en la salinidad y densidad de las aguas en respuesta a la fusión glacial.

Uno de los fenómenos más difíciles de explicar mediante las anteriores hipótesis es el supuesto desfase entre los testigos de hielo de Groenlandia y de la Antártida (Blunier *et al.*, 1998). Seidov y Maslin (2001) han propuesto un mecanismo que explicaría las diferencias de comportamiento entre las altas latitudes septentrionales y meridionales, el cual implica patrones distintos de circulación termohalina (Figura 7). Sin embargo, no todos los autores aceptan el desfase citado. Algunos, como Bard *et al.* (1997) y Lowell *et al.* (1995) consideran que la variabilidad climática en los dos hemisferios es sincrónica.

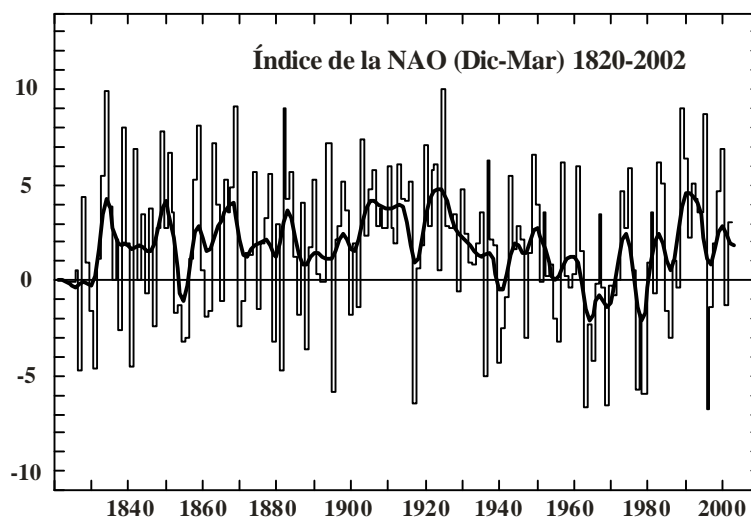


**Figura 7.-** Esquema de los diferentes patrones de la circulación termohalina modelizados para explicar la asincronía entre hemisferios durante el último periodo glacial. Cada figura consta de: (1) los registros de  $\delta^{18}O$  en testigos de hielo de Groenlandia (GRIP) y de la Antártida (BYRD); (2) un círculo representativo del balance de calor favorable a uno u otro hemisferio, y (3) un corte esquemático latitudinal con la formación del agua profunda en el Atlántico Norte (NADW) o en el Mar de Wedell, Antártida (AABW, de sus siglas en inglés, *Antarctic Bottom Water*) representadas mediante flechas. A) Durante los Eventos de Heinrich la formación de agua profunda en el Atlántico Norte se paró por completo. Esto conduce a un calentamiento del Hemisferio Sur al no transferir calor hacia el norte. B) Cuando el Hemisferio Norte se recupera de un Evento de Heinrich, la circulación termohalina vuelve a funcionar, produciéndose un calentamiento en el norte por el enfriamiento del sur. C) En condiciones glaciares normales, es decir, no inmersas en un Evento de Heinrich, en ambos hemisferios se crea agua profunda y el balance de calor está compensado (modificada de Seidov y Maslin, 2001, datos de <http://www.ngdc.noaa.gov>).

Se ha propuesto también que los cambios en la circulación atmosférica podrían explicar los paralelismos climáticos milenarios observados en registros distantes. Durante la última glaciación, la circulación atmosférica fue más intensa que en la actualidad, tanto por un mayor gradiente latitudinal de temperatura como por la mayor extensión de la célula atmosférica polar (Ditlevsen *et al.*, 1996; Mayewski *et al.*, 1994). El Índice de Circulación Polar de la Figura 5, calculado a partir de la cantidad de polvo desértico y sales marinas registradas en los hielos de Groenlandia, presenta valores más altos durante los estadales (Mayewski *et al.*, 1994; Taylor *et al.*, 1993). Además, tanto los registros del loess de China (An, 2000; Chen *et al.*, 1997; Lu y Sun, 2000; Porter y Zhisheng, 1995) como los indicadores de la actividad monzónica (Leuschner y Sirocko, 2000; Reichert *et al.*, 1998; Schulz *et al.*, 1998; Wang y Oba, 1998) revelan una intensificación de los vientos siguiendo la ciclicidad D/O. Al hilo de esta hipótesis, en el artículo 3 del capítulo de *Resultados*, se propone un mecanismo que explica la variabilidad de los vientos saharianos en paralelo con los ciclos de D/O.

### 1.2.3. Variabilidad climática en la región atlántica: la Oscilación del Atlántico Norte

La investigación de los mecanismos causantes de la variabilidad climática natural a escala de cambio decadal reviste un gran interés. La finalidad es doble: (i) diferenciar los patrones de variabilidad natural y antropogénicos y, (ii) conocer cómo se produce la interacción atmósfera-oceano a esas escalas temporales. Además, las variaciones decadales son las que más directamente afectan a nuestra sociedad. En la región del Atlántico Norte, la circulación atmosférica superficial se caracteriza por la presencia casi permanente de bajas presiones en Islandia y de altas presiones en las Azores. La intensidad y la posición relativas de estos sistemas de presión determinan tanto la fuerza de los vientos contralisios como el trayecto seguido por las tormentas que afectan a las latitudes medias. La variabilidad temporal de dichas células de presión está descrita por la denominada Oscilación del Atlántico Norte (NAO, de sus siglas en inglés, *North Atlantic Oscillation*) La NAO puede ser representada mediante un índice que mide la diferencia de presión entre Gibraltar y Reykjavik (Hurrell, 1995). Este índice (Figura 8) que oscila a escala decadal ha tendido hacia valores cada vez más positivos en los últimos 30 años (Hurrell, 1996).

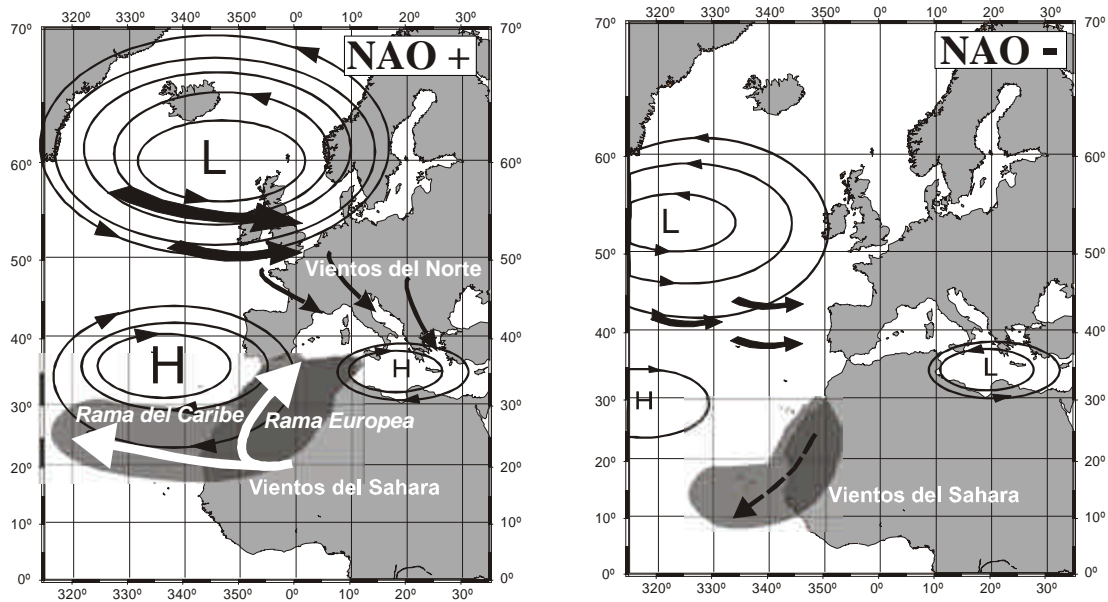


**Figura 8.-** Índice de la NAO obtenido entre 1820 y la actualidad. Se representa la diferencia de presión normalizada durante los meses de invierno entre Gibraltar y Reykjavik. La curva de trazo grueso es la media móvil (periodo = 5) de los datos instrumentales.

Datos obtenidos de: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/climon/data/nao/>.

La influencia de la NAO en el clima se manifiesta de múltiples maneras. Un índice NAO positivo, como en la década de principios de 1990, se alcanza cuando existe una mayor diferencia de presión entre los centros de altas y bajas presiones del Atlántico Norte (altas presiones de Azores y bajas presiones de Islandia) y su posición es más al noreste que su posición media. En esos años, las temperaturas sobre Groenlandia son más bajas que la media y el invierno en el norte de Europa es más templado (Barlow *et al.*, 1997). Además, un índice NAO positivo supone una mayor intensidad de los vientos contralisios, que se sitúan más al norte, y por tanto, mayores precipitaciones en el norte de Europa y sequía en la región mediterránea y en el norte de África (Rodrigo *et al.*, 2001; Rodwell *et al.*, 1999). La influencia de una NAO positiva se traduce también en un incremento del transporte de polvo sahariano hacia el Mediterráneo y el Atlántico (Moulin *et al.*, 1997b) y en una reducción de la extensión de la capa de hielo marino del Ártico (Rind *et al.*, 2001). Por el contrario, a inviernos más templados en Groenlandia (índice NAO negativo) les corresponde un aumento de las precipitaciones en el sur de Europa (Rodó *et al.*,

1997) y en Canarias (García-Herrera *et al.*, 2001) debido al desplazamiento de las bajas presiones de Islandia hacia el sur. En la Figura 9 se ilustran los cambios climático-meteorológicos que se producen en el Atlántico entre una situación de índice NAO positivo y otra de índice negativo.



**Figura 9.** Situaciones de índice NAO positivo (izquierda) y negativo (derecha). En un contexto de índice NAO positivo se produce un mayor aporte de polvo del Sahara debido a la mayor aridez en el norte de África y a la existencia de un escenario atmosférico favorable. A la vez, la aridez es también mayor en la zona del Mediterráneo y los vientos del noroeste están intensificados. Un índice negativo se caracteriza por la presencia de bajas presiones en el Mediterráneo que favorecen la entrada de los vientos del noroeste a una latitud más septentrional con el consiguiente aporte de humedad a la Península Ibérica. Las flechas representan la posición de los vientos predominantes. La trama sombreada indica el aporte de polvo de origen sahariano. La intensidad de las altas y bajas presiones se ha ilustrado con el número de isobaras representadas.

Cabe resaltar la relación entre la variabilidad de la NAO y las temperaturas superficiales marinas (SST, de sus siglas en inglés, *Sea Surface Temperature*), tanto en el Atlántico Norte como en regiones más alejadas (Cassou y Terray, 2001a; Czaja y Frankignoul, 2002). Así, se ha visto que índices positivos de la NAO corresponden con grandes pérdidas de calor en el Atlántico Norte, compensadas por ganancias en la zona subtropical. Eso da lugar a temperaturas anómalamente frías en el norte y anómalamente cálidas en las latitudes intermedias (Eden y Willebrand, 2001). Por otra parte, el descubrimiento de que la circulación termohalina, y el transporte subsiguiente de calor hacia latitudes altas, siguen el patrón de la NAO (Dickson, 1997) ha llevado a pensar que el océano podría ser quien controla los cambios climáticos decadales (McCartney, 1997). Existe ya una destacada línea de investigación en torno a la hipótesis de que son las anomalías en las temperaturas oceánicas las que inducen anomalías decadales en la circulación atmosférica (Cassou y Terray, 2001b; Curry *et al.*, 1998). Por este motivo actualmente se incluye el océano en las modelizaciones climáticas a corto plazo, mientras que anteriormente sólo se tenía en cuenta la variabilidad atmosférica (Houghton *et al.*, 2001).

El sistema climático de la NAO está relacionado, obviamente, con otros sistemas, como

la oscilación del Ártico (AO) (Ambaum *et al.*, 2001), el Niño (Huang *et al.*, 1998) y el monzón asiático (Kakade y Dugam, 2000). La naturaleza de estas relaciones está en el núcleo de varias líneas de investigación actuales. Así, Huang *et al.* (1998) han investigado la relación temporal entre el Niño y la NAO llegando a la conclusión de que es el Niño el que modula la variación de la NAO. También se ha determinado la influencia de la NAO en la variabilidad tropical, incluyendo las SST (Cassou y Terray, 2001a; Chang *et al.*, 1997) las anomalías de precipitación en el Sahel (Folland *et al.*, 1986; Servain *et al.*, 2000) y la intensidad de los alisios (George y Saunders, 2001). Una de las cuestiones que hay planteadas es cómo puede modular el clima del Atlántico Norte la aridez del Sahel. La relación entre condiciones más áridas y la presencia de aguas más dulces y más frías en el Atlántico Norte parece clara (Brooks, 2000). El proyecto CLIVAR<sup>6</sup> profundiza en los mecanismos que generan estas teleconexiones. Éste es un objetivo crucial tanto para para descifrar la información paleoclimática como para la predicción. Se trata, en definitiva, de entender las causas y las consecuencias del cambio climático.

Una de las recomendaciones del IPCC es extender en el tiempo el estudio de la variabilidad climática decadal e interdecadal con el propósito de determinar con exactitud qué procesos gobiernan los fenómenos climáticos. Por esa razón se ha hecho un esfuerzo de identificación de registros de oscilaciones climáticas como la NAO en el periodo preinstrumental. Para ello se han extraído y contrastado datos históricos, como los datos de lluvias en Andalucía (Rodrigo *et al.*, 2001) o de la cosecha vinícola en Francia (Souriau y Yiou, 2001). Sin embargo, hasta la fecha, los registros obtenidos son relativamente cortos, hasta el siglo XVI en España (Rodrigo *et al.*, 2001). En Inglaterra hay registros de temperaturas de los últimos 335 años (Ghil, 2002). La utilización de medidas indirectas obtenidas en corales, árboles, hielos polares y estalactitas (Appenzeller *et al.*, 1998; Cook *et al.*, 1998; Cullen *et al.*, 2001; Proctor *et al.*, 2000; Rimbu *et al.*, 2001) ha permitido extender el registro más atrás en el tiempo aunque perdiendo exactitud (Jones *et al.*, 1998).

A título de resumen de este subcapítulo, en la Tabla 1 se enumeran y comentan brevemente las principales líneas de investigación sobre los mecanismos de cambio climático a diferentes escalas abiertas en la actualidad.

---

<sup>6</sup> Más información en la página: <http://www.ogp.noaa.gov/mpe/clivar/atlantic/index.htm>

**Tabla 1.-** Principales líneas de investigación de los mecanismos causantes de la variabilidad climática a escala orbital, sub-orbital y decadal.

Escala	Línea de investigación	Comentarios	Referencias
<b>Orbital</b> (variación de la insolación) 10 <sup>4</sup> -10 <sup>5</sup> años	Inicio de las <i>ice house</i>	En la historia de la Tierra se suceden épocas frías, llamadas <i>ice-house</i> en las que tienen lugar las glaciaciones y épocas más cálidas, <i>greenhouse</i> , en las que no hay mantos de hielo polares. El mecanismo que regula el comienzo de una <i>ice house</i> no se conoce todavía	(Maslin <i>et al.</i> , 1998; Zhisheng <i>et al.</i> , 2001)
	Relación entre el ciclo de 100,000 años y la insolación	Desde que se descubrió que los ciclos de 100.000 años estaban desconectados de las variaciones de la insolación, se han propuesto varias teorías para explicar la presencia de este periodo en muchos registros de todo el mundo, y se está estudiando su relación con la temperatura, el CO <sub>2</sub> , hielo marino y otras variables	(Gildor y Tziperman, 2001; Imbrie <i>et al.</i> , 1993; Imbrie <i>et al.</i> , 1992; Shackleton, 2000)
<b>Suborbital</b> (ciclos de D/O, Eventos de Heinrich) 10 <sup>2</sup> -10 <sup>3</sup> años	Cambios climáticos abruptos y mecanismos desencadenantes	Estos cambios no responden a variaciones en la insolación que recibe la Tierra por lo que tienen que deberse a mecanismos "internos" del sistema, como la dinámica de los mantos glaciares, las fluctuaciones de la circulación termohalina, o los cambios en la intensidad de la circulación atmosférica	(Cortijo <i>et al.</i> , 2000; MacAyeal, 1993; Raymo, 1998)
	Variabilidad milenaria en el Holoceno y en el Emiense	Los cambios abruptos de escala milenaria del Holoceno y el Emiense descartan los cambios en la dinámica de los mantos de hielo como único mecanismo director de estas oscilaciones. La posibilidad de establecer analogías con el clima interglacial actual reviste un gran interés	(Bianchi y McCave, 1999a; Bond <i>et al.</i> , 1997; Cortijo <i>et al.</i> , 1999; deMenocal <i>et al.</i> , 2000; Sirocko <i>et al.</i> , 1996; Wang <i>et al.</i> , 1999)
	Conexiones climáticas milenarias entre latitudes altas y bajas	A partir del hallazgo de registros de la señal de los D/O en latitudes tropicales, surge la necesidad de estudiar los procesos que controlan las conexiones atmosféricas y oceánicas interlatitudinales y sus posibles asincronías con el fin último de conocer el papel de las bajas latitudes en el desencadenamiento de estos eventos	(Labeyrie, 2000; Peterson <i>et al.</i> , 2000; Vink <i>et al.</i> , 2001)
	Modelización conjunta océano-atmósfera	Para modelizar los cambios abruptos se necesitan modelos que simulen conjuntamente las variaciones oceánicas y las atmosféricas durante un estadio glacial con el fin de obtener un escenario lo más "realista" posible que permita reproducir los enfriamientos bruscos y los calentamientos graduales característicos de los ciclos de D/O	(Ganopolski y Rahmstorf, 2001; Schulz, 2002b)
	Variaciones de escala milenaria de la NAO y el El Niño	Se están empezando a explicar ciclicidades de escala milenaria como los D/O y las oscilaciones del Holoceno mediante mecanismos similares a la NAO y el Niño	(Ely <i>et al.</i> , 1993; Giraudeau <i>et al.</i> , 2000; Sánchez-Goni <i>et al.</i> , 2002)
<b>Decadal</b> (NAO, el Niño) 10-10 <sup>2</sup> años	Influencia de la NAO en las latitudes tropicales	La posible relación entre el clima del Atlántico Norte y los trópicos es una de las teleconexiones que más se están investigando. Se ha observado que la NAO influye en la sequía del Sahara, en el aporte de polvo sahariano y en el clima tropical. También se empieza a pensar que los cambios en las SST tropicales pueden ser los responsables de la tendencia de la NAO de los últimos años	(George y Saunders, 2001; Hoerling <i>et al.</i> , 2001; Moulin <i>et al.</i> , 1997b; Servain <i>et al.</i> , 2000)
	Mecanismos de retro-alimentación	El descubrimiento de que el océano superficial y profundo responde a cambios climáticos decadales ha llevado a plantear que es el océano y no la atmósfera quien guarda la memoria de estos cambios y los retroalimenta	(Dickson, 1997; Kerr, 1997; McCartney, 1997)
	Relación entre los índices de la NAO, la AO, el Niño y otros	Cada vez más, la variabilidad climática se explica mediante índices definidos entre áreas climáticas. Sin embargo, eso no implica que la variabilidad detectada no esté influida simultáneamente por otras oscilaciones	(Huang <i>et al.</i> , 1998; Mo y Häkkinen, 2001a; Mo y Häkkinen, 2001b)
	Extensión de los registros climáticos de la NAO y El Niño a épocas pre-instrumentales	En los últimos años han surgido varios intentos para extender atrás en el tiempo los registros de la NAO y el Niño. Eso es posible gracias a algunos indicadores, como los anillos de crecimiento en corales y árboles, pero hasta la fecha se desconoce si responden a una ciclicidad milenaria.	(Appenzeller <i>et al.</i> , 1998; Cook <i>et al.</i> , 1998; Cullen <i>et al.</i> , 2000; Rodrigo <i>et al.</i> , 2001)



### 1.3. Circulación atmosférica y variabilidad climática

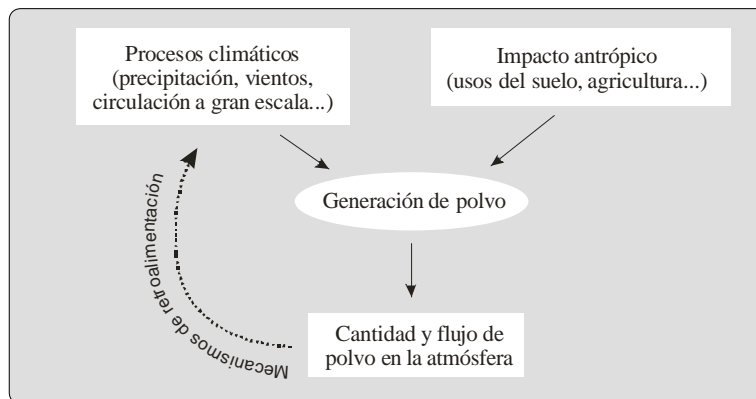
La circulación atmosférica global juega un papel muy importante en la variabilidad climática, especialmente por su función de transporte de calor de bajas a altas latitudes. La circulación atmosférica se encarga de transportar hacia los polos, vía evaporación/condensación del vapor de agua, el “exceso” de calor que se recibe en las zonas tropicales. Los cambios en la posición y la extensión de las células convectivas (cf. Apto. 2.3.1), y de la Zona de Convergencia Intertropical, (ITCZ, de sus siglas en inglés, *Intertropical Convergence Zone*), han condicionado dicho transporte de calor y, por tanto, el clima de la Tierra durante el Cuaternario. Las consecuencias de estos cambios se dejan sentir a diversas escalas temporales, desde la estacional hasta la glacial-interglacial. En invierno, todo el sistema de presiones del hemisferio norte ocupa latitudes más bajas que en verano. Durante las épocas glaciales, la posición de la célula de Hadley condicionó la extensión de los desiertos (Chylek *et al.*, 2001). De una manera similar, en las épocas frías, el frente polar (situado entre las células de Ferrel y la Polar, cf. Apto. 2.3.1) se desplaza hacia el sur debido a la mayor extensión de los casquetes polares. Induce así cambios climáticos profundos que no se limitan a las áreas sometidas a su influencia directa, sino que repercuten en todo el sistema climático terrestre (cf. COHMAP, 1988).

El hecho de que los cambios en la atmósfera ocurran mucho más rápidamente que los que se conocen en el océano, ha llevado en numerosas ocasiones a explicar mediante procesos atmosféricos algunos fenómenos de variación climática aún poco comprendidos, registrados en zonas geográficamente alejadas. Por ejemplo, el Niño, que se desencadena en aguas del Pacífico tropical, se propaga a muchas regiones de la Tierra mediante cambios en las presiones atmosféricas causados a su vez por las variaciones de temperatura de las aguas marinas superficiales asociadas a este fenómeno (Gallego *et al.*, 2001; Janicot, 2000). Una situación similar ocurre con la NAO (cf. Apto. 1.2.3), en la que las diferencias en el gradiente de presión que se genera en el Atlántico Norte influyen en el clima de regiones tropicales (George y Saunders, 2001; Moulin *et al.*, 1997b; Servain *et al.*, 2000).

Por tanto, el estudio de la circulación atmosférica y del clima terrestre mediante el uso de indicadores contenidos en los sedimentos marinos deviene esencial para alcanzar los objetivos de esta Tesis. En concreto, necesitamos conocer de qué modo influye el clima en la producción y transporte de polvo desértico (cf. Apto. 1.3.1). Pero además, nos interesa comprender la influencia inversa, es decir, el papel de las partículas atmosféricas, sobretudo el polvo de los desiertos, en la variabilidad climática (cf. Apto. 1.3.2). Así, es obligado que describamos los mecanismos de retroalimentación entre el polvo atmosférico y el clima. La interacción atmósfera-océano como regulador de la productividad oceánica primaria, por ejemplo, en los afloramientos, también merece nuestra atención (cf. Apto. 1.3.3). El análisis de los registros de paleoproduktividad fosilizados en los sedimentos marinos permite inferir las condiciones climáticas del pasado. Como mostraremos más adelante, el estudio de indicadores de productividad oceánica, tanto en la Cuenca del Norte de Canarias como en el Mar de Alborán, constituye una vía valiosísima para profundizar en el conocimiento de los escenarios climáticos que se sucedieron a lo largo de los últimos 250.000 años, en un caso, y en el último estadio glacial, en el otro (cf. capítulo de *Resultados*).

### 1.3.1. La influencia del clima en la generación, el transporte y el depósito de polvo atmosférico

El cambio climático condiciona la generación, el transporte y el depósito de polvo atmosférico mediante diversos mecanismos, como las modificaciones en la extensión y la distribución de las áreas desérticas, la intensidad de los sistemas de vientos o la cantidad de precipitaciones (Figura 10). Por su parte, la influencia del polvo atmosférico en el cambio climático es aún motivo de controversia (Overpeck *et al.*, 1996). Es incierto hasta que punto la cantidad de polvo presente en la atmósfera, y eventualmente acumulado en los sedimentos, es una respuesta o una causa del cambio climático (Harrison *et al.*, 2001).



**Figura 10.-** Interrelaciones entre generación de polvo mineral, clima e impacto antrópico (modificada de Arimoto, 2001).

La idea de que durante los estadios glaciales el aporte de polvo fue mayor, tanto por un incremento en la aridez de las áreas fuente (Ruddiman, 1997), como por una intensificación de la circulación atmosférica (Sarnthein *et al.*, 1981), gozó de amplia aceptación durante años. Actualmente, sabemos que la situación fue bastante más compleja y que el aumento de la carga eólica no fue un fenómeno uniforme ni espacial ni temporalmente (Kohfeld y Harrison, 2001; Rea, 1994).

Por un lado, se ha observado que los registros eólicos varían según escalas temporales diferentes del patrón glacial-interglacial, en relación con por ejemplo, la precesión (deMenocal y Rind, 1993; Moreno *et al.*, 2001) y las variaciones suborbitales (Fuhrer *et al.*, 1999; Mayewski *et al.*, 1994; Taylor *et al.*, 1993; Moreno *et al.*, 2002b). Por otro lado, se ha determinado la gran influencia de los patrones locales tanto en la producción como en el transporte y el depósito de partículas de polvo mineral (Harrison *et al.*, 2001). El margen africano noroccidental constituye un ejemplo claro de la importancia de las influencias locales. Varios estudios llevados a cabo de registros eólicos en dicho margen han mostrado patrones temporales de aporte de polvo muy variables en función de su posición respecto a los vientos dominantes y la distancia al talud continental (Bertrand *et al.*, 1996; Martínez *et al.*, 1999).

Superada la visión simplista tradicional, las observaciones más recientes han servido de estímulo para que la comunidad paleoceanográfica se vuelque en la investigación de los patrones de generación, transporte y depósito de polvo atmosférico. Ello ocurre por medio de dos vías principales: (i) la *recopilación de datos actuales* (Avila y Alarcón, 1999; Clemens, 1998; Rodríguez *et al.*, 2001), revisados en Goudie y Middleton (2001), y (ii) la *modelización de los*

*mecanismos* implicados en el ciclo del polvo mineral (Andersen *et al.*, 1998; D'Almeida, 1986; Ginoux *et al.*, 2001; Joussaume, 1993; Mahowald *et al.*, 1999; Reader *et al.*, 1999; Shao, 2001; Swap *et al.*, 1996).

La observación de los patrones actuales ha permitido evaluar cómo responden las propiedades del polvo eólico a los cambios estacionales, obteniéndose así resultados muy útiles, y sin duda necesarios, para interpretar los registros del pasado (Clemens, 1998; Rea, 1993). Según Clemens (1998) tres son los principios básicos de la interpretación de registros eólicos en sedimentos marinos:

- ?? El flujo de polvo y el tamaño de grano de las partículas son variables independientes ( $r = 0,36$  en Clemens, 1998). Por tanto, un flujo eólico mayor en los sedimentos no significa necesariamente un tamaño mayor de las partículas.
- ?? El flujo eólico está relacionado principalmente con la aridez y la cubierta vegetal del área fuente. Sin embargo, en las regiones hiperáridas, la producción de polvo es menor debido a que la escasa humedad del ambiente no basta para romper los minerales en partículas de tamaño transportable a largas distancias (Pye, 1989; Rea, 1994).
- ?? El tamaño de las partículas eólicas es una función de la energía del agente de transporte y, en consecuencia, está muy relacionado con las presiones atmosféricas y la velocidad de los vientos. La cuantificación de la paleointensidad de los vientos a partir del tamaño de grano ha sido abordada en varios trabajos (Jaenicke y Schütz, 1978; Parkin, 1974; Sarnthein *et al.*, 1981). Esas cuantificaciones son, no obstante, discutibles ya que la relación matemática entre velocidad de vientos y tamaño de partículas no está muy clara (Rea, 1994). En cambio, sí que hay consenso en considerar como eólicas a las partículas con tamaños de más de 6-7  $\mu\text{m}$  (McCave *et al.*, 1995b). Por debajo de este diámetro las partículas tienen un comportamiento cohesivo.

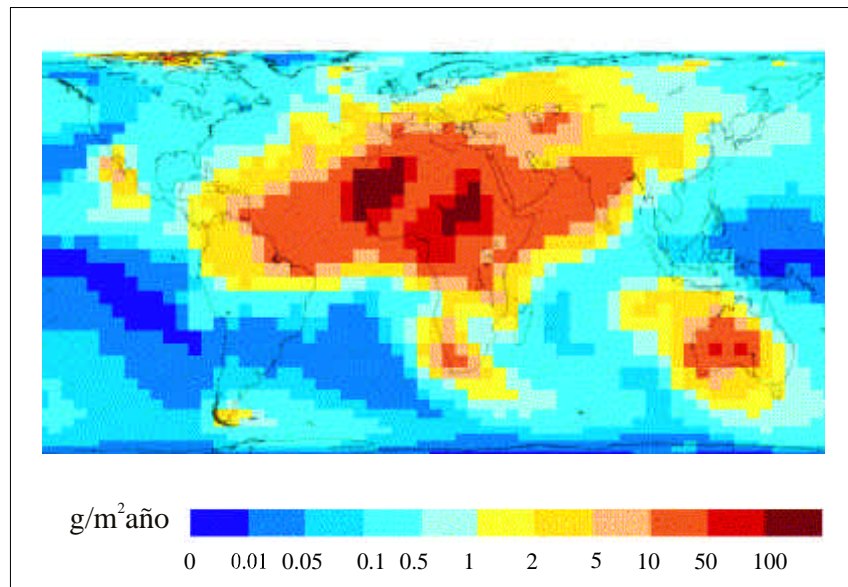
La modelización de los controles del ciclo de polvo mineral ha proporcionado otros tres principios aplicables en la interpretación de los registros del pasado (Harrison *et al.*, 2001):

- ?? La velocidad de cizalla crítica (del inglés, *critical wind shear velocity*,  $u$ ) necesaria para que se produzca deflación depende de factores intrínsecos, como la forma, la densidad y el tamaño de las partículas y de factores extrínsecos, como la capacidad para la formación de agregados, la rugosidad del suelo y otros (Gillette, 1981; Marticorena y Bergametti, 1996; Nickling, 1983). De todos modos, si bien sería necesario considerar todos esos factores en las simulaciones de las áreas fuente y del flujo de polvo, todavía se está lejos de conseguirlo<sup>7</sup> (Harrison *et al.*, 2001).
- ?? El transporte atmosférico de polvo depende, inicialmente, de la velocidad de los vientos que levantan las partículas y, posteriormente, de las condiciones meteorológicas que determinan la inyección de polvo en las capas altas de la troposfera para su transporte a largas distancias (cf. Apto. 2.3.2). Por tanto, en las reconstrucciones paleoclimáticas debe tenerse muy en cuenta el contexto meteorológico local que facilita el transporte de polvo.

<sup>7</sup> Son aún muy escasas las simulaciones globales (Reader, *et al.*, 1999; Mahowald, *et al.*, 1999) que incorporan algunas de las características de la superficie terrestre, como la cantidad y el tipo de vegetación o la humedad del suelo. Por ahora aún después de haberse demostrado la influencia que ejercen en la deflación, no hay ningún modelo global que incluya características locales, como la rugosidad del suelo. En algunas modelizaciones sí se han incluido ya características de las partículas, como su tamaño (Ginoux, *et al.* 2001). No hay, sin embargo, ningún modelo global que incluya la mineralogía de las partículas, a pesar de su importancia en las propiedades radiativas.

?? El depósito del polvo puede ocurrir en seco (sedimentación de las partículas o formación de aglomerados) o en húmedo (incorporación de las partículas a las nubes como núcleos de condensación o en gotas de lluvia durante la precipitación). En las interpretaciones del registro eólico ambos tipos de depósito deben considerarse por su conexión con la variabilidad de las paleoprecipitaciones.

Si bien los modelos del ciclo del polvo mineral son todavía incompletos, sí reproducen a gran escala la variabilidad temporal y espacial observada en imágenes de satélite (Harrison *et al.*, 2001) (Figura 11).



**Figura 11.-** Simulación de la deposición global de polvo en la actualidad según Mahowald *et al.* (1999) (modificada de Harrison *et al.*, 2001).

Llegados a este punto, se hace necesario indagar en la influencia climática de las partículas eólicas con el fin de conocer los mecanismos de retroalimentación del sistema clima/polvo (cf. Figura 10).

### 1.3.2. Influencia de las partículas eólicas en el clima

El polvo procedente de regiones áridas y semi-áridas representa el 50% ( $1.500 \times 10^6$  Tm/año) de la carga total de partículas eólicas que son inyectadas en la atmósfera en la actualidad (Bergametti *et al.*, 1989a). Se ha demostrado que la presencia de polvo en la atmósfera tiene una gran influencia directa e indirecta sobre el clima, mediante mecanismos químicos y físicos (Arimoto, 2001). El papel del polvo atmosférico en el cambio climático actual constituye uno de los ejes de investigación del grupo del IPCC (Houghton *et al.*, 2001).

La capacidad de las partículas eólicas para reflejar y absorber la radiación ultravioleta, la

visible y la infrarroja, modifican las propiedades ópticas y radiativas de la atmósfera. La medida de la influencia de un factor determinado en la alteración del balance de energía del sistema Tierra-atmósfera es conocida como forzaje radiativo (del inglés, *radiative forcing*) (Houghton *et al.*, 2001). Actualmente, se sabe que la influencia ejercida por las partículas eólicas puede ser positiva o negativa y, por tanto, producir calentamiento o enfriamiento (Idso, 1981; Robertson *et al.*, 2001), en función de las propiedades ópticas de las partículas (Sokolik *et al.*, 2001), de su mineralogía (Claquin *et al.*, 1999) y de su distribución en la atmósfera (Hamonou *et al.*, 1999). Según su tamaño, las partículas generan efectos opuestos. Las partículas de tamaño muy pequeño (<1  $\mu$ m) producen enfriamiento, ya que dispersan y devuelven al espacio la radiación solar de onda corta. En partículas algo más grandes la absorción de la radiación de onda larga es mayor que la dispersión favoreciendo así el calentamiento. Este comportamiento contrastado se hace especialmente potente cerca de la superficie terrestre, donde las plumas de polvo mineral enfrían la atmósfera sobre las superficies oscuras, como el océano, y la calientan sobre las brillantes, como los desiertos, debido a los cambios que producen en el albedo (Harrison *et al.*, 2001; Knorr *et al.*, 2001)<sup>8</sup>.

En el último periodo glacial, la mayor concentración de polvo en la atmósfera pudo producir un enfriamiento de entre 1 y 3°C (Harrison *et al.*, 2001). Overpeck *et al.* (1996), en cambio, postulaba un calentamiento debido a la absorción de la radiación por las partículas de polvo. Sin embargo, su simulación no incluye velocidades de vientos ni áreas fuente de polvo, por lo que el resultado final está sesgado. En cualquier caso, es obvio que se deben continuar estudiando las propiedades radiativas de las partículas eólicas para interpretar mejor su papel en el cambio climático actual y pasado.

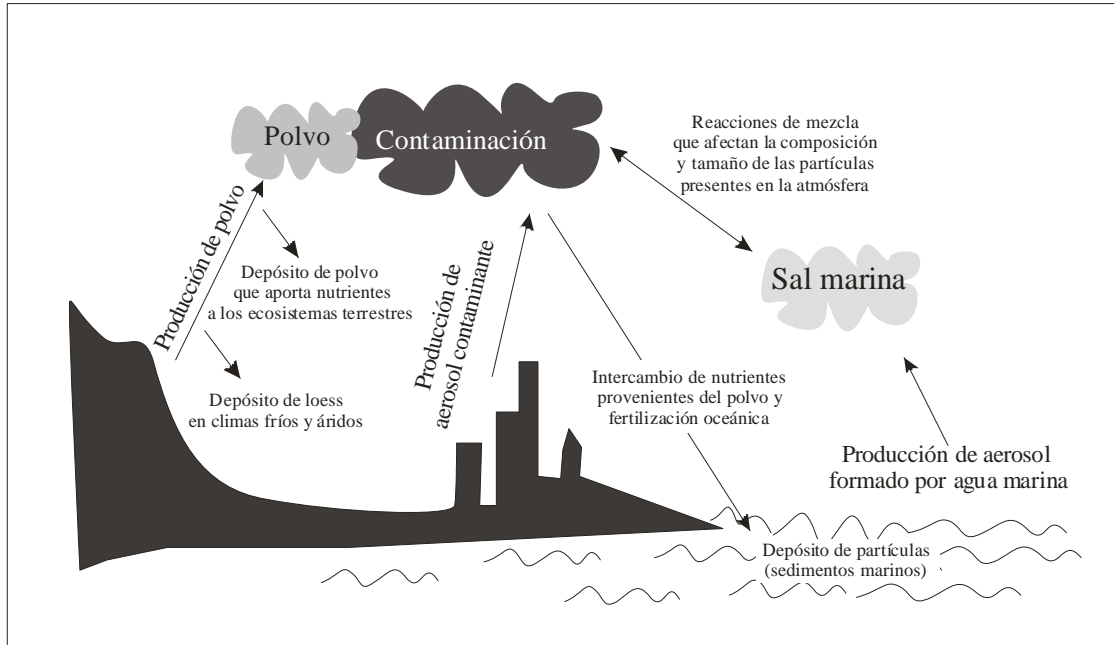
Las partículas eólicas también influyen indirectamente en el cambio climático a través de reacciones químicas con oxidantes y compuestos de nitrógeno y de azufre que tienen lugar en la atmósfera (Figura 12). Se ha demostrado que el polvo mineral puede cambiar la capacidad oxidante de la atmósfera, debido principalmente a su reactividad con oxidantes como el ozono (O<sub>3</sub>) y el radical peróxido (HO<sub>2</sub>) (Arimoto, 2001). De este modo, la concentración de estos oxidantes atmosféricos disminuye, al menos localmente. Esto implica que el polvo mineral puede contribuir a la formación del “agujero” de ozono. El polvo reacciona, además, tanto con compuestos de nitrógeno (NO<sub>2</sub> y HNO<sub>3</sub>) como de azufre (SO<sub>2</sub>), modificando el ciclo de estos elementos (Harrison *et al.*, 2001), la acidez de la atmósfera y el pH de las precipitaciones (Avila y Rodà, 2002; Guerzoni *et al.*, 1997; Lojze-Pilot *et al.*, 1986).

Otro efecto indirecto del polvo mineral sobre la variabilidad climática se transmite a través de las influencias que ejerce en los ciclos biogeoquímicos. Téngase en cuenta que el polvo procedente de los desiertos es fuente de nutrientes, tanto para los ecosistemas terrestres (Avila *et al.*, 1998) como marinos (Duce *et al.*, 1991; Guerzoni *et al.*, 1997; Harrison *et al.*, 2001) (Figura 12). El polvo mineral aporta K<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> a los ecosistemas terrestres e interviene en la formación de suelos (*terra rossa*) (Goudie y Middleton, 2001). La observación de que la entrada

---

<sup>8</sup> Brooks (2000) considera estos procesos al proponer un mecanismo de retroalimentación para explicar la sequía de los últimos 50 años en el Sahel. Este autor considera que el incremento de polvo sobre el Norte de África provoca simultáneamente un calentamiento de la troposfera y un enfriamiento de la superficie. La disminución resultante en el gradiente de temperatura reduce la convección y las precipitaciones. Asimismo, debilita el contraste térmico y de presión atmosférica entre continente y océano, lo cual refuerza la disminución de las precipitaciones. Ambos mecanismos inducen una mayor aridez continental y el consiguiente aumento de polvo en la atmósfera, cerrando así un ciclo que se retroalimenta fácilmente.

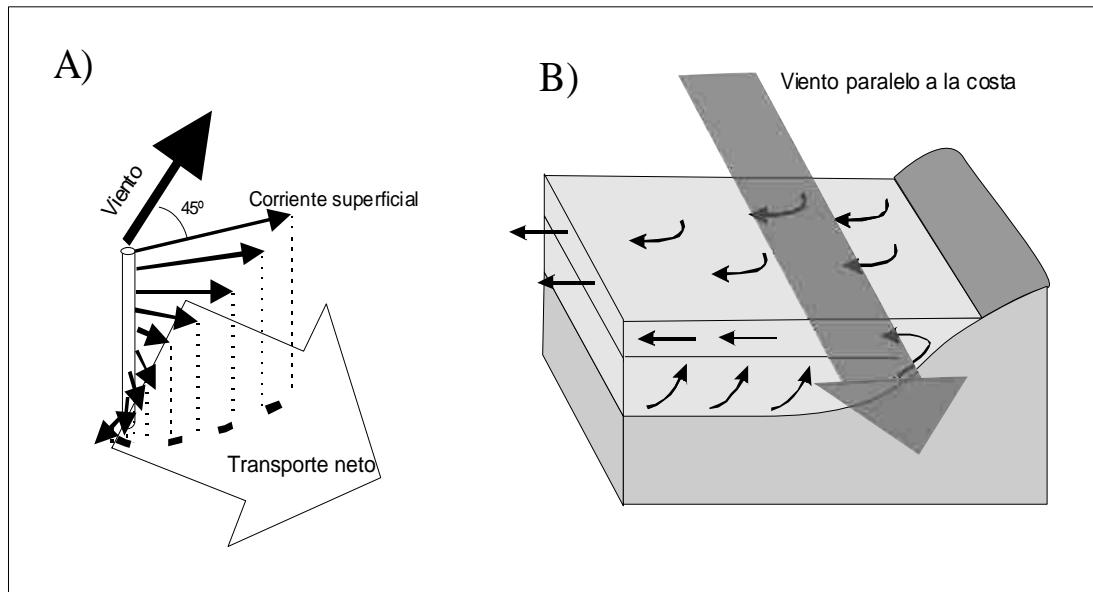
de Fe vía polvo mineral aumenta la productividad oceánica, estimulando la fijación de  $N_2$  por el fitoplancton (Edwards y Sedwick, 2001; Kim y Church, 2001; Martin *et al.*, 1994), sugiere un posible mecanismo para explicar la reducción de  $CO_2$  durante los periodos glaciales. El mayor aporte de polvo al océano en el último periodo glacial pudo conducir a un incremento en la productividad oceánica y a una mayor exportación de carbono hacia el sedimento (Broecker y Henderson, 1998; Falkowski *et al.*, 1998).



**Figura 12.-** Interacciones biogeoquímicas entre partículas minerales y clima (modificado de Arimoto, 2001).

### 1.3.3. Interacción atmósfera-océanos en la variabilidad climática: afloramientos costeros y su influencia en la concentración de $CO_2$

Un proceso de gran importancia en las relaciones atmósfera-océano, y con gran repercusión en el ciclo del carbono y, por tanto, en el clima, son los afloramientos de aguas profundas. Cuando el viento sopla paralelo a la costa, la capa de agua más superficial se mueve desplazándose ligeramente hacia la derecha en el hemisferio norte por el *efecto de Coriolis*. La capa de agua subsuperficial también se desplaza hacia la derecha, y así sucesivamente hasta una profundidad de unos ~100 metros. Este movimiento, conocido como la *espiral de Ekman*, produce un desplazamiento neto mar adentro de la capa de agua superficial, según una dirección que forma un ángulo de  $90^\circ$  respecto al viento dominante. El agua subsuperficial asciende entonces hasta la superficie para compensar el defecto de masa creado (Garrison, 1996) (Figura 13).

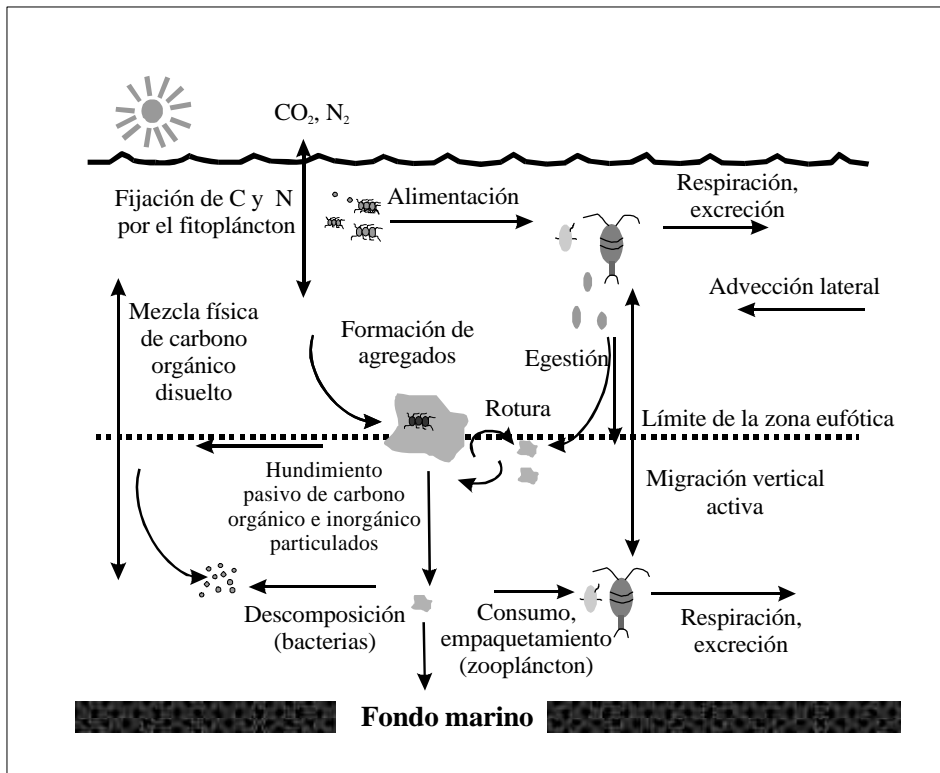


**Figura 13.-** Transporte de Ekman (A) y producción de un afloramiento costero (B)

Los afloramientos constituyen uno de los principales procesos de aporte de nutrientes a la superficie oceánica, junto con la descarga fluvial y el transporte eólico de polvo mineral. Tanto en los afloramientos costeros como en el afloramiento ecuatorial afloran aguas frías intermedias (50-200 metros) enriquecidas en nutrientes y en  $\text{CO}_2$  procedentes, a su vez, de la descomposición progresiva de la materia orgánica decantada desde capas superiores (Freudenthal, 2000; Martínez, 1997). Por tanto, la riqueza en nutrientes de un afloramiento depende de la riqueza en nutrientes de las aguas subsuperficiales y de la productividad superficial a escala regional. Esto hace que el estudio de las zonas de afloramiento sea muy interesante por (1) su relación con la circulación atmosférica, (2) su papel como fuente de nutrientes y aporte de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera y (3) la importancia de la bomba biológica<sup>9</sup> en la fijación del  $\text{CO}_2$  y su transferencia a los sedimentos en forma de materia orgánica y carbonatos (Figura 14).

La investigación de los gradientes de productividad en las zonas de afloramiento sirven para detectar los cambios en la intensidad y/o la dirección de los vientos locales y para cuantificar las fuentes y sumideros de  $\text{CO}_2$ , compartimentos clave en el ciclo del carbono que controla el cambio climático global (cf. Artículos 2 y 4 del capítulo de Resultados).

<sup>9</sup> La bomba biológica (del inglés, *biological pump*) es el proceso por el cual el  $\text{CO}_2$  fijado por fotosíntesis es transferido al interior del océano, donde el carbono queda almacenado temporalmente (Figura 14). El concepto de bomba biológica realza el papel de los organismos marinos, incluyendo el fitopláncton, las bacterias y los organismos depredadores, en el ciclo global del carbono.



**Figura 14.-** Esquema simplificado de la bomba biológica: expresión del papel de los organismos en el ciclo del carbono. En la figura se observan los distintos procesos que tienen lugar desde la fijación de C y N por el fitoplácton hasta su acumulación en los sedimentos marinos. Figura modificada de [http://www.msrb.sunysb.edu/octet/biological\\_pump.html](http://www.msrb.sunysb.edu/octet/biological_pump.html)



#### 1.4. El polvo de origen desértico en los sedimentos marinos: enfoque paleoclimático.

Los orígenes de la Paleooceanografía se remontan al siglo XIX, cuando en las expediciones del *H.M.S. Challenger* se empezaron a estudiar sedimentos marinos como fuente de información paleoambiental. Las investigaciones paleoceanográficas se basan en el uso de indicadores indirectos o *proxies*. Este concepto se refiere a parámetros o variables medibles que ofrecen pistas acerca de la variación de propiedades o procesos del pasado. Fisher y Wefer (1999) presentan un listado muy detallado de los indicadores más usados en paleoceanografía. El presente capítulo está centrado en los principales métodos de estudio de los registros eólicos en Paleooceanografía (cf. Cap. 3 de esta *Introducción* para más detalles sobre los análisis granulométricos y geoquímicos). Conviene indicar, no obstante, que además de los sedimentos marinos, los testigos de hielo y los registros continentales (depósitos tipo *loess*) constituyen importantes fuentes de información acerca de las partículas eólicas (Kohfeld y Harrison, 2001) (cf. Tabla 2).

Como ya se ha apuntado anteriormente (cf. Apto. 1.3.1) el registro de las partículas de origen eólico acumuladas durante milenios en los sedimentos marinos tiene variadas aplicaciones paleoclimáticas, especialmente en lo que respecta a la intensidad del viento y a la aridez continental. Sin embargo, hay varios aspectos a tener en cuenta. Para empezar, la diferenciación entre material hemipelágico y eólico en sedimentos marinos no es sencilla (Rea, 1993). Por este motivo, en Paleooceanografía se evitan las zonas receptoras de aportes fluviales o turbidíticos significativos a los sedimentos ya que aumentan las posibilidades de enmascaramiento de la señal eólica. Las mejores zonas para el estudio de los aportes eólicos son las situadas suficientemente lejos de los márgenes continentales (unos 1.000 km) y en altos topográficos (*seamounts*). Sin embargo, cuando los sedimentos de esas zonas carecen de material datable, como foraminíferos, su interés paleoclimatológico prácticamente desaparece. En otras ocasiones, las tasas de sedimentación son demasiado bajas y el único rango cronológico abordable es el glacial/interglacial. En latitudes altas también pueden aparecer IRD mezclados con el material eólico, aunque en estos casos la distinción entre ambos, a partir de criterios granulométricos y mineralógicos es más sencilla (Lebreiro *et al.*, 1996; Plaza, 2001).

Para aislar el componente eólico de un sedimento, es necesario eliminar tanto el carbonato (con HCl o acético) como la materia orgánica (con H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). En algunos casos, también es conveniente atacar el ópalo (con NaOH) y los óxidos e hidróxidos (con un reductor fuerte). El extracto resultante puede considerarse eólico si cumple las condiciones de localización expuestas anteriormente y sólo entonces puede ser sometido a los análisis granulométricos, geoquímicos, isotópicos y mineralógicos pertinentes. En cualquier caso, teniendo en cuenta que muchos análisis geoquímicos y sedimentológicos se efectúan sobre el sedimento total, es fundamental tener en cuenta los patrones locales para diferenciar la fracción eólica e interpretar los resultados. Un procedimiento muy útil para separar el sedimento en función de su origen es la modelización de las diferentes subpoblaciones que forman las muestras (cf. Apto. 3.1.6).

Las técnicas e indicadores más utilizados actualmente en el estudio de la velocidad de los vientos y las condiciones de aridez/humedad continental del pasado a partir de la identificación y la cuantificación del material eólico acumulado en los sedimentos marinos clasificados por objetivos específicos se indican a continuación.

- ?? Extracción secuencial: si la localización del testigo es idónea (cf. página anterior), el proceso de extracción explicado anteriormente permite obtener una fracción eólica final susceptible de análisis (Rea, 1993).
  
- ?? Granulometría: se considera eólica la fracción no carbonatada mayor de 6-7  $\mu$ m (Parkin y Shackleton, 1973). También son útiles otros parámetros, como la clasificación del sedimento. Por sí sola esta técnica no permite separar con precisión la fracción eólica del resto.
  
- ?? Microscopía electrónica: el estudio de la superficie de las partículas ayuda a identificar la fracción eólica (Kawahata *et al.*, 2000; Pye, 1987). Esta técnica halla su mayor interés en estudios específicos o puntuales, no como método de separación de la fracción eólica. Entre sus ventajas se cuenta el poder realizar un análisis químico elemental de la partícula eólica una vez detectada (Ma *et al.*, 2001).

#### Detección del área fuente.

- ?? Concentración de elementos: directamente, no resuelve cuáles son las áreas fuente del polvo mineral porque, por sí solo, ningún elemento tiene carácter diagnóstico. Sin embargo, las relaciones entre elementos, como el Ti/Al o Fe/Al, sí pueden tener valor diagnóstico y permitir la identificación de áreas fuente concretas (Bergametti *et al.*, 1989a; Chiapello *et al.*, 1997; Coudé-Gaussen *et al.*, 1987).
  
- ?? Mineralogía: hay algunos minerales, sobretudo arcillas y óxidos de hierro, que pueden indicar el área fuente del polvo acumulado en los sedimentos marinos (Avila *et al.*, 1996; Balsam *et al.*, 1995; Kiefert *et al.*, 1996; Molinaroli, 1996). Sin embargo, los estudios citados no incluyen un tratamiento cuantitativo de los resultados analíticos, por lo que las comparaciones entre diversas zonas resultan complejas.
  
- ?? Propiedades magnéticas: la aplicación de esta técnica al estudio de las áreas fuente de polvo mineral está en fase de desarrollo (J. C. Larrasoña, com. pers.). La presencia de minerales magnéticos en el polvo procedente de los desiertos permite su identificación y clasificación por áreas fuente. Tiene la ventaja de que es un método rápido, en el que las mediciones se efectúan sobre muestra continua a lo largo del testigo. La susceptibilidad magnética para detectar simplemente la presencia de partículas eólicas en el sedimento sin diferenciarlas mineralógicamente sí que ha tenido un uso más extendido (Bozzano *et al.*, 2002).
  
- ?? Isótopos del Sr y relación Sm/Nd: actualmente está considerada una de las mejores técnicas de detección de áreas fuente gracias a las bases de datos ya establecidas y al carácter diagnóstico de los isótopos radiogénicos (Grousset *et al.*, 1992a; Grousset *et al.*, 1998). Sin embargo, los análisis son largos y costosos por lo que esta técnica no

se suele emplear sistemáticamente sino en intervalos especialmente interesantes.

- ?? Trayectorias de los vientos: los llamados programas de retro-trayectorias permiten identificar el área fuente de una tormenta de polvo a partir de mapas meteorológicos sinópticos (Avila y Alarcón, 1999; Bucher, 1989; Rodríguez *et al.*, 2001). Aunque no tiene aplicación paleoclimática directa, es muy útil para fijar las propiedades químicas, mineralógicas y sedimentológicas del polvo en función de su área fuente y de la distancia a la misma.
- ?? Medidas hechas con satélites: igual que la técnica anterior, se aplica al estudio de los aportes actuales de polvo del desierto. Ayuda a comprender los mecanismos meteorológicos de transporte de las partículas eólicas, así como sus propiedades, aspectos ambos de interés paleoclimatológico. Los principales sensores que se utilizan son los siguientes: (i) el AVHRR (del inglés, *Advanced Very High Resolution Radiometer*) cuyas imágenes en los canales de radiación visible e infrarroja sirven para reconocer las nubes de polvo mineral (Husar *et al.*, 2001); (ii) el CZCS (del inglés, *Costal Zone Colour Scanner*) cuyas imágenes de la intensidad de la radiación emitida obtenidas encima del océano permiten conocer la distribución de las partículas eólicas (Stegmann y Tindale, 1999); (iii) el TOMS (del inglés, *Thematic Ozone Mapping Spectrometer*) capaz de detectar las partículas eólicas por la radiación ultravioleta que absorben (Alpert y Ganor, 2001); (iv) y el satélite METEOSAT, que proporciona imágenes de tormentas de polvo a escala regional en el canal visible (Bucher, 1989; Dulac *et al.*, 1992; Moulin *et al.*, 1998). En una reciente comparación entre los resultados de estos sensores y datos obtenidos *in situ* se pone de manifiesto la necesidad de establecer redes científicas coordinadas para mejorar el conocimiento de las nubes de polvo y la prevención de los riesgos asociados a las mismas (Husar *et al.*, 2001). El índice IDDI (del inglés, *Infra-red Difference Dust Index*) ilustra los progresos más recientes en la identificación de las áreas fuente del polvo mineral mediante satélites. El IDDI, basado en las medidas de la radiación infrarroja adquiridas por el satélite METEOSAT, permite identificar no sólo las áreas fuente, sino comparar su intensidad (Brooks, 2000; Goudie y Middleton, 2001).

### Velocidad de los vientos

- ?? Granulometría de la fracción eólica: es la técnica más utilizada para estudiar la intensidad de los vientos a partir del registro sedimentario marino. También tiene, sin embargo, varias limitaciones, como las dificultades de separación de las fracciones fluvial y eólica, y de discriminación de la influencia de las corrientes de fondo unidas a las inexactitudes propias de los métodos granulométricos<sup>10</sup>(cf. Cap. 3).

<sup>10</sup> Si bien la mayoría de estudios granulométricos proporcionan el tamaño medio de las partículas, raramente hacen referencia al tamaño máximo, indicador de la intensidad máxima del viento (Goudie y Middleton, 2001). Sí que hay, no obstante, algunas referencias a la presencia de las denominadas “partículas gigantes”. Se trata de partículas eólicas, generalmente halladas en registros próximos a las áreas fuente, que alcanzan tamaños de más de 100  $\mu$ m y cuyos mecanismos de transporte no están claros (Middleton *et al.*, 2001).

Los indicadores reseñados permiten un acercamiento al conocimiento de las condiciones climáticas del pasado a partir de inferencias sobre las características de los vientos y los cambios en las áreas fuente. Sin embargo, las variaciones en el flujo de polvo, así como sus propiedades, pueden estar influenciados por una combinación de factores, a veces difíciles de aislar. En este punto se hace necesario el uso de modelos de predicción de la respuesta de las variables paleoambientales (Kohfeld y Harrison, 2000). En este marco, y a través de extensas bases de datos, las observaciones son, a la vez, *inputs* necesarios para las simulaciones<sup>11</sup>, y elementos de evaluación del funcionamiento de los modelos, principalmente para eventos muy estudiados, como el Último Máximo Glacial o el Holoceno Medio (Kohfeld y Harrison, 2001).

---

<sup>11</sup> DIRTMAP (*Dust indicators and Records from Terrestrial and Marine Paleoenvironments*) es un ejemplo de base de datos creada especialmente para comparar los paleodatos obtenidos en ambiente marino y terrestre con las simulaciones del flujo eólico realizadas para el Último Máximo Glacial y el Holoceno. De esta manera se evalúa la capacidad de las simulaciones para caracterizar el cambio climático y las variaciones de las áreas fuente (Kohfeld y Harrison, 2000).

Tabla 2.- Información paleoclimática proporcionada por los registros eólicos.

Fuente	Indicadores	Información proporcionada	Problemas/Ventajas	Referencias seleccionadas
Testigos de hielo	Acumulación del material eólico y concentración de Ca <sup>2+</sup>	Cambios temporales en la carga de polvo atmosférico	Indicador muy directo. Al provenir de un testigo de hielo no hay errores en la determinación de qué material es eólico	(Mayewski <i>et al.</i> , 1997)
		Cambios en el tamaño e intensidad de la célula polar <sup>12</sup>	Se hace difícil diferenciar entre mayor velocidad del viento y cambios en las áreas fuente.	(Fuhrer <i>et al.</i> , 1999; Taylor <i>et al.</i> , 1993)
	Mineralogía, geoquímica y composición isotópica	Áreas fuente	Buenos indicadores, salvo errores en las determinaciones geoquímicas causadas por la entrada de material proveniente de reacciones que tienen lugar en la atmósfera	(Biscaye <i>et al.</i> , 1997; Grousset <i>et al.</i> , 1992a; Hong <i>et al.</i> , 1996; Svensson <i>et al.</i> , 2000)
	Granulometría	Velocidad del viento	También puede estar influenciada por cambios de depósito seco a húmedo	(Kohfeld y Harrison, 2001)
Testigos marinos	Textura de la superficie de las partículas	Identificación de la fracción eólica	Algo subjetivo. Es conveniente usarlo con otros indicadores	(Moreno <i>et al.</i> , 2002a; Pye, 1987)
	Clasificación del sedimento	Identificación de la fracción eólica	Algo subjetivo. Es conveniente usarlo con otros indicadores	(Lamy <i>et al.</i> , 1998; Moreno <i>et al.</i> , 2002b)
	Mediana de las distribuciones granulométricas	Velocidad del viento	También puede estar influenciada por el tipo de depósito, seco o húmedo. Debe usarse sólo cuando la distancia del testigo al área fuente es constante	(Clemens, 1998; Prins y Weltje, 1999b; Rea, 1993; Ruddiman, 1997; Sarnthein <i>et al.</i> , 1981; Stuut, 2001)
	Mineralogía de arcillas	Áreas fuente	Puede conducir a errores sino se conoce con detalle la distribución de arcillas en el área fuente. Por otro lado, el estudio debe ser cuantitativo y no basarse solamente en la aparición o ausencia de un determinado mineral	(Bout-Roumazeilles <i>et al.</i> , 1997; Caquineau <i>et al.</i> , 1998; Coudé-Gaussen y Rognon, 1993; Lange, 1982; Molinaroli, 1996)
	Composición isotópica	Áreas fuente	Puede generar errores si no se aísla bien la fracción eólica, por ejemplo, cuando hay influencias volcánicas	(Grousset <i>et al.</i> , 1998; Grousset <i>et al.</i> , 1992b)
	Geoquímica (relación de elementos)	Áreas fuente	Aunque los elementos individuales no son diagnósticos de áreas fuente específicas, la relación entre sus proporciones (Ti/Al, Si/Al, Fe/Al) sí pueden ser útiles	(Boyle, 1983; Martínez <i>et al.</i> , 1999; Matthewson <i>et al.</i> , 1995; Moreno <i>et al.</i> , 2001; Schneider <i>et al.</i> , 1997)
Loess	Distribución granulométrica	Velocidad y dirección del viento	Sólo puede usarse cuando se sabe con certeza que el área fuente se ha mantenido constante en el tiempo. Hay que aislar las fuentes locales de polvo y los efectos debidos al retrabajamiento del material y a procesos post-deposicionales	(Chen <i>et al.</i> , 1997; Kohfeld y Harrison, 2001; Porter y Zhisheng, 1995)
	Espesor de la secuencia de loess			
	Mineralogía y composición isotópica	Áreas fuente	Buenos indicadores, siempre que se evite el loess retrabajado.	(Arnold <i>et al.</i> , 1998; Biscaye <i>et al.</i> , 1997)

<sup>12</sup> El tamaño de grano de las partículas eólicas que alcanzan los polos es muy pequeño y no refleja bien los cambios en la intensidad de transporte. De hecho, no hay variación glacial/interglacial. Sin embargo, se ha comprobado una perfecta correlación entre intensidad de transporte y tasa de depósito de material eólico. Este es el motivo por el cual es este indicador el que se utiliza para interpretar los cambios en la intensidad de la célula polar. Éstos coinciden habitualmente con fases de mayor aridez en las áreas fuente (Kohfeld y Harrison, 2001).

## 2. EL MARGEN DEL NOROESTE DE ÁFRICA Y EL MAR DE ALBORÁN: MARCO SEDIMENTOLÓGICO, CIRCULACIÓN OCEÁNICA Y ATMOSFÉRICA

### 2.1. Material de estudio

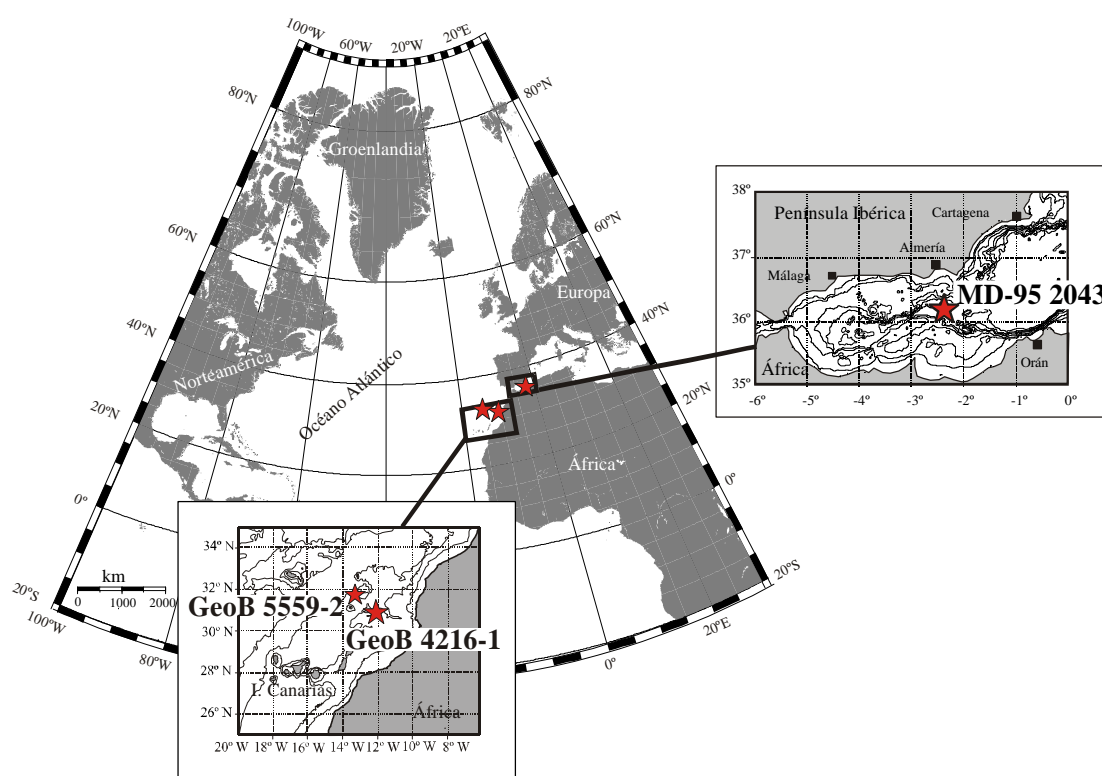
Esta Tesis aborda el estudio paleoceanográfico de una sección latitudinal de la zona subtropical a la mediterránea a través del estudio sedimentológico y geoquímico de tres testigos sedimentarios marinos (Tabla 3 y Figura 15). Por tanto, la zona de estudio se encuentra situada en el límite de influencia de dos grandes sistemas climáticos y bajo la influencia de ambos: el sistema de bajas presiones del Atlántico Norte y el sistema de altas presiones de la zona subtropical. Los dos primeros testigos fueron obtenidos en la Cuenca del Norte de Canarias, en los márgenes del Cañón de Agadir, durante sucesivas campañas del proyecto europeo CANIGO (*Canary Islands Azores and Gibraltar Observations*) a bordo del buque oceanográfico alemán METEOR. El tercer testigo procede de la cuenca oriental del Mar de Alborán y se recuperó en 1995 en una campaña del proyecto IMAGES a bordo del buque francés *Marion Dufresne*.

**Tabla 3.-** Localización de los testigos analizados en esta Tesis.

Testigo	Buque	Campaña	Coordenadas	Profundidad	Longitud	Área
GeoB 5559	<i>METEOR</i>	M 42/4 (1998)	31°38,7'N; 13°11,2'W	3.177 m	5,85 m	Cuenca del Norte de Canarias
GeoB 4216	<i>METEOR</i>	M 37/1 (1996)	30°37,8'N; 12°23,8'W	2.324 m	11,17 m	Cuenca del Norte de Canarias
MD 95-2043	<i>Marion Dufresne</i>	IMAGES MD 95 (1995)	36°8,5'N; 2°37,3'W	1.841 m	34,6 m	Mar de Alborán

Con el testigo GeoB 5559 obtenido en el flanco del *seamount* de Agadir, se pretendía conseguir un registro libre de la influencia de las corrientes turbidíticas y de fondo que posibilitase el estudio del aporte eólico a la cuenca (Figura 15). La proximidad al desierto del Sahara y la dirección de los vientos dominantes hacen de esta zona un lugar ideal para el estudio paleoclimático de registros eólicos (cf. Artículo 1 del capítulo de *Resultados*). El segundo testigo, GeoB 4216, se encuentra más cercano a la costa y, está sujeto, por tanto, a la influencia de uno de los filamentos más conspicuos del afloramiento costero del noroeste de África, el filamento de Cabo Ghir. Esta localización se seleccionó con el fin de poder estudiar las variaciones de la productividad oceánica en el pasado. El registro de productividad obtenido del testigo GeoB 4216 refleja las variaciones en la intensidad del afloramiento costero y del filamento de Cabo Ghir durante los últimos 250.000 años (cf. Artículo 2 del capítulo de *Resultados*). El hecho de disponer de dos testigos de la misma cuenca ha facilitado la comparación de los registros respectivos y la interpretación espacial de algunos procesos en la escala glacial/interglacial. La construcción de los modelos de edad está descrita en Freudenthal *et al.* (2002) y Moreno *et al.* (2001).

El testigo MD 95-2043 fue extraído a 1.840 m de profundidad en la cuenca oriental del Mar de Alborán, al noreste de la cresta de Alborán (Figura 15). El Mar de Alborán es la más occidental de las cuencas mediterráneas y constituye la única conexión de este mar con el océano Atlántico. En los primeros 18 m del testigo MD 95-2043 han sido estudiados recientemente diversos registros: biomarcadores moleculares (Cacho, 2000b), propiedades sedimentológicas (Plaza, 2001) y asociaciones polínicas (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). La tasa de sedimentación media de este testigo, 30 cm/1.000 años, y su gran longitud, 37 metros, lo hacen especialmente útil para estudios paleoceanográficos de alta resolución temporal. En esta Tesis se han investigado las variaciones en la fracción eólica y en la productividad oceánica en el intervalo correspondiente al Estadio Isotópico 3, entre 28.000 y 48.000 años y 1.000-1.600 cm, con un espaciado de muestreo que nos permite alcanzar una resolución próxima a los 100 años. La construcción del modelo de edad está descrita en Cacho *et al.* (1999a).

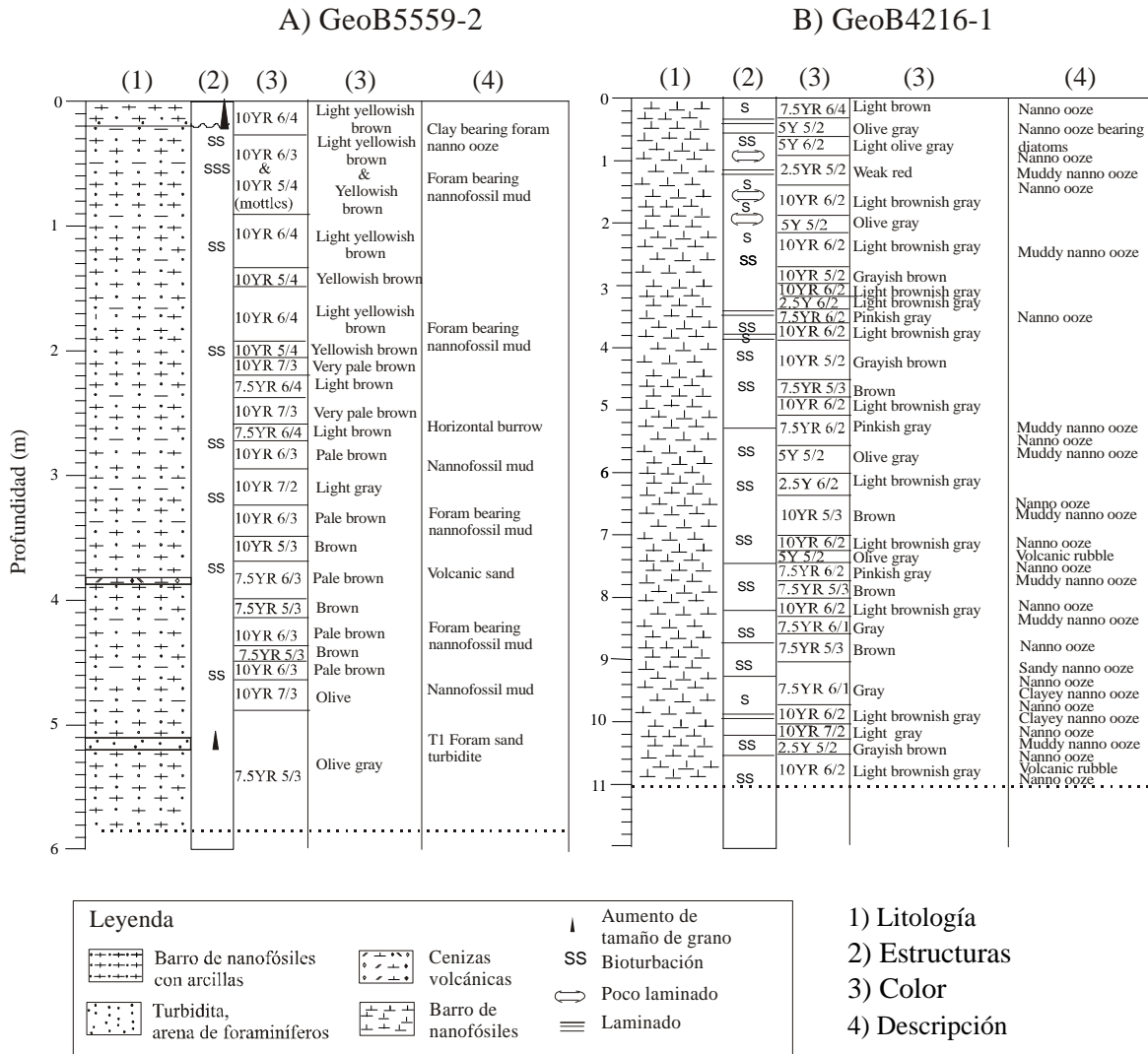


**Figura 15.-** Situación geográfica de los testigos analizados en el marco de la presente Tesis. Los recuadros muestran con mayor detalle la localización de los testigos.

La descripción sedimentológica de los testigos de la Cuenca del Norte de Canarias está ilustrada en forma de logs o columnas en la Figura 16. La descripción de las facies sedimentarias del testigo MD 95-2043 está basada en el trabajo de Plaza (2001) (Tabla 4).

Las conexiones atmosféricas y oceanográficas de las dos zonas de estudio son evidentes. Esta circunstancia permite abordar su estudio climático desde el planteamiento conjunto de varios procesos, entre los que destacan el aporte de polvo del Sahara y el incremento de productividad

ligado al afloramiento. Es, por tanto, pertinente dedicar un capítulo a describir la circulación oceánica y atmosférica actual de las dos zonas.



**Figura 16.-** Descripción sedimentológica de los dos testigos de la Cuenca Norte de Canarias. A) GeoB 5559 y B) GeoB 4216 (Wefer *et al.*, 1997; 1998). Los códigos de color proceden de la tabla elaborada por *The rock-color chart comité*, USA.



**Tabla 4.-** Características de los sedimentos del testigo MD 95-2043 según Plaza (2001).

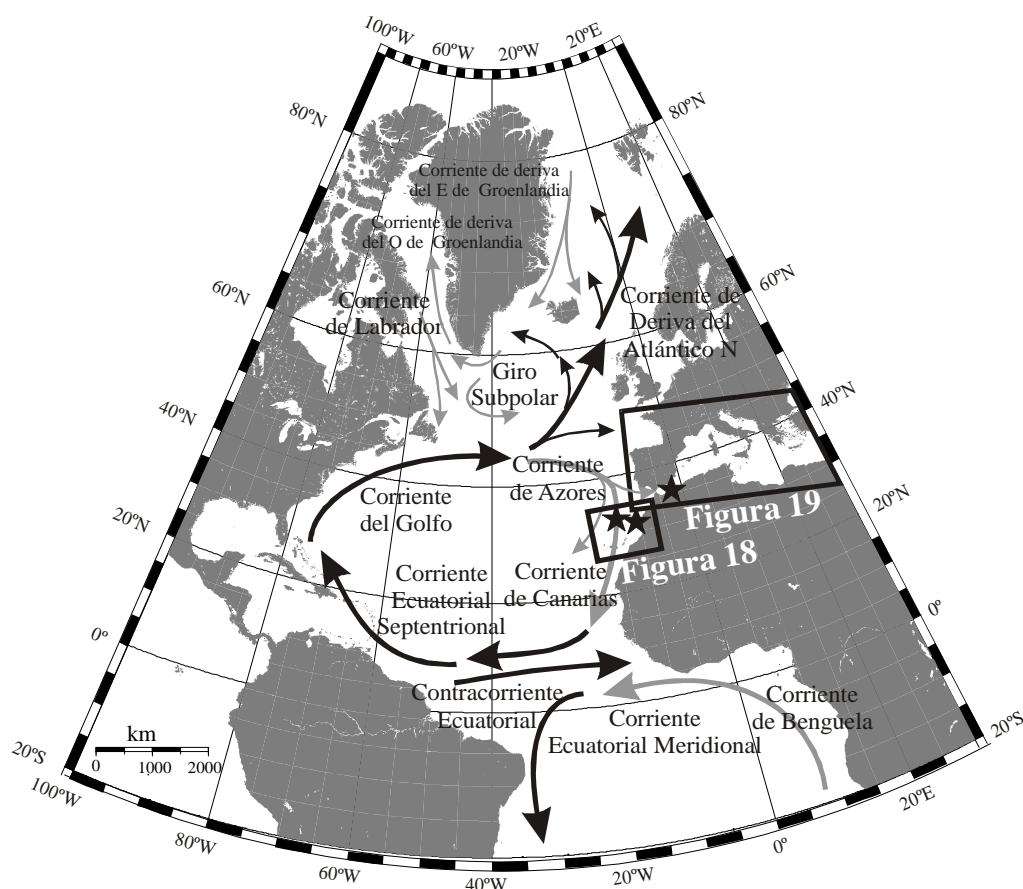
Facies <sup>13</sup> MD 95-2043	Profundidad (cm)	Porosidad (%)	Media del tamaño de grano (?m)	Densidad húmeda (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibilidad magnética (SI)
Fangos hemipelágicos	0-450	63,45	2,45	1,66	29,02
Fangos mixtos	450-1000	63,96	2,6	1,65	13,18
Fangos gravitativos	1000-1700	63,31	2,2	1,66	11,82
Turbiditas (niveles)	- 1001-1011				
	- 1273-1283	51,91	12,5	1,86	14,74
	- 1600-1605				

## 2.2. Circulación oceánica

### 2.2.1. Circulación superficial

A grandes rasgos, la región objeto de estudio está situada en la rama oriental del giro subtropical del Atlántico Norte (en inglés, *Eastern Boundary Current System*). La circulación oceánica superficial en las latitudes altas y subtropicales del océano Atlántico Oriental está dominada por dos ramas principales de la Corriente del Golfo: la Corriente del Atlántico Norte, que se dirige hacia el norte, y la Corriente de Azores, hacia el Sur. La Corriente de Canarias está alimentada por la corriente de Azores y transporta hacia el sur las aguas frías del Atlántico Norte. Se cierra así por el este el giro subtropical (Figura 17). Además, una rama desgajada de la Corriente de Azores entra en el Mar Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar. A esta masa de agua, dentro ya del Mar de Alborán, se la conoce como Agua Atlántica Modificada (MAW) debido a que se va mezclando progresivamente con el Agua Mediterránea Superficial (MSW) de origen mediterráneo (Millot, 1999).

<sup>13</sup> Las facies fueron definidas a partir del análisis de las propiedades físicas y del tamaño de grano. Los intervalos turbidíticos no han sido considerados en la presente Tesis. Para mayor detalle, véase Plaza (2001)



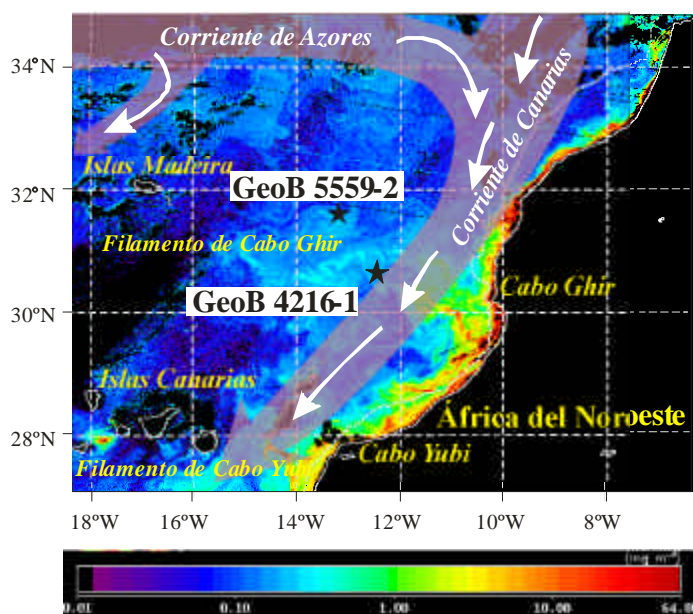
**Figura 17.-** Principales corrientes superficiales del Atlántico Norte (con flechas grises las corrientes frías y negras las cálidas). Los recuadros indican las zonas ampliadas posteriormente en las Figuras 18 y 19. Los testigos estudiados en esta Tesis están marcados con estrellas.

Una característica oceanográfica fundamental de la región de estudio es el afloramiento estacional debido al transporte de Ekman generado por los vientos alisios paralelos a la costa noroccidental de África (Mittelstaedt, 1983)<sup>14</sup>. El estudio detallado de la circulación y la dinámica asociada al Frente de Azores, a la Corriente de Canarias y a los giros anticiclónicos del Mar de Alborán, así como sus variaciones estacionales, constituyeron los objetivos principales del proyecto europeo CANIGO (Parrilla, 1999; Parrilla *et al.*, 1999). Uno de los principales resultados del citado proyecto ha sido la modelización de la variabilidad de meso-escala en la región de estudio (Johnson y Stevens, 2000). De esta manera se ha observado que el afloramiento de la costa noroccidental africana no es lineal ni uniforme. En este marco se han identificado varios filamentos de aguas afloradas, tanto en imágenes de satélite (Davenport *et al.*, 1999; Van Camp *et al.*, 1991) como a partir de mediciones *in situ* de las temperaturas marinas (Hagen *et al.*, 1996). El desarrollo de los filamentos está controlado por la topografía, emergida y sumergida, y la dirección e intensidad de los vientos alisios (Nykjaer y Van Camp, 1994; Stevens y Johnson, 2001). La presencia de promontorios, cañones y crestas submarinos provoca aumentos locales del afloramiento de aguas frías y ricas en nutrientes. Los filamentos constituyen así una zona de

<sup>14</sup> El afloramiento de Málaga en el Mar de Alborán, está controlado por la entrada de aguas atlánticas y los vientos del oeste (*Poniente*) pero no tiene un marcado carácter estacional. El contexto oceanográfico es, por tanto, distinto de la Cuenca del Norte de Canarias.

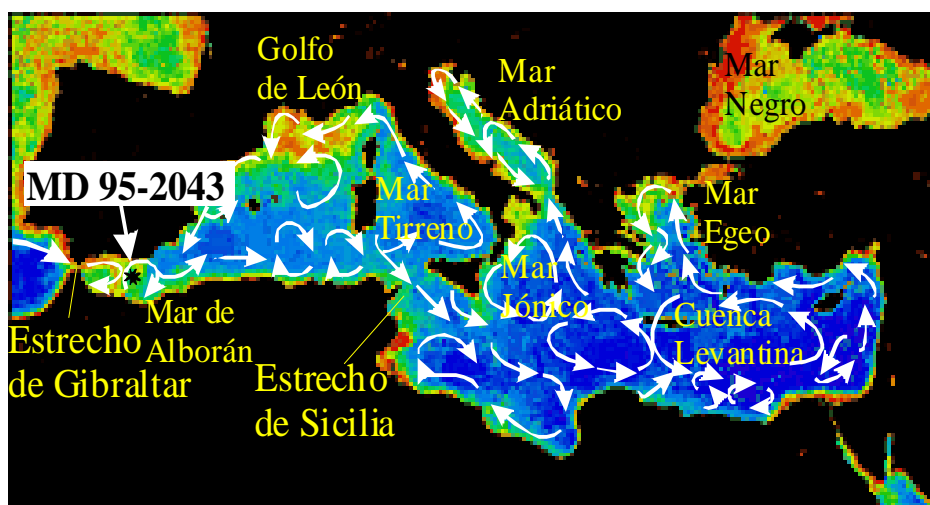
transición entre las aguas costeras eutróficas y las aguas oligotróficas del giro subtropical (Barton *et al.*, 1998).

El filamento de Cabo Ghir, uno de los de mayor extensión del margen africano, influye directamente en la Cuenca Norte de Canarias (Figura 18). En situaciones excepcionales, el filamento llega a extenderse 300 km de distancia de la costa alcanzando los 13°W de longitud (Johnson y Stevens, 2000). El estudio de las variaciones de la productividad oceánica superficial registrada en los testigos GeoB 5559 y GeoB 4216 debe permitir reconstruir los cambios en la intensidad del filamento de *upwelling* de Cabo Ghir en el pasado (cf. Artículo 2 en el capítulo de *Resultados* y Freudenthal *et al.*, 2002).



**Figura 18.-** Concentración de clorofila-a aguas afuera del noroeste de África correspondiente al día 19 de Marzo de 1998. Ilustra un evento extraordinario del filamento de Cabo Ghir. Se indican mediante flechas las principales corrientes superficiales. Imagen procesada por R. Davenport a partir de datos del proyecto SeaWiFS (Distributed Active Archive Center, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA).

El agua atlántica derivada de la Corriente de Azores penetra en el Mar de Alborán en superficie, a través del Estrecho de Gibraltar. El régimen hidrográfico del Mar Mediterráneo es antiestuarino, es decir, el intercambio de aguas a través del Estrecho se produce de modo que el agua mediterránea, más salada, sale en profundidad, mientras que las aguas atlánticas, más ligeras, entran por la superficie. Este intercambio de aguas está controlado por el balance hídrico del Mediterráneo, influido por la cantidad de precipitación y evaporación en la cuenca y por los aportes fluviales que recibe (Béthoux, 1979). Ya en el Mar de Alborán, el agua atlántica describe dos giros anticiclónicos que ocupan, respectivamente, la Cuenca Occidental (*Western Alboran Gyre*, WAG) y la Cuenca Oriental (*Eastern Alboran Gyre*, EAG) (Figura 19). En el límite del giro oriental se desarrolla un frente de densidad conocido como Frente de Almería-Orán. Para más detalles, véase la extensa recopilación bibliográfica de la circulación superficial en Alborán llevada a cabo por Plaza (2001).



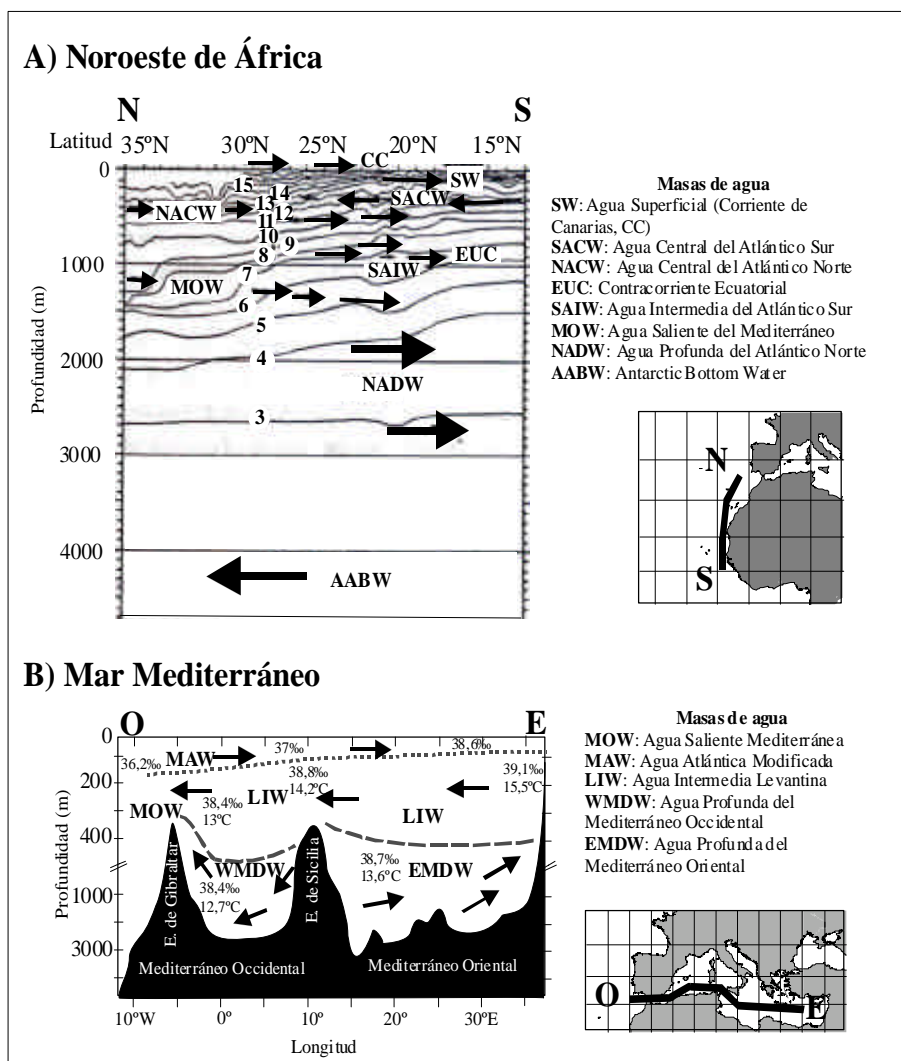
**Figura 19.-** Concentración de clorofila-a en el Mar Mediterráneo correspondiente a la media obtenida de los 31 días del mes de Mayo de 1980. Se indica la circulación superficial dominante (flechas) y la posición del testigo IMAGES MD 95-2043 (estrella). Imagen generada a partir de datos del proyecto SeaWiFS (Distributed Active Archive Center, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA). Se observa el claro contraste entre las aguas oligotróficas del Mediterráneo y los mayores contenidos en clorofila-a del Mar de Alborán o del Golfo del León. Para escala de colores, ver Figura 18.

Aunque la productividad en el Mar Mediterráneo es, en general, muy baja, en el Mar de Alborán alcanza valores elevados en los afloramientos de la periferia norte de los giros anticiclónicos y en el afloramiento costero de Málaga (Fabrés *et al.*, 2002; Garcia-Gorriz y Carr, 1999; Garcia-Gorriz y Carr, 2001; Sarhan *et al.*, 2000). La velocidad del agua atlántica entrante juega un papel muy importante en las variaciones de la productividad en el Mar de Alborán. Otros factores que modifican la productividad primaria en esta región son los aportes de nutrientes por descargas fluviales, la intensidad y la dirección de los vientos y la desestratificación de la columna de agua (Fabrés *et al.*, 2002; Garcia-Gorriz y Carr, 2001). La situación del testigo IMAGES MD 95-2043, influido por la presencia de dichos afloramientos, es idónea para reconstruir las variaciones de productividad ligadas a los cambios climáticos del pasado (cf. Artículo 4 de *Resultados*).

### 2.2.2. Circulación intermedia y profunda

El sistema de circulación oceánica global que transporta calor y salinidad de un océano a otro es conocido con el nombre de *cinta transportadora oceánica* (cf, Apto. 1.2.2). En este transporte intervienen aguas superficiales, intermedias y profundas. En el Atlántico Norte las aguas superficiales, más salinas y más densas que las equivalentes en el Pacífico Norte, se hunden y viajan en profundidad hasta el Pacífico donde vuelven a aflorar (cf. Figura 6). En concreto, el agua profunda del Atlántico Norte se forma en determinados lugares del Mar de Noruega por su especial configuración oceanográfica. Las aguas de la Corriente del Golfo aportan la sal necesaria para que las aguas superficiales aumenten su densidad y se hundan en el Mar de Noruega, donde, tras mezclarse con el Agua Saliente del Mediterráneo (MOW, de sus siglas en inglés, *Mediterranean Outflow Water*), se forma el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW).

La hidrología de la Cuenca del Norte de Canarias ha sido descrita por Fütterer (1983) y Sarnthein *et al.* (1982a) (Figura 20A). Hasta unos 600 m discurre la Corriente de Canarias (CC). Por debajo, se sitúa el Agua Central del Atlántico Norte (NACW), que alimenta el afloramiento del margen del noroeste de África. El desplazamiento de la NACW es compensado por el Agua Intermedia Antártica (AIW), procedente del sur. El Agua Saliente del Mediterráneo (MOW) se encuentra entre 1.000 y 1.500 m y su presencia se detecta hasta los 20°N en el margen africano e incluso en el Caribe (Sarnthein *et al.*, 1982a). En la cuenca de Canarias la NADW se halla entre 1.500 y 4.000 m de profundidad. Por debajo de los 4.000 m aparece el Agua Profunda Antártica (AABW) (Sarnthein *et al.*, 1982a).



**Figura 20.-** Secciones hidrológicas del noroeste africano (A) y del Mar Mediterráneo (B). La situación geográfica de las secciones está indicada en los mapas adjuntos. Las abreviaturas utilizadas se especifican en las leyendas de las masas de agua. Cortes modificados de Sarnthein *et al.* (1982a) y Hopkins (1989).

En el Mar Mediterráneo, y a una escala menor, también se forma agua profunda. Concretamente, en las células convectivas del Mar Adriático, donde se forma el Agua Profunda del Mediterráneo Oriental (EMDW) y en el Golfo de León, donde se forma el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (WMDW). En el Mediterráneo Oriental existe otra célula convectiva

donde se forma Agua Intermedia Levantina (LIW) (Millot, 1999). El funcionamiento de estas células está controlado por los intensos vientos del norte<sup>15</sup> que soplan en invierno sobre el Adriático y el Golfo de León (Korres *et al.*, 2000; Tintoré *et al.*, 1988). En el sistema del Adriático, el agua profunda se forma por la mezcla entre el agua de la somera plataforma continental y la LIW. Los aportes de agua dulce del río Pó juegan un papel muy importante pues implican que se forme una masa de agua superficial que, aunque fría y menos salina, tiene una densidad semejante a la que entra procedente del mar Jónico (Targarona, 1997). De esta manera, las dos aguas de densidades similares pueden mezclarse dando lugar a una masa de agua con mayor densidad. Gracias a los vientos del noreste y a la configuración de la plataforma se forma finalmente el agua profunda del Mediterráneo Oriental. En el Golfo de León, la formación de agua profunda es independiente de cualquier mezcla lateral con aguas intermedias. En esa área, la formación de agua profunda está ligada fundamentalmente al sistema de vientos fríos y secos que provocan una intensa evaporación del agua superficial en invierno, aumentando así su salinidad.

En el mar de Alborán, de donde procede el testigo MD 95-2043, se pueden diferenciar tres masas de agua bien definidas (Figura 20B): la MAW, la LIW y la WMDW. La MAW ocupa los primeros 200 m, por encima de la LIW, que se sitúa entre 200 y 800 m de profundidad. La LIW, formada en el Mediterráneo Oriental, es la fuente principal de la MOW (Pistek *et al.*, 1985). Cerca del fondo se halla la WMDW, formada en el Golfo de León. La WMDW contribuye episódicamente a la MOW (Kinder y Parrilla, 1987). La disposición y la dinámica de las masas de aguas y sus variaciones a lo largo del tiempo influyen en la sedimentación de las partículas a través de la columna de agua, por lo que ambos aspectos deben ser tenidos en cuenta en el estudio del registro sedimentario (Neuer *et al.*, 1997). Por otra parte, las características de las masas de agua en contacto con el fondo condicionan las condiciones diagenéticas de la interfase agua/sedimento y pueden condicionar, por tanto, la preservación de los indicadores paleoambientales.

### 2.3. Circulación atmosférica

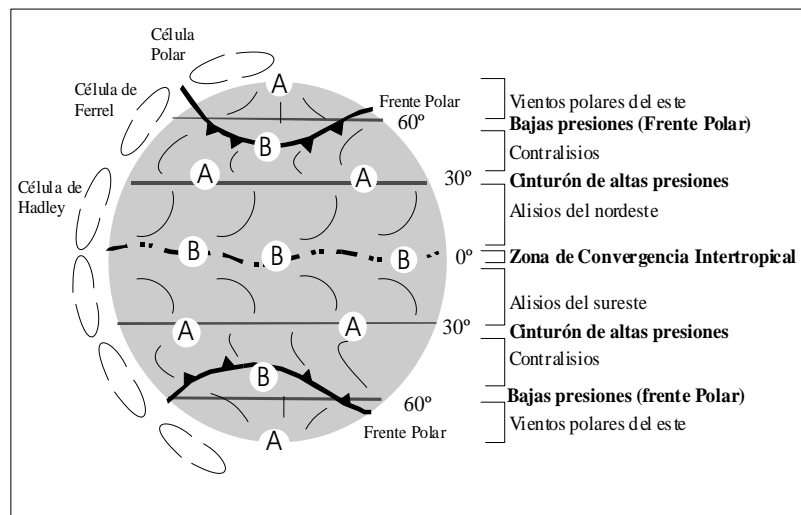
El conocimiento de la circulación atmosférica del área de estudio reviste un gran interés, tanto por constituir una vía de aporte de terrígenos al océano como por su relación con la productividad oceánica superficial. Abordaremos, en primer lugar, de un modo general, la circulación atmosférica, en superficie y altitud, exponiendo a continuación las particularidades del área de estudio.

#### 2.3.1. Circulación general de la atmósfera

Las diferencias latitudinales de insolación y la rotación terrestre, definen un modelo de circulación general de la atmósfera compuesto por tres células convectivas en cada hemisferio (Ahrens, 1993). Se trata de las células de Hadley (sobre los trópicos), de Ferrel (sobre las latitudes templadas), y la polar (en los polos). Estas tres células redistribuyen hacia los polos el “exceso” de calor propio de las regiones ecuatoriales y tropicales. Estos sistemas convectivos resultan en el desarrollo de un cinturón de altas presiones en torno a los 30° y de dos bandas de bajas presiones, en el ecuador y a 60°, siempre en términos de presiones medias anuales. La baja ecuatorial está

<sup>15</sup> Conocidos como *tramontana* y *mistral* en el Golfo de León y como *bora* en el Adriático.

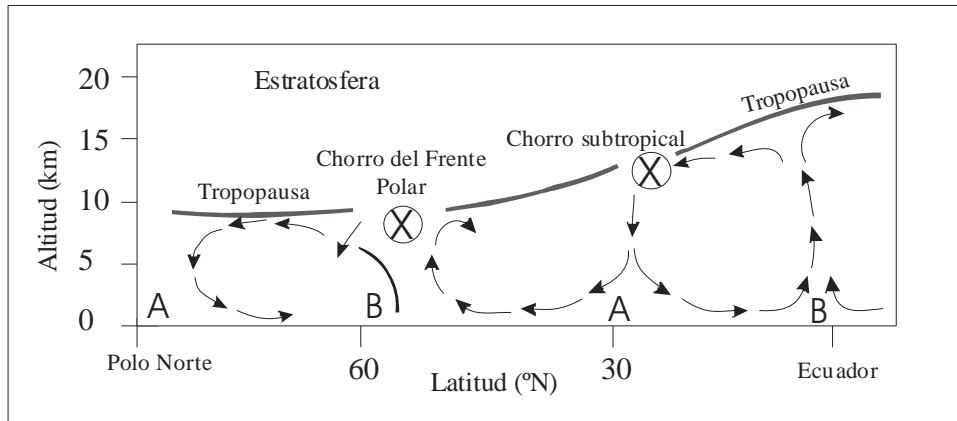
relacionada con la ITCZ, mientras que la baja de 60° obedece a la posición del Frente Polar. Los vientos de superficie que se generan reciben el nombre de alisios (*trade winds*), contralisios o vientos del oeste (*westerlies*), y vientos polares del este (*polar easterlies*) (Figura 21).



**Figura 21.-** Distribución idealizada de los sistemas de presión superficial y vientos asociados en un planeta en rotación y cubierto de agua (modificado de Iriondo, 2000). Se marcan con una A y una B las altas y bajas presiones, respectivamente.

Más allá del modelo, y si bien en el mundo “real” la distribución de presiones está afectada por la presencia de continentes, montañas y casquetes glaciares, hay algunos centros de presión estables. Éstos permanecen en las mismas latitudes durante todo el año y sólo varían ligeramente de posición e intensidad. El Anticiclón de las Azores y las Bajas Presiones de Islandia son ejemplos bien conocidos de centros de presión estables. La posición de estos centros controla el clima de regiones muy extensas, y determinan la dirección de los vientos de superficie y los patrones de precipitación.

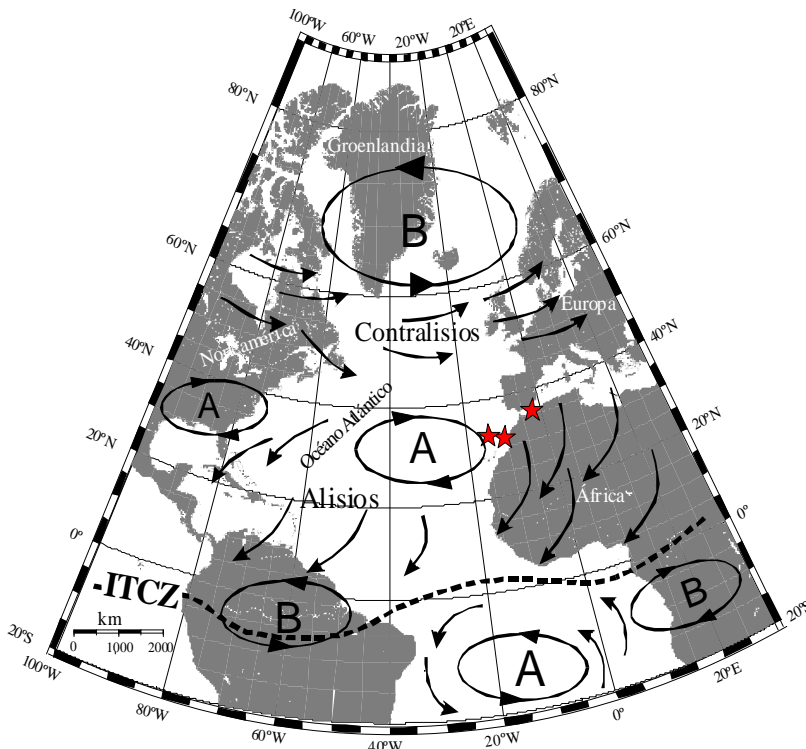
A mayores altitudes, los vientos dominantes tienen su origen en el gradiente horizontal de presión existente entre los polos, con aire frío, y los trópicos, con aire cálido (Buckle, 1996). Dicho gradiente crece con la altitud, alcanzando su máximo cerca de la tropopausa. Sin embargo, debido a la rotación de la Tierra, el aire no se dirige hacia los polos sino hacia el este en todas las latitudes del hemisferio norte, salvo en la zona tropical, donde hay un movimiento de compensación hacia el oeste. La concentración de estos vientos en estrechas bandas cerca de la tropopausa es conocida como corriente en chorro o *jet* (Figura 22). En la zona cercana al ecuador geográfico, encima de las latitudes subtropicales, se forma en verano un chorro dirigido hacia el oeste, en inglés, el *tropical easterly jet*, relacionado con la producción de las ondas del este (del inglés, *easterly waves*), fenómeno que influye en la distribución de precipitaciones en la región ecuatorial y en el aporte de polvo a la región del Caribe (Tetzlaff y Wolter, 1980).



**Figura 22.-** Posición media de las corrientes en chorro polar y subtropical, dentro del modelo de circulación general en invierno. Las dos corrientes en chorro fluirían “hacia la página”, alejándose del lector, es decir, de oeste a este. La posición de las altasy bajas presiones, A y B, respectivamente, está igualmente indicada (modificado de Ahrens, 1993).

2.3.2. Sistema de vientos en el área de estudio

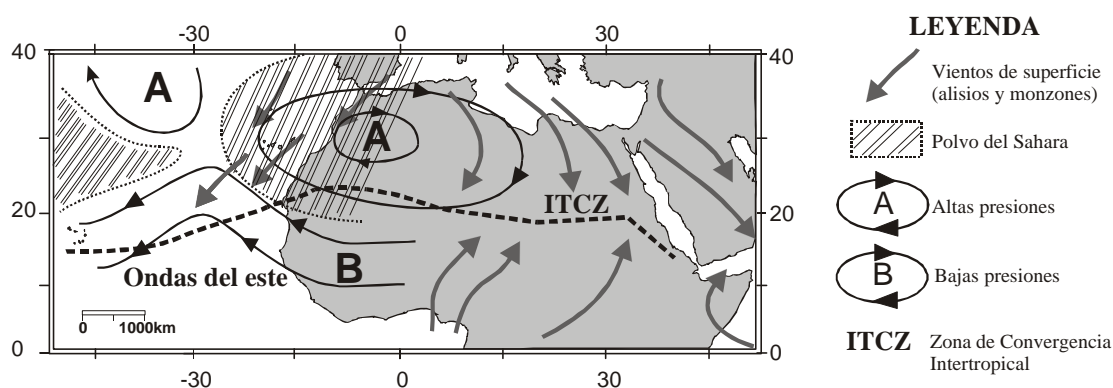
El régimen de vientos del área de estudio está sometido a notables variaciones estacionales debido al desplazamiento de la ITCZ y del Anticiclón de las Azores. Así, en invierno, los alisios son más intensos entre 10° y 25°N, mientras que en verano y otoño se desplazan hacia latitudes más altas. A grandes rasgos, en invierno los contralisios se sitúan sobre el Mediterráneo, y en verano se desvían hacia el norte de Europa (Figura 23).



**Figura 23.-** Esquema de la circulación atmosférica superficial sobre el Atlántico Norte en invierno. Se ha marcado la posición media de las altas (A) y bajas (B) presiones semi-permanentes. Los testigos estudiados están marcados con estrellas.



Además de la circulación atmosférica superficial, responsable parcial del transporte de polvo en zonas cercanas al margen africano y de la formación del afloramiento costero, la circulación atmosférica a mayor altitud, donde se sitúa la llamada Capa de Aire del Sahara (del inglés, *Saharan Air Layer-SAL*) reviste una gran importancia. La SAL ha sido estudiada por muchos autores por su intervención en el transporte de polvo hacia el Océano Atlántico y Europa (Bergametti *et al.*, 1989a; Chiapello *et al.*, 1997). Los aportes eólicos por la intermediación de la SAL alcanzan ocasionalmente el Caribe y Escandinavia. La SAL se sitúa entre 1,5 y 5-7 km sobre el nivel del mar, a mayor altura que la capa de aire monzónico. El aire del Sahara se eleva por encima del aire monzónico más frío y sirve de “almacén” de partículas de polvo movilizadas previamente (Buckle, 1996). Esta estructura atmosférica vertical sobre el Atlántico facilita el transporte de polvo mediante la propagación de las ondas del este desde el margen africano hasta zonas tan alejadas como el Mar Caribe (Prospero, 1996) (Figura 24).



**Figura 24.-** Patrones atmosféricos a alta y baja altitud asociados con una intrusión de la SAL en verano. Este escenario meteorológico facilita el transporte de polvo saheliano y sahariano hacia el Mediterráneo, en su trayectoria en forma de hoz, y hacia el Caribe, en las capas altas de la atmósfera gracias a las ondas del este. Modificado de Sarnthein *et al.* (1981).

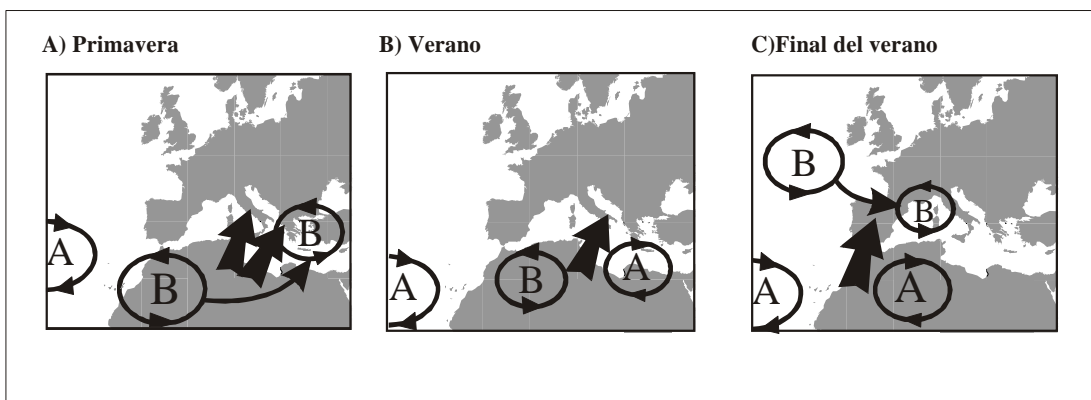
En el Caribe, la frecuencia de las intrusiones de polvo sahariano parece ser mayor en verano, según se desprende de estudios en Barbados y en las Bermudas (Arimoto *et al.*, 1995; Schütz y Jaenicke, 1980). Sin embargo, en las cercanías de la costa norteafricana, de acuerdo con registros en Cabo Verde y Canarias, se detectan altas concentraciones de polvo en invierno (Chiapello *et al.*, 1997; Torres-Pradrón *et al.*, 2002). Este contraste ha sido explicado recurriendo a la alternancia estacional de los vientos dominantes en cada región (Jaenicke y Schütz, 1978). Por tanto, el conocimiento de los patrones locales requiere seguimientos en continuo en los que se diferencien los distintos contextos meteorológicos, los sistemas de vientos implicados, el tipo de depósito (seco o húmedo), y las trayectorias de las masas de aire.

En detalle, el contexto meteorológico que permite el transporte de polvo hacia el Mediterráneo es bastante complejo y está regulado por patrones locales (Moulin *et al.*, 1998). Hay que recordar, además, que en los desiertos la inyección de polvo hacia la atmósfera ocurre durante eventos esporádicos de alta intensidad. Las causas de estas inyecciones no están ligadas solamente a la posición y a la intensidad de las altas y bajas presiones, sino que incluyen una serie de interacciones entre los sistemas de viento y los procesos superficiales caracterizadas por una gran variabilidad espacio-temporal. Por tanto, en este marco, es esencial conocer las propiedades del suelo, la densidad y comportamiento de la cubierta vegetal y los mecanismos de producción

(cf. Apto. 1.3.1).

El estudio detallado mediante retrotrayectorias y mapas de isobaras de las tormentas de polvo que afectan al Mediterráneo permite extraer una serie de patrones atmosféricos asociados a la intensificación del transporte de polvo desde el norte de África (Figura 25). En primer lugar, varios autores han señalado una fuerte relación entre las corrientes en chorro y la ciclogénesis sobre el norte de África, situación que da lugar a intrusiones saharianas principalmente sobre el Mediterráneo Oriental (Özsoy *et al.*, 2001). En invierno y primavera, el Mediterráneo está afectado esporádicamente por dos corrientes en chorro: la polar y la subtropical. La primera se extiende principalmente sobre Europa pero llega a afectar al Mediterráneo, mientras que la segunda se localiza predominantemente sobre el norte de África. Este contexto meteorológico es el que se aduce para explicar las tormentas de polvo sobre el Mediterráneo Oriental en invierno y primavera (Figura 25A) (Moulin *et al.*, 1998; Özsoy *et al.*, 2001).

Los patrones meteorológicos favorables para el transporte de polvo hacia el Mediterráneo Oriental difieren ligeramente para el Mediterráneo Occidental. Según Rodríguez *et al.* (2001), el transporte de polvo hacia la Península Ibérica se produce cuando el anticiclón de las Azores está desplazado hacia el oeste, e intensificado y el africano centrado sobre Argelia. Esta situación es más común en verano, debido al desarrollo de bajas térmicas relativas sobre la Península Ibérica inducidas por el calentamiento diferencial de la superficie terrestre, o a finales del verano, mediante la incursión de depresiones atlánticas (Bergametti *et al.*, 1989b) (Figura 25B y C).

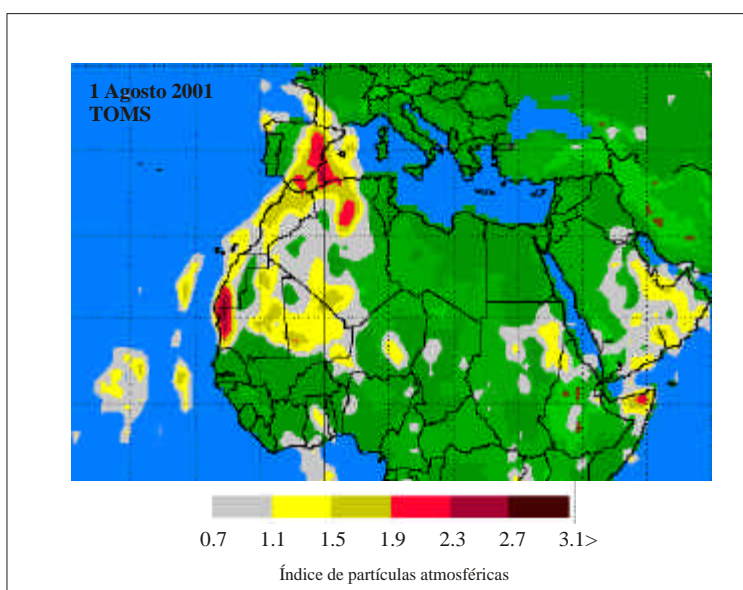


**Figura 25.-** Situaciones meteorológicas favorables al transporte de polvo hacia el Mediterráneo (modificado de Moulin *et al.*, 1998). A) Las bajas presiones relativas del Sahara, causadas por el contraste térmico tierra-mar, se desplazan hacia el este y cruzan el Mediterráneo entre Libia y Egipto. En este contexto predomina el transporte de polvo hacia el Mediterráneo Oriental. B) Las altas presiones generadas sobre Libia bloquean el desplazamiento descrito en el escenario anterior. En esta situación se producen vientos del sur y suroeste que transportan polvo desde el norte de Argelia y pueden afectar al Mediterráneo en su totalidad. C) Las bajas presiones atlánticas avanzan de oeste a este, situándose frecuentemente sobre el mar Catalano-Balear. En este escenario, el transporte de polvo se dirige hacia el Mediterráneo Occidental. En otras ocasiones las bajas presiones sobre la Península Ibérica se generan por el calentamiento típico del verano, dando lugar al mismo resultado que en C.

Estas observaciones están corroboradas por imágenes de satélite durante 11 años (Moulin *et al.*, 1997a) y por datos de lluvias de barro durante 43 años (Martin-Vide and Llasat, 1991). En

ambos casos se ha constatado que el transporte de polvo hacia el Mediterráneo Occidental aumenta en verano. Por otra parte, parece existir una relación directa entre los años con mayor transporte de polvo del Sahara y la fase positiva de la NAO (Moulin *et al.*, 1997a) (cf. Apto. 1.2.3.).

Las fuentes africanas de partículas de polvo hacia el Mediterráneo Occidental serían el Atlas marroquí, la zona centro-occidental del Sahara y, en menor medida, la zona central de Argelia (Avila *et al.*, 1997; Dulac *et al.*, 1992). Un estudio más reciente destaca dos áreas fuente principales: la depresión de Bodélé en el Sahara central, y la región que abarca el este de Mauritania, el oeste de Mali y el sur de Argelia (Goudie y Middleton, 2001). La Figura 26 ilustra una intrusión reciente y muy intensa de polvo sahariano hacia el Mediterráneo Occidental.



**Figura 26.-** Imagen ilustrativa del índice de partículas atmosféricas correspondientes al día 1 de Agosto de 2001. La imagen ha sido obtenida con el satélite TOMS, el primer instrumento capaz de detectar las partículas atmosféricas gracias a su capacidad de absorber la radiación ultravioleta. Imagen obtenida de la página web de la NASA (<http://jwocky.gsfc.nasa.gov>)

Los depósitos de polvo del Sahara también han sido estudiados en el Mediterráneo Oriental (Correggiari *et al.*, 1989; Falkovich *et al.*, 2001; Ganor y Foner, 1996; Issar *et al.*, 1989; Krom *et al.*, 1999), donde la entrada de polvo africano está controlada por la progresión de los ciclones provenientes del Sahara (Alpert y Ganor, 2001). Las áreas fuente están localizadas mayormente en las montañas de Tibesti (Chad) y al norte del Sudán (D'Almeida, 1986).

El transporte de polvo a largas distancias requiere la acumulación previa de material fino y que éste quede expuesto a procesos de resuspensión y transporte. Así, las zonas áridas, como el norte de África devienen áreas fuente preferentes. En concreto, por su meteorología y su carácter endorreico, el Sahara meridional y el Sahel son especialmente relevantes como áreas exportadoras de partículas (Goudie y Middleton, 2001). La erosión que tiene lugar en épocas de lluvia torrencial arrastra gran cantidad de partículas que se acumulan en las cuencas endorreicas donde quedan expuestas a la deflación en épocas secas. En cambio, en las zonas hiperáridas del desierto del Sahara, la disponibilidad de material susceptible de ser transportado por los vientos es menor que en las zonas que reciben precipitación ocasionalmente (Rea, 1994).

En la estación seca, el calentamiento de la superficie del desierto durante el día provoca fuertes turbulencias térmicas verticales que levantan las partículas y las mantienen en suspensión a altitudes de hasta 4.000 m, a veces durante varios días. La alternancia entre esta resuspensión diurna con la estabilidad habitual causada por las inversiones térmicas nocturnas, impide que las partículas sedimenten. Así, la fuente de partículas está asegurada y basta un régimen de vientos favorable para su transporte a largas distancias. Por tanto, el transporte de polvo no sólo está relacionado con una mayor o menor aridez, o con una mayor o menor intensidad de los vientos, sino que también lo está con la alternancia de situaciones meteorológicas contrastadas en el área fuente. Estas alternancias se producen a distintas escalas temporales, diarias, estacionales y probablemente, hiperanuales.

La Tabla 5 resume las diferentes situaciones meteorológicas que favorecen el transporte de polvo tanto hacia el Caribe y el Mediterráneo Oriental, como hacia nuestras áreas de estudio.

Tabla 5.- Cuadro sinóptico.

		Caribe	Margen del noroeste de África (Cuenca del Norte de Canarias)	Mediterráneo Occidental (Mar de Alborán)	Mediterráneo Oriental
Verano	Alisios	No influyen en el transporte a largas distancias. Son importantes entre 20° y 30°N en posiciones cercanas a la costa.	Muy importantes en el transporte estival de polvo norteafricano a la latitud de la Cuenca Norte de Canarias. Producen el afloramiento costero del margen del noroeste de África.	No influyen en el transporte de polvo al Mediterráneo.	No influyen en el transporte de polvo al Mediterráneo.
	Vientos del Sahara <sup>16</sup>	La SAL transporta polvo del Sahara central a gran altitud. El polvo se extiende sobre el Atlántico y alcanza el Mar Caribe, Bermudas y Barbados. Esta capa está relacionada con el chorro del este africano, que determina el transporte hacia el oeste (Sarnthein <i>et al.</i> , 1981).	La SAL alcanza su máximo desarrollo. Sin embargo, debido a su altitud, se ha sugerido que no aportará polvo a la zona costera (Chiapello <i>et al.</i> , 1995).	El transporte hacia el Mediterráneo Occidental crece cuando el Anticiclón de las Azores está desplazado hacia el oeste (Rodríguez <i>et al.</i> , 2001). Además, debido al intenso calentamiento de la superficie, se generan bajas térmicas en la Península Ibérica que también favorecen las intrusiones saharianas. Por tanto, el máximo transporte ocurre en verano (Moulin <i>et al.</i> , 1998).	La ciclogénesis en el Mediterráneo Oriental, como proceso relacionado con las intrusiones de aire sahariano, no es tan habitual en verano como en invierno y primavera (Correggiari, <i>et al.</i> , 1989). El máximo transporte de polvo ocurre a finales de invierno (Moulin <i>et al.</i> , 1998).
Invierno	Alisios	No influyen en el transporte a largas distancias. Son importantes entre 10° y 25°N en posiciones cercanas a la costa.	No son tan importantes en invierno ya que se sitúan más al sur, entre 10° y 25°N.	No influyen en el transporte de polvo al Mediterráneo.	No influyen en el transporte de polvo al Mediterráneo.
	Vientos del Sahara	El transporte de polvo tiene lugar desde latitudes más bajas, como el Sahel y el Sur del Sahara, y alcanza la zona tropical del Atlántico Occidental (Prospero, 1996). Esta situación es debida a las fluctuaciones en la posición de la ITCZ y, por tanto, de todo el sistema de circulación atmosférica tropical.	Se han registrado importantes intrusiones saharianas en las Canarias (Torres-Padrón <i>et al.</i> , 2002), quizás relacionadas con la rama norte de la SAL o con fenómenos más locales.	El transporte de polvo sahariano, aunque menos frecuente, está favorecido por la presencia de depresiones al sur de Portugal. También se han registrado intrusiones inducidas por el Anticiclón Africano (Rodríguez <i>et al.</i> , 2001).	Hay intrusiones de invierno y primavera asociadas a los ciclones "sharav" (Alpert y Ganor, 2001) que proceden de la interacción entre las corrientes en chorro polar y subtropical sobre el norte de África (Özsoy <i>et al.</i> , 2001).

<sup>16</sup> Hablamos de Vientos del Sahara en todas las zonas de un modo genérico porque SAL estrictamente sólo se puede aplicar al margen africano. Hacia el Mediterráneo, aunque el origen pueda ser el mismo, el área fuente e incluso el contexto meteorológico que facilita las intrusiones saharianas varía.

### 3. METODOLOGÍA: ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO Y GEOQUÍMICO DE SEDIMENTOS MARINOS

Para el estudio paleoclimático de los testigos marinos que se han analizado en esta Tesis se han seleccionado dos técnicas diferentes pero complementarias: la determinación del tamaño de grano de la fracción terrígena y la cuantificación de la abundancia en elementos mayores y traza. Con este enfoque se alcanza una detallada caracterización de los sedimentos estudiados, en base a su composición geoquímica y a su granulometría, que permite obtener información valiosa de las condiciones ambientales del pasado.

#### 3.1. Determinación del tamaño de grano

##### 3.1.1. Introducción

La distribución granulométrica de un sedimento proporciona información tanto sobre los procesos responsables de su formación como sobre el ambiente sedimentario en que ésta se produce. Las variaciones en la distribución granulométrica de las muestras de un registro sedimentario marino pueden reflejar una combinación de dos tipos de procesos (Prins, 1999a):

- ?? La mezcla física de dos o más poblaciones de sedimento con diferentes distribuciones granulométricas.
- ?? La selección de las partículas por su tamaño, tanto durante su transporte como su depósito. En consecuencia, cabe esperar que las distribuciones del tamaño de grano cambien con la distancia al área fuente y/o con la capacidad del proceso de transporte.

Desde un punto de vista paleoclimático, ambas informaciones son importantes. Imaginemos un sedimento formado por una población transportada por vía fluvial y otra de carácter eólico. Si conseguimos separar estas dos poblaciones, la información que obtendríamos para cada intervalo de tiempo será indicadora de la aridez/humedad de la zona de estudio según predomine una u otra población (Prins, 1999a). Por otro lado, podríamos intentar relacionar eventuales indicaciones de variaciones en la capacidad del proceso de transporte con alteraciones de la circulación atmosférica, si el medio de transporte fuera eólico, o con modificaciones de las corrientes marinas, si la distribución granulométrica estuviese relacionada con este tipo de transporte (McCave *et al.*, 1995a).

En todo caso, la interpretación paleoclimática basada en datos granulométricos requiere un conocimiento previo del área de estudio. Por este motivo, tales estudios tienden a llevarse a cabo en zonas donde la interferencia entre procesos sedimentarios que no puedan relacionarse con cambios climáticos sea considerada nula o moderada. Se facilita así la labor de aislar procesos de transporte específicos y examinar su evolución temporal. El testigo GeoB 5559-2, estudiado en esta Tesis se obtuvo, por ejemplo, en la ladera de un monte submarino con el fin de conseguir un registro del aporte eólico a la cuenca lo más puro posible, libre de la influencia de las corrientes de fondo.

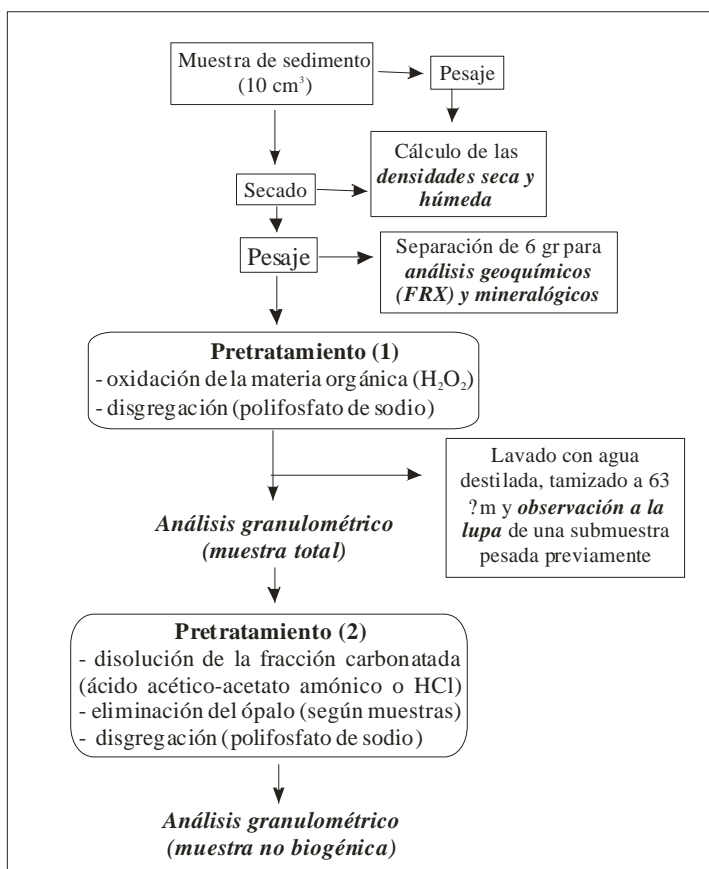
La calidad de las mediciones del tamaño de grano de los sedimentos es de gran importancia cuando lo que se pretende es hacer reconstrucciones paleoclimáticas. El uso de nuevos métodos basados en principios diversos, como el conteo de partículas mediante electroresistencia (eg. Coulter Counter), la fotometría (eg. Hydrophotometer), la atenuación de rayos-X (eg. Sedigraph), la difracción de rayos láser (eg. Malvern Laser Sizer o Coulter LS), y la espectrometría de rayos X de reciente aparición (Asadov *et al.*, 2001), hace necesario evaluar la precisión y exactitud de cada método. Para ello se utilizan estándares sintéticos y naturales y los resultados se comparan con los proporcionados por métodos más tradicionales, como el tubo de sedimentación o el tamizado. Sin embargo, dado que los instrumentos distintos miden propiedades distintas de las partículas que luego relacionan con su tamaño de grano, la comparación entre métodos no es directa (cf. Apto. 3.1.5).

### 3.1.2. Preparación de las muestras y análisis granulométrico

El protocolo de preparación de las muestras previamente para su análisis granulométrico depende del tipo de estudio a realizar y de los parámetros que queramos obtener. Por lo general, en estudios paleoceanográficos suele ser particularmente interesante conocer la distribución granulométrica de la fracción no carbonatada, interpretada como la fracción que proviene de fuera de la cuenca y que es susceptible de indicar cambios en la intensidad del agente de transporte. Sin embargo, esta aproximación se topa con serios problemas en áreas con un alto aporte de carbonatos detríticos. Esto ocurre, por ejemplo, en capas de Eventos de Heinrich que contienen dolomita (Gwiazda *et al.*, 1996) y en sedimentos con partículas de origen eólico ricas en calcita (Guerzoni *et al.*, 1997). La eliminación del carbonato se hace mediante una disolución tampón de ácido acético-acetato amónico (pH = 4) (Figura 27). Si con este ácido no basta, se puede atacar con HCl (1M) para eliminar completamente el carbonato (Prins, 1999a). El HCl debe usarse con precaución si se piensan utilizar las mismas muestras para estudiar los minerales arcillosos, dado que puede provocar cambios en la mineralogía de las arcillas como, por ejemplo, en la clorita (Stuut, 2001).

No obstante, la granulometría de la fracción carbonatada puede ser útil como indicador de paleoproduktividad (McCave *et al.*, 1995b). Eso es así gracias a que la fracción carbonatada menor de 10  $\mu$ m está formada principalmente por cocolitos, placas de calcita que forman el exoesqueleto de un grupo de algas unicelulares, los cocolitofóridos. Para hallar la granulometría del carbonato se realizan los análisis en muestra total y en muestra atacada, y se extrae la distribución por tamaños de partículas que correspondería a la fracción carbonatada.<sup>17</sup> Este tipo de análisis también permite conocer si el carbonato ha estado sometido a la misma dinámica oceánica que el resto de partículas, y si su acumulación ha estado afectada por factores externos como la disolución (Lamy *et al.*, 1998).

<sup>17</sup> Algunos instrumentos que están fabricados con materiales que no se corroen con el HCl permiten el ataque del carbonato durante el análisis granulométrico de la muestra.



**Figura 27.-** Esquema del protocolo seguido para el análisis granulométrico de los sedimentos (modificado de Plaza, 2001).

Los compuestos orgánicos tienden a unirse con otras partículas formando agregados que se sedimentan más rápidamente que las partículas individuales. Si el contenido en materia orgánica de las muestras es superior al 0,5 %, antes de efectuar el análisis, es necesario atacarlas con  $H_2O_2$ <sup>18</sup> para disgregarlas.

La formación de agregados o flóculos también se puede producir durante la manipulación de las muestras en el laboratorio. Las muestras floculadas proporcionan distribuciones granulométricas muy bien clasificadas y con unos tamaños de grano mayores del correspondiente a la muestra original. Por ello, para evitar la floculación se añade polifosfato de sodio a la muestra y se procede a su agitación en solución durante varias horas en una agitadora mecánica. Para cuantificar los efectos de la presencia de materia orgánica en el análisis granulométrico de los sedimentos estudiados, se efectuó un sencillo experimento. Éste consistió en el análisis de tres muestras de sedimento marino limoso natural con el Coulter LS100, con la particularidad que cada una de ellas se preparó de tres modos diferentes: muestra total, muestra sin materia orgánica, y muestra sin materia orgánica ni carbonato. Los resultados se presentan en la Tabla 6.

<sup>18</sup> Beuselinck *et al.* (1998), en una comparación entre muestras cuya materia orgánica ha sido atacada y otras sin atacar, obtienen una correlación muy buena ( $r=0.99$ ). La materia orgánica en las muestras analizadas estaba entre 0,1 y 0,4 %. A partir de estudios como éste, se llega a la conclusión de atacar la materia orgánica cuando ésta se encuentra en proporciones mayores a un 0,5%.

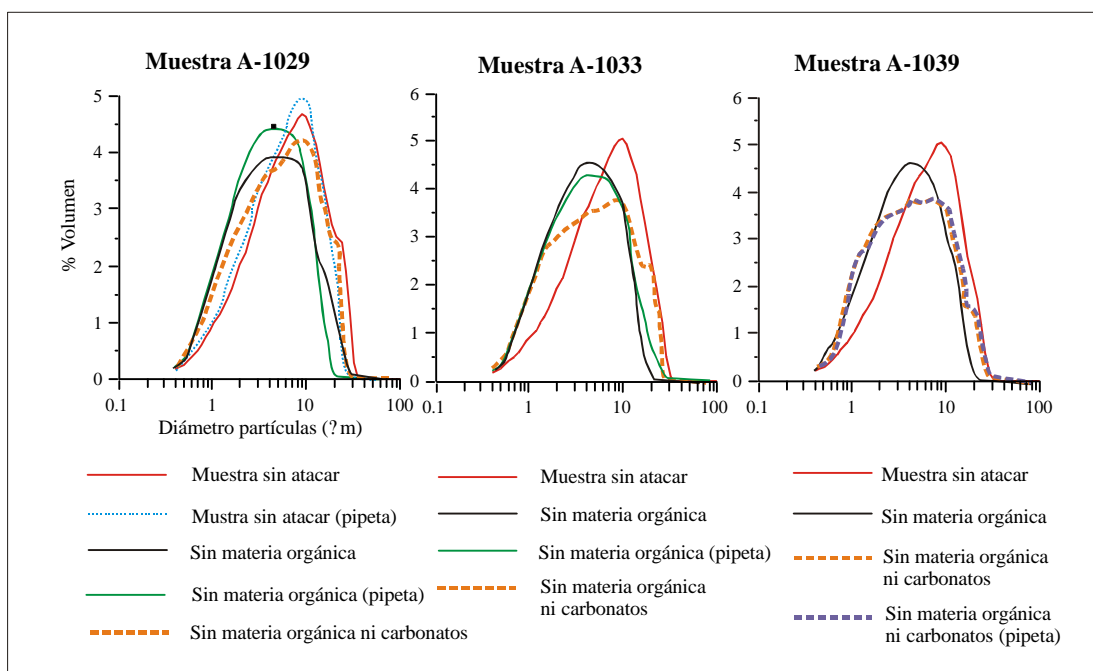


**Tabla 6.-** Comparación de las distribuciones granulométricas obtenidas mediante el Coulter LS100 del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas de la Universidad de Barcelona en tres muestras del testigo MD 95-2043 (Mar de Alborán) sometidas a tres tratamientos distintos: muestra total, con ataque de la materia orgánica, y con ataque de la materia orgánica y el carbonato.

Preparación de las muestras									
Muestra	Sin atacar			Con ataque de la materia orgánica			Con ataque de la materia orgánica y el carbonato		
	A-1029	A-1033	A-1039	A-1029	A-1033	A-1039	A-1029	A-1033	A-1039
Media, $\mu$ m	6,259	6,032	5,649	3,789	3,975	3,736	7,454	8,876	4,013
Mediana, $\mu$ m	6,945	7,151	6,32	4,012	4,167	3,962	5,583	4,773	4,179
Moda, $\mu$ m	9,452	10,52	9,452	4,463	4,463	4,463	8,452	8,404	7,628

La Tabla 6 indica bien a las claras que la preparación de las muestras es fundamental en el estudio granulométrico de sedimentos finos. Afecta tanto a los parámetros granulométricos, como media, mediana y moda, como a las distribuciones. La Figura 28 ilustra cómo las muestras cuya materia orgánica ha sido atacada presentan un tamaño medio de grano menor que las no atacadas. La destrucción de los agregados soldados por la materia orgánica parece la explicación más plausible de la reducción de tamaño observada. Por otro lado, en las muestras cuyo carbonato ha sido atacado disminuye el tamaño medio y aparece una segunda moda a un tamaño de grano mayor, a unas 20  $\mu$ m. Una distribución así en el tipo de muestras sometidas al experimento, puede ser debido a la floculación de las arcillas. Las muestras son de por sí muy ricas en arcillas. El ataque del carbonato hace que las arcillas pasen a ser dominantes y puede facilitar su floculación, obteniéndose así una segunda moda “falsa”. En definitiva, la preparación de las muestras debe ser planificada y ejecutada en función de sus características y de la finalidad pretendida. Una vez definido, el protocolo debe ser aplicado sistemáticamente.

Un paso previo a algunos análisis granulométricos es el tamizado a 63  $\mu$ m al que sigue el análisis de las fracciones limo y arcilla únicamente (McCave *et al.*, 1995b). Se pretende asegurar así que las arenas no interfieran en los resultados granulométricos. No obstante, en analizadores como el Coulter LS100 se usa la muestra total, sin tamizados previos, porque su funcionamiento no se ve alterado por la presencia de partículas gruesas. Es más, uno de los requisitos para el análisis del tamaño de grano es que se considere todo el rango de tamaños para evitar las distorsiones en los cálculos que provocaría la ausencia de partículas pequeñas y/o grandes (Konert y Vandenberghe, 1997).



**Figura 28.-** Comparación de los resultados del análisis granulométrico de las muestras A-1029, A-1033 y A-1039 del testigo MD 95-2043, preparadas en cada caso de tres maneras diferentes. También se incluyen los resultados de los ensayos realizados después de remuestrar con pipeta la muestra homogeneizada. Se suministra así la comparación entre estos resultados y los obtenidos al analizar la muestra entera.

Comentados los pasos previos al análisis granulométrico, se describen a continuación, con mayor detalle, los dos métodos analíticos considerados en nuestro estudio, su funcionamiento, precisión y exactitud. También se comentan las implicaciones de la comparación de resultados de varias muestras y estándares analizados por ambos métodos.

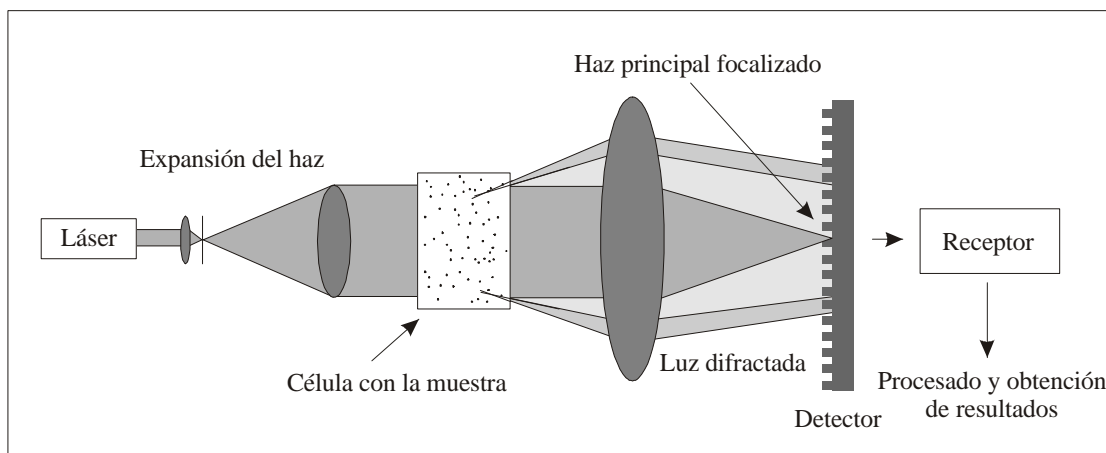
### 3.1.3. Coulter LS 100: principios y funcionamiento

El Coulter LS100 (Figura 29) es un analizador de tamaño de partículas que se basa en la difracción de la luz. Cuanto menor es la partícula, mayor es el ángulo con el que difracta la luz. Esta técnica comenzó a emplearse a finales de la década de 1970 y actualmente su uso es muy frecuente. No obstante, según el fabricante se usan distintos *hardwares* y *softwares*. Las primeras empresas que lo comercializaron fueron Cilas Granulometer, Malvern Particle Sizer y Leeds & Northrup Microtrac. Después se les unieron Fritsch, Coulter y Horiba (McCave y Syvitski, 1991).



**Figura 29.-** Fotografía del Coulter LS100 instalado en el Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas de la Universidad de Barcelona

El Coulter LS100 está formado por una fuente de rayos láser, una lente para expandir el haz de rayos, la celda donde está la muestra en suspensión, las lentes que concentran el haz difractado y el anillo detector, con 126 detectores. La fuente genera un estrecho haz de luz monocromática con una longitud de onda igual a  $0,75 \mu\text{m}$ , que se hace pasar a través de la muestra en solución en agua filtrada. Las partículas en suspensión difractan los rayos lumínicos, los cuales son concentrados por las lentes en el detector (Figura 30).



**Figura 30.-** Esquema de funcionamiento del Coulter LS100 (modificado de McCave *et al.*, 1986).

El detector mide a intervalos de tiempo la distribución angular de la luz difractada, y a partir de ahí obtiene el tamaño de las partículas mediante la aplicación de la teoría de la difracción de Fraunhofer<sup>19</sup>. La distribución al azar de las partículas respecto a la fuente de rayos láser la proporciona un flujo ascendente continuo en la solución. Toda la información llega a un

<sup>19</sup> El *software* utilizado permite seleccionar el modelo óptico más apropiado en cada caso, según el tamaño, la mineralogía y el color de la muestra. Los resultados de un modelo óptico u otro difieren sobre todo cuando el índice de refracción de la muestra y del fluido son muy diferentes y también cuando la capacidad de absorción de la luz por las partículas es alta. En esta Tesis se ha usado el modelo óptico "garnet.omz", que introduce un índice de refracción de 1,8 (imaginario = 0,3), un coeficiente de absorción de 0, y un índice de refracción del agua de 1,33.

ordenador dotado de un *software* específico encargado de calcular los parámetros granulométricos más comunes y de presentar la distribución granulométrica en curvas acumulativas o en histogramas de 73 barras, una por canal analizado. El Coulter LS100 permite medir partículas entre 0,4 y 900  $\mu\text{m}$  (Tabla 7). Por debajo de 0,4  $\mu\text{m}$ , la teoría de difracción de Fraunhofer ya no es aplicable puesto que el diámetro de las partículas es muy próximo a la longitud de onda de la luz empleada (Agrawal *et al.*, 1991)<sup>20</sup>.

**Tabla 7.-** Rangos de tamaño medibles mediante el Coulter LS100

Número de clase	Límite inferior ( $\mu\text{m}$ )	Límite superior ( $\mu\text{m}$ )	Número de clase	Límite inferior ( $\mu\text{m}$ )	Límite superior ( $\mu\text{m}$ )	Número de clase	Límite inferior ( $\mu\text{m}$ )	Límite superior ( $\mu\text{m}$ )
1	0,4	0,445	26	5,241	5,835	51	76,46	85,11
2	0,445	0,496	27	5,835	6,495	52	85,11	94,74
3	0,496	0,552	28	6,495	7,230	53	94,74	105,5
4	0,552	0,552	29	7,230	8,048	54	105,5	117,4
5	0,552	0,614	30	8,048	8,959	55	117,4	130,7
6	0,614	0,684	31	8,959	9,972	56	130,7	145,5
7	0,684	0,761	32	9,972	11,10	57	145,5	161,9
8	0,761	0,847	33	11,10	12,36	58	161,9	180,3
9	0,847	0,943	34	12,36	13,76	59	180,3	200,6
10	0,943	1,050	35	13,76	15,31	60	200,6	223,4
11	1,050	1,168	36	15,31	17,05	61	223,4	248,6
12	1,168	1,301	37	17,05	18,97	62	248,6	276,8
13	1,301	1,448	38	18,97	21,12	63	276,8	308,1
14	1,448	1,612	39	21,12	23,51	64	308,1	342,9
15	1,612	1,794	40	23,51	26,17	65	342,9	381,8
16	1,794	1,997	41	26,17	29,13	66	381,8	425,0
17	1,997	2,223	42	29,13	32,43	67	425,0	473,0
18	2,223	2,475	43	32,43	36,10	68	473,0	526,6
19	2,475	2,755	44	36,10	40,18	69	526,6	586,2
20	2,755	3,067	45	40,18	44,73	70	586,2	652,5
21	3,067	3,414	46	44,73	49,79	71	652,5	726,3
22	3,414	3,800	47	49,79	55,43	72	726,3	808,5
23	3,800	4,230	48	55,43	61,70	73	808,5	900,0
24	4,230	4,709	49	61,70	68,68			
25	4,709	5,241	50	68,68	76,46			

El valor de tamaño de grano del Coulter LS100 es el diámetro equivalente de una esfera que produjese la misma difracción que la partícula. El tamaño de grano de la partícula se da como una función de la sección transversal de la partícula, o diámetro esférico equivalente<sup>21</sup>.

<sup>20</sup> Recientemente, Coulter ha desarrollado un nuevo método basado en la aplicación de luz polarizada a la muestra y en la medición de la intensidad diferencial dispersada por las partículas. La diferencia de intensidad de la luz dispersada a partir de los dos planos de polarización es mucho más sensible a diferencias en el tamaño de las partículas que la intensidad dispersada a partir de un solo plano de polarización, hecho que permite extender el rango de medición hasta 0,04  $\mu\text{m}$ .

<sup>21</sup> Prácticamente todos los métodos (cf. Tabla 13) se basan en este concepto por el que las partículas se asimilan a esferas. Así, cuando una partícula tiene un valor de 2 mm de diámetro esférico equivalente está indicando que se comporta igual que una esfera de 2 mm de diámetro, bien porque sedimenta en el mismo tiempo, bien porque difracta la luz con el mismo ángulo. Si las partículas son irregulares es muy probable que el resultado de su diámetro esférico equivalente medido por dos métodos diferentes no sea comparable.

Las principales ventajas del Coulter LS100 son la rapidez y la buena reproducibilidad de los análisis, la necesidad de realizar un solo análisis para obtener un amplio rango de tamaños, el escaso volumen de muestra requerido, la información detallada del espectro granulométrico que proporciona (73 clases) y la obtención de resultados directamente en formato digital. Instrumentos con una tecnología parecida son el Malvern *Laser-Diffraction Size Analyser* (McCave *et al.*, 1986; Prins, 1999a); el Fritsch *Laser Sizer* (Konert y Vandenberghe, 1997) y el Galai Cis-1 (Molinaroli *et al.*, 2000).

#### 3.1.4. Sedigraph 5100: principios y funcionamiento

El Sedigraph es un instrumento que analiza el tamaño de grano de las partículas a partir del principio de la atenuación de los rayos X. Mide las tasas de sedimentación de las partículas en suspensión en un fluido y presenta automáticamente los resultados en forma de curvas acumulativas del porcentaje de masa mayor de un determinado tamaño (Syvitski *et al.*, 1991). El Sedigraph determina, por tanto, la granulometría de la muestra a partir de la velocidad de caída de sus partículas, según la ley de Stokes ( $D = K (h/t)^{0.5}$ , donde  $D$  es el diámetro esférico equivalente,  $h$  la profundidad de sedimentación,  $t$  el tiempo y  $K$  una constante relacionada con la viscosidad del fluido, la densidad y la gravedad<sup>22</sup>).

La comercialización del Sedigraph, a principios de la década de 1970, revolucionó el campo del análisis granulométrico. El uso de un haz de rayos X para detectar cambios en la concentración de partículas finas en una solución representó una innovación de primer orden. Así, aunque el principio básico era el mismo que en los análisis tradicionales, la técnica era mucho menos destructiva y no alteraba la suspensión. El Sedigraph mide durante un tiempo determinado y a diferentes niveles la concentración de la solución como una función de la transmisión de los rayos X a través de la misma. Los valores de lectura se transforman inmediatamente a tamaños de grano. Para reducir la duración de los análisis, la cápsula que contiene la solución desciende progresivamente respecto a la posición de la fuente de rayos X. El movimiento de la cápsula está sincronizado para indicar el diámetro esférico equivalente correspondiente a cada incremento de tiempo transcurrido y cota.

El rango de tamaños analizable va desde 0,1 a 300  $\mu$ m en el modelo Sedigraph 5100 de la Universidad de Cambridge utilizado en el presente trabajo. Sin embargo, es práctica habitual extraer las arenas antes de los análisis para evitar interferencias en el rango de los tamaños grandes y el bloqueo de los catéteres de entrada y evacuación de agua a la cápsula. Una de las mayores desventajas del Sedigraph es la alta cantidad de muestra que necesita para los análisis. Así, en un análisis estándar se necesitan unos 2 gramos de muestra seca, la cual es dispersada posteriormente en una solución de polifosfato sódico. Entre sus ventajas se cuenta la posibilidad de incrementar la velocidad de los análisis sin pérdida de exactitud, el aislamiento de la muestra ante las fluctuaciones ambientales, como cambios de temperatura u otras, y el procesado de los datos mediante ordenador (Coakley y Syvitski, 1991). Como se ve, algunas de estas ventajas son de naturaleza genérica.

---

<sup>22</sup> Para una mayor información sobre el funcionamiento del Sedigraph 5100, véase la página web de Micromeritics: <http://www.micromeritics.com>

## 3.1.5. Comparación de ambas técnicas: precisión, exactitud y resolución

## Coulter LS100

La calidad de los análisis del Coulter LS100 del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas de la Universidad de Barcelona, fue evaluada en términos de exactitud y reproducibilidad (precisión) mediante análisis de muestras *naturales* (sedimento marino limoso y arenas eólicas), microesferas de vidrio y estándares certificados (microesferas de látex de 30 y 550  $\mu$ m de media nominal). Las mediciones se hicieron tanto en la misma suspensión como en suspensiones distintas de la misma muestra. Los resultados se muestran en las Tablas 8 y 9.

**Tabla 8.-** Determinación de la precisión del Coulter LS100 mediante mediciones en (A) muestras naturales y en (B) microesferas de vidrio.

(A)

Muestras naturales						
	Sedimento marino					Arenas eólicas
	M-120 <sup>1</sup>	M-130 <sup>1</sup>	A-1329 <sup>2</sup>	A-1334 <sup>2</sup>	A-1343 <sup>2</sup>	Duna de Pylat
Medias medidas ( $\mu$ m)	7,44	4,63	8,24	3,316	4,03	347,5 <sup>3</sup>
	6,68	6,86	8,26	3,346	4,05	328,9 <sup>4</sup>
	6,88	6,51	8,26	3,369	4,04	352 <sup>4</sup>
Promedio ( $\mu$ m)	7,00	6,00	8,26	3,34	4,04	342,8
Desviación estándar	0,40	1,20	0,014	0,026	0,01	12,2
Coefficiente de variación (en %)	5,65	19,26	0,17	0,79	0,24	3,5

<sup>1</sup> Muestras del testigo MD 99-2343 del Mar Catalano-Balear. Se presentan los resultados de tres análisis de la misma muestra, previamente homogeneizada y dividida en tres submuestras.

<sup>2</sup> Muestras del testigo MD 95-2043 del Mar de Alborán. Se presentan los resultados de tres análisis de la misma muestra que se mantuvo en el circuito fluido mientras se realizaban las mediciones.

<sup>3</sup> Muestra analizada en la Universidad de Bremen con un Coulter LS200 (H. Kuhlmann, com. pers.).

<sup>4</sup> Esta muestra de arena eólica de la Duna de Pylat, en Burdeos, Francia, es analizada regularmente con el Coulter LS100 en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas con el fin de comprobar su correcto funcionamiento. Aquí se presentan dos valores elegidos aleatoriamente.

(B)

Muestras sintéticas (microesferas de vidrio)					
	A	B	C	D	E
Medias medidas (?m)	34,43	59,73	71,05	187,80	230,20
	34,57	59,68	70,94	187,70	230,30
	34,51	59,64	70,95	187,70	230,10
Promedio (?m)	34,50	59,68	70,98	187,73	230,20
Desviación estándar	0,07	0,05	0,06	0,06	0,10
Coficiente de variación (en %)	0,20	0,08	0,09	0,03	0,04

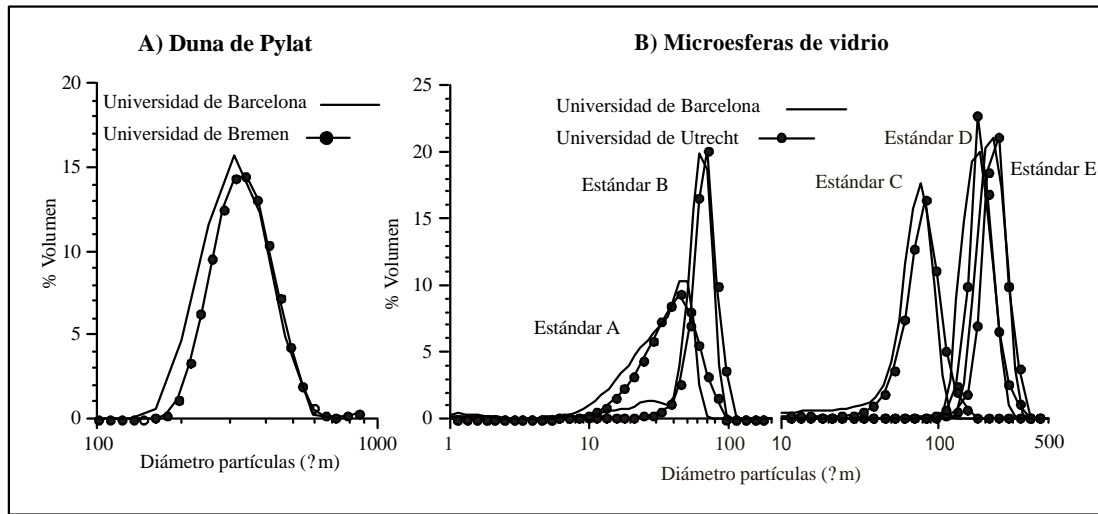
**Tabla 9.-** Determinación de la exactitud del Coulter LS100 mediante mediciones realizadas con estándares de microesferas de látex.

Estándares certificados (microesferas de látex)		
	Estándar 1	Estándar 2
Media nominal (?m)	30	550
Número de medidas	3	3
Media medida $\pm$ ? (??m)	29,91 $\pm$ 0,29	503,4 $\pm$ 0,43
Desviación estándar medida $\pm$ ? (?m)	9,46 $\pm$ 0,13	59,2 $\pm$ 0,73
Desviación (%) entre la media nominal y la medida	0,30	9,32
Porcentaje de variación de la media	0,97	0,09
Porcentaje de variación de la ?	1,37	1,23

La exactitud sólo puede ser evaluada con verdaderos estándares certificados y no con muestras naturales que se pasen repetidas veces<sup>23</sup>. Para los dos estándares analizados se han obtenido resultados exactos, sobretodo en el estándar fino, y muy precisos, en ambos casos (Tabla 9).

Nos hemos preocupado también de calibrar el Coulter utilizado por nosotros con otros instrumentos instalados en otros laboratorios europeos con los mismos principios de funcionamiento. Para ello se han usado las muestras de la Duna du Pylat y microesferas de vidrio (Tabla 8 y Figura 31).

<sup>23</sup> La exactitud también se puede valorar comparando las mediciones obtenidas con el Coulter con las resultantes del análisis óptico de fotografías de las esferas de vidrio obtenidas con un microscopio electrónico de barrido (Stuut, 2001).



**Figura 31.-** Resultado de las mediciones realizadas para establecer la exactitud del Coulter LS100 de la Universidad de Barcelona respecto a instrumentos semejantes en las Universidades de Bremen y Utrecht. (A) Duna de Pylat; (B) Microesferas de vidrio.

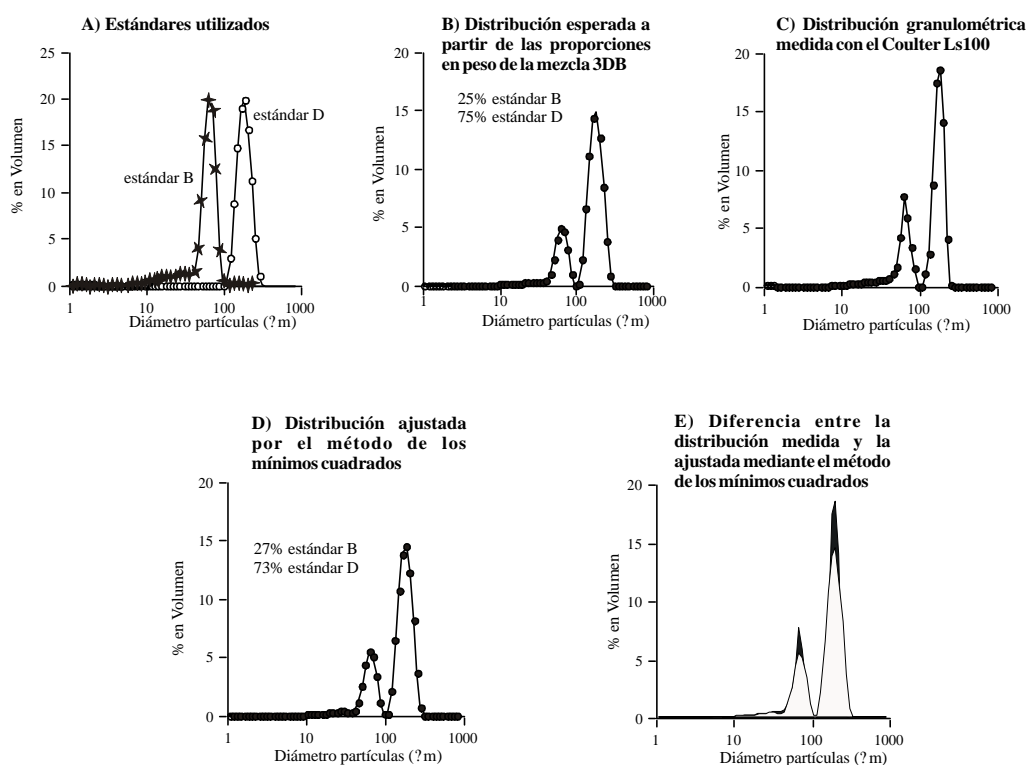
Las principales conclusiones acerca de la precisión y exactitud del Coulter LS100 de la Universidad de Barcelona para el análisis granulométrico de sedimentos marinos limo-arcillosos son las siguientes:

- ?? El Coulter LS100 es un instrumento muy preciso una vez que la muestra ha sido introducida en el circuito fluido. No obstante, dicha precisión está muy influida por la técnica de división de la muestra y por la preparación de la misma, así como por aspectos imputables al propio analizador de tamaños.
- ?? El Coulter LS100 proporciona resultados altamente comparables con los obtenidos por otros instrumentos de difracción de rayos láser, tanto en muestras naturales como en microesferas de vidrio.
- ?? Mediante el Coulter LS100 se obtienen resultados de gran exactitud en muestras artificiales, lo que permite comprobar sin ambigüedad el correcto funcionamiento del analizador para diferentes rangos de tamaño.

Además de la reproducibilidad y la exactitud de las medidas, otro parámetro que permite evaluar la calidad de un análisis granulométrico es la resolución, entendida como la capacidad del Coulter LS100 de detectar distintas subpoblaciones presentes en una muestra. En un estudio realizado en colaboración con la Universidad Libre de Amsterdam y la Universidad de Utrecht, se ha analizado un conjunto de muestras sintéticas con el fin de valorar la resolución de los analizadores por difracción de rayos láser. Las microesferas de vidrio son ideales, por varias poderosas razones, para este tipo de estudios. Así, sus propiedades ópticas son conocidas, su densidad es constante, y tienen forma de esferas casi perfectas. La constancia en la densidad permite pasar los porcentajes en peso a volumen sin errores. La perfección de la forma esférica excluye errores debidos a variaciones morfológicas.



La Figura 32 ilustra el proceso seguido para evaluar la resolución del Coulter LS100. Primero, se han medido individualmente los estándares o esferas de vidrio con el Coulter LS100 (Tabla 10). Posteriormente, se han preparado 50 estándares distintos por mezcla, previa cuidadosa pesada, de los cinco estándares puros. Al realizar la mezcla de los estándares puros se ha tenido en cuenta el porcentaje en peso de cada uno de modo que la obscuración<sup>24</sup> alcanzada en el Coulter LS100 sea siempre la misma ( $10 \pm 1$ ).



**Figura 32.-** Proceso de evaluación de las características de las mezclas granulométricas fabricadas, ilustrada por la muestra 3DB (cf. Tabla 10 y 11). A) Distribución granulométrica de los estándares B (estrellas) y D (puntos blancos) por separado. B) Distribución granulométrica esperada de la mezcla 3DB (25% de B y 75% de D). C) Distribución granulométrica de la muestra 3DB que obtenemos con el Coulter LS100. D) Ajuste mediante el método de los mínimos cuadrados. Se observa que la distribución equivale a un 27% de B y un 73% de D. E) Diferencia, sombreado en negro, entre la distribución medida (C) y la ajustada (D). Nótese que la diferencia es mínima.

La evaluación de la resolución del Coulter LS100 se consigue comparando la distribución granulométrica *esperada*, a partir de los porcentajes en peso de cada estándar en la mezcla (Figura 32A y B), con la distribución granulométrica *medida* (Figura 32C). Se observa que el Coulter LS100 no reproduce totalmente las medidas esperadas. Por esta razón se ha buscado una función, basada en el método de los mínimos cuadrados, que se acerque lo más posible (Figura

<sup>24</sup> La obscuración es un parámetro requerido en los análisis granulométricos con el Coulter LS100. Un valor de obscuración en torno a 10 indica que la cantidad de muestra introducida para su análisis es ya suficiente. Esta cantidad depende del tamaño de grano de las muestras, siendo mayor cuando las partículas son más gruesas.

32D). Así, para cada muestra se ha calculado la relación entre los estándares que mejor se ajusta a la distribución esperada. En otras palabras, se ha buscado la mínima desviación absoluta entre la distribución medida y la calculada por el método de los mínimos cuadrados. La Figura 32E ilustra la diferencia entre la distribución granulométrica medida y la resultante de ajustar la curva con el método de los mínimos cuadrados.

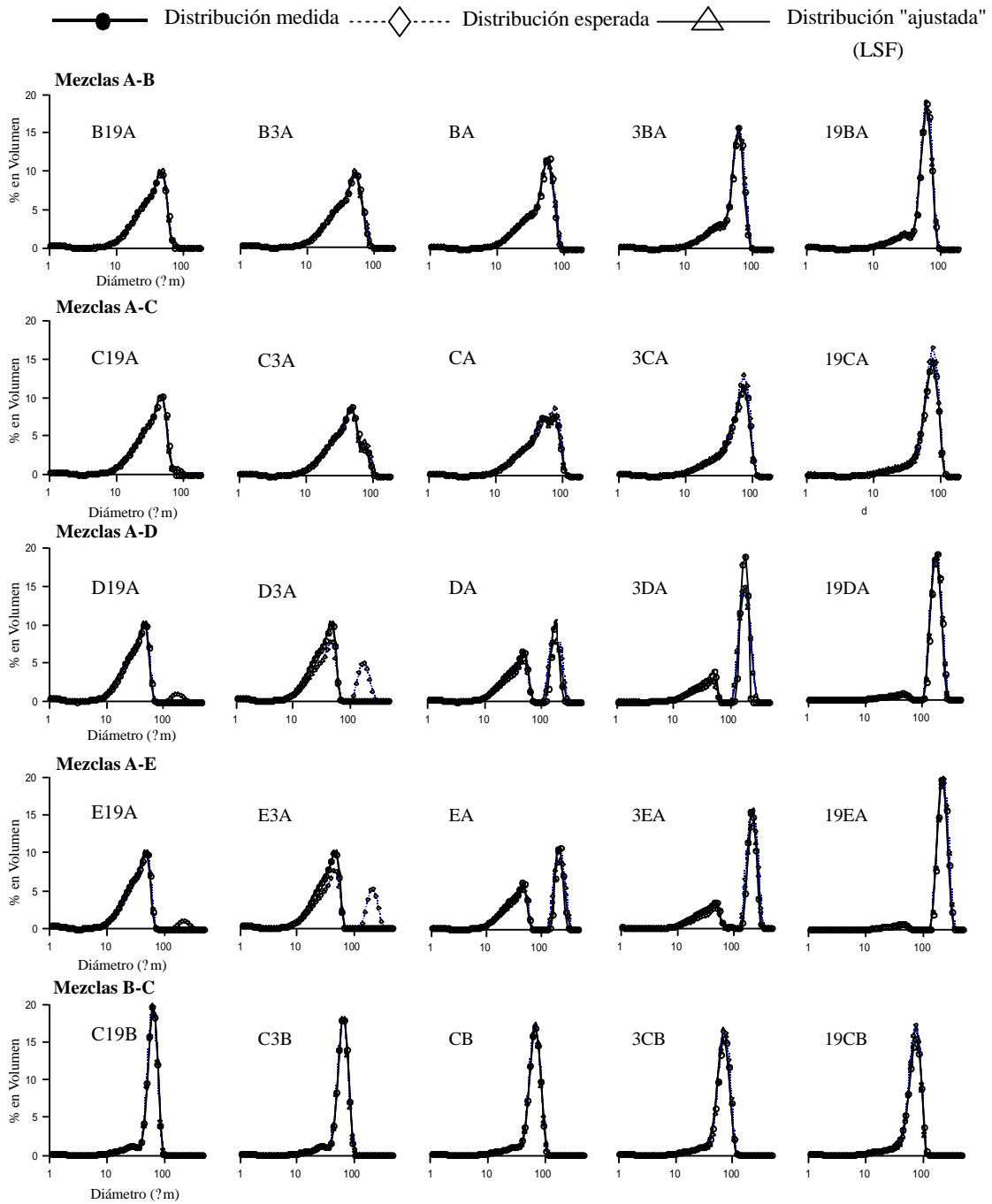
**Tabla 10.-** Distribuciones granulométricas de los estándares A. B. C. D y E (microesferas de vidrio). Los valores de las columnas están expresados en porcentajes en volumen.

Tamaño ( $\mu$ m)	A	B	C	D	E	Tamaño ( $\mu$ m)	A	B	C	D	E
0,400	0,030	0,030	0,030	0,000	0,000	18,970	3,990	0,797	0,537	0,000	0,000
0,445	0,050	0,040	0,040	0,000	0,000	21,120	4,627	0,940	0,557	0,000	0,000
0,496	0,070	0,060	0,060	0,000	0,000	23,510	5,283	1,143	0,603	0,000	0,000
0,552	0,110	0,090	0,080	0,000	0,000	26,170	5,907	1,330	0,690	0,000	0,000
0,614	0,150	0,110	0,100	0,000	0,000	29,130	6,440	1,370	0,803	0,000	0,000
0,684	0,200	0,140	0,120	0,000	0,000	32,430	6,943	1,157	0,930	0,000	0,000
0,761	0,260	0,170	0,150	0,000	0,000	36,100	7,680	0,997	1,107	0,000	0,000
0,847	0,313	0,190	0,170	0,000	0,000	40,180	8,900	1,567	1,483	0,000	0,000
0,943	0,360	0,210	0,190	0,000	0,000	44,730	10,197	4,007	2,360	0,000	0,000
1,050	0,390	0,227	0,197	0,000	0,000	49,790	10,177	9,227	4,200	0,000	0,000
1,168	0,400	0,230	0,197	0,000	0,000	55,430	7,450	15,810	7,333	0,000	0,000
1,301	0,390	0,220	0,190	0,000	0,000	61,700	2,780	19,960	11,550	0,000	0,000
1,448	0,353	0,200	0,177	0,000	0,000	68,680	0,277	18,717	15,647	0,000	0,000
1,612	0,303	0,180	0,157	0,000	0,000	76,460	0,000	12,250	17,533	0,000	0,000
1,794	0,240	0,150	0,130	0,000	0,000	85,110	0,000	3,957	15,603	0,000	0,000
1,997	0,173	0,117	0,103	0,000	0,000	94,740	0,000	0,283	9,940	0,000	0,000
2,223	0,110	0,080	0,080	0,000	0,000	105,500	0,000	0,000	3,147	0,243	0,000
2,475	0,060	0,053	0,050	0,000	0,000	117,400	0,000	0,000	0,223	2,927	0,000
2,755	0,030	0,030	0,030	0,000	0,000	130,700	0,000	0,000	0,000	8,887	0,170
3,067	0,020	0,020	0,020	0,000	0,000	145,500	0,000	0,000	0,000	14,800	2,513
3,414	0,030	0,020	0,020	0,000	0,000	161,900	0,000	0,000	0,000	19,080	8,673
3,800	0,050	0,020	0,020	0,000	0,000	180,300	0,000	0,000	0,000	19,887	15,473
4,230	0,090	0,030	0,030	0,000	0,000	200,600	0,000	0,000	0,000	16,813	20,250
4,709	0,140	0,050	0,040	0,000	0,000	223,400	0,000	0,000	0,000	11,253	20,967
5,241	0,190	0,060	0,060	0,000	0,000	248,600	0,000	0,000	0,000	5,030	17,247
5,835	0,240	0,080	0,080	0,000	0,000	276,800	0,000	0,000	0,000	1,033	10,810
6,495	0,300	0,110	0,110	0,000	0,000	308,100	0,000	0,000	0,000	0,047	3,623
7,230	0,393	0,140	0,147	0,000	0,000	342,900	0,000	0,000	0,000	0,000	0,277
8,048	0,530	0,180	0,190	0,000	0,000	381,800	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8,959	0,720	0,237	0,240	0,000	0,000	425,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
9,972	0,993	0,303	0,300	0,000	0,000	473,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
11,100	1,347	0,380	0,363	0,000	0,000	526,600	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
12,360	1,787	0,463	0,420	0,000	0,000	586,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
13,760	2,290	0,550	0,467	0,000	0,000	652,500	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
15,310	2,830	0,627	0,503	0,000	0,000	726,300	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
17,050	3,397	0,697	0,520	0,000	0,000	808,500	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

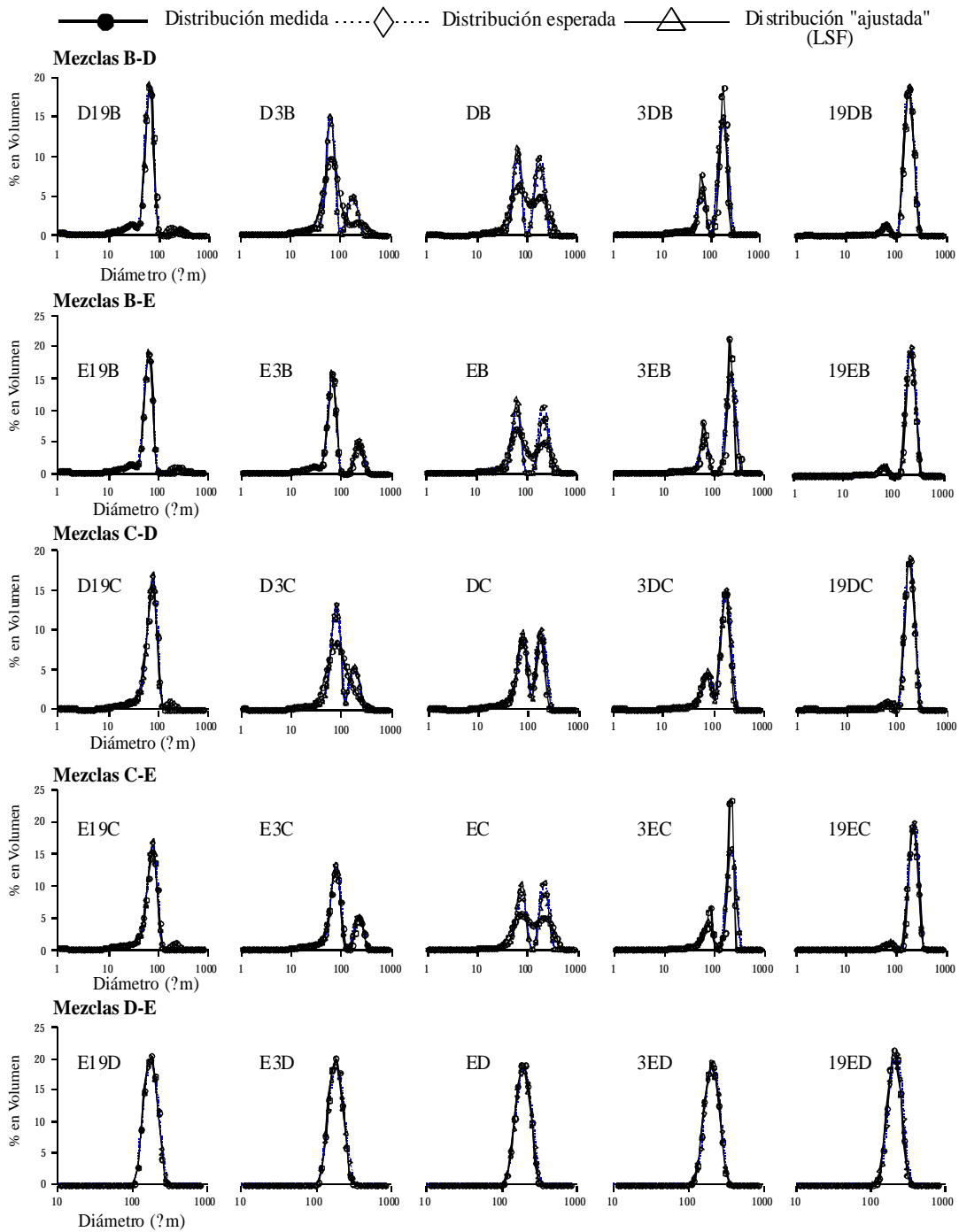
**Tabla 11.-** Coeficientes de mezcla de las mezclas de microesferas de vidrio expresados en porcentaje en volumen de los estándares. Tanto el valor de la distribución en peso como la calculada por el método de los mínimos cuadrados (LSF, de sus siglas en inglés, *least squares fit*) hacen referencia al primer estándar. Así, en A vs. B, ambos valores están referidos a A. Nótese que, a pesar de tener 100 coeficientes de mezcla, sólo son 50 las muestras analizadas mediante la mezcla de los estándares puros, ya que, como ejemplo, la mezcla B19A equivale a la 19AB.

N°	Peso	LSF	N°	Peso	LSF	N°	Peso	LSF			
<b>A vs B</b>			<b>B vs E</b>			<b>D vs C</b>					
1	B19A	0,951	0,949	36	E19B	0,951	0,962	71	C19D	0,950	0,947
2	B3A	0,751	0,771	37	E3B	0,751	0,800	72	C3D	0,750	0,719
3	BA	0,500	0,537	38	EB	0,500	0,590	73	CD	0,500	0,445
4	3BA	0,250	0,297	39	3EB	0,250	0,276	74	3CD	0,251	0,274
5	19BA	0,050	0,095	40	19EB	0,051	0,078	75	19CD	0,050	0,033
<b>A vs C</b>			<b>C vs A</b>			<b>D vs E</b>					
6	C19A	0,947	0,970	41	A19C	0,950	0,862	76	E19D	0,950	0,999
7	C3A	0,747	0,796	42	A3C	0,751	0,664	77	E3D	0,750	0,907
8	CA	0,499	0,566	43	AC	0,501	0,434	78	ED	0,500	0,640
9	3CA	0,249	0,336	44	3AC	0,253	0,204	79	3ED	0,251	0,396
10	19CA	0,050	0,138	45	19AC	0,053	0,030	80	19ED	0,051	0,246
<b>A vs D</b>			<b>C vs B</b>			<b>E vs A</b>					
11	D19A	0,948	0,999	46	B19C	0,950	0,875	81	A19E	0,949	0,932
12	D3A	0,748	0,999	47	B3C	0,750	0,689	82	A3E	0,750	0,664
13	DA	0,500	0,598	48	BC	0,501	0,452	83	AE	0,499	0,433
14	3DA	0,250	0,270	49	3BC	0,251	0,218	84	3AE	0,250	0,001
15	19DA	0,050	0,073	50	19BC	0,051	0,001	85	19AE	0,050	0,001
<b>A vs E</b>			<b>C vs D</b>			<b>E vs B</b>					
16	E19A	0,950	0,999	51	D19C	0,950	0,966	86	B19E	0,949	0,922
17	E3A	0,750	0,999	52	D3C	0,749	0,726	87	B3E	0,750	0,724
18	EA	0,501	0,567	53	DC	0,500	0,555	88	BE	0,500	0,410
19	3EA	0,250	0,336	54	3DC	0,250	0,281	89	3BE	0,249	0,200
20	19EA	0,051	0,068	55	19DC	0,050	0,053	90	19BE	0,049	0,038
<b>B vs A</b>			<b>C vs E</b>			<b>E vs C</b>					
21	A19B	0,950	0,905	56	E19C	0,950	0,967	91	C19E	0,949	0,925
22	A3B	0,750	0,703	57	E3C	0,750	0,763	92	C3E	0,750	0,744
23	AB	0,500	0,463	58	EC	0,500	0,581	93	CE	0,500	0,419
24	3AB	0,249	0,229	59	3EC	0,250	0,256	94	3CE	0,250	0,237
25	19AB	0,049	0,051	60	19EC	0,050	0,075	95	19CE	0,050	0,033
<b>B vs C</b>			<b>D vs A</b>			<b>E vs D</b>					
26	C19B	0,951	0,999	61	A19D	0,950	0,927	96	D19E	0,949	0,754
27	C3B	0,751	0,782	62	A3D	0,751	0,730	97	D3E	0,749	0,604
28	CB	0,499	0,548	63	AD	0,500	0,402	98	DE	0,500	0,360
29	3CB	0,250	0,311	64	3AD	0,252	0,001	99	3DE	0,250	0,093
30	19CB	0,050	0,125	65	19AD	0,052	0,001	100	19DE	0,050	0,001
<b>B vs D</b>			<b>D vs B</b>								
31	D19B	0,950	0,967	66	B19D	0,950	0,932				
32	D3B	0,750	0,755	67	B3D	0,750	0,726				
33	DB	0,500	0,555	68	BD	0,500	0,445				
34	3DB	0,250	0,274	69	3BD	0,250	0,245				
35	19DB	0,050	0,068	70	19BD	0,050	0,033				

En las Figuras 33A y B se presentan todas las distribuciones granulométricas de las mezclas de microesferas de vidrio, comparándose el resultado obtenido con el esperado y con el calculado por el método de los mínimos cuadrados. La aproximación de las distribuciones medidas con el método de los mínimos cuadrados daría lugar a la distribución calculada o distribución LSF. La obtención de resultados similares entre la distribución medida y la esperada en cada muestra indica, por tanto, que el resultado es el correcto.



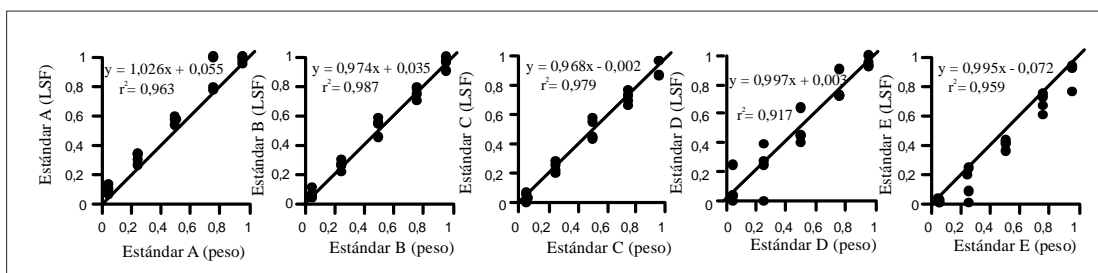
**Figura 33A.-** Mezclas de los estándares de microesferas de vidrio (cf. Tabla 11 para el código de cada muestra). Para cada mezcla se presentan las distribuciones medidas, esperadas y calculadas (LSF).



**Figura 33B.-** Mezclas de los estándares de esferas de vidrio (cf. Tabla 11 para el código de cada muestra). Para cada mezcla se presentan las distribuciones medidas, esperadas y calculadas (LSF).

El análisis de la Figuras 33A y B indica que el Coulter es un instrumento muy útil para separar subpoblaciones en curvas multimodales. Es muy preciso y exacto en tamaños limo grueso y arena fina, como las mezclas AB, AC y BC pero puede resultar insuficiente para el estudio de mezclas con un bajo porcentaje del estándar más grueso, si éste es tamaño arena gruesa, como las

mezclas D3A y E3A. En estas dos muestras, la fracción del estándar grueso, entre un 5 y un 25% no es detectada por el Coulter LS100, ni tampoco se llega a ajustar con el método LSF. Para el resto de las mezclas, cuando el porcentaje de arena gruesa es mayor, la distribución medida o bien se acerca a la esperada o, como en el caso de las mezclas DB, EB o D3C, se ajusta perfectamente en el método LSF. En la Figura 34 se comparan las proporciones conocidas de las mezclas pesadas con las proporciones aproximadas en la distribución LSF. De este modo se sabe si la corrección que se necesita hacer es mayor para los estándares finos o para los gruesos.



**Figura 34.-** Diagramas de correlación entre los tantos por uno en peso obtenidos y los calculados por el método de los mínimos cuadrados. En los gráficos también se ilustran la ecuación  $y=x$  y el coeficiente de regresión obtenido de la correlación entre los dos valores ( $r^2$ ).

Los gráficos de la Figura 34 muestran una correlación buena para los cinco estándares, ajustándose bastante a la recta  $x=y$ , de modo que todas las correlaciones tienen un coeficiente de regresión ( $r^2$ ) mayor de 0,9. Sin embargo, los estándares A y E marcan una pauta diferente. En el primero, llama la atención que el porcentaje de A en la distribución calculada es siempre mayor que su porcentaje en peso. En el estándar E, el más grueso, se da la situación inversa. Esto indica que el Coulter LS100 da resultados inferiores a los esperados para el estándar más fino, A, y superiores para el estándar más grueso, E. La calibración exacta de las correcciones necesarias para mejorar los resultados obtenidos habitualmente con el Coulter LS100 requerirá la realización asidua de análisis como el efectuado, y que abarquen un rango mayor de tamaños de grano para contemplar la totalidad de sedimentos que se analizan con este instrumento.

#### Sedigraph 5100

La precisión y la exactitud del Sedigraph 5100 de la Universidad de Cambridge también han sido evaluadas mediante análisis de estándares y muestras naturales (Tabla 12). Los resultados indican que el Sedigraph 5100 es menos preciso que el Coulter LS100, y la probabilidad de floculación durante el análisis granulométrico es más alta debido al mayor volumen de la muestra y a las características propias del método. En cuanto a la exactitud, teniendo en cuenta que ninguno de los dos instrumentos reproduce exactamente el resultado de los estándares, con el Coulter LS100 se obtienen mejores resultados que con el Sedigraph 5100 respecto a los correspondientes estándares certificados. La gráfica de la Figura 35 ilustra los resultados del análisis de un estándar certificado que se usa habitualmente con el Sedigraph 5100, medido con el Coulter LS100 y con el propio Sedigraph.

**Tabla 12.-** Resultados del estudio de la precisión y la exactitud del Sedigraph 5100 a partir de la medición

de sedimentos marinos y del estándar certificado SRM-1978, compuesto por granates.

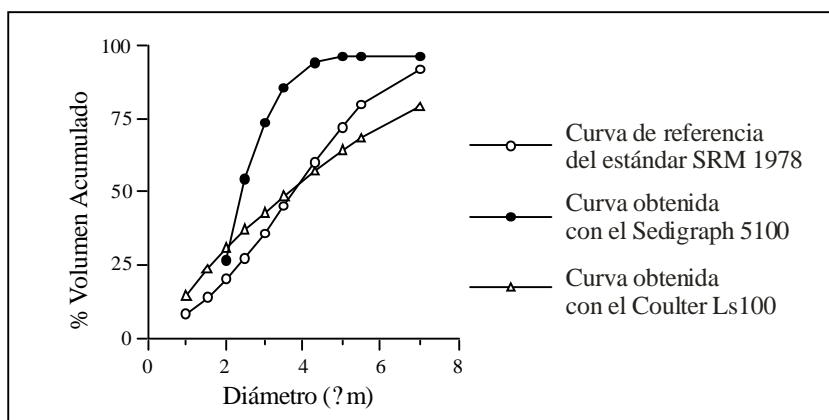
Precisión y exactitud del Sedigraph 5100									
	Sedimento marino						Estándar certificado		
	M-120 <sup>1</sup>			M-130 <sup>1</sup>			Granates (Sedigraph 5100) <sup>2</sup>		
Diámetros medios (φ m)	9,66	6,62	7,18	6,50	6,50	6,48	7,30	10,9	10,8
Desviación estándar (φ m)	2,90	1,42	1,38	1,46	1,49	1,50	0,74	3,31	3,26
Medias de las tres muestras (diámetro)	7,82			6,49			9,69		
Medias de las tres muestras (desviación estándar)	1,90			1,48			244		
Coefficiente de variación (diámetro)	20,63			0,15			21,40		
Coefficiente de variación (desviación estándar)	45,69			1,70			60,14		

Diámetros medios de la fracción entre 10-63 φ m <sup>3</sup>	8,59	15,7	15,1	13,2	15,2	16,2	9,76	17,79	40,82
Porcentaje de la fracción entre 10-63 φ m <sup>3</sup>	4,55	11,4	12,7	7,47	7,53	6,01	2,35	1,94	2,37
Medias de las tres muestras (diámetro)	13,17			14,94			22,79		
Medias de las tres muestras (porcentaje)	9,59			7,01			2,22		
Coefficiente de variación (diámetro)	30,19			10,10			70,75		
Coefficiente de variación (porcentaje)	46,01			12,28			10,95		

<sup>1</sup> Muestras pertenecientes al testigo MD 99-2343 del Mar Catalano-Balear. Se presenta la variación de tres análisis de la misma muestra con el Sedigraph 5100.

<sup>2</sup> Este estándar certificado también ha sido analizado con el Coulter LS100 (cf. Figura 35)

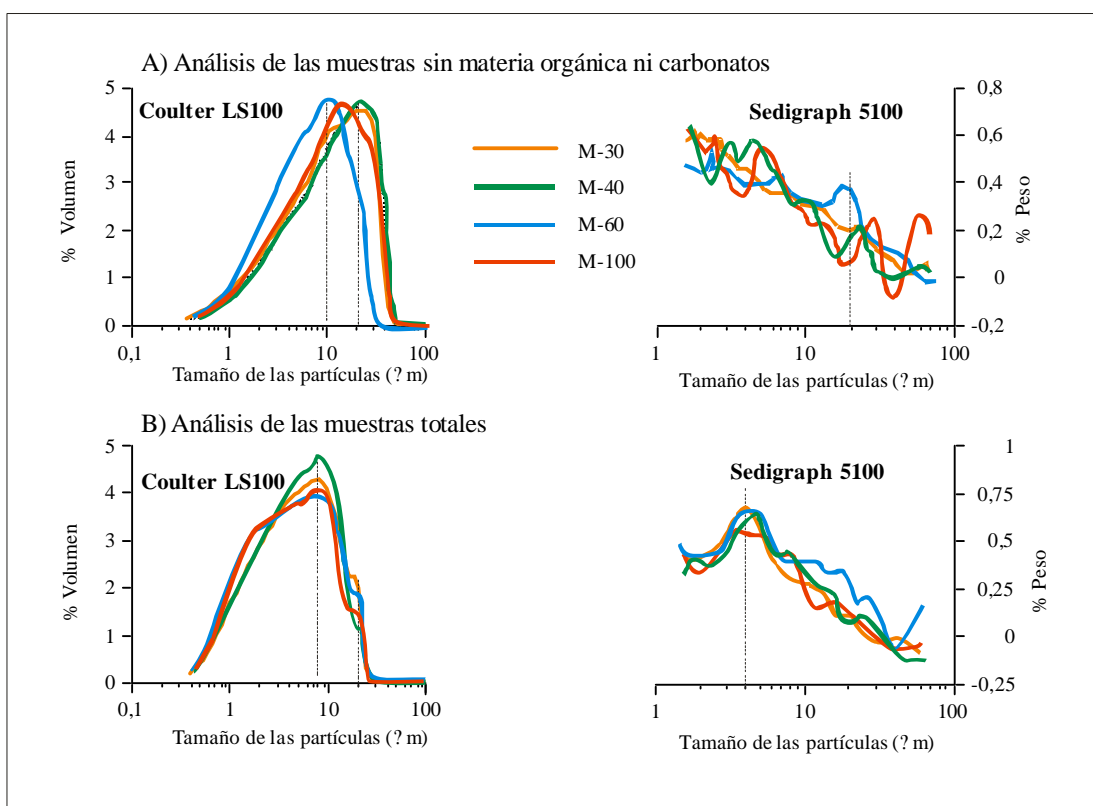
<sup>3</sup> La fracción comprendida entre 10 y 63 φ m es conocida como limo clasificable (del inglés, *sortable silt*), y se la considera indicadora de la subpoblación granulométrica susceptible de ser fácilmente movilizada por los agentes de transporte.



**Figura 35.-** Curvas acumulativas obtenidas a raíz del análisis del estándar certificado SRM-1978, usado como material de referencia.

Aún y habiéndose empleado un único estándar, resulta evidente que el Coulter LS100 proporciona una curva más parecida a la de referencia que el propio Sedigraph. La forma de la curva obtenida con el Sedigraph 5100 sugiere la existencia de floculación de las arcillas de la muestra, por el claro predominio de la fracción en torno a 4  $\mu$ m. Estos resultados, conjuntamente con los de la Tabla 12, indican que la preparación de las muestras para análisis con el Sedigraph 5100 debe ser extremadamente rigurosa y estar orientada a evitar la floculación de las partículas.

Por último se compararon un total de 64 muestras analizadas con el Coulter LS100 de la Universidad de Barcelona y con el Sedigraph 5100 de la Universidad de Cambridge. Se trata de muestras con un contenido muy alto en arcillas, pertenecientes al testigo MD 99-2343, obtenido en Mar Catalano-Balear cerca de Menorca. En ambos casos los análisis se realizaron sobre muestra total y muestra sin materia orgánica ni carbonatos. La Figura 36 ilustra los resultados de este ejercicio.



**Figura 36.-** Comparación de algunos de los resultados obtenidos mediante el Sedigraph 5100 y el Coulter LS100 tras el análisis granulométrico de 64 muestras del testigo marino MD99-2343.

La comparación de los resultados pasa por la interpretación previa de las gráficas proporcionadas independientemente por cada método. Así, con el Sedigraph suele ser efectivo considerar la fracción  $>10 \mu\text{m}$  y comparar los máximos con el valor obtenido con el Coulter. A grandes rasgos, las muestras atacadas dan una moda entre 10 y 20  $\mu\text{m}$  en el Coulter y valores semejantes con el Sedigraph (líneas de puntos verticales en la Figura 36A). Sin embargo, en las muestras sin atacar los resultados difieren sensiblemente. Con el Sedigraph 5100 no se observan grandes diferencias entre las muestras, y los máximos en la fracción mayor de 10  $\mu\text{m}$  son poco



acusados (Figura 36B). Destaca, no obstante, la presencia de un máximo a 4-5  $\mu\text{m}$  que podría indicar la agrupación de las arcillas menores de 2  $\mu\text{m}$  en agregados de mayor tamaño. Con el Coulter LS100, las mismas muestras presentan una moda centrada en 10  $\mu\text{m}$ , con un segundo máximo ocasional en torno a 20  $\mu\text{m}$ , debido quizás a la presencia de foraminíferos en la fracción carbonatada. La mayoría de muestras de este testigo presentan este mismo patrón. Estos resultados, igual que los obtenidos de analizar el estándar, demuestran que es absolutamente necesario preparar con un rigor extremo las muestras para análisis granulométrico, especialmente si están cargadas de finos y sobretodo para instrumentos como el Sedigraph.

Para explicar las discrepancias encontradas entre ambos métodos deben considerarse varios aspectos. Primero, se basan en principios distintos. El Sedigraph mide porcentajes en peso de partículas equivalentes a esferas de cuarzo, mientras que el Coulter LS-100 mide porcentajes de volumen de acuerdo con un modelo de difracción de la luz que se refiere a diámetros ópticos (Beuselinck *et al.*, 1998). Por tanto, cuando haya grandes diferencias entre el diámetro equivalente esférico y el diámetro óptico, los resultados no coincidirán. Lo mismo sucederá cuando haya diferencias de densidad entre las distintas clases de tamaño de grano. No existe una definición única del *tamaño de una partícula*. Para una misma partícula irregular se pueden obtener varios tamaños en función de la técnica empleada y del concepto considerado. Eso dificulta las comparaciones entre resultados de métodos diversos (Singer *et al.*, 1988) (Tabla 13).

**Tabla 13.-** Características relacionadas con el tamaño de grano de las partículas y técnicas de medida del mismo (modificado de [http://www.micromeritics.com/ps\\_sedi\\_particlearticle.html](http://www.micromeritics.com/ps_sedi_particlearticle.html)).

Naturaleza de la propiedad empleada	Propiedad relacionada con el tamaño de la partícula	Propiedades (distintas del tamaño) que afectan la medida	Técnicas de medida
Geométricas	Área o perímetro de la sección transversal	Forma, según la orientación	Microscopía, reconocimiento de imágenes, tamizado
	Volumen desplazado	Porosidad y grado de humedad	Electro-resistencia (Coulter-Counter)
	Diámetro (o diámetro geométrico medido de un modo estadístico)	Forma y orientación	Microscopía, reconocimiento de imágenes
Hidrodinámicas/ Aerodinámicas	Velocidad de sedimentación Resistencia al movimiento	Forma y densidad combinadas con las propiedades del fluido. Número de Reynolds y homogeneidad molecular.	Sedimentación (eg. tubo de sedimentación, Sedigraph)
Ópticas	Características de la luz difractada	Índice de refracción, isotropía, forma y orientación de la partícula. Índice de refracción del medio. Longitud de onda y polaridad de la luz incidente	Difracción de la luz (eg. Coulter LS)

Por otro lado, la comparación de resultados también puede verse influida por diferencias en la geometría de las partículas. La determinación precisa de la granulometría de las arcillas es la limitación que mas frecuentemente se ha atribuido a los analizadores del tamaño de grano por difracción. Los valores de tamaño de grano suelen ser más altos que los proporcionados por el tubo de sedimentación y el Sedigraph. Esto es debido a la influencia de la forma plana y alargada

de las partículas de arcilla en el ángulo de difracción (Agrawal *et al.*, 1991; Konert y Vandenberghe, 1997; McCave *et al.*, 1986).

Un último factor a tener en cuenta es que los dos instrumentos considerados miden rangos de tamaños de grano distintos. Así, las partículas menores de 0,4  $\mu\text{m}$  quedan por debajo del límite de detección del Coulter LS100 (Beuselinck *et al.*, 1998) lo que puede conducir a diferencias en los valores de los parámetros granulométricos comparados.

### 3.1.6. Análisis estadístico de los datos

La interpretación de los resultados granulométricos obliga a efectuar un tratamiento estadístico previo de los datos. Generalmente, parámetros como la *media* (media aritmética de los tamaños de partículas en una muestra), la *mediana* (tamaño que tienen el 50% de las partículas en una distribución acumulada) o la *moda* (tamaño de grano más frecuente en una distribución) son calculados por el propio programa empleado para el análisis granulométrico. En cualquier caso, dichos parámetros también pueden ser calculados por el método de los momentos, o gráficamente (Folk y Ward, 1957; McManus, 1988). Como ya se ha comentado con anterioridad, otro parámetro que se usa actualmente es el porcentaje representado por la fracción comprendida entre 10 y 63  $\mu\text{m}$  (% SS, de sus siglas en inglés, *sortable silt*) y también la mediana de dicha fracción (McCave *et al.*, 1995b). Estos dos parámetros son muy útiles en la interpretación de la intensidad de paleocorrientes de fondo y de otros agentes de transporte (Bianchi *et al.*, 1999b). La *clasificación* de una distribución granulométrica (en inglés, *sorting*) se expresa mediante la desviación estándar (Folk and Ward, 1957). La clasificación de una muestra es un parámetro útil en la interpretación del medio de transporte (Lamy *et al.*, 1998).

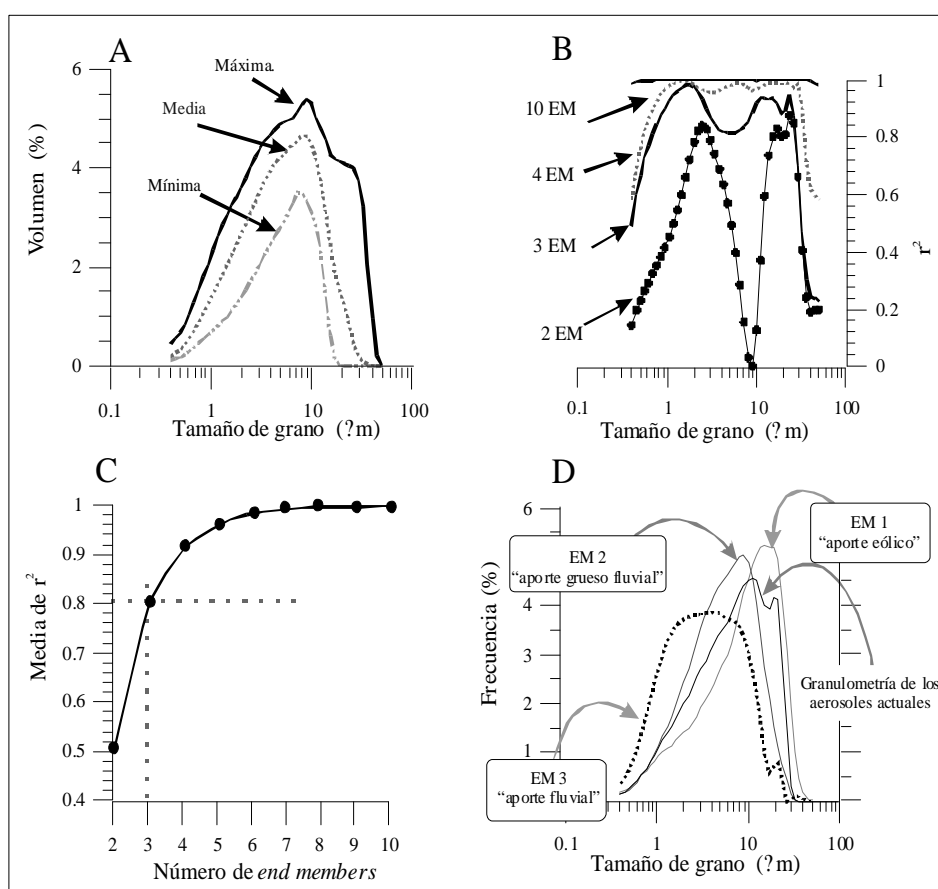
Además de los parámetros anteriores, puede ser de gran utilidad comparar las distribuciones granulométricas de varias muestras e intentar agruparlas en *familias* que posteriormente podamos interpretar. Mediante paquetes estadísticos como el SPSS, se puede realizar un análisis (en inglés, *k-means clustering*) que agrupa las muestras por su parecido en las distribuciones granulométricas. La obtención de diferentes grupos es a veces una notable ayuda en la determinación de las condiciones ambientales durante el depósito (cf. Artículo 1 del capítulo de *Resultados*).

Muchos estudios sedimentológicos tienen por objetivo la reconstrucción de las características de las áreas fuente y/o del mecanismo de transporte. Estos objetivos son difíciles de alcanzar a partir de distribuciones granulométricas si no se tiene un conocimiento previo de las diferentes subpoblaciones que forman el sedimento (Prins y Weltje, 1999b). En estos casos se ha mostrado muy útil un algoritmo inverso para modelizar los “*end-members*” desarrollado por (Weltje, 1997) (Figura 37). Como *end-members* se entiende cada una de las subpoblaciones en que podría subdividirse el conjunto de distribuciones granulométricas estudiadas, tanto si son debidas a medios de transporte distintos o a variaciones en la distancia al área fuente o a otras causas. Si bien una descripción en profundidad del algoritmo utilizado para determinar los *end-members* (Weltje, 1997) va más allá de los objetivos de este Capítulo, sí que hemos creído oportuno describir, de manera básica, los pasos seguidos en el proceso.

### Creación de un modelo de mezcla lineal (en inglés, *linear mixing model*)

Los datos se representan en forma de matriz ( $n * p$ ), siendo  $n$  las observaciones y  $p$  las variables. Si la variación representada resulta de una mezcla física de otras poblaciones, cada fila de la matriz  $X$  será una combinación no negativa de  $q$  filas de  $B$ , siendo  $B$  la matriz de las composiciones de los *end-members*. La matriz  $M$  representa la contribución proporcional de los *end-members* a cada observación. La notación de esta mezcla en forma de matriz será  $X=MB$ .

Como no se puede asegurar una mezcla perfecta debido a los errores del muestreo y de las mediciones, es más realista asumir que la matriz  $X$  está constituida por  $X'$ , atribuible a la mezcla perfecta, y por una matriz de errores  $E$ :  $X=X' + E$ . Por tanto, y considerando los principios de no-negatividad y suma constante,  $X=MB +E$ .



**Figura 37.-** Modelización de los *end-members* (EM) de las distribuciones granulométricas. Ejemplo obtenido del testigo MD95-2043 del Mar de Alborán (cf. Artículo 3 del capítulo de *Resultados*). (A) Frecuencias máxima, mínima y media registradas en cada clase de tamaño de gran. (B) Coeficientes de determinación ( $r^2$ ) representados en función de los tamaños de grano para distintas soluciones de número de *end-members*. (C) Media del coeficiente de determinación en función del número de *end-members* calculados para estimar el mínimo requerido para una aproximación satisfactoria de los datos. (D) Representación e interpretación de los tres *end-members* junto con la granulometría de una muestra actual de polvo de origen sahariano recogida en Cataluña (datos cedidos por la Dra. Ávila, Universidad Autónoma de Barcelona).

### Cálculo del número de *end-members*

Este número puede ser estimado antes de haberse calculado las composiciones<sup>25</sup>. La forma del espacio que ocupan los datos define  $q$ , o sea, el número de *end-members* linealmente independientes. Se tiende a intentar explicar la variabilidad observada con el mínimo número posible de *end-members*. Para ello, se observa la variación de los coeficientes de determinación para varios modelos diferentes y se elige el que explica los datos en una proporción más alta (Figura 37B, C).

### Cálculo de las composiciones de los *end-members*

El paso siguiente es explicar la matriz  $X'$  como producto de las matrices  $M$  y  $B$ . Aunque las soluciones son infinitas se deben satisfacer dos requisitos: que las proporciones de mezcla sean no-negativas en la matriz  $M$ , y que el cálculo de la matriz  $B$  de *end-members* sea conservativo. Se intenta así que un número definido de *end-members* explique el mayor número posible de datos. En el caso de la Figura 37 se ha elegido un modelo de tres *end-members* que explica más del 80% de los datos, a cuya interpretación se ha procedido posteriormente (cf. Artículo 3 del capítulo de *Resultados*).

---

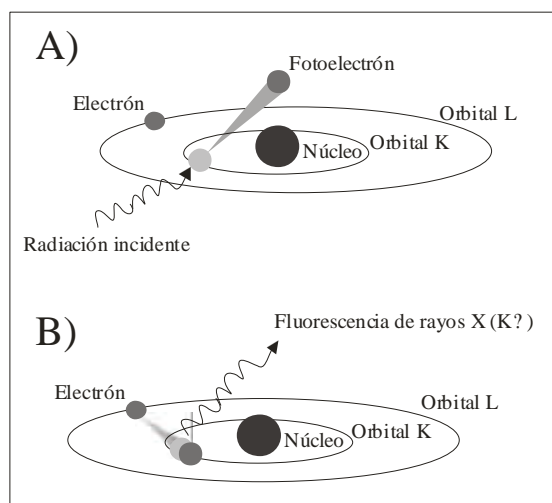
<sup>25</sup> El proceso de cálculo está explicado en Weltje (1997).

### 3.2. Análisis geoquímico del sedimento: fluorescencia de rayos X

#### 3.2.1. Introducción a la técnica

La fluorescencia de rayos X (FRX) en la actualidad es una de las técnicas analíticas más utilizadas para determinar la composición de una muestra en elementos mayores y trazas (Rollinson, 1993). Sus ventajas son tanto la gran cantidad de elementos (unos 80) que se pueden medir con gran precisión en el mismo análisis, como la alta sensibilidad de detección para concentraciones bajas (unas pocas *ppm*) de los mismos elementos. Hace unos años, la calibración con materiales de referencia, en lugar de una calibración absoluta, y la corrección del efecto matriz<sup>26</sup>, comportaban una escasa exactitud, circunstancia ya superada (Riddle, 1993). La gran cantidad de muestra requerida para el análisis de elementos traza (5 gramos) puede convertirse en un problema cuando se trabaja en sedimentos marinos.

La FRX se basa en la detección de las emisiones secundarias producidas por los elementos químicos cuando son excitados por una fuente de rayos X. Los rayos X incidentes, o radiación primaria, expulsan a los electrones de las capas interiores del átomo, provocando así que electrones de las capas más externas ocupen los lugares vacantes (Jansen *et al.*, 1998). La energía generada en esta transición se disipa en forma de fotones. Es la llamada radiación de FRX o secundaria (Figura 38). La longitud de onda de dicha radiación depende del gradiente energético entre los orbitales electrónicos implicados y es por tanto, característica de cada elemento. Desde el punto de vista analítico, hay dos niveles energéticos particularmente importantes, el K y el L, cuyas líneas espectrales principales son  $K_{\alpha}$ ,  $K_{\beta}$ ,  $L_{\alpha}$ ,  $L_{\beta}$ ,  $L_{\gamma}$ ,  $L_1$  y  $L_2$  (Riddle, 1993). Cuantos más niveles orbitales participen en la emisión de energía, más complejo será el espectro de fluorescencia. Por otro lado, la energía de las líneas espectrales principales aumenta con el número atómico del elemento (Riddle, 1993). Teniendo en cuenta todos estos parámetros, se pueden predecir solapamientos e interferencias y conseguir interpretar el espectro.



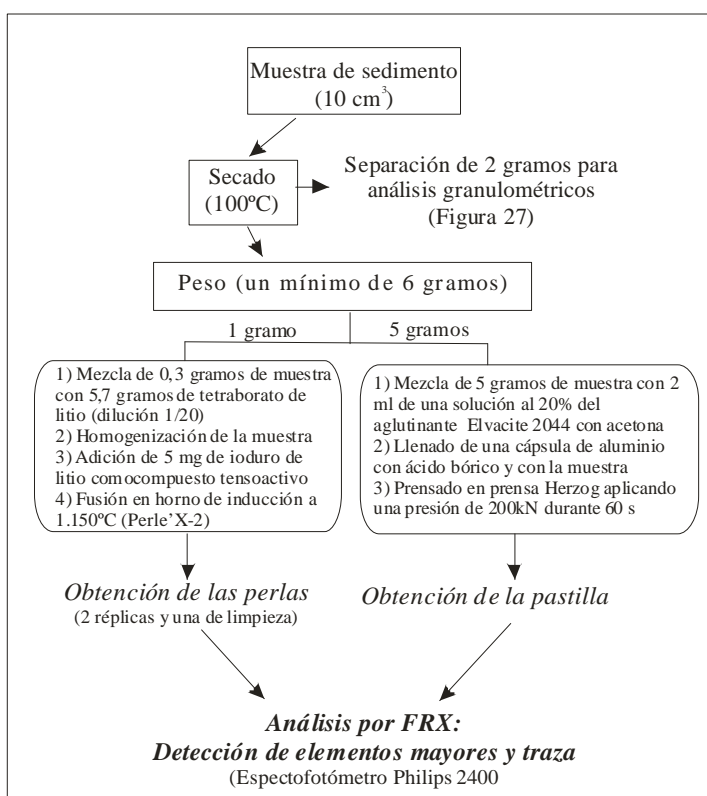
**Figura 38.-** Representación esquemática del principio en que se basa la técnica de la FRX (modificado de <http://www.sct.ub.es>). (A) La radiación incidente expulsa un electrón de una capa interior del átomo. (B) Un electrón de una capa externa pasa a ocupar el lugar vacante y genera una radiación de FRX.

<sup>26</sup> El concepto de *efecto matriz* se refiere a los fenómenos relacionados con la composición total de la muestra que pueden influir sobre la señal analítica de una manera no relacionada linealmente con la concentración (Riddle, 1993).

Dado que la intensidad de la radiación de FRX está también relacionada con la concentración del elemento en la muestra esta propiedad se usa para determinar concentraciones por comparación con estándares calibrados. Es necesario, no obstante, realizar asimismo las oportunas correcciones de los errores instrumentales y del efecto matriz (Rollinson, 1993).

Los análisis de FRX de esta Tesis se han llevado a cabo en los *Servicios Científico-Técnicos* de la Universidad de Barcelona. La preparación de las muestras para análisis por FRX es muy sencilla, lo que constituye otra de las ventajas del método. Las muestras se analizan en dos tipos distintos de preparación: *perlas* para la determinación de los elementos mayores, y *pastillas* para los elementos trazas (Figura 39).

**Figura 39.-** Esquema del proceso de preparación de las muestras seguido para el análisis por FRX.



Mediante FRX la abundancia de elementos mayores se obtiene como porcentaje de sus óxidos más frecuentes ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$ ), mientras que la concentración de elementos traza se obtiene en partes por millón (Ba, Mo, Nb, Zr, Y Sr, Rb, Th, Pb,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Sn, Ce, Ga, Zn, W, Cu, Co, Ni y V). En la Tabla 14 se presenta el conjunto de condiciones analíticas para FRX establecidas en los *Servicios Científico-Técnicos* de la Universidad de Barcelona. Nótese en particular el rango de concentraciones detectables para cada elemento, en la columna encabezada por la letra R.

**Tabla 14.-** Condiciones analíticas de la unidad de FRX de los *Servicios Científico-Técnicos* de la Universidad de Barcelona.

		U	R	??	P	L	C	D	X	kV	mA
MAYORES	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,15-59,29	0,21	E	K?	G	F	PE	40	70
	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,01-15,70	0,01	E	K?	G	F	GE	40	70
	K <sub>2</sub> O	%	0,05-12,81	0,08	E	K?	M	F	LIF200	40	70
	CaO	%	0,04-49,00	0,45	E	K?	M	F	LIF200	40	70
	SiO <sub>2</sub>	%	1,13-90,40	0,45	E	K?	G	F	PE	40	70
	TiO <sub>2</sub>	%	0,01-2,71	0,05	E	K?	M	D	LIF200	40	70
	MnO	%	0,01-0,35	0,01	E	K?	M	D	LIF200	50	50
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,07-25,65	0,31	E	K?	M	D	LIF200	60	40
	MgO	%	0,12-43,51	0,13	E	K?	G	F	PXI	40	75
TRAZA	Ba	ppm	40-2000	33	A	K?	F	C	LIF200	60	40
	Mo	ppm	2-92	1	A	K?	F	C	LIF200	60	40
	Nb	ppm	5-270	5	A	K?	M	C	LIF200	40	30
	Zr	ppm	20-780	16	A	K?	M	C	LIF200	60	50
	Y	ppm	7-180	2	A	K?	M	C	LIF200	60	50
	Sr	ppm	20-1370	11	A	K?	M	C	LIF200	60	50
	Rb	ppm	10-3600	16	A	K?	M	C	LIF200	60	50
	Th	ppm	3-370	9	A	L?	M	C	LIF200	60	50
	Pb	ppm	3-928	8	A	L?	F	C	LIF200	60	50
	Na <sub>2</sub> O	%	0,5-10,59	0,22	A	K?	G	F	PXI	40	75
	Sn	ppm	2-370	4	A	K?	M	C	LIF200	60	40
	Ce	ppm	21-520	16	A	K?	F	C	LIF200	60	50
	Ga	ppm	5-95	2	A	K?	M	C	LIF200	60	50
	Zn	ppm	10-1720	14	A	K?	M	C	LIF200	60	50
	W	ppm	7-490	7	A	L?	M	D	LIF200	60	50
	Cu	ppm	4-1230	8	A	K?	M	D	LIF200	60	50
	Co	ppm	5-112	6	A	K?	F	D	LIF200	40	60
Ni	ppm	4-2380	9	A	K?	M	D	LIF200	60	50	
V	ppm	5-310	22	A	K?	M	D	LIF200	60	75	

U: Unidad de concentración (en peso)

R: Límites del calibrado (rango de concentraciones)

??? del calibrado; mide el error instrumental para cada elemento

P: Preparación de la muestra (E, perla; A, pastilla)

L: Línea espectral leída

C: Colimador (G, grueso/0,70 mm; M, medio/0,30 mm; F, fino/0,15 mm)

D: Detector (F, flujo; S, sellado; C, centelleo; D, dúplex F+ S)

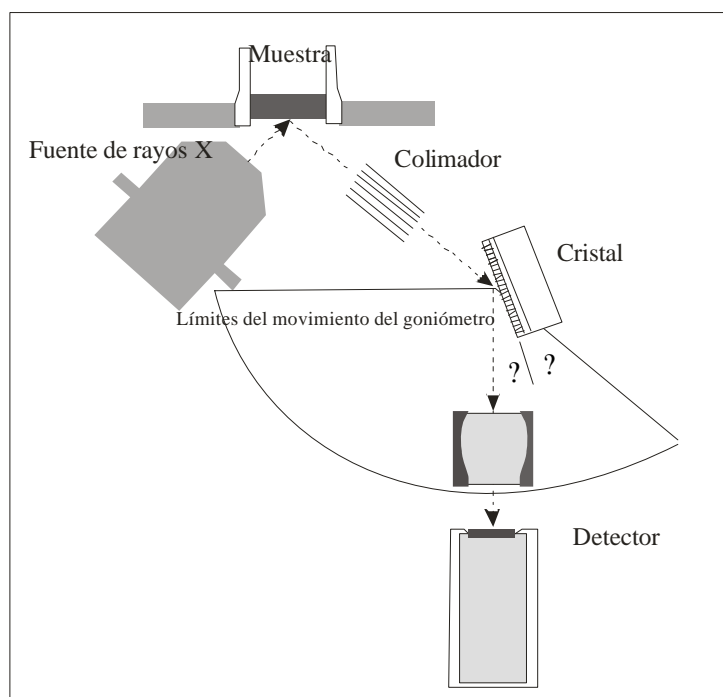
X: Cristal dispersor

kV: Kilovoltaje empleado

mA: miliamperaje empleado

El instrumento para FRX disponible en los *Serveis Científic-Tècnics* de la Universidad de Barcelona es un espectrofotómetro secuencial de rayos X Philips PW2400, que consta de una fuente de excitación con ánodo de Rh, un cargador de muestras automático (102 posiciones) y el espectrómetro en sí (Figura 40). La fuente de excitación es un tubo de rayos X que emite cuando un haz de electrones, acelerado por una gran diferencia de potencial (40-60 kV), choca con el ánodo. De hecho, se producen dos emisiones de rayos X. Por un lado, las líneas características resultantes de la ionización de los electrones de las capas internas del átomo (Figura 38) y, por otro lado, un componente continuo originado por la desaceleración de los electrones al interaccionar con las capas externas de los átomos del ánodo (Riddle, 1993). El espectrómetro consiste en:

- ?? un colimador para restringir la divergencia angular de los rayos X que entran en el espectrómetro
- ?? un cristal que difracta las líneas espectrales de interés analítico
- ?? un detector de rayos X para detectar la intensidad del rayo difractado
- ?? un goniómetro para el mantenimiento de una posición angular correcta entre el cristal y el detector, de modo que los rayos difractados satisfagan la ecuación de Bragg,  $n\lambda = 2d \sin \theta$ , donde  $\lambda$  es la longitud de onda de la línea de fluorescencia,  $n$  es el orden de difracción,  $d$  es el espaciado reticular del cristal, y  $\theta$  es el ángulo de difracción.



**Figura 40.-** Esquema del espectrofotómetro secuencial de rayos X en el que se muestra el trayecto de la radiación de FRX (modificado de Riddle, 1993).

Además de determinar elementos mayores y traza, también se calcularon los porcentajes de volátiles, principalmente  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$ , por calcinación de las muestras previamente pesadas. Se obtuvieron así los porcentajes de carbonato de las muestras, asumiendo que los volátiles en forma de  $\text{CO}_2$  proceden mayoritariamente del carbonato. Las concentraciones de carbonato así obtenidas se compararon con las proporcionadas por otros métodos, comprobándose una gran consistencia entre ambas medidas (cf. Artículo 4 del capítulo de *Resultados*).



Es práctica habitual en muestras de origen marino expresar la concentración de elementos normalizada respecto al Al o al Ti, considerados conservativos (Loring y Rantala, 1992; Shimmiel y Mowbray, 1991). Esta normalización se justifica porque el Al constituye una verdadera medida de la fracción detrítica aluminosilicatada de los sedimentos marinos, en la que están diluidos el resto de componentes (Rollinson, 1993). Además, muchos metales implicados en reacciones biogeoquímicas se asocian con la fracción aluminosilicatada (Martinez *et al.*, 1999). Para obtener las concentraciones normalizadas, es necesario convertir previamente los datos de composición en óxidos a composiciones elementales, usando los pesos moleculares. Los datos se corrigen para eliminar la contribución y el efecto de dilución del contenido en sales en el sedimento seco.

La cuantificación de los elementos analizados por FRX se realiza mediante una recta de calibración confeccionada con 56 muestras geológicas de referencia internacional en perla, para los elementos mayores, y con 58 muestras geológicas de referencia internacional en pastilla, para los elementos traza. La calibración se efectúa unas 2-3 veces al año, cuando se observan anomalías en los valores de algún elemento o después de las operaciones de mantenimiento y reparación del instrumento. Entre los materiales de referencia utilizados en los *Servicios Científico-Técnicos* de la Universidad de Barcelona para la calibración, varios son muy semejantes a las muestras de sedimentos marinos analizadas en esta Tesis. Este hecho garantiza una correcta preparación del instrumento para los análisis realizados. La precisión fue evaluada mediante el análisis repetido de algunas muestras y la recopilación de resultados de los materiales de referencia que se iban analizando periódicamente de modo rutinario. Se observó así que la precisión alcanzada para los elementos mayores es de unos 0,8 mientras que para los elementos traza es del 4, valores correspondientes al coeficiente de variación (desviación estándar/media \* 100). En la Tabla 15 se presentan los resultados de diez análisis consecutivos de la composición en elementos mayores de una muestra de sedimento marino profundo.

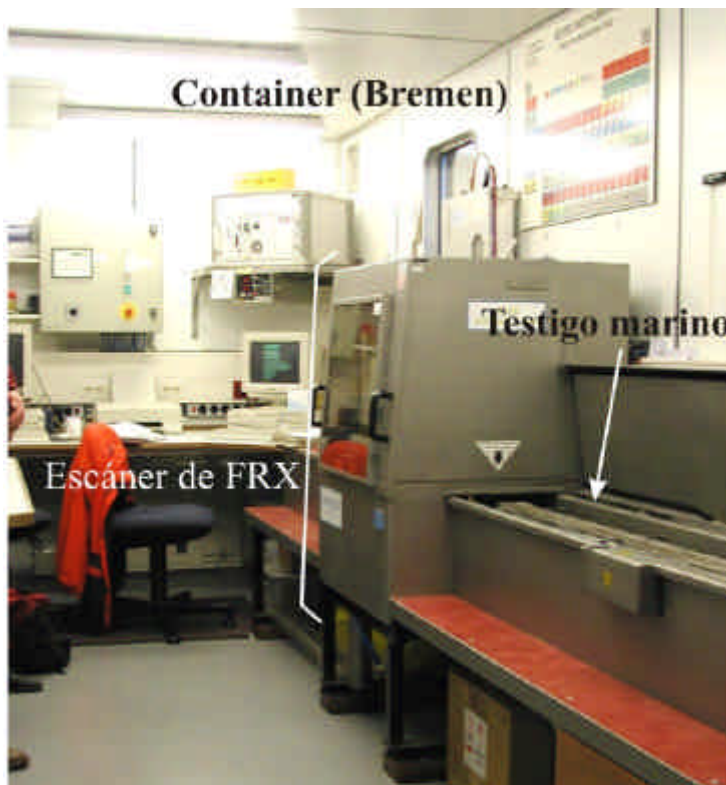
**Tabla 15.-** Resultados del ejercicio de evaluación de la precisión de los análisis de muestras de sedimento marino por FRX. La muestra utilizada en este ejercicio procede del testigo GeoB 4216-1, obtenido en la Cuenca del Norte de Canarias. Los valores de las columnas corresponden al porcentaje en peso de cada óxido. Obsérvese que el coeficiente de variación está siempre por debajo de 0,8 %.

Muestra (AM-01A)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O
1	9,25	0,21	0,33	52,54	27,46	0,40	0,06	3,15	2,56	1,50
2	9,27	0,21	0,33	52,46	27,42	0,39	0,06	3,15	2,58	1,45
3	9,28	0,21	0,33	52,48	27,40	0,40	0,06	3,15	2,58	1,50
4	9,26	0,21	0,33	52,48	27,50	0,40	0,06	3,15	2,57	1,47
5	9,25	0,21	0,33	52,54	27,48	0,40	0,06	3,15	2,59	1,50
6	9,20	0,21	0,33	52,77	27,47	0,40	0,06	3,15	2,58	1,45
7	9,24	0,21	0,33	52,90	27,51	0,40	0,06	3,14	2,57	1,49
8	9,24	0,21	0,33	52,76	27,42	0,40	0,06	3,16	2,60	1,46
9	9,23	0,21	0,33	52,73	27,49	0,40	0,06	3,15	2,63	1,47
10	9,27	0,21	0,33	52,83	27,44	0,40	0,06	3,15	2,60	1,49
Media	9,249	0,210	0,330	52,649	27,459	0,399	0,060	3,150	2,586	1,478
Desviación estándar	0,023	0,000	0,000	0,165	0,038	0,003	0,000	0,005	0,020	0,020
<b>Coeficiente de variación (%)</b>	<b>0,252</b>	<b>0,000</b>	<b>0,000</b>	<b>0,314</b>	<b>0,137</b>	<b>0,793</b>	<b>0,000</b>	<b>0,150</b>	<b>0,778</b>	<b>1,383</b>

### 3.2.2. Escáner de fluorescencia de rayos X: calibración

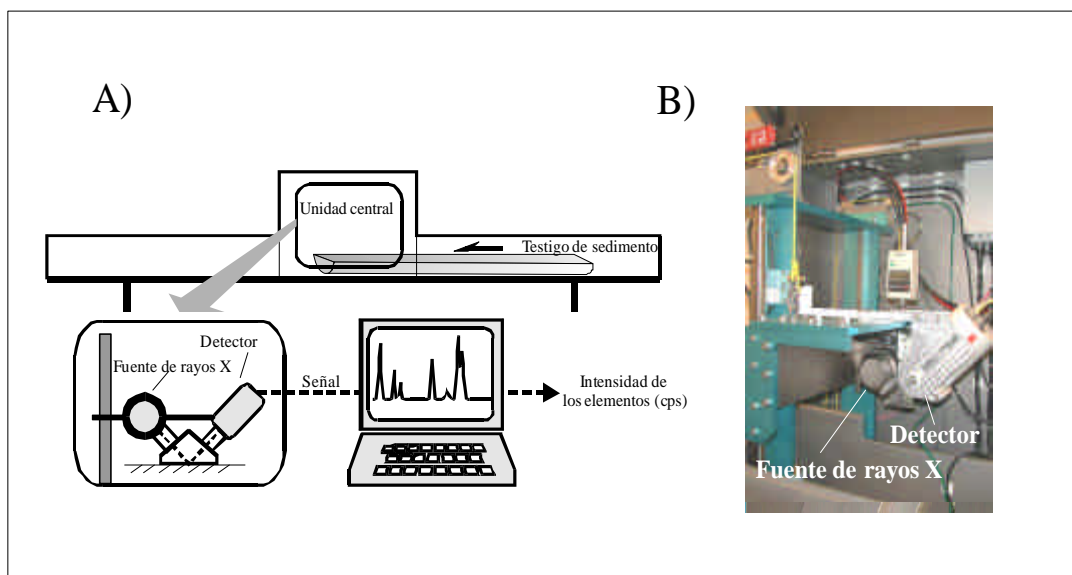
Desde hace unos pocos años se ha puesto en funcionamiento una nueva técnica para realizar análisis de FRX en testigos de sedimentos marinos que opera directamente sobre la superficie del sedimento y que permite obtener datos de composición en continuo en muy poco tiempo. Este instrumento se conoce como CORTEX y fue desarrollado en el *Netherlands Institute for Sea Research (NIOZ)* (Ortiz y Rack, 1999). Además del CORTEX holandés, en Europa sólo hay otro en Bremen, Alemania (Röhl y Abrams, 2000) (Figura 41).

Las ventajas de estos instrumentos son muchas. En primer lugar, la alta resolución que son capaces de conseguir en las medidas, hasta un 1 mm, reviste una gran importancia para los estudios paleoclimáticos modernos. En segundo lugar, el tiempo necesario para llevar a cabo los análisis es mínimo comparado con la técnica tradicional. Para analizar 1 m de testigo a 2 cm de resolución requiere aproximadamente 1 hora. En tercer lugar, y último, es un sistema no destructivo. Después del análisis con el escáner de FRX el testigo permanece intacto y enteramente disponible para ulteriores muestreos y análisis. Además, han sido diseñados para ser utilizados en las campañas oceanográficas. Están montados en el interior de un contenedor fácilmente transportable e instalable en un buque oceanográfico. Su principal problema radica en las diferencias entre la superficie de un testigo y la de una muestra ideal para análisis por FRX. En FRX, las muestras deben ser homogéneas, estar secas y tener una superficie lisa, características que no se cumplen al cien por cien en la superficie de un testigo (Jansen *et al.*, 1998). Las diferencias de tamaño de grano afectan a la regularidad de la superficie y, por tanto, a las propiedades radiativas, lo que hace disminuir la precisión del escáner (Kuhlmann *et al.*, 2002).



**Figura 41.-** Fotografía del interior del contenedor donde está instalado el escáner de FRX de la Universidad de Bremen (fotografía cedida por H. Kuhlmann).

El escáner de FRX de la Universidad de Bremen consiste en una fuente de rayos X de Mo (3-50 kV), un detector Peltier modelo PSI, y un analizador multi-canal con una resolución espectral de 20eV. La fuente y el detector forman un ángulo de 45° respecto a la superficie del testigo (Figura 42). Con esta configuración se pueden analizar los elementos que en peso atómico se encuentran entre el K y el Sr. Para elementos más ligeros (Al, Si), o más pesados (Ba), el escáner de FRX aún presenta limitaciones, en cuya resolución se está trabajando mediante ensayos con distintas configuraciones (H. Kuhlmann, com. pers.). A los datos adquiridos con el escáner se les resta el fondo (*background*) y seguidamente se procede a la integración de los picos para obtener las abundancias de los elementos analizados en cuentas por segundo (*cps*).

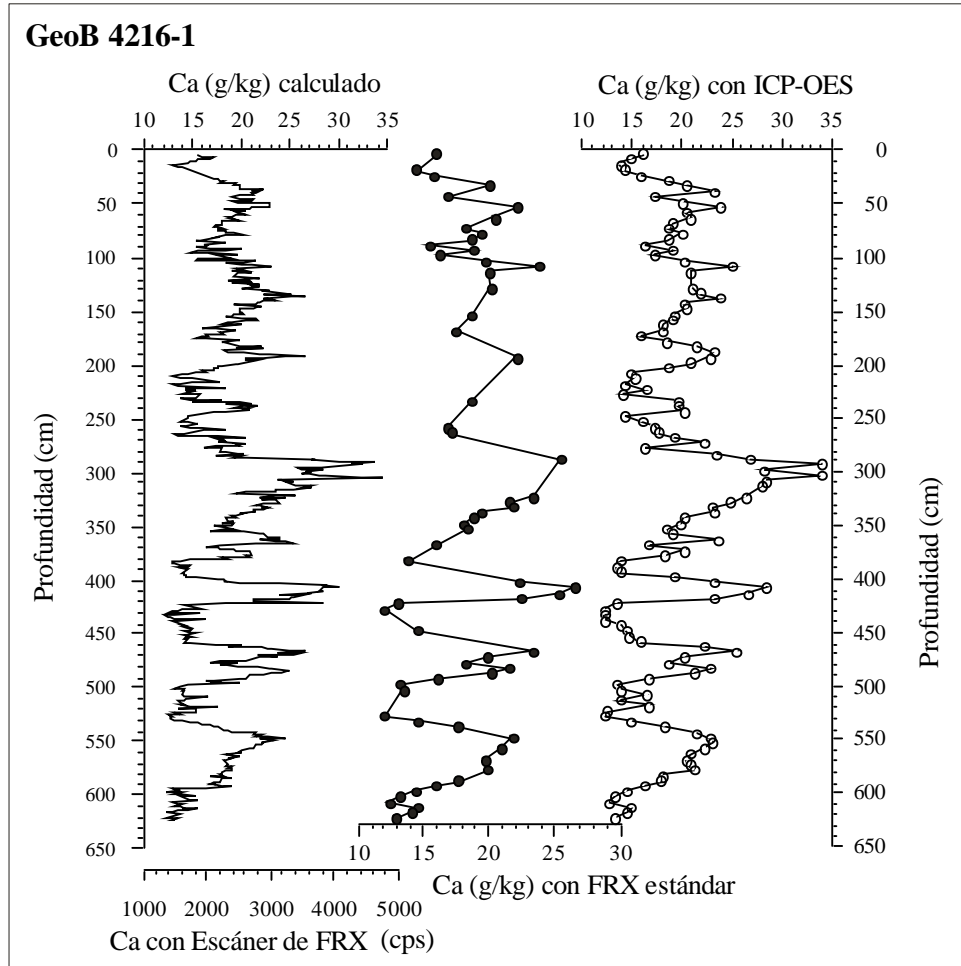


**Figura 42.-** (A) Esquema de funcionamiento del escáner de FRX (modificado de Arz *et al.*, 1998). (B) Fotografía del sistema instalado en la Universidad de Bremen.

Para convertir a concentraciones los resultados obtenidos en *cps*, es necesario calibrarlos con los valores proporcionados por otras técnicas. Parte de los resultados obtenidos por FRX tradicional en los testigos de la Cuenca del Norte de Canarias en esta Tesis se emplearon para calibrar el escáner de Bremen (cf. Artículo 2 del capítulo de *Resultados*). En la Figura 43 se comparan resultados analíticos obtenidos mediante FRX tradicional, ICP-OES, y el escáner de FRX (Kuhlmann *et al.*, 2002). De los tres métodos, sólo el escáner proporciona una curva de alta resolución en un tiempo y coste aceptables. Las amplias posibilidades del escáner en estudios paleoclimáticos quedan ilustradas por los siguientes ejemplos:

- ?? Correlación de alta resolución de un conjunto de 80 testigos de la Cuenca de Canarias comparando sus contenidos en Ca, Fe y otros elementos significativos (Kuhlmann *et al.*, 2002). Gracias a esta comparación, se puede establecer el modelo de edad de varios de los testigos estudiados, partiendo de otros testigos bien datados.
- ?? Estudio de alta resolución acerca de la variabilidad en la composición de los sedimentos marinos a lo largo de las oscilaciones climáticas globales. Cabe citar explícitamente el trabajo de Peterson *et al.* (2000) en el que se describen los cambios en la composición de sedimentos obtenidos en el Atlántico tropical durante el último periodo glacial con una resolución milenaria. Y también el artículo de Lamy *et al.* (2001) sobre sedimentos del Holoceno en el margen chileno.

- ?? Detección de los patrones de composición en una extensa región aguas afuera del sudoeste de África y selección de los testigos con mayor potencial para la realización de estudios más detallados (Stuut, 2001).



**Figura 43.-** Concentraciones de Ca en las muestras del testigo GeoB 4216-1 de la Cuenca del Norte de Canarias, obtenidas mediante FRX tradicional, ICP-OES, y el escáner de FRX. Los datos de ICP-OES y del escáner han sido cedidos por H. Kuhlmann.

En la actualidad se está haciendo un gran esfuerzo para mejorar las prestaciones de este tipo de sistemas no destructivos de caracterización del sedimento a partir de su composición. No hay duda de que las capacidades de estos instrumentos aumentarán en un futuro próximo en beneficio de la eficacia en los estudios paleoceanográficos.

### 3. 3. Análisis espectral y espectral-cruzado de las series climáticas

#### 3.3.1.- Fundamento e interés

Como hemos comentado en el primer capítulo de esta *Introducción*, las fluctuaciones climáticas se producen a diferentes escalas temporales, por lo que muchos registros paleoclimáticos presentan varias ciclicidades, a veces difíciles de observar si no es mediante un análisis de las frecuencias con que aparecen. Todos los procesos determinísticos o caóticos pueden, en principio, ser caracterizados por una función de su frecuencia, la cual sustituye la simple expresión de su variación respecto al tiempo. Esta función es conocida como *densidad espectral* o *poder espectral* (Ghil *et al.*, 2001). Un proceso irregular tiene un espectro continuo y suavizado, indicativo de que “todas” las frecuencias de una determinada banda están presentes, mientras que un proceso periódico se describe por un número finito de líneas de frecuencia. La finalidad del análisis espectral de series climáticas es determinar la existencia de periodicidades, su significado y persistencia, y su similitud con series climáticas de diferentes zonas geográficas. Su idoneidad para el estudio de la variabilidad del sistema climático hace que sea muy utilizado para entender los mecanismos del cambio climático y las relaciones de fase entre indicadores paleoclimáticos.

La primera dificultad que hay que solventar es que prácticamente ninguna serie climática cumple los requisitos matemáticos para ser sometida a un análisis espectral. Este inconveniente se acentúa si la serie climática es un registro indirecto, es decir, si no es una medición de una propiedad determinada sino que es una inferencia efectuada a partir de un indicador de dicha propiedad. Esta es la situación común en las series paleoclimáticas, que queda perfectamente ilustrado por la diferencia existente, por ejemplo, entre la medición directa de la temperatura del agua marina superficial, y la inferencia de dicha temperatura a partir de las asociaciones de foraminíferos preservados en los sedimentos marinos. Cuando no hay control sobre la totalidad de factores que intervienen en la definición de la serie, su análisis en el dominio espectral es más ambiguo. Otros inconvenientes de las series paleoclimáticas son el error inherente a la construcción del modelo de edad, lo cual puede conducir a la acumulación de errores en la datación; la frecuente irregularidad en el espaciado de los datos, que obliga en muchos casos a interpolar; y la presencia de ruido a frecuencias distintas.

A pesar de estas dificultades, el estudio de las frecuencias predominantes en un registro climático permite establecer eficaces conexiones entre los procesos y condiciones del pasado y la dinámica climática (Yiou *et al.*, 1996). Las principales recomendaciones para la realización de un análisis espectral correcto son tres:

?? *Hacer el tratamiento adecuado de la serie antes de aplicar el método de análisis espectral que se haya escogido.* En principio, casi todos los métodos de análisis espectral requieren que la serie esté muestreada a intervalos regulares de tiempo. La excepción son los análisis realizados con el programa SPECTRUM (Schulz y Stattegger, 1997; Van Kreveld *et al.*, 2000; Schulz y Mudelsee, 2002). Generalmente, se hace una interpolación lineal, aunque también es habitual usar métodos más complejos y más “seguros” en la supresión de frecuencias espectrales falsas (Yiou *et al.*, 1997). Además, al realizar el análisis, es recomendable sustraer el promedio de las series de valores (Paillard *et al.*, 1996).

- ?? *Separar el ruido de la señal*, mediante procedimientos como el Análisis de Espectro Singular, del inglés *Singular Spectrum Analysis* (SSA) (de Garidel-Thoron *et al.*, 2001). De este modo se consigue descifrar la información contenida en una serie descomponiéndola en sus patrones básicos de comportamiento. Los componentes hallados corresponderán a la tendencia, los patrones oscilatorios y el ruido (Ghil *et al.*, 2001). Así es fácil identificar en qué frecuencia aparece ruido y eliminarlo de la serie.
- ?? *Usar diferentes métodos de análisis espectral y comparar resultados* (cf. Artículo 4 del capítulo de *Resultados*). Dado que todos los métodos tienen algún inconveniente, la utilización de dos o más métodos refuerza las interpretaciones (Ghil *et al.*, 2001). Así, hay métodos que no son aplicables a series temporales cortas y otros no incorporan un tratamiento estadístico de los resultados (cf. Apto. siguiente).

### 3.3.2.- Principales técnicas: ventajas y desventajas

En la actualidad existen varios métodos para el análisis espectral de series temporales que están basados en diferentes formulaciones matemáticas. A continuación se describen brevemente los más utilizados en paleoclimatología, y se comentan sus ventajas e inconvenientes. Se describen, asimismo, las correcciones que deben introducirse en cada uno de ellos, antes y después del análisis, para obtener resultados válidos.

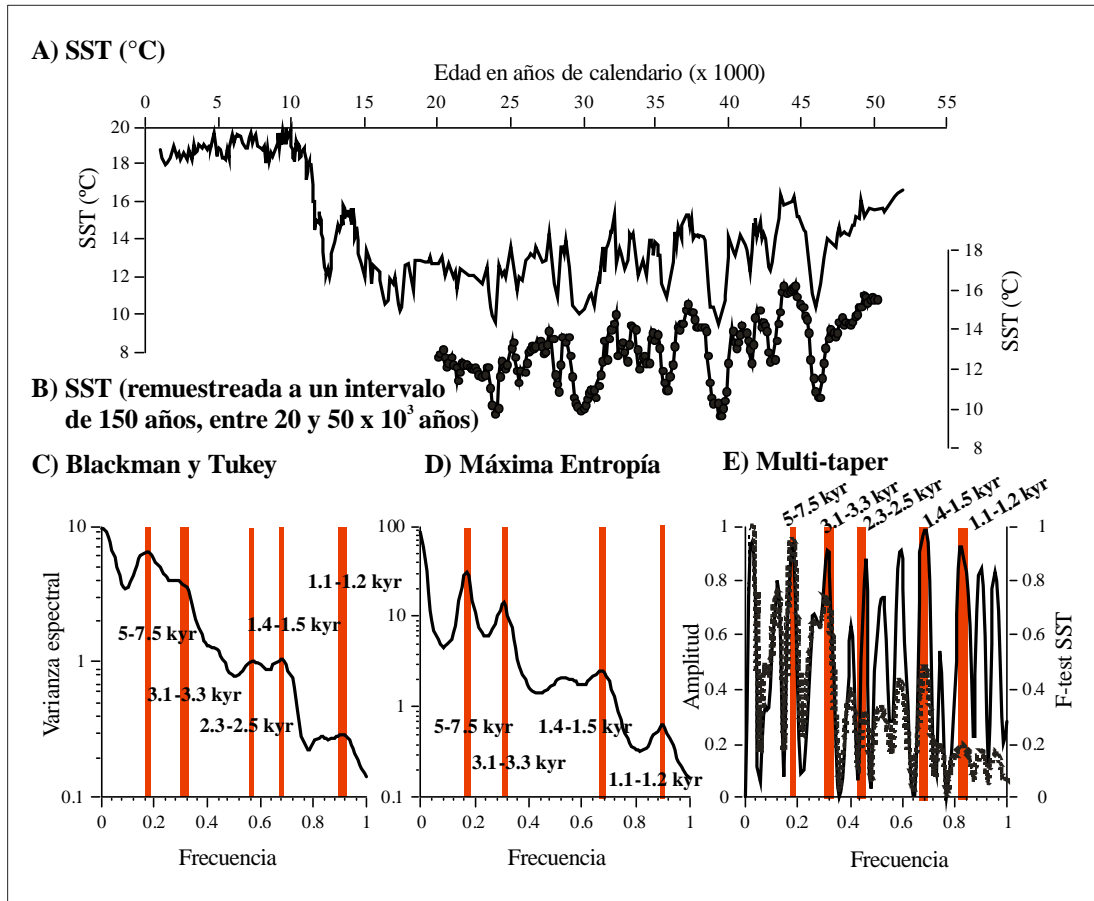
Método de Blackman y Tukey (B&T). Es el método clásico. Consiste en generar la autocovarianza de la serie, aplicar una ventana espectral y, por último, realizar una transformada de Fourier para obtener el espectro. Su principal problema es la baja resolución, por lo que el espectro resultante aparece muy suavizado (Ghil *et al.*, 2001; Paillard *et al.*, 1996). El software *Analyseries*<sup>27</sup> (Paillard *et al.*, 1996) permite realizar un pretratamiento de la serie (nuevo muestreo a espaciado constante, sustracción del promedio, u otros) y elegir el número de valores de autocovarianza (número de *lags*) calculados en función de la relación resolución/confianza que se decida para cada análisis espectral. Además, calcula el intervalo de error en la densidad espectral (CI) y en la banda de frecuencias (BW). A pesar de que es uno de los métodos más empleados en paleoclimatología, últimamente se tiende a sustituirlo por métodos en los que el cálculo del error no dependa de la amplitud de la señal espectral. Un ejemplo está ilustrado en la Figura 44.

Método de Máxima Entropía (MEM). Proporciona una alta resolución pero no presenta valores estadísticos del error, por lo que se desaconseja usarlo aisladamente (Paillard *et al.*, 1996). Como el método anterior, se puede elegir el grado de resolución cambiando el valor de la longitud del filtro utilizado. Se recomienda realizar el análisis varias veces, aumentando paulatinamente la resolución hasta que la aparición de un número elevado de líneas de frecuencia en el espectro indique que ésta es excesiva (Figura 44).

Método “Multi-taper” (MTM). Se caracteriza por usar varias ventanas espectrales (*tapers*), en lugar de sólo una como hacen los métodos clásicos, para reducir la varianza del espectro. Es un método de alta resolución que proporciona un test estadístico (*F-test*) independiente de los valores

<sup>27</sup> *Analyseries* es un programa especialmente desarrollado para el análisis de series climáticas (Paillard, *et al.*, 1996). Permite realizar análisis espectrales, con todos los métodos considerados en este capítulo, preparar las series, y construir modelos de edad. Está disponible gratuitamente en <http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/softlib.html>.

de amplitud. Una frecuencia se suele considerar significativa cuando el valor de su  $F$ -test es mayor de 0,9. Su principal defecto es que suele presentar demasiadas líneas espectrales, por lo que hay que ser cauteloso en su interpretación (Figura 44). Es aconsejable dividir la serie en periodos climáticos diferenciados (e.g., Holoceno, último periodo glacial, etc) para comprobar si las frecuencias encontradas son estacionarias (de Garidel-Thoron *et al.*, 2001; Yiou *et al.*, 1997). En el programa *Analyseries*, la selección del número de ventanas espectrales (N) y el ancho de banda (W) proporciona los grados de confianza y resolución deseados.



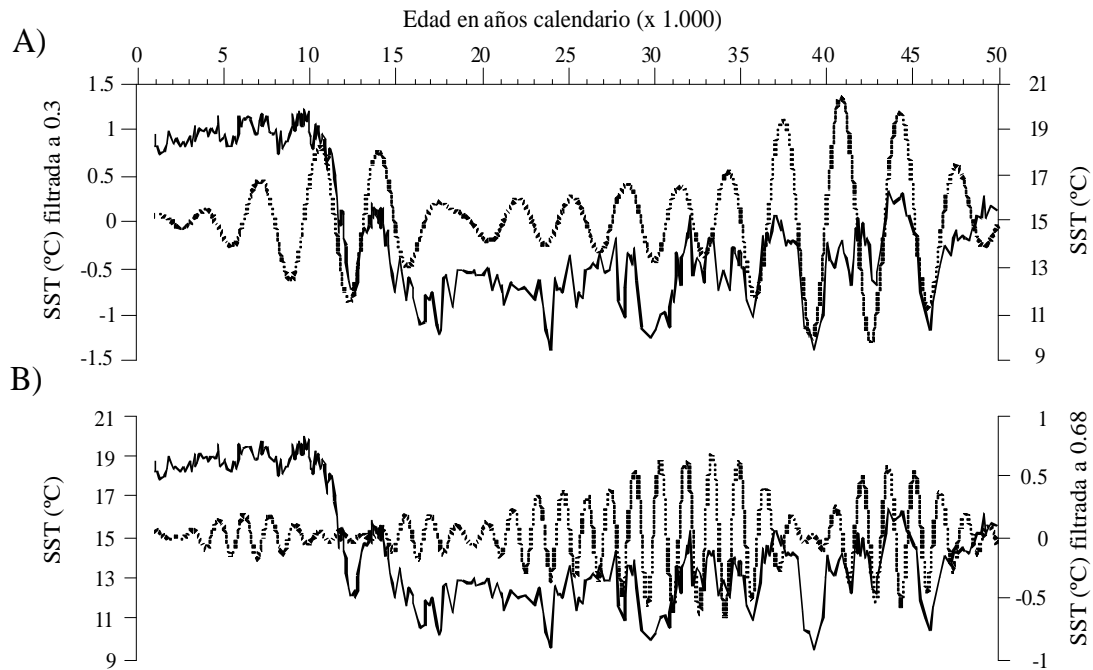
**Figura 44.-** (A) Registro de temperatura de las aguas superficiales marinas (SST) en el Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999a). (B) La misma serie muestreada con un intervalo de tiempo constante de 150 años, tras la sustracción del promedio de valores. Análisis espectrales de las SST mediante los métodos de Blackman y Tukey (C), de Máxima Entropía (D) y de “Multi-taper” (E). En este último método se presenta la amplitud del espectro (trazo discontinuo) y el resultado del  $F$ -test (trazo continuo). La abreviatura kyr hace referencia a  $10^3$  años.

Como se aprecia en la Figura 44,<sup>28</sup> los tres métodos presentan resultados muy similares.

<sup>28</sup> Esta figura se ha realizado con el software *Analyseries* (Paillard *et al.*, 1996) interpolando la serie para obtener un intervalo de tiempo regular de 150 años. En el método B&T se seleccionó un intervalo de confianza de 80%, el ancho de banda fue de 0,093, y un número de *lags* igual a 80. En el método MEM se trabajó con un filtro de 30. En el MTM el número de ventanas fue de 6 y el producto WN fue de 4. En los dos últimos métodos se seleccionó la configuración

La interpretación de los resultados pasaría por considerar cinco frecuencias predominantes, entre las que destacarían tres: 0,64-0,68 ( $\sim$  1.500 años), 0,3-0,32 ( $\sim$  3.300 años) y 0,15-0,18 ( $\sim$  6.000 años).

Otra posible comprobación de lo significativas que son estas frecuencias consiste en comparar la serie SST con la serie SST filtrada a cada una de las frecuencias obtenidas (Figura 45). Se puede ver así, gráficamente, qué porcentaje de variabilidad de la serie explica cada frecuencia.



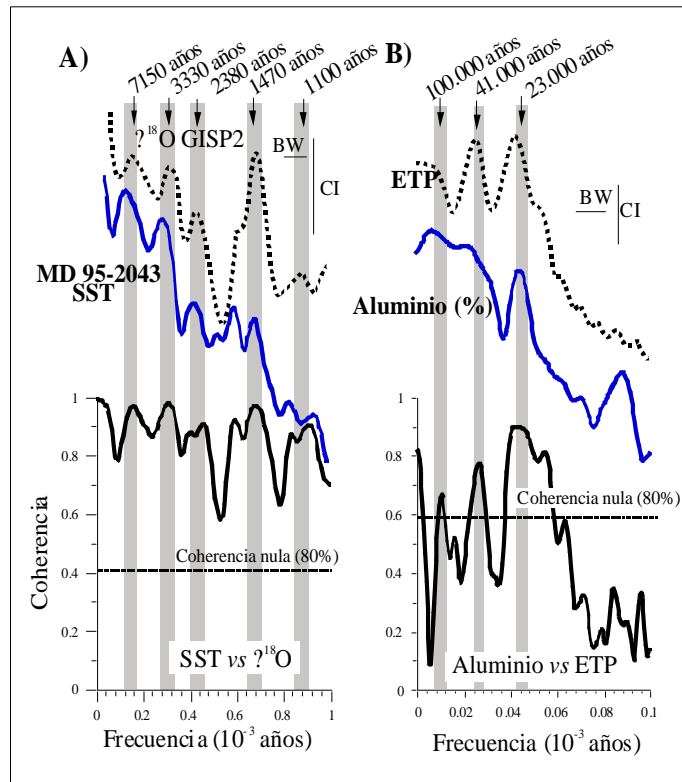
**Figura 45.-** Comparación de las SST obtenidas por Cacho *et al.*, (1999a) con la serie filtrada a (A) 0,3 y (B) 0,68. El filtrado se ha realizado con el software Analyseries (Paillard *et al.*, 1996) que emplea un filtro de tipo gaussiano. El ancho de banda seleccionado ha sido de 0,06, en el primer caso, y de 0,1, en el segundo. Se observa cómo cada frecuencia cambia de amplitud según su importancia en las diferentes partes del registro (e.g. el ciclo de 1,470 años es más significativo entre 25.000 y 40.000 años).

Por último, el análisis espectral cruzado (del inglés, *cross-spectral analysis*) es una buena herramienta de comparación entre dos series. Permite comparar su grado de similitud para las distintas frecuencias presentes, y conocer el ángulo de fase entre las series. Además, da información gráfica del intervalo de error de la comparación para un nivel de confianza dado. El análisis espectral cruzado se usa generalmente para comparar series climáticas con testigos de referencia, como los testigos de hielo de Groenlandia, o con series obtenidas mediante cálculos matemáticos, como la insolación que recibe la Tierra a una determinada latitud (Figura 46A y B) (cf. Artículos 1, 2 y 4 del capítulo de *Resultados*).

---

para lograr un compromiso entre resolución y confianza, mientras que en el B&T se prefirió obtener una resolución mayor con el fin de evitar la obtención de un espectro demasiado suavizado.





**Figura 46.-** (A) Comparación de las SST del testigo MD 95-2043 del Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999a) con el  $\delta^{18}\text{O}$  del testigo de Groenlandia GISP2. (B) Comparación del contenido en Aluminio (%) con la curva ETP, obtenida por combinación de los efectos de la excentricidad, la oblicuidad y la precesión. En ambos casos se ha graficado (arriba) el resultado del análisis espectral individual de cada indicador y (abajo) el resultado del análisis espectral cruzado. Además, se indican los valores gráficos del ancho de banda (BW) y del intervalo de confianza (CI) mediante segmentos en los gráficos superiores, y el nivel de coherencia nula para una confianza del 80% en los gráficos inferiores.