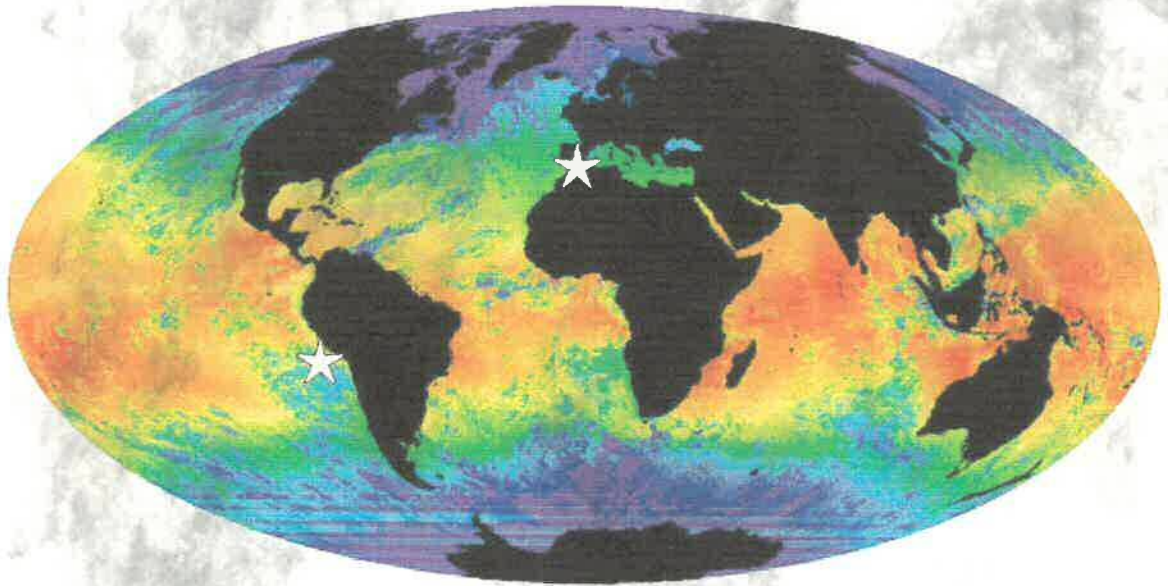


**Estudio paleoceanográfico de los testigos  
TG-7 (dorsal de Nazca-Pacífico) y MD95-2043  
(mar de Alborán-Mediterráneo)**



**Ana María Plaza**

**TESIS DOCTORAL  
2001**

INSTITUTO DE CIENCIAS  
DEL MAR DE BARCELONA  
(C.S.I.C.)

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA  
DE CATALUÑA (U.P.C.)

UNIVERSIDAD DE  
BARCELONA (U.B.)

PROGRAMA DE DOCTORADO EN CIENCIAS DEL MAR

**ESTUDIO PALEOCEANOGRÁFICO DE LOS TESTIGOS TG-7 (DORSAL DE NAZCA-  
PACÍFICO) Y MD95-2043 (MAR DE ALBORÁN-MEDITERRÁNEO)**

Ana María Plaza García

Memoria para optar al título de Doctor en Ciencias del Mar por la Universidad Politécnica de Cataluña, bajo la dirección del Doctor Albert Palanques Monteys, del Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona (C.S.I.C.)

Barcelona, Septiembre del 2001

Un experto asesor de empresas en Gestión del Tiempo quiso sorprender a los asistentes a su conferencia.

Sacó de debajo del escritorio un frasco grande de boca ancha. Lo colocó sobre la mesa, junto a una bandeja con piedras del tamaño de un puño y preguntó:

“¿Cuántas piedras piensan que caben en el frasco?”

Después de que los asistentes hicieran sus conjeturas, empezó a meter piedras hasta que llenó el frasco. Luego preguntó: “¿Está lleno?”

Todo el mundo lo miró y asintió. Entonces sacó de debajo de la mesa un cubo con gravilla. Metió parte de la gravilla en el frasco y lo agitó.

Las piedrecillas penetraron por los espacios que dejaban las piedras grandes.

El experto sonrió con ironía y repitió: “¿Está lleno?”

Esta vez los oyentes dudaron: “Tal vez no”.

“¡Bien!”. Y puso en la mesa un cubo con arena que comenzó a volcar en el frasco. La arena se filtraba en los pequeños recovecos que dejaban las piedras y la grava.

“¿Está lleno?” - preguntó de nuevo. “¡No!” - exclamaron los asistentes.

“Bien”- dijo, y cogió una jarra de agua de un litro que comenzó a verter en el frasco. El frasco aún no rebosaba.

“Bueno, ¿qué hemos demostrado?” - preguntó.

Un alumno respondió: “Que no importa lo llena que esté tu agenda, si lo intentas, siempre puedes hacer que quepan más cosas”.

“¡No!” - concluyó el experto: “Lo que esta lección nos enseña es que si no colocas las piedras grandes primero, nunca podrás colocarlas después.

¿Cuales son las grandes piedras en tu vida? ¿Tus familia, tus amigos, tus sueños, tu salud, la persona amada?.

Recuerda, ponlas primero. El resto encontrará su lugar”.

*A mis padres, hermana y a Antonio.  
Por todas las veces que no he sabido ponerlos  
en el lugar que merecían.*

# Agradecimientos

Han sido muchas las personas a las que debo en gran parte el haber concluido la tesis.

En primer lugar a mi director de tesis **Albert Palanques** por toda la confianza que ha depositado en mí a lo largo de todos estos años. La disponibilidad y ayuda (no sólo científica) ha sido un soporte firme para el desarrollo de este trabajo.

A **Enrique**, compañero de despacho y de aventuras de investigación, que me ha transmitido sentido común, tranquilidad y optimismo en todo momento, incluso en los más críticos, demostrándome que siempre hay tiempo para todo, especialmente para echar una mano a cualquier persona y que los pequeños contratiempos se resuelven más fácilmente con un poco de confianza.

A **Graziella**, que me ha enseñado a mantener una actitud científica de cara al trabajo y equilibrada frente a los problemas y con quien he compartido las ilusiones y las decepciones que la vida me ha deparado.

A **Mohamed**, por los buenos ratos de conversación que me han acercado más a su cultura y por haberme transmitido paciencia y entusiasmo.

A **Marc y Jacobo**, que a pesar de haber coincidido poco tiempo juntos en el despacho ha sido el suficiente para descubrirlos como unos excelentes compañeros.

A **Jorge** por su buen humor, buenos consejos y todo su apoyo moral. A **Pere** por haberme guiado en los primeros momentos de llegada al Instituto. A ambos gracias por los buenos ratos compartidos, sobretodo en las campañas.

A **Bene y Neus**, por todos los momentos agradables que hemos pasado juntas en el laboratorio y por toda la ayuda que me han prestado, además de la analítica. A **Severina**, por sacarme de mi mundo por unos instantes cada día, a media mañana. A las tres por toda su preocupación hacia mí y hacia el desarrollo de la tesis, y en definitiva, por hacerme sentir muy querida.

A **Belén, Gemma, Marcellí, David, Ferrán, Marta, Silvia, Sandra, Fernando, Belén, Annick, María José, Ludovic**.. y todas las personas que han pasado por el departamento de Geología y con las que he compartido ilusiones y proyectos. Todas han sido una parte fundamental de mi vida durante estos años.

A todo el **personal del Instituto de Ciencias del Mar**, por la ayuda recibida, siempre encaminada a facilitarme mi trabajo. Gracias especiales a Alex, por todo el apoyo prestado a la hora de imprimir la tesis.

A **Joan Villanueva, Carles Pelejero, Ana Moreno** participantes todos del grupo de *charlas paleoceanográficas* y muy especialmente a **Isabel Cacho y Eva Calvo**, compañeras de “testigos”. Gracias por compartir el conocimiento conmigo, poniéndome al día de las tendencias más punteras de investigación y por haberme ayudado a interpretar mis datos, con una implicación real en ellos.

A todo el grupo de **Geología de la Universidad de Barcelona** y especialmente a Joan Fabrés, por las fructíferas discusiones acerca del ópalo y toda la ayuda que me han prestado con la bibliografía.

A **Felicià Plana** y todo su equipo del Instituto Jaume Almera por la ayuda en la realización de los análisis mineralógicos de las arcillas y por permitirme utilizar el equipo de sedimentología.

A **Adolfo Molina**, por su gran apoyo en toda la parte referente al Pacífico. Gracias por permitirme realizar una estancia en el laboratorio de Ciencias del Mar y Limnología, donde realmente me sentí como parte de la familia y por estar cerca siempre que he necesitado ayuda. A **Ligia y Herman** por adoptarme los días de estancia en México, de manera que todavía conservo muy presente su amistad, a pesar de la distancia. Al resto de personas que trabajan en dicho departamento de la UNAM, por considerarme parte integrante del grupo.

A **Juan Carlos Herguera** por dedicar una parte de su escaso tiempo en España para recibirme y revisar mis datos e interpretaciones.

A **José Abel Flores, Paco Sierro y Lines**, de la universidad de Salamanca, por todo el aliento en el trabajo de investigación. Gracias por todo el tiempo dedicado, que ha sido mucho.

A **Fátima Abrantes** por aceptarme en su grupo de investigación como un miembro más durante mi estancia en Lisboa. Su especial interés en mi trabajo me dio ánimos y motivación para continuar adelante. A **Emilia, Silvia, Sandra y Pedro** por hacerme sentir como en casa.

A **Susana**, porque le debo casi todo lo que he conseguido en esta tesis. Su apoyo científico y moral a lo largo de todo este tiempo ha sido fundamental y sinceramente no sé cómo expresar mi gratitud.

A **Genoveva e Isabel**, secretarias de la Universidad Politecnica por todas las facilidades prestadas.

A **el Ministerio de Ciencia y Tecnología** por concederme la beca FPI para realizar esta tesis.

A los proyectos de investigación **CICYT ANT 94-0040 y CICYT AMB 95-0196** dentro de los cuales se enmarca este trabajo.

A la **tripulación del buque oceanográfico "Hespérides"**, por toda la ayuda prestada durante la realización de las campañas.

A **los componentes del Grupo Excursionista Cataluña** y muy especialmente a Judit, Mariano, Isabel, Joan, Nuria, Juan, Cata, Pino, Antonia, Romá y la familia Montegut. Por todos los buenos ratos compartidos. Gracias por haber sido mi familia en Barcelona durante todos estos años.

A mis amigos de **Zaragoza** de la **universidad** (Esther, Javi, Ramón, Mari Angel, Yoli, Alicia, Oscar, Maite y César) y de la **Parroquia** (Jose Luis, Ana, Nacho, Javi, Pili, Carmen, Mari Luz, Andrés y Ramón). Gracias por vuestra comprensión y apoyo y por seguir considerándome una buena amiga a pesar del poco tiempo que os he dedicado últimamente.

A **Juan**, por los años que hemos compartido piso en Barcelona y todo el apoyo moral recibido.

Dejo para el final las personas más importantes: **mis padres, Inma y Antonio**. Por alentarme, darme ánimos y estar siempre tan cerca....

*A todos los que me han acompañado a lo largo de este camino.... ¡¡¡Gracias !!!*

# INTRODUCCIÓN

El objetivo de esta tesis es estudiar desde el punto de vista paleoceanográfico dos testigos:

- TG-7, de 4 metros de longitud, recuperado sobre la dorsal de Nazca (Pacífico Tropical) a los 17°14'04''S – 78°06'16''W de coordenadas, 3120 m de profundidad y que se extiende hasta los 400.000 años
- MD95-2043, de 16 metros de longitud, situado en el mar de Alborán (Oeste del Mediterráneo) a los 36°8'35''N – 2°37'16''W de coordenadas, 1841 m de profundidad y que abarca los últimos 52.000 años

Cada uno de ellos ha constituido una parte de la tesis, dada la diferente área geográfica y escala temporal en que se enmarcan. Sin embargo ambos han sido examinados utilizando las mismas técnicas analíticas.

Por consiguiente la presente memoria de tesis está estructurada en tres partes:

- Parte I: Técnicas analíticas
- Parte II: Estudio paleoceanográfico del testigo TG-7
- Parte III: Estudio paleoceanográfico del testigo MD95-2043

1.- En la primera parte y dentro del capítulo 1 se considera la validez de diferentes **técnicas analíticas** de cara a una utilidad paleoceanográfica. Puesto que ésta es una línea de investigación muy amplia en metodología, se realiza un repaso bibliográfico a los diferentes métodos analíticos de laboratorio, explicando la técnica que se ha elegido en cada caso. Una parte importante de esta investigación metodológica se ha centrado en la cuantificación de la sílice biogénica (Sección 1.8) mediante el método de Mortlock y Froelich, (1989). Para delimitar la contribución de la sílice terrígena al contenido total, problema de gran importancia en sedimentos con un contenido bajo en ópalo como los de ambos testigos, se ha desarrollado un método propio de corrección basado en la doble extracción (Figura 1.15). Su aplicación se ha comparado con otros métodos de corrección basados en extracciones secuenciales (Tablas 1.9 y 1.10).

También es novedosa la utilización de autoanalizador LECO CC100 para cuantificar el contenido en carbonato cálcico de las muestras sedimentarias. Para comprobar su grado de precisión y exactitud se ha realizado un análisis comparativo entre 100 muestras previamente caracterizadas mediante técnicas analíticas más tradicionales (calcímetro de Bernard) (Sección 1.6).

En la Sección 1.7 se presenta un intento de calcular el carbono orgánico en los sedimentos por diferencia entre el contenido en carbono total y en carbono inorgánico obtenidos ambos mediante los dos componentes del equipo LECO (CN-2000 y CC100). Los valores resultantes se han comparado con los conseguidos tras la decarbonatación de las muestras, según el procedimiento aplicado en el Servicio Técnico de análisis de la Universidad de Barcelona. Una descripción de las limitaciones de ambos métodos se discuten en dicha sección.

2.- En la segunda parte se ha analizado con detalle el **testigo TG-7**. Su posición en el Pacífico Subtropical (comentada en el capítulo 2) es estratégica, siendo el lugar de encuentro entre las dos corrientes contrapuestas que recorren las costas suramericanas: corriente de Chile (hacia el norte) y contracorriente de Perú (hacia el sur).

Dado que se dispone de un único testigo analizado en la zona, y con el fin de contrastar la calidad de los resultados obtenidos, se han comparado e interpretado los perfiles de cada una de las variables analizadas con los de otros testigos del Pacífico Ecuatorial y Subtropical (capítulo 3). El análisis del CaCO<sub>3</sub> se ha revelado de especial interés para identificar los ciclos carbonatados característicos del Pacífico Subtropical y Ecuatorial y reconstruir la extensión espacial de la corriente de Chile durante los 400.000 años de registro (cf. Figuras 2.32-2.36)

A lo largo de los dos capítulos siguientes (4 y 5) se han interpretado conjuntamente todos los parámetros previamente descritos en términos de indicadores terrígenos y biógenos. El capítulo 4 (referido por completo a la señal terrígena) comienza estableciendo de manera teórica los procesos que controlan la llegada de partículas a la zona y su posterior depósito, para a continuación pasar a interpretar las variaciones en las contribuciones terrígenas del testigo, considerando tres aspectos diferentes: su contenido (tasas de acumulación), su tamaño y su composición mineralógica y geoquímica. Se ha tratado de separar la contribución eólica de la fluvial, en función de las partículas silíceas que llegan hasta el testigo transportadas por el viento (*Bárcena, comunicación personal*) y a partir de ellas de deducir variaciones en la intensidad del viento.

Los indicadores biogénicos se han examinado a lo largo del capítulo 5. En primer lugar y puesto que el sedimento es mayoritariamente carbonatado, se ha analizado la relación productividad frente a disolución de los restos calcáreos, comparando las fluctuaciones de  $\text{CaCO}_3$  (siempre dentro del contexto de otros perfiles del Pacífico) con las observaciones de la preservación de los restos calcáreos en la fracción superior a  $50\mu\text{m}$ . Después se han considerado el resto de indicadores de origen biológico: ópalo y bario. Por último se ha tratado de estudiar comparativamente la señal registrada por cada uno de ellos.

El último apartado (capítulo 6) ha tenido como objetivo reconstruir la evolución de las masas de agua y dar una interpretación conjunta a lo sucedido durante los 400.000 años de registro. Para ello se han utilizado otros trabajos desarrollados por diferentes autores en este mismo testigo: asociaciones de radiolarios (*Molina-Cruz, comunicación personal*) y temperaturas superficiales marinas (*Calvo et al., 2001*).

3.- La **tercera** y última parte ha tenido como objetivo estudiar el **testigo MD95-2043** situado en la cuenca central del mar de Alborán (Mediterráneo) (capítulo 7). Este testigo ha dado lugar a varios trabajos de investigación centrados en aspectos paleoceanográficos concretos (*Flores et al., 1998; Cacho et al., 2000; Bárcena et al., 2001*). Dicha visión más paleoceanográfica se ha completado con un análisis sedimentológico, llevado a cabo en la presente tesis que ha conducido a distinguir distintos tipos de facies sedimentarias fácilmente enmarcables dentro del contexto del mar de Alborán (capítulo 8). Para cada tipo de sedimento se ha descrito su contenido geoquímico, de mineralogía de las arcillas, carbonato y ópalo. El paso siguiente en el análisis ha sido detallar los procesos que determinan la llegada hasta la zona de los diferentes tipos de materiales y su posterior depósito. Una vez determinada su secuencia temporal (capítulo 9) se ha establecido cuáles son los factores de control (tanto de carácter global como local) responsables, en última instancia, de la asociación de sedimentos que presenta el testigo.

Dada la elevada tasa de sedimentación del testigo, en el capítulo 10 se ha analizado pormenorizadamente lo sucedido durante los últimos 20.000 años (20Ka), que incluyen el Holoceno, la deglaciación y el último máximo glacial. Se ha prestado especial atención a la presencia de una capa rica en materia orgánica y las condiciones paleoceanográficas que han conducido a su formación, comparándolas con las que caracterizan los momentos previos y posteriores. Los datos geoquímicos así como el contenido en ópalo y bario normalizado han proporcionado datos nuevos acerca de la productividad primaria, nivel de oxigenación de las aguas y disposición de frentes de oxidación, que complementan la situación ambiental descrita por (*Sierro et al., 1998; Bárcena et al., 2001; Cacho et al., in press*)

El resto del registro hasta alcanzar los 52.000 años (52Ka) se ha considerado en el capítulo 11, donde se ha planteado como objetivo buscar evidencias de las oscilaciones climáticas bruscas (eventos de Heinrich -HE y de Dansgaard-Oeschger D-O) identificadas durante el último glacial-interglacial en el Atlántico Norte. *Cacho et al., (1999)* han demostrado que el mar de Alborán sufrió una alteración en sus condiciones paleoceanográficas en coincidencia con la ocurrencia de dichos cambios climáticos bruscos. Por consiguiente se ha tratado de encontrar evidencias del depósito de detritos de icebergs utilizando para este fin las variaciones mineralógicas, geoquímicas y de propiedades físicas de los sedimentos del testigo MD95-2043. Asimismo se han tratado de relacionar los eventos fríos (D-O y HE) con la productividad y la preservación de la zona tras el análisis de los perfiles de ópalo y de bario normalizado.

**Por último y como síntesis final** se han resumido las conclusiones más importantes resultantes de la tesis y se han planteado las futuras investigaciones que deberían realizarse para confirmar las hipótesis planteadas.

# INDICE

## • Parte I: Técnicas analíticas

<b>Capítulo 1.- Descripción de las técnicas de análisis</b>	<b>1</b>
1.- Estratigrafía isotópica	3
1.1.- Introducción al método de la estratigrafía isotópica	3
1.2.- Método seguido en este trabajo	4
2.- Medidas de propiedades físicas	5
2.1.- Introducción	5
2.2.- Método utilizado en este trabajo	5
3.- Análisis sedimentológico	7
3.1.- Introducción	7
3.2.- Métodos utilizados	7
4.- Mineralogía de las arcillas	11
4.1.- Introducción	11
4.2.- Método seguido en el trabajo	11
5.- Análisis geoquímicos	13
5.1.- Introducción	13
5.2.- Metodología seguido en el trabajo	13
6.- Contenido en carbonato cálcico	14
6.1.- Introducción	14
6.2.- Métodos para medir carbonatos	15
6.3.- Comparación de resultados	16
7.- Contenido en carbono orgánico	18
7.1.- Introducción	18
7.2.- Diferentes métodos para medir el carbono orgánico	18
7.3.- Método seguido en este trabajo	19
8.- Contenido en sílice biogénica	23
8.1.- Introducción	23
8.2.- Técnicas para determinar ópalo	24
8.3.- Método seguido en el trabajo (Mortlock y Froelich, 1989)	30
9.- Cálculo de flujos de partículas	43
9.1.- Introducción	43
9.2.- Cálculo de la tasa de sedimentación linear	43
9.3.- Cálculo de la densidad seca	43
9.4.- Procedimiento seguido en el trabajo	45



## • Parte II: Testigo TG-7 (Pacífico)

<b>Capítulo 2.- Introducción a la zona de estudio</b>	<b>49</b>
1.- Oceanografía descriptiva	51
1.1.- Localización	51
1.2.- Circulación atmosférica	51
1.3.- Circulación oceánica superficial y masas de agua	54
1.4.- Circulación profunda	58
1.5.- Hidrografía	58
1.6.- Surgencias costeras	61
2.- Trabajos previos (antecedentes)	63
<b>Capítulo 3.- Descripción de los resultados</b>	<b>65</b>
1.- El testigo TG-7	65
2.- Descripción visual del testigo	65
3.- Modelo de edad	68
3.1.- Descripción de los resultados	68
3.2.- Comparación con otras zonas del Pacífico	70
4.- Medidas de susceptibilidad magnética	71
4.1.- Descripción de los resultados	71
4.2.- Comparación con otros registros	71
5.- Análisis sedimentológico	74
5.1.- Caracterización textural y análisis composicional de la fracción superior a 50 $\mu$ m	74
5.2.- Estudio sedimentológico de las fracciones total y terrígena finas ( $\phi < 50\mu$ m)	79
6.- Composición mineralógica de la fracción arcilla	82
6.1.- Descripción de los datos	82
6.2.- Comparación con otras zonas del Pacífico	82
7.- Análisis geoquímico	86
7.1.- Descripción de los datos	86
7.2.- Comparación con otras zonas	87
8.- Contenido en carbonato cálcico	89
8.1.- Descripción de los datos	89
8.2.- Comparación con otras zonas	90
9.- Contenido en sílice biogénica	98
9.1.- Descripción de los datos	98
9.2.- Comparación con otras zonas	98
10.- Flujos de partículas	104
10.1.- Descripción de los resultados	104
<b>Capítulo 4.- Interpretación del registro terrígeno</b>	<b>107</b>
1.- Procesos sedimentarios que predominan en la zona	107
1.1.- Introducción	107
1.2.- Aportes de materiales de origen fluvial	108
1.3.- Aportes eólicos	110
1.4.- Importancia de los procesos fluviales y eólicos	111
2.- Interpretación de las contribuciones terrígenas	112
2.1.- Introducción	112
2.2.- Cantidad de partículas acumuladas: implicaciones climáticas y del proceso de transporte	113
2.3.- Tamaño de las partículas terrígenas eólicos y relación con la intensidad del viento	117
2.4.- Interpretación conjunta de la intensidad de los agentes de transporte y de la cantidad de partículas terrígenas acumuladas	119
2.5.- Estudio mineralógico y geoquímico de las partículas terrígenas: relación con el área fuente	120
3.- Conclusiones	126

**Capítulo 5.- Interpretación del registro biogénico** \_\_\_\_\_ **127**

1.- Análisis del registro carbonatado	127
1.1.- Productividad frente a preservación	127
1.2.- Posibles causas de la falta de preservación de los restos carbonatados	130
2.- Otros indicadores de productividad: ópalo y bario	131
2.1.- Estudio del registro de ópalo	131
2.2.- Estudio del registro de bario	132
3.- Estudio comparativo de los tres registros de productividad: carbonato, bario y ópalo	132
3.1.- Comparación entre tasas de acumulación de los distintos componentes biogénicos	132
3.2.- Comparación entre el porcentaje de cada componente biogénico	135
4.- Conclusiones	136

**Capítulo 6.- Evolución de las masas de agua** \_\_\_\_\_ **137**

1.- Estudio de las masas de agua superficiales	137
1.1.- Situación oceanográfica actual del testigo TG-7	137
1.2.- Distribución de las masas de agua en el pasado	137
1.3.- Comparación con otros trabajos	141
2.- Interpretación conjunta de todos los parámetros estudiados en relación con las masas de agua	144
3.- Conclusiones	146

**• Parte III: Testigo MD95-2043 (Mediterráneo)** \_\_\_\_\_**Capítulo 7.- Introducción a la zona de estudio** \_\_\_\_\_ **149**

1.- Oceanografía descriptiva	151
1.1.- Localización	151
1.2.- Clima y circulación atmosférica	151
1.3.- Circulación oceánica en el Mediterráneo Occidental	154
1.4.- Descripción detallada de la circulación en Alborán	159
2.- Trabajos previos (antecedentes)	161

**Capítulo 8.- Introducción a la zona de estudio** \_\_\_\_\_ **163**

1.- El testigo IMAGES	163
2.- Modelo de edad	163
2.1.- Descripción de los resultados	163
3.- Medidas de propiedades físicas	168
3.1.- Descripción de los resultados	168
3.2.- Comparación con otros trabajos	170
4.- Análisis sedimentario	173
4.1.- Descripción de los resultados	173
5.- Composición mineralógica de la fracción arcilla	180
5.1.- Descripción de los datos	180
5.2.- Comparación con otras zonas	180
6.- Análisis geoquímico	183
6.1.- Descripción de los datos	183
6.2.- Comparación con otros trabajos	187
6.3.- Relación entre la distribución de los elementos químicos y el tamaño de grano	187
7.- Contenido en carbonato cálcico	190
7.1.- Descripción de los datos	190
8.- Contenido en sílice biogénica	193
8.1.- Descripción de los datos	193
8.2.- Comparación con otras zonas	193

<b>Capítulo 9.- Interpretación del registro sedimentario</b>	<b>195</b>
1.- Introducción	195
2.- Tipos de materiales y procesos sedimentarios relacionados	195
3.- Asociación vertical de facies	196
4.- Factores de control	197
4.1.- Factores de control globales	197
4.2.- Factores de control locales	199
5.- Explicación del registro sedimentario a partir de la influencia de los factores globales y locales	202
5.1.- Registro de los materiales terrígenos más gruesos	202
5.2.- Registro de la mineralogía de la fracción arcillosa	203
5.3.- Información derivada del análisis geoquímico de la muestra total	205
6.- Conclusiones	208
<b>Capítulo 10.- Interpretación de las condiciones paleoceanográficas entre 0 y 20Ka</b>	<b>209</b>
1.- Sapropeles y capas orgánicas (ORL) en el Mediterráneo	209
1.1.- Introducción	209
1.2.- Mecanismos de formación	210
2.- Capa rica en materia orgánica del testigo MD95-2043	211
2.1.- Indicadores del grado de preservación	211
2.2.- Indicadores de productividad	215
2.3.- Variación de las propiedades físicas	217
3.- Reconstrucción de las condiciones ambientales	219
3.1.- Condiciones previas al depósito de la capa orgánica	219
3.2.- Condiciones registradas durante el depósito de la capa orgánica	220
3.3.- Condiciones registradas durante el Holoceno	223
4.- Conclusiones	224
<b>Capítulo 11.- Interpretación de las condiciones paleoceanográficas entre 20 y 52Ka</b>	<b>225</b>
1.- Oscilaciones climáticas bruscas: eventos de Heinrich (HE) y de Dansgaard-Oeschger (D-O)	225
1.1.- Eventos de Heinrich	225
1.2.- Eventos de Dansgaard-Oeschger (D-O)	226
1.3.- Relación entre ambos tipos de eventos	226
2.- Límite de extensión de los eventos de Heinrich	228
3.- Identificación de los eventos de Heinrich en el testigo MD95-2043	230
3.1.- Aplicación de los criterios de reconocimiento de HE al testigo MD95-2043	231
3.2.- ¿Existen pruebas de la llegada de icebergs al mar de Alborán?	237
4.- Análisis de indicadores de productividad sensibles a las variaciones climáticas del último ciclo glacial	238
4.1.- Factores de control de la productividad en el mar de Alborán	240
5.- Conclusiones	243
<b>• Conclusiones finales y futuras líneas de investigación</b>	
1.- Conclusiones	247
2.- Futuras líneas de investigación	250
<b>• Bibliografía</b>	
1.- Bibliografía de la primera parte	253
2.- Bibliografía de la segunda parte	261
3.- Bibliografía de la tercera parte	272

**PARTE I:**  
**TÉCNICAS ANALÍTICAS**

# Capítulo 1: Técnicas de análisis

## 1.- ESTRATIGRAFÍA ISOTÓPICA

### 1.1.- Introducción al método de la estratigrafía isotópica

La estratigrafía isotópica se basa en el principio (puesto de manifiesto por el químico Urey en 1947) de que los carbonatos que precipitan a partir del agua marina presentan diferente relación de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dependiendo de la temperatura a la que se realiza dicha reacción química. Este concepto tomó importancia en las investigaciones paleoclimáticas gracias a los experimentos de Epstein *et al.* (1953) que comparaban la composición isotópica de la concha de moluscos con la temperatura en que estos vivían. Así se comprobó que existía una relación entre la temperatura de crecimiento de los organismos, la composición de isotópica de sus conchas y la del agua marina (esta última, por su parte, controlada por la salinidad y el volumen del hielo de los casquetes polares).

La relación  $\delta^{18}\text{O}$  determinada para un resto carbonatado describe lo que se separa la relación entre los dos isótopos de oxígeno ( $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ ) en una muestra, frente a la de un patrón según la fórmula:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}(\text{muestra}) - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}(\text{patrón})}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}(\text{patrón})} * 1000$$

Las fluctuaciones en la composición de los isótopos de oxígeno de las conchas de los foraminíferos fueron descritas por primera vez por Emiliani en 1955 quien estableció la nomenclatura para los estadios isotópicos y señaló que la alternancia de los valores  $\delta^{18}\text{O}$  altos y bajos reflejaban los ciclos cálidos/fríos del agua marina sucedidos durante el Pleistoceno. Posteriormente Shackleton y Opdyke (1976) matizaron esta idea y apuntaron que las fluctuaciones de las relaciones isotópicas del oxígeno son debidas más bien a variaciones en la composición isotópica del océano, es decir, a épocas de expansión y de retracción del hielo en los polos. Así durante las etapas de construcción del hielo el  $^{18}\text{O}$  está preferentemente en el océano aumentando la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de forma que las conchas formadas en tal agua estarán enriquecidas en  $^{18}\text{O}$ . Cuando el hielo se funde, la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en el océano decrece de nuevo y las conchas de los foraminíferos se ven empobrecidas en  $^{18}\text{O}$ .

El desarrollo de estudios isotópicos de sedimentos marinos ha permitido definir curvas de referencia donde se recogen las variaciones globales de  $\delta^{18}\text{O}$  en el agua marina a partir tanto de foraminíferos bentónicos como planctónicos, destacando entre todas ellas la curva de referencia SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984). Dicha curva está compuesta por 5 registros de medidas isotópicas en foraminíferos planctónicos representativos de latitudes medias y bajas en diferentes océanos. La construcción de la escala de tiempo de la curva SPECMAP se basa en la hipótesis de que las variaciones en la órbita terrestre son la principal causa de los cambios climáticos (Milankovitch, 1930). La curva de referencia SPECMAP permite datar hasta los 800.000 años, con un error de  $\pm 5.000$  años (Martinson *et al.*, 1987).

## **1.2.- Método seguido en este trabajo.**

La construcción de una escala de edad para el testigo TG-7 ha sido realizada a partir de la estratigrafía isotópica tal y como se describe en el siguiente párrafo. Por lo que se refiere al testigo IMAGES MD95-2043 el modelo de edad ha sido discutido detalladamente por Cacho *et al.*, (1999) e incluye tanto la curva de isótopos de oxígeno como dataciones absolutas de carbono 14.

Los análisis isotópicos del TG-7 se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de *Scripps Institution of Oceanography* (USA). En cada una de las muestras, se separaron entre 12 y 15 ejemplares del foraminífero planctónico *Globigerina bulloides*, con un tamaño comprendido entre 250 y 350 $\mu$ m. Todas las muestras se mantuvieron a una temperatura de 375°C y bajo vacío la hora previa a su disposición en un Carrusel-48, accesorio automático para la preparación de carbonatos acoplado al espectrómetro de masas Finnegan MAT252. La precisión del estándar NBS-19, calculada durante el periodo de tiempo en que se efectuaron las medidas, fue  $\pm 0.1\%$ . Este valor también representa el límite superior de la desviación estándar, obtenida a partir de réplicas sobre la misma muestra. Los datos de isótopos de oxígeno resultantes son la normalización entre los valores isotópicos medidos y su desviación estándar.

La estratigrafía isotópica normalizada fue correlacionada con la curva de referencia SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984) utilizando el programa informático ANALYSERIES (Paillard *et al.*, 1996). Las referencias estratigráficas utilizadas para correlacionar fueron los puntos medios de transición entre los estadios isotópicos, identificados de acuerdo con Pisias *et al.*, (1984); Prell *et al.*, (1986). Las edades se derivaron desde una interpolación lineal entre estos puntos, suponiendo la existencia de una tasa de sedimentación constante entre cada uno de ellos y a lo largo del testigo.

## 2.- MEDIDAS DE PROPIEDADES FÍSICAS

### 2.1.- Introducción

Las técnicas no destructivas que registran las propiedades físicas de los testigos tienen una especial importancia a la hora de obtener una imagen general de la litología, ya que reflejan cambios de la distribución del tamaño de grano y de los componentes principales y son muy rápidas de efectuar. El desarrollo de instrumentos geofísicos automáticos (Multi Sensor Track; puentes de susceptibilidad, ...) permite determinar propiedades tales como densidad, susceptibilidad magnética, reflectancia, porosidad o velocidad de las ondas p previamente al muestreo de los testigos de una manera rápida y continua. La utilización rutinaria de estas técnicas ayuda a identificar en los testigos niveles que deben ser analizados más detalladamente (p. ej. Gerland y Villinger, 1995; Weber *et al.*, 1997).

### 2.2.- Método utilizado en este trabajo

En este trabajo se ha utilizado un puente de susceptibilidad como técnica para determinar las propiedades magnéticas del testigo TG-7, mientras que se disponen de los datos procedentes de un MST (*Multi Sensor Track*) para el testigo MD95-2043. El MST está compuesto por tres tipos de sensores: un par de transductores de ondas compresionales necesarios para determinar el recorrido de dichas ondas en el testigo; una fuente y un detector de rayos  $\gamma$  (GRAPE: *gamma ray attenuation porosity evaluator*) que miden la atenuación de los rayos gamma a lo largo del testigo; y un puente de susceptibilidad magnética.

#### a) Puente de susceptibilidad magnética

El testigo TG-7 ha sido examinado con el puente de susceptibilidad magnética "Bartington" que consta de un medidor MS2 y un sensor MS2C, además de un ordenador para procesar los datos y una plataforma graduada de muestreo. La susceptibilidad magnética ( $\kappa$ ) es un parámetro adimensional que mide la relación existente entre la intensidad del campo magnético inducido en una muestra (J) y el campo magnético artificial aplicado (H).

$$\kappa = J/H \quad (\text{Hiscott } et al., 1997)$$

Con el puente de susceptibilidad magnética se somete el testigo a un campo magnético conocido y se estudia la variación relativa del campo inducido en el sedimento. El registro así obtenido es un indicador de la presencia en el sedimento de minerales con propiedades magnéticas: ferromagnéticos, paramagnéticos o diamagnéticos.

La lectura de susceptibilidad magnética se realizó a bordo del buque Hespérides, seleccionándose como parámetros de lectura del medidor MS2 una sensibilidad de 1 (ya que se buscaban los picos magnéticos más importantes) y una alta frecuencia de muestreo (para así obtener una resolución de 1 cm). Con el objetivo de calcular la deriva magnética y poder corregir los resultados finales, se realizó una lectura ambiente al principio y otra al final del proceso.

#### b) Evaluador de densidad por atenuación de rayos gamma (GRAPE)

Permite obtener de manera rápida perfiles de densidad saturada de alta resolución en sedimentos marinos. La densidad es un parámetro importante a la hora de determinar los flujos de acumulación de los diferentes componentes sedimentarios. La técnica para la determinación de la densidad se basa en el principio de la atenuación de los rayos gamma al atravesar un material con un coeficiente de absorción conocido, puesto que la diferencia entre la intensidad de rayos gamma emitida por la fuente radiactiva y la recibida por el detector puede traducirse en términos de densidad saturada para cada nivel de profundidad del testigo. La atenuación está causada por la dispersión de Compton y el efecto fotoeléctrico (Evans, 1965) y se expresa según la siguiente ecuación:

$$I = I_0 e^{-\mu_p d} \quad (\text{Gerland } et al., 1995)$$

donde:  $I$  es la intensidad (nº de cuentas/tiempo) de la radiación gamma recibida;  $I_0$  es la intensidad de la fuente de rayos  $\gamma$  determinada previa realización de cada tanda de análisis ( $\gamma = I_{\text{aire}} - I_{\text{tubo de testigo vacío}}$ );  $\rho$  es la densidad saturada del sedimento ( $\text{g/cm}^3$ );  $\mu$  es el coeficiente de atenuación de masa del efecto Comptom ( $\text{cm}^2/\text{g}$ );  $d$  es el espesor (mm).

La densidad, en sentido absoluto, puede calcularse si el resto de los parámetros están definidos con la suficiente exactitud. A este respecto el único problema lo plantea la determinación del coeficiente de atenuación de masa que en los sedimentos marinos depende de la porosidad y de la densidad de los granos minerales que componen el sedimento.

### c) Velocidad de las ondas p

La determinación de la velocidad de las ondas p se basa en la medida del tiempo de recorrido de un impulso acústico entre dos transductores piezométricos insertados en el sedimento a intervalos conocidos (Schultheiss, 1989). La velocidad de las ondas p ( $V_p$ ) en m/s se calcula:

$$V_p = \frac{1}{(t_w - t_{w0})} * (C_d + C_{dd}) * 10^3 \quad (\text{Weber et al., 1997})$$

donde:  $t_w$  es el tiempo de viaje de la onda p ( $\mu\text{s}$ );  $t_{w0}$  es el tiempo de viaje de la onda p a través del tubo de plástico del testigo ( $\mu\text{s}$ );  $C_d$  es el diámetro interno del testigo (mm);  $C_{dd}$  es la desviación del diámetro interno del testigo del valor  $C_d$  (mm). Previamente a la toma de las medidas es importante el permitir el equilibrio de los testigos con la temperatura del laboratorio puesto que ligeras variaciones en la temperatura de trabajo ocasionan grandes modificaciones en la velocidad de las ondas p.



## 3.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

### 3.1.- Introducción

Los análisis sedimentológicos son una técnica rutinaria dentro de la disciplina oceanográfica. La caracterización del tamaño de grano de las distintas partículas, los porcentajes de arena, limo y arcilla y su distribución dentro de la muestra total, permiten identificar los procesos de transporte y clasificar el tipo de sedimento. Este análisis se realiza básicamente en materiales con una cantidad importante de partículas limo grueso o arena. En depósitos sedimentos pelágicos y hemipelágicos la sedimentación se encuentra dominada por el depósito de restos de organismos carbonatados y opalinos, mezclados en menor medida con materiales procedentes del continente. El tamaño de grano es muy fino y la fracción arenosa es escasa y principalmente de carácter biogénico. En algunas ocasiones tan sólo la decarbonatación del sedimento permite conocer la evolución de la sedimentación terrígena a lo largo del registro, evitando la influencia que los restos biológicos pueden ejercer en la textura final del sedimento.

### 3.2.- Método utilizado en el trabajo

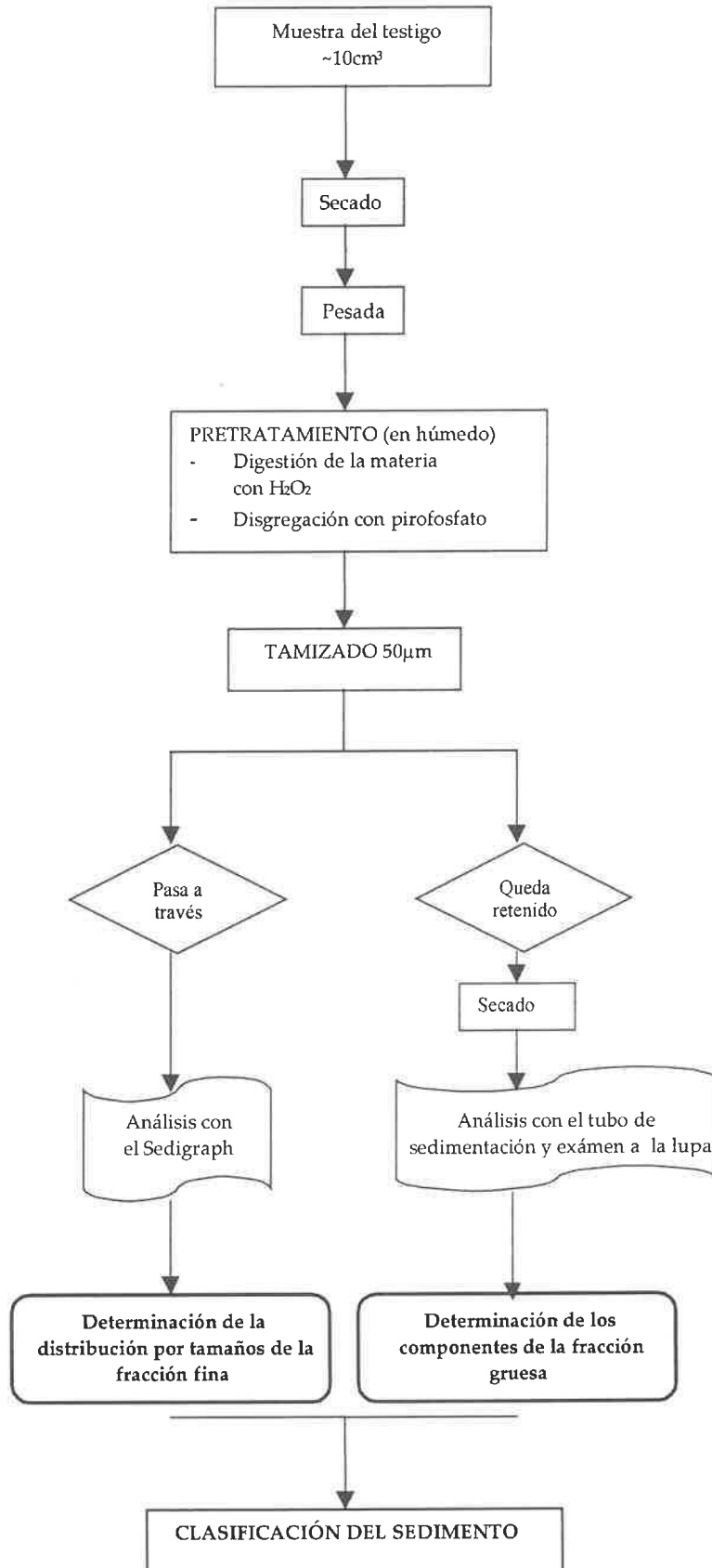
El sedimento una vez seco, fue tratado con peróxido de hidrógeno al 20% para eliminar la materia orgánica y con polifosfato sódico 0.1% para favorecer su disgregación. En el testigo MD95-2043, la caracterización textural sedimentaria se realizó utilizando el equipo Sedigraph (para la fracción inferior a 50 $\mu$ m) y el tubo de sedimentación unido al reconocimiento visual (para la superior). En el testigo TG-7, además de efectuar un análisis granulométrico similar al del testigo anterior, se estudió también la distribución del material terrígeno inferior a 50 $\mu$ m previa decarbonatación de la muestra utilizando el equipo Mastersize. Este segundo análisis se consideró necesario dado el carácter mayoritariamente carbonatado del sedimento.

#### **a) Descripción del primer método de análisis: caracterización textural de los sedimentos y composición de la fracción superior a 50 $\mu$ m.**

Este primer método se inicia con el tamizado en húmedo y la separación de la fracción mayor y menor a 50 $\mu$ m. La distribución de tamaños de las partículas inferiores a 50 $\mu$ m se analizó por medio del equipo Sedigraph 5000D y las de las partículas mayores por medio del tubo de sedimentación, según técnicas descritas por Giró y Maldonado, (1985). Un esquema del proceso seguido a lo largo de este primer método se encuentra recogido en la Figura 1.1. En el testigo TG-7 los parámetros texturales sólo pudieron determinarse en la fracción más fina (<50 $\mu$ m) puesto que la cantidad de muestra disponible superior a este tamaño limitó el uso del tubo de sedimentación. Sin embargo, al ser el componente grueso una fracción minoritaria del conjunto de la muestra, la distribución de la fracción fina puede considerarse representativa de la distribución total de la muestra.

Los datos granulométricos fueron recalculados a porcentajes de peso de arena, limo y arcilla. Para cada una de las muestras se dibujaron curvas acumulativas con las distribuciones del tamaño de grano y los parámetros estadísticos más importantes (media, desviación estándar, angulosidad, asimetría) calculados utilizando las medidas de momento de poblaciones de muestras (Friedman y Sander, 1978; Forrest y Clark, 1989). Los rangos utilizados dentro de la desviación estándar para definir los diferentes grados de clasificación del sedimento son los siguientes: 0.50 $\phi$  a 0.80 $\phi$  para los sedimentos moderadamente bien clasificados; 0.80 $\phi$  a 1.40 $\phi$  para los moderadamente clasificados; 1.40 $\phi$  a 2.0 $\phi$  para los pobremente clasificados y de 2.0 $\phi$  a 2.60 $\phi$  para los muy pobremente clasificados. (Friedman y Sander, 1978; Alonso y Maldonado, 1990; Ercilla, 1992).

La naturaleza de los componentes de la fracción arena y limo grueso se determinó mediante una lupa binocular contando alrededor de 350 granos por muestra. Entre los componentes se identificaron: minerales ligeros (cuarzo, micas), fragmentos de rocas, minerales pesados, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, radiolarios, equinodermos y fragmentos biógenos sin especificar. Los porcentajes utilizados para definir la naturaleza de la fracción arena fueron los siguientes: >60% de componentes biógenos para los sedimentos biógenos; entre 40 y 60% de componentes biógenos y terrígenos para los sedimentos mixtos; y >60% de componentes terrígenos para los sedimentos terrígenos.



**Figura 1.1:** Esquema del proceso seguido por una muestra durante el análisis sedimentológico y posterior clasificación del sedimento.

## b) Descripción del segundo método: análisis de la distribución granulométrica en las fracciones terrígena y carbonatada inferiores a 50 $\mu$ m

La Figura 1.2 representa los pasos seguidos en este segundo método. Con el objetivo de conocer la distribución de las subfracciones litogénica y biogénica se ha eliminado el carbonato siguiendo el procedimiento descrito por Rea y Janecker (1981). Básicamente éste consistió en colocar 0.50g de sedimento en 100ml de una solución tampón (pH=4) de ácido acético y acetato amónico, agitar enérgicamente y después de dejar las muestras 24 horas en contacto con la disolución, centrifugar la suspensión y decantar el líquido sobrenadante. El resto sólido se lavó 3 veces con agua miliQ y se llevó a sequedad a temperatura ambiente. La eliminación del carbono orgánico y del ópalo biogénico se consideró innecesaria dada la escasa presencia de estos minerales en el sedimento.

Debido a la reducida cantidad de muestra disponible y la relativamente elevada concentración que necesita el Sedigraph (entre 2.5-75g/l), el análisis de la distribución del tamaño de grano antes y después de la eliminación del carbonato se realizó utilizando el equipo de difracción láser Mastersize/E del Instituto Jaime Almera. Este equipo se basa en el principio de que las partículas de un tamaño dado difractan la luz según un cierto ángulo, que tiende a incrementarse con la disminución del diámetro de las mismas. Una descripción más detallada de los principios operativos del equipo y su comparación con otros instrumentos de medida puede encontrarse en McCave *et al.*, (1986); Singer *et al.*, (1988) y Agrawal *et al.*, (1991). Sirva aquí señalar que el Mastersize es una técnica de medida directa de tamaños, mientras que el Sedigraph utiliza el método del diámetro hidráulico equivalente. Por este motivo las distribuciones granulométricas obtenidas con ambos equipos no son similares. Así, según Singer *et al.*, (1988) los principales problemas para la comparación de resultados se deben a procesos de dispersión de la luz, influencia de la viscosidad del fluido e interacciones entre partículas, encontrándose las mayores diferencias en muestras con mezclas de limos y arcillas.

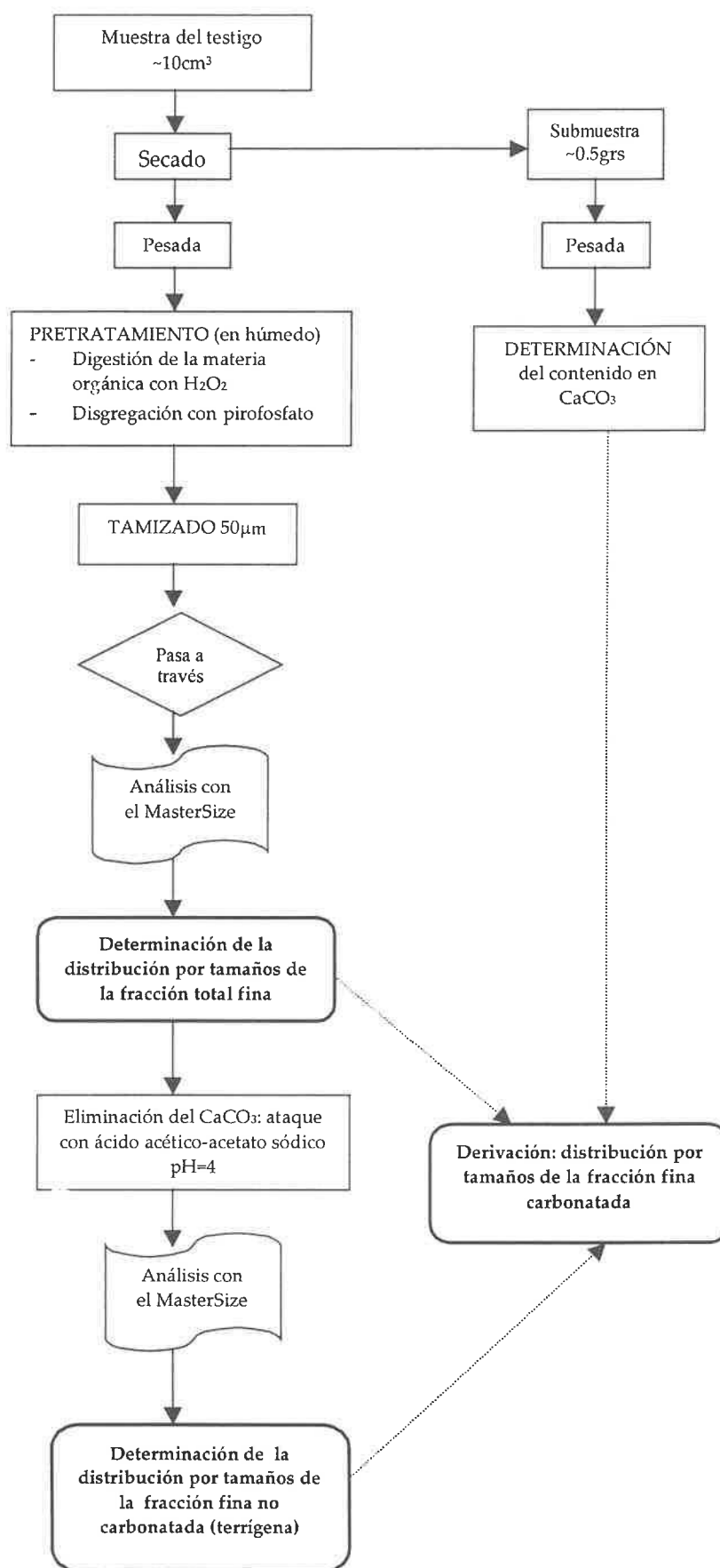
Con la ayuda del Mastersize y para cada una de las muestras, se han generado dos curvas granulométricas de las distribuciones del tamaño de grano: una antes y otra después de la eliminación del carbonato. En ambas se han calculado los siguientes parámetros estadísticos: media, mediana, percentil 10, percentil 90, y angulosidad (definida como  $(P_{90}-P_{10})/P_{50}$ ). La distribución granulométrica del componente eliminado (carbonato) de acuerdo con McCave *et al.*, (1995), viene dada por la diferencia entre la distribución de la muestra total menos  $(1-C)$  veces la distribución de la muestra residual, siendo C la cantidad de carbonato cálcico presente en la muestra ( $1 > C > 0$ ).

$$f(d_p)_c = f(d_p)_T - (1-C) f(d_p)_R$$

Los subíndices C, T y R significan fracción carbonatada, sedimento total y residuo no carbonatado respectivamente, cumpliéndose que  $T = C+R = 1$ . De acuerdo con la fórmula anterior, una muestra con 57.30% de  $\text{CaCO}_3$ , 20.2% de partículas entre 9.91 y 50 $\mu$ m de diámetro y 29.2% de partículas terrígenas, tendrá 7.74% de partículas carbonatadas incluidas dentro de esta misma clase granulométrica:

$$f_{(9.91-50\mu\text{m})C} = 20.2 - (1-0.573) * 29.2 = 7.73$$

Utilizando esta expresión se ha podido generar un registro de las diferentes fracciones sedimentarias (total, terrígena y carbonatada) a lo largo del testigo TG-7.



**Figura 1.2:** Esquema del proceso seguido por una muestra del testigo TG-7 durante el estudio sedimentológico de la fracción inferior a 50 µm, que condujo a la determinación de los diferentes componentes (total, terrígeno y carbonatado).

## 4.- MINERALOGÍA DE LAS ARCILLAS

### 4.1.-Introducción-importancia del método

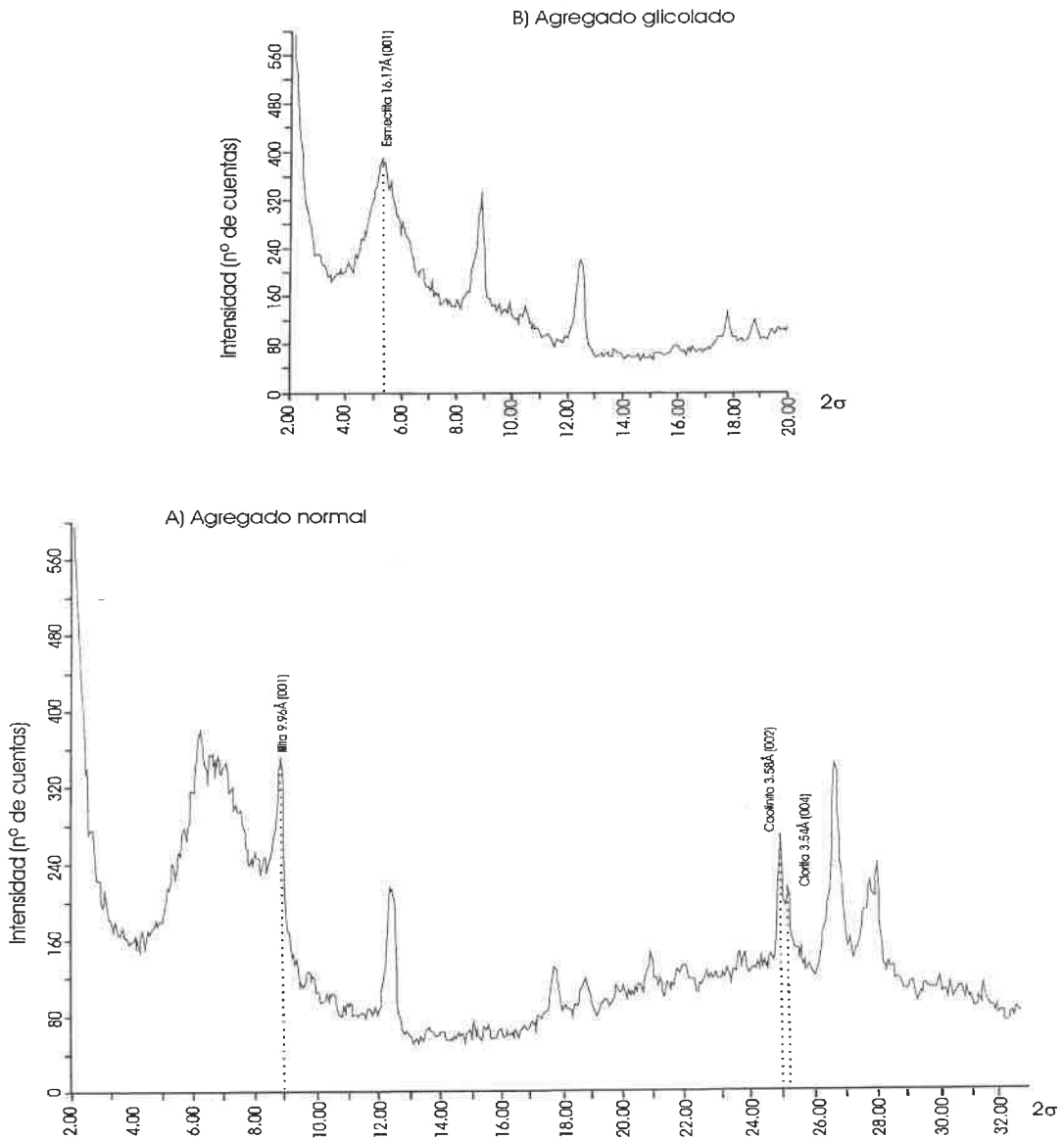
Las arcillas marinas se han venido estudiando dentro de la Geología Marina desde que en la expedición *Challenger* (1873-1876) se definió el término “arcilla roja” para denominar a los depósitos litogénicos y volcanogénicos, de tamaño de grano muy fino, que aparecían en zonas pelágicas. La importancia de los minerales arcillosos radica en que son muy sensibles a las modificaciones del medio ambiente: los cambios en la morfología continental y en el clima influyen en la génesis de las arcillas y por consiguiente en las asociaciones de arcillas detríticas, mientras que los cambios ambientales de pequeña escala influyen sólo en la abundancia relativa de los diferentes minerales arcillosos (Millot, 1970; Chamley, 1989). Como han mostrado numerosas investigaciones en áreas oceánicas, el estudio de la fracción sedimentaria fina puede proporcionar un registro muy útil para reconstruir el clima y la oceanografía de la zona. Así por ejemplo, las asociaciones de arcillas pueden informar sobre el origen de las partículas arcillosas, el clima del área fuente, las variaciones en la humedad del continente, los movimientos de las zonas desérticas y húmedas... (p.ej. Biscaye, 1965; Diester-Haass y Chamley, 1978; Chamley, 1979; Robert y Chamley, 1987; Lamy *et al.*, 1998). Sin embargo debe de tenerse en cuenta que existen limitaciones a la hora de realizar interpretaciones paleoclimáticas a partir de los registros de arcillas, entre las que pueden citarse: la dificultad de distinguir entre las arcillas autigénicas y detríticas, la posibilidad de que las asociaciones arcillosas sufran cambios diagenéticos postdeposicionales y/o de que hayan variado respecto de las iniciales debido a la diferenciación sufrida durante el transporte. Además la relación entre los parámetros climáticos y la formación de las arcillas se ve complicada por la intervención de factores extraclimáticos como la topografía, la geomorfología, la litología y el tiempo. Por todos estos motivos, la información paleoclimática derivada de las arcillas no debe interpretarse como un dato aislado, sino que debe integrarse junto con la de otros indicadores para obtener una visión global de la historia climática de una zona. En este sentido será como se utilicen los registros arcillosos de los testigos TG-7 y MD95-2043.

### 4.2.- Método seguido en este trabajo

Los estudios de la fracción arcillosa se llevaron a cabo de manera regular a lo largo de los testigos. Cada muestra fue atacada con agua oxigenada al 10% y tamizada a 50 micras. En el caso del testigo TG-7 y dado el carácter carbonatado mayoritario de las muestras, la fracción fina se puso en contacto con una disolución tampón de ácido acético-acetato amónico (pH 4), con el objetivo de decarbonatar el sedimento. Una vez finalizado el proceso, se eliminó el exceso de ácido por medio de repetidas centrifugaciones y lavados. Este procedimiento no se consideró necesario para el testigo MD95-2043.

Al residuo sólido se le añadió agua destilada y se agitó enérgicamente hasta que toda la muestra se mantuvo en suspensión. Después de 30 minutos de reposo, se pipetearon alrededor de 3ml de dicha suspensión dentro del primer centímetro por debajo de la superficie. El tiempo de reposo y la profundidad de extracción han sido determinados para conseguir separar partículas de tamaño inferior a  $2\mu\text{m}$ , en función de la velocidad de sedimentación que describe la ley de Stokes. La suspensión pipeteada se depositó sobre una lámina de cristal donde se dejó secar a temperatura ambiente. De cada muestra se prepararon dos agregados orientados: el primero de ellos se analizó en condiciones normales y después se calcinó a  $550^{\circ}\text{C}$  durante dos horas. El segundo se introdujo en una campana de desecación a  $40^{\circ}\text{C}$  de temperatura durante 4-6 horas para su solvatación con etilén-glicol ( $\text{CH}_2\text{OH}-\text{CH}_2\text{OH}$ ). El análisis se realizó en un difractómetro Siemens D-500. Los espectros obtenidos se extienden desde  $3^{\circ}$  a  $32^{\circ}$  para la muestra sin tratar y de  $3^{\circ}$  a  $15^{\circ}$  para la glicolada y la calcinada, con un alcance por escalón de medida de  $1.2\Phi-2.00\Phi$ , un incremento angular de  $0.005/2\Phi$  y una velocidad de contador de 3segundos por medida. Los difractogramas fueron interpretados visualmente con la ayuda de un banco de datos del “*Joint Committee on Powder Diffraction Standards*” (International Centre for Diffraction Data, 1994).

Los minerales arcillosos identificados de acuerdo con sus reflexiones basales máximas características incluyen la esmectita (001), la illita (001), la caolinita (002) y la clorita (004) (Figura 1.3). Los dos últimos minerales se diferenciaron por medio de sus intensidades relativas a  $3.58^\circ$  para la caolinita y  $3.54^\circ$  para la clorita cuyos picos están situados a  $24^\circ$  y  $26^\circ$  (Biscaye, 1964). Las proporciones relativas de minerales arcillosos se estimaron siguiendo la metodología propuesta por Rius *et al.*, (1989), método para determinar directamente las constantes de calibración usando sólo intensidades difractadas y calculando los coeficientes de absorción por un proceso de mínimos cuadrados. Este análisis semicuantitativo de arcillas (con una precisión de  $\pm 5\%$ ) ha sido utilizado previamente con éxito para analizar los sedimentos marinos (Palanques *et al.*, 1990; Alonso *et al.*, 1996; Jurado y Alonso, 1997).



**Figura 1.3:** Difractograma de rayos X para la fracción inferior a  $50\mu\text{m}$ . Posición e intensidades de las reflexiones basales de la illita, caolinita y clorita en el agregado normal (a) y de la esmectita en el agregado glicolado (b).

## 5.- ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

### 5.1.- Introducción

Incluidos entre los restos orgánicos que pueden observarse en el fondo del mar se encuentran materiales de procedencia terrígena. En general, estos componentes no biogénicos tienen un tamaño de grano muy fino, con una escasa fracción más gruesa. Sus fuentes de origen pueden ser: el conjunto de procesos desarrollados dentro del océano (que conducen a la formación de minerales autigénicos, restos volcánicos, nódulos de Fe y Mn...); el transporte de materiales desde el continente por el viento, los ríos o las corrientes oceánicas; los procesos relacionados con la actividad de los organismos que viven en el mar y por último la removilización y el depósito de materiales bajo ciertas condiciones químicas.

Con el fin de conocer la cantidad de material de procedencia oceánica o continental y cómo éste llega hasta los lugares de acumulación se empezaron a realizar por los años 30 y dentro de la disciplina de la Geología Marina análisis mineralógicos. Estos se centraron en la identificación de los diferentes minerales presentes en las muestras oceánicas y en la determinación de las áreas fuente de las que supuestamente procedían.

Los datos geoquímicos derivados del estudio de un testigo pueden utilizarse para deducir cambios en las condiciones climáticas del área fuente. Desde otro punto de vista estos mismos análisis permiten además separar la fracción terrígena y biológica de un elemento químico, por lo que a partir de ellos pueden inferirse variaciones en la productividad.

### 5.2.- Metodología seguida en este trabajo

Para los análisis se ha seguido un método de ataque total en dos etapas que comprende primero la digestión de los elementos volátiles en un sistema cerrado y después la de los no volátiles.

#### a) Digestión de los elementos volátiles en un sistema cerrado

Se añaden 2.5ml de HNO<sub>3</sub> concentrado (MERCK ultrapuro) a 0.1g sedimento molido. Las muestras se mantienen en un sistema cerrado de bombas a 90°C durante 4 horas. Transcurrido este tiempo se añade agua miliQ, se centrifuga la mezcla durante 20 minutos a 2500-3000 rpm, y se transvasa la solución sobrenadante a un matraz volumétrico.

#### b) Digestión de los elementos no volátiles

El residuo resultante del proceso anterior se transfiere a las bombas añadiendo 7.5ml de HF1 y 2.5ml de ácido nítrico ultrapuro y se mantiene a una temperatura de 90°C cerrado durante 4 horas. La mezcla se lleva a sequedad en una placa caliente a 250°C después de agregar 2.5ml de ácido perclórico ultrapuro. Una vez alcanzada la sequedad total, se vuelven a añadir 2.5ml de ácido nítrico agregándose la solución a un matraz (donde se encuentra ya el líquido obtenido en la primera parte del proceso). Se añade agua miliQ hasta alcanzar un volumen de 100ml.

Las extracciones resultantes de la digestiones fueron analizadas con la técnica del plasma con inducción acoplada (ICP) con un equipo multicanal "Thermo Jarrell-Ash", modelo 61E Polyscan de la Universidad de Barcelona, en condiciones estándar. Las muestras fueron calibradas con 5 patrones de los elementos a analizar en diferentes concentraciones, preparados con HNO<sub>3</sub>. La desviación entre análisis de réplicas de muestras oscila entre  $\pm 1$  y  $\pm 4\%$ , en función de los diferentes elementos determinados.

## 6- CONTENIDO EN CARBONATO CÁLCICO

### 6.1.- Introducción

El calcio llega al océano a través de los ríos y de la alteración hidrotermal del basalto del fondo del mar. Para equilibrar estas entradas, el océano precipita carbonato cálcico, proceso que ocurre cerca de la superficie gracias a la actividad de los organismos que poseen un esqueleto carbonatado (cocolitos, foraminíferos, moluscos, corales, algas...). Algunos de estos esqueletos (en su mayoría de individuos planctónicos) caen a través de la columna de agua hasta alcanzar el fondo marino, donde se mantienen preservados en las zonas más elevadas mientras que se disuelven en aquellas otras más profundas. El resumen final de esta historia es el contenido variable de carbonato cálcico que encontramos en los sedimentos marinos. Sin embargo los registros no son fáciles de interpretar puesto que tres son los factores que gobiernan el contenido en carbonato de un sedimento ( $C_c$ ): la productividad del plancton calcáreo ( $p_c$ ), la intensidad de la disolución del carbonato ( $d_c$ ) y la cantidad del material no carbonatado depositado ( $\Sigma n$ ).

$$C_c = \frac{p_c - d_c}{\Sigma n} \quad (\text{Arrhenius, 1988})$$

Arrhenius (1952) fue el primer autor que utilizó el contenido en  $\text{CaCO}_3$  desde el punto de vista paleoceanográfico: reconoció la existencia de ciclos de carbonato en el Pacífico ecuatorial y los interpretó como el resultado de cambios climáticos glaciares-interglaciares y cambios oceanográficos. La explicación a estos ciclos depende de la importancia que se conceda a cada uno de los factores anteriormente señalados.

Autores que interpretan las oscilaciones del carbonato centrándose en la productividad se basan en la variación glacial-interglacial del aporte de material biogénico (p.ej. Arrhenius, 1952; Valencia, 1977; Adelseck y Anderson, 1978; Boyle, 1983; Lyle *et al.*, 1988; Pedersen *et al.*, 1988; Arrhenius, 1988; Archer, 1991; Rea *et al.* 1991). La así llamada "hipótesis de la productividad" plantea la relación directa entre la elevada productividad y el alto contenido en carbonato en el sedimento. Si el incremento en productividad es debido a un aumento en los nutrientes, debería observarse un aumento paralelo en la productividad silícica pero como la oxidación de la materia orgánica libera  $\text{CO}_2$ , un aumento en la productividad biológica incrementaría la cantidad de materia orgánica que llega al fondo del mar, y, por consiguiente, la producción de  $\text{CO}_2$ , por lo que la elevada productividad orgánica paradójicamente llevaría implícito un aumento en la disolución de los carbonatos.

Los investigadores que apoyan la importancia de la disolución en los registros de carbonatos, defienden que los ciclos de  $\text{CaCO}_3$  están controlados principalmente por los cambios en la disolución que resultan de las variaciones glaciares-interglaciares en el nivel global del mar (p.ej. Hays *et al.*, 1969) o por las modificaciones en la composición química del agua profunda (p.ej. Berger, 1973; Pisias, 1976; Pisias and Rea, 1988; Farrell y Prell, 1989; Farrell y Prell, 1991). Por lo que respecta a la interpretación de los cambios en disolución, ésta pasa por el conocimiento de la fluctuación a lo largo del tiempo geológico y para los diferentes océanos del nivel de compensación de la calcita (profundidad a partir de la cual el aporte de carbonato se encuentra en equilibrio con la disolución del mismo, lo que implica que no hay acumulación neta de carbonato) y de la lisoclina (límite que separa la zona de buena o mala preservación de las asociaciones de foraminíferos, definida por primera vez por Berger, 1968).

En el tercer concepto, el cambio en la cantidad de dilución por material no biogénico, existe un acuerdo generalizado entre los autores admitiendo un mayor aporte terrígeno en momentos de mayor aridez climática y descenso en el nivel del mar.

Los porcentajes de carbonatos pueden ser leídos como un registro climático. Los máximos en la preservación de carbonato en el Pacífico están asociados con los glaciares y los mínimos con los interglaciares (Arrhenius, 1952; Hays *et al.* 1969). Por el contrario, en el Atlántico, los valores bajos de  $\text{CaCO}_3$  ocurren durante los glaciares y los altos durante los interglaciares. La utilidad del registro climático de los carbonatos está apoyada por la coincidencia entre los periodos de variación de los registros carbonatados y de los isótopos de oxígeno, si bien está demostrado que los ciclos de carbonato están desfasados respecto a los máximos y mínimos de los isótopos (p.ej. Ninkovith y Shackleton, 1975; Pisias *et al.* 1975; Shackleton y Opdyke, 1976; Farrell y Prell, 1989; Rea *et al.*, 1991).



Por último, otro ejemplo de aplicación no menos importante es el de la utilización del registro de carbonatos para realizar correlaciones estratigráficas (p.ej. Hays *et al*, 1969). Así se han elegido modelos de variaciones de carbonato para los diferentes océanos. El establecimiento de correlaciones entre ellos y testigos cercanos ha permitido en muchos casos establecer una escala de edad para estos últimos.

## **6.2.- Métodos para medir carbonatos**

La determinación del contenido en  $\text{CaCO}_3$  se ha realizado previo secado, trituración y homogeneización del sedimento. Sobre la muestra total se ha calculado el porcentaje en carbonato cálcico a través de dos métodos diferentes: calcímetro de Bernard y analizador LECO CC-100. Los resultados se han comparado con las estimaciones de este mismo mineral a partir del contenido en calcio medido por ICP-MS.

### **a) Calcímetro de Bernard**

En este procedimiento, descrito por Vatan en 1967, el porcentaje de carbonato viene determinado tras el ataque de las muestras con ácido clorhídrico (HCl, MERCK 37%) y la medida del volumen de  $\text{CO}_2$  desprendido en condiciones de presión y temperatura conocidas. Así se toma una cantidad de sedimento que oscila entre 0.25 y 1gr, ajustando el peso del mismo para que su contenido en  $\text{CaCO}_3$  se encuentre próximo a 0.25gr. La muestra se introduce en un Erlenmeyer de 100cc y se coloca en el calcímetro. Se gira el recipiente del calcímetro que contiene 4cc de HCl y se agita para permitir que el ácido ataque al sedimento. El volumen de  $\text{CO}_2$  desprendido tras la reacción total del carbonato se mide por desplazamiento del líquido de la columna (compuesto por aceite mineral y benceno) a la cual está conectado. El mismo proceso se repite con una muestra patrón de  $\text{CaCO}_3$  tomando únicamente 0.25gr del mismo. A partir de aquí, se calcula el porcentaje de carbonato cálcico en cada muestra por comparación con el patrón de carbonato a través de una proporción. La precisión calculada a partir de duplicados de muestras es de  $\pm 1\%$ .

### **b) LECO CC-100**

El LECO CC-100, es un equipo adicional al analizador LECO CN-1000 que permite calcular el carbono inorgánico asociado a los carbonatos. El dispositivo del CC-100 se coloca antes del horno de combustión y ha sido el utilizado para medir la cantidad de carbono inorgánico en las mismas muestras que en el método anterior. Para ello se pesan 0.1gr de sedimento seco, molido y homogenizado, se colocan en papel, y se introducen en el recipiente de digestión que contiene una solución de ácido clorhídrico (al 50%). Después de que el sedimento caiga en la solución de ácido, el carbono mineral ligado a los carbonatos se libera como  $\text{CO}_2$  y recorre el sistema de combustión empujando por el oxígeno. Los gases producidos pasan en primer lugar a través de un tubo que contiene fibra de vidrio pulverizada con nitrato de plata para eliminar el HCl gas, y después a través de un tubo relleno con anhídrona que elimina la humedad. Finalmente los gases entran en el sistema de combustión del LECO CN y el análisis continua tal y como se realiza para una determinación rutinaria de carbono total. La cantidad de  $\text{CO}_2$  desprendido al atacar la muestra es comparada con la señal que produce el patrón de  $\text{CaCO}_3$  y corregida con blancos. La precisión del análisis se controla mediante los resultados de los duplicados de cada muestra, oscilando el error entre 1 y 2%.

A partir de los resultados de carbono inorgánico se han calculado las concentraciones de carbonato cálcico asumiendo que todo el carbono mineral corresponde a calcita, utilizando la siguiente expresión y siendo la constante 8.3334 el porcentaje en peso de carbono que tiene un molécula de  $\text{CaCO}_3$ .

$$\% \text{CaCO}_3 = \% \text{C}_{\text{inorgánico}} * 8.3334$$

### **c) Estimación del porcentaje de carbonato cálcico a partir de medidas geoquímicas.**

Las medidas geoquímicas del contenido en Ca, realizadas con el ICP-MS han servido también como estimación del porcentaje de carbonato cálcico presente en el sedimento. Así la cantidad de carbonato que debería existir en las muestras si todo el Ca procediera del  $\text{CaCO}_3$ , se ha calculado mediante la fórmula que se indica a continuación, siendo la constante 2.5 el porcentaje en peso de calcio que tiene una molécula de  $\text{CaCO}_3$ . La precisión de este cálculo es dependiente de la medida de Ca por ICP-MS

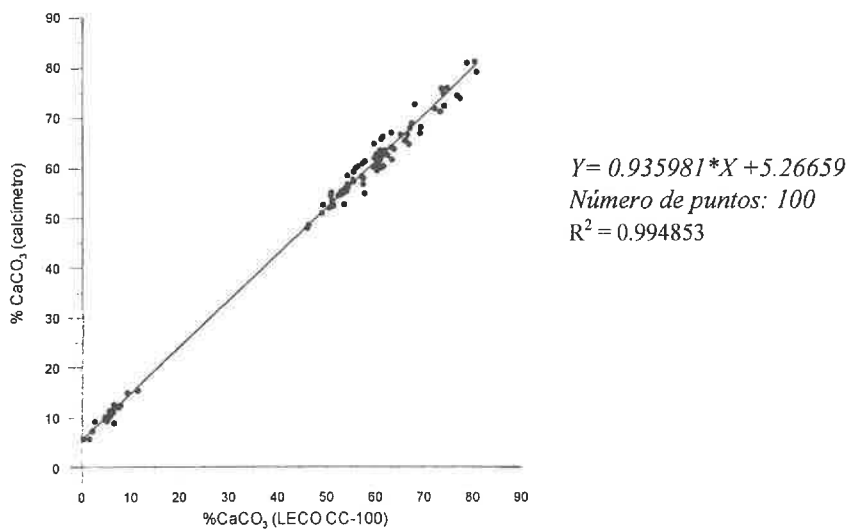
$$\% \text{CaCO}_3 = \% \text{Ca} * 2.5$$

#### d) Comparación de métodos

Para verificar los valores de carbonato cálcico obtenidos por los dos primeros métodos analíticos (calcímetro y LECO CC-100) se han analizado muestras con un contenido en carbonato variable (Figura 1.4). El porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  estimado por ambos métodos presenta un elevado coeficiente de correlación ( $R^2 = 0.99$ ) tal y como puede verse en la Figura 1.4, siendo la ecuación de la recta de regresión:

$$Y = 0.935981 * X + 5.26659$$

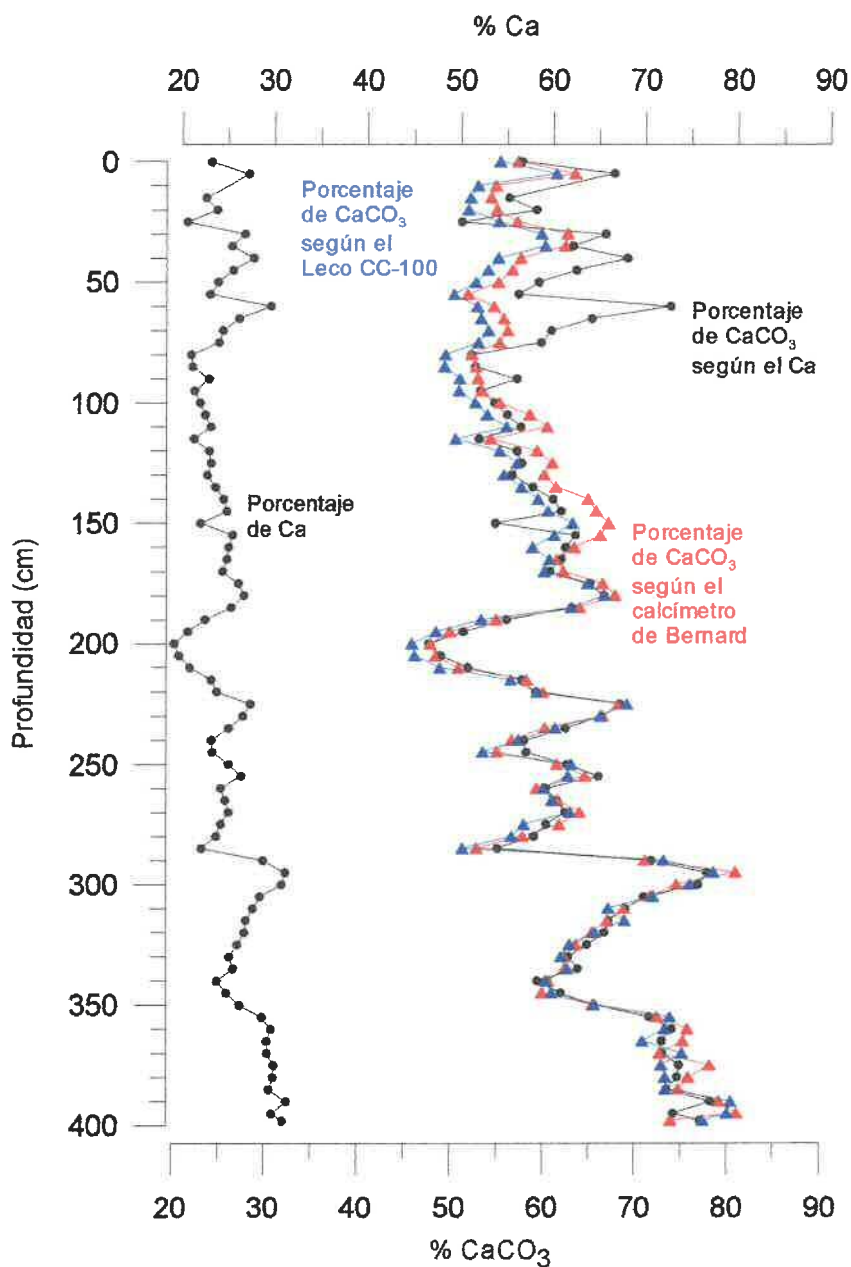
En esta misma figura se observa que los mayores porcentajes de carbonato son los obtenidos a través del análisis con el calcímetro de Bernard (+5.27%), manteniéndose esta tendencia en muestras tanto con alto como con bajo contenido en carbonato cálcico.



**Figura 1.4:** Comparación entre el contenido en carbonato cálcico medido utilizando el equipo LECO CC-100 y el calcímetro de Bernard. La ecuación de la recta de calibración, el número de muestras analizadas y el coeficiente de correlación están indicadas en la figura.

La variación de carbonato a lo largo del todo el testigo TG-7 se presenta en la Figura 1.5 comparándose los resultados conseguidos con el calcímetro, con el LECO CC-100 y a través del porcentaje de calcio. Los valores calculados por los diferentes métodos son coincidentes entre la base y el centímetro 170. A partir de este momento y hacia el techo del testigo, se amplían ligeramente las diferencias, manteniéndose coherente, a pesar de ello, la secuencia de máximos y mínimos. En los primeros 70 cm es destacable el importante incremento en la estimación del porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  a partir del Ca, lo cual podría interpretarse como que en el sedimento existen otros minerales (además del carbonato cálcico) que incluyen Ca en su composición.

En conclusión puede decirse que tanto el método del LECO CC-100 como el del calcímetro de Bernard se presentan como métodos analíticos fiables para la determinación de carbonato cálcico en las muestras sedimentarias. La precisión de ambos métodos es bastante similar y se encuentra comprendida entre 1-2%. Por lo que se refiere a la exactitud, el calcímetro de Bernard es más exacto a la hora de analizar muestras con un amplio contenido en  $\text{CaCO}_3$ . Sin embargo cuando la variación en el porcentaje de carbonato es más restringida, y siempre que el CC-100 se calibre adecuadamente, este último instrumento calcula los porcentajes de carbonato de las muestras de manera más rigurosa. Por el contrario, la determinación del  $\text{CaCO}_3$  a partir del porcentaje en Ca, presenta problemas ya que en las muestras pueden existir otros minerales que incluyan en su composición mineralógica el Ca como elemento químico.



**Figura 1.5:** Variación del contenido en carbonato frente a la profundidad en el testigo TG-7. Los distintos valores responden a los diferentes métodos utilizados para su cálculo: calcímetro de Bernard, LECO CC-100 y estimación a partir del porcentaje de calcio medido por ICP-MS. Nótese la diferencia entre los porcentajes estimados con el calcímetro y el LECO por un lado y a partir del tanto por ciento de Ca según el ICP-MS por otro.

## 7.- CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO

### 7.1.- Introducción

El carbono en los sedimentos se presenta bajo dos formas: como carbono orgánico (relacionado con el desarrollo de los seres vivos) y como carbono inorgánico (incluido dentro de los minerales carbonatados). El análisis y cuantificación del carbono en los sedimentos marinos es de especial importancia tanto para las reconstrucciones paleoceanográficas de producción primaria como para la evaluación de los procesos implicados en el ciclo del carbono. El contenido en carbono orgánico en los sedimentos marinos está relacionado con la productividad de los organismos planctónicos y la preservación de la materia orgánica (Emerson y Hedges, 1988; Calvert y Pedersen, 1992 y Canfield, 1994) siendo en general inferior al 1%. En el océano abierto, las concentraciones de carbono orgánico y la acumulación en los sedimentos marinos superficiales se han relacionado con la productividad en las aguas superficiales (Sarnthein y Winn, 1990; Stein, 1990; Suess, 1980). De este modo, estudiando las variaciones en la acumulación de la materia orgánica se pueden deducir los cambios en la productividad a lo largo del tiempo.

### 7.2.- Diferentes métodos para medir el carbono orgánico

Existen diferentes técnicas analíticas que permiten realizar medidas del carbono total contenido en las muestras. Sin embargo el proceso se complica cuando se pretende separar la forma orgánica de la inorgánica. El carbono total se mide por combustión a alta temperatura seguida de la detección de los productos gaseosos. Varios analizadores sirven para este propósito (Carlo Erba, LECO), obteniéndose unos resultados que en general no difieren mucho entre sí. La cuantificación de la parte orgánica e inorgánica es mucho más problemática. La dificultad se encuentra en la amplia variación con que se pueden presentar estas dos fases del carbono, por lo que se han propuesto diferentes métodos que se pueden clasificar dentro de dos grupos: combustión de la materia orgánica a alta temperatura y eliminación del carbonato con ácido.

#### **a) Combustión de la materia orgánica**

Los métodos de combustión separan el carbono orgánico del inorgánico seleccionando una temperatura a la cual el carbono orgánico se convierte en CO<sub>2</sub> mientras que el carbonato permanece estable. Algunos autores señalan que la mayoría de la materia orgánica se descompone en CO<sub>2</sub> calentando la muestra en un horno hasta alcanzar una temperatura comprendida entre 500 y 600°C (Dean, 1974; Hirota y Spyper, 1975), mientras que el carbonato cálcico no lo hace hasta que no se alcanzan los 800°C (Dean, 1974; Froelich, 1980). Sin embargo Froelich, 1980 no encuentra que se produzca una separación térmica tan clara en los sedimentos marinos.

Diferentes trabajos han puesto de manifiesto que los contenidos en carbono orgánico estimados por este método pueden ser más elevados que los reales si algunos minerales carbonatados se llegan a calcinar a la temperatura aplicada; así la dolomita, por ejemplo, comienza a desaparecer a 400°C (Froelich, 1980; Weliky *et al.*, 1983). Por el contrario pueden ser menores si la materia orgánica no se ha quemado en su totalidad a la temperatura elegida, como ocurre cuando en el sedimento hay materia orgánica refractaria que no se calcina completamente hasta los 1050°C (Gibbs 1977; Froelich 1980).

#### **b) Eliminación del carbonato con ácido**

Este conjunto de métodos se basan en la eliminación del carbono inorgánico de la muestra por un ataque ácido antes de la medida de su contenido en carbono. Para su desarrollo se necesita un ácido que ataque al carbonato asociado con la materia orgánica, pero que no oxide o volatilice la materia orgánica en sí misma. Los ácidos utilizados van desde ácido clorhídrico (Hedges and Stern, 1984; van Iperen y Helder, 1985; Nieuwenhuize *et al.*, 1994), ácido fosfórico (Froelich 1980; Weliky *et al.*, 1983), ácido sulfuroso (Verardo *et al.*, 1990) hasta acetato amónico (Dean, 1974). Los contenidos de carbono orgánico calculados siguiendo este procedimiento pueden ser demasiado bajos debido al lixiviado del carbono orgánico soluble en el ácido (Froelich, 1980) y al incremento en peso después de la acidificación (Hedges y Stern, 1984; van Iperen y Helder, 1985) o demasiado altos por causa de la liberación del material inorgánico no carbonatado (Hedges y Stern, 1984).

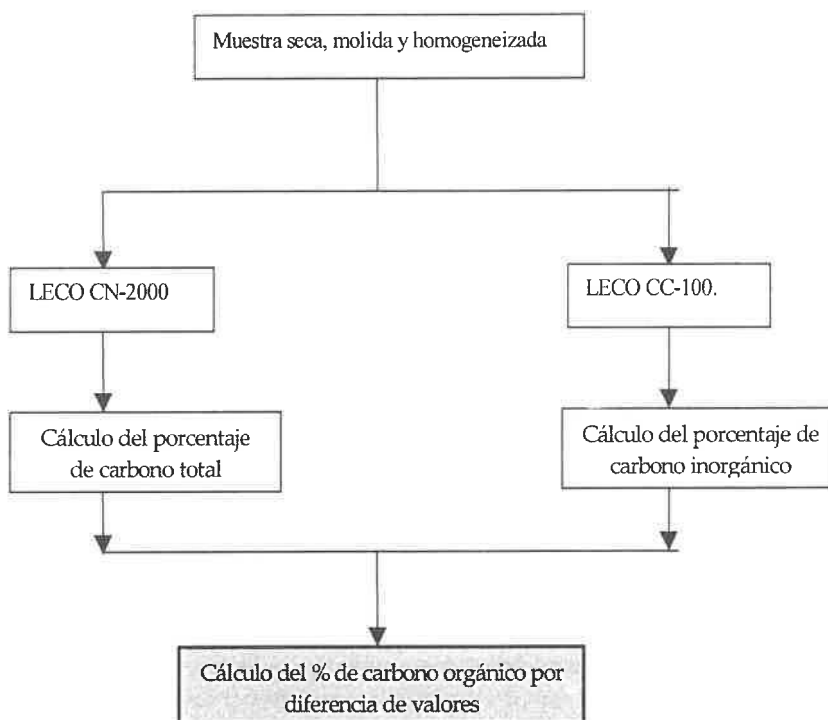
### 7.3.- Método seguido en este trabajo

A lo largo de este trabajo se han utilizado dos métodos distintos para medir el carbono orgánico en el testigo TG-7, englobados dentro de los de eliminación del carbonato con ácido: método de sustracción y medida directa en muestras decarbonatadas. En el testigo MD95-2043 la cuantificación del carbono orgánico fue realizada por Cacho *et al.*, (*in press*).

#### a) Primer método: método de sustracción

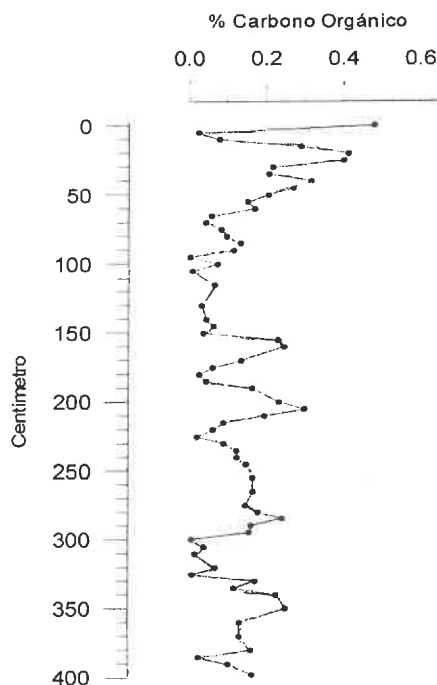
Consiste en el cálculo del contenido de carbono orgánico a partir de la diferencia entre dos medidas: la del carbono total presente en el sedimento y la del carbono inorgánico, este último estimado a partir del  $\text{CO}_2$  liberado tras atacar el carbonato del sedimento con HCl. Así las muestras secas, molidas y homogeneizadas se midieron por parejas en los dos dispositivos de que consta el analizador elemental de carbono nitrógeno LECO: el equipo CN-2000 y equipo CC-100 (Figura 1.6). El cálculo del contenido en carbono total con el dispositivo LECO CN-2000 se efectuó a partir de 0.1gr de muestra. Una vez comenzado el análisis, un dispositivo automático introduce la muestra en un horno a  $1050^\circ\text{C}$  donde se produce la calcinación de la materia orgánica con el desprendimiento de  $\text{CO}_2$ . El volumen de  $\text{CO}_2$  originado se compara con la señal que produce la calcinación del patrón, cuyo contenido en carbono es conocido. De este modo se determina la cantidad de carbono total que tiene el sedimento. Cada 20 muestras se incluye un patrón y un blanco. La reproducibilidad y precisión del análisis se controla mediante los resultados de los duplicados de cada muestra, oscilando el error en torno al 1-2%.

El cálculo por duplicado del contenido en carbono asociado al carbonato cálcico se ha realizado utilizando el equipo adicional LECO CC-100 (ver apartado 6.2, donde se ha explicado sus principios y fundamentos). Sirva aquí recordar que el carbono inorgánico se ha deducido a partir del  $\text{CO}_2$  desprendido cuando la muestra se sumerge en HCl. El porcentaje de carbono orgánico se ha calculado por diferencia entre el carbono total menos el inorgánico.



**Figura 1.6:** Diagrama de flujo explicativo de la metodología seguida para el cálculo del carbono orgánico por diferencia de valores entre el carbono total y el inorgánico con el equipo analítico LECO.

Los resultados de esta operación matemática dan valores de carbono orgánico en el testigo TG-7 con una amplia variación (entre 0.0046 y 0.481%), situándose algunas veces próximos a 0 (Figura 1.7). Como las muestras analizadas son muy ricas en  $\text{CaCO}_3$ , casi todo el carbono tendrá un origen inorgánico por lo que la sustracción de dos cantidades muy similares dará un resultado próximo a un valor nulo, siendo posible incluso que aparezcan números negativos. La precisión relativa de la determinación de carbono orgánico por este método de diferencia viene definida por la combinación de la precisión de los métodos de medida del carbono total y del carbono inorgánico, por lo que no es superior al 3%

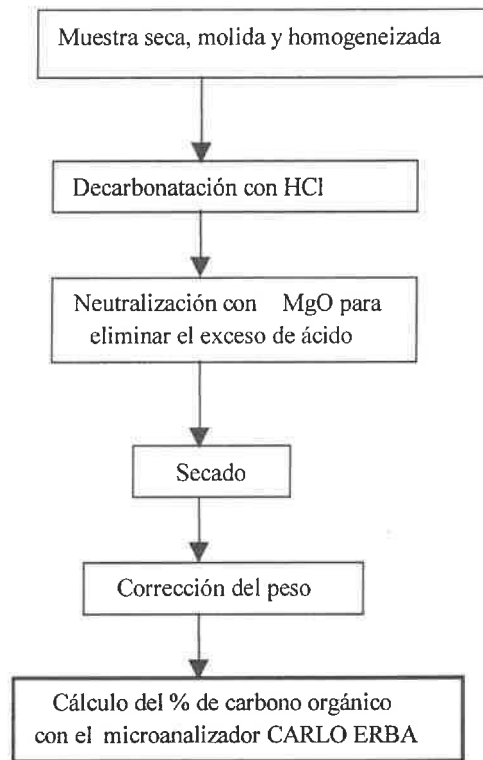


**Figura 1.7:** Contenido en carbono orgánico en el testigo TG-7 calculado por el método de diferencia entre el porcentaje del carbono total y el del carbono inorgánico utilizando el analizador LECO. En algunas muestras los valores son nulos.

### b) Segundo método: medida directa en muestras decarbonatadas

Con el fin de evitar los problemas derivados de la resta entre dos números similares para obtener un resultado pequeño e inexacto (inconveniente común a todos los sedimentos ricos en carbonatos), se ha probado un método distinto, consistente en la medida directa de carbono orgánico previa eliminación del  $\text{CaCO}_3$  (Figura 1.8). Así se pesan unos 500mg de muestra seca y homogeneizada en un vaso de precipitados de 25ml determinándose el peso inicial (peso 1). El carbonato se elimina añadiendo  $\text{HCl}$  2N en cantidades de 1 ml, calentando las muestras a  $60^\circ\text{C}$  y agitando bien hasta que la ebullición se detiene. La cantidad de  $\text{HCl}$  introducida en la muestra se neutraliza añadiendo  $\text{MgO}$ . Las muestras se disponen en un desecador con  $\text{NaOH}$  y se dejan secar al vacío alrededor de 3 semanas. Unas horas antes de la medida de carbono se sacan las muestras del desecador y se pesa el vaso de precipitados junto con la muestra (peso 2). Con las dos determinaciones del peso en la muestra (peso 1 y peso 2) se puede corregir el peso de la muestra introducida en el analizador de CN debido al cambio de masa originado por la conversión del  $\text{CaCO}_3$  (masa = 100) en  $\text{CaCl}_2$  (masa = 101), la formación de sales de magnesio y la hidratación de ambos compuestos. Por último, se pesan alrededor de  $10\mu\text{g}$  de la muestra final homogeneizada en una microbalanza, se introducen en una microcápsula de estaño y se añade  $\text{V}_2\text{O}_5$ , catalizador que favorece la combustión de la muestra. Una vez finalizado este proceso, las muestras se han analizado en un microanalizador Carlo Erba del Servicio Técnico de Análisis de la universidad de Barcelona. El contenido en carbono orgánico (%) de cada muestra se calcula a partir de la expresión:

$$\% \text{Corg en la muestra} = \% \text{C detectado por el Carlo Erba} * \frac{P_2}{P_1}$$



**Figura 1.8:** Diagrama de flujo explicativo de la metodología seguida para el cálculo del carbono orgánico previa decarbonatación de la muestra y medida del carbono restante (carbono orgánico) con el detector analítico CARLO ERBA.

Los resultados de este proceso para 9 muestras del testigo TG-7 se encuentran en la Tabla 1.1. Como puede observarse, los duplicados de las muestras presentan una amplia variación por lo que los errores en el porcentaje de carbono orgánico calculados respecto al valor promedio son elevados, oscilando entre 1.32 y 31.75%.

Centímetro	%C <sub>org</sub> en el 1 <sup>er</sup> duplicado	%C <sub>org</sub> en el 2 <sup>o</sup> duplicado	Porcentaje de diferencia entre réplicas	Porcentaje de error respecto al Valor medio
15	0.647	0.627	0.020	1.57
20	0.617	0.661	0.044	3.44
155	0.342	0.324	0.018	2.70
255	0.290	0.333	0.043	6.90
295	0.322	0.337	0.015	2.27
140	0.384	0.374	0.010	1.32
150	0.374	0.722	0.348	31.75
180	0.349	0.455	0.106	13.18
320	0.431	0.333	0.098	12.83

**Tabla 1.1:** Variaciones en los análisis por duplicado del carbono orgánico realizados tras decarbonatar la muestra y medir el carbono restante (carbono orgánico) con el equipo analítico CARLO ERBA.

La causa de este error se localiza al pesar las muestras en la microbalanza. Las sales higroscópicas que se forman absorben vapor de agua una vez que las muestras se sacan del desecador y se exponen al aire del laboratorio, ganando peso rápidamente (desde un porcentaje pequeño hasta más del 100% de su masa original). Por este motivo no se consigue estabilizar la balanza en un peso constante.

### c) Comparación entre métodos

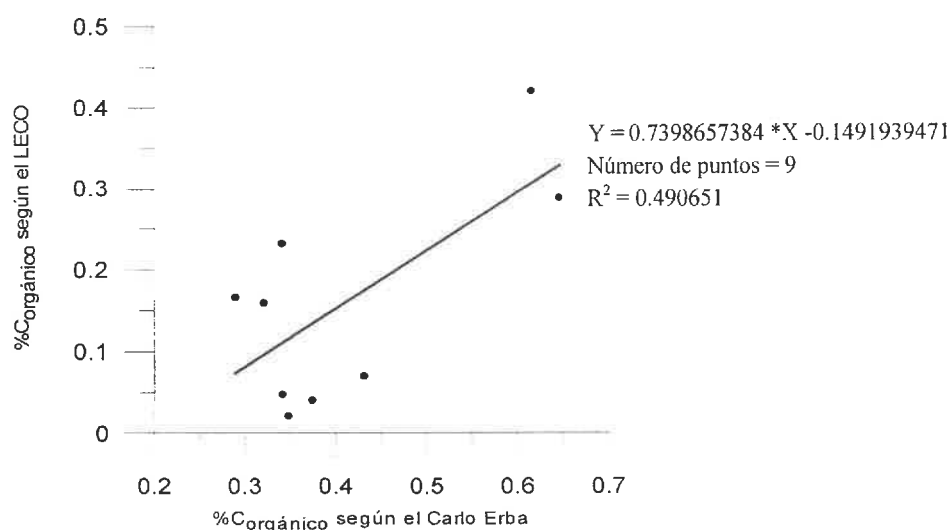
En la Tabla 1.2 y en la Figura 1.9 se presentan los resultados del porcentaje de carbono orgánico calculado para las mismas muestras por el método de sustracción y el de medida directa previa decarbonatación.

Los valores de carbono orgánico calculados directamente tras la eliminación del carbonato son mayores que los calculados por el método de sustracción. El coeficiente de correlación entre ambas medidas es bajo ( $R^2 = 0.49$ ).

Centímetro	% Corg medido por sustracción	% Corg medido por decarbonatación	Diferencia entre valores
15	0.290	0.64	0.350
20	0.420	0.64	0.220
140	0.047	0.36	0.313
150	0.040	0.37	0.330
155	0.230	0.33	0.100
180	0.020	0.40	0.380
255	0.160	0.31	0.150
195	0.160	0.33	0.170
320	0.070	0.38	0.310

**Tabla 1.2:** Comparación entre los valores de carbono orgánico obtenidos por el método de sustracción utilizando el equipo analítico LECO y por el de medida directa previa decarbonatación utilizando el CARLO ERBA.

Como se ha comentado en párrafos anteriores, en sedimentos que combinan un elevado contenido en carbonato con un bajo porcentaje en carbono orgánico como es el caso del testigo TG-7, el método de sustracción no puede utilizarse por la combinación de errores analíticos. En cuanto a la eliminación del carbonato y la medida directa del carbono orgánico en el residuo tal y como se ha realizado en este trabajo, presenta el problema de la formación de sales higroscópicas. Como ninguno de los dos métodos garantiza la suficiente exactitud, se ha optado por no calcular el contenido en carbono orgánico del sedimento.



**Figura 1.9:** Comparación entre los valores de carbono orgánico obtenidos por el método de sustracción (LECO) y por el de medida directa previa decarbonatación (Carlo Erba).



## 8.- OPALO

### 8.1.- Introducción

La sílice amorfa (ópalo) es el polimorfo hidratado (<12% de H<sub>2</sub>O) metaestable de la sílice (SiO<sub>2</sub>). La sílice amorfa es el componente principal de organismos tales como diatomeas, radiolarios, silicoflagelados, o esponjas silíceas. Las formas no biológicas, aunque menos abundantes, también están presentes en la naturaleza (cherts; depósitos en fuentes hidrotermales –Juniper *et al.*, 1995-; aluminosilicatos autigénicos -Michalopoulos y Aller, 1995-,...).

Los organismos silíceos juegan un papel importante en el ciclo del silicio en el mar puesto que utilizan casi toda la sílice disuelta de la superficie de las aguas oceánicas. Después de que estos organismos mueran, la sílice acumulada en ellos se disuelve. La porción de sílice biogénica que escapa a la disolución, cae a través de la columna de agua, alcanzando por último el fondo marino. La transformación de los depósitos de ópalo en el sedimento debido a los procesos diagenéticos es una manera de que la sílice entre de nuevo en el ciclo geológico.

La preservación de la sílice en los sedimentos es muy difícil: según Seibold y Berger, (1993) un porcentaje de fijación típico de Si en las aguas superficiales es de unos 200g SiO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup> con una oscilación que va desde menos de 100g (giros centrales de los océanos) hasta más de 500g (Antártida). De toda esta cantidad tan sólo 1g/m<sup>2</sup>/año, o sea, el 0.5%, se incorpora finalmente a los sedimentos (porcentaje calculado considerando la entrada de los ríos como la única fuente de sílice). Dos veces esta cantidad (esto es el 1% del total de sílice fijada en aguas superficiales) puede entrar en el sedimento si asumimos un aporte idéntico de sílice por la alteración de los basaltos que recubren el fondo marino. Por consiguiente la concentración de los fósiles silíceos en el sedimento (Cop) es una función de:

- el porcentaje de producción de los organismos silíceos en las aguas superficiales (Pop);
- el grado de dilución por partículas terrígenas, volcánicas y calcáreas (Anop);
- la extensión de la disolución de los esqueletos silíceos la mayoría de la cual ocurre en poco tiempo después del depósito (Dop);
- el porcentaje final de acumulación de ópalo en el sedimento (Aop).

Una expresión que recoge todos estos factores tiene la forma:

$$C_{op} = \frac{(Pop - Dop)}{(Aop + Anop)} = \frac{Aop}{(Aop + Anop)} \quad \text{Broecker y Peng, (1982)}$$

- La producción de las conchas silíceas, alcanza sus máximos valores en áreas de alta fertilidad como las áreas con surgencias pericontinentales, ecuatoriales y zonas de altas latitudes.

- El grado de dilución del material silíceo, refleja el porcentaje entre la acumulación de las partículas silíceas y no silíceas. Por lo que implica a la dilución de la sílice por el carbonato, se debería esperar que un elevado aporte de conchas calcáreas debería ir acompañado por un idéntico aporte elevado de conchas silíceas, puesto que ambos (plancton calcáreo y silíceo) dependen de la productividad de las aguas superficiales. Pero generalmente este no es el caso. Por el contrario suele haber una correlación negativa entre la distribución de la sílice y del carbonato, hecho que ha sido relacionado con los diferentes condicionantes químicos necesarios para la preservación: por un lado, el aumento de productividad conduce a una disminución de la preservación de la calcita y a un aumento en la acumulación de sílice; por otro, la disolución de la sílice es mayor en aguas superficiales (debido a las altas temperaturas) mientras que la del carbonato lo es en profundidad.

- La extensión de la disolución controla la abundancia de los fósiles silíceos. La preservación de las conchas silíceas está bastante relacionada con su abundancia en los sedimentos. Una correlación positiva entre abundancia y preservación puede unirse a un aumento en el aporte de diatomeas fácilmente solubles en áreas fértiles, las cuales saturarán las aguas intersticiales evitándose así la disolución de los esqueletos más robustos. En general los silicoflagelados y las diatomeas tienden a disolverse antes que los radiolarios y las espículas de esponjas, pudiéndose establecer la siguiente secuencia de disolución (de menor a mayor resistencia): silicoflagelados, diatomeas, radiolarios frágiles, radiolarios robustos, espículas de esponjas.

La importancia de la sílice biogénica radica en que, junto con el carbonato y el carbono orgánico, es uno de los componentes biológicos de los sedimentos pelágicos. Las medidas del contenido de sílice preservada en los depósitos marinos se han venido utilizando en Paleocianografía para reconstruir los procesos superficiales del pasado, especialmente en zonas donde no existe un registro de carbonato, de carbono orgánico, o donde éste es incompleto. Esto es especialmente cierto en las zonas de afloramientos costeros (von Breymann *et al.*, 1990; Ragueneau y Treguer, 1994; Baturin, 1998); y en las zonas de altos nutrientes pero bajos niveles de clorofila como ocurre en el Océano del Sur (De Master *et al.*, 1987; Trèguer *et al.*, 1989; van Bennekom *et al.*, 1988; Abelmann y Gersonde, 1991) el Pacífico Norte y el Pacífico Ecuatorial (Lyle *et al.*, 1988; Rea *et al.*, 1991; Herguera, 1992; Schroeder *et al.*, 1997), donde los sedimentos tienen un alto contenido en ópalo debido a la abundancia de diatomeas.

## **8.2.-Técnicas para determinar ópalo**

### **a) Introducción**

En las últimas décadas han sido utilizadas diversas técnicas para determinar la cantidad de ópalo presente en los sedimentos marinos, que pueden agruparse en seis categorías diferentes: 1) análisis instrumentales, 2) modelos normativos, 3) estimaciones visuales de restos silíceos, 4) cuantificación volumétrica a alta temperatura, 5) estimación empírica a partir de las propiedades físicas de los sedimentos y 6) disoluciones químicas. Ninguna de ellas está completamente aceptada pues todas presentan problemas relacionados con efectos de la matriz, estimación incompleta del contenido de ópalo, contaminación por sílice no biogénica, tamaño... A continuación se analizarán brevemente, explicando sus fundamentos y prestando especial atención en resaltar sus utilidades y límites (Tabla 1.3)

### **b) Análisis instrumentales**

Existen dos técnicas instrumentales diferentes: difracción por rayos X (directamente o previa transformación a cristobalita) y espectroscopía infrarroja. Ambas requieren una considerable preparación de las muestras y presentan cierta dependencia con la matriz arcillosa. Su grado de precisión oscila en torno al 1% (DeMaster, 1981) por lo que son difíciles de aplicar en aquellas muestras con bajo contenido en ópalo.

#### **1.-Difracción por rayos X**

El estudio mineralógico de sílice por difracción de rayos X fue desarrollado por autores como Golberg (1958). Esta técnica, dependiente de las características físicas y estructurales de las moléculas, presenta como principales problemas el grado de complejidad analítica y su poca exactitud en la identificación cuantitativa (el último factor debido a la naturaleza amorfa de la sílice biogénica, y a su variable grado de hidratación). Se conocen dos métodos diferentes basados en la utilización de rayos X: difracción directa (Eisma y Van Der Gaast, 1971; Lapaquellerie, 1987; Hempel y Bohrmann, 1990; Bareille *et al.*, 1990) y análisis previa transformación a cristobalita (Golberg, 1958; Ellis y Moore, 1973; Leinen, 1985; Bareille *et al.*, 1990);

- La difracción de rayos X que precisa de la conversión del ópalo en  $\alpha$ -cristobalita se realiza calentando las muestras a 1000°C durante 24 horas con la eliminación por adelantado de la materia orgánica, el carbonato cálcico y las sales. Para determinar la cantidad de ópalo biogénico se mide la altura del pico de difracción (101) de la cristobalita a 4.04Å y se compara con una muestra con concentración conocida. Uno de los inconvenientes del método es que la transformación de la sílice amorfa en otra más cristalizada es a menudo incompleta y parece estar influida por la naturaleza de los restos silíceos (Eggiman *et al.*, 1980) y por la mineralogía de la matriz arcillosa (especialmente por la presencia de iones de Na, K, Mg y Ca -Eisma y Van Der Gaast, 1971).

TÉCNICAS	AUTORES	DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO	COMENTARIOS
Análisis instrumental: Difracción por RX.	Golberg (1958); Ellis y Moore (1973); Leinen (1985); Bareille <i>et al.</i> (1990).	- Convertir el ópalo a $\alpha$ -cristobalita calentando a 1000°C durante 24 h. Medir el pico (101) de la cristobalita a 4.04Å.  - Determinar la sílice amorfa directamente identificando el pico a 26° $\theta$ .	-Complejidad analítica. -Poca exactitud en la identificación cuantitativa. -Sobrevaloración del % de sílice en comparación con el obtenido por métodos químicos.
Análisis instrumental: Espectroscopía infrarroja.	Eisma y Van Der Gaast (1971); Lapaquellerie (1987); Hempel y Bohrmann (1990); Bareille <i>et al.</i> (1990).  Chester y Elderfield (1968); Bogdanov <i>et al.</i> (1974); Frölich (1989); Parra <i>et al.</i> (1991).	- Determinar la sílice amorfa directamente identificando el pico a 26° $\theta$ .  Analizar el espectro infrarrojo identificando el pico a 12.55 $\mu$ .	- No puede utilizarse en sedimentos con cuarzo o minerales arcillosos. - Depende de la cristalinidad y porcentaje de agua.
Estimación visual.	Leinen, (1985); Pokras (1986); Pudsey (1993).	Contar el nº de organismos con esqueleto silíceo por gramo de muestra seca en la fracción de tamaño deseada.	No cuantifica bien la sílice biogénica total debido a la disolución/fragmentación de los restos.
Cálculos normativos.	Bostrom (1972); Leinen (1977,1985); Leinen <i>et al.</i> , (1986).	Calcular la sílice total presente en la muestra y la que procede de la fracción mineral. La diferencia entre ambos valores será la sílice biogénica.	- Se necesita un análisis químico completo. - El error depende de la exactitud en la determinación del porcentaje de sílice de diferente origen.
Cuantificación volumétrica a alta temperatura.	Lee y Sackett (1998).	Calcular la sílice amorfa a partir del CO <sub>2</sub> desprendido en la reacción a 500°C durante 3 días.  CaCO <sub>3</sub> +SiO <sub>2</sub> (ópalo)---->CaSiO <sub>3</sub> (wollastonita)+CO <sub>2</sub>	-La reactividad de otros materiales silíceos distintos del ópalo es despreciable. -Recupera la totalidad de ópalo de espículas y radiolarios. -Sobrestima el contenido en sílice en muestras con un contenido <2%.
Estimación empírica a partir de propiedades físicas de sedimentos.	Weber (1998).	Relacionar el contenido en ópalo del sedimento con las propiedades físicas registradas mediante diagrafas.	- Es un método no destructivo que proporciona datos rápidamente y con gran resolución pero sólo en muestras con alto contenido en ópalo. - Se necesita calibrar el registro de propiedades físicas frente a muestras con composición conocida en áreas próximas.
Disoluciones químicas.	Eggiman <i>et al.</i> (1980); DeMaster (1981); Mortlock y Froelich (1989); Müller y Schneider (1993).	Extracción de la sílice biogénica utilizando disoluciones alcalinas calientes y cuantificando por colorimetría o por ICP-ES.	-Diferentes estimaciones del contenido en sílice según el tipo de disolución utilizada. -Hay que corregir la contribución al contenido total de Si por parte de los aluminosilicatos y del cuarzo.

Tabla 1.3: Diferentes técnicas para determinar ópalo.

- Los mismos autores (Eisma y Van Der Gaast, 1971) modifican el método anterior para determinar directamente la sílice amorfa sin que tenga lugar un calentamiento, gracias a la medida directa de la llamada “curva del ópalo” (localizada entre  $17^{\circ}2\theta$  y  $46^{\circ}2\theta$ , con el pico máximo a  $26^{\circ}\theta$ ). Esta técnica presenta complicaciones en su aplicación cuando los sedimentos poseen elevadas cantidades de caolinita, illita o montmorillonita pues se producen interferencias en los respectivos difractogramas. Por otro lado los porcentajes de sílice así estimados son mayores que los determinados con métodos químicos de extracción encontrándose las mayores diferencias en muestras con altos contenidos en ópalo (Conley, 1998). Una explicación para las discrepancias entre ambas técnicas es que las muestras contengan otras formas de sílice amorfa (de origen hidrotermal, por ejemplo) no siendo extraídas a través de los métodos químicos.

## 2.- Espectroscopía infrarroja

La espectroscopía infrarroja se ha utilizado como un método directo en la determinación de ópalo (Bogdanov *et al.*, 1974; Frölich, 1989; Parra *et al.*, 1991) puesto que la muestra a estudiar no necesita ningún tratamiento térmico previo. Según el método propuesto por Chester y Elderfield, 1968 el ópalo se identifica a través de su espectro infrarrojo por dos características principales: un pico fuerte de absorción a  $9.20\mu$  común para todos los minerales silicatados y otro más débil a  $12.55\mu$ . Este último es el que utiliza para la identificación y estimación cuantitativa del ópalo a pesar de las interferencias que otros minerales como el cuarzo o distintas arcillas dioctaédricas puedan ocasionar en la misma banda de absorción. La presencia de entre un 5 y un 10% de cuarzo requiere bien una estimación de la contribución de este mineral a la absorbancia total o bien una modificación de la técnica dependiente del tiempo, por lo que esta técnica no puede utilizarse en sedimentos con relación ópalo/cuarzo inferior a 3:1 (Chester y Elderfield, 1968). Otro problema de la absorción de luz infrarroja es que es sensible a la cristalinidad y contenido en agua de la sílice biogénica, aspectos que generalmente varían según el tipo de material biogénico analizado (DeMaster, 1991). La determinación del contenido en ópalo puede ser incluso imposible en presencia de goetitas o de minerales arcillosos con  $Fe^{3+}$ - $Fe^{2+}$ , o  $Fe^{3+}$ - $Mg^{2+}$  pues se producen interferencias en las bandas de absorción de  $12.55\mu$  (Frölich, 1989).

### **c) Estimación visual de restos silíceos**

Tanto los paleontólogos como los sedimentólogos han utilizado diversos métodos de contajes de restos silíceos con la ayuda del microscopio (Leinen, 1985; Pokras, 1986; Pudsey, 1993). De manera general todos consisten en estimar el número de organismos con esqueleto silíceo (radiolarios, diatomeas, espículas de esponjas) por gramo de muestra seca, en la fracción de tamaño deseada (siempre superior a las 63 micras). Estas técnicas son relativamente rápidas, baratas y pueden utilizarse cuando no se requiere una determinación muy precisa del porcentaje de ópalo. Sin embargo no pueden cuantificar adecuadamente la sílice biogénica total debido tanto a la amplia variación en el tamaño de los organismos silíceos como a la disolución, fragmentación y concentración de restos en la fracción fina de los sedimentos, aunque sí son útiles para resaltar variaciones relativas en la productividad de dichos grupos paleontológicos.

### **d) Cálculos normativos**

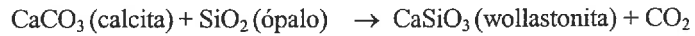
La composición química de la sílice biogénica, con un promedio de un 0.1% de otros elementos, es la principal característica utilizada en este método. El elevado grado de pureza del mineral hace que el porcentaje de ópalo pueda calcularse a través de la diferencia entre el  $SiO_2$  total medido en la muestra por absorción atómica y el contenido en sílice dependiente de los minerales silicatados (estimado este último en función de la concentración de Al, Ge, Ti... presente en la muestra). Como ejemplo Boström *et al.*, (1972) pensando que la relación  $SiO_2/Al_2O_3$  en la corteza continental es 3/1, establece la relación general :

$$\%SiO_2\text{biogénico} = \%SiO_2\text{ total medido en la muestra} - 3\%Al_2O_3$$

relación que no puede considerarse única para todos los sedimentos. Por su parte, Leinen (1977, 1985), Leinen *et al.*, (1986) proponen diversas fórmulas para predecir la aportación de sílice procedente de las arcillas, basándose en la existencia de Al, Mg, Fe. El proceso de cálculo normativo requiere un análisis químico completo y su grado de error depende de la exactitud en la cuantificación de algunos de sus componentes. Por este motivo no se utiliza como método único en la determinación de la sílice biogénica sino como complemento de otros más exactos.

### e) Cuantificación volumétrica a alta temperatura

Este método desarrollado por Lee y Sackett (1998), que se basa en la reacción:



La reacción tiene lugar en tubos de vidrio precintados a los que se les añade exceso de calcita (3:1 respecto a la muestra) manteniendo la temperatura a 500°C durante 3 días. El CO<sub>2</sub> producido se mide con un manómetro calibrado. La temperatura y el tiempo son los apropiados para que tenga lugar la completa reacción de la sílice biogénica presente en la muestra. El resto de materiales silíceos (arcillas, ópalo-CT, cuarzo, vidrio volcánico y zeolitas) no reaccionan con la calcita. Este método es capaz de recuperar casi en su totalidad la sílice de las espículas de esponjas puras y de los radiolarios. Sin embargo sobrestima el contenido en sílice para muestras con un contenido inferior al 2% de sílice, debido a la contaminación por minerales arcillosos y a la presencia de cantidades residuales de carbono orgánico.

### f) Estimación empírica a partir de las propiedades físicas de los sedimentos

Las relaciones empíricas establecidas entre las propiedades físicas de los sedimentos (determinadas por medidas físicas no destructivas a través de diagrafas) y calibradas con el contenido en ópalo en muestras discretas, permiten obtener un reconocimiento continuo de la concentración en ópalo a partir de los registros de densidad, velocidad de las ondas p, impedancia acústica y color (Weber, 1998). Las ventajas de este método son que la resolución se incrementa en gran manera, los datos se obtienen rápidamente y que se reduce el tiempo de trabajo de laboratorio. Como inconvenientes cabe destacar que no es en sí un método de medida, sino que se basa en el establecimiento de relaciones empíricas con otros testigos ricos en ópalo dependiendo, por consiguiente, de la exactitud de dicha calibración (establecida frente a otras muestras cuyo contenido en ópalo se ha calculado previamente con alguna de las técnicas explicadas a lo largo de este capítulo).

### g) Disoluciones químicas

Científicos soviéticos (p.ej. Bezrukov, 1955) fueron los primeros en aplicar los métodos químicos en la determinación de la sílice biogénica. En la actualidad es la técnica con mayor aceptación y sensibilidad. Incluye un conjunto de métodos diferentes que implican la extracción de la sílice biogénica utilizando disoluciones alcalinas calientes, que difieren entre sí en la concentración de la base química extractora y en el tiempo de reacción. A partir de la solución extractora y para calcular la cantidad de sílice obtenida, se utiliza bien una única medida (Eggiman *et al.*, 1980; Mortlock y Froelich, 1989), una medida secuencial en el tiempo (DeMaster, 1981) o un muestreo continuo (Müller y Schneider, 1993). La cantidad de sílice se cuantifica por colorimetría (Mortlock y Froelich, 1989) o por ICP-ES y posteriormente se corrige para tener en cuenta la contribución de los aluminosilicatos y del cuarzo incluidos en la muestra. El efecto del pretratamiento de las muestras también ha sido investigado y se ha propuesto cual debería ser el peso óptimo de las mismas (Landén *et al.*, 1996) para las determinaciones de sílice biogénica.

Teniendo presente que ninguno de los métodos está totalmente aceptado, DeMaster, (1981); Conley, (1998) y Schlüter y Rickert, (1998) comparan las ventajas y limitaciones de los procedimientos más utilizados. En general puede decirse que cuando la concentración de sílice biogénica es alta, se necesita una base más fuerte para la completa disolución (Conley, 1998), igual que ante muestras no recientes, con una edad superior a 20 años (Eggiman *et al.*, 1980; Müller y Schneider, 1993), que contienen espículas de esponjas (Conley y Schelske, 1993) y/o restos de radiolarios (Mortlock y Froelich, 1989). El uso, sin embargo, de una base fuerte para medir muestras con bajo contenido en sílice puede llevar a sobrestimar los porcentajes (Gehlen y van Raaphorst, 1993). La elección de las condiciones de disolución (pH, temperatura, tiempo) depende de las características físicas y químicas de la sílice biogénica, tales como origen, edad, área específica superficial, concentración de los radicales libres Si-OH (Kamatani, 1971; Hurd, 1983), características de la matriz sedimentaria, concentración de sílice biológica que esperamos encontrar y presencia de otros componentes silíceos (De Master, 1991).

En relación con las correcciones por la disolución de la sílice no biológica, se han propuesto varios procedimientos basados en: 1) la calibración por sedimentos artificiales (Hurd, 1973), 2) la relación de SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Eggimann *et al.*, 1980) o Ge/Si (Mortlock y Froelich, 1989) en los silicatos terrígenos, 3) un proceso de extrapolación para distinguir las diferencias en el porcentaje de disolución entre la sílice biogénica (disuelta casi en su totalidad en las primeras horas) y la de las fases minerales (que ceden su sílice de una manera lineal en función del tiempo), 4) el método de la doble extracción (Eggimann *et al.*, 1980).

Un resumen de los métodos químicos conocidos, sus ventajas, inconvenientes y formas de corrección por la contribución de otras especies minerales se recogen en la Tabla 1.4 y se comentan a continuación:

- Hurd (1973) utiliza una extracción en  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  durante 5 horas a  $85^\circ\text{C}$ . Intenta corregir la contribución de las arcillas utilizando un patrón de sedimento arcilloso representativo del área de estudio. Siguiendo su ejemplo se necesitaría disponer de un patrón diferente para cada zona que va a ser analizada, por lo que resulta poco práctico.
- DeMaster (1981) propone una extracción secuencial a  $85^\circ\text{C}$ ,  $0.1\text{M}$  de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{pH}=11.2$  durante un periodo de 5 horas. Esta extracción alcalina maximiza la disolución de las diatomeas (hasta el 88%) pero sólo recupera el 43% de las espículas de esponjas (Gehlen y van Raaphorst, 1993). Además si el contenido en ópalo es superior al 15% del total del sedimento, la disolución puede dejar sin recuperar hasta el 60% de la sílice amorfa (Eggimann *et al.*, 1980; Gehlen y van Raaphorst, 1993). El propio autor recomienda emplear una solución más fuerte ( $0.1\text{M}$   $\text{NaOH}$ ) para analizar sedimentos con predominio de esqueletos de radiolarios o espículas de esponjas. Sin embargo el uso de esta extracción más agresiva favorece la disolución de los sedimentos arcillosos así como de la cristobalita y del cuarzo con tamaño de grano muy fino. Como método de corrección propone calcular la contribución al porcentaje total de sílice por parte de los minerales arcillosos mediante una extracción secuencial que permite diferenciar la disolución rápida de la sílice biogénica de la lenta del resto de silicatos incluidos en la muestra. Sin embargo, según Kamatani y Oku (2000), la sílice extraída en función del tiempo es difícil de interpolar con una línea simple de regresión, ya que, de acuerdo con estos autores, la relación entre sílice y tiempo es más bien parabólica, dependiendo el perfil de la parábola de la solución alcalina utilizada.
- Eggimann *et al.* (1980) realiza un ataque con  $\text{Na}_2\text{CO}_3$   $2\text{M}$  durante 4 horas, a una temperatura entre  $90^\circ$  y  $100^\circ\text{C}$ . Los autores señalan que cuando la relación sílice/arcilla en la muestra es superior a 1 no es preciso utilizar correcciones por la existencia de aluminosilicatos. Cuando este porcentaje se encuentra comprendido entre 1 y 0.25, proponen hacer medidas del Al disuelto por el carbonato sódico y utilizarlas como índice de la presencia de otras fases silicatadas, pudiéndose calcular a partir de este porcentaje y de la relación Al/Si su contribución a la sílice total. Sin embargo también advierten de la necesidad de conocer la mineralogía de la fracción arcillosa puesto que la relación Al/Si extraída puede variar en función del tipo de mineral. Para obtener una mayor exactitud o cuando la relación sílice/arcilla es inferior a 0.25 sugieren realizar una extracción secuencial. El único problema al que se hace mención por el hecho de utilizar el carbonato sódico como solución atacante es que los blancos de sílice son más altos que los obtenidos por disoluciones más diluidas.
- Krause *et al.* (1983) utiliza una solución de  $\text{NaOH}$   $0.2\text{M}$  a  $100^\circ\text{C}$  durante sólo 10-15 minutos, evitando de este modo la contribución de las arcillas, pero dejando hasta un 50% de diatomeas sin disolver.
- Mortlock y Froelich (1989) ponen en contacto la muestra con una disolución  $2\text{M}$  de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$   $\text{pH}=11.6$  durante 5 horas, a una temperatura de  $85^\circ\text{C}$ . La única diferencia respecto a Eggimann *et al.* (1980) es el pretratamiento con  $\text{H}_2\text{O}_2$  y  $\text{HCl}$ . En cuanto a correcciones para eliminar la contribución de la sílice de las arcillas, los autores proponen medir la relación Ge/Si en lugar del Al disuelto, dado los problemas que presenta este último como un índice cuantitativo de los aluminosilicatos por su desigual extracción según la especie de mineral. Sin embargo este método implica aumentar la complejidad del análisis.
- Puesto que esqueletos de radiolarios, diatomeas antiguas y espículas de esponjas parecen resistirse a la disolución si se utilizan bases débiles como el carbonato sódico, Müller y Schneider (1993) desarrollan una técnica automática de disolución con  $\text{NaOH}$   $1\text{M}$  a  $85^\circ\text{C}$  y medida de la sílice por espectrofotometría. Para cuantificar los aportes no biológicos se sigue la corrección por análisis secuencial desarrollada por DeMaster (1981), con la ventaja de disponer de un mayor número de medidas al tratarse de una técnica automática. Este método precisa de una instrumentación importante (aparato automático de extracción y analizador espectroscópico de flujo continuo) por lo que es costoso de desarrollar en un laboratorio.

Técnicas	Autores	Métodos de corrección por la contribución de otros minerales silicatados	Ventajas	Inconvenientes
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , 5h, 85°C.	Hurd (1973).	Utilizar un patrón de sedimento arcilloso representativo de la zona de estudio.		La corrección necesita de un patrón diferente para cada zona.
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , 0.1M, 5h, 85°C.	DeMaster (1979).	Extracción secuencial en el tiempo.	Se maximiza la disolución de diatomeas.	No disuelve a los radiolarios, esponjas o diatomeas ar.tiguas.
NaOH, 0.1M.			Disuelve totalmente los radiolarios.	Favorece la disolución de silicoaluminatos.
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , 2M, 4h, 90-100°C.	Eggiman <i>et al.</i> (1980)	En función de la relación sílice/arcilla en la muestra, medir el Al o realizar una doble extracción.	Consigue la completa disolución de los microfósiles relictos.	Blancos de sílice muy altos.
NaOH, 0.2M, 100°C, 10-15 minutos.	Krause <i>et al.</i> (1983).		Se evita la contribución de las arcillas.	Deja hasta un 50% de diatomeas sin disolver.
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , 2M, 4h, 85°C (con prettamiento).	Mortlock y Froelich (1989).	Medida de la relación Ge/Si.	Se disuelven el 98% de las muestras.	Algunos radiolarios pueden no disolverse.
NaOH, 1M, 85°C (con registro continuo de los valores).	Müller y Schneider (1993).	Extracción secuencial.	Gran número de medidas por ser un método automático. Evita errores en la corrección por extracción secuencial.	Metodología costosa: necesita de un aparato automático de extracción y un analizador espectroscópico de flujo continuo.

Tabla 1.4: Principales técnicas en la determinación de ópalo basadas en disoluciones químicas

- Un proceso de digestión durante 100 minutos con  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  5% a  $100^\circ\text{C}$  ha sido propuesto también para estimar la sílice biogénica en sedimentos y en partículas en suspensión (Kamatani, 1980; Kamatani y Takano, 1984). Este método evalúa la sílice disuelta a partir de los aluminosilicatos que coexisten en la muestra por medio del análisis del Al extraído por la solución alcalina. Ragenenau y Treguer (1994) reconocen que para la determinación de la sílice biogénica en las partículas en suspensión, es esencial corregir la sílice lixiviada por efecto de los silicatos, y proponen un método estadístico para corregir la interferencia de los minerales silicatados.
- Landén *et al.*, (1996) estudian cómo influye el pretratamiento de las muestras a la disolución de la sílice biogénica. Esta innovación de los métodos de extracción, propuesta por Mortlock y Froelich, (1989) había sido deficitariamente investigada en la literatura. Únicamente Hurd en 1973 señala que el porcentaje de disolución de sus sedimentos superficiales es entre 3 y 8 veces más bajo que el de muestras atacadas con ácido, debido según el propio autor, a la formación de superficies minerales protectoras que podrían comenzar a depositarse mientras las partículas caen a través de la columna de agua. En el trabajo de Landén *et al.*, (1996) se señala como soluciones con pH por encima de 2 hacen que la carga superficial de la sílice amorfa se vuelva negativa, siendo por tanto posible la adsorción de iones inorgánicos. De este modo la superficie de la sílice puede estar cubierta por carbonatos, materia orgánica, óxidos de metales... que disminuyen la capacidad de extracción de sílice por parte de las soluciones alcalinas. Según opinión de Landén *et al.*, (1996) el pretratamiento de las muestras es necesario, consistiendo éste en un ataque con  $\text{H}_2\text{O}_2$  al 10% (especialmente imprescindible en sedimentos con elevado contenido en materia orgánica) y con HCl (en todas las ocasiones, incluso cuando el contenido en carbonatos es bajo). El tratamiento con ácido parece no afectar a otros minerales silicatados, como el cuarzo o la caolinita, mientras que ayuda a la creación en las biotitas de una superficie externa alterada, compuesta por sílice amorfa, que se libera fácilmente durante el posterior proceso de extracción. Pero como la biotita no es un componente mayoritario en los sedimentos, su contribución a la sílice total extraída puede considerarse despreciable. El segundo tema que tratan Landén *et al.*, (1996) es cuál debe ser la cantidad óptima de muestra para reaccionar con 40 ml de extracción. Según ellos el peso de la muestra debe estar comprendido entre 10 y 20 mg. Cuando es inferior a 10 mg, se produce una menor exactitud en los resultados, debido a la falta de homogeneidad del sedimento. Cuando el peso es superior, la cantidad de sílice recuperada disminuirá, debido probablemente a la mayor concentración en el sedimento de Si y Al que pueden formar complejos químicos. Existe la posibilidad de que dichos complejos sean adsorbidos en la superficie de los sedimentos, disminuyendo así la capacidad de reacción de la sílice con la extracción química en el proceso de determinación espectrofotométrica.

### **8.3.- Método de Mortlock y Froelich (1989): Método elegido en este trabajo**

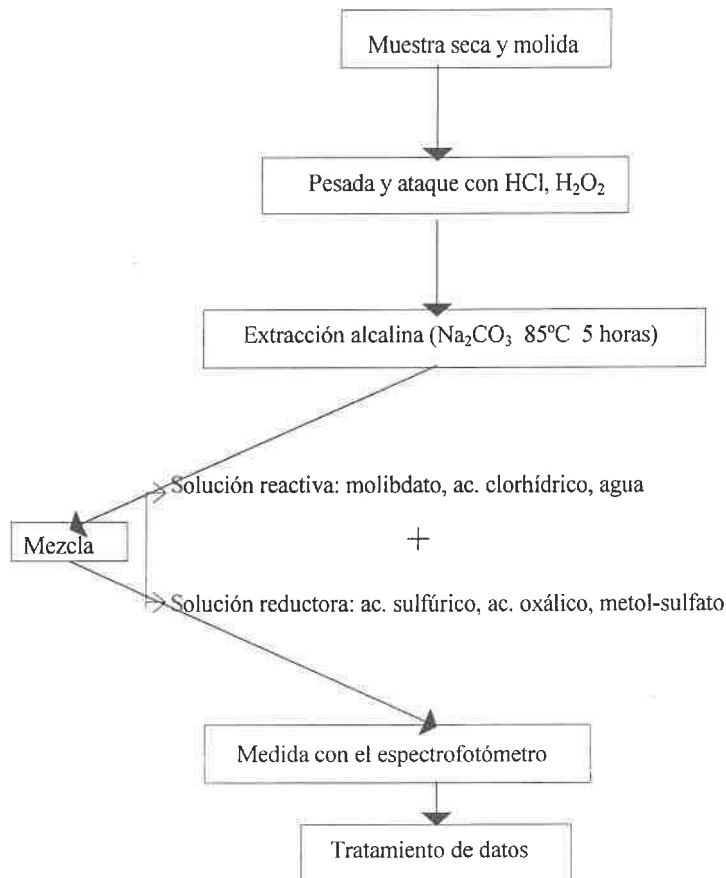
#### **a) Introducción**

Una vez examinadas las principales técnicas de determinación del ópalo, el siguiente paso es justificar la que se ha seguido a lo largo de este trabajo. Como se ha explicado con anterioridad, no existe un método totalmente aceptado y todos poseen una serie de puntos fuertes y débiles. Así la elección debe basarse en la instrumentación analítica disponible, composición del sedimento que va a analizarse y exactitud de medida que se pretende alcanzar. El método elegido ha sido el desarrollado por Mortlock y Froelich (1989): extracción con carbonato sódico 2M a una temperatura de  $85^\circ\text{C}$  y durante 5 horas. El  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  2M actuando durante 5 horas es un agente atacante lo suficientemente fuerte como para llegar al 98% de disolución en muestras compuestas mayoritariamente por diatomeas y radiolarios (Eggmann *et al.*, 1980), al 95% de las espículas de esponjas y al 91% de las diatomeas (Gehlen y van Raaphorst, 1993). Por otro lado, dada la poca instrumentación que precisa puede implantarse como un método rutinario para la medida de ópalo en el laboratorio. Respecto al problema de la contaminación por arcillas sus límites son similares a los que presentan otros métodos químicos. (En el apartado 8.3.f se explican las diferentes correcciones empleadas para su cuantificación, basadas esencialmente en la extracción secuencial en el tiempo y en la doble extracción).



## b) Desarrollo del método

El procedimiento se basa en la extracción de sílice biogénica (ópalo) de una muestra sedimentaria a través de una solución alcalina, en la mezcla con diversos reactivos hasta la formación de un complejo silicomolibdato de color azul, en su medida con un espectrofotómetro de luz visible y en la cuantificación de los resultados. Un esquema simplificado de los diferentes pasos del método sería el señalado en la Figura 1.10. A continuación se han subrayado brevemente algunas consideraciones de especial importancia:



**Figura 1.10:** Esquema simplificado del método de extracción de Mortlock y Froelich (1989), seguido en este trabajo.

### 1.- Molido

Las muestras deben molerse ligeramente, utilizando un molino de ágata, sin llegar a alcanzar un estado pulverulento. Según se ha podido comprobar un incremento de 15 minutos en el tiempo de molido (tener la muestra 20 minutos en el molino de ágata en lugar 5') supone pasar de 1.60 % ópalo extraído a 1.86 % (*core catcher*, TG-7). A este respecto, los estudios experimentales de Berner (1981) y de Knauss y Wolery (1988) sugieren un efecto de dependencia del tamaño de grano, es decir, una disolución preferente de las partículas ultrafinas durante el periodo de extracción inicial. DeMaster (1983) también subraya este efecto y relaciona la liberación inicial de sílice después del molido con la creación de superficies altamente reactivas. Por su parte, Müller y Schneider, (1993) señalan que los sedimentos arcillosos no deben ser pulverizados si después van a ser analizados por métodos químicos, puesto que el tamaño de las partículas influye en la disolución favoreciéndose ésta con la disminución del tamaño. Por lo tanto se recomienda moler siempre el mismo tiempo todo el testigo para evitar errores artificiales que nada tienen que ver con el contenido de sílice biogénica de los sedimentos.

## 2.- Pesada

El peso de las muestras debe ajustarse de tal modo que el valor de la absorbancia del complejo silícico formado se encuentre en la parte central de la curva de calibración, entre 0.200 y 0.900 unidades de absorbancia, pero que ninguna de ellas contenga más de 25 mg de ópalo. Si una muestra sobrepasa este rango superior debe ser repetida utilizando menos cantidad de muestra y si no llega al inferior debe realizarse de nuevo añadiendo más.

## 3.- Pretratamiento

Tanto el ácido clorhídrico como el agua oxigenada disuelven a los carbonatos y a la materia orgánica y ayudan a la disgregación del sedimento, facilitando así la disolución de los restos silícicos. Como ya se ha señalado al hablar sobre las diferentes técnicas para medir ópalo Landén *et al.*, (1996) han sido los autores que más han estudiado la influencia del pretratamiento con  $H_2O_2$  y HCl en la disolución de la sílice biogénica, encontrando que no favorece la disolución del resto de minerales silicatados.

## 4.- Extracción alcalina

Consiste en poner en contacto la muestra sedimentaria con una solución de  $Na_2CO_3$  2M, a una temperatura de 85°C, durante 5 horas, para que se produzca la extracción de la sílice biogénica. El ión carbonato proporciona a la disolución un pH de 11.6, valor superior a 11 que es el mínimo necesario para que el  $Si(OH)_4$  se convierta en  $Si(OH)_5^-$  (Gehlen y Raaphorst, 1993). La concentración 2M proporciona a la disolución la suficiente capacidad de amortiguación para extraer la sílice presente en el sedimento. Mortlock y Froelich, (1989) señalan que entre el 20 y el 50% de los radiolarios pueden escapar a la disolución con carbonato sódico 2M. Estos grupos suelen representar entre el 2 y el 4% de la masa de ópalo biogénico en el Pacífico ecuatorial y una fracción similar en el Mediterráneo, por lo que se ha considerado que la mayoría de los restos silícicos van a proceder de diatomeas, no representando la fracción que resiste a la disolución una proporción significativa frente al total sedimentario. Por este motivo se ha realizado el ataque con  $Na_2CO_3$  2M.

Lo esencial de esta parte del procedimiento es realizar todas las operaciones que suceden después de sacar los tubos del baño de agua caliente con gran rapidez para evitar la adsorción de la sílice disuelta sobre el sedimento, proceso que ha sido demostrado que ocurre en manipulaciones experimentales (Gehlen *et al.*, 1993). Por otro lado se deben utilizar tubos de centrifuga con la base plana que permiten en todo momento (no sólo durante la agitación) el contacto entre el sedimento y la solución alcalina (Conley, 1998).

## 5.- Mezcla

Se trata de un paso intermedio si se quiere cuantificar la concentración sílice extraída por el carbonato sódico con un espectrofotómetro. El objetivo principal es conseguir que se forme un complejo coloreado del ácido molibdosilícico ( $H_4SiMo_{12}O_{40}$ ) para posteriormente medir su absorbancia. Así esta parte del método de evaluación de sílice biogénica se resume en tres pasos:

- 1.- poner en contacto el sedimento silícico con una solución reactiva formada por molibdato, ácido clorhídrico y agua, logrando que se forme ácido molibdosilícico. Esperar exactamente 20 minutos.
- 2.- añadir un agente reductor (ac. sulfúrico, oxálico) y un colorante (metol sulfito). Esperar de 12 a 24h.
- 3.- medir la intensidad de absorción del complejo molibdosilícico coloreado que se ha formado, por comparación con un patrón conocido y tras seleccionar una longitud de onda dentro del espectro visible.

El primer paso dentro de este esquema tiene como objetivo la formación de ácido molibdosilícico por reacción del molibdato con la sílice a pH=1-2. El segundo paso, la adición de la solución reductora, es opcional ya que existen métodos (Fanning y Pilson, 1973) que cuantifican sílice utilizando ácido molibdosilícico sin reducir, es decir, van directamente del paso 1 al 3. Para entender cual de las dos opciones es la más apropiada hace falta conocer la naturaleza química del ácido molibdosilícico y saber que tanto reducido como sin reducir presenta dos isómeros:  $\alpha$  (estable) y  $\beta$  (inestable). En la fase sin reducir el ácido molibdosilícico- $\beta$  se transforma rápidamente a  $\alpha$ , mientras que en la reducida lo hace lentamente. La cuantificación se realiza siempre midiendo con el espectrofotómetro el complejo formado con el isómero  $\beta$  pero con diferente longitud de onda: si se trata del  $\beta$  reducido tendríamos el pico de absorción a 800-850nm, mientras que si es con el no reducido seleccionaríamos  $\lambda = 335-500nm$ . Un método basado en el ácido molibdosilícico no reducido presenta las siguientes características:

- se ve afectado por el tiempo que la muestra y el reactivo están en contacto ya que se forma el isómero  $\beta$  que muy rápidamente pasa a  $\alpha$ .
- las medidas realizadas con ácido molibdosilícico- $\beta$  sin reducir son menos sensibles que las  $\beta$  reducidas, por lo que estos métodos no se pueden utilizar en sedimentos con bajo porcentaje de ópalo
- pueden existir interferencias con otros elementos (p. ej. fósforo disuelto)

Estas razones fueron las que llevaron a Strickland y Parsons (1968) desarrollar el método reducido basándose en los tres pasos que se han citado con anterioridad. Posteriormente Fanning y Pilson, (1971) proponen una serie de modificaciones de especial importancia, como son que el tiempo entre la adición de la solución reactiva y el agente reductor debe estar regulado y ser el mismo para blancos y patrones, ya que se pueden producir errores de entre un 5 y un 7% en la medida de la absorbancia final. Por otro lado el ácido clorhídrico debe añadirse a la solución reactiva justo antes de empezar los análisis pues el agente sin acidificar es estable durante mucho más tiempo que el acidificado. Además las reacciones deben producirse en botes de polietileno pues si se realizan en otros de cristal aumentan mucho los blancos. El método establecido por Morlock y Froelich (1989) tiene en cuenta todas estas innovaciones y se basa en la utilización del ácido molibdosilícico reducido.

### 6.- Medida con el espectrofotómetro

Debido al tipo de mezcla realizada y cómo se va a medir la cantidad de ácido  $\beta$ -molibdosilícico reducido, se ha seleccionado la longitud de onda del espectrofotómetro modelo SHIMADZU UV-1201V a 815nm. Dentro de cada tanda se han incluido patrones y blancos, además de las muestras. Los primeros se utilizan para construir la recta de calibración, cuya pendiente es preciso conocer para calcular el porcentaje de ópalo de la muestra. En cuanto a los blancos se disponen de dos tipos: de reactivos y operacional. El blanco de reactivos está compuesto por agua miliQ y reactivos y asegura la ausencia de contaminación en ambos, por lo que el valor de su absorbancia debe encontrarse próximo a cero (0.002) unidades de absorbancia. Por su parte el blanco operacional ha seguido todo el proceso de extracción pero no contiene ninguna muestra sedimentaria. Este tipo de blanco constata la ausencia de contaminación por manipulación de la muestra o del lixiviado durante el proceso y su absorbancia debe ser menor que la absorbancia del estándar de  $0 \mu\text{M}$  más 0.003 unidades. El valor promedio del blanco operacional se utiliza para corregir las absorbancias de las muestras.

### 7.- Cálculos

La concentración de Si en la muestra, expresada en milimoles (Cs) se calcula a partir de la fórmula:

$$C_s = (\text{Absorbancia media de las muestras} - \text{Absorbancia media de los blancos operacionales}) * f$$

siendo  $f$  = pendiente de la recta de calibración (medida en mM/Abs) /1000

El tanto por ciento de  $\text{SiO}_2$  se obtiene:

$$\% \text{SiO}_2 = \frac{112.4 * C_s}{\text{Peso de la muestra en mg}}$$

que es la expresión simplificada de:

$$100 * \frac{C_s}{\text{peso muestra}} * 28.09 \frac{\text{g}}{\text{mol}} (\text{peso at. del Si}) * 0.041. (\text{volumen de dilución}) * 1000 \frac{\text{mg}}{\text{g}} * \frac{\text{mol}}{1000 \text{mmol}}$$

Como la fórmula en peso del ópalo no es constante puesto que la cantidad de agua que contiene varía en función del tipo de grupo biológico, edad de los sedimentos..., es recomendable expresar los valores como %  $\text{SiO}_2$ . En el caso de que se precise conocer el porcentaje en ópalo, Morlock y Froelich (1989) proponen la expresión:

$$\% \text{Ópalo} = \% \text{SiO}_2 * 2.4$$

Esta relación recoge tanto la experiencia bibliográfica como personal de los autores y obedece a la conclusión de que la mayoría de los sedimentos diatomáceos más jóvenes de 30Ma tienen un contenido de agua del 10%. Si se trata de un sedimento con predominio de radiolarios el factor de multiplicación debe corregirse, empleándose 2.5 en lugar de 2.4, ya que los radiolarios poseen esqueletos silícicos más hidratados ( $\text{SiO}_2 \cdot 0.4\text{H}_2\text{O}$ ). Sin embargo Hurd y Theyer, (1977) llaman la atención en que los factores aquí propuestos pueden no ser siempre aplicables, puesto que el porcentaje de agua disminuye con la edad de los sedimentos.

### c) Precisión

Entendemos por precisión la capacidad de obtener el mismo resultado tras repetir varias veces la medida. Cuando los resultados no coinciden, se puede estimar el error en las medidas bien para la totalidad del método o bien para una parte concreta del mismo.

#### 1.- Reproducibilidad del método en su conjunto

La reproducibilidad del método en su conjunto se ha estimado a partir del análisis por duplicado de sedimentos con distinto contenido en ópalo. Los valores medios resultantes de ópalo son:  $46.34 \pm 2.06$  % (n=32) y  $1.86 \pm 0.046$  % (n=11), (Tabla 1.5), indicando una precisión relativa de 4.45% para sedimentos con más de un 40% de sílice biogénica y de 2.49% para muestras pobres en ópalo (contenido inferior al 6%). Estos resultados no son coherentes con los experimentos realizados por Conley (1998), en los que las mayores desviaciones estándar aparecen en muestras con bajo contenido en ópalo y las menores en las de alta concentración de sílice. No obstante, es posible que parte de la irreproducibilidad en la medida de sílice para los sedimentos ricos en ópalo sea debida a la falta de homogeneidad de las muestras, ya que su análisis se realizó con pequeñas cantidades ( $\cong 30$ mg) frente a los 150mg necesarios para los sedimentos con bajo contenido silíceo.

Muestra	Media (% ópalo)	S	C.V. (%)	N
Muestra de control interno	46.34	2.06	4.45	32
Core catcher testigo TG-7	1.86	0.046	2.49	11
Patrón de 2000 $\mu$ M	0.2227	0.0025	1.12	22
Patrón de 4000 $\mu$ M	0.4653	0.0045	0.96	22
Patrón de 6000 $\mu$ M	0.6760	0.0076	1.13	22
Patrón de 8000 $\mu$ M	0.9189	0.0069	0.75	22

**Tabla 1.5:** Ejemplos de precisión de la medida de ópalo biogénico para patrones de silicio y muestras seleccionadas con alto y bajo contenido en ópalo. S: desviación estándar; CV: coeficiente de variación; N: número de análisis

#### 2.- Precisión en el proceso de mezcla y lectura del espectrofotómetro

La precisión en el proceso de mezcla y lectura del espectrofotómetro supera el 2%, según réplicas realizadas en patrones de silicio de entre 2000 y 8000  $\mu$ M de concentración. Los valores medios y desviaciones estándar para cada uno de ellos se encuentran también recogidos en la Tabla 1.6.

Concentración del patrón	Valores teóricos (unid. Abs.)	Promedio valores experimentales (unid. Abs.)	Desviación Estándar	Número de medidas	% de variación de las medidas experimentales y las teóricas
0 $\mu$ M	0	0.0137	0.0017	22	-----
2000 $\mu$ M	0.2175	0.2227	0.0025	22	2.39
4000 $\mu$ M	0.4350	0.4653	0.0045	22	6.96
6000 $\mu$ M	0.6525	0.6760	0.0076	22	3.60
8000 $\mu$ M	0.8700	0.9189	0.0069	22	5.62

**Tabla 1.6:** Comparación de las absorbancias de los patrones de silicio teóricas y las experimentales.

### d) Exactitud

La exactitud se define como la medida rigurosa y sin error. Debido a la ausencia de patrones certificados de sílice biogénica, no se puede establecer la absoluta exactitud de ninguno de los métodos analíticos propuestos para medir ópalo. Comparaciones realizadas entre laboratorios (Conley 1998, Schlüter y Rickert 1998) han demostrado la gran variación existente entre los resultados obtenidos por las distintas técnicas químicas (hasta un 300% en sedimentos con bajo contenido en sílice). La exactitud de las medidas se ha estimado por tres caminos diferentes: 1) comparación con otras técnicas, 2) valoración de los errores sistemáticos potenciales y 3) diferencias entre las absorbancias de los distintos patrones de silicio calculadas teóricamente y las obtenidas experimentalmente.

### 1.- Comparación con otras técnicas de la lectura de la sílice extraída

Si bien no se han podido comparar los porcentajes de ópalo obtenidos con el método de Mortlock y Froelich (1989) con los calculados siguiendo otros métodos químicos, se ha creído importante comparar la exactitud en la lectura de la sílice disuelta. Para ello seis muestras de sedimentos marinos (4 de ellas ricas en ópalo, con un porcentaje superior al 40% y dos pobres en ópalo <6%) se han analizado también en el ICP-ES del Servicio de Análisis de la Universidad de Barcelona. El método seguido para extraer la sílice biogénica del sedimento es idéntico en ambos casos: solución alcalina de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  2M a 85°C durante 5 horas, pero difiere la técnica utilizada para la determinación cuantitativa de la sílice: directamente con un ICP-ES a partir de la extracción alcalina (en el servicio de análisis), o adicción a la extracción de diversos reactivos hasta llegar a formar un complejo coloreado, siendo la intensidad del color la que posteriormente medimos con un espectrofotómetro y a partir de la cual calculamos el contenido en ópalo.

La comparación de los dos conjuntos de datos (Tabla 1.7 y Figura 1.11) sugiere que los resultados experimentales son sistemáticamente un 2% diferentes. Por este motivo los valores absolutos presentados a lo largo del trabajo deben ser tratados con precaución y nunca comparados cuantitativamente con los de técnicas diferentes, especialmente para testigos con contenido en ópalo muy bajo en que tales inexactitudes representan un elevado porcentaje de error. Esta fuente de discrepancia es debida únicamente a errores en el proceso de lectura, introducidos en el método seguido en este trabajo por pipeteado incorrecto o etapa de mezcla mal realizada y en el ICP-ES por preparación inexacta de los volúmenes de dilución. Los errores debidos a la extracción de sílice de las arcillas y del resto de minerales silicatados son comunes a las dos técnicas.

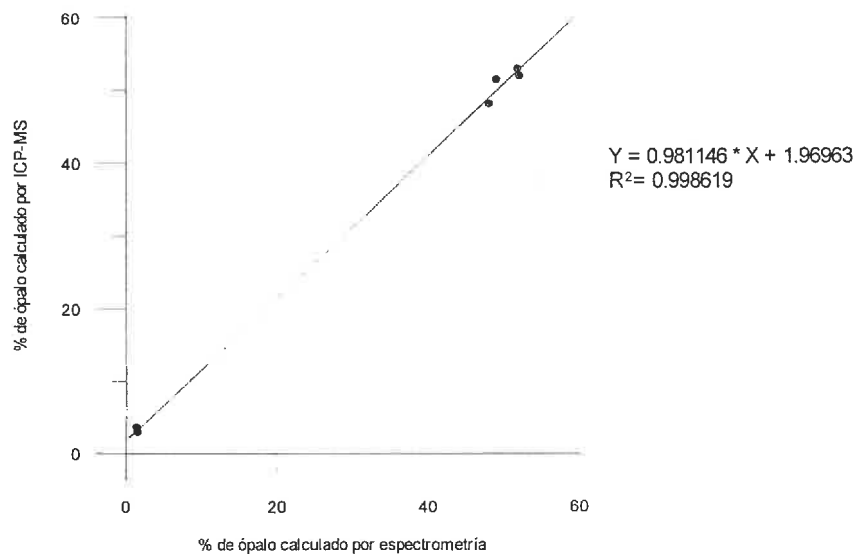


Figura 1.11: Correlación entre los resultados de dos técnicas de medida de ópalo: espectrometría e ICP-MS

Muestra	Porcentaje promedio de ópalo (medido por ICP-MS)	Porcentaje promedio de ópalo (medido por espectrometría)	Diferencia entre los valores
Patrón 1	53.00	51.72	1.28
Patrón 2	52.06	51.98	0.08
Patrón 3	48.24	48.04	0.2
Patrón 4	51.52	48.96	2.56
TG-7	3.04	1.49	1.55
TG-7	3.67	1.36	2.31

**Tabla 1.7 :** Comparación de los resultados de dos técnicas de medida de ópalo (continuación de la figura 1.11).

## 2.- Valoración de errores sistemáticos

Existen tres tipos de errores que pueden acumularse a lo largo del proceso. Cada uno de ellos es debido a una causa diferente y debe ser estudiado por separado:

- Error instrumental: Originado por la utilización del espectrofotómetro y de la balanza de precisión como instrumentos de medida. El error introducido por ellos se encuentra especificado en sus características técnicas y puede considerarse despreciable si lo comparamos con el resto de los errores. El único aparato que debe calibrarse cuando se empieza a analizar es la pipeta, prestando especial atención en si existen desviaciones entre la cantidad de líquido que realmente se dispensa y el volumen exigido para que la reacción química pueda realizarse.
- Error debido al proceso de mezcla: Está causado por todas las inexactitudes producidas durante el proceso de mezcla. Las más importantes se originan durante el pipeteado y adición de reactivos, pues es en esta fase donde la manipulación humana juega un papel predominante. Para cuantificar este hecho, las muestras y los blancos se analizan por duplicado y se toma como valor de absorbancia más probable el promedio de ambos. El porcentaje de error se calcula a partir de la fórmula:

$$\%Error = \frac{(absorbancia\ medida - absorbancia\ promedio) * 100}{absorbancia\ promedio}$$

- Error en la medida de la absorbancia: Si se ha puesto la cantidad adecuada de muestra, de tal modo que las absorbancias se encuentren muy próximas a los extremos superior e inferior de la recta de calibración pueden producirse errores a la hora de cuantificar el contenido de ópalo. Es debido a que nos encontramos fuera del rango en que la calibración es válida y, por tanto, no se puede predecir con exactitud la relación absorbancia-contenido en ópalo. Este error puede evitarse modificando la cantidad de muestra analizada.
- Falta de homogeneidad de la muestra: Esta clase de problema se pone de manifiesto cuando se repiten varias veces el análisis de una misma muestra. Así el porcentaje de ópalo obtenido, incluyendo el error debido al proceso de ataque, puede sufrir una variación por la falta de homogeneización de la muestra. Como el problema es algo inherente al método empleado, se ha optado por repetir varias veces ciertas muestras significativas, por ejemplo aquellas que dan los picos más sobresalientes, o cualquiera que nos interese especialmente. El error se calcula a partir del valor promedio, utilizando la fórmula anterior).

## 3.- Diferencias entre las absorbancias de los patrones de silicio calculadas teóricamente y las obtenidas experimentalmente.

Para calcular la curva de calibración se necesitan utilizar patrones de Si de 0, 2000, 4000, 6000 y 8000  $\mu\text{M}$  que se preparan diluyendo un estándar de silicio comercial de 1000 ppm/ml con los volúmenes apropiados de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  3M y agua miliQ. Un patrón de 8000  $\mu\text{M}$  debería producir una absorbancia de 0.870 unidades (valor teórico calculado por Morlock y Froelich, 1989). La Tabla 1.7, y la Figura 1.12 recogen los valores promedio de las absorbancias de cada uno de nuestros patrones, así como los calculados teóricamente. Los valores teóricos y los experimentales presentan una diferencia inferior al 7%, lo cual demuestra que en el desarrollo del método no existen errores significativos relativos al proceso de mezcla y lectura de las absorbancias. Los resultados presentados en el trabajo son sistemáticamente más altos

y las diferencias frente a los valores teóricos puede deberse a errores en la preparación de los patrones. La absorbancia para el patrón de 0µM en teoría debería de ser 0. Sin embargo Mortlock y Froelich (1989) señalan que en sus experimentos es inferior a 0.02 veces la del blanco operacional. Esta absorbancia resulta de la sílice en el Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (0.005% de SiO<sub>2</sub>) y representa alrededor del 30% de la absorbancia de una muestra de 200mg que contiene un 1% de ópalo. Por esta razón sedimentos con un porcentaje de ópalo inferior al 1% no pueden medirse con exactitud con este método.

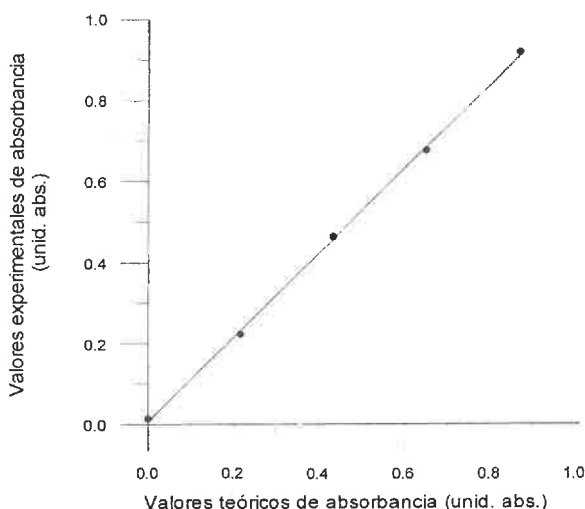


Figura 1.12: Correlación entre de las absorbancias de los patrones de silicio teóricas y las experimentales.

**e) Control del proceso**

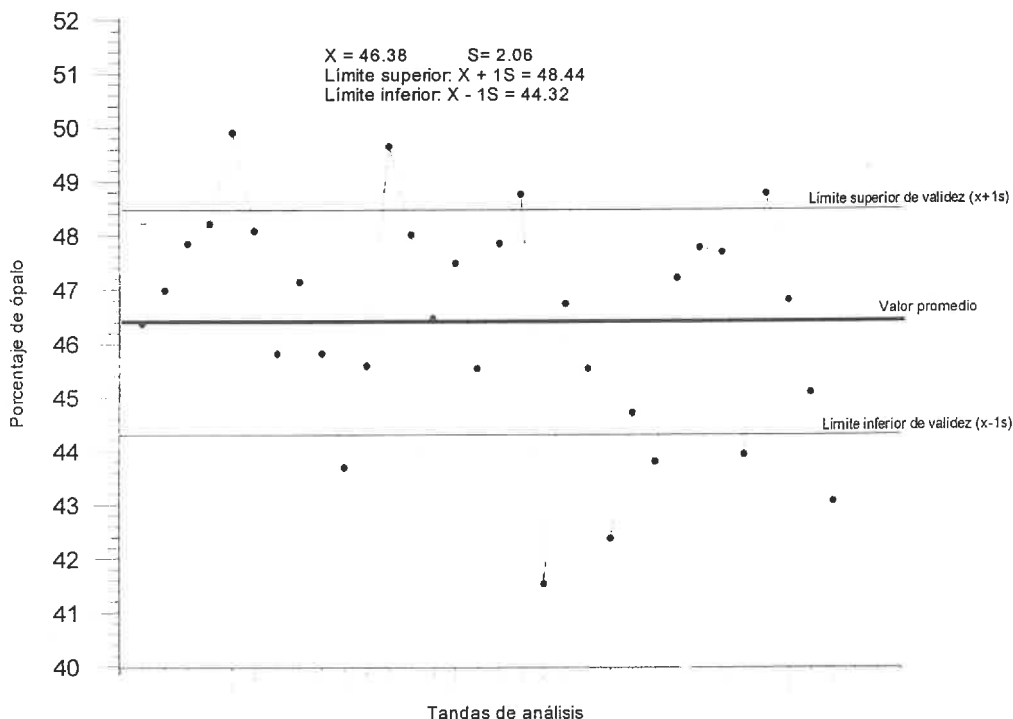
Puesto que no existe ningún patrón certificado de ópalo se ha intentado controlar que el proceso se desarrolle adecuadamente. En la Tabla 1.8 se recogen los principales problemas que pueden ocurrir durante la lectura de la absorbancia de las muestras y se proponen medidas de control para detectarlos. Se han estudiado solo los errores humanos asociados al proceso, por considerar que son en ellos donde se van a producir el mayor número de incorrecciones. El resto de cálculos desde que se lee la absorbancia de la muestra hasta que se estima el porcentaje de ópalo son operaciones matemáticas por lo que se han considerado fuera de error.

Características y tipo de fallos	Etapas del proceso donde se introduce el error	Error introducido	Posible resultado erróneo	Medidas de control
Fallos humanos asociados a la medida de la absorbancia.	Extracción alcalina.	Extracción de parte de la muestra.	Valores de absorbancia bajos.	Medida 1: Someter al proceso una muestra de contenido de ópalo conocido. Utilizar el gráfico de control de la Fig 1.13
Fallos humanos asociados a la medida de la absorbancia.	Proceso de mezcla.	Reactivos mal preparados.	Valores de absorbancia bajos.	Medida 2: Medir la absorbancia de patrones de Si. Utilizar como control la pendiente de la recta y el coeficiente de regresión lineal.
Fallos humanos asociados a la medida de la absorbancia.	Proceso de mezcla.	Pipeteado incorrecto.	Variaciones en la medida por duplicado de la absorbancia de una muestra.	Medida 3: Calcular el porcentaje de error en la medida de la absorbancia.

Tabla 1.8: Principales errores que pueden ocurrir durante la lectura de la absorbancia de las muestras y medidas de control propuestas para detectarlos.

- **Medida de control 1:** Tiene como objetivo verificar que el proceso de extracción ha sido el correcto. Para ello entre cada tanda se introduce una muestra cuyo porcentaje de ópalo es conocido (el denominado “sedimento de control”). Los valores del contenido en ópalo de dicho sedimento se recogen en la Figura 1.13, donde señala gráficamente cual es el valor medio y la desviación estándar. Estos datos se han obtenido en los ensayos realizados exclusivamente para caracterizar a dicho sedimento “de control”. Los límites de aceptación quedan definidos por los puntos  $+1s$  y  $-1s$ , medidos a partir de la media, siendo  $s$  la desviación estándar. Todos los valores de porcentaje de ópalo del “sedimento de control interno” que se obtenga en cada tanda de muestras deben estar comprendidos entre los límites de aceptación. Si existen puntos fuera de este intervalo, habrá ocurrido un error importante en el proceso de ataque y debe volver a repetirse la tanda completa de análisis.
- **Medida de control 2:** Su objetivo es verificar que los reactivos están bien preparados, utilizando para ello los valores de absorbancia de varios patrones de Si. Con los valores promedio de los patrones se calculará el coeficiente de correlación ( $r^2$ ) y la pendiente de la recta de ajuste. El coeficiente de correlación debe ser como mínimo 0.99 y la pendiente de la recta estar comprendida entre  $8.789 \pm 0.1981$  mM/abs (promedio de nuestros valores) si bien los valores teóricos son más elevados ( $9.20 \pm 0.2$  mM/abs ). Cuando los datos obtenidos no se ajusten a estos valores existirá algún problema en los reactivos y, por tanto, las tandas de análisis deberán repetirse.
- **Medida de control 3:** Para poder evaluar la calidad del pipeteado, se calcula el % de error en la medida de la absorbancia de cada muestra. Cuando el error sea superior al 10% se deberá repetir el pipeteado de la muestra.

$$\% \text{Error} = \frac{\text{absorbancia medida} - \text{absorbancia promedio}}{\text{absorbancia promedio}} * 100$$



**Figura 1.13:** Contenido en ópalo del sedimento de control interno. Valor medio ( $x$ ) y límites de aceptación ( $\pm 1s$ ). La presencia del sedimento de control incluido en cada tanda de análisis fuera del intervalo de error establecido ( $x \pm 1s$ ) implica la repetición completa de la tanda de análisis.

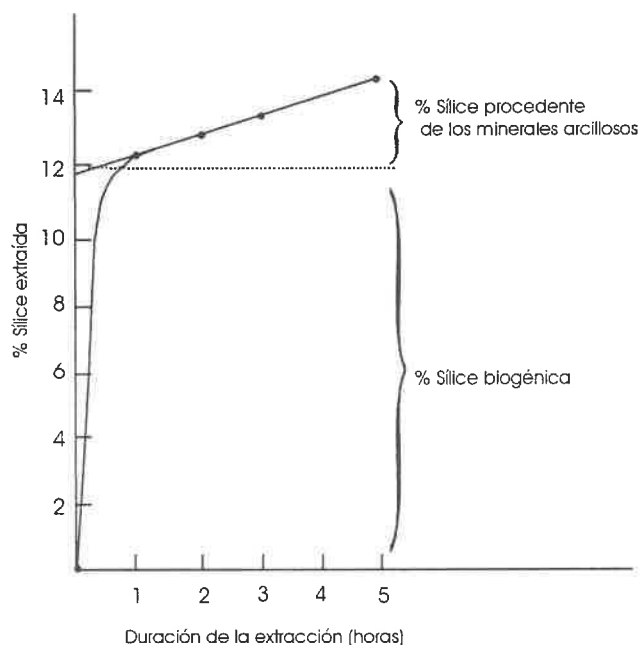


## f) Contribución de la sílice no biogénica

En la primera parte de este capítulo, cuando se enumeraban las diferentes técnicas para determinar ópalo, se introdujo el problema de cómo maximizar la disolución de la sílice biogénica y minimizar la procedente de las arcillas y demás minerales silicatados presentes en el sedimento. En muestras con bajo contenido en sílice amorfa y relativamente alto porcentaje de arcillas, es necesario realizar correcciones para eliminar el efecto de la matriz. Dichas correcciones se han venido efectuando según dos métodos distintos: disolución secuencial y cuantificación de otros elementos extraídos también por la solución alcalina.

### 1.- Método de disolución secuencial

El método de disolución secuencial propuesto por DeMaster (1981) y utilizado por Müller y Schneider (1993) constituye un proceso sencillo de cuantificación de la “contribución arcillosa”. Se basa en el hecho de que las diatomeas prácticamente se disuelven tras dos horas de contacto con una solución de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  0.1M a 85°C, mientras que la sílice no biológica incrementa su disolución linealmente con el tiempo. Partiendo de este supuesto es posible calcular la cantidad de sílice disuelta por un mismo sedimento después de diferentes horas de extracción y tras extrapolar hasta el tiempo 0, utilizar dicho valor para corregir la sílice liberada por los minerales arcillosos presentes en la muestra, tal y como indica la Figura 1.14. En contraste con esta idea, Kamatani y Oku (2000) encuentran que el proceso de disolución de los minerales arcillosos es parabólico en lugar de lineal, por lo que sugieren que la técnica de extrapolación lineal no es un método exacto para sedimentos con bajo contenido en sílice biológica y alto en aluminosilicatos.



**Figura 1.14:** Porcentaje de sílice extraído en función del tiempo de lixiviación para un sedimento de la cuenca del Carmen, Golfo de California. El porcentaje de sílice extraído por la solución de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  en la segunda, tercera y quinta hora de lixiviación se ha extrapolado hasta el tiempo cero para corregir la sílice que procede de las arcillas. Después de 5 horas de ataque químico, los minerales arcillosos aportan aproximadamente el 2% en peso del 14% de sílice total extraída por la solución alcalina. (DeMaster, 1991).

En este trabajo ha sido calculado el porcentaje de sílice extraída en función del tiempo por una disolución 2M de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  a  $85^\circ\text{C}$  para tres sedimentos distintos (Figura 1.15): 1) el *core catcher* del testigo TG-7, localizado en la dorsal de Nazca (Pacífico ecuatorial), 2) la muestra a profundidad 32-34cm del testigo Fruela 195-B6, situado en el estrecho de Bransfield (Antártida) y 3) el sedimento de control interno. Los resultados obtenidos son comparables a los descritos por otros autores: (Eggimann *et al.*, 1980, DeMaster, 1981; Mortlock y Froelich, 1989). Las curvas de disolución de los dos primeros tipos de sedimentos formados por una matriz importante y pocos restos silíceos, parecen lineales desde la primera hora de extracción, como puede observarse en la Figura 1.15. Sin embargo, la disolución del sedimento de control interno, compuesto en su mayor parte por diatomeas, indica que es necesario un periodo de 4-5 h para extraer el 100% de la sílice biogénica, y que el incremento lineal en el contenido en sílice se alcanza una vez transcurridas entre 4 y 7 horas. Dicho incremento lineal presumiblemente representa la disolución de los minerales arcillosos y ha sido ajustado a la línea recta que mejor representa la disolución de la sílice entre 4 y 7 horas. Así la ecuación que describe la disolución de los sedimentos para periodos de tiempo superiores a 4 h tiene un término independiente y otro dependiente del tiempo: el independiente representaría el porcentaje en peso de la sílice biogénica que realmente existe en el sedimento mientras que el dependiente permitiría calcular la contribución por parte de los minerales arcillosos.

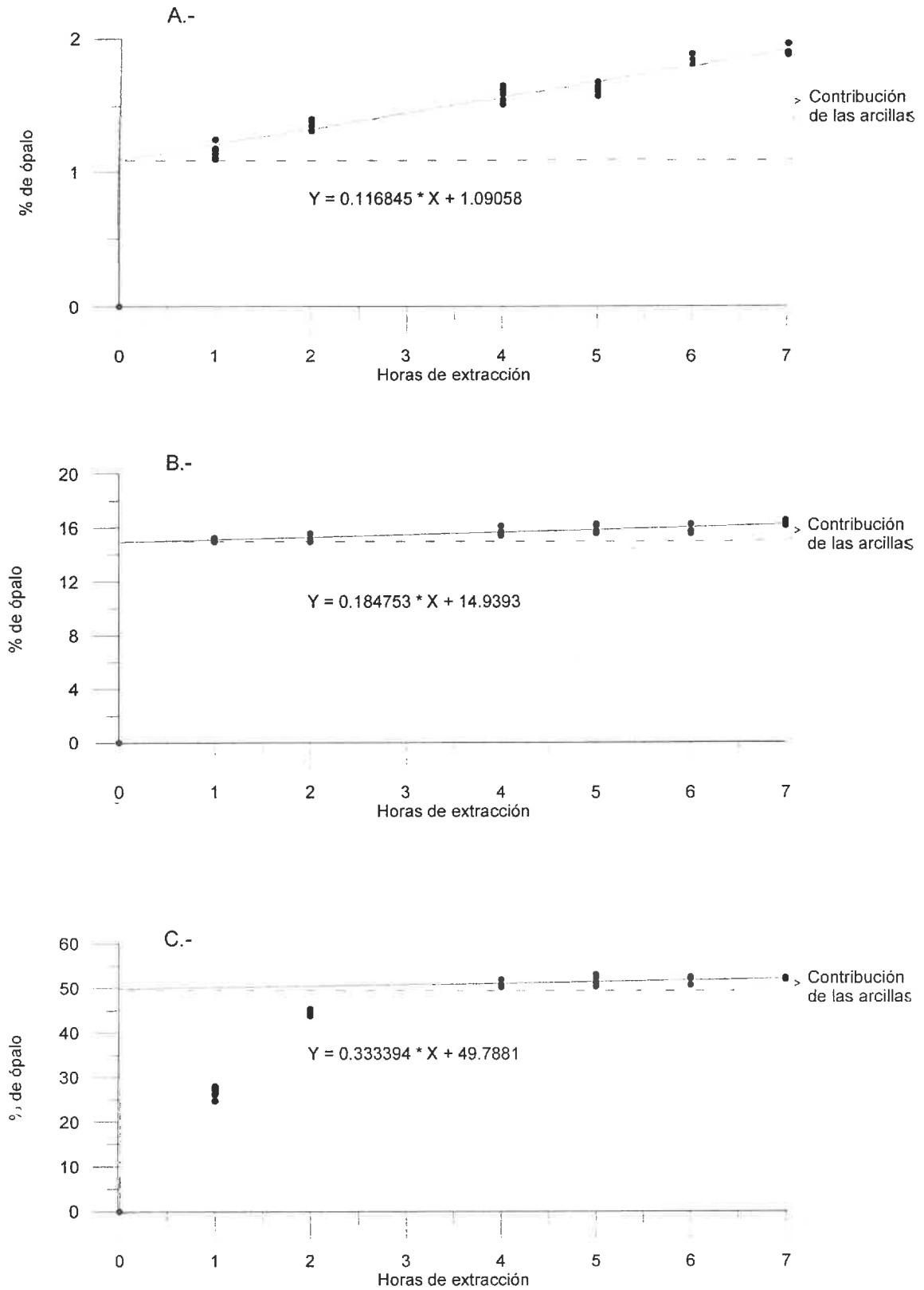
A partir de las diferentes ecuaciones obtenidas (Tabla 1.9) se ha calculado la contribución de sílice no biológica al resultado final de ópalo extraído, con el fin de evaluar si el no realizar esta corrección podía representar un error importante en los resultados finales de sílice extraída. De la siguiente ecuación que describe la disolución del *core catcher* del testigo TG-7 respecto al tiempo,

$$\% \text{ ópalo} = 0.116845 * X + 1.09058$$

puede deducirse que el valor 1.09 representaría el porcentaje en peso de la sílice biogénica que existe en el sedimento, mientras que el término de la ecuación dependiente del tiempo señalaría la contribución por parte de los minerales arcillosos. Utilizando esta ecuación puede calcularse cuál sería el total de ópalo extraído al cabo de 5 horas de ataque (1.67%), cuál sería el contenido real de sílice biológica que tiene la muestra (1.09%) y qué porcentaje del total extraído deriva del aporte de sílice por parte de las arcillas: 0.54% de ópalo (que representa el 34.88% del total). Idéntica deducción se ha seguido para analizar el sedimento de control y otro procedente de la Antártida (Tabla 1.9). Como puede observarse en dicha tabla en muestras con bajo contenido en ópalo biogénico es importante delimitar la sílice procedente de las arcillas puesto que dicho aporte puede suponer hasta un 35% del total extraído, conclusión que coincide con los experimentos de Schlüter *et al.*, (1998), en los que se considera necesaria una extracción continua o secuencial para corregir el aporte mineral en sedimentos con un contenido en sílice biológica inferior al 10%. En cuanto a las ecuaciones de disolución, el coeficiente 0.33 %ópalo/hora de extracción es un valor próximo al encontrado por otros autores en sedimentos ricos en sílice (Mortlock y Froelich, 1989). Los otros dos coeficientes son menores que éste pero con un valor más próximo entre sí.

Tipo de sedimento	Ecuación: % de ópalo en función del tiempo de extracción	Sílice liberada al cabo de 5 horas	Contenido real de sílice biogénica	Contribución por parte de las arcillas	Porcentaje de contribución respecto al total
Core Catcher TG-7.	$0.116845 * X + 1.09058$	1.67%	1.09%	0.58%	34.88%
Fruela 195-B6 (32-34cm).	$0.184753 * X + 14.9393$	15.86%	14.94%	0.92%	5.82%
Sedimento de control interno.	$0.333394 * X + 49.7881$	51.46%	49.79%	1.67%	3.24%

**Tabla 1.9:** Comparación de la forma de liberar sílice que presentan los distintos tipos de sedimentos considerados (ver Figura 1.15)



**Figura 1.15:** Porcentaje de sílice frente al tiempo de extracción en  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  2M a  $85^\circ\text{C}$ . Resultados para tres muestras sedimentarias: A) es el core catcher del testigo TG-7 (dorsal de Nazca, Pacífico Ecuatorial); B) es una muestra de los centímetros 32-34 del testigo Fruela 195-B6 (estrecho de Bransfield, Antártida); C) es el sedimento de referencia. Para cada uno de ellos se da la ecuación que mejor ajusta a los datos entre 4 y 7 horas de extracción, así como una estimación gráfica de la contribución de las arcillas a la sílice total.

## 2.- Estimación según la cantidad de otros elementos extraídos por la solución alcalina

Eggimann *et al.*, (1980) intentan establecer cuál es la relación Al/Si específica para cada una de las muestras. Para ello proponen realizar una doble extracción: la primera para eliminar toda la sílice biogénica y la segunda para corregir el total lixiviado de las fases no amorfas. En ambas se mide el porcentaje de  $Al_2O_3$  y de  $SiO_2$ . En el segundo lixiviado se calcula la relación  $SiO_2/Al_2O_3$  y esta relación la utilizan para multiplicar por la concentración de  $Al_2O_3$  obtenida en la primera extracción, cuantificándose de este modo las contribuciones arcillosas. Así la sílice total liberada durante el primer ataque menos la cantidad aportada por la matriz, da como resultado el contenido en sílice biogénica que está presente en la muestra (Eggimann *et al.*, 1980).

## 3.- Método de corrección seguido en este trabajo

Si bien el método de corrección sugerido por Eggimann *et al.*, (1980) es el que se considera con mayor exactitud, supone tener que realizar medidas adicionales de Al y Si. Teniendo presente esta dificultad y pensando en la necesidad de cuantificar el valor de la sílice no amorfa, se ha intentado un proceso de corrección distinto, que no necesite de material analítico extraordinario. Así se ha utilizado una versión del método de la doble extracción sugerido por Eggimann *et al.*, (1980), realizándose dos extracciones sobre la misma muestra: la primera para lixiviar toda la sílice (sílice biogénica más cierta cantidad de sílice mineral derivada de los aluminosilicatos) y la segunda, sobre una muestra previamente atacada, utilizando agente alcalino nuevo, para corregir las contribuciones de la matriz. En cada uno de estos lixiviados se ha medido el contenido en ópalo de acuerdo con el procedimiento de Mortlock y Froelich (1989), descrito previamente. Se ha considerado que la sílice biogénica será la diferencia entre ambas medidas, puesto que el segundo proceso de ataque sólo extraerá sílice mineral que irá pasando a la disolución de una manera continua a lo largo del tiempo.

El proceso de la doble extracción aplicado a los tres sedimentos de referencia ha dado los resultados presentados en la Tabla 1.10. En dos de las muestras, los valores obtenidos por este nuevo método son sensiblemente superiores a los calculados por medio de la extracción secuencial, pues engloban la contribución de más fases minerales e incluso pueden contener restos biogénicos resistentes al primer ataque que se disuelven con el segundo (espículas de esponjas o radiolarios no disueltos por el  $Na_2CO_3$ ). Este hecho es lo que presumiblemente sucede en las dos primeras muestras analizadas, formadas por sedimentos con bajo contenido en diatomeas y elevado porcentaje de arcillas. Sin embargo para el sedimento de control que incluye esqueletos de diatomeas y una matriz más reducida, ocurre lo contrario: el método de extracción secuencial da mayores valores de contribución del material no biogénico que el de doble extracción (1.67% frente a 1.18% respectivamente). Con el objetivo de conocer la contribución de la sílice no biológica al valor de la sílice total, se va a utilizar de manera rutinaria el método de la doble extracción para los análisis a realizar a lo largo del trabajo.

Tipo de sedimento	Contribución de la sílice no biogénica (método de extracción secuencial)	Contribución de la sílice no biogénica (método de la doble extracción)	Diferencia entre métodos
Core Catcher TG-7	0.58%	0.92%	0.34
Fruela 195-B6 (32-34cm)	0.92%	1.70%	0.78
Sedimento de control	1.67%	1.18%	0.49

**Tabla 1.10:** Comparación entre la estimación de la contribución de las arcillas, realizado según el método de la doble extracción y el de la extracción secuencial para tres sedimentos, utilizando una disolución 2M de  $Na_2CO_3$ .

## 9.- CÁLCULO DE FLUJOS DE PARTÍCULAS

### 9.1.- Introducción

El flujo de partículas (MAR, *mass accumulation rate*) es la masa de material sedimentario preservado por unidad de área y por unidad de tiempo, generalmente expresado como gramos por centímetro cuadrado y miles de años ( $\text{g}/\text{cm}^2/\text{ka}$ ). Se puede calcular el MAR para cualquier componente sedimentario (MAR del  $\text{CaCO}_3$ , ópalo, Al, Fe,...) a partir del porcentaje en peso de cada tipo de material, la tasa de sedimentación lineal (LSR, *linear sedimentation rate*, expresada en  $\text{cm}/\text{ka}$ ) y la densidad seca (DBD *dry bulk density*, en  $\text{g}/\text{cm}^3$ ). Así por ejemplo, la MAR del  $\text{CaCO}_3$  se calcularía como:

$$\text{CaCO}_3\text{MAR} = \frac{\% \text{CaCO}_3 * \text{LSR} * \text{DBD}}{100}$$

Utilizando los valores del MAR en lugar de los porcentajes se puede comparar la acumulación sedimentaria tanto en una base temporal como areal, además de que se evitan falsas relaciones entre los componentes sedimentarios. El cálculo del MAR requiere disponer de datos de la tasa de sedimentación lineal y de la densidad seca, además de conocer el porcentaje de cada elemento para cada intervalo del testigo.

### 9.2.- Cálculo de la tasa de sedimentación lineal (LSR)

La tasa de sedimentación lineal se basa en el modelo de edad propuesto para el testigo. A cada muestra se le asigna una tasa de sedimentación instantánea (LSR) de forma:

$$\text{LSR de la muestra} = \frac{(\text{Profundidad}_{i+1}) - (\text{Profundidad}_i)}{(\text{Edad}_{i+1}) - (\text{Edad}_i)}$$

donde  $i$  es la muestra para la que se está calculando la tasa de sedimentación lineal, e  $i+1$  es la siguiente muestra en profundidad. Hay que destacar que la MAR determinada es únicamente tan detallada como detalladas sean las LSR estimadas y la cronoestratigrafía sobre la que se base. Los cambios en la concentración de los elementos y en la densidad DBD son generalmente secundarios en importancia puesto que, en valores, absolutos, las variaciones en LSR son casi siempre mayores que las concentraciones y las densidades.

### 9.3.- Cálculo de la densidad seca (DBD)

La densidad seca (DBD, *dry bulk density*) se define como la masa del sedimento seco por unidad de volumen de muestra. Existen varios métodos para calcularla, que pueden agruparse en dos: medidas directas (en el laboratorio) e indirectas (basadas en aproximaciones).

#### a) Medidas directas:

Se pueden utilizar cuando las muestras de los testigos no han perdido su humedad inicial. Dentro de este grupo se encuentran los siguientes métodos:

- Cálculo directo de la densidad del sedimento.

Se pesa un volumen conocido de sedimento húmedo, se introduce en una estufa a una temperatura de  $40^\circ\text{C}$  y se vuelve a pesar una vez que ha perdido toda el agua. El cociente (corregido para tener en cuenta el efecto de la salinidad) entre el peso final y el volumen húmedo inicial es la densidad seca DBD.

$$\text{DBD corregida por la salinidad} = \frac{Y}{V_t} (\text{g/cm}^3)$$

$$Y = \text{peso seco sin sal} = \frac{(y - S * X)}{(1 - S)} \text{ donde:}$$

y: peso seco de la muestra en gramos

S: salinidad (estimada en función de las masas de agua presentes en la zona)

X: peso húmedo de la muestra en gramos

$$V_t = \text{volumen de la muestra} : \frac{Y}{2.65} + \frac{(X - Y)}{1.025} \text{ donde:}$$

2.65g/cm<sup>3</sup> es la densidad de las partículas sedimentarias

1.025g/cm<sup>3</sup> es la densidad del agua marina a 20°C

#### • Cálculo a partir de la porosidad del sedimento.

La densidad seca de cada muestra se puede calcular tras determinar la porosidad del sedimento y resolver una ecuación de la forma:

$$\text{DBD} = \left(1 - \frac{P}{100}\right) * \delta, \text{ donde:}$$

P es la porosidad del sedimento expresada en tanto por ciento.

δ es la densidad de las partículas sedimentarias (se asume un valor de 2.65g/cm<sup>3</sup>)

La porosidad se define como el porcentaje entre el volumen de vacíos frente al volumen total de la masa del sedimento húmedo y puede calcularse de acuerdo con la fórmula:

$$P = \frac{V_{sw}}{(V_{sw} + V_{sed})} * 100, \text{ donde}$$

V<sub>sw</sub> es el volumen de agua marina

V<sub>sed</sub> es el volumen del sedimento seco

Para determinar dichos volúmenes se calcula el contenido de agua de cada muestra pesando el sedimento húmedo, secándolo y volviéndolo a pesar de nuevo. La diferencia entre el peso inicial y final es la pérdida de agua pura, siendo el peso final el del sedimento mas la sal. Estos valores se sustituyen en las siguientes ecuaciones:

$$V_{sw} = \frac{(\text{Masa agua perdida}) * 1.025 \text{ gsw/gwater}}{1.025 \text{ gsw/cm}^3} = \frac{\text{Masa agua perdida}}{1.00 \text{ g/cm}^3}$$

$$V_{sed} = \frac{\text{Masa de sedimento seco}}{2.65 \text{ g/cm}^3} = \frac{\text{Masa de sedimento húmedo} - (1.025 * \text{Masa de agua perdida})}{2.65 \text{ g/cm}^3}$$

#### b) Medidas indirectas

Son especialmente útiles cuando hay que trabajar con muestras de testigos secos o que han perdido su humedad inicial. Como esta situación es bastante frecuente, se han desarrollado métodos alternativos, entre los que cabe citarse:

- Asumir un mismo valor de densidad seca para todo un testigo. Este supuesto conduce a muchos errores en cálculo del flujo de partículas (Lyle y Dymond, 1976).
- Medir el porcentaje de cloruro presente en las muestras. Esta concentración es un indicador de la cantidad de sal y, por consiguiente, del contenido original en agua (Clemens *et al.*, 1987). Una variante de este procedimiento consiste en estimar la cantidad total de sal presente en los poros del mismo a través del método del lavado y pérdida de peso, con posterior cálculo del contenido de agua desde una paleosalinidad

- estimada. La precisión de ambos métodos es del orden de  $\pm 10-20\%$ , limitando por tanto la exactitud de los posteriores cálculos de los flujos (Snoeckx y Rea, 1994).
- c) Fórmulas empíricas a partir del porcentaje de carbonato. Puesto que las densidades secas se ven fuertemente influenciadas por el contenido del componente mayoritario, varios autores han analizado la posibilidad de estimar las densidades de una manera fiable a partir del tanto por ciento de carbonato de los mismos: p.ej. Luz y Shackleton (1975), Lyle y Dymond (1976), Murray y Leinen (1993), Farrell y Prell (1989), Snoeckx y Rea (1994), Piasias *et al.* (1995) para el océano Pacífico; Curry y Lohmann (1986) para el Atlántico y Clemens *et al.* (1987) para el Indico. Las relaciones cuantitativas son de forma linear, cúbica o hiperbólica.

#### **9.4.- Procedimiento seguido para el cálculo de flujos en este trabajo**

##### **a) Cálculo de la tasa de sedimentación**

Como ya se ha explicado en el apartado 1, la tasa de sedimentación instantánea se estima a partir de dos puntos con una edad conocida y asumiendo una tasa de sedimentación constante a lo largo de este intervalo. De este modo a partir del modelo de edad que se ha presentado para el testigo, se ha calculado la tasa de sedimentación instantánea para cada una de las muestras.

##### **b) Cálculo de la densidad**

Para el testigo MD-952043 se disponían de valores derivados a partir de la porosidad del sedimento. Por el contrario la densidad del TG-7 se ha calculado a partir de las tasas de acumulación en el testigo TG-7 han sido los siguientes:

- Directos: medida directa de la densidad en el laboratorio y en función de la porosidad.
- Indirectos: a partir del contenido en carbonatos

##### Métodos directos

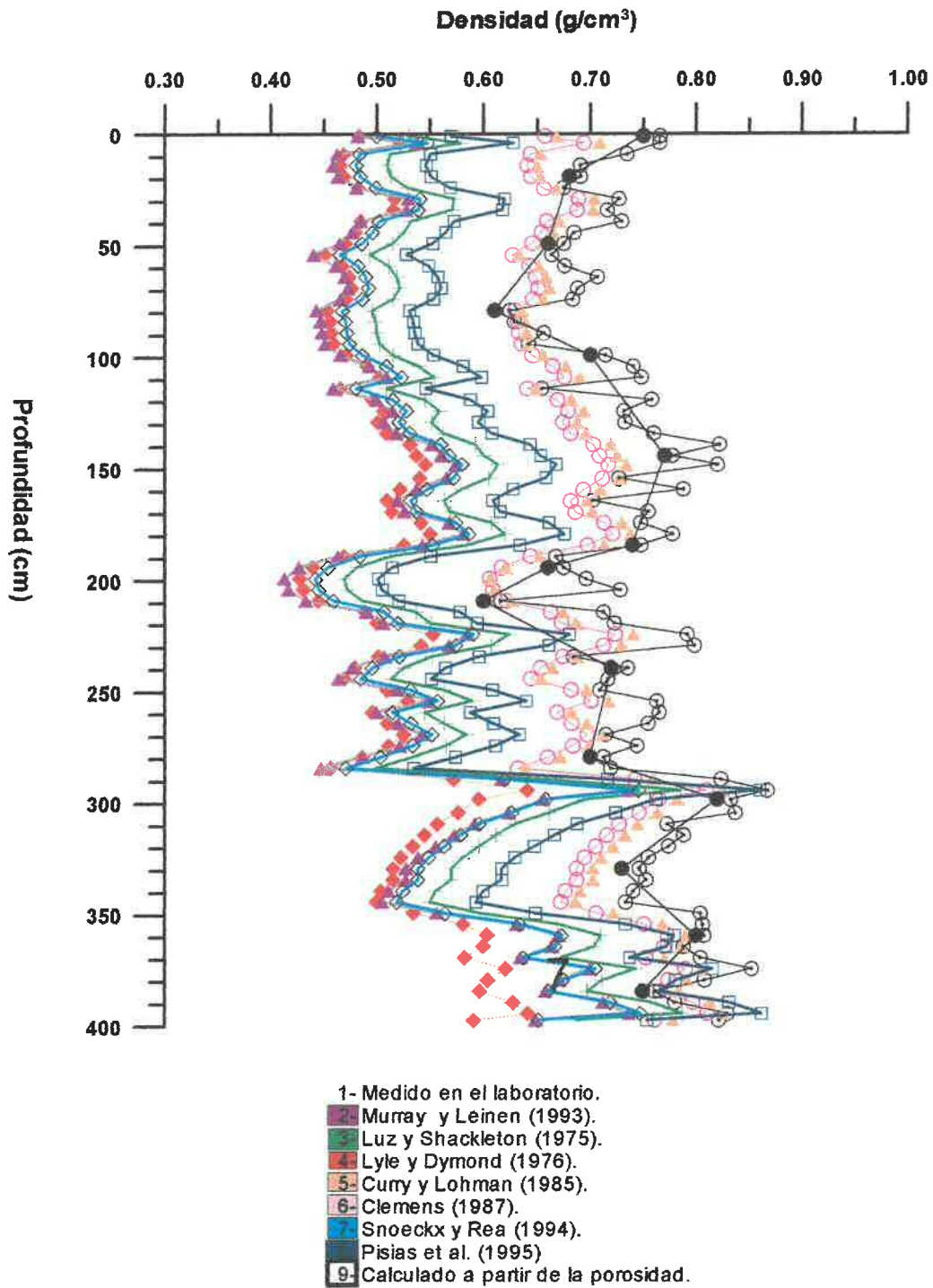
Se ha calculado la densidad de 15 muestras representativas de los diferentes tipos de sedimentos presentes en el testigo (de acuerdo con la descripción sedimentológica). Por otro lado a partir del contenido de agua del testigo en 82 muestras, se ha calculado la porosidad y desde aquí la densidad. (Figura 1.16).

##### Métodos indirectos

Se han utilizado diferentes relaciones cuantitativas que relacionan el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  y la densidad tanto para el Pacífico central y tropical como para otros océanos. Las ecuaciones utilizadas así como el área de estudio para la que fueron propuestas se encuentran recogidas en la Tabla 1.11 y los diferentes resultados en la Tabla 1.12

##### Comparación de resultados

La Figura 1.16 presenta las densidades obtenidas utilizando tanto los métodos directos como los indirectos. En general los perfiles son muy similares entre sí aunque los valores absolutos oscilan ampliamente para porcentajes de carbonatos bajos mientras que para los altos son más cercanos. Entre las densidades derivadas a partir de los métodos indirectos, los valores más bajos se han obtenido utilizando ecuaciones propias del océano Pacífico (Luz y Shackleton, 1975; Lyle y Dymond, 1976; Murray y Leinen, 1993; Snoeckx y Rea, 1994; Piasias *et al.*, 1995) mientras que los más altos resultan de los propuestos para otros océanos (Curry y Lohman, 1986; Clemens *et al.*, 1987). Este hecho viene a demostrar que no existe una ecuación válida para todos los océanos tal y como explicaron Clemens *et al.*, (1987) y Farrell y Prell (1989). Estos autores subrayan que limitada validez geográfica de las ecuaciones empíricas, en función de la composición de la fracción no carbonatada. Sin embargo Herbert y Mayer (1991) así como Snoeckx y Rea, (1994) remarcan la importancia del empaquetamiento y del tipo de los organismos calcáreos tanto como la composición de la fracción no carbonatada en el resultado final de la densidad.



**Figura 1.16:** Diferentes densidades calculadas a partir de los métodos directos e indirectos para el testigo TG-7. Las referencias utilizadas para estimar las densidades en base al contenido en carbonatos se indican en la parte inferior de la figura.



Autor	Zona	Fórmula
Luz y Shackleton (1975)	E Pacífico Tropical	$DBD = \frac{1}{3.379 - 0.026 * \%CaCO_3}$
Lyle y Dymond (1976)	SE Pacífico Ecuatorial	$DBD = \frac{1 - (0.83 - 0.036 * \%CaCO_3)}{0.91 - (0.0021 * \%CaCO_3)^{-1} * 10^{-6} (\%CaCO_3)^2}$
Murray y Leinen (1993)	Pacífico Ecuatorial	$DBD = [1.012 * 10^{-4} * (\%CaCO_3)^2] - [3.277 * 10^{-3} * (\%CaCO_3) + 0.337]$
Snoeckx y Rea (1994)	E Pacífico Ecuatorial	$DBD = \frac{1}{3.60 - 0.0279 * \%CaCO_3}$
Pisias et al. (1995)	E Pacífico Ecuatorial	$DBD = (0.360 + 1.956 * 10^{-3} * (\%CaCO_3) - 2.525 * 10^{-5} * (\%CaCO_3)^2 + 9.546 * 10^{-6} * (\%CaCO_3)^3)$
Clemens et al (1987)	SE Indico	$DBD = (3.104 * 10^{-5} * (\%CaCO_3)^2 - 2.176 * 10^{-3} * (\%CaCO_3) + 0.430)$
Curry y Lohman (1986)	Atlántico Ecuatorial	$DBD = (0.066 * \%CaCO_3) + 0.290$

Tabla 1.11: Diferentes fórmulas empíricas utilizadas para el cálculo de la densidad del testigo TG-7

Las densidades calculadas mediante medidas directas en el laboratorio dan valores muy próximos entre sí, mucho más altos que los característicos del océano Pacífico y algo superiores a los de otros océanos (Tabla 1.12). El por qué de esta diferencia puede deberse a:

- el volumen no fue medido con mucha precisión cuando se calculó la densidad de manera directa
- en la fórmula de la porosidad, se estima que la densidad de las partículas sedimentarias es 2.65g/cm<sup>3</sup> cuando este valor únicamente representa al cuarzo. El valor oscilará en función de la proporción relativa de ópalo y arcilla en el sedimento.

Dado que los valores de DBD resultantes son diferentes entre sí, de cara al resto de trabajo se ha utilizado la fórmula de Pisias *et al.*, 1995 que origina las densidades más altas dentro de las del grupo del océano Pacífico y se ha definido para una zona cercana a la de este estudio (Este del Pacífico Ecuatorial). Estos datos han sido los utilizados para calcular los flujos de los distintos componentes sedimentarios.

Método	Valor máximo	Valor mínimo	Valor promedio
Lyle y Dymond (1976)	0.64	0.43	0.51
Murray y Leinen (1993)	0.74	0.41	0.53
Snoeckx y Rea (1994)	0.75	0.44	0.54
Luz y Shackleton (1975)	0.79	0.47	0.58
Pisias et al. (1995)	0.86	0.50	0.62
Clemens et al. (1987)	0.81	0.61	0.69
Curry y Lohman (1985)	0.82	0.61	0.70
Medida directa en laboratorio	0.82	0.60	0.71
Cálculo a partir de la porosidad	0.87	0.62	0.74

Tabla 1.12: Estadística de los valores de densidad obtenidos según los distintos métodos utilizados en su cálculo

### 9.5.- Cálculo de los flujos

Para conocer las tasas con que se han acumulado los diferentes componentes sedimentarios se ha utilizado la fórmula:

$$MAR [g(cm^2 10^3 yr)^{-1}] = LSR [cm(10^3 yr)^{-1}] * DBD [g(cm^3)^{-1}] * wt\%$$

La expresión de un componente como porcentaje suaviza las diferencias relativas entre los constituyentes mayoritarios dentro de las distintas muestras debido al problema de tener que ajustar todos los componentes a 100. Por el contrario en la expresión como flujos un cambio pequeño en el porcentaje de un componente sedimentario dominante reflejará la misma variación relativa que un cambio mucho mayor en el porcentaje de uno minoritario.

**PARTE II:**  
**TESTIGO TG-7 (PACÍFICO)**

# Capítulo 2: Introducción

## 1.-OCEANOGRAFÍA DESCRIPTIVA

### 1.1.- Localización

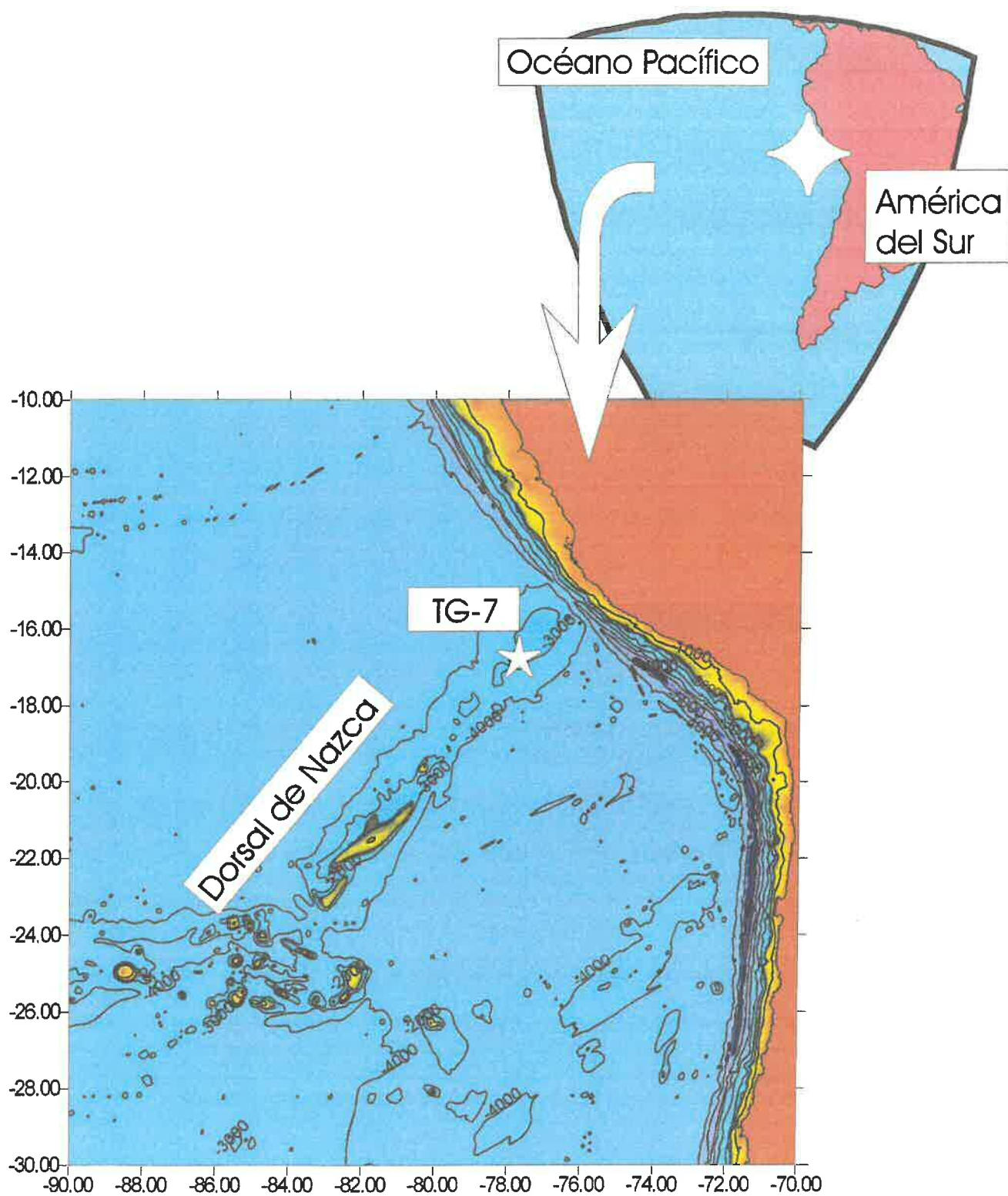
El testigo de gravedad TG-7, base del estudio de la primera parte de la tesis, fue recuperado a los 3120m de profundidad y 17°14'04''S - 78°06'16''W de coordenadas, dentro del Sureste del Pacífico Subtropical y más concretamente en la zona norte de la dorsal de Nazca. El sureste del Pacífico Subtropical se define como el área que se extiende entre la costa oeste de suramérica y la longitud 112°W y entre las latitudes 5°N y 40°S. Dentro de él la dorsal de Nazca se encuentra localizada a unos 330Km de las costas peruanas, entre las latitudes 15 y 16°S. Este alto topográfico presenta una dirección NE-SW, 1100Km de longitud y 2000-3000m de profundidad media (Couch y Whitsett, 1981; Erlandson *et al.*, 1981) (Figura 2.1).

### 1.2.- Circulación atmosférica

La distribución general de las corrientes superficiales y las masas de agua del Pacífico Sur son un reflejo de la circulación atmosférica suramericana en capas bajas de la atmósfera. La distribución actual se caracteriza por un sistema de altas presiones rodeado por dos cinturones de vientos: la zona de los **vientos alisios del sur o vientos "Trades"** (entre las latitudes 10°N y 30°S) y la de los **contraalisios o vientos "Westerlies"** (entre 30 y 65°S). (Figura 2.2).

En las proximidades de la latitud 15°S los vientos alisios del sureste se dirigen hacia el ecuador, siendo máximos en el invierno austral (Mayo-Septiembre) y mínimos en el verano del hemisferio sur (Enero-Marzo) (Strub *et al.*, 1995). Los alisios del SE se extienden hasta la región ecuatorial donde se encuentran con los vientos alisios del noreste, situando por tanto la zona de convergencia intertropical (ITCZ) al norte del ecuador geográfico (Wyrтки, 1974; Wyrтки y Meyers, 1976). Durante el invierno austral, la ITCZ se dispone en su latitud más septentrional (12°N), periodo del año que coincide con el flujo más fuerte de los alisios del sur. La situación es inversa en el verano austral, cuando el ITCZ se encuentra cerca del ecuador y los alisios del SE están debilitados (Philander, 1990). La distribución de los vientos y su variación a lo largo del año tiene gran influencia en la circulación oceánica del este del Pacífico central (Pisias, 1997).

En el extremo sur del continente americano (Sur de Chile), los vientos que predominan son los Contraalisios o Westerlies. El límite norte actual de la influencia de los *Westerlies* está situado entre 27° y 33°S. Al sur de 38°S la influencia de los vientos *Westerlies* es permanente (Weischet, 1974). Las áreas actuales climáticas y de vegetación en la zona sur de suramérica se encuentran directamente relacionadas con estos campos de vientos.



**Figura 2.1:** Localización del testigo TG-7 ( $17^{\circ}14'04''\text{S}$ - $78^{\circ}06'16''\text{W}$ ) y mapa batimétrico de la zona Sureste del Pacífico Subtropical indicando la posición de la dorsal de Nazca.

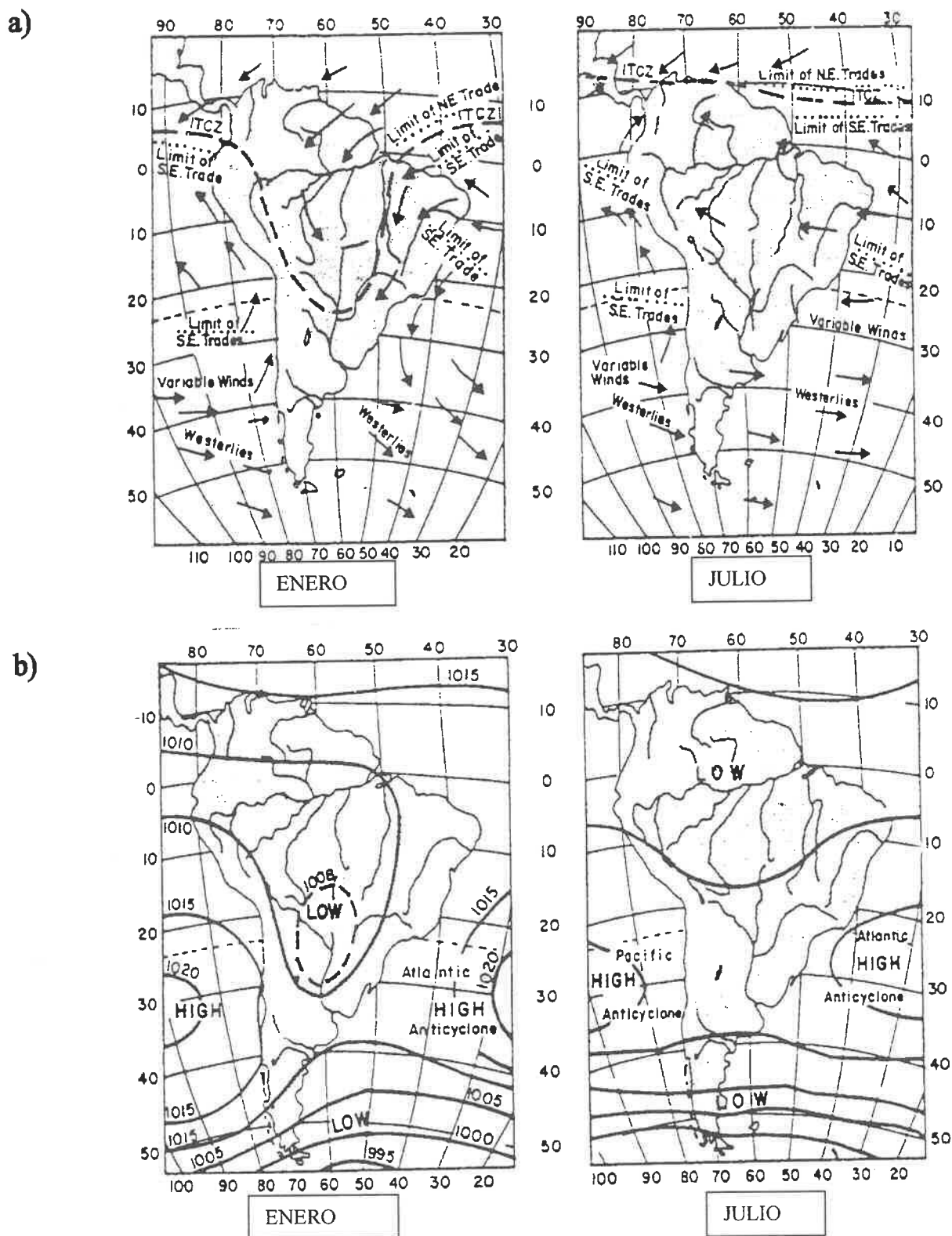


Figura 2.2: Trayectorias de los vientos (a) y presión atmosférica (b) promedio en América del Sur durante los meses de Enero y Julio (según Clapperton, 1993).

### **1.3.- Circulación oceánica superficial y masas de agua**

#### **a) Circulación oceánica superficial**

La circulación superficial actual en el Pacífico suroriental se encuentra descrita esquemáticamente en las Figuras 2.3 y 2.4 (en esta última se presenta un diagrama de la circulación vertical y horizontal en la zona más próxima al Ecuador). Puesto que las corrientes superficiales están conducidas por los vientos, la circulación superficial del sureste del Pacífico sigue el giro anticiclónico descrito por los alisios y contraalisios.

En la primera de las dos figuras se observa cómo entre 40 y 45°S la Corriente Antártica Circumpolar, empujada por los vientos contraalisios, alcanza la costa suramericana (Silva-Sandoval y Neshyba, 1977). A partir de aquí comienza un viaje hacia el norte como una corriente de contorno (*eastern boundary current*) formando el sistema de corrientes de Chile-Perú (Sistema Humboldt) (Gunther, 1936; Reid, 1973; Wyrski, 1977). Este movimiento de agua hacia el Ecuador, conocido como corriente de Chile, es identificable hasta la latitud de 20°S, momento a partir del cual se divide en dos: una parte continua con trayectoria hacia el norte (contribuyendo a la formación de la corriente de Perú) mientras que otra parte, forzada por los vientos alisios del sureste y por la configuración continental (Wyrski, 1977), se desvía hacia el oeste, contribuyendo a la formación de la corriente Surecuatorial. Esta modificación del recorrido altera la orientación latitudinal de la convergencia subtropical y permite que el agua antártica se ponga en contacto con el agua Subtropical.

A lo largo de la costa más septentrional de Suramérica, la trayectoria de la corriente que recorre el margen este del continente puede dividirse en dos: una rama costera (corriente costera de Perú) y una rama oceánica (corriente oceánica de Perú), de acuerdo con Gunter, (1936). Las dos bifurcaciones están separadas por la contracorriente de Perú, o Gunther Undercurrent (Gunther, 1936; Wooster y Gilmartin, 1961; Wyrski, 1963), flujo dirigido hacia el sur (entre 7°S y 40°S aunque debilitado a partir de 33°S) que se mueve en contra de la dirección de los vientos predominantes y que viaja mayoritariamente como una corriente subsuperficial (aunque en ocasiones llega a emerger) (Wyrski, 1963; 1965). La corriente costera del Perú fluye hacia el norte hasta que alcanza los 5°S de latitud, momento a partir del cual gira hacia el oeste y se mezcla con la corriente Surecuatorial. La corriente oceánica del Perú se identifica hasta los 15°S. Al norte de esta latitud también se dirige hacia el oeste y se combina con la corriente Surecuatorial.

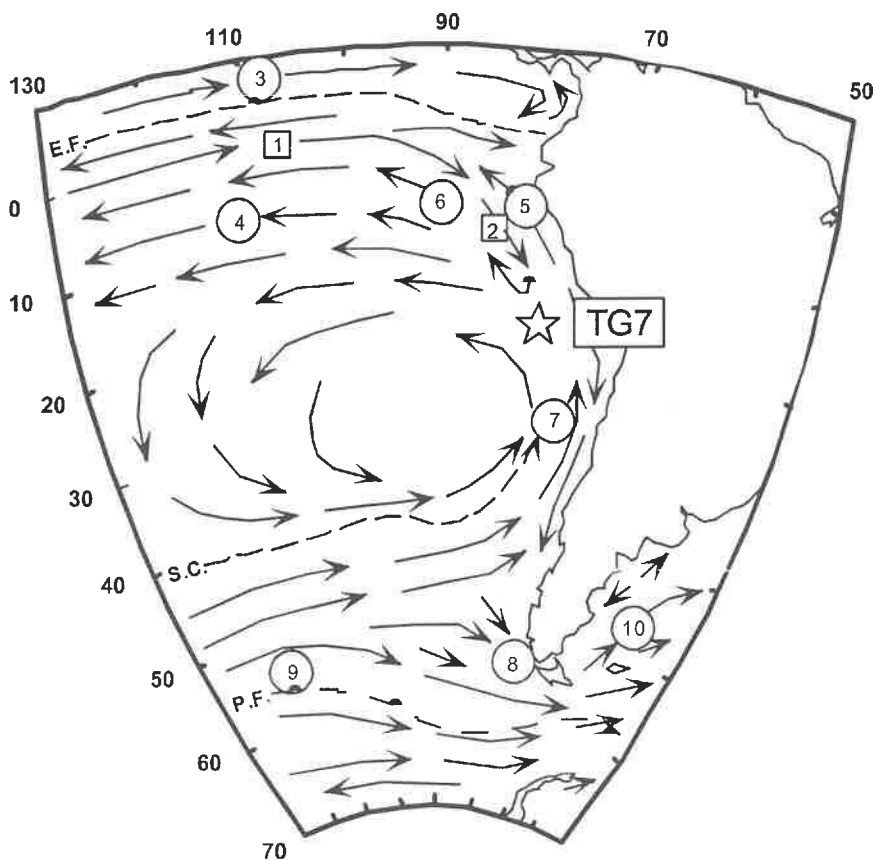
En la parte norte de la zona de estudio, los vientos alisios conducen la corriente Surecuatorial hacia el oeste. Esta corriente se encuentra bien definida entre los 10°S y los 4°N (límite con la contracorriente Norecuatorial). El agua que transporta se debe principalmente a los aportes subsuperficiales de la corriente submarina ecuatorial, pero el sistema de corrientes de Chile-Perú y el flujo que se dirige hacia el sur desde la corriente norecuatorial también son importantes (Wyrski, 1966).

La Corriente Subsuperficial Ecuatorial (denominada corriente de Cromwell) (Wyrski, 1966), se sitúa por debajo de la parte norte de la corriente surecuatorial y fluye hacia el este. La mayor cantidad de agua se localiza en el Ecuador entre 2°N y 2°S (Lukas, 1986), disminuyendo según nos movemos hacia el norte o hacia el sur de esta latitud. En las proximidades de las islas Galápagos, la corriente subsuperficial se divide en dos ramas: una dirigida hacia el norte y otra hacia el sur. La mayoría del agua que se mueve hacia el sur alimenta a la corriente Surecuatorial, pero otra parte contribuye al afloramiento costero de Perú y parcialmente alimenta la contracorriente de Perú (Wyrski, 1963; Toggweiler y Dixon, 1991). El resto de la corriente ecuatorial participa también en la surgencia ecuatorial cerca de las Galápagos (Wyrski, 1967). Estas dos zonas de afloramiento de agua (islas Galápagos y costa de Perú) están a veces conectadas, especialmente durante el invierno austral.

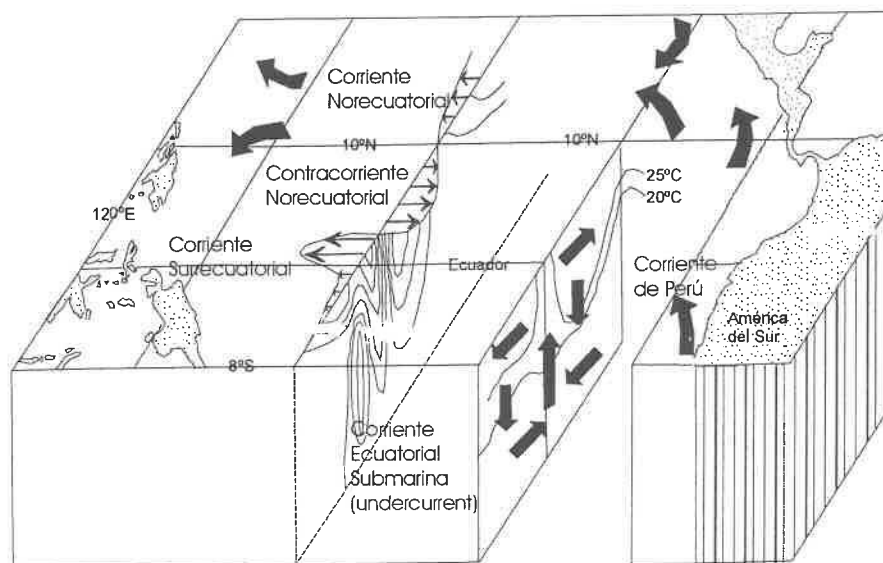
#### **b) Masas de agua**

En asociación con todas estas corrientes superficiales y subsuperficiales, aparecen diferentes **masas de agua** tal y como reflejan las Figuras 2.5 y 2.6. En la mayoría de las ocasiones los límites entre estos cuerpos de agua son zonas transicionales más que verdaderos frentes y están sujetas a variaciones estacionales (Wyrski, 1967; Molina-Cruz, 1977). Los frentes oceánicos mejor definidos son el Frente Ecuatorial situado en la zona ecuatorial y la Convergencia Subtropical localizada en la parte sur de este área.

El agua Subantártica Superficial (SSAW), masa de agua fría (8-15°C) y con su mínimo característico en salinidad (33‰ entre 44°S y 33°S de latitud (Paskoff, 1977) es conducida por la corriente de Chile-Perú. Debido a su movimiento a lo largo de la costa de suramérica (Johnson *et al.*, 1980; Molina-Cruz, 1984), cambia de propiedades, incrementando su salinidad por procesos de evaporación y mezcla (salinidad de 35 ‰ cerca de 23°S Molina-Cruz, 1991). Cuando el SSAW llega a los 20°S de latitud, se desvía hacia el oeste y se encuentra con el agua Subtropical Superficial (SSW). Esta masa de agua superficial se extiende sobre la mayoría del sureste del Pacífico Subtropical, concretamente desde la convergencia subtropical en el sur, hasta la isohalina de 35 ‰ en el norte (Wyrтки, 1967). Dicho cuerpo de agua cálida y salada ( $T > 15^{\circ}\text{C}$ ;  $S > 35.1$  ‰) tiene su centro coincidente con el centro del anticiclón del Pacífico Sur y se ve transportada hacia el oeste entre 4°N y 14°S por la Corriente Surecuatorial y hacia el sureste cerca de la costa entre 15°S y 22°S por la contracorriente de Perú (Copin-Montegut y Raimbault, 1994). El agua Subtropical no llega a alcanzar las costas suramericanas ya que se lo impide la masa de agua costera. Este cuerpo de agua, alimentado principalmente por las surgencias y en menor medida por el agua antártica modificada de la corriente de Chile-Perú, es más fría (16-20°C), menos salina ( $S < 35.1$  ‰) y más rica en nutrientes que las de alrededor.



**Figura 2.3:** Circulación generalizada del Pacífico Suroriental. Los círculos indican corrientes superficiales, mientras que los cuadrados señalan corrientes subsuperficiales. 1) Corriente subsuperficial Ecuatorial; 2) Contracorriente de Perú; 3) Contracorriente Norecuatorial; 4) Corriente Surecuatorial; 5) Corriente costera del Perú; 6) Corriente oceánica del Perú; 7) Corriente de Chile; 8) Corriente del Cabo de Hornos; 9) Corriente Circumpolar; 10) Corriente de Falkland. Los frentes oceánicos indicados son: F.E.= Frente Ecuatorial; C.S.= Convergencia Subtropical; F.P.: Frente Polar. (Según Molina-Cruz, 1991)



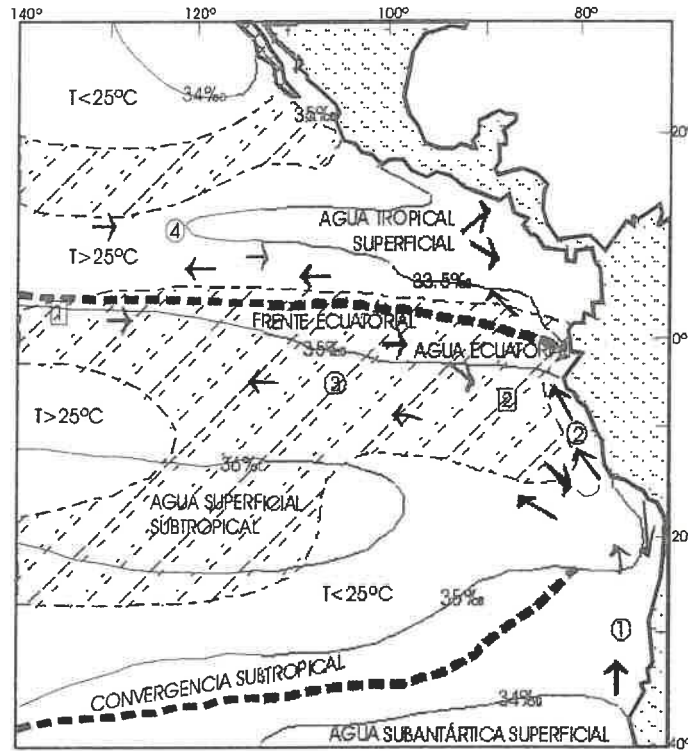
**Figura 2.4:** Corte esquemático de la circulación vertical y horizontal en la zona Subtropical del océano Pacífico (según Philander, 1990).

Al norte del área de estudio (latitud 4°N) se localiza el agua Tropical Superficial (TSW) con una temperatura aproximada de 25°C y una salinidad cercana a 33‰. La masa de agua ecuatorial superficial (ESW) ya más próxima a la zona de estudio, está situada entre la tropical (TSW) y la subtropical (SSW). Posee características intermedias entre ambas (33.1<S<34.8‰) y es el resultado no sólo de la mezcla de las dos masas de agua, sino también de la advección de las aguas de la corriente de Perú y upwelling ecuatorial.

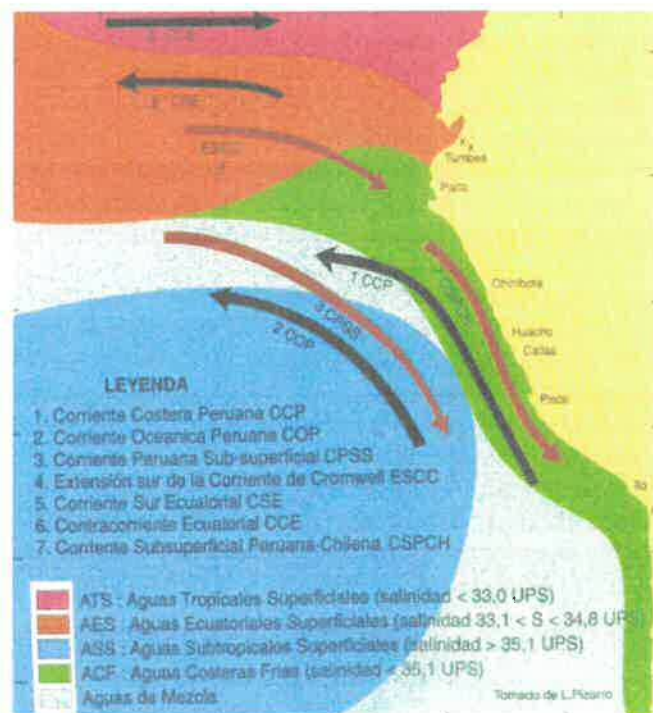
### Descripción detallada de la circulación en las proximidades de la zona de estudio

El testigo TG-7 está localizado en la dorsal de Nazca (17°S, 78°W) siendo el lugar donde la corriente de Chile-Perú desvía su trayectoria y hace su aparición la Contracorriente de Perú (Figura 2.6). Así en este lugar de emplazamiento del testigo es posible identificar dos corrientes principales en direcciones opuestas: la corriente de Chile-Perú (hacia el ecuador) y la contracorriente de Perú (hacia el polo). La corriente de Chile-Perú transporta agua subantártica modificada (SSAW) hasta la zona de estudio y la contracorriente de Perú conduce agua subtropical superficial (SSW). La unión entre las dos puede producir fuertes gradientes o situaciones de mezcla progresiva. Cuando el límite entre las masas de agua está bien definido, puede identificarse un frente oceánico que, por encontrarse generalmente situado encima de la dorsal de Nazca se ha denominado "Frente de Nazca" (Molina-Cruz, 1984). Por el contrario, cuando el límite es difuso, se forma una masa de agua mezcla con sus propias propiedades físico-químicas sugerida por Copin-Montegut y Raimbault (1994) y denominada "backwater region" o "zona de mezcla" por Molina-Cruz (1977b; 1984).





**Figura 2.5:** Distribución de las masas de agua superficiales y la circulación oceánica en el Este del Pacífico Subtropical. Los números dentro de círculos indican corrientes superficiales: 1= Corriente de Chile; 2= Corriente de Perú; 3= Corriente del Pacífico Surecuatorial; 4= Contracorriente del norte del Pacífico Ecuatorial. Los números dentro de cuadrados indican corrientes subsuperficiales: 1= Corriente Ecuatorial submarina (undercurrent); 2= Contracorriente del Perú. La masa de agua rayada tiene una temperatura de  $25^\circ\text{C}$  (Modificado de Molina-Cruz, 1984).



**Figura 2.6:** Masas de agua y principales corrientes en el Sureste del Pacífico Subtropical. La transición entre la masa de agua Subtropical (en azul) y la costera (en verde) puede ser un límite neto o una zona variable. La primera situación origina el desarrollo del Frente de Nazca y la segunda la formación del “agua de mezcla”.

### **1.4.- Circulación profunda**

Las masas de agua profundas del SE del Pacífico (Figura 2.7) reflejan la mezcla del agua profunda circumpolar antártica (*Antarctic Circumpolar Deep Water*) que se extiende hacia el norte como una corriente de contorno, junto con el agua profunda pacífica (*Pacific Deep Water*) que entra desde el oeste a una profundidad de 2500-3000m, cruzando la dorsal este del Pacífico (*East Pacific Rise*).

Lonsdale (1976) estudió la circulación abisal del SE del Pacífico y describió como las aguas profundas del Sureste del Pacífico resultan de la mezcla del agua profunda Circumpolar Antártica (que se dirige hacia el norte atravesando la cuenca SE del Pacífico) y del agua Pacífica Profunda (que, procedente del oeste, atraviesa la dorsal este del Pacífico). La dorsal del Pacífico y la de Chile son los mayores obstáculos para la distribución por densidad de estas corrientes de fondo, de tal forma que el agua aislada en cada una de las cuencas situadas al este de las dorsales es significativamente más cálida y menos densa que la que se encuentra a profundidades y latitudes similares en otros lugares del Pacífico. Así la cuenca de Chile contiene agua Antártica Profunda que procede de la cuenca SE del Pacífico entrando en ella a partir de las fallas transformantes a 41°S de la dorsal de Chile. Las cuencas de Perú y de Panamá reciben las aguas profundas que se han extendido hacia el norte siguiendo la fosa de Chile-Perú. Cuando la fosa se ve intersectada por las dorsales de Nazca y Carnegie, se estrecha y someriza formando umbrales que favorecen el intercambio de las aguas, como ocurre por ejemplo con el umbral situado al este de la dorsal de Carnegie, por el que fluye una capa de agua profunda que entra en la cuenca de Panamá. La cuenca de Bauer, separada de la cuenca de Perú por la dorsal de Galápagos, recibe agua Pacífica Profunda directamente de la que cruza la dorsal este del Pacífico. En esta dorsal existen varias fallas transformantes entre 3°S y 10°S, así como a 8°N que permiten la entrada de agua tanto hacia esta cuenca como hacia la de Guatemala.

Una vez que las masas de agua entran dentro de las diferentes cuencas, se ven profundamente modificadas, en especial por la mezcla vertical, proceso que se intensifica cerca de los principales umbrales.

Tal y como se acaba de describir, las corrientes de fondo que transportan agua de la cuenca de Chile a la cuenca de Perú se mueven alrededor de los extremos de la dorsal de Nazca, sin que aparentemente afecten a los sedimentos depositados en su cresta ni por lo tanto al testigo.

### **1.5.- Hidrografía**

Los apartados anteriores han tratado de dar una visión acerca de la circulación superficial y profunda en nuestra zona de estudio. A continuación se va a señalar cómo se disponen las masas de agua y las corrientes en la columna de agua, describiendo la situación que observaríamos en un hipotético corte que abarcase desde la plataforma hasta la llanura abisal. Para ello se hace referencia a dos trabajos: Resig, (1990) y Shaffer *et al.*, (1995). El primero de ellos recoge las condiciones oceanográficas identificables en las proximidades de la latitud 12°S donde tuvo lugar el estudio del ODP leg 112 (1990), mientras que el segundo presenta los resultados de los registros de correntímetros, durante el periodo 1991-1992, situados a 30°S de latitud, a 4200m de profundidad y 150Km de distancia de la costa de Chile. La estructura vertical en 5 capas propuesta en ambos casos es muy similar y se encuentra esquematizada en la Figura 2.8.

La disposición de masas de agua en la zona de Perú es la siguiente:

- La plataforma del Perú (0-150m) se encuentra afectada por el flujo hacia el norte de la corriente del Perú que alcanza hasta profundidades de mitad de plataforma y a partir de ese punto por el movimiento hacia el sur de la corriente submarina (*undercurrent*). La plataforma interior (0-50m) se corresponde con la termoclina estacional y con la máxima profundidad de la capa de mezcla, oscilando la temperatura del agua entre 17 y 24°C. La plataforma exterior (50-150m) se relaciona con la termoclina permanente. Las surgencias ocurren en estas profundidades cuando a) los vientos alisios del SE soplan de manera casi paralela a la costa, moviendo el agua de la superficie mar adentro y b) cuando el agua fría (bien de procedencia antártica o ecuatorial) situada entre los 50 y los 350m (profundidad media 130m) asciende hasta la plataforma exterior (Gunther, 1936). Este flujo reduce la temperatura del agua superficial unos 3 o 4°C. (Fahrbach *et al.*, 1981).

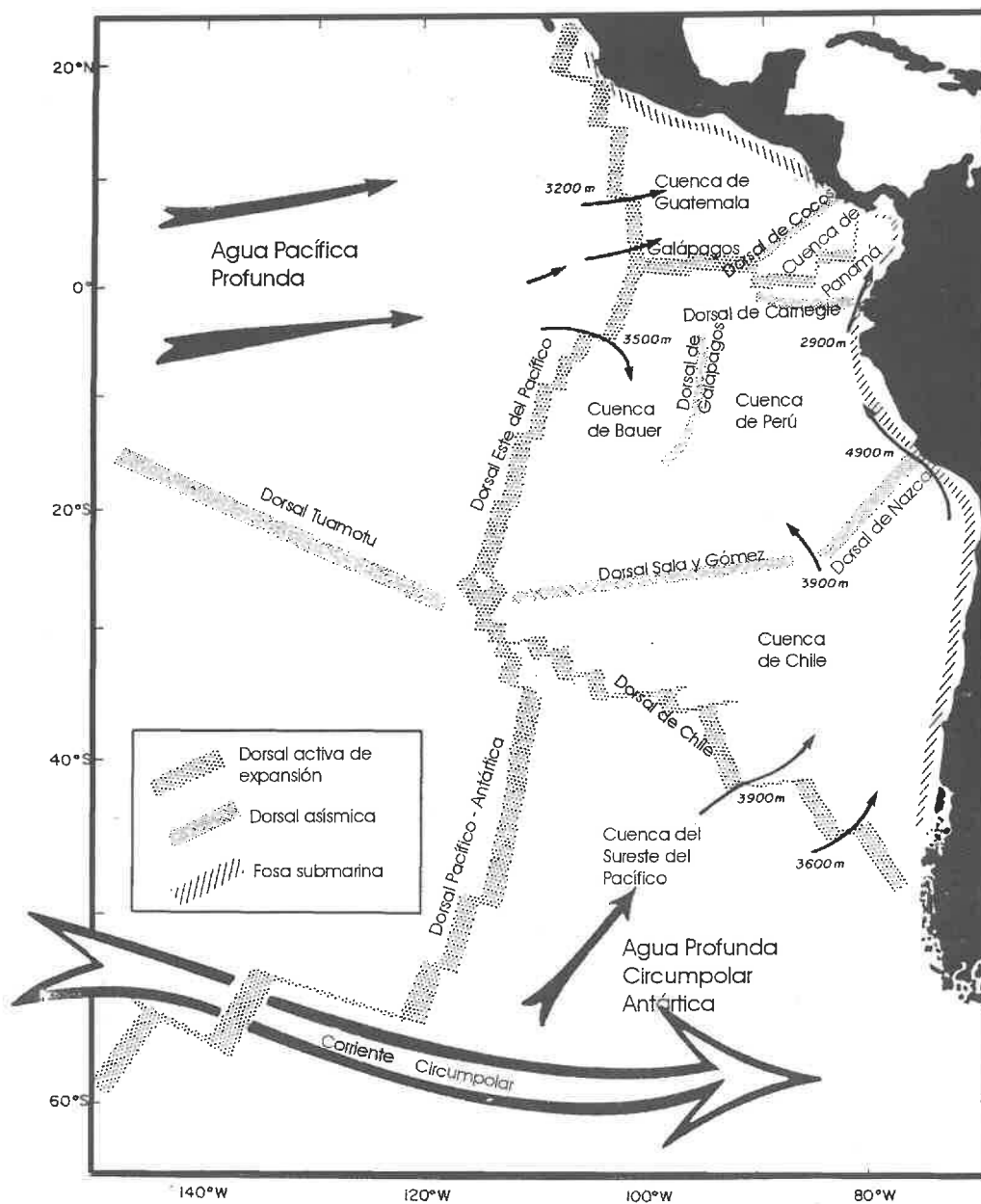
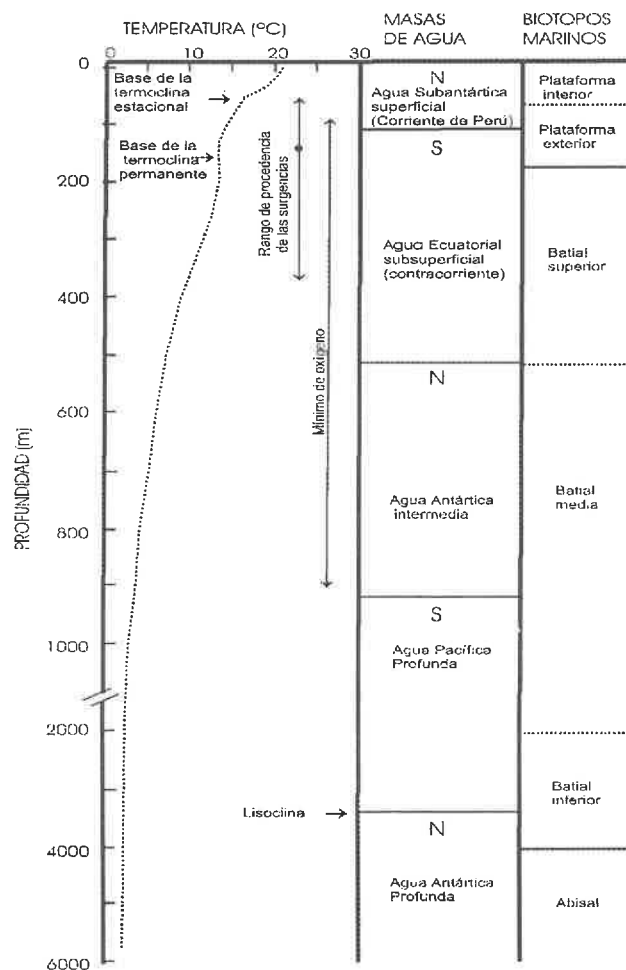


Figura 2.7: Mapa del Sureste del Pacífico donde se describe la fisiografía del fondo oceánico. Las flechas indican las trayectorias probables del agua profunda (según Lonsdale, 1976).

- La zona batial superior (150-500m) se encuentra bajo el flujo hacia el sur de la corriente submarina (*undercurrent*) que transporta agua ecuatorial subsuperficial (*Subsurface Equatorial Water*). A lo largo de esta zona la temperatura del agua disminuye desde 15°C hasta 10°C.
- La zona batial media superior (500-1500m) esta ocupada por el agua antártica intermedia (*Antarctic Intermediate Water-AIW*) que fluye hacia el norte entre 500 y 900m, y por un flujo hacia el sur del agua Pacífica profunda (*Pacific Deep Water - PDW*) (900-1500m).
- La zona batial media inferior (1500-2000m) y la zona batial inferior (2000-4000m) están bajo la influencia del agua Pacífica profunda (PDW) y el agua antártica profunda (*Antarctic Bottom Water-AABW*). La frontera entre ambas masas se encuentra alrededor de los 3300m, que es la profundidad aproximada de la lisoclina (Berger, 1970). Las condiciones físicas son uniformes a lo largo de todo esta zona.
- La zona abisal (4000-6000m) está situada por debajo de la profundidad de compensación de la calcita y se encuentra bañada por el agua antártica profunda (AABW). La temperatura del agua en estas profundidades es muy baja (unos 2°C).

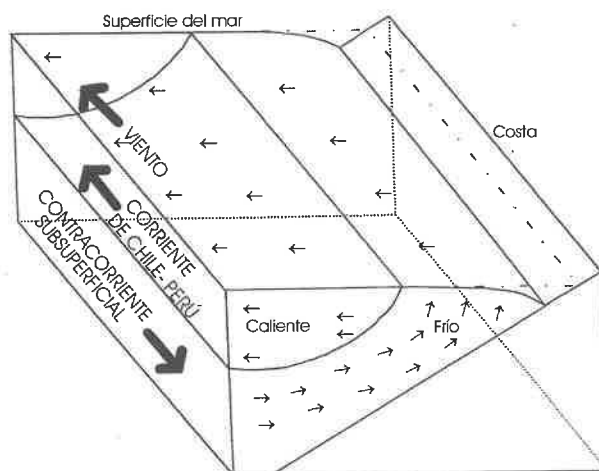
Una disposición similar con flujos hacia el ecuador y hacia el polo la encontramos a los 30°S fuera de la fosa de Chile. Flujos hacia el norte se localizan por encima de 100m, entre 400 y 1700 (máximo a los 600-700, transportando agua intermedia antártica) y por debajo de los 3400m. Flujos hacia el sur se han visto entre 100 y 400 m (máximo a 180m, por donde circula la corriente submarina de Chile-Perú) y desde 1700 hasta 3400m.



**Figura 2.8:** Estructura en capas de las diferentes masas de agua encontrada en el océano Pacífico (a 12°S) fuera de las costas de Chile. Distribución batimétrica, masas de agua (con indicación de su sentido del movimiento) y biotopos marinos (modificado de Resig, 1990)

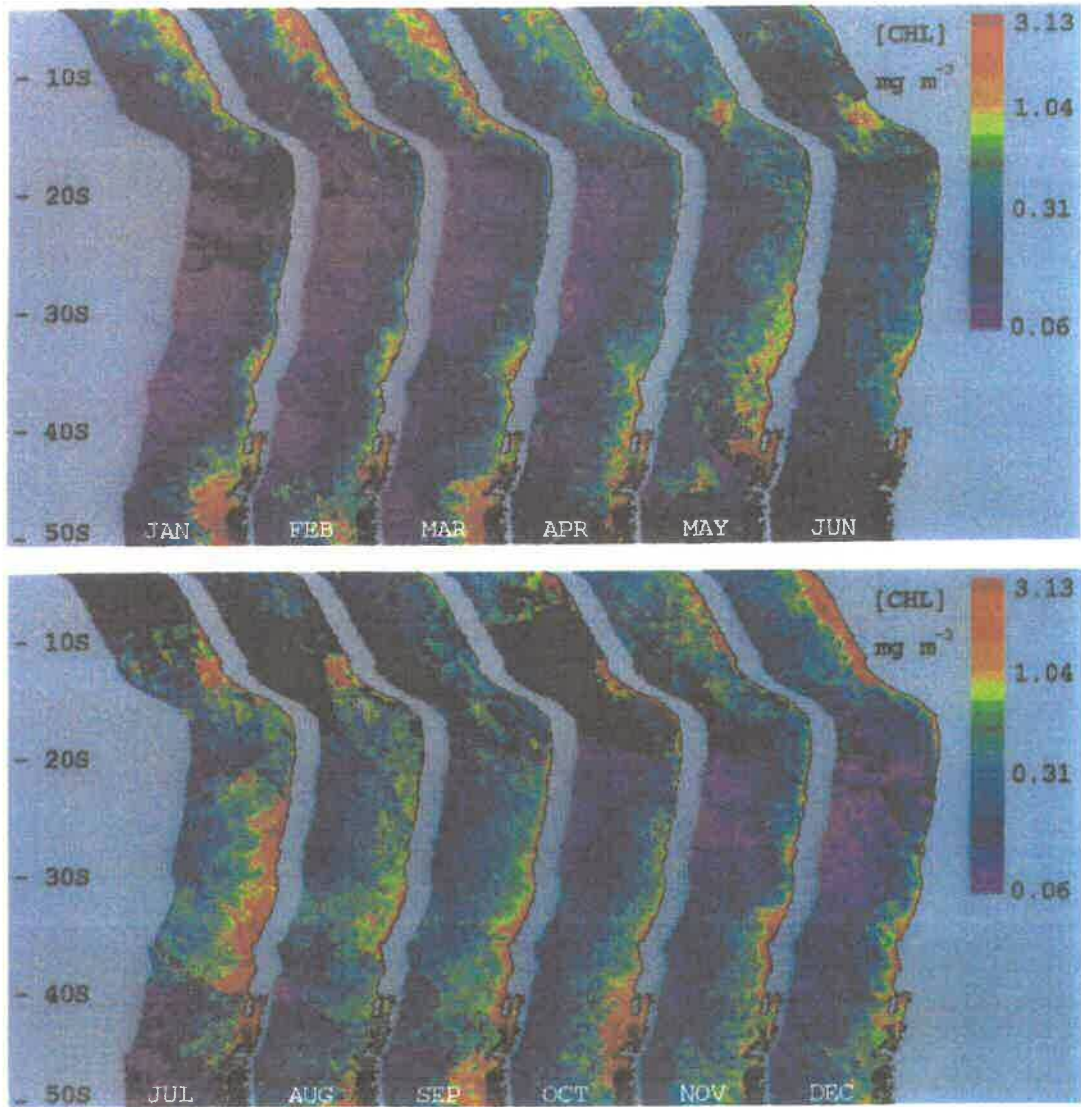
### 1.6.- Surgencias costeras

Una de las características más importantes en la costa de Perú es la existencia de un intenso **sistema de afloramiento costero**, efectivo desde el Mioceno Medio (Suess *et al.*, 1988) o desde el Eoceno tardío (Dumbar *et al.*, 1990). Estas surgencias de agua son la respuesta a los vientos alisios del sureste y al movimiento de rotación de la Tierra (Figura 2.9). La fuerza de Coriolis hace que el transporte del agua inducido por el viento se dirija 90° hacia la izquierda de la dirección de los vientos predominantes. Este hecho causa un flujo hacia mar adentro en los 10-30m de la capa superficial de océano. Dicho flujo produce una divergencia de masas en una zona paralela a la línea de costa del Perú (Brink *et al.*, 1983). El principio de conservación de masa requiere, para contrarrestar el déficit, un movimiento hacia arriba del agua situada entre 50 y 350m (profundidad media aproximada de 130m) (Gunther, 1936; Resig, 1990). El proceso de afloramiento costero se puede encontrar alimentado por aguas ecuatoriales (Wyrtki 1963; Navea y Miranda, 1980; Toggweiler *et al.* 1991) o por aguas subantárticas (Rodríguez *et al.* 1991; Fuenzalida, 1992). En la actualidad las surgencias al norte de 12°N tienen un importante aporte de las aguas ecuatoriales mientras que al sur de esta latitud están originadas por aguas subantárticas (Molina-Cruz 1984). Las posiciones donde se sitúan los mayores centros de afloramientos costeros son 3-4°S, 8-10°S, 11-12°S y 13-16°S (Molina-Cruz 1984), pero sólo desde 11° hasta 14°S esta alta fertilidad se manifiesta en los sedimentos del fondo marino (Suess *et al.*, 1986).



**Figura 2.9:** Esquema del afloramiento costero frente a la costa occidental de Suramérica, con indicación de la dirección de las corrientes y del viento (Modificado de Arntz y Fahrbach, 1996)

La variabilidad estacional actual de las surgencias en el área de Perú puede deducirse a partir de los datos de la concentración mensual promedio de la clorofila en las costas de América del Sur (entre 6°S y 51°S) obtenidos con el satélite *Nimbus 7*, desde Noviembre de 1978 a Junio de 1986. Así en la Figura 2.10 tomada de Thomas *et al.*, (1994) se ven dos regiones próximas a la costa americana donde la concentración de los pigmentos es alta (>1.0mg/m<sup>3</sup>): una al norte de 18°S, a lo largo de Perú y la otra al sur de 30°S, siguiendo la costa del centro y sur de Chile. En la primera zona, objeto del presente estudio, las mayores concentraciones y extensiones de clorofila suceden en primavera y verano (Octubre-Marzo) mientras que para el otoño (Abril-Junio) las concentraciones de clorofila son menores y se localizan centradas en los 15°S muy próximas a la costa. Sin embargo como los vientos favorables al afloramiento son más intensos lejos de las costas de Perú en el invierno (Bakun y Nelson, 1991) y la temperatura de las aguas superficiales indica una fuerte surgencia en esta misma época del año (Thomas *et al.*, 1994), parece más probable que las concentraciones de clorofila permanezcan altas durante el invierno, primavera y verano (Julio-Marzo), aunque los datos de satélite presentados por Thomas *et al.*, (1994) tan sólo documenten primavera y verano. Si esta suposición es correcta, el área de mayor productividad, estaría centrada durante la mayor parte del año en una banda paralela a la costa que se extiende hasta los 200Km, por lo que se extendería hasta la posición ocupada por el testigo TG-7.



**Figura 2.10:** Ciclo estacional promedio y distribución espacial de la concentración de clorofila a lo largo de la costa oeste de Suramérica. Las imágenes, con una resolución de 20Km representan la concentración mensual de los pigmentos oceánicos a partir del conjunto de datos del "coastal zone color scanner" (Thomas et al., 1994).

## 2.- TRABAJOS PREVIOS (ANTECEDENTES)

El sureste del Pacífico Subtropical, definido como la zona que se extiende entre la costa oeste de Suramérica y la longitud 112°W, y entre las latitudes 5°N y 40°S, ha sido estudiado desde el punto de vista oceanográfico a través de grandes campañas oceanográficas.

Uno de los primeros trabajos en la zona fue el **ODP leg 34 (1976)**, cuyo principal propósito científico fue determinar la historia geológica de la placa de Nazca. La influencia del continente suramericano en los sedimentos de la placa de Nazca (especialmente la contribución de los depósitos terrígenos y volcánicos) y la historia de la corriente de Chile-Perú o corriente Humboldt fueron considerados objetivos secundarios (Kump *et al.*, 1976; Quilty *et al.*, 1976; Yeats *et al.*, 1976; Böstrom *et al.*, 1976; Dymond *et al.*, 1976).

Durante los años 80, el **grupo de geología marina de la universidad de Oregón** realizó trabajos multidisciplinarios para caracterizar la sedimentación en el margen continental de Perú y en la zona adyacente de la placa de Nazca. Estos estudios se centraron en identificar los depósitos que contienen una fuerte influencia biogénica (especialmente cuando ésta se encuentra determinada por el afloramiento costero) definir el tamaño de grano y la composición química de los sedimentos en el margen continental y en áreas más profundas (Krissek *et al.*, 1980; Dymond, 1981) y establecer la relación entre la circulación atmosférica superficial y la distribución del cuarzo (Molina-Cruz y Price, 1977). Estas investigaciones se completaron con otros estudios de la cuenca de Panamá, la dorsal del Pacífico, la cuenca de Bauer (Dymond, 1981), y la cuenca de Perú (Stoffers *et al.*, 1982).

En esta misma década se llevó a cabo el **proyecto MANOP** (Manganese Nodule Project), cuyo objetivo era el estudio de la sedimentación y los procesos de formación de nódulos de manganeso en 5 medios sedimentarios del océano Pacífico, entre los que se incluía el este del Pacífico Ecuatorial (p.ej. Finney *et al.*, 1988).

Más recientemente, los trabajos del **ODP leg 112**. (Suess *et al.*, 1990) se centraron en el margen continental de Perú (plataforma y talud), con el objetivo de reconstruir las condiciones paleoceanográficas imperantes en términos de la respuesta de los sistemas biológicos y sedimentarios a las fluctuaciones en las aguas de la surgencia costera (intensidad y origen de las mismas). (Ibaraki, 1990; Oberhänsli *et al.*, 1990; Farrimond *et al.*, 1990; Whelan *et al.*, 1990; von Breyman *et al.*, 1990; Schraeder y Sorknes, 1990; Schrader y Sorknes, 1991; Schrader, 1992). La evaluación de la circulación oceánica y del clima por medio de la cuantificación de los flujos biogénicos y clásticos en el área, fueron otros objetivos estudiados por dicho programa oceanográfico. (Clayton y Kemp, 1990; Hill y Marsters, 1990; Resig 1990; ten Haven *et al.*, 1990; Wefer *et al.*, 1990; Schrader, 1992a,b).

El Este del Pacífico Ecuatorial ha sido detalladamente estudiado durante el **ODP leg 138** (Pisias *et al.*, 1995). El propósito de esta campaña de investigación se centró en recuperar testigos con secciones continuas y de alta resolución para examinar la paleoceanografía y los cambios climáticos en la región durante el Neógeno, utilizando para ellos datos sedimentológicos, paleontológicos, geoquímicos... A partir de ellos se han podido realizar reconstrucciones paleoceanográficas de la temperatura de las aguas superficiales (Emeis *et al.*, 1995; Farrell *et al.*, 1995), de la sedimentación biogénica (Murray *et al.*, 1995), e inferir los cambios en la circulación atmosférica (Hovan, 1995).

Investigaciones en el **Pacífico Ecuatorial central** dentro del JGOFS (*Joint Global Ocean Flux Study*) han tratado de determinar la heterogeneidad espacial y la magnitud de la productividad primaria en esta zona del océano Pacífico (core RC11-210 (Chuey *et al.*, 1987; Pisias and Rea, 1988; Rea *et al.*, 1991) y campaña WEC8803B (Murray *et al.*, 1993; LaMontagne *et al.*, 1996; Murray y Leinen, 1993, 1996).

Otros estudios en la **cuenca de Perú** (Lyle *et al.*, 1988; Weber *et al.*, 1995) o en el **Este del Pacífico Ecuatorial** (Romine, 1982; Molina-Cruz, 1984; Pisias y Mix, 1997) han permitido obtener un importante conocimiento de la circulación oceánica regional, patrones de sedimentación, procesos y características en general de las áreas de alrededor.

En las zonas próximas al continente americano, el interés oceanográfico se ha centrado en el estudio de las **costas de Chile**. En la parte norte (<25°S) la distribución sedimentaria ha sido descrita por Ahumada *et al.*, (1996) y por Berrios y Olivares, (1996). El análisis más actual de la distribución de los sedimentos superficiales en el talud continental, así como su relación con los afloramientos costeros y la productividad ha sido realizado por Hebbeln *et al.*, (2000). Otros

estudios recientes con el objetivo de valorar los cambios climáticos en el pasado de la región son los presentados por Schönfeld *et al.*, (1995) y por Lamy *et al.*, (1998); Lamy *et al.*, (1999).

Por último, en estos momentos se encuentra en aplicación el proyecto de investigación alemán T.U.S.H. para la protección de medio marino profundo (T.U.S.C.H.). Dicho programa se centra en el estudio del campo de nódulos de Mn en la **cuenca de Perú** (Este del Pacífico Ecuatorial) elegido como un ejemplo de análisis del impacto ambiental que supondría la minería en océano profundo dentro de un ecosistema oceánico. El carácter interdisciplinar del programa implica a diversos grupos de trabajo de campo y de laboratorio que están considerando la sedimentología, las propiedades físicas y la geoquímica de los sedimentos, así como diversos parámetros geotécnicos y oceanográficos, por lo que es de esperar que en un futuro próximo aparezcan nuevas publicaciones localizadas en esta zona del Pacífico (p.ej. Weber *et al.*, 2000).

Como puede observarse, el área donde se sitúa el testigo (dorsal de Nazca) ha quedado fuera de los objetivos de estudio de las principales campañas oceanográficas, por lo que los resultados que se presentan a continuación constituyen prácticamente los primeros datos oceanográficos en esta zona Sureste del Pacífico Subtropical.



# Capítulo 3: Descripción de los resultados

## 1.- EL TESTIGO TG-7

Durante Marzo de 1996, el buque de investigación español “*BIO-Hespérides*” recorrió las costas de Chile y Perú, en el marco de la campaña de investigación PALEOPAC (PALEOceanografía del PACífico). Esta campaña fue diseñada para reconstruir los patrones de productividad y la evolución paleoceanográfica del Sureste del Pacífico Subtropical. Durante la misma se recuperaron siete testigos de gravedad en la Dorsal de Nazca, el mejor de los cuales es el testigo TG-7. La posición de dicho testigo (17°14'04''S, 78°06'16''W) es de gran importancia puesto que se ve afectado por la actividad de los vientos alisios del sureste y se encuentra en la trayectoria descrita por las principales corrientes superficiales que recorren el océano Pacífico Subtropical, siendo el lugar de confluencia de diferentes masas de agua.

El testigo recuperado fue cortado en tres secciones de 150 cm cada una. Sobre cada una de las réplicas de las secciones se realizó, a bordo del barco, el perfil de susceptibilidad magnética, así como la descripción sedimentológica del mismo. La totalidad del testigo fue muestreada, de manera sistemática, cada centímetro y repartida entre los miembros de las instituciones participantes en la campaña. Los diferentes análisis se realizaron a posteriori en los distintos laboratorios.

## 2.- DESCRIPCIÓN VISUAL DEL TESTIGO

El testigo TG-7 está constituido por fangos arcillosos biogénicos de color amarillento (10Y6/2). La diferente composición de los restos biológicos permite distinguir, de base a techo, tres tipos de litología:

- fangos con nanofósiles (de 398 a 280 cm)
- fangos de diatomeas y nanofósiles (de 280 a 60 cm)
- fangos diatomíticos (de 60 a 0 cm)

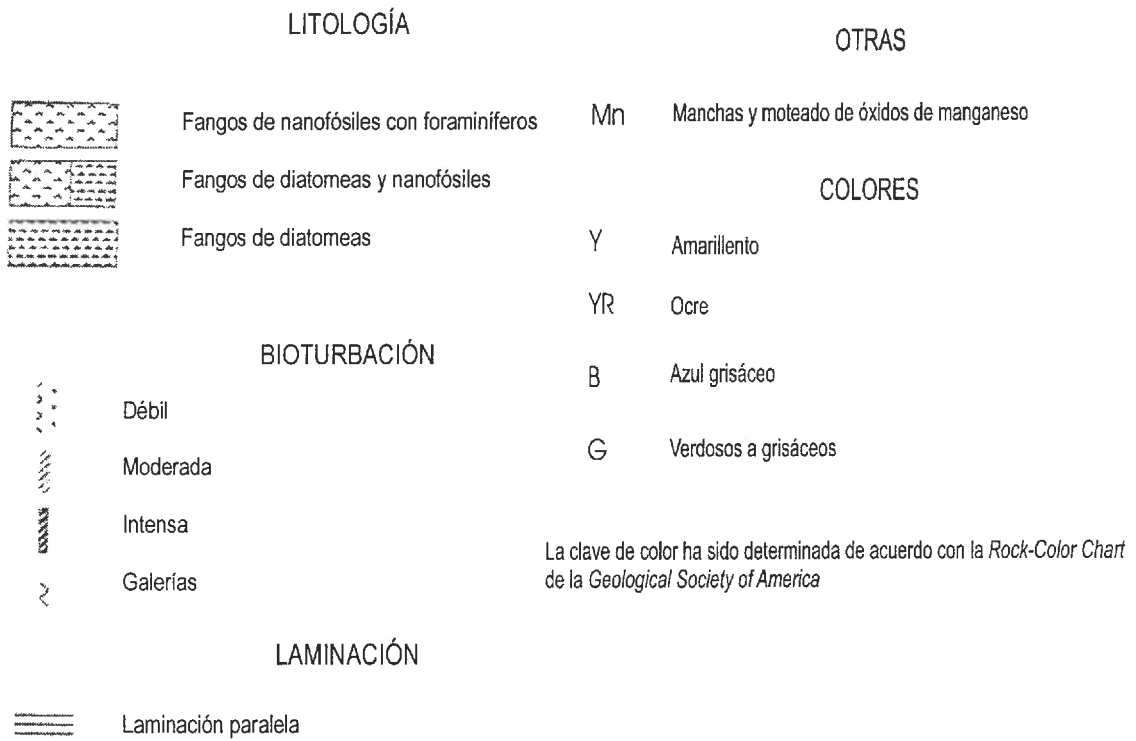
A lo largo del registro tres también son las estructuras sedimentarias identificables: burrows (únicamente en los 70 centímetros superiores); bioturbaciones centimétricas de carácter débil (0-90 cm), intenso (90-280 cm) o moderado (280-398 cm) y laminaciones paralelas distribuidas por todo el testigo (excepto entre los centímetros 90 y 180 de donde están ausentes). De manera excepcional se observan manchas y moteado de óxidos de manganeso en torno al centímetro 190.

El color de los sedimentos es muy constante: 10Y6/2 (amarillento), salvo en la primera sección del testigo (0-150 cm) en donde oscila entre 10YR (ocre) y 5Y (amarillento) Excepcionalmente aparecen niveles 10GY y 5GY (verdosos amarillentos) en torno a los centímetros 190, 240 y 300 y otro nivel con color 5B (azul grisáceo) en el centímetro 290.

La distribución a lo largo del testigo de las diferentes litologías y estructuras, así como una descripción detallada del mismo, pueden observarse en la Figura 2.11

	cm	Litología	Sección	Estructuras	Color	Descripción		
	10		1		10YR 6/6	Fangos de diatomeas laminados hacia la base y débil bioturbación.		
	20							
	30					5Y 7/2	Fangos masivos de diatomeas con foraminíferos. Bioturbación débil y muy dispersa.	
	40						Contacto muy neta.	
	50							
	60							
	70						10YR 6/2	Fangos de diatomeas y nanofósiles ligeramente laminados y con bioturbación dispersa. Las galerías presentan color 5Y 3/2.
	80							
	90							
	100						5Y 3/2	Fangos de nanofósiles muy bioturbados.
	110							
	120							
	130							
	140							
	150						5Y 7/2	Fangos de nanofósiles masivos con bioturbación dispersa a base de galerías de gran tamaño (centimétricas). Laminación paralela en la base.
	160							
	170							
180								
190					10GY 3/4	Fangos de nanofósiles laminados. Bioturbación horizontal en el techo.		
200								
210					10Y 6/2	Fangos de nanofósiles levemente laminados. Bioturbación dispersa de tamaño centimétrico.		
220			2					
230					10Y 6/2 5GY 5/1	Fangos de nanofósiles laminados. Bioturbación muy dispersa.		
240								
250								
260					5Y 7/2	Fangos de nanofósiles levemente laminados. Bioturbación en general dispersa, pero concentrada en el techo.		
270								
280					10Y 6/2	Fangos de nanofósiles laminados. Bioturbación muy dispersa.		
290					5B 5/1 5GY 7/2 10GY 7/2	Fangos de nanofósiles débilmente laminados. Bioturbación dispersa.		
300						Fangos de nanofósiles laminados. En el cm 303, nivel de 0,5 cm 5 B 5/1.		
310								
320					10Y 6/2	Fangos de nanofósiles ligeramente laminados. Bioturbación dispersa de tamaño centimétrico. La laminación se acentúa y se deforma hacia la base. Las láminas presentan color 5 B 5/1 y 10 GY 4/4.		
330								
340								
350			3					
360					10Y 5/2	Fangos de nanofósiles ligeramente laminados. Bioturbación esporádica de tamaño centimétrico. La laminación se acentúa a partir del centímetro 360. Las láminas presentan color 5 B 5/1 y 10 GY 4/4.		
370								
380					10Y 6/2	Fangos de nanofósiles ligeramente laminados. Bioturbación esporádica de tamaño centimétrico. La laminación se define más netamente hacia la base. Las láminas presentan color 5 B 5/1.		
390								

# LEYENDA



**Figura 2.11:** Columna litológica y leyenda del testigo TG-7.

### 3.- MODELO DE EDAD

#### 3.1.- Descripción de los resultados

Tal y como se ha explicado en la metodología, los análisis isotópicos realizados en el foraminífero *Globigerina bulloides* han permitido establecer la curva isotópica del testigo y de ahí derivar el modelo de edad. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* muestran una variabilidad que oscila entre  $-2.6$  y  $2.84\%$ .

El modelo de edad propuesto para el TG-7 se muestra en la Figura 2.12. El testigo (398 cm) abarca los últimos 396.000 años de calendario. Todos los estadios isotópicos y algunos de los subestadios desde el Holoceno hasta llegar al interglacial 11 pueden identificarse en el registro isotópico. Los mayores problemas a la hora de determinar los eventos isotópicos han surgido al situar los límites entre los mismos. El modelo final propuesto tiene en cuenta los resultados isotópicos, micropaleontológicos (asociaciones de nanofósiles y foraminíferos) y de paleotemperaturas superficiales. Como en algunas ocasiones estos criterios no son coincidentes, se ha dado más peso al argumento isotópico. Cuando éste no era claro se ha tratado de integrar el resto de evidencias.

- Los límites entre los estadios 1/2 y 2/3 se han situado en los centímetros 10 y 32 de acuerdo con la curva isotópica.
- La transición 4/5 se ha colocado entre los centímetros 80-90, según se deduce del perfil de paleotemperaturas superficiales (Calvo *et al.*, *in press*) y de las asociaciones de nanofósiles calcáreos (Flores 2000, comunicación personal). Los valores de isótopos de oxígeno no definen claramente esta transición.
- El estadio 5.5 se ha localizado en el cm 120 según el registro isotópico, posición que coincide con el criterio micropaleontológico de nanofósiles y de paleotemperaturas (cm 110-120), mientras que las asociaciones de foraminíferos lo desplazan hasta el cm 129.
- El límite entre los estadios 6/7 debería situarse entre los centímetros 219-229 de acuerdo con la información que se desprende de los foraminíferos (Sierro 2000, comunicación personal). Por el contrario, los valores absolutos de los isótopos de oxígeno registran niveles glaciares a partir del centímetro 175.
- La base del estadio 7 estaría situada entre los 240 y los 250cm en función de la información faunística de nanofósiles calcáreos (Flores 2000, comunicación personal). Los valores isotópicos discrepan y sitúan el inicio del estadio 8 a mayor profundidad (260cm)
- Las temperaturas superficiales indican que se alcanzan valores cálidos en los centímetros 319, 329 y 339 que deberían corresponder al interglacial 9. Idéntica conclusión se desprende de la curva isotópica.
- Por último ninguna de las distintas evidencias sitúan claramente el límite entre los estadios 10 y 11.

El diagrama de la profundidad frente a la edad de la Figura 2.13 representa la tasa de sedimentación promedio para cada uno de los estadios isotópicos y oscila entre  $0.66\text{cm/Ka}$  y  $1.63\text{cm/Ka}$  (sedimentación media para el testigo  $1.01\text{cm/Ka}$ ). Los valores más elevados ocurren durante los glaciares 2, 4 y 6 y el interglacial 7, y los mínimos durante los estadios 3, 5 y 9 mostrando en general una cierta relación con la extensión/retracción de las masas de hielo. Esta simultaneidad puede explicarse considerando que la mayoría del sedimento es carbonatado y que los momentos de menor preservación (que Weber *et al.*, 1995 relacionan con los periodos interglaciares) se corresponderán con las épocas de menor acumulación sedimentaria.

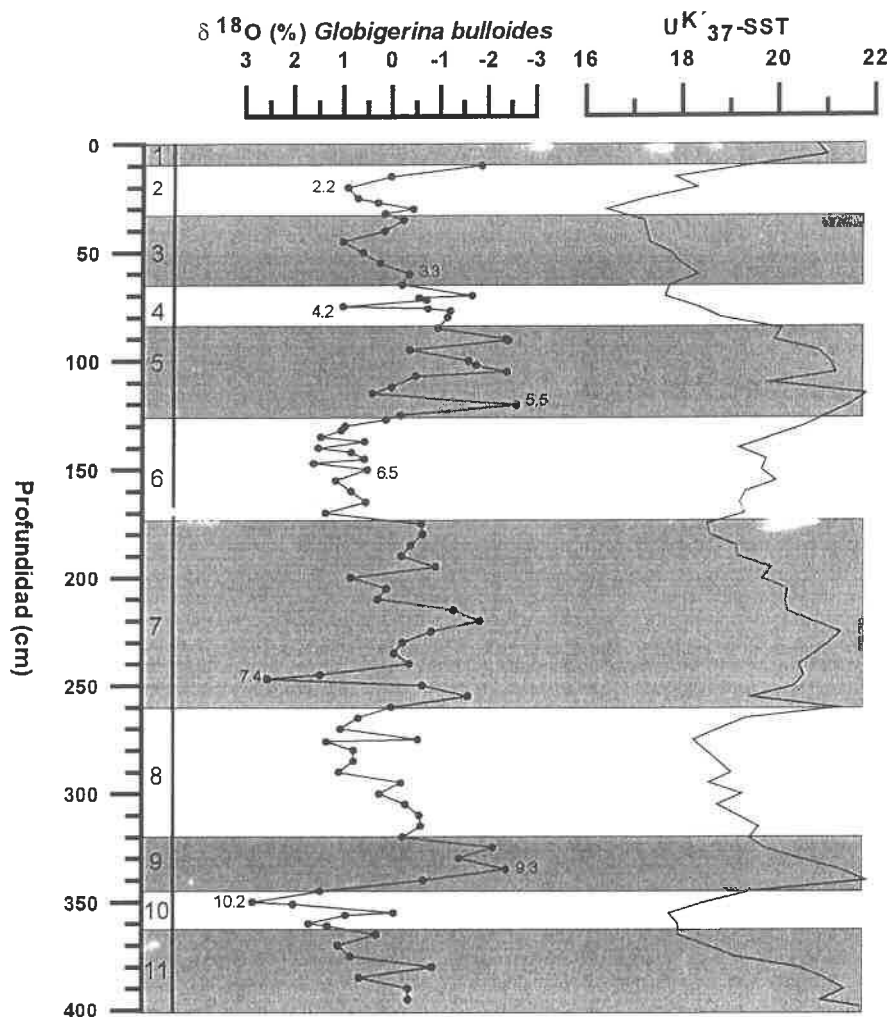


Figura 2.12: Curva de isótopos de oxígeno y registro de temperaturas superficiales en el TG-7 estimadas a partir del índice  $U^{K'}_{37}$  (Calvo et al., in press). En la figura se indica la extensión de los distintos estadios isotópicos mediante áreas claras y sombreadas.

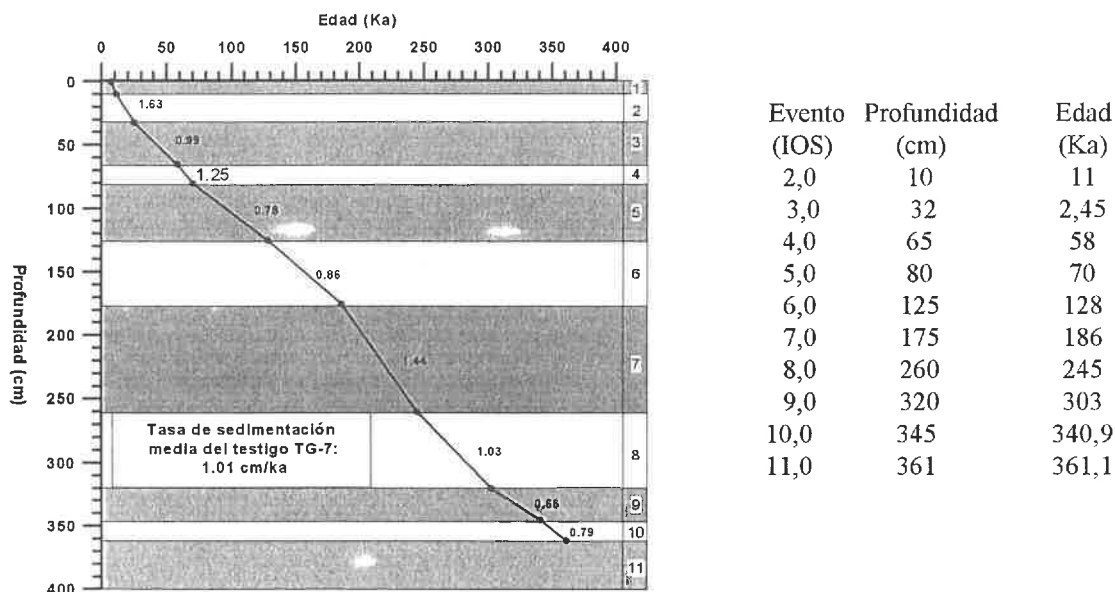


Figura 2.13: Tasas de sedimentación calculadas para cada uno de los estadios isotópicos del testigo TG-7, así como una estimación del valor promedio para el testigo. En la tabla se sitúa los límites y la edad de los distintos eventos isotópicos utilizados en dicho cálculo.

### 3.2.- Comparación con otros lugares del Pacífico

Valores de tasas de sedimentación similares a los del TG-7 se han encontrado a lo largo de la cuenca de Perú (Weber et al, 1995; Weber y Pisias, 1999) (Tabla 2.1). Así en el noroeste de dicha cuenca, entre 600 y 900 Km al sur de las Galápagos e inmediatamente al sur de la corriente surecuatorial (Figura 2.14), el testigo 77KL ( $6^{\circ}34' 90^{\circ}28'$ , 4130 m de profundidad) presenta una tasa de sedimentación promedio de 1.16cm/Ka, con los valores más altos localizados durante los interglaciares 6 y 8.

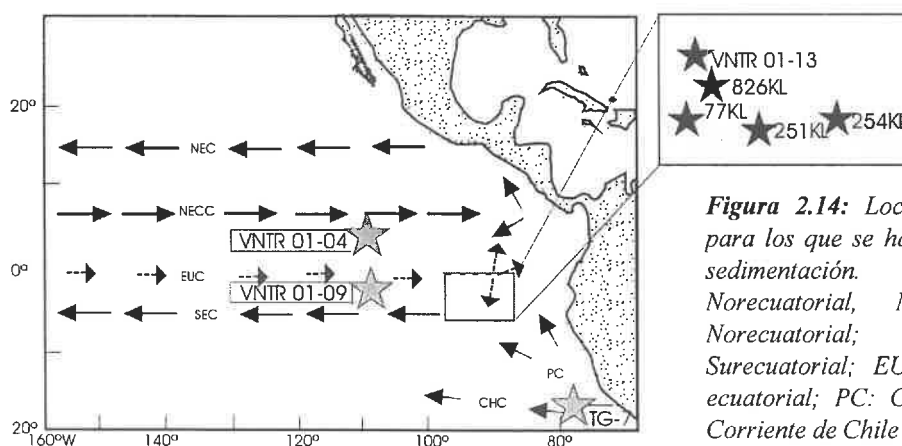
Los testigos 286 y 251KL en el centro de la cuenca de Perú, fuera ya de la influencia de la corriente surecuatorial, se ven menos influenciados por la productividad superficial, por lo que las tasas de sedimentación son menores ( $\sim 0.5\text{cm/Ka}$ ). Más hacia el este, el testigo 254KL presenta los valores más altos de sedimentación ( $\sim 2.5\text{cm/Ka}$ ), debido a la entrada de componentes biológicos asociados a un mayor influjo del afloramiento de las costas peruanas.

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Referencia
77KL	$6^{\circ} 34' S$	$90^{\circ} 28' W$	4130	Weber <i>et al.</i> 1995
286KL	$6^{\circ} S$	$91^{\circ}30' W$	---	Weber y Pisias, 1999
251KL	$6^{\circ}30' S$	$85^{\circ} W$	---	Weber y Pisias, 1999
254KL	$6^{\circ} S$	$83^{\circ} W$	---	Weber y Pisias, 1999
VNTR01-04	$5^{\circ} 20.9' N$	$110^{\circ}04.8' W$	3855	Snoeckx y Rea, 1994
VNTR01-09	$3^{\circ}0.2' S$	$110^{\circ}29.4' W$	3860	Snoeckx y Rea, 1994
VNTR01-13	$3^{\circ}5.3' S$	$90^{\circ}49.5' W$	3304	Snoeckx y Rea, 1994
TG-7	$17^{\circ} 14.01' S$	$78^{\circ} 6.27' W$	3120	Este estudio

**Tabla 2.1:** Testigos sobre los que se ha realizado una comparación de las tasas de sedimentación. La figura 2.14 señala la posición de los mismos dentro del contexto de la circulación del Pacífico Subtropical.

Otras tasas de sedimentación similares se describen también en los sedimentos carbonatados del Pacífico ecuatorial (Snoeckx y Rea, 1994). Estos autores relacionan directamente la sedimentación con la preservación de los carbonatos y señalan como la tasa de acumulación es mayor en el Ecuador ( $2.2\text{cm/Ka}$  en el testigo VNTR01-04 localizado a  $5^{\circ}20.9' N$   $110^{\circ}04.8' W$  y 3855m de profundidad) (Tabla 2.1) ya que la posición de la línea de compensación de la calcita se encuentra más profunda. Los mismos autores observan también como las tasas de sedimentación aumentan al desplazarnos hacia el este aunque esta tendencia no es general y parece que depende en gran medida de la profundidad y por tanto de la conservación o no del  $\text{CaCO}_3$  ( $1.1\text{cm/Ka}$  para el testigo VNTR01-09 localizado a  $3^{\circ}0.2' S$ ,  $110^{\circ}29.4' W$  3860m de profundidad, y  $1.9\text{cm/Ka}$  para el testigo VNTR01-13 localizado a  $3^{\circ}5.3' S$ ,  $90^{\circ}49.5' W$  3304m de profundidad).

Por consiguiente puede decirse que la tasa de sedimentación calculada para el testigo TG-7 entra dentro de los rangos encontrados en otros testigos del Pacífico Surecuatorial.



**Figura 2.14:** Localización de los testigos para los que se ha comparado las tasas de sedimentación. NEC: Corriente Norecuatorial; NECC: Contracorriente Norecuatorial; SEC: Corriente Surecuatorial; EUC: Corriente submarina ecuatorial; PC: Corriente de Perú; CHC: Corriente de Chile

## 4.- MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

### 4.1- Descripción de los resultados

Los valores de susceptibilidad magnética obtenidos para el testigo TG-7 oscilan entre 4.68 y 40 unidades de susceptibilidad magnética (Figura 2.15). Estos datos estadísticos generales se incrementan notablemente en la parte del testigo comprendida entre los centímetros 90-220 (valor mínimo 25.95, máximo 40, promedio 34.63).

El perfil longitudinal de la susceptibilidad presenta una serie de máximos y mínimos que no son directamente correlacionables con periodos glaciares e interglaciares. Así desde la base del testigo los valores más altos se localizan en los centímetros 345 (transición entre los IOS 10/9), centímetro 285 (estadio 8), desde el cm 220 hasta el 90 (mitad superior del estadio 7, todo el estadio 6 y parte inferior del 5), centímetro 55 (estadio 3) y entre los centímetros 20 y 10 (transición entre los IOS 2 y 1). Los mínimos se sitúan entre los centímetros 400-365 (IOS 11 y transición al 10), 320-300 (inicio del IOS 8), centímetro 250 (transición 7/8), centímetros 70-60 (transición 3/4), centímetro 40 (transición entre los estadios 3/2) y los centímetros superiores que se corresponden con el estadio isotópico 1.

En la misma figura se presentan los valores de susceptibilidad magnética normalizados frente al porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  de acuerdo con la expresión:

$$\text{Susceptibilidad magnética normalizada} = \frac{\text{Susceptibilidad magnética}}{\% \text{CaCO}_3}$$

Los resultados obtenidos tras la normalización no alteran el perfil general del testigo TG-7 (Figura 2.15).

### 4.2.- Comparación con otros registros

Son escasos los testigos situados en las cercanías de nuestra zona de estudio que presenten medidas de susceptibilidad magnética. Únicamente el ODP leg 138 (testigos 846 y 847) en el Este del Pacífico Ecuatorial muestra registros de susceptibilidad comparables con el del TG-7 (Tabla 3.2). Como valores de susceptibilidad magnética se han utilizados los de Mayer *et al.*, 1992. El modelo de edad se ha establecido a partir del propuesto por Shackleton *et al.*, 1995. Las edades para profundidades intermedias de las presentadas por dicho autor se han interpolado suponiendo una tasa de sedimentación constante.

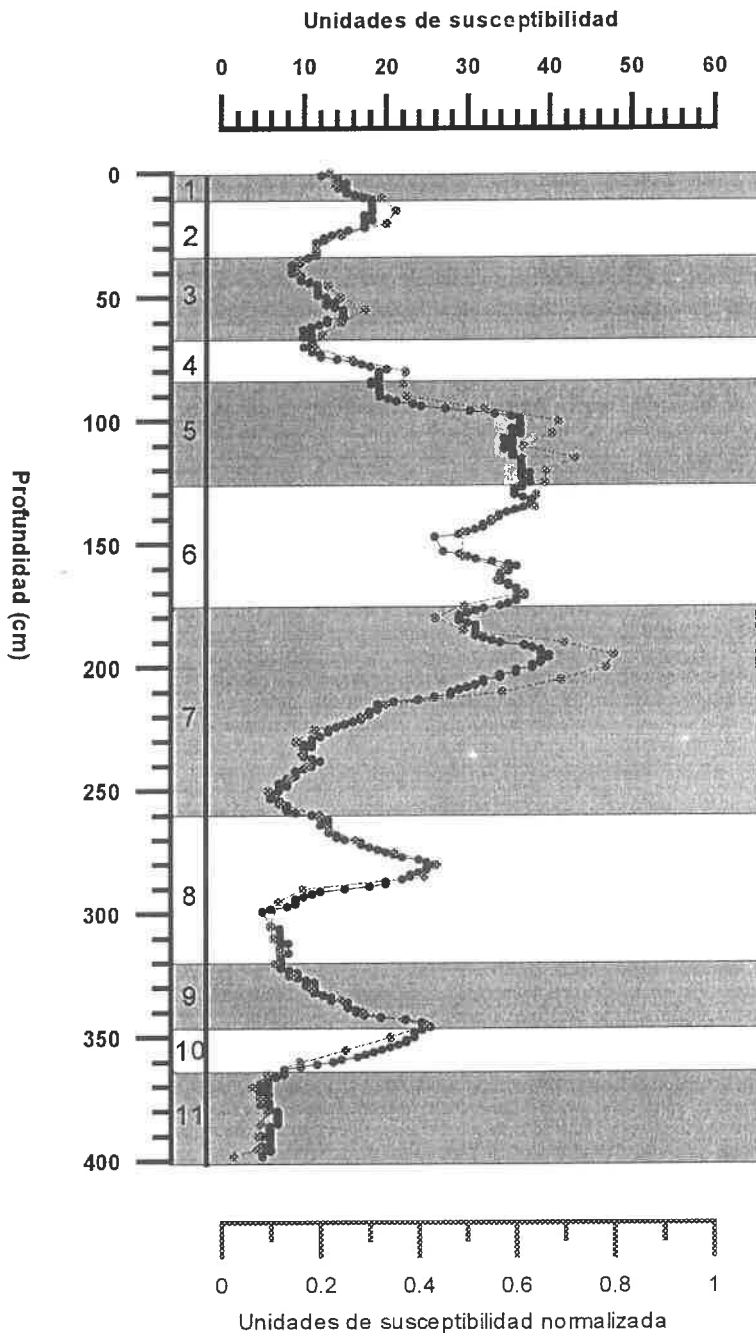
Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Referencia
846	3° 5.796'S	90° 49,086W	3500	Mayer <i>et al.</i> , 1992
847	0° 11,585'N	95° 19,189'W	3578.3	Mayer <i>et al.</i> , 1992
TG-7	17° 14.01'S	78° 6.27' W	3120	Este estudio

**Tabla 2.2:** Testigos para los que se presenta una estratigrafía comparada de los registros de susceptibilidad magnética.

Los perfiles de susceptibilidad magnética de los testigos 847 y 846 tampoco describen una clara fluctuación glacial/interglacial (Figura 2.16). El hecho más destacable en ambos es el importante incremento que lleva hasta el doble los valores de susceptibilidad magnética. Pese a que dicho periodo aparece identificado en todos los registros, no muestra una simultaneidad en el tiempo, comenzando antes en el testigo TG-7 y extendiéndose hasta tiempos más recientes en el 847. Existen dos motivos para encontrar variabilidades en el registro de material magnético entre el Este del Pacífico Subtropical (testigo TG-7) y el Este del Pacífico Ecuatorial (testigos 846 y 847). El primero de ellos se debe a la diferente proximidad de los testigos en relación con el continente americano: los testigos 847 y 846 están a unos 30 Km del Ecuador y 300 Km al sur de las islas Galápagos, mientras que el testigo TG-7 se encuentra cercano a las costas

testigos 847 y 846 están a unos 30 Km del Ecuador y 300 Km al sur de las islas Galápagos, mientras que el testigo TG-7 se encuentra cercano a las costas de Chile y Perú, área fuente de los materiales no biógenos (Nakai *et al.*, 1993). El segundo hace referencia a la diferente distribución de las masas de agua y de los cinturones de vientos. Así los 17 grados de latitud sur del TG-7 permiten que el testigo se vea afectado por la corriente de Chile y los vientos alisios del SE, los 3 grados de latitud sur sitúan al 846 en la región de interacción entre la corriente surecuatorial y la corriente de Perú, mientras que los 0 grados de latitud del 847 lo fijan bajo la convergencia ecuatorial y en la zona donde la corriente submarina ecuatorial emerge e interacciona con las aguas superficiales. Los registros terrígenos en las proximidades de la convergencia intertropical son complicados de interpretar puesto que se ven afectados por las derivas latitudinales en el la zona de convergencia intertropical (ITCZ) que ocurren a diferentes escalas temporales (Schramm 1985).

En conclusión, dada la complejidad de la circulación atmosférica y oceánica en la zona suroeste del Pacífico Subtropical, no es posible establecer una correlación clara entre los registros de susceptibilidad magnética de los diferentes testigos.



**Figura 2.15:** Valores de susceptibilidad magnética del TG-7. Superpuestos se presentan también los valores normalizados frente al porcentaje de  $\text{CaCO}_3$ . Las áreas sombreadas indican la extensión de los interglaciares y las claras de los glaciares.



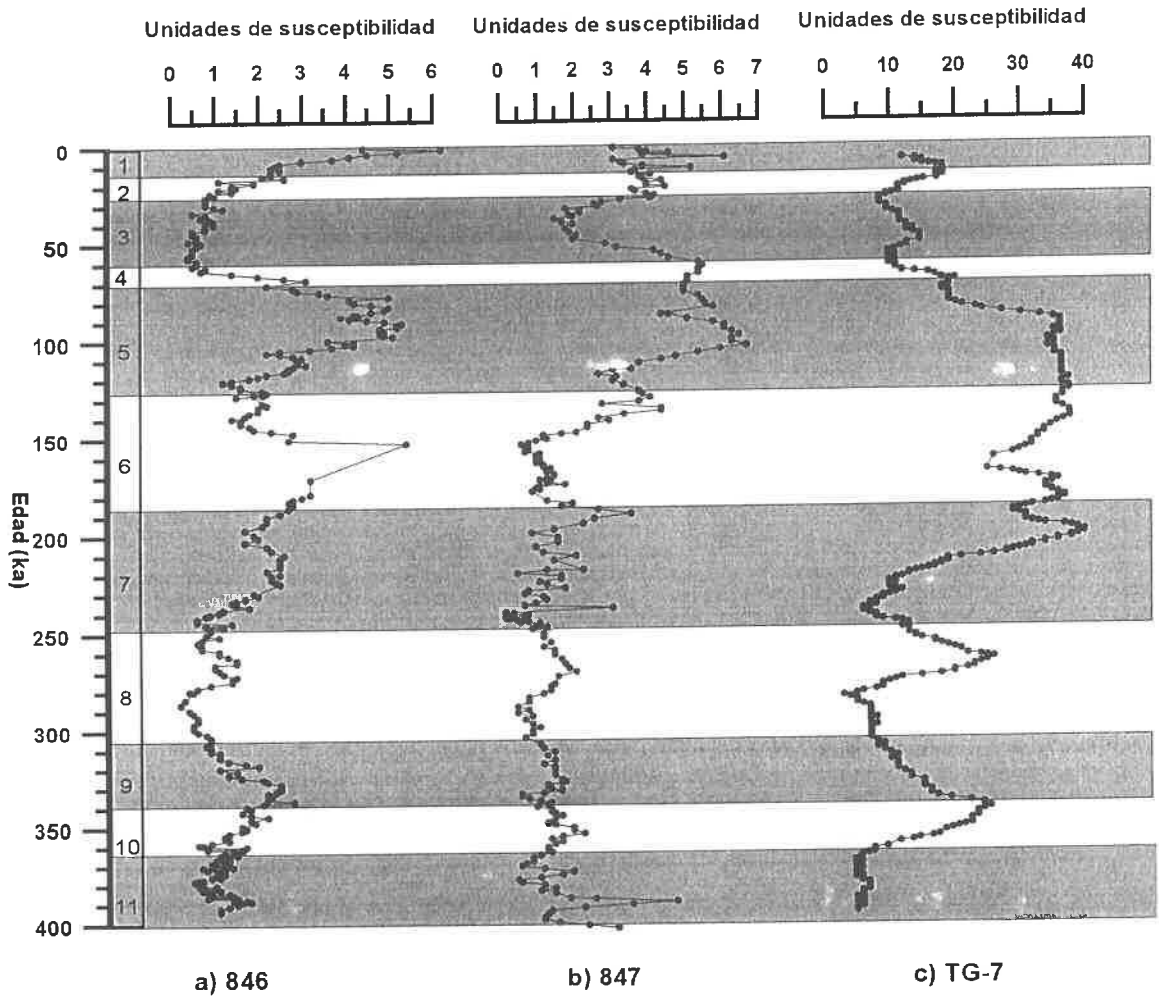
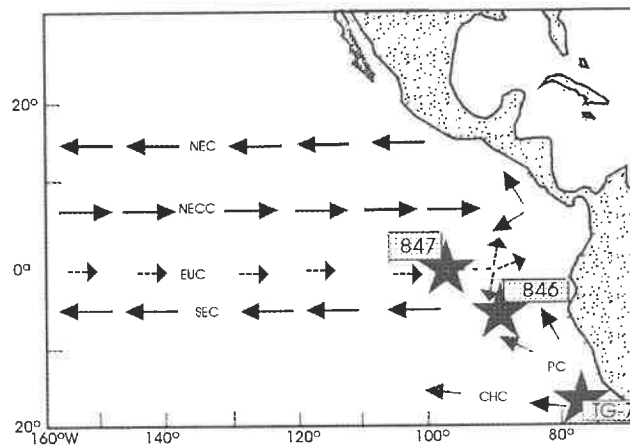


Figura 2.16: Comparación entre registros de susceptibilidad magnética del Pacífico Ecuatorial y el testigo TG-7. Abajo se indica en un mapa la posición de los diferentes testigos en relación con las corrientes oceánicas. Leyenda igual que en las Figuras 2.12 y 2.13.



## 5.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

En el testigo TG-7 se han llevado a cabo dos estudios sedimentológicos diferentes con dos objetivos también distintos:

- Caracterización textural de los sedimentos y análisis composicional de la fracción superior a  $50\mu\text{m}$  realizado con el equipo Sedigraph y la lupa binocular.
- Estudio sedimentológico de la fracción fina ( $\phi < 50\mu\text{m}$ ) total, terrígena y carbonatada, realizado con el equipo Mastersize, tras eliminar el carbonato cálcico según se ha explicado en el capítulo de metodología.

El primer estudio sedimentológico condujo a la clasificación del sedimento, mientras que el segundo permitió analizar la distribución por tamaños del material terrígeno y carbonatado dentro de la fracción fina ( $\phi < 50\mu\text{m}$ ).

### 5.1.- Caracterización textural y análisis composicional de la fracción superior a $50\mu\text{m}$

#### a) Caracterización textural de la fracción inferior a $50\mu\text{m}$

La caracterización textural del sedimento se ha realizado tomando 14 muestras distribuidas homogéneamente a lo largo del testigo. Los parámetros texturales sólo pudieron determinarse en la fracción inferior a  $50\mu\text{m}$  por medio del Sedigraph puesto que la cantidad de muestra disponible era insuficiente para analizar la distribución de la fracción más gruesa mediante el tubo de sedimentación. A pesar de ello, al ser el componente grueso una fracción minoritaria del conjunto de la muestra (representa menos del 3.23% total), la distribución de la fracción fina se considera representativa de la distribución global de la muestra.

Los sedimentos del testigo TG-7 son fangos pelágicos con un contenido muy bajo en arenas, oscilando éste entre 0.39% y 1.45% (promedio 1.06%), un porcentaje en limos comprendido entre 15.09% y 37.23% (promedio 23.88%) y un contenido en arcillas cuyos límites son 61.13% y 83.88% (promedio 75.07%). (Figuras 2.17 y 2.18).

La evolución en profundidad de los parámetros sedimentológicos estadísticos de la fracción inferior a  $50\mu\text{m}$  se encuentra representada en la Figura 2.19. Como puede observarse, son sedimentos con medias altas (8.53 a 9.33 $\phi$ ), desviación estándar que oscila entre 1.42 y 1.93 $\phi$  (caracterizando al sedimento como pobremente clasificado); asimetrías bajas (-0.07 a -0.87 $\phi$ ) y angulosidades que varían entre 2.11 y 4.03. La distribución granulométrica se caracteriza por ser unimodal (moda entre 8-9 $\phi$  o bien entre 9-10 $\phi$ ) tendiendo en algunas ocasiones hacia polimodal (moda entre 6-7 $\phi$  y 8-9 $\phi$ ).

#### b) Análisis composicional de la fracción superior a $50\mu\text{m}$

La fracción limo grueso-arena, estudiada con la lupa binocular, se caracteriza por presentar un predominio de los restos de microfósiles (entre 93 y 99%) frente al 1-7% de terrígenos, lo que permite clasificar al sedimento como biógeno. La fracción biológica está integrada fundamentalmente por fragmentos de microfósiles sin especificar (25-50%), foraminíferos planctónicos (1-17%) y bentónicos (2-22%) tanto fragmentados como enteros, espículas de equinodermos y restos silíceos (1-6%) que incluyen radiolarios, espículas silíceas y diatomeas. La fracción terrígena está compuesta en su mayoría por cuarzo y micas siendo menos frecuentes los fragmentos de vidrio volcánico y más escasos aún los minerales pesados y fragmentos de rocas (Figura 2.20).

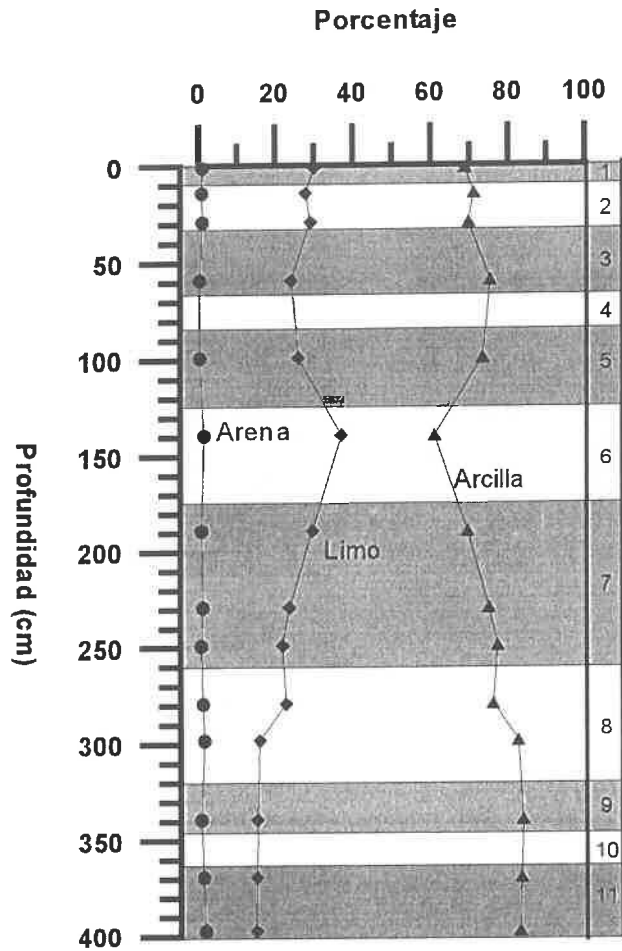


Figura 2.17: Distribución vertical de los diferentes parámetros texturales (porcentaje de arenas, limos y arcillas) en el testigo TG-7. Las áreas sombreadas y claras hacen referencia a la extensión de los diferentes estadios isotópicos.

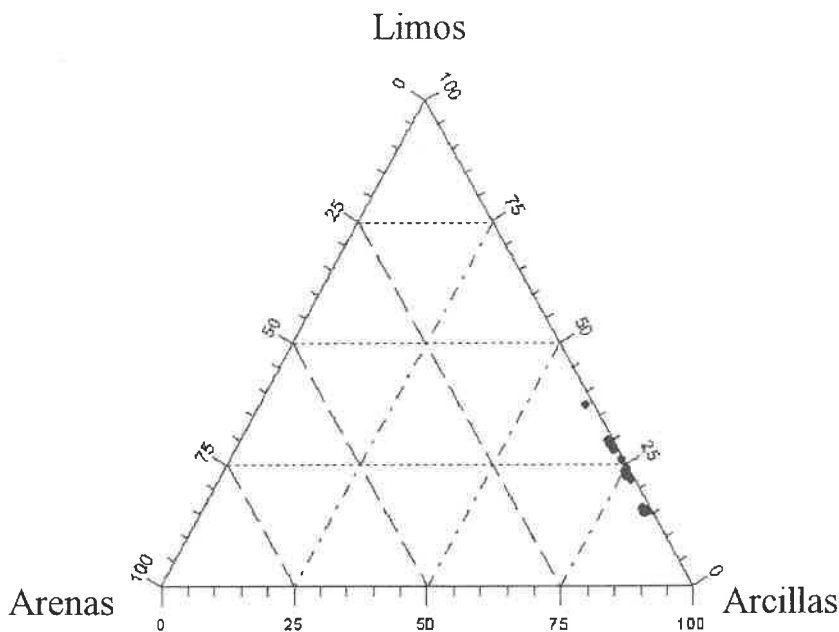
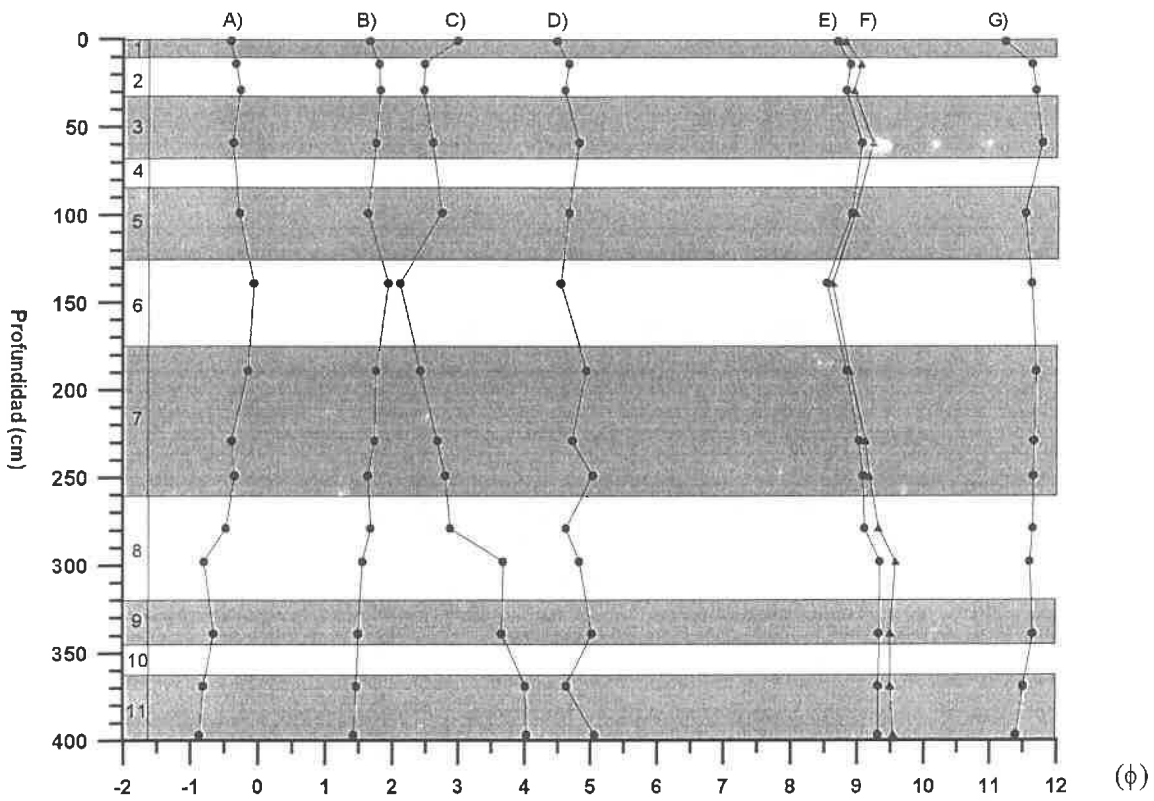
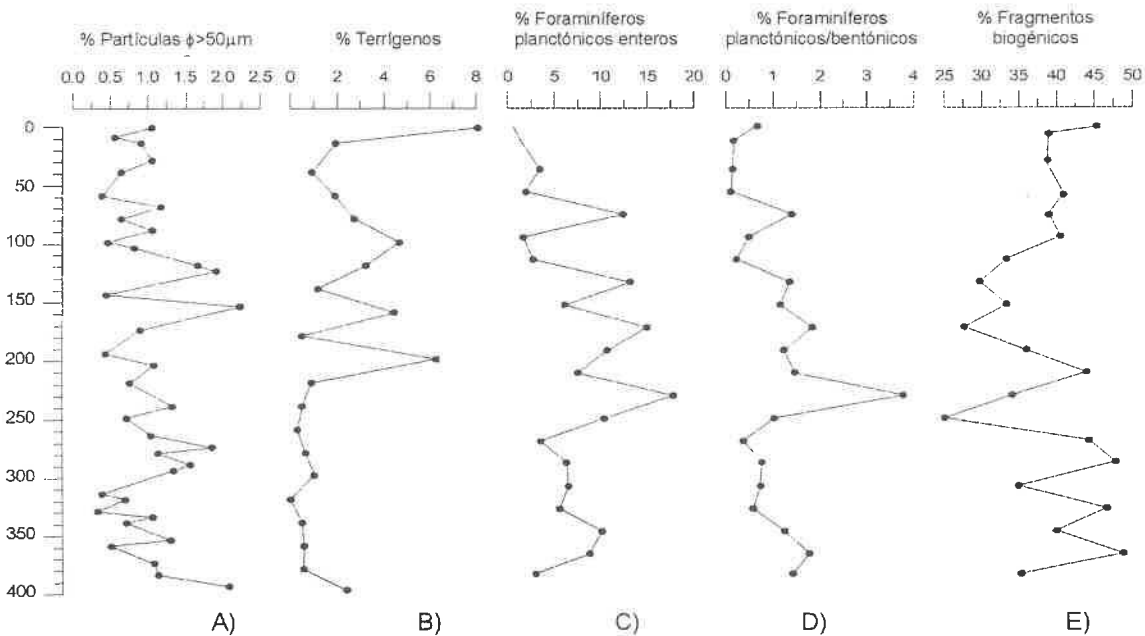


Figura 2.18: Representación de la composición de los sedimentos del testigo TG-7 en forma de diagrama ternario. Como puede observarse, todas las muestras se sitúan en el sector arcillo-limoso.



**Figura 2.19:** Distribución vertical de los diferentes parámetros sedimentológicos: a) asimetría, b) desviación estándar, c) angulosidad, d) centilo, e) media, f) mediana y g) percentil 95, calculados en unidades phi con el equipo Sedigraph para la fracción inferior a  $50\mu\text{m}$  a lo largo del testigo TG-7.



**Figura 2.20:** Caracterización de la fracción limo-gruesa ( $\phi > 50\mu\text{m}$ ) en el testigo TG-7, realizada con la lupa binocular. A) Porcentaje de partículas superiores a  $50\mu\text{m}$ , b) de terrígenos, c) de foraminíferos planctónicos enteros, d) relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos y e) porcentaje de fragmentos biogénicos.

### c) División del testigo

A pesar de la elevada homogeneidad de los sedimentos, es posible dividir el testigo en 3 partes diferentes, en función del conjunto de parámetros granulométricos (Figura 2.21)

#### Primera parte:

Se extiende desde la base del testigo hasta el centímetro 300 (mitad del estadio 8) y engloba a los sedimentos más finos de todo el registro. Se caracteriza por presentar los mayores y más constantes porcentajes de arcilla (83.50%), las medias más altas (9.31 $\phi$ ) y las mayores angulosidades (3.90). La desviación estándar es prácticamente constante siendo los valores extremos 1.42 y 1.49. Así el sedimento está en el límite entre los moderadamente y los pobremente clasificados por lo que, si se compara con los demás, es el mejor clasificado de todo el testigo. La distribución granulométrica es claramente unimodal con la moda situada entre 9 y 10 $\phi$ .

La fracción limo grueso-arena se caracteriza por un predominio de los restos biogénicos (99%) frente a los terrígenos, siendo el número de fragmentos de origen biogénico muy elevado (en torno al 40%).

#### Segunda parte:

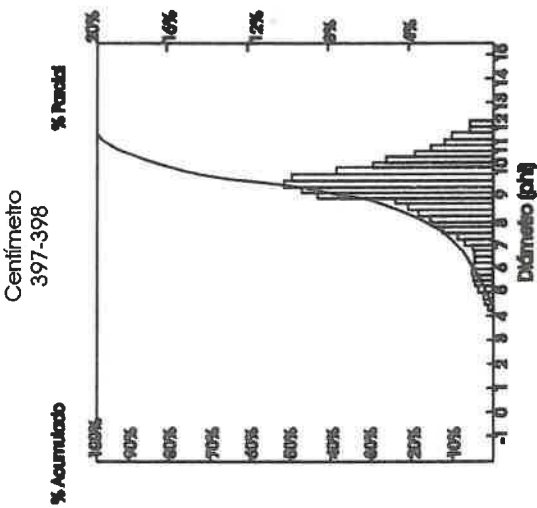
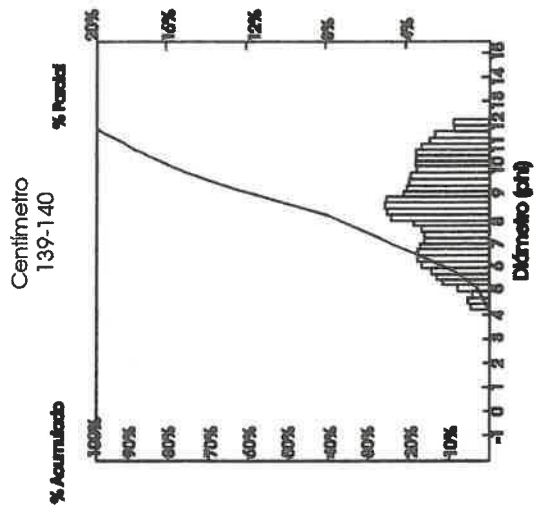
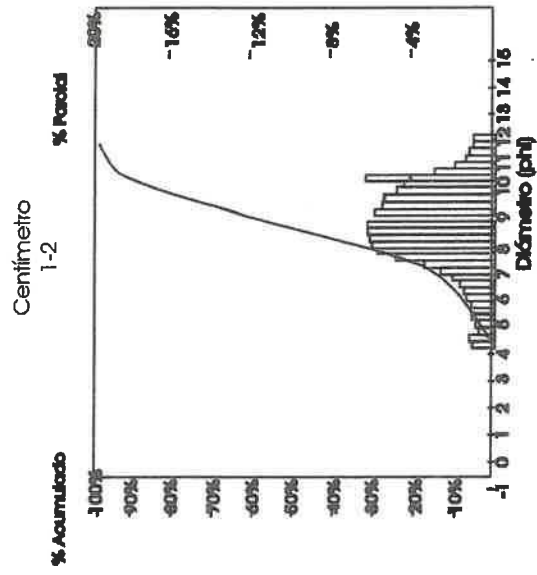
Comprende desde el centímetro 300 (estadio isotópico 8) hasta el 120 (límite entre los estadios 5 y 6) y se caracteriza por presentar los sedimentos más gruesos y peor clasificados del registro, propiedades que se van acentuando hacia el límite superior del periodo. Los porcentajes de arcilla oscilan entre 61 y 82%, las medias van desde 8.53 hasta 9.33 $\phi$  registrándose los valores más bajos del testigo y las mayores angulosidades (3.90 $\phi$ ). La desviación estándar fluctúa ampliamente entre 1.55 y 1.93 $\phi$ , por lo que los sedimentos se encuentran entre los pobremente y los muy pobremente clasificados, siendo el periodo con mayor variabilidad de todo el testigo. La distribución granulométrica es polimodal, con la moda situada entre 10-11 $\phi$ , 8-9 $\phi$ , y 6-7 $\phi$ .

La fracción limo grueso-arena se caracteriza por presentar un importante incremento en la contribución terrígena (especialmente entre los centímetros 220 y 120). Los fragmentos biógenos *s.p.* alcanzan los mínimos valores de todo el testigo y los foraminíferos planctónicos enteros los mayores, por lo que se presume que es el periodo mejor preservado de todo el TG-7.

#### Tercera parte:

Incluye los sedimentos situados desde el centímetro 120 (límite 5/6) hasta el techo del testigo. Esta última parte tiene propiedades intermedias entre las dos anteriores: los sedimentos son más gruesos que en el primera parte pero más homogéneos que durante el segundo. El contenido en partículas arcillosas se sitúa en torno al 72%, las medias alrededor de 8.87 $\phi$  y la angulosidad próxima a 2.65. La desviación típica fluctúa entre 1.63 y 1.81 por lo que es característico de un sedimento pobremente clasificado. La distribución granulométrica es unimodal, pero no existe una moda clara, oscilando ésta entre 7.5 y 9.5 $\phi$ .

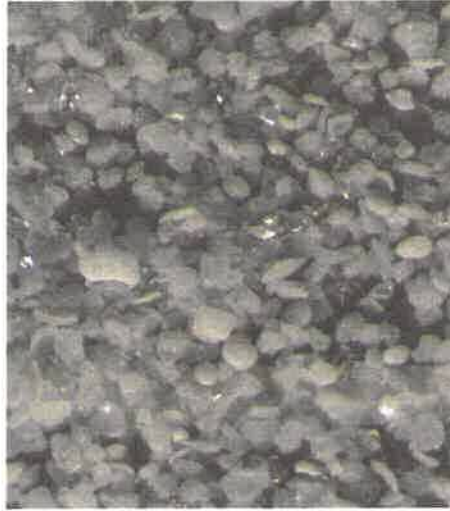
La fracción limo grueso-arena se caracteriza por volver a ser casi en su totalidad de carácter biológico, si bien existen momentos donde el aporte terrígeno es destacable (especialmente en los primeros centímetros del testigo). La concentración de fragmentos *s.p.* alcanza valores similares a los de la primera parte.



A) Primera parte  
(del cm 398 al 300)



B) Segunda parte  
(del cm 300 al 120)



C) Tercera parte  
(del cm 120 al 0)



Figura 2.21: Parte superior: Histograma de frecuencias y curvas acumulativas de la fracción inferior a 50µm para muestras representativas de los tres partes en que puede verse el testigo. a) muestra del centímetro 397-398 (representativa de la primera parte), b) muestra del centímetro 139-140 (representativa de la segunda parte) y c) muestra del centímetro 1-2 (representativa de la tercera parte). Parte inferior: Fotografías a la lupa binocular de la fracción limo-arenosa >50µm de las mismas muestras (x32).

## **5.2.- Estudio sedimentológico de las fracciones total y terrígena finas ( $\phi < 50 \mu\text{m}$ )**

### **a) Fracción total y terrígena inferior a $50 \mu\text{m}$**

La distribución del tamaño de grano en la fracción fina total y en la fracción fina tras la eliminación del carbonato cálcico, analizadas cada 5 cm utilizando el equipo Mastersize se encuentra representada en las Figuras 2.22 y 2.23.

La Figura 2.22 representa las variaciones de la mediana ( $\Phi_{50}$ ) de la fracción fina total ( $\phi < 50 \mu\text{m}$ ) y de la fracción litogénica fina ( $\phi < 50 \mu\text{m}$ ) (libre de carbonato) en 61 muestras distribuidas homogéneamente a lo largo del testigo. Los valores de la media fina total oscilan entre 1.97 y  $8.11 \mu\text{m}$  (promedio  $4.01 \mu\text{m}$ ), con los tamaños menores y más constantes ( $1.97\text{-}2.83 \mu\text{m}$ ) predominando entre la base y el centímetro 300. A partir de este centímetro, el tamaño medio de las partículas y su variabilidad se incrementa considerablemente ( $3.76\text{-}8.11 \mu\text{m}$ ), hasta alcanzar el centímetro 120 (límite 5/6). La última parte del testigo, desde el centímetro 120 hasta el techo muestra una menor variabilidad y un tamaño intermedio entre la primera y la segunda sección ( $3.63\text{-}6.64 \mu\text{m}$ ). El tamaño medio de las partículas finas litogénicas varía entre 2.37 y  $9.62 \mu\text{m}$  (valor promedio  $3.40 \mu\text{m}$ ) mostrando también los diámetros más pequeños ( $2.37\text{-}3.19 \mu\text{m}$ ) entre la base y el centímetro 300. Desde el centímetro 300 al 120, el tamaño  $\Phi_{50}$  del residuo libre de carbonato también varía considerablemente, para en la última parte del testigo volverse estable de nuevo ( $2.97\text{-}3.97 \mu\text{m}$ ).

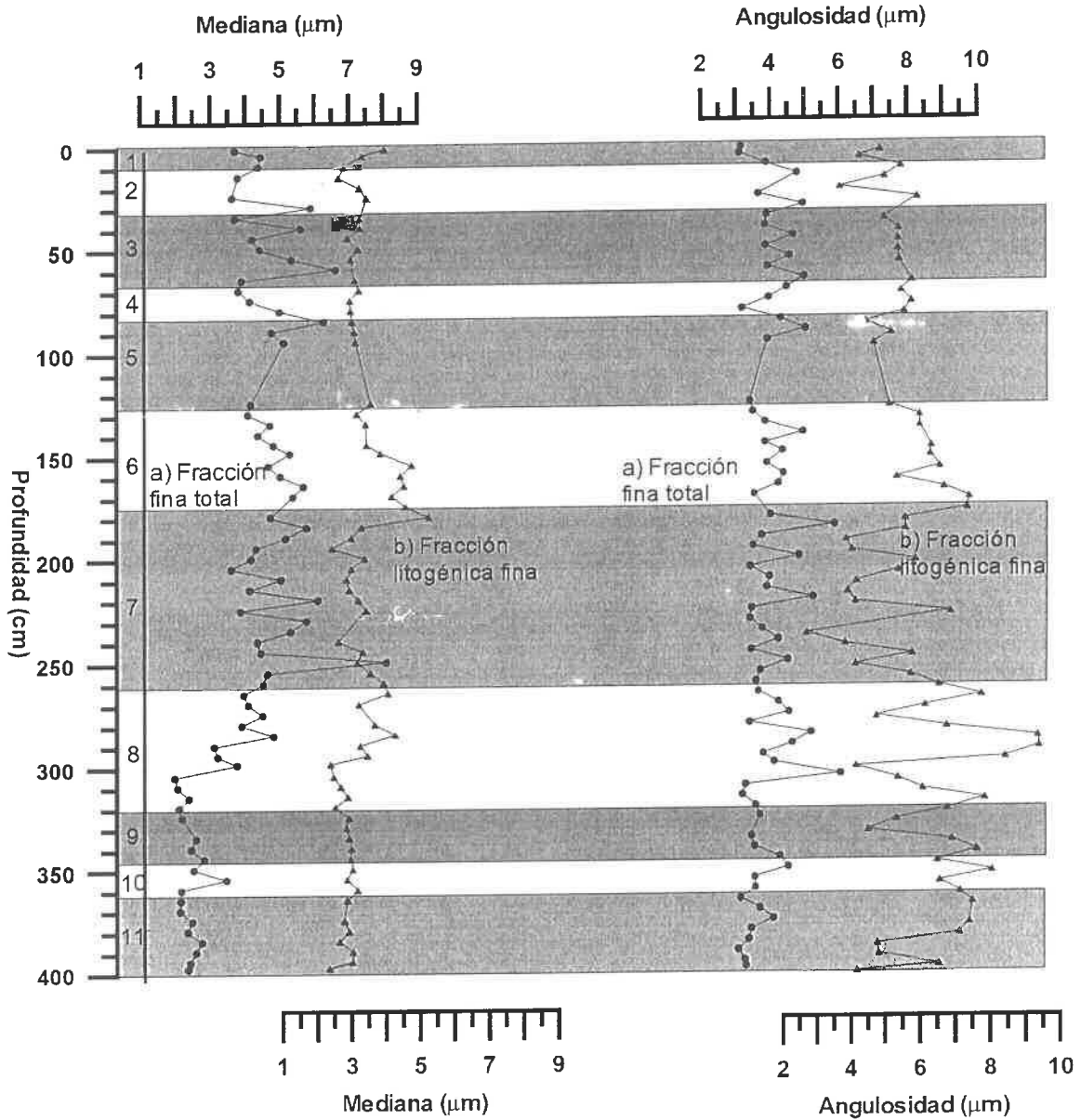
Las variaciones en la angulosidad de las dos fracciones finas ( $\phi < 50 \mu\text{m}$ ) se muestran en la Figura 2.23. La fracción total fina es constante en angulosidad (mínimo 3.11, máximo 6.1, valor medio 4.01), mientras que el componente litogénico presenta una gran variación (mínimo 2.71, máximo 9.41, medio 5.80), particularmente durante las dos primeras secciones del testigo, para estabilizarse luego ( $4.24\text{-}5.92 \mu\text{m}$ ).

### **b) División del testigo**

De acuerdo con el conjunto de parámetros granulométricos que se acaban de explicar (media y angulosidad), el testigo puede dividirse en tres partes coincidentes con las descritas según el análisis sedimentológico del apartado anterior: la primera se extiende desde la base hasta el centímetro 300 (IOS 8), la segunda desde el centímetro 300 hasta el 120 (límite 5/6) y la tercera desde el centímetro 120 hasta el techo.

La Figura 2.24 presenta la distribución de tamaños de la fracción fina ( $\phi < 50 \mu\text{m}$ ) en muestras representativas de las tres partes identificadas en el testigo TG-7, tanto para la totalidad de los componentes como para la fracción terrígena. Las curvas granulométricas de la fracción fina terrígena, muestran una distribución polimodal, con la moda principal a los  $3 \mu\text{m}$  ( $2\text{-}3 \mu\text{m}$  en la primera parte;  $3\text{-}5 \mu\text{m}$  en la segunda y tercera) y otra menos importante a los  $0.6 \mu\text{m}$ . Sin embargo existen diferencias en la angulosidad de la distribución granulométrica, destacando el primer periodo por presentar más del 50% de las partículas con un tamaño próximo a los  $3 \mu\text{m}$ . Otra importante diferencia es la distribución de las partículas terrígenas entre 10 y  $50 \mu\text{m}$  siendo éstas una población importante durante la segunda parte.

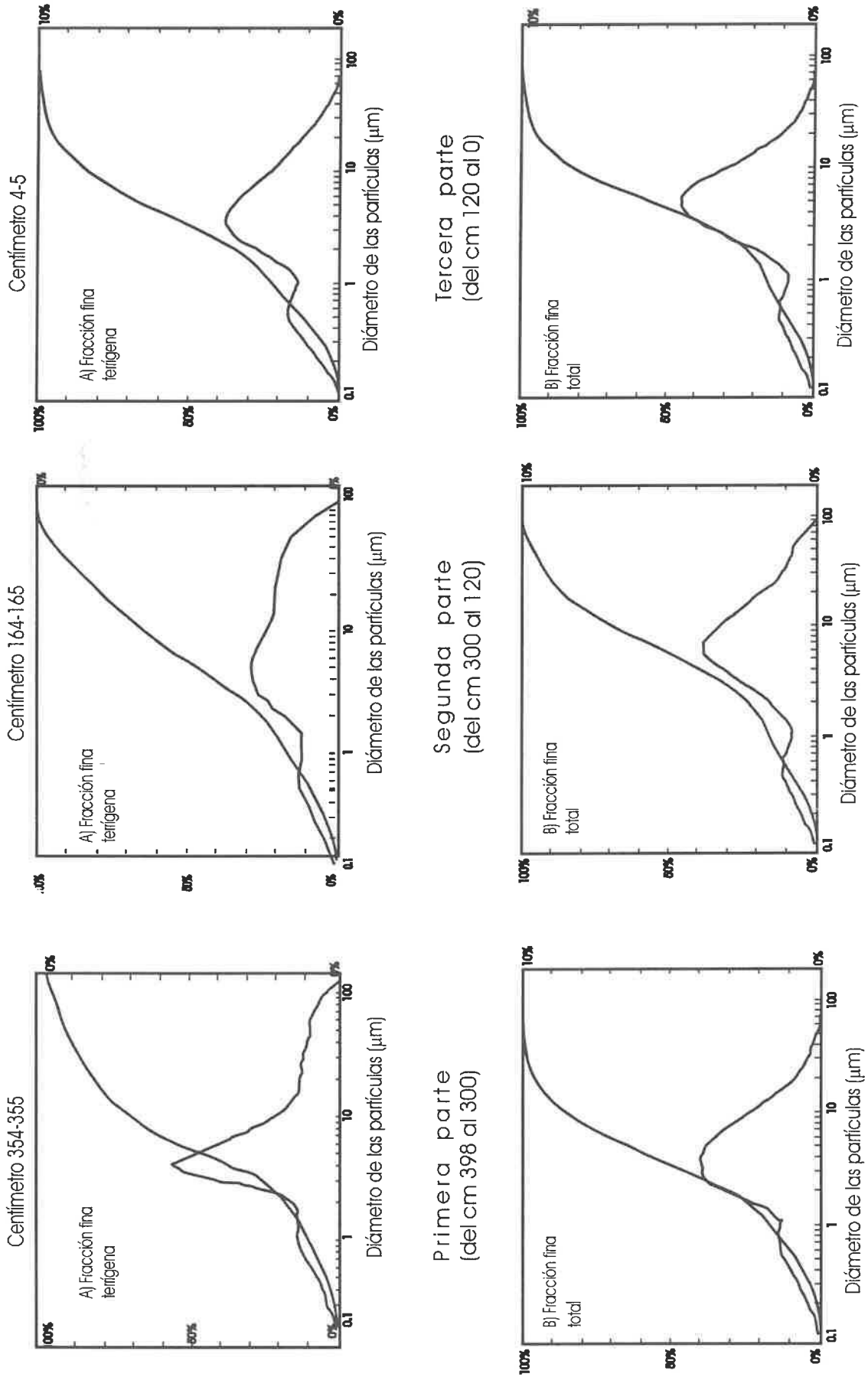
Las curvas granulométricas de la muestra fina total son polimodales, con la moda principal situada en torno a los  $5 \mu\text{m}$  ( $3\text{-}5 \mu\text{m}$  para la primera parte;  $5\text{-}7 \mu\text{m}$  para la segunda y  $5\text{-}6 \mu\text{m}$  para la tercera) y otra moda menos importante localizada alrededor de los  $0.5 \mu\text{m}$ .



**Figura 2.22 (izquierda):** Variación en profundidad de la mediana de la fracción  $< 50 \mu\text{m}$  calculada con el equipo Mastersize: a) muestra fina total; b) fracción fina terrígena.

**Figura 2.23 (derecha):** Variación en profundidad de la angulosidad de la fracción  $< 50 \mu\text{m}$  calculada con el equipo Mastersize: a) muestra fina total; b) fracción fina terrígena.





**Figura 2.24:** Distribución de frecuencias de tamaños y gráfica acumulada (calculadas con el equipo Mastersize para la fracción <50mm), en muestras de los tres periodos característicos del testigo TG-7. Centímetro 4 (1ª parte), centímetro 164 (2ª parte); centímetro 354 (3ª parte). Las figuras superiores representan la fracción fina no carbonatada y las inferiores el sedimento total.

## 6.- COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN ARCILLA

### 6.1.-Descripción de los resultados

La asociación de minerales arcillosos estudiada en 52 muestras distribuidas regularmente a lo largo del testigo TG-7 (Figura 2.25) está dominada por la esmectita (entre 16.63% y 61.76%, valor promedio 31.11%), seguida por la clorita (que oscila entre 5% y 45.18%, promedio 26.42%) y la caolinita (33.87%- 6.72%, valor medio 21.84%). La illita se presenta en porcentajes ligeramente inferiores (2.27- 32.87%, promedio 20.63%).

Como puede verse en la gráfica de la Figura 2.25, el contenido relativo de las arcillas no muestra ninguna tendencia a lo largo del testigo: el perfil obtenido para cada uno de los minerales arcillosos se mantiene siempre en torno al valor promedio y no describe las oscilaciones climáticas glaciares/interglaciares.

Las relaciones existentes entre los diferentes tipos de arcillas se han representado en la Figura 2.26, donde se recoge la evolución en profundidad de los cocientes esmectita/illita y esmectita/clorita. Ambas gráficas son representativas de las condiciones de meteorización química frente a las de meteorización física. Como puede observarse, tampoco por medio de estas relaciones se puede encontrar coincidencias con los periodos climáticos cálidos y fríos. El perfil de las curvas es prácticamente una línea recta (centrada en torno a los valores 1.5 para la relación esmectita/illita y 1.10 para la esmectita/clorita), que únicamente permite establecer una relación constante a lo largo del testigo entre los distintos términos arcillosos, pudiendo considerarse representativa de los aportes del continente.

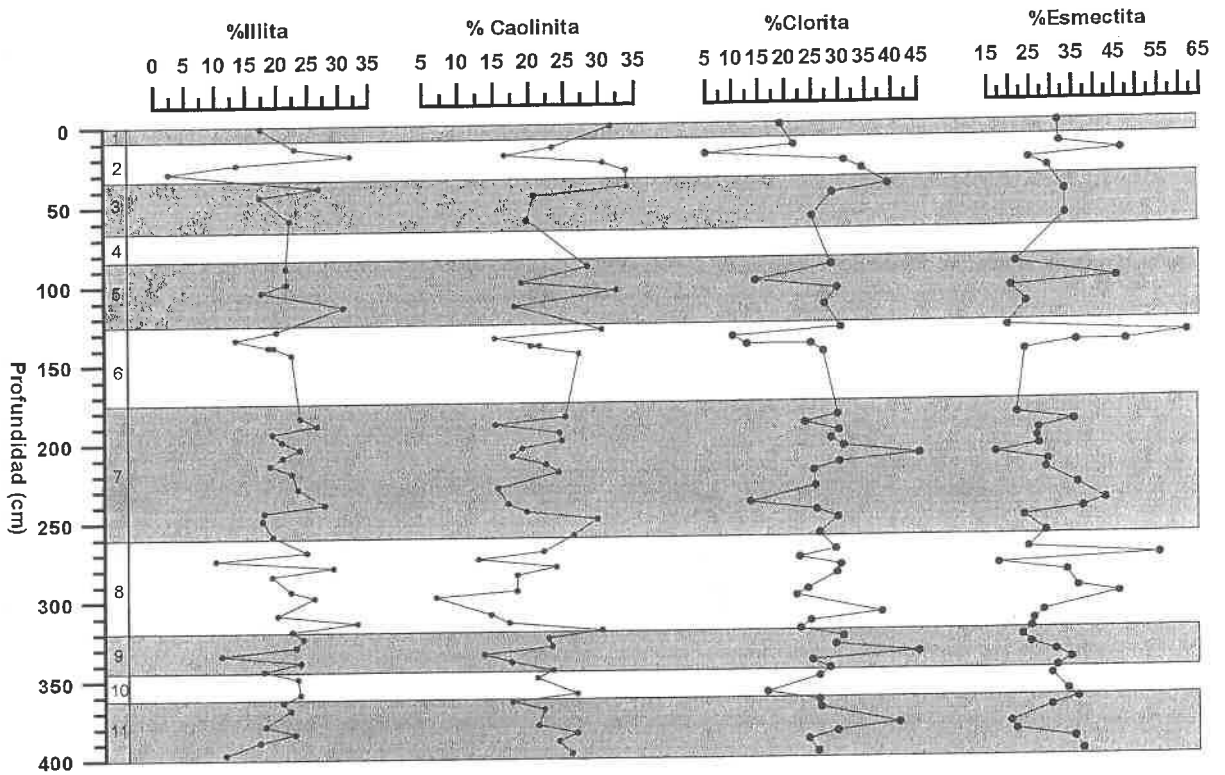
Por lo tanto el análisis de la mineralogía de arcillas en el testigo TG-7 no permite deducir ningún cambio paleoclimático especial ni variaciones en el área fuente durante el tiempo que comprende el registro del testigo TG-7.

### 6.2.- Comparación con otras zonas

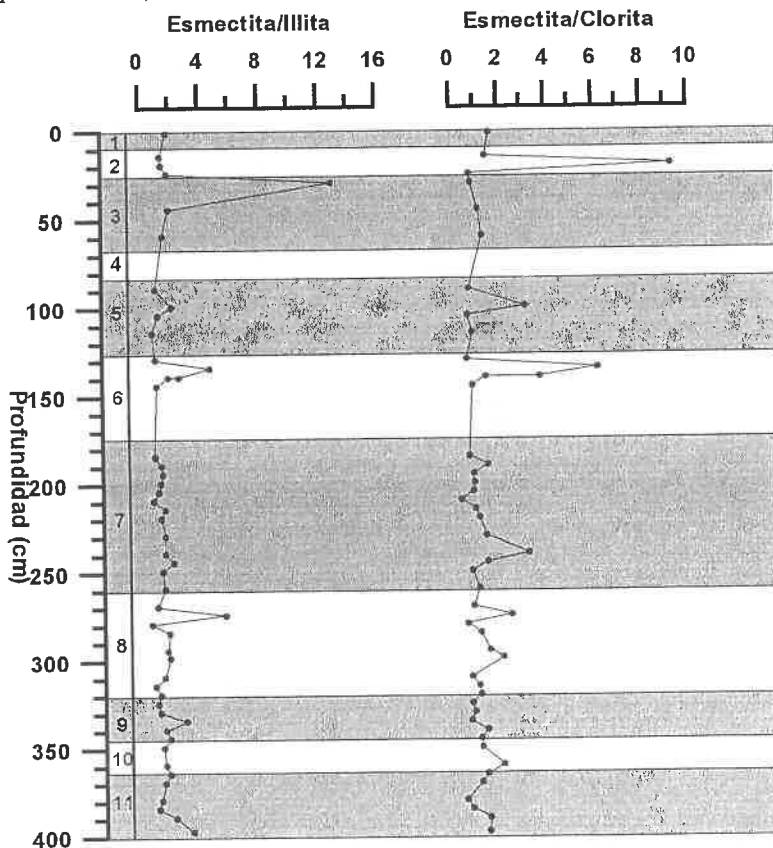
Un estudio similar al que se ha intentado abordar aquí y en una zona cercana a la nuestra, fue realizado por Lamy *et al.*, 1998. En su trabajo los autores estudian las variaciones sedimentológicas e infieren cambios paleoclimáticos en las proximidades de Norte Chico (27.5°S, en las costas del norte de Chile). Puesto que los testigos estudiados se encuentran situados en el talud continental, a escasa distancia del continente americano y en una zona especialmente sensible a los cambios climáticos, los minerales arcillosos se pudieron interpretar en términos de variaciones en la procedencia sedimentaria y cambios en las condiciones de meteorización. Probablemente la distalidad del testigo TG-7 y su posición en un alto morfológico condiciona un registro muy distinto al que tiene lugar en el talud continental.

En cuanto a la distribución espacial de los minerales de las arcillas, quizás el estudio más completo fue el realizado por Rosato y Kulm en el año 1981 (Figura 2.27). En él los autores analizan el contenido en arcillas de 52 muestras superficiales y 53 subsuperficiales representativas de sedimentos cuaternarios del margen continental de Perú y de la placa de Nazca encontrando que:

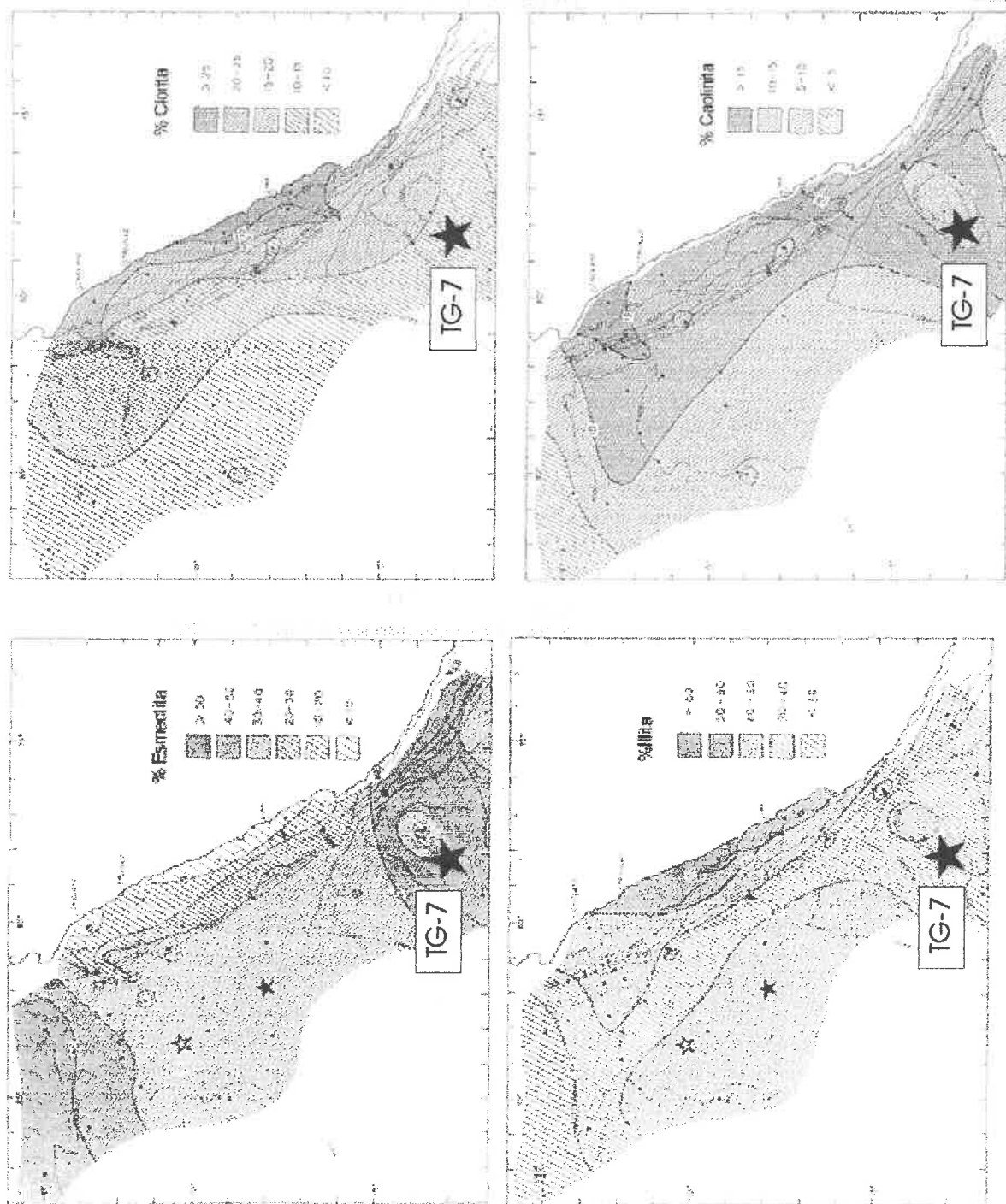
- la esmectita domina la distribución de los minerales arcillosos en dos áreas concretas: cerca del Ecuador (donde aparecen frecuentes detritos volcánicos) y al sur de 15°S (zona relacionada con los depósitos de cenizas volcánicas de los Andes). En el margen continental los sedimentos no presentan cantidades importantes de este mineral.
- Las concentraciones de illita decrecen generalmente según se incrementa la distancia desde el continente, encontrándose los contenidos más bajos en la dorsal de Nazca y en las proximidades del Ecuador. La concentración relativa de illita en los altos topográficos sugiere una gran importancia del transporte eólico.
- La clorita y la caolinita siguen patrones de distribución muy similares, disminuyendo su concentración según nos trasladamos desde el continente hacia mar abierto .



**Figura 2.25:** Porcentaje de los contenidos relativos de illita, caolinita, clorita y esmectita a lo largo del testigo TG-7. Las áreas sombreadas y claras hacen referencia a la extensión de los estadios interglaciares y glaciares (respectivamente).



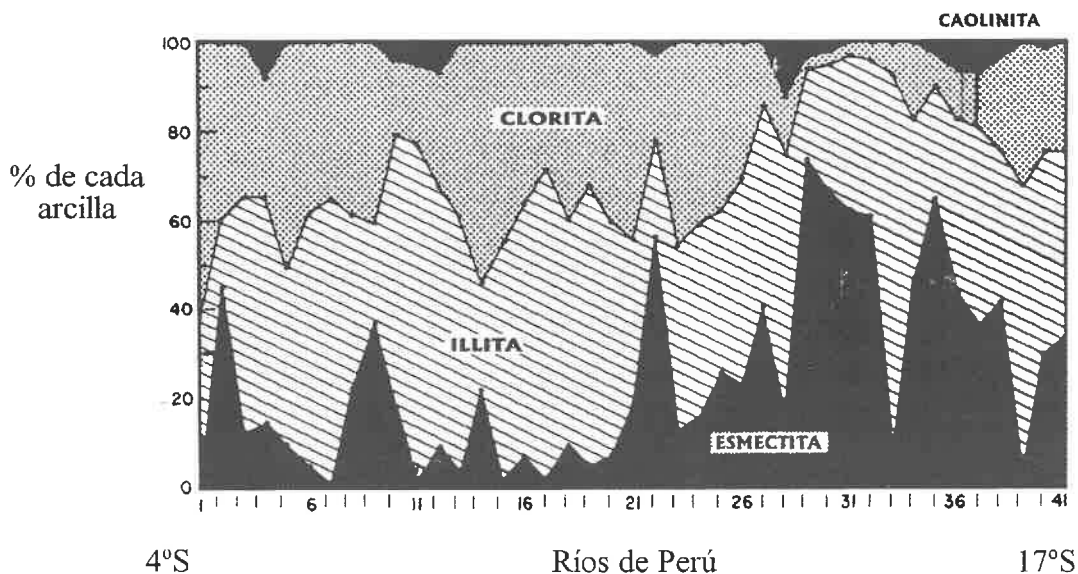
**Figura 2.26:** Relaciones entre los contenidos relativos de las diferentes arcillas a lo largo del TG-7. La relación esmectita/illita y esmectita/clorita son indicativas de la meteorización química frente a la física.



**Figura 2.27:** Distribución espacial de los minerales de las arcillas en la placa de Nazca y margen continental de Perú según Rosato y Kulm (1981) sobre el que se ha proyectado la posición del testigo TG-7. La asociación arcillosa esperada es similar a la analizada en el TG-7.

Situando el testigo TG-7 dentro de estos mapas de distribución superficial, éste se localiza dentro de la zona de predominio de la esmectita y bajo contenido de la illita, situación que describe perfectamente los porcentajes en que aparecen los diferentes minerales arcillosos de acuerdo con los análisis realizados.

Otro trabajo interesante es el de Scheidegger y Krissek, (1982) que estudian las abundancias relativas de los diferentes minerales arcillosos en muestras de los principales ríos de Perú (Figura 2.28). Si bien los porcentajes relativos de las arcillas presentan variaciones locales considerables, se observa una clara distinción entre dos posibles fuentes sedimentarias: al norte y al sur de 14°S. La abundancia de la clorita disminuye por un factor de 2 (30.3% frente a 14.3%) y la esmectita se incrementa en una cantidad similar (22.5% frente a 40.6%) cuando se cruza el límite entre las dos provincias, resultados que son consistentes con la disminución hacia el sur de las rocas metamórficas y el aumento en las rocas ígneas básicas. La illita es generalmente más abundante en el norte y la caolinita tiene una distribución aparentemente aleatoria. Los porcentajes con que se presentan las arcillas en el testigo TG-7 coinciden con el área fuente situada al sur de 14°S.



**Figura 2.28:** Abundancias relativas (%) de los diferentes grupos de minerales arcillosos en muestras de 41 ríos de Perú, distribuidos ordenadamente desde 4°S hasta 17°S, según Scheidegger y Krissek, (1982). La asociación de minerales cambia de manera destacable a partir de los 14°S (río número 26). La mineralogía encontrada en el TG-7 coincide con la del área fuente del sur de 14°S

## 7.- ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Mediante la técnica analítica de plasma de inducción acoplada (ICP) se calculó el contenido en Al, Fe, Mg, Mn, Cu, Ni, Zn, Ba, Ca y Sr cada 5 cm a lo largo del testigo TG-7. Los resultados obtenidos (Figura 2.29) se describen a continuación.

### 7.1.- Distribución de los elementos analizados en el testigo TG-7

El perfil general del porcentaje de aluminio decrece en profundidad. Alcanzándose los mayores valores en los estadios isotópicos 5 y 4, valores que, después de un mínimo en la transición entre los estadios 3 y 2, se mantienen a lo largo de los dos últimos (2 y mitad del 1). Otros máximos reconocidos de Al coinciden con la transición 8/9 y con la parte más moderna del estadio 7. Los mínimos más importantes se sitúan en la parte inferior del registro (IOS 11 y 10) y durante los estadios 8, 7, 6 y transición 3/2.

Este patrón de variación se reconoce también en el hierro y el magnesio. El manganeso, a su vez, muestra unos valores bastante constantes en torno al contenido promedio del testigo. Hay un conjunto de pequeños aumentos (distribuidos a lo largo de los estadios isotópicos 8, 7 y 6) y disminuciones (durante los estadios 11, 10, y 5). Lo más destacable de todo el perfil del manganeso, además de su contenido casi constante, es el importante máximo observable durante los 10 centímetros superiores y que sitúa el contenido en dos órdenes de magnitud por encima del resto del testigo.

El bario muestra una diferencia con respecto a la descripción general: el incremento en el porcentaje tanto durante el estadio 5 como durante el 11.

Los perfiles del cobre, níquel y zinc tienden a ser una línea recta con ligeros aumentos durante el final del estadio 8 y todo el 7, así como el final del 5, 4 y 3. La extensión de los máximos es ligeramente diferente según el elemento considerado. Los valores obtenidos para los estadios 11, 10 y 9 tienen mucho ruido e incluso en el caso del Ni no han podido calcularse.

El perfil general del porcentaje de calcio y estroncio aumenta en profundidad. Los valores más altos se localizan en los estadios isotópicos 11, 10, 8, y transición 7/6. Otros máximos reconocibles en registro aparecen durante las transiciones 7/6, 4/3, 3/2 y durante el estadio 1. Los mínimos se localizan durante la transición 10/9, estadios 8, 7, transición 5/4 y estadio 2.

Los valores promedios, máximos y mínimos obtenidos para todos los elementos químicos se presentan en la Tabla 2.3.

	%Al	%Fe	%Mg	%Mn	Cu(ppm)	Ni(ppm)	Zn(ppm)	%Ba	%Ca	%Sr
Valor promedio	2.828	1.883	0.727	0.034	49.219	13.082	46.070	0.174	25.116	0.122
Valor mínimo	1.100	0.990	0.379	0.021	20.830	4.370	18.082	0.102	19.099	0.094
Valor máximo	4.860	2.720	1.174	1.10 (*)	169.150	27.910	80.869	0.256	31.305	0.164

**Tabla 2.3:** Estadística de los análisis geoquímicos para el testigo TG-7. (\*) Valor anómalo del Mn obtenido para el primer centímetro que no se ha tenido en cuenta para obtener el valor promedio del testigo.

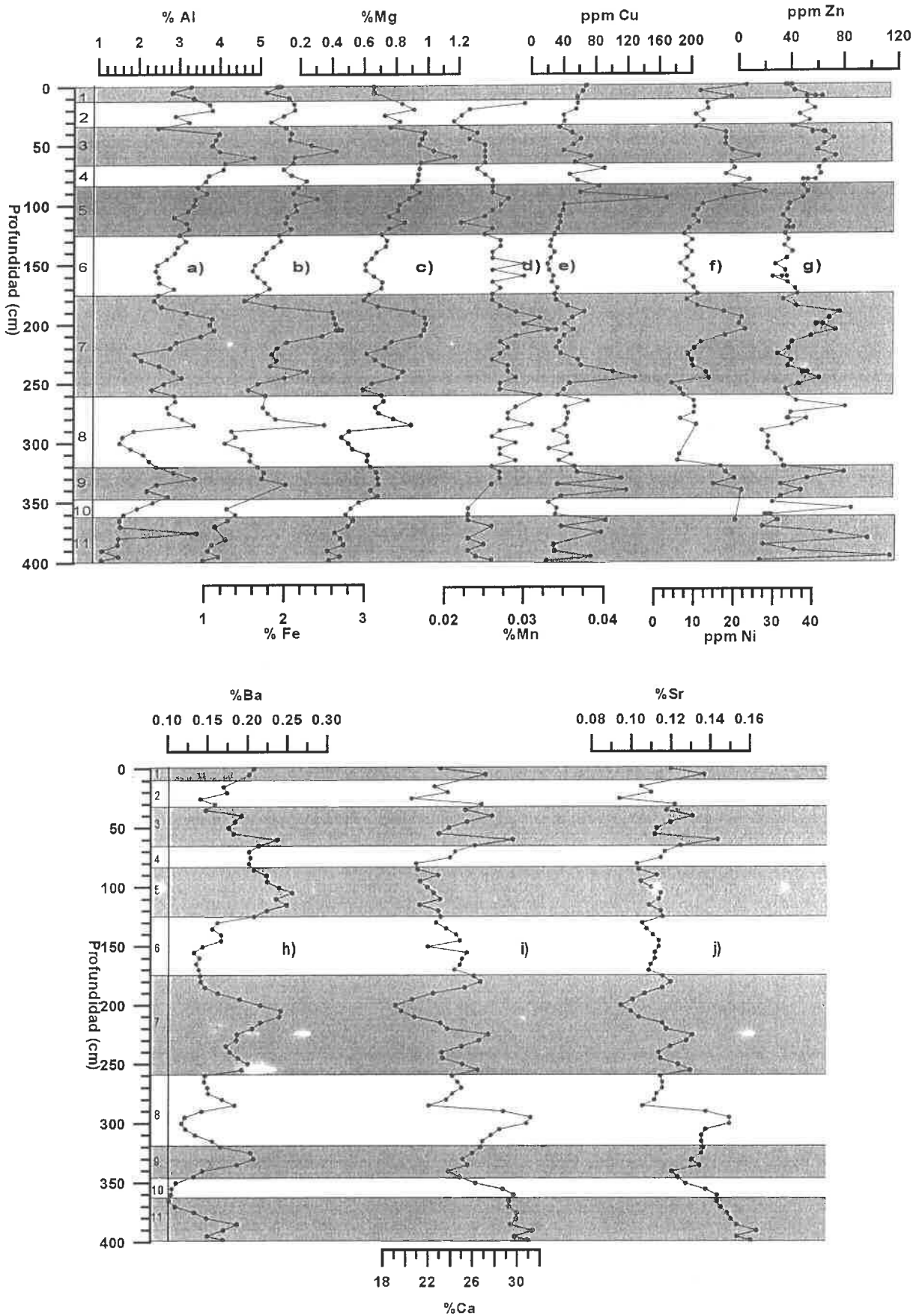


Figura 2.29: Evolución en profundidad del contenido en a)Al, b)Fe, c)Mg, d)Mn, e)Cu, f)Ni, g)Zn, h)Ba, i)Ca, j)Sr a lo largo del testigo TG-7. La alternancia de sombreados indica la extensión de los eventos isotópicos.

## **7.2.- Comparación con otras zonas**

Los valores de aluminio del testigo, son menores que los registrados en sedimentos superficiales de la placa de Nazca (4-6%) (Dymond, 1981), similares a los calculados para el testigo V19-29 (2.50-5.66%) localizado en la cuenca de Perú (3°35'S, 83°56'W) bajo la corriente del mismo nombre (Boyle, 1983), pero mayores que los calculados para el Pacífico ecuatorial (entre 0.16 y 1.69%) (Murray *et al.*, 1993).

No se disponen de demasiadas referencias sobre porcentajes de hierro, magnesio y manganeso en sedimentos de la placa de Nazca o de áreas cercanas. El testigo 710KH, localizado en la cuenca de Perú (92°30'W, 8°15'S) presenta contenidos en Fe, Mg y Mn superiores a los nuestros, que oscilan entre 2.57 y 5.58%; 1.14 y 1.70%; 0.68 y 0.13% respectivamente (Stoffers *et al.*, 1982). Por su parte el testigo V19-29 contiene cantidades de Fe, Mg y Mn cercanas a los valores del TG-7: entre 1.13 y 3.33% de Fe, 0.53 y 1.81% de Mg y 0.010 y 0.049% de Mn (Boyle, 1983).

Más escasos aún son los testigos en donde se ha analizado cobre, níquel o cinc. Así encontramos en el testigo 710KH valores mínimos y máximos entre 300 y 520 ppm para el Cu, 200 y 310 ppm para el Ni y entre 160 y 270 ppm para el Zn (Stoffers *et al.*, 1982). Fuera de la zona de estudio, en la vecina cuenca de Guatemala, se han citado valores de cobre oscilando entre 234 y 867 ppm; de níquel entre 206 y 906 ppm y de cinc entre 233 y 553 (Finney *et al.*, 1988). Por último Krissek *et al.*, 1980 estiman que los sedimentos de procedencia terrígena del margen continental de Chile-Perú y de la placa de Nazca tienen un contenido promedio de cobre y níquel de 243 y 317 ppm respectivamente. Como puede observarse los porcentajes descritos en estos trabajos son muy altos respecto a los promedios de sedimentos marinos, por lo que deben ser considerados con precaución.

En cuanto al bario, los valores del testigo TG-7 son similares a los registrados en las zonas próximas. Así, en el Pacífico ecuatorial Schroeder *et al.*, (1997) calcula porcentajes que oscilan entre 0.1 y 0.35%; en el área afectada por el upwelling de Perú Von Breyman *et al.*, (1990) obtienen valores entre 0.03 y 0.25% y en la cuenca de Perú Weber *et al.*, (1995) habla de contenidos entre 0.8 y 1.3% o entre 0.28 y 1.11% según Stoffers *et al.*, (1982).

Los porcentajes de calcio del testigo TG-7 son mayores que los calculados por Finney *et al.*, 1988 para la cuenca de Guatemala, que oscilan entre 9.12 y 24.09% y que los obtenidos para el testigo 710KH en la cuenca de Perú (Stoffers *et al.*, 1982) que van de 4.24 a 13.39%. Como referencia para comparar los porcentajes de estroncio, sólo se disponen de las estimaciones de Krissek *et al.*, 1980 que ofrece un valor de 0.317% para los sedimentos terrígenos del margen continental de Chile-Perú y de la placa de Nazca, porcentaje bastante superior al encontrado en el testigo objeto de estudio.



## 8.- CONTENIDO EN CARBONATO CÁLCICO

### 8.1.- Descripción de los datos

El carbonato cálcico del testigo TG-7 oscila entre 48 y 80% (promedio 61%) (Figura 2.30). El perfil de los máximos y mínimos de carbonatos en el testigo sigue en líneas generales la esperada relación que une los máximos en abundancia con los periodos glaciares y los mínimos valores con los interglaciares, conocida para el océano Pacífico (Hays *et al.*, 1969; Farrel y Prell, 1989). Sin embargo el registro del carbonato cálcico del TG-7 muestra un incremento con la profundidad, mostrando una mayor variabilidad y un mayor porcentaje por debajo del estadio isotópico 6. Desde la base del testigo hasta este periodo es posible asociar los porcentajes más altos de carbonato cálcico con las épocas frías (excepto para los máximos relativos de los interglaciares 11 y 7), siendo esta relación menos evidente desde el estadio isotópico 6 en adelante. El registro del TG-7 muestra un amplio e intenso máximo de carbonato entre los estadios isotópicos 11 y 10, un distintivo máximo durante el periodo 8 y picos menos importantes a lo largo de los estadios 7 y 6.

Los contenidos más bajos en  $\text{CaCO}_3$  del testigo TG-7 están localizados en la transición 10/9, estadio 8, estadio 7. Tal y como se resalta en los testigos ecuatoriales (Marcantonio *et al.*, 1996; Broecker y Sanyal, 1997; Farrell y Prell, 1989) los periodos de mínima preservación están desfasados en relación con el registro isotópico, presentándose hacia las transiciones más que durante los momentos de mínima extensión de los hielos.

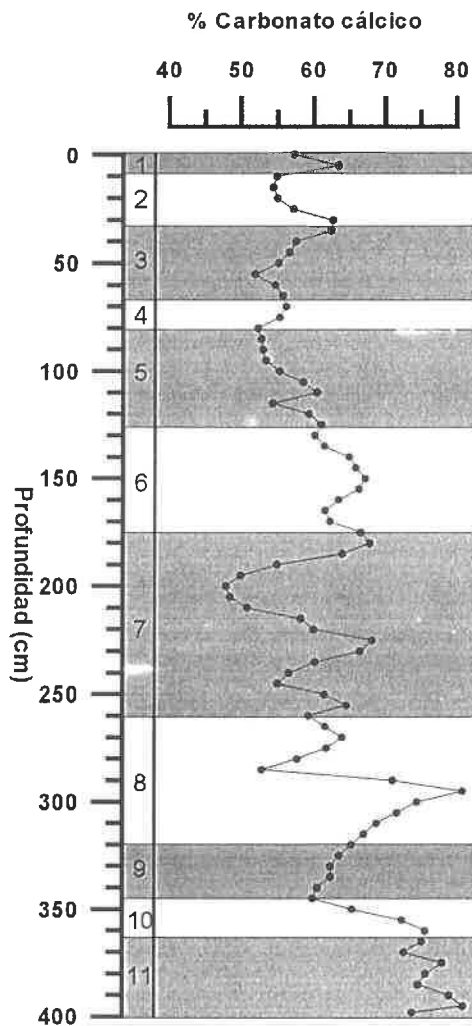


Figura 2.30: Variación del contenido en carbonato a lo largo del testigo TG-7 y su relación con los estadios isotópicos.

## 8.2.- Comparación con otras zonas

Los valores de carbonatos del testigo TG-7 son similares a los registrados en el Pacífico Ecuatorial: 50-97% (Snoeckx y Rea, 1994) y cuenca de Perú: 58-82% libre de ópalo (Lyle *et al.*, 1988), pero mayores que los calculados en el margen continental de Perú: <10-60% (Oberhänsli *et al.*, 1990) o el margen continental del Norte de Chile: 8-22% (Lamy *et al.*, 1998).

Puesto que el registro en carbonatos es bastante detallado en esta zona, se puede tratar de establecer una comparación con zonas geográficas diferentes: el Pacífico ecuatorial y la cuenca del Perú y el margen continental de Chile-Perú. En la Tabla 2.5 se presenta la localización de los testigos utilizados para la estratigrafía de carbonatos.

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad	Referencia
V24-58	2° 16' N	141° 40' W	4490	Hays <i>et al.</i> , 1969
RC11-209	3° 39' N	140° 04' W	4400	Hays <i>et al.</i> , 1969
RC11-210	1° 49' S	140° 03' W	4420	Chuey <i>et al.</i> , 1987
VNTR01-09	3° 0.2' S	110° 29.4' W	3860	Snoeckx y Rea, 1994
VNTR01-10	4° 30.4' S	102° 00.9' W	3405	Snoeckx y Rea, 1994
VNTR01-12	3° 00.9' S	95° 04.9' W	3535	Snoeckx y Rea, 1994
VNTR01-13	3° 05.3' S	90° 49.5' W	3304	Snoeckx y Rea, 1994
V21-33	3° 48' S	92° 05' W	3726	National Oceanic & Atmospheric Administration data base
RC11-236	4° 50' S	86° 49' W	3687	National Oceanic & Atmospheric Administration data base
V19-28	2° 28' S	84° 39' W	2670	Lyle <i>et al.</i> , 1988
77KL y 9KL	6° 34' S	90° 28' W	4130	Weber <i>et al.</i> , 1995
ODP112 680A	11° 3.90' S	78° 4.67' W	252.4	Shipboard Scientific Party, 1988
GeoB 3375-1	27° 28' S	71° 15' W	1947	Lamy <i>et al.</i> , 1998
TG-7	17° 14.01' S	78° 6.27' W	3120	Este estudio

Tabla 2.5: Localización de los testigos utilizados para la estratigrafía de carbonatos.

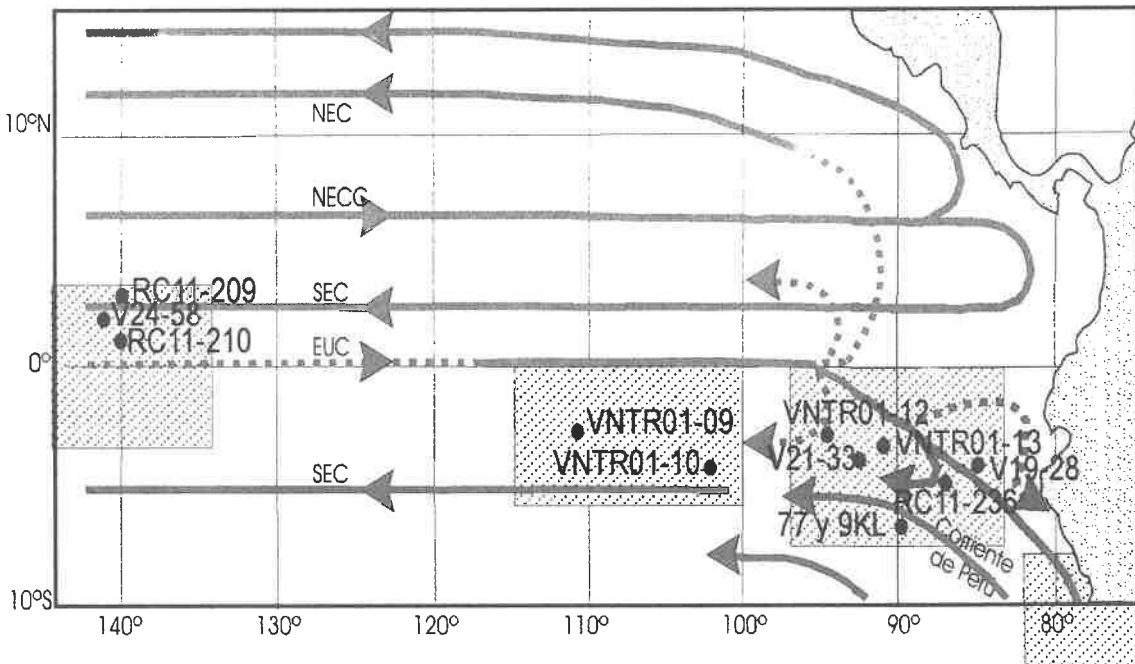


Figura 2.31: Posición de los testigos para los que se ha establecido una estratigrafía de carbonatos, enmarcada dentro del sistema de corrientes del Pacífico Ecuatorial (según Wyrтки, 1966). NEC: corriente Norecuatorial; NECC: Contracorriente Norecuatorial; SEC: Corriente Surecuatorial y EUC: corriente ecuatorial submarina. Las líneas continuas representan corrientes superficiales y las punteadas subsuperficiales.

### a) Comparación con otros registros de carbonatos del Pacífico Ecuatorial

La estratigrafía de los carbonatos de los testigos V24-58 y RC11-209 (Figura 2.32), presentada por Hays *et al.* (1969) ha sido utilizada como un registro estándar de los carbonatos del Pacífico (Thompson y Saito, 1974; Valencia, 1977). Dichas curvas de referencia muestran 9 picos (máximos de carbonatos) durante la época paleomagnética Brunhes. Los códigos para nombrar a estos picos consisten en letras que identifican la época de la polaridad magnética (B, Brunhes; M, Matuyama) y un número par o impar que indica un máximo o un mínimo en  $\text{CaCO}_3$ , respectivamente. Excepto para el estadio 2, los números de los estadios de los carbonatos van dos números retrasados en relación con la notación empleada para la estratigrafía isotópica.

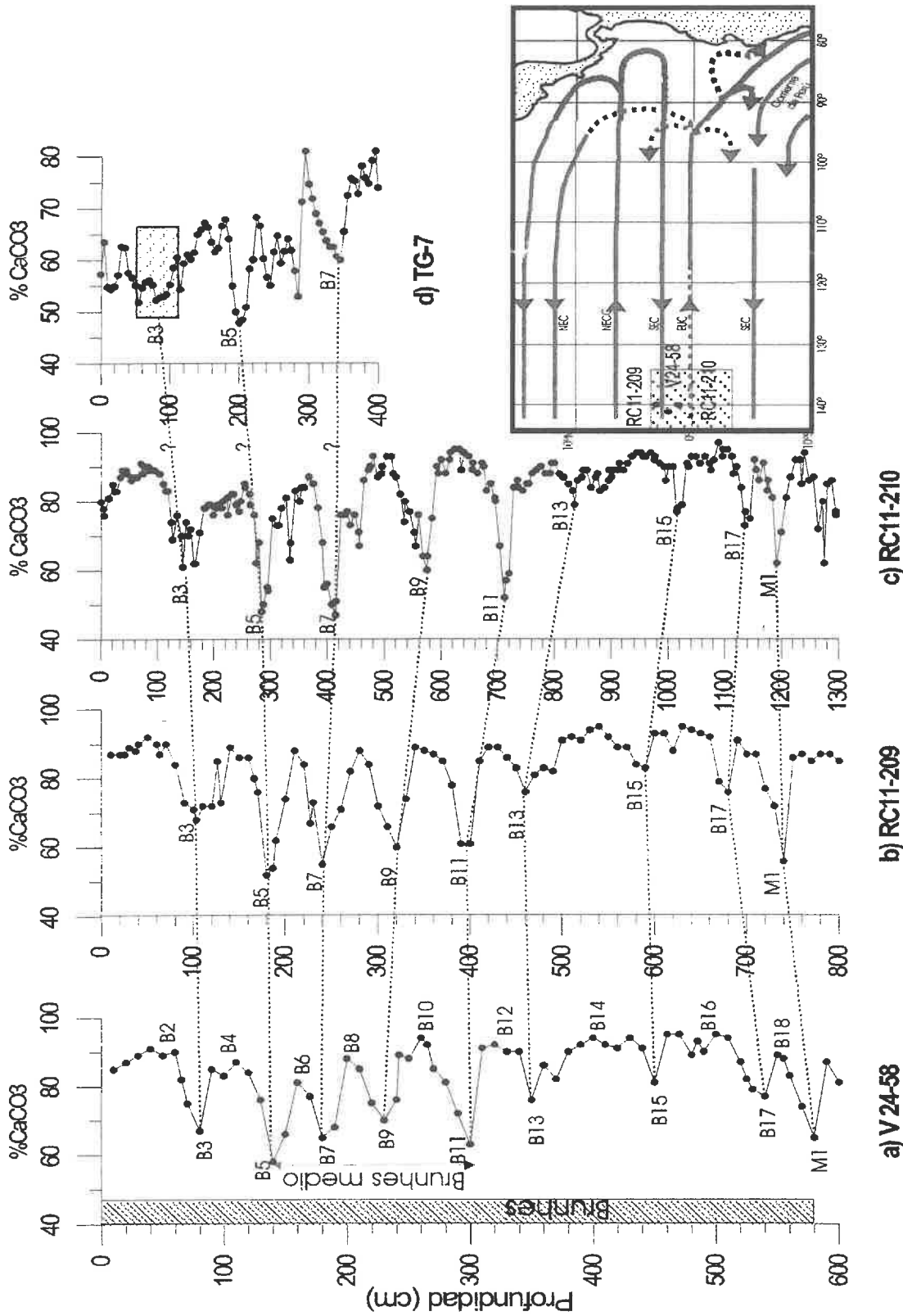
Este registro clásico de carbonatos, en contraste con el del Atlántico, se caracteriza por presentar los valores más altos durante las épocas glaciares y los más bajos durante los interglaciares. Los máximos disminuyen desde el evento carbonatado B-18 hasta un mínimo relativo localizado en el evento B-6 (aproximadamente a los 250 Ka), mostrando una posterior recuperación en los eventos B-4 y B-2. Los ciclos del Brunhes inferior (B-18 al B-12) se caracterizan por presentar una baja amplitud en la variación del porcentaje de carbonato glaciario/interglaciario, con valores de  $\text{CaCO}_3$  relativamente altos en los interglaciares. Por el contrario los ciclos intermedios del Brunhes (B-11 al B-5) muestran una amplitud glaciario/interglaciario muy importante. Este cambio de amplitud y magnitud del registro carbonatado en el Brunhes medio parece ser un fenómeno a escala global: ha sido localizado en testigos del Pacífico y del N. del Atlántico (Crowley, 1985), y en el océano Índico ecuatorial (Peterson y Prell, 1985). Dicho periodo de tiempo (B-11/B-5), se corresponde con un aumento de disolución que se extiende entre 450 y 200 Ka, que se interpreta como un desplazamiento a largo plazo del reservorio del carbonato de agua profunda (Crowley, 1985). En el Pacífico Ecuatorial central los registros carbonatados V24-58, RC11-209 y RC11-210 (Figura 2.32) presentan un evento de disolución durante el Brunhes medio que es identificable por los máximos de  $\text{CaCO}_3$  un tanto bajos y por la gran amplitud de variación en los eventos B-11 a B-5, hecho que contrasta marcadamente con la baja amplitud y el mayor contenido en carbonato de los ciclos más antiguos (M-1 a B-12) (Figura 2.32).

Si bien este patrón clásico de abundancia de calcita se encuentra generalizado para el Pacífico Ecuatorial Central (Hays *et al.*, 1969; Farrell y Prell, 1989), es de limitada extensión en la zona más al este. Así Snoeckx y Rea (1994) proponen dos modelos de variación del contenido de carbonato cálcico diferentes para los testigos situados en la zona oriental del Pacífico Ecuatorial: al este y al oeste de  $95^\circ\text{W}$ .

Al este de  $95^\circ\text{W}$ , lugares donde confluye la corriente de Perú con la corriente sur ecuatorial, el registro de  $\text{CaCO}_3$  se caracteriza por un mínimo expandido en el evento B-3 (aproximadamente el estadio 5 en la estratigrafía isotópica) y un incremento en profundidad del contenido en carbonato cálcico desde el evento B-4 hasta el B-10 (estadios isotópicos 6 al 12 respectivamente) (Figura 2.33). También está presente un estadio B-5 con valores muy bajos y mínimos poco importantes en los interglaciares B-7 y B-9. La amplitud glaciario/interglaciario es baja, inferior al 20%, mientras que las fluctuaciones del carbonato dentro de los estadios glaciares (p.ej. B-6) son normalmente tan grandes como las de los ciclos glaciares/interglaciares. El episodio de disolución del Brunhes medio, registrado en el Pacífico Ecuatorial Central, parece que no ha afectado al contenido de carbonato de estos testigos, aunque otra posible interpretación puede ser que la abundancia en carbonato y su amplitud no sean registros adecuados para medir la disolución de esta área (Snoeckx y Rea, 1994).

Al oeste de  $95^\circ\text{W}$ , área afectada por la corriente surecuatorial los testigos VNTR01-09 y VNTR01-10, registran valores altos en  $\text{CaCO}_3$  y una amplitud glaciario-interglaciario baja (Figura 2.34). El evento B-3 reduce su importancia, tanto en amplitud como en profundidad de intervalo. Dado que la banda latitudinal sobre la cual este mínimo de carbonato es importante se estrecha y se deriva hacia el ecuador, Snoeckx y Rea 1994 lo relacionan con la influencia de la corriente de Perú. El aumento del contenido en  $\text{CaCO}_3$  con la profundidad es más moderado que en la región oriental y la época de disolución del Brunhes medio tampoco afecta a los testigos.

El registro carbonatado del testigo TG-7, como puede verse en la Figura 2.32, no presenta los mismos patrones que los testigos ecuatoriales. Sin embargo su perfil de distribución es mucho más similar a lo descrito para el Este del Pacífico Ecuatorial. Así en la Figura 2.33 puede observarse como el mínimo expandido del evento B-3, la ausencia de disolución en el Brunhes medio, y la amplitud de la fluctuación tanto dentro de los glaciares como en los ciclos glaciares/interglaciares son sucesos identificables en el registro del TG-7.



**Figura 2.32:** Registro de la abundancia de carbonatos mostrando el perfil clásico del Pacífico Ecuatorial. Los códigos consisten en una letra que identifica la época paleomagnética (B, Brunhes; M, Matuyama) y un número par o impar según sean máximos o mínimos de carbonatos. Posible correlación con el testigo TG-7. En el mapa se indica la situación de los testigos utilizados en la estratigrafía de carbonatos, enmarcada dentro del sistema de corrientes del Pacífico Ecuatorial (según Wyrki, 1966). NEC: corriente Norecuatorial; NECC: Contracorriente Norecuatorial; SEC: Corriente Surecuatorial y EUC: corriente ecuatorial submarina.

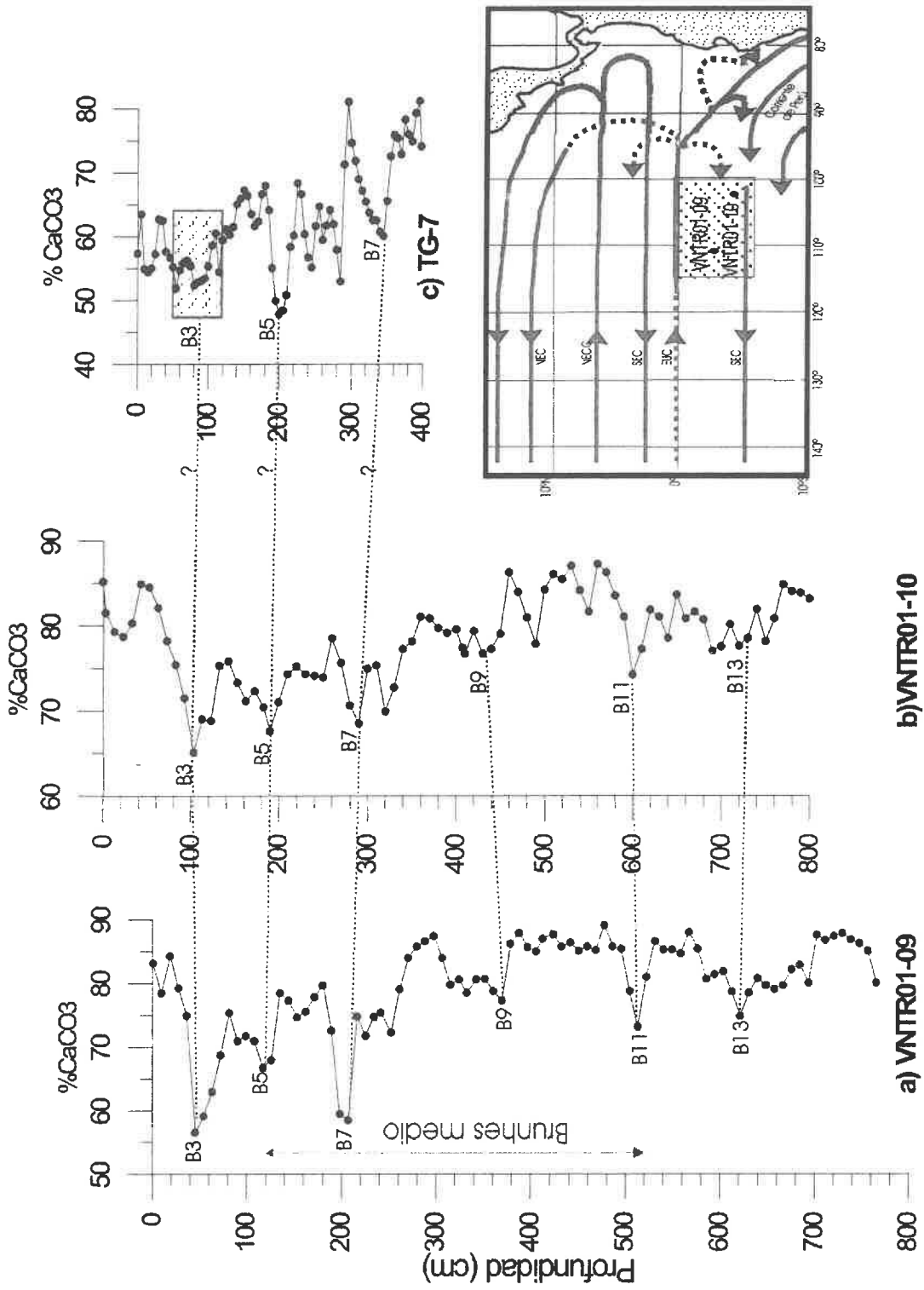


Figura 2.33: Estratigrafía de carbonatos al este de 95°W y posible correlación con el registro del TG-7. La correlación está basada en la estratigrafía de carbonatos e isotópica. Leyenda igual que en la figura 2.31.

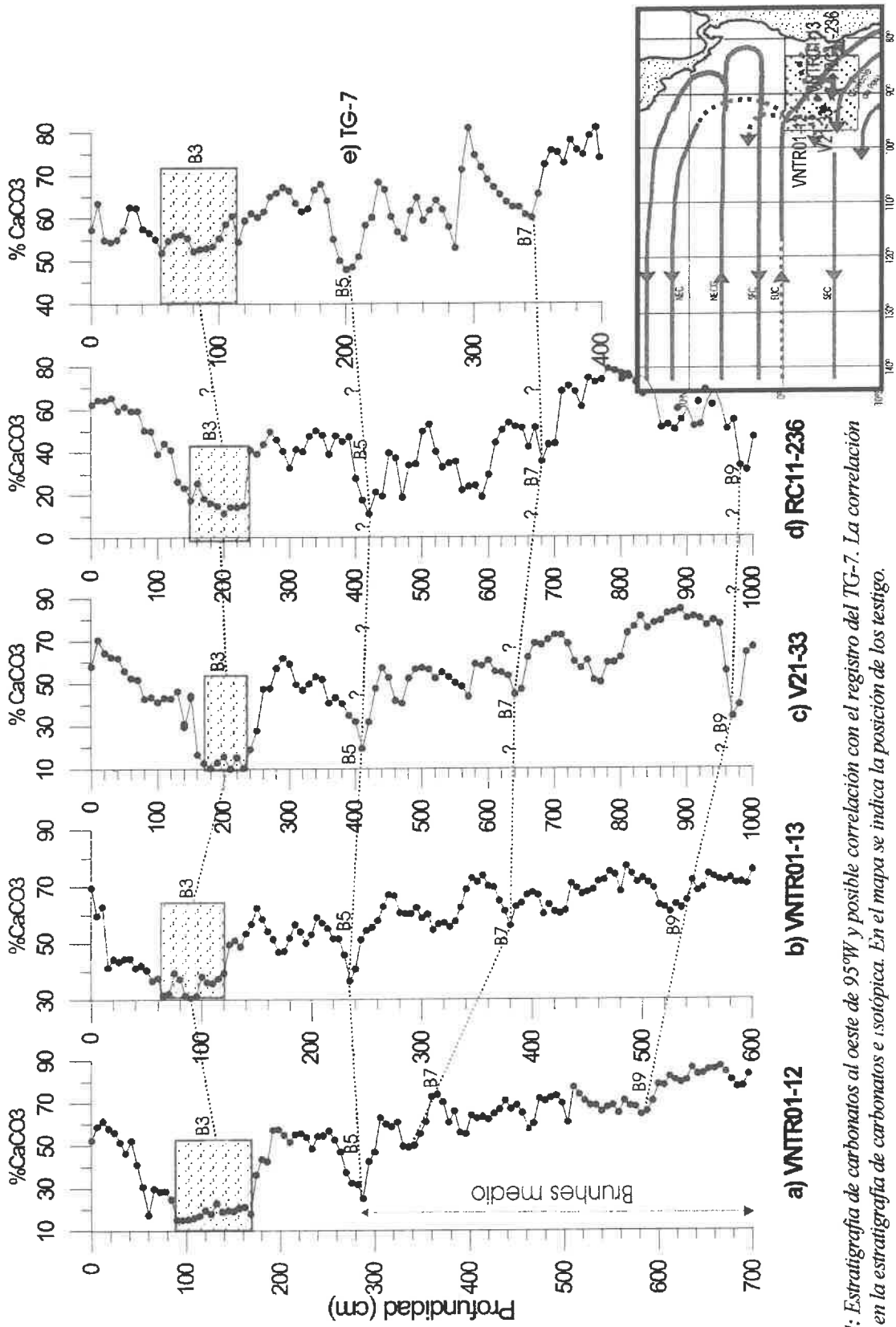


Figura 2.34: Estratigrafía de carbonatos al oeste de 95°W y posible correlación con el registro del TG-7. La correlación está basada en la estratigrafía de carbonatos e isotópica. En el mapa se indica la posición de los testigos.

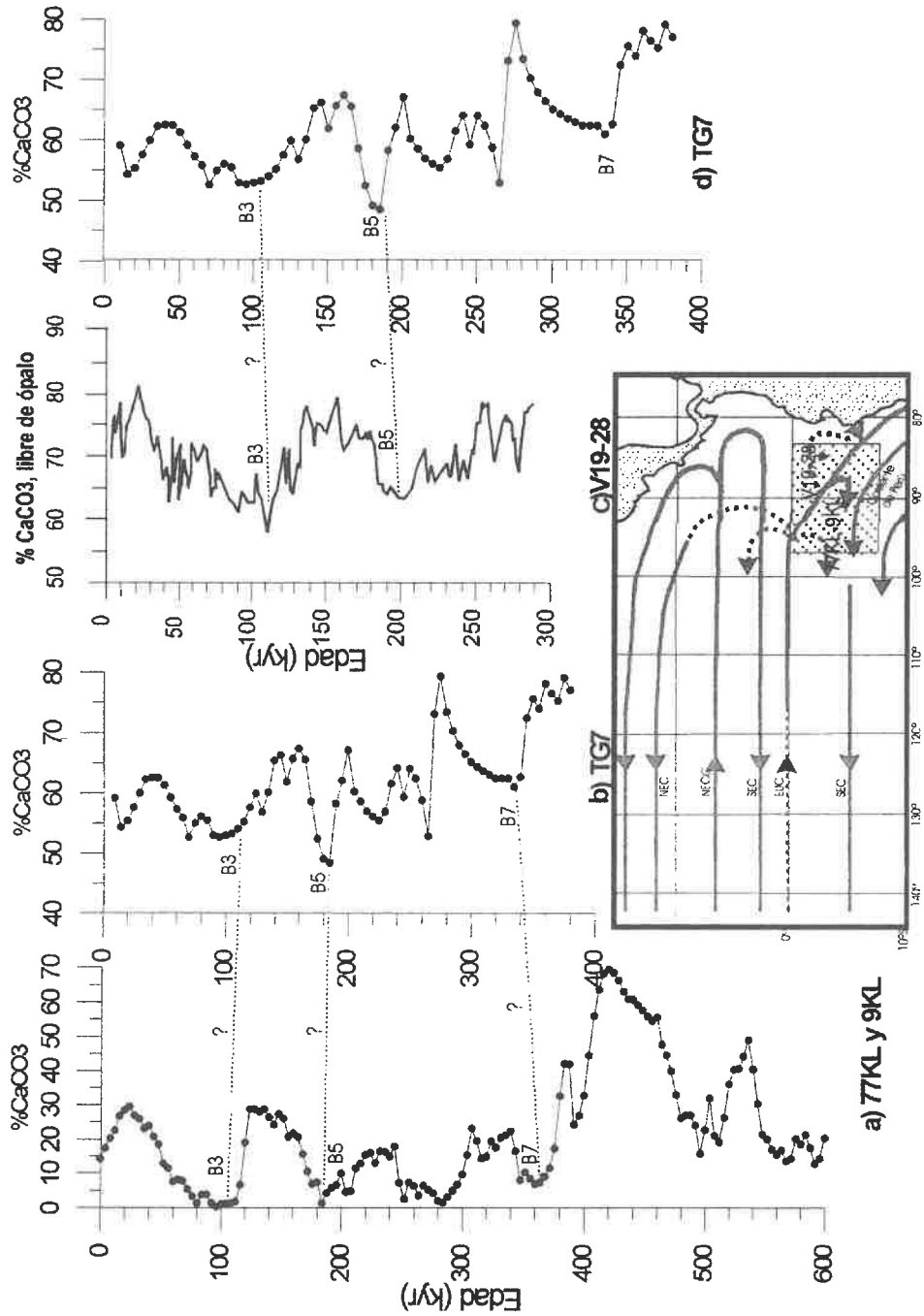


Figura 2.35: Estratigrafía de carbonatos en la cuenca de Perú. Posible correlación con el registro del testigo TG-7.

## b) Comparación con otros registros de carbonatos: cuenca de Perú y margen continental de Chile-Perú.

Próximo al testigo TG-7 se encuentran los registros carbonatados V19-28 y 77KL/9KL. El primero de ellos (Lyle *et al.*, 1988) está localizado en el flanco sur de la dorsal de Carnegie, limitando con la cuenca de Perú ( $2^{\circ}28'S$ ,  $84^{\circ}39'W$ , 2670 m) y se extiende a lo largo de los últimos 300.000 años. El segundo (Weber *et al.*, 1995) que abarca los últimos 1.25Ma, está situado a mayor profundidad que el TG-7 (4130m), inmediatamente al sur de la corriente surecuatorial dentro de la cuenca de Perú ( $6^{\circ}34'S$ ,  $90^{\circ}28'W$ ). Esta profundidad se encuentra justo encima del nivel de compensación de la calcita, por lo que el registro presenta valores muy bajos de carbonatos. En ambos testigos (Figura 2.35) se observa la tendencia general del este del Pacífico Ecuatorial:

- un mínimo expandido en el evento carbonatado B-3 (estadio isotópico 5),
- un incremento de la concentración de carbonato con la profundidad,
- el no verse afectado por el periodo de disolución del Brunhes medio,
- la amplitud de variación glacial/interglacial baja pero importante dentro de los estadios glaciares (especialmente B-6).

El testigo TG-7 presenta una elevada similitud con ambos registros. Sin embargo existen varias diferencias destacables entre ellos: el porcentaje de carbonato estimado para el evento B-2 en el TG-7 es más bajo que en el registrado por los otros testigos. Además existen dos mínimos muy marcados en el TG-7 localizados a los 180 (B-5) y 265 Ka (dentro del B-6) que superan el valor de los mínimos equivalentes encontrados en los testigos de referencia.

A diferencia de lo que ocurre con la cuenca de Perú, el registro del TG-7 no se parece al obtenido para el margen continental de Perú ODP leg 112 hole 680A (Suess *et al.*, 1988) (Figura 2.36). Este testigo se encuentra situado bajo la zona de upwelling de Perú, por lo que su porcentaje en carbonato registra las variaciones en productividad del upwelling, teniendo por tanto muy poco en común con las condiciones oceanográficas presentes en el testigo TG-7. Por otro lado aunque únicamente es posible correlacionar los primeros 120.000 años, el registro del TG-7 tampoco es idéntico al del testigo GeoB 3375-1, localizado en el margen de Chile (Lamy *et al.*, 1998). En este no es posible identificar el mínimo expandido del evento B-3, por lo que quizás estemos también ante un registro muy costero que no puede correlacionarse con las condiciones existentes fuera del talud continental.



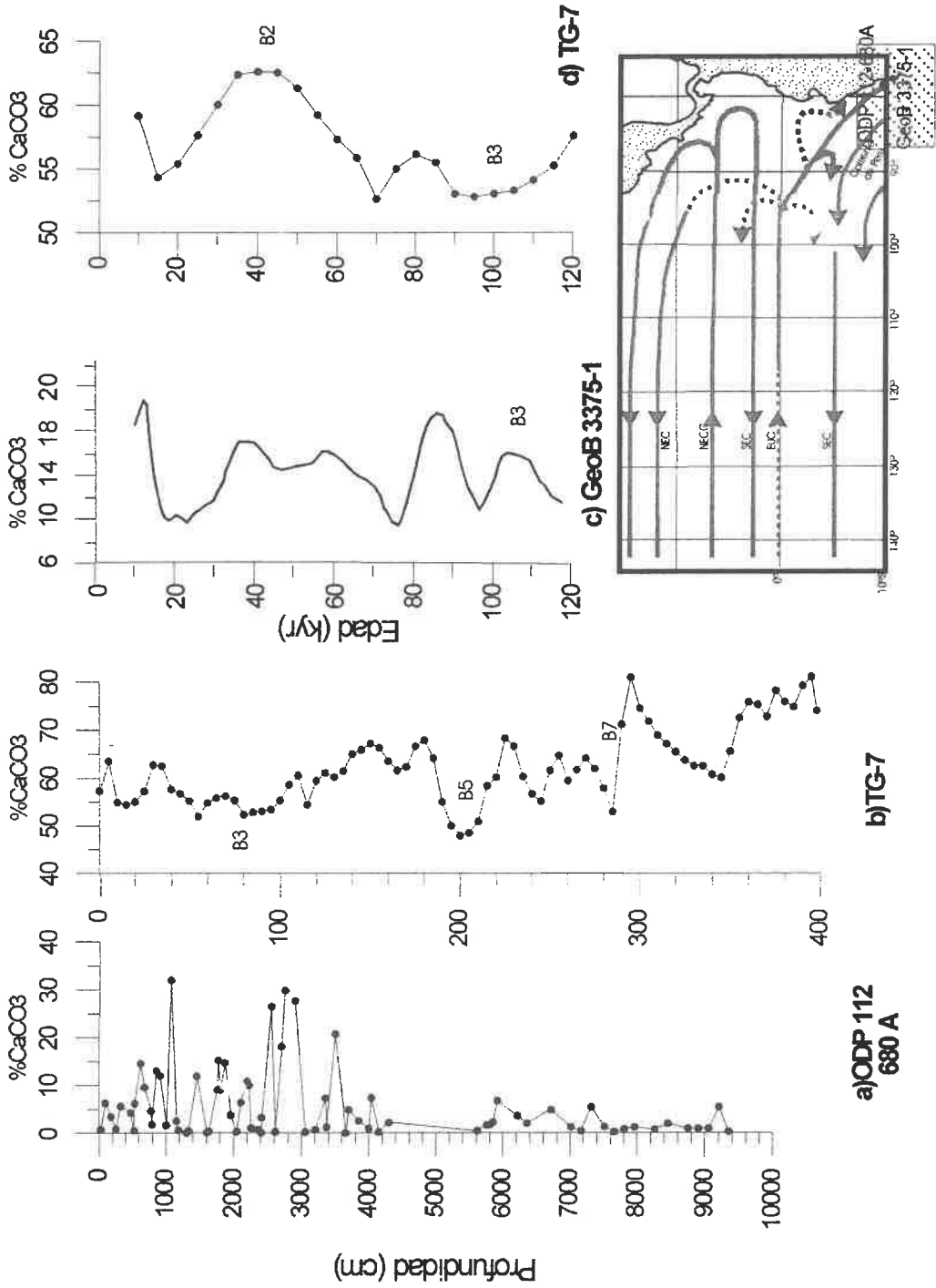


Figura 2.36: Estratigrafía de carbonatos en el margen de Chile-Perú. Posible correlación con el registro del testigo TG-7.

## 9.- CONTENIDO EN SÍLICE BIOGÉNICA

### 9.1.- Descripción de los datos

El contenido en ópalo del testigo TG-7 muestra unas fluctuaciones muy pequeñas que oscilan entre 1.35% y 5.45% (promedio 2.68%) y que no son fáciles de interpretar en términos de estadios glaciares/interglaciares (Figura 2.37). A lo largo del perfil aparecen ligeros incrementos desde el estadio isotópico 8 hasta el 5, si bien los mayores porcentajes se encuentran durante los estadios 2 y 1. Valores más bajos que el promedio están presentes desde el estadio 11 hasta la mitad del 8.

El registro obtenido puede ser un buen ejemplo de cómo el comportamiento de un componente minoritario en el sedimento (ópalo) responde a las variaciones del mayoritario, en este caso del carbonato cálcico. Para cuantificar la verdadera variabilidad de la sílice biogénica evitando la aparente anticorrelación con el  $\text{CaCO}_3$ , los valores de ópalo fueron recalculados en muestras libres de carbonato mediante la fórmula:

$$\% \text{ ópalo libre de carbonato cálcico} = \frac{(\% \text{ ópalo} * 100)}{(100 - \% \text{ CaCO}_3)}$$

Esta manera de presentar los datos elimina las correlaciones negativas impuestas por la dilución y no introduce las correlaciones positivas que conllevan los datos de flujos de partículas debidas a la multiplicación de cada conjunto de datos por una tasa de sedimentación común Lyle *et al.* (1988). De este modo se obtuvieron porcentajes de sílice que oscilan entre 4.6 y 12.75% (valor promedio 7.13%) (Figura 2.37b). Los mayores contenidos de ópalo en el sedimento se encuentran durante el estadio 6 y transición al 5, y en los 40cm superiores del testigo (estadios isotópicos 2 y 1). El porcentaje es marcadamente más bajo durante los estadios 9, 7, y transición 5/4 si se compara con los intervalos de alrededor.

La contribución de la matriz arcillosa al contenido total de ópalo se ha estimado en 21 muestras repartidas a lo largo del testigo (siguiendo el método de la doble extracción explicado en el capítulo de metodología). Los resultados muestran una "contaminación" por parte de los silicoaluminatos muy constante en todo el registro, con valores oscilando en torno a 0.62-1.43% o bien 2.16 - 3.34% (en muestras libres de carbonato) (Figura 2.37). El porcentaje real de sílice biogénica sería la diferencia entre ambos valores.

### 9.2.- Comparación con otras zonas del Pacífico

El contenido en ópalo del testigo TG-7 es bajo si se compara con los sedimentos superficiales de las proximidades de la costa chilena-peruana (promedio 13%, DeMaster, 1981); con el testigo 77KL de la cuenca de Perú (11-23%, Weber *et al.*, 1995); con testigos del Este del Pacífico Subtropical como V19-28 (15-65% de ópalo libre de calcita, Lyle *et al.*, 1988), V19-29 (promedio de 40% de ópalo libre de calcita, Schramm, 1983) o bien con los sedimentos pelágicos ecuatoriales como los presentes en el testigo RC11-210 (1.2-17.3% ópalo, Rea *et al.*, 1991), o W8402A-14GC (2.60-18.19% de ópalo, Lyle *et al.*, 1988). La localización de estos testigos se presenta en la Tabla 2.4.

Según Lyle *et al.*, (1988) los testigos del Pacífico Ecuatorial no muestran una clara correspondencia entre sus registros de ópalo, subrayándose que es posible encontrar una alta variabilidad en el depósito de este mineral incluso entre testigos separados pequeñas distancias (compárese por ejemplo las curvas de los testigos V19-29 y V19-28 (Figura 2.38) cuyas coordenadas están separadas tan sólo unos 160Km).

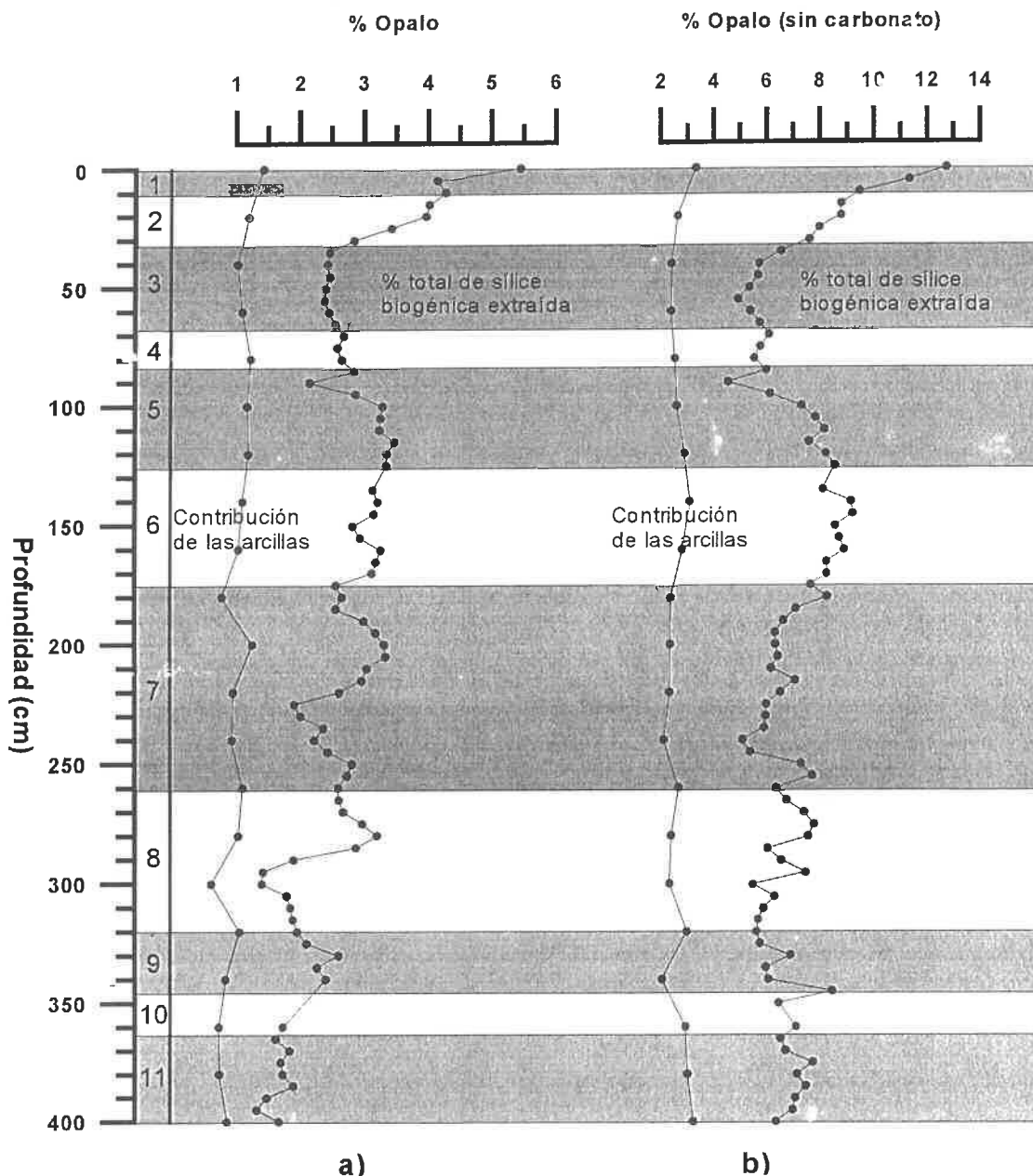


Figura 2.37: Evolución del contenido en ópalo a lo largo del testigo TG-7, con indicación de la extensión de los diferentes estadios isotópicos. a) Porcentaje sobre el total de la muestra y contribución por parte de las arcillas. b) Porcentaje recalculado en una base libre de  $\text{CaCO}_3$  y contribución por parte de las arcillas también en una base de carbonato.

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Referencia
RC11-210	1° 49' N	140° 03' W	4420	Chuey <i>et al.</i> , 1987
W8402A-14GC	0° 57.2' N	138° 57.3' W	4287	Lyle <i>et al.</i> , 1988
V19-28	2° 28' S	84° 39' W	2670	Lyle <i>et al.</i> , 1988
V19-29	3° 35' S	83° 56' W	3039	Schramm, 1983
77KL y 9KL	6° 34' S	90° 28' W	4130	Weber <i>et al.</i> , 1995
TG-7	17° 14.01' S	78° 6.27' W	3120	Este estudio

Tabla 2.4: Localización de los testigos citados en el texto.

Con el fin de corroborar o no esta idea, se han comparado los registros opalinos del testigo TG-7 con 5 disponibles en la literatura, situados en tres áreas diferentes dentro del océano Pacífico: zona ecuatorial central (Figura 2.38), este del Pacífico tropical (Figura 2.39), y cuenca de Perú (Figura 2.40). El testigo W8402A-14GC y el RC11-210 son representativos de la región central del Pacífico ecuatorial. Están localizados bajo la corriente surecuatorial e influenciados por las aguas de upwelling de la divergencia ecuatorial. Los testigos V19-28 y V19-29 se sitúan en el flanco sur de la dorsal de Carnegie, a unos 400Km de las costas de Ecuador y bajo la influencia de la corriente surecuatorial. El testigo 77KL está emplazado en el noroeste de la cuenca de Perú, a unos 600 Km de las islas Galápagos, y se ve afectado por la corriente de Perú. Según la forma de presentar los datos que han escogido los diferentes autores, hemos comparado con nuestras gráficas bajo la forma de % de ópalo, % de ópalo libre de calcita.

En la primera zona de estudio, el Pacífico Ecuatorial (Figura 2.38), testigo W8402A14GC presenta máximos en las transiciones 7/6 y 6/5, con los picos más importantes localizados a los 195 y 110Ka, un destacable mínimo durante el estadio 3 con el valor más bajo situado a los 50Ka y un ligero incremento durante los estadios 2 y 1. Tanto el aumento en la transición 7/6 y 6/5 como en los estadios más recientes guardarían cierta similitud con el registro del testigo TG-7. El registro del segundo testigo, el RC11-210 presenta valores máximos de ópalo al final de los estadios 11, en la transición 9/8 y durante los estadios 7 y 5. Los valores mínimos se sitúan durante la transición 10/9, 8/7 y estadios 6 y 3. Prácticamente no existen similitudes entre este registro, el del TG-7 y el W8402A14GC (a pesar de que el este último se encuentra a escasa distancia del RC11-210). La correlación entre el TG-7 y estos testigos ecuatoriales debe tratarse con precaución puesto que se ha establecido en función de los resultados del porcentaje de ópalo expresado frente al total de la muestra. Esta manera de cálculo condiciona que los resultados estén influenciados por las fluctuaciones del componente mayoritario en el sedimento, es decir, el carbonato cálcico. Dado que los registros carbonatados del testigo TG-7 son similares a los del RC11-210 y del W8402A-14GC, parece lógico poner un signo de interrogación a la correlación existente entre los tres perfiles de ópalo.

Los testigos V19-28 y V19-29 (Figura 2.39), localizados en el este del Pacífico Tropical, presentan un máximo durante el estadio 6, con el pico más importante situado aproximadamente a los 140Ka (en coincidencia con lo observado para el TG-7). Otro hecho también evidente es el mínimo encontrado durante el estadio 5, presentándose los valores más bajos, a los 85Ka en V19-29 y 90Ka en V19-28, valor muy próximo a los 100Ka del testigo TG-7. En la parte más reciente de los testigos V19-29 y V19-28, aparecen dos máximos importantes: entre los 40-60Ka (transición entre los estadios isotópicos 3 y 4) y en torno a los 12-24Ka (IOS 2). En el TG-7 estos máximos no se identifican, encontrándose sin embargo un incremento en la concentración de ópalo desde el estadio isotópico 3 hasta la actualidad que no se presentan en los otros dos.

La tercera zona (cuenca del Perú) (Figura 2.40), representada por el testigo 77KL muestra una tendencia creciente desde el estadio isotópico 11 hasta alcanzar su valor máximo a los 100Ka (estadio 5) y a partir de aquí un comportamiento decreciente característico de los periodos más recientes (estadios 3, 2 y 1). El aumento en porcentaje entre los estadios 11 y 5 parece similar al presentado por el TG-7 durante ese mismo periodo de tiempo, aunque en momentos posteriores el comportamiento entre ambos registros es opuesto. Las comparaciones entre este testigo y el nuestro presentan problemas similares a los comentados para el Pacífico Ecuatorial.

En conclusión: el registro de ópalo del TG-7 no es correlacionable con el de otros testigos del Pacífico. La falta de una estrecha correspondencia entre las diferentes curvas obtenidas dentro de una misma área y entre diferentes áreas entre sí, subraya la importancia de las condiciones locales y la preservación en el registro final de ópalo.

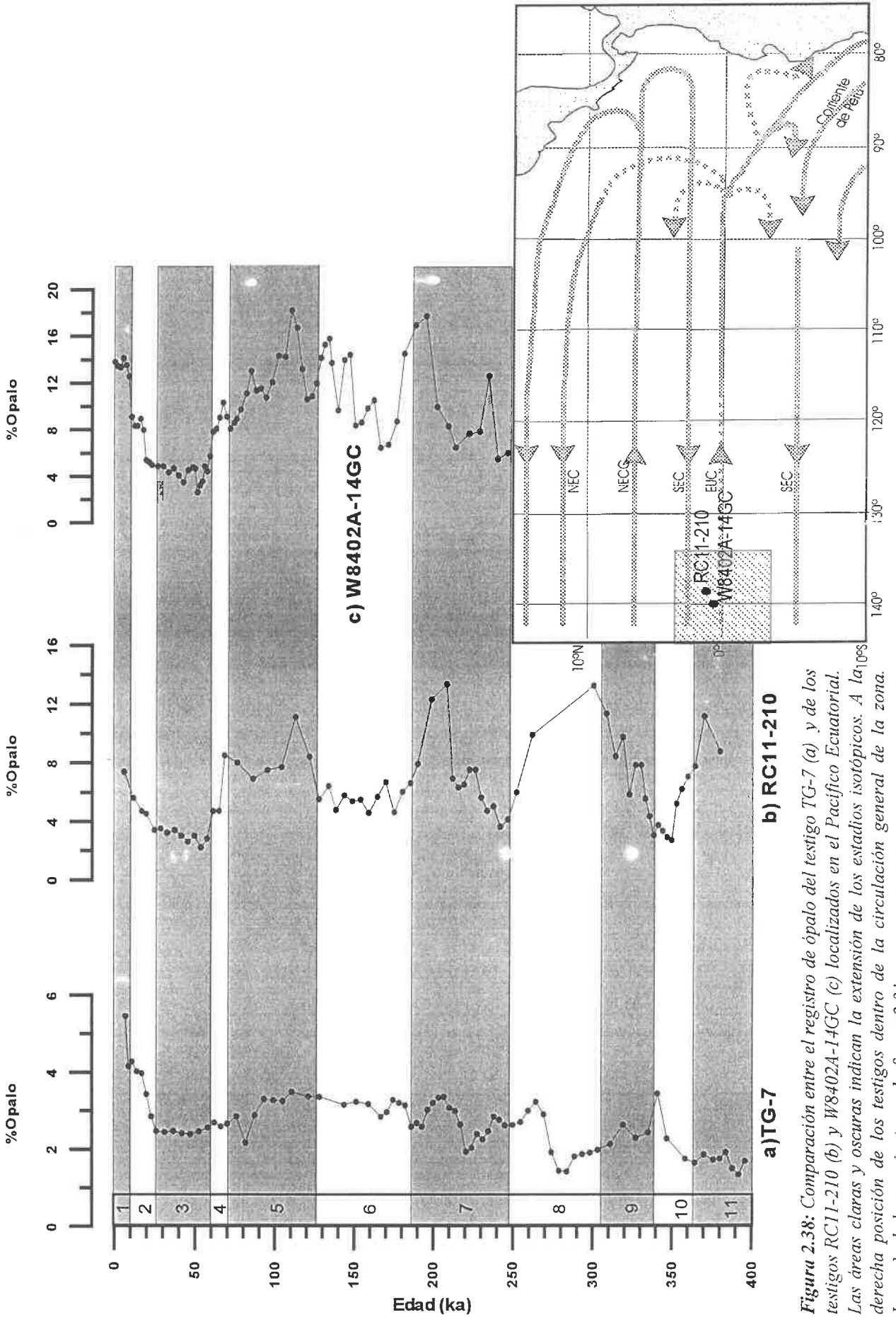


Figura 2.38: Comparación entre el registro de ópalo del testigo TG-7 (a) y de los testigos RC11-210 (b) y W8402A-14GC (c) localizados en el Pacífico Ecuatorial. Las áreas claras y oscuras indican la extensión de los estadios isotópicos. A la derecha posición de los testigos dentro de la circulación general de la zona. Leyenda de las corrientes en la figura 2.31

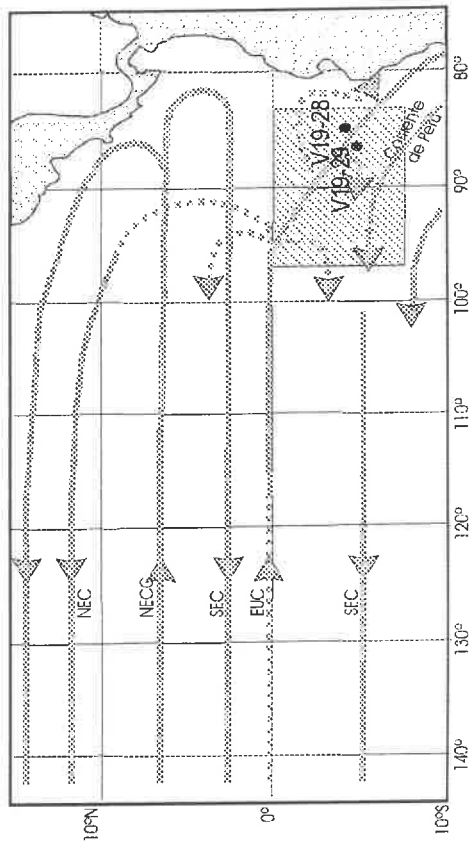
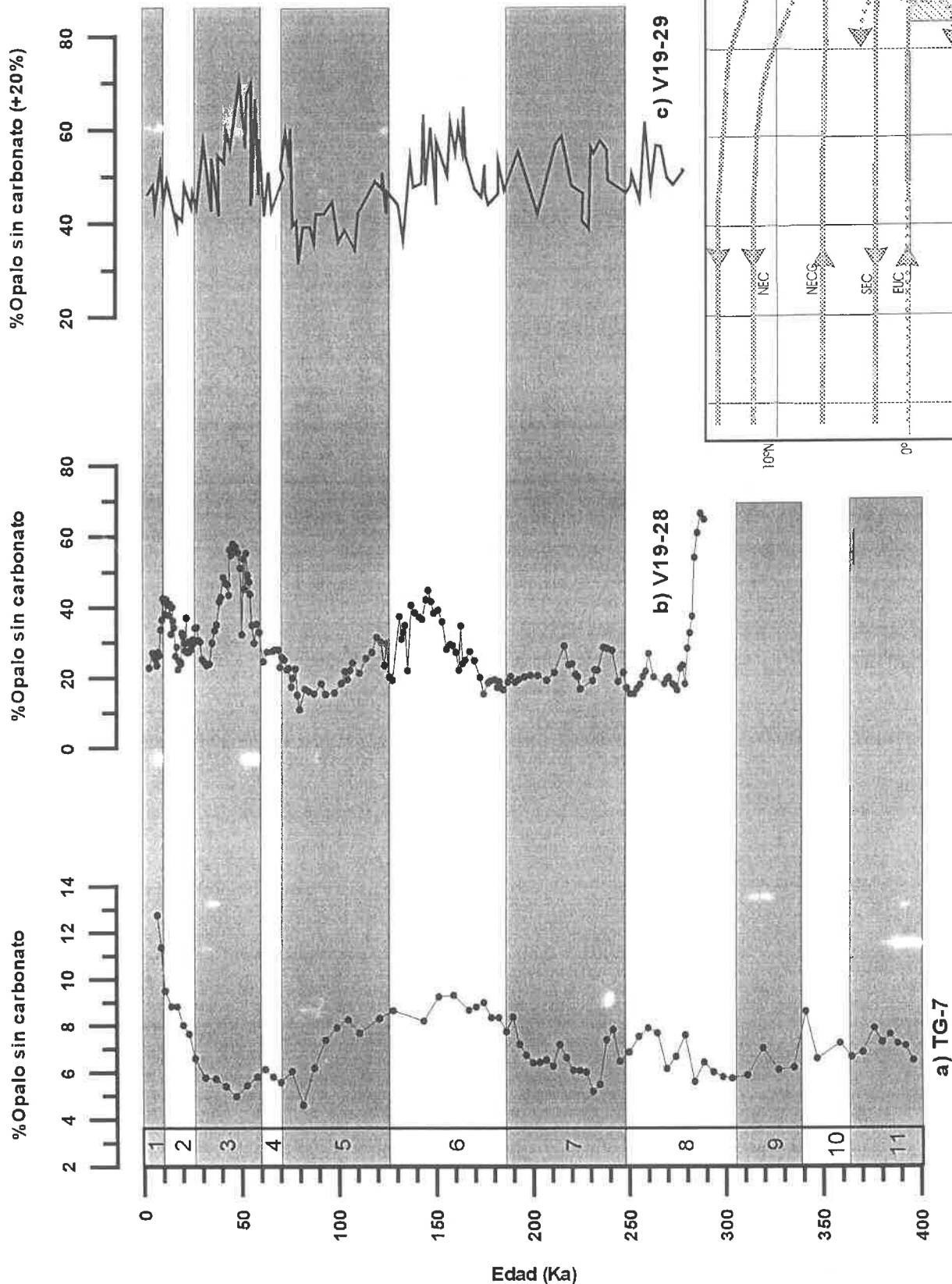


Figura 2.39: Comparación entre el registro de ópalo del testigo TG-7 (a) y de los testigos V19-28 (b) y V19-29 (c) localizados en el Este del Pacífico Tropical. Derecha: posición de los testigos. Leyenda como en la Figura 2.38.

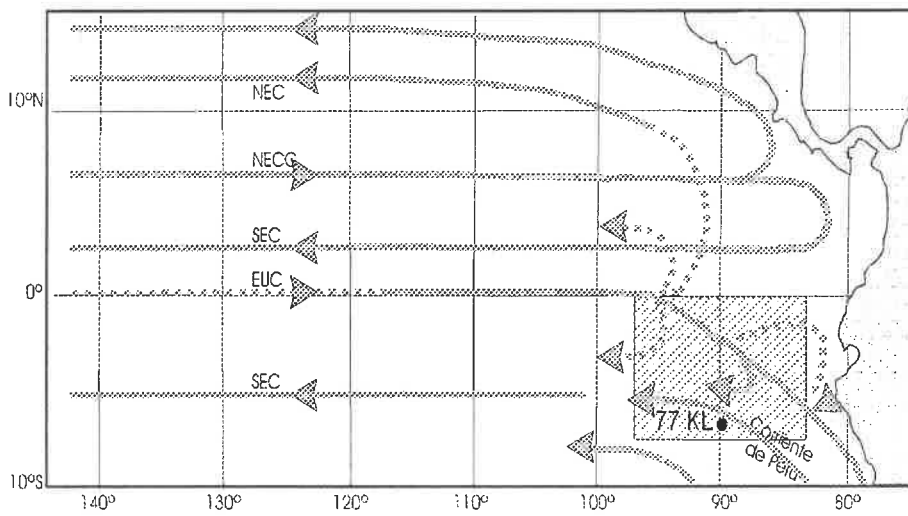
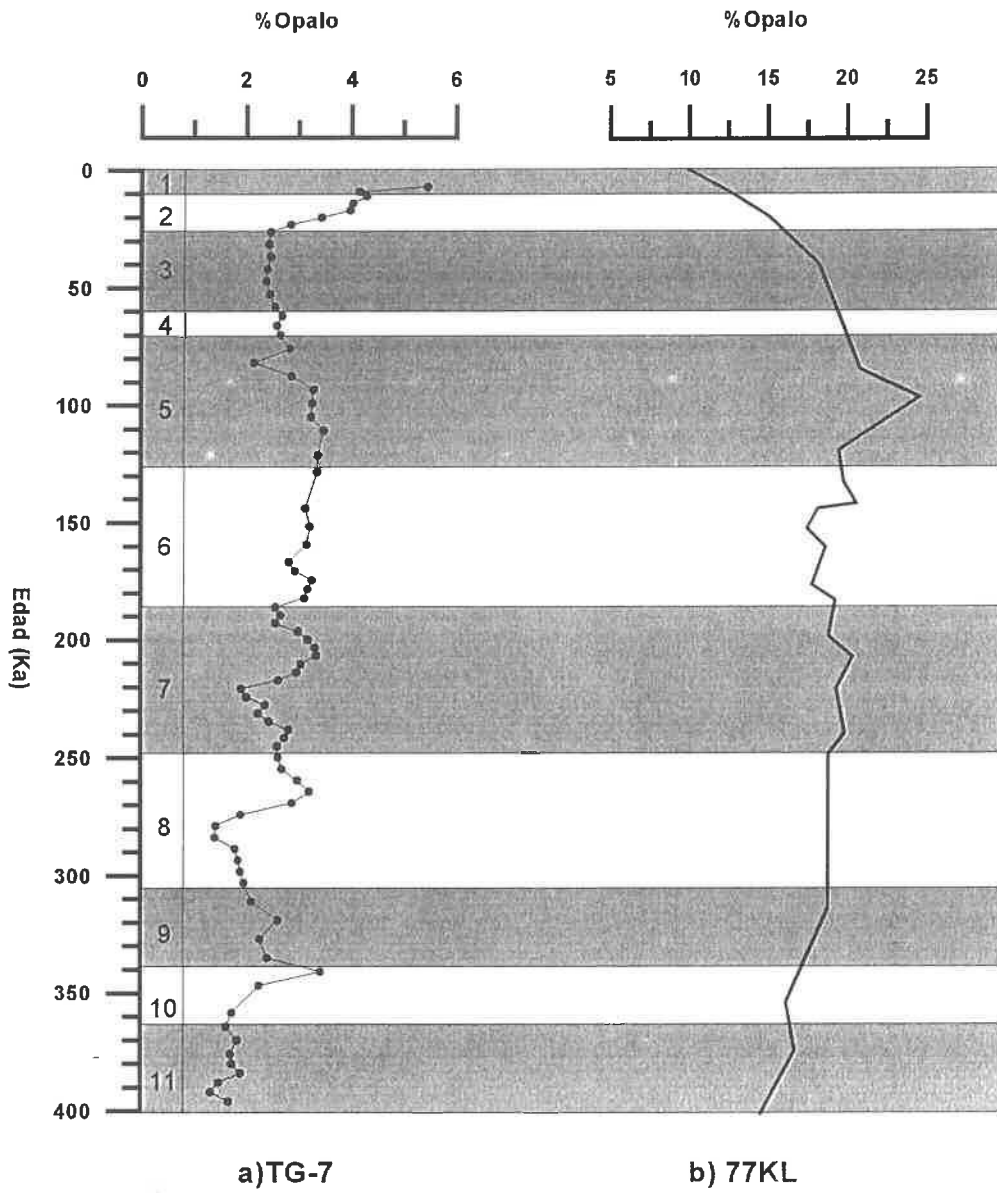


Figura 2.40: Comparación entre el registro de ópalo del testigo TG-7 (a) y del testigo 77KL (b) y V19-29 (c) localizado en la cuenca de Perú. Abajo: posición de los testigos. Leyenda como en la Figura 2.38.

## 10.- FLUJOS DE PARTÍCULAS

Los valores del flujo de partículas en el testigo TG-7 se han calculado tal y como se explicó en el apartado de metodología y presentan todas las limitaciones que se comentaron en ese mismo capítulo, siendo la más importante la imposibilidad de tener una medida directa de las densidades de las muestras (por lo que éstas se estimaron a partir del contenido en carbonatos).

### 10.1.- Descripción de los resultados

Las tasas de acumulación se pueden determinar para cada uno de los componentes sedimentarios. A continuación y como ejemplo de cálculo, se comentarán las variaciones de los flujos de las partículas no biogénicas presentes a lo largo del testigo TG-7.

La concentración de material no biogénico se ha estimado como la diferencia entre el 100% del contenido de los sedimentos y la contribución biogénica ( $\text{CaCO}_3$  y ópalo) calculada por distintos procedimientos analíticos:

$$\% \text{material no biogénico} = 100 - (\text{ópalo} + \text{CaCO}_3).$$

Este método de diferencia proporciona sólo una aproximación de primer orden al contenido real en material no biogénico, quizás sobrestimada puesto que la expresión anterior no tiene en cuenta la presencia de óxidos, materia orgánica, sal y otros constituyentes menores.

La fracción no biogénica puede calcularse de una manera más exacta a partir de una serie de extracciones químicas secuenciales que conducen a su aislamiento, según métodos descritos por Rea y Janecek (1982), Clemens y Prell (1991) y Hovan (1995). Una comparación entre las concentraciones de material no biogénico calculado por un método u otro (medida directa y estimación) la han presentado Farrell *et al.*, 1995, encontrando que ambas medidas difieren entre sí de un 7 a un 11%, aunque su perfil fluctúa de manera similar. Las diferencias entre ambos métodos pueden deberse a que el de extracción química requiere una base que sea lo suficientemente fuerte para eliminar todo el ópalo, pero ésta puede disolver además algunas arcillas de la muestra. Por su parte el método de estimación no tiene en cuenta los constituyentes sedimentarios menores.

La curva generada para el testigo TG-7 (Figura 2.41a) muestra como la variación en la contribución terrígena oscila entre el 17 y el 48% (35% de valor medio). A partir de ella se ha calculado los flujos de acumulación de material terrígeno multiplicando por la tasa de sedimentación lineal y la densidad (ver capítulo de metodología).

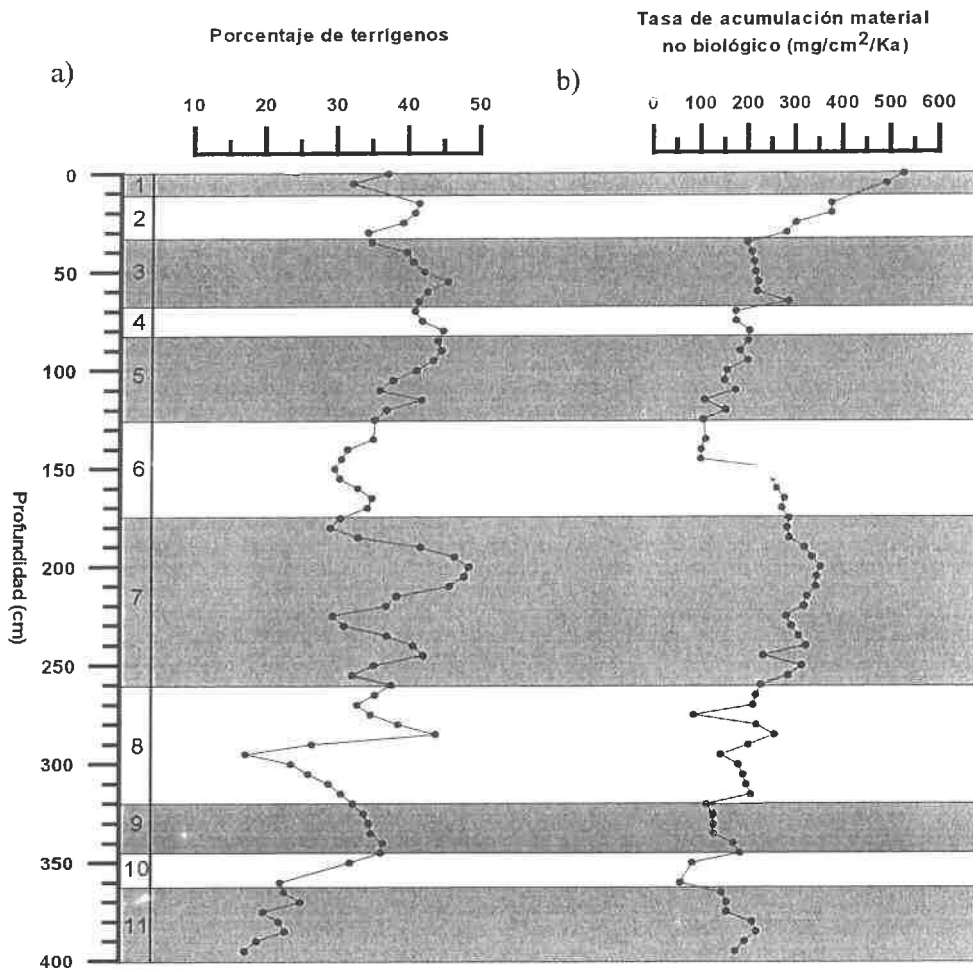
Las tasas de acumulación del material no biogénico (Figura 2.41b) oscilan entre 64 y 529  $\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ , con un valor promedio de 230  $\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ . El perfil en profundidad de la acumulación de los materiales terrígenos presenta una serie de máximos y mínimos que no muestran una relación muy clara con los periodos glaciares e interglaciares. Así desde la base del testigo el máximo más destacable se extiende entre los estadios 8/7, 7 y 7/6 y después en durante la transición 4/3 y los estadios 2 y 1. Los valores más bajos se sitúan durante los IOS 11 a 8 y del 6 al 3.

Las tasas de acumulación del material no biológico se han comparado con otros registros del Pacífico Tropical (Figura 2.42):

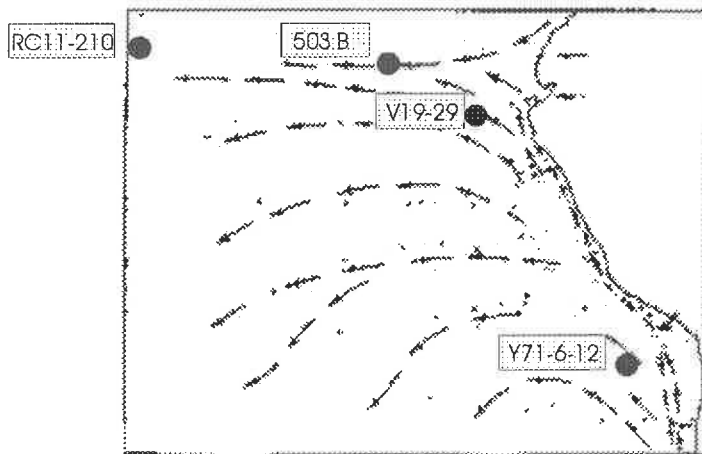
- 2 testigos localizados al oeste de Suramérica: V19-29 a 3°35'S, 83°56'W unos 250Km alejado de la costa americana y el Y71-6-12 a 16°26'S, 77°23'W unos 300Km fuera de Perú (Molina-Cruz, 1978)
- DSDP site 503B, a 4°03'N, 95°38'W, unos 1300Km alejado de las costas (Rea, 1982; Rea *et al.*, 1986)
- RC11-210, localizado justo al sur de la zona de convergencia intertropical (1°49'N, 140°03'W).

Los sedimentos en el testigo V19-29, a pocos cientos de kilómetros de la desembocadura del río Guayaquil registran flujos terrígenos que oscilan entre 1000 y 3000  $\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ , con los valores máximos localizados durante los glaciares o justo antes de que empiecen estos periodos fríos. El testigo Y71-6-12 localizado lejos de la costa de Perú tiene tasas de acumulación altas durante los interglaciares, con la intensidad de flujo que oscila entre 400 y 1000  $\text{mg/cm}^2/\text{ka}$ . El testigo DSDP 503B tiene una tasa de acumulación mucho más baja de 20 a 140  $\text{mg/cm}^2/\text{ka}$  y relativamente mayor durante los interglaciares. La tasa de acumulación para el RC11-210 varía entre 4 y 90  $\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ . Los valores registrados en el testigo TG-7 se asemejan a los del Y71-6-12.





**Figura 2.41:** a) Variación del contenido del material no biogénico a lo largo del TG-7 calculado como:  $\text{material no biogénico} = 100 - (\text{ópalo} + \text{CaCO}_3)$ . b) Perfil de la tasa de acumulación del material no biogénico, expresado en  $\text{mg/cm}^2/\text{ka}$  y calculado a partir de los porcentajes descritos en a), la tasa de sedimentación lineal y la densidad sedimentaria.



**Figura 2.42:** Posición de los testigos utilizados en la comparación de las tasas de acumulación del material no biogénico enmarcados en la circulación superficial de la zona.

# Capítulo 4: Interpretación del registro terrígeno

## 1.- PROCESOS SEDIMENTARIOS QUE PREDOMINAN EN LA ZONA

### 1.1.- Introducción

Los aportes de partículas terrígenas a la columna de agua y su posterior transporte y acumulación en el fondo del océano, lejos de las masas continentales, están controlados por multitud de factores, entre los que pueden citarse: las trayectorias de los vientos, la presencia de grandes ríos, la circulación de las masas de agua y las corrientes tanto en superficie como en profundidad, la topografía del fondo oceánico, los procesos gravitativos, etc. A partir del estudio del registro sedimentario se tratará de definir los procesos responsables en mayor medida de la acumulación de material terrígeno que se observa en el testigo TG-7.

Las masas de agua y la circulación en la zona de la dorsal de Nazca condiciona el registro sedimentario del testigo TG-7. En este área próxima a la costa suramericana, la fosa submarina de Chile-Perú forma una barrera topográfica importante para la distribución mar adentro de las corrientes de turbidez y de fondo, llegando incluso a limitar el transporte hacia el oeste de las partículas en suspensión procedentes del continente (Scheidegger y Krissek, 1982). Respecto a las masas de agua profunda, aunque se disponen de pocos datos sobre su circulación en el Sureste del Pacífico Subtropical, supuestamente las elevaciones topográficas limitan el intercambio del agua en profundidad a lo largo de las diferentes cuencas oceánicas (Lonsdale, 1976). La posición del TG-7 sobre un alto topográfico excluye que se vea afectado por corrientes turbidíticas o conturíticas. A su vez condiciona que los sedimentos tengan un espesor reducido, correspondiendo a una tasa de sedimentación baja (en contraposición a las depresiones o cuencas sedimentarias donde se concentra el material). Por lo que respecta a procesos post-sedimentarios, el análisis granulométrico del testigo TG-7 ha demostrado el predominio en todas las muestras de los tamaños arcillosos, con lo que se puede descartar que el posterior retrabajamiento del testigo o que la existencia de procesos locales de *winning* sean sucesos relevantes. Niveles retrabajados han sido identificados entre los centímetros 300 y 400 tras estudiar las asociaciones de radiolarios (cfr. capítulo 6), pero su importancia es pequeña, por lo que no llegan a afectar al registro micropaleontológico global del TG-7, ni son causantes de la variabilidad sedimentaria encontrada en el testigo (proceso que sí ocurre en otros registros de la zona septentrional de la cuenca de Perú) (Wiedicke y Weber, 1996).

La unión de este conjunto de evidencias sugiere que tan sólo dos sean los mecanismos principales que controlan la sedimentación terrígena en el testigo TG-7:

- el transporte de materiales de origen fluvial en las capas medias y superiores de la columna de agua,
- el transporte eólico.

## **1.2.- Aportes de materiales de origen fluvial**

### **a) Consideraciones teóricas**

Los aportes fluviales llegan a esta región del océano a partir de las descargas de los ríos del sur de Perú y norte de Chile. La capacidad de carga de estos cursos de agua depende tanto del régimen climático como de las características morfológicas de la zona costera.

#### **- Régimen climático**

Las condiciones climáticas que caracterizan en la actualidad a las costas chilenas y peruanas son diferentes de las que deberían darse de acuerdo con su latitud. Dichas peculiaridades se deben a ciertas condiciones oceanográficas, meteorológicas y fisiográficas que se combinan en esta región pacífica:

- La existencia de la corriente oceánica de Chile-Perú que transporta hacia el norte aguas frías y ricas en nutrientes, afectadas por las surgencias costeras.
- La situación de la región bajo una célula atmosférica de alta presión, lo que determina la subsidencia del aire sobre la franja litoral y condiciona la formación de una inversión térmica permanente. Ambos hechos impiden el desarrollo vertical de nubes y por tanto la producción de precipitaciones.
- La posición de la cadena montañosa de los Andes, que debido a su continuidad y alturas superiores a los 5.000m, aísla las costas pacíficas de la posible entrada de las masas de aire procedentes del Atlántico o de la selva amazónica.

La combinación de estos factores origina que la mayor parte de la costa del centro y sur de Perú, y del norte y centro de Chile sea desértica. Así en Perú los promedios anuales de precipitación oscilan entre 10 mm y 50 mm, sobrepasando únicamente los 100 mm en la parte norte (hasta los 8°S) del litoral (Valdivia y Dobrea, 1986). Según nos desplazamos hacia el sur y entramos en Chile, las condiciones climáticas se vuelven aún incluso más extremas (Figura 2.43): entre los 20°S y los 30°S el clima actual de la región costera es hiperárido, extendiéndose a lo largo de dicha franja el desierto de Atacama. Esta región, considerada una de las más áridas del mundo, registra valores promedio de precipitaciones inferiores a los 50 mm/año, que se reducen hasta situarse en cantidades prácticamente nulas en el límite norte de la franja desértica (alrededor de 18°S). En el centro de Chile la precipitación anual se incrementa ligeramente debido a los tránsitos ocasionales del sistema de frentes asociados a los Contraalísios (Miller, 1976). Únicamente al sur de 31°S la cantidad de lluvia en invierno aumenta significativamente y se desarrolla un clima de tipo semiárido-mediterráneo (Miller, 1976).

Esta descripción climática general es distinta en años de "El Niño", durante los cuales las elevadas temperaturas del agua del mar y del aire generan un incremento en la evaporación de tal intensidad, que la humedad del aire supera los promedios típicos de la zona. Como consecuencia, se forman nubes sobre el mar que conducen al desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical ITCZ y al aumento de las lluvias especialmente en la costa norte de Perú (Valdivia y Dobrea, 1986) y sur de Chile (Veit, 1996).

Derivados de las condiciones climáticas, los ríos que cruzan transversalmente la costa suramericana tienen caudales que se relacionan con el régimen pluviométrico reinante en la región de origen. Así en el sur de Chile los ríos más importantes se originan en la cordillera central de los Andes y cruzan la cordillera costera en su curso bajo. El río Maipo, localizado a los 34°S de latitud, tiene unas descargas fluviales de 3.2Km<sup>3</sup>/año (Milliman *et al.*, 1995), mientras que el río Aconcagua, localizado a los 33°S presenta valores más bajos (1Km<sup>3</sup>/año) (Milliman *et al.*, 1995). Si nos desplazamos hacia el norte, los valores de las descargas se van reduciendo alcanzando un valor de 0.07km<sup>3</sup>/año para el río Copiapo, curso de agua más importante en las proximidades de los 27°S. Al norte de esta latitud los valles transversales de los ríos en la cordillera de la costa prácticamente están ausentes y la hidrología se caracteriza por presentar valles secos con cursos de agua esporádicos. Estas características de las corrientes de agua se continúan en el sur de Perú hasta los 14°S, límite a partir del cual las precipitaciones comienzan a aumentar de nuevo.

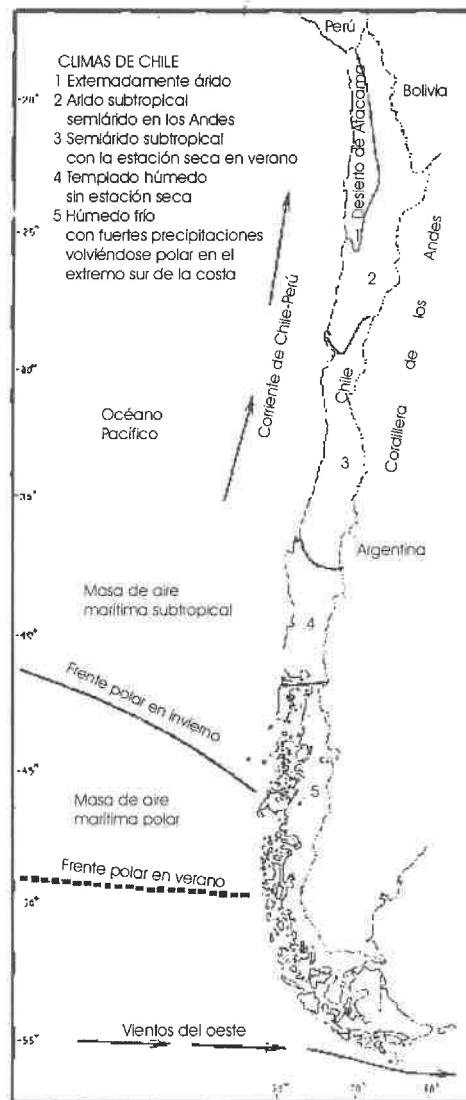


Figura 2.43: Mapa de Chile mostrando la extensión de las diferentes provincias climáticas (según Miller, 1976)

Un ejemplo de cómo las condiciones climáticas e hidrológicas que se acaban de describir determinan la diferente cantidad de sedimentos que puede llegar hasta el océano se encuentra en el hecho de el relleno de la fosa de Chile-Perú muestra una fuerte dependencia latitudinal. Al sur de 38°S la fosa está prácticamente enterrada por los sedimentos que transportan los ríos. Entre 38 y 33°S el relleno sedimentario alcanza espesores de 2Km. Entre 33 y 27°S la fosa está parcialmente rellena por una cuña sedimentaria continua. Al norte de 27°S la fosa alcanza su mayor profundidad, con valores por encima de los 8000m dada la extrema delgadez de los rellenos sedimentarios que han sido transportados por los ríos.

### - Características morfológicas de la zona costera

Desde el punto de vista fisiográfico, la costa de Chile se caracteriza por presentar un perfil que asciende bruscamente desde el nivel del mar hasta alturas próximas a los 2000 metros, formando la denominada "Cordillera de la Costa". Esta cadena montañosa es continua desde los 42°S hasta los 14°S. Entre ella y la Cordillera Andina Principal se extiende un largo valle longitudinal ocupado por una cuenca aluvial-lacustre y volcánoclastica que atrapa la mayoría de los depósitos detríticos originados en los Andes. A partir de los 27°S la cadena andina se ensancha originándose el antiplano de Puna. La cordillera de la Costa y el antiplano de Puna terminan bruscamente a los 14°S en coincidencia con la posición de la dorsal de Nazca en el Pacífico. Desde aquí la cordillera andina se limita a la cordillera occidental (continuación peruana de la cordillera principal) y a la cordillera oriental, apareciendo entre el mar y la primera de las citadas cadenas montañosas una llanura costera cada vez más amplia según nos movemos hacia el norte de Perú.

La diferencia fisiográfica entre las costas de Chile y sur de Perú (abruptas y estrechas) y las del norte de Perú (con una llanura costera) es importante a la hora de considerar el transporte fluvial de los sedimentos. Krissek *et al.*, (1980) indican cómo la cantidad de sedimentos derivados desde el continente aumenta según disminuye su tamaño de grano, a la vez que se vuelve más húmedo el clima continental. Por lo tanto los ríos de la costa norte de Perú pueden transportar grandes cantidades de material fino, con un descenso en cantidad y un aumento en el tamaño de grano según nos movemos hacia el sur dadas las condiciones climáticas más extremas. La relativamente amplia llanura costera en el norte de Perú atrapa los sedimentos fluviales gruesos antes de que alcancen el océano Pacífico. Sin embargo, hacia el sur, una mayor abundancia relativa de material grueso atraviesa con éxito la estrecha llanura costera y entra en el océano.

### **b) Características de los aportes de origen fluvial en la zona**

Debido a los condicionantes morfológicos, climáticos e hidrológicos, los aportes sedimentarios de procedencia fluvial que llegan al talud continental suramericano entre los 27°S y los 14°S son muy escasos. La excepción serían las entradas rápidas de materiales terrígenos que ocurren periódicamente después de que sucedan inundaciones en el continente relacionadas con eventos de "El Niño". Al final de la época glaciaria la cantidad de partículas depositadas podría incrementarse debido al deshielo y/o retrabajamiento del material acumulado en la plataforma en momentos de bajo nivel del mar.

Una vez que las partículas llegan hasta el océano Pacífico debido a la descarga de los ríos, sufren un proceso de selección por tamaños. Según Scheidegger y Krissek, (1982), un porcentaje de estos sedimentos (con tamaño superior a 30µm) se depositan rápidamente o se ven atrapados por los organismos planctónicos en la fosa de Chile-Perú. El resto de material sedimentario, que corresponde a las partículas más finas, será transportado fuera de esta barrera topográfica junto con la columna de agua, depositándose finalmente en el fondo marino. Por consiguiente, fuera de los límites de la fosa de Chile-Perú la sedimentación de origen fluvial está relacionada en su mayor parte con tamaños muy finos.

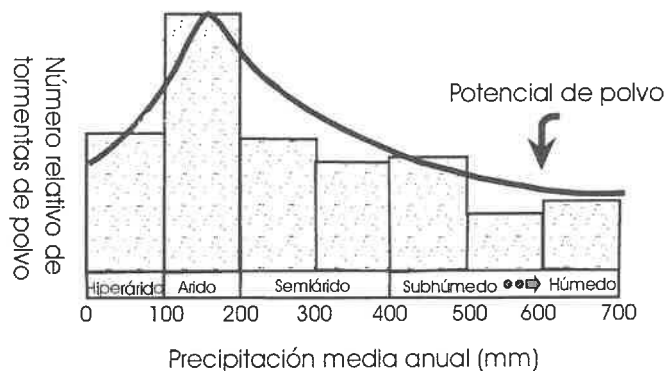
## **1.3.- Aportes eólicos**

### **a) Consideraciones teóricas**

La segunda fuente de material terrígeno en la zona son los procesos eólicos. Los granos minerales incorporados a la atmósfera desde los continentes por las tormentas de polvo pueden ser transportados grandes distancias hasta alcanzar las cuencas oceánicas. Las tormentas de polvo y el transporte de las partículas son procesos estacionales, que ocurren generalmente durante una época determinada del año. Una única tormenta puede dominar el flujo anual de material eólico desde la tierra hasta el mar.

La cantidad de material movilizado por las tormentas de polvo está directamente relacionada con el clima del área fuente, cumpliéndose en general que cuanto menos lluvia se recoge en una zona, más partículas eólicas se generan. Esta afirmación es cierta para todas las regiones climáticas salvo para las hiperáridas (aquellas con menos de 100 mm de lluvia anual) donde la generación de polvo decrece puesto que no hay suficiente humedad para que se rompan los minerales continentales grandes (generalmente feldespatos) alcanzando un tamaño susceptible para ser transportado largas distancias (tamaño arcilla) (Goudie, 1983; Pye, 1989). Así cuando las regiones hiperáridas como la región continental próxima al TG-7 están sometidas a la actividad eólica, proporcionan poca cantidad de polvo a la atmósfera (Figura 2.44).

En las proximidades del Ecuador la zona de convergencia intertropical (ITCZ) supone una barrera para el transporte de las partículas eólicas, por lo que en la zona del Pacífico situada por debajo del Ecuador, el área fuente de las partículas es el continente americano. Los limos y las arcillas de origen eólico son transportadas mar adentro por los vientos alisios del sureste, dominantes en el área suramericana.



**Figura 2.44:** Relación general entre la precipitación anual y el número relativo de tormentas de polvo o potencial de polvo en una zona continental (según Pye, 1989)

#### b) Características de los aportes de origen eólico

El testigo TG-7 está situado próximo a la región continental hiperárida que se corresponde con el desierto de Atacama. Según las características climáticas continentales y la relación existente entre la precipitación anual y el potencial de polvo eólico mencionado por Pye, (1989) (Figura 4.4), se generará poca cantidad de partículas eólicas. De ellas los constituyentes más gruesos ( $\phi > 40 \mu\text{m}$ ) se depositarán sobre el margen continental, aunque su contribución relativa a los sedimentos del fondo marino se encontrará diluida por los aportes de origen fluvial (Scheidegger y Kriess, 1982). Lejos de la barrera topográfica que supone la fosa de Chile-Perú, la sedimentación eólica será de partículas muy finas.

### 1.4.- Importancia de los procesos fluviales y eólicos

Puede decirse que, considerando la tasa de sedimentación tan baja del testigo (alrededor de  $1 \text{ cm/Ka}$ ), cada muestra analizada será una representación integrada de unos 1000 años de procesos sedimentarios. Por ese motivo, quedarán registrados tanto aquellos procesos constantes en el tiempo que aporten muy poco material al océano como eventos excepcionales que sólo ocurran ocasionalmente, pero que movilicen gran cantidad de partículas. En este área los procesos constantes que transportan escasas cantidades de depósitos terrígenos desde el continente hasta el fondo marino son los eólicos, mientras que los eventos excepcionales, capaces de transportar una cantidad considerable de material son los fluviales.

Por consiguiente, tras la consideración de todos los factores enumerados hasta aquí, se sugiere que el componente litogénico de los sedimentos pelágicos del TG-7 puede ser tanto de origen eólico como hemipelágico.

## 2.- INTERPRETACIÓN DE LAS CONTRIBUCIONES TERRÍGENAS

### 2.1.- Introducción

Una vez explicados los diferentes procesos sedimentarios que han podido transportar los materiales desde el continente hasta el océano, se van a tratar de interpretar las contribuciones al testigo en términos de procesos climáticos del pasado. En general la intensidad de la circulación atmosférica o de los procesos fluviales, la disponibilidad de material que puede ser transportado y las diferentes zonas de origen pueden deducirse a partir del material terrígeno acumulado en los sedimentos pelágicos. Así el análisis del material no biogénico puede incluirse dentro de tres apartados diferentes:

- cálculo de la cantidad de material aportado desde los continentes
- estudio de la variación de su tamaño de grano
- análisis de la composición química y mineralógica de las partículas

1. **La cantidad de material no biológico** es función, a largo plazo, del clima existente en el área fuente (aridez y cubierta de vegetación). Los continentes están afectados procesos de meteorización física y/o química que producen materiales con un tamaño adecuado para ser transportado por los vientos o los ríos. La cantidad de partículas que al final se movilizan se encuentran controladas por el clima de la región (Pye, 1989). Teniendo en cuenta estas relaciones, diversos trabajos han establecido relaciones entre la cantidad de partículas y el clima en el área fuente, a escalas temporales que abarcan desde las décadas hasta los cientos de miles de años autores (p.ej. Blank *et al.*, 1985; Prospero y Nees, 1986; Hovan *et al.*, 1989; Nair *et al.*, 1989; Pye, 1989; Clemens y Prell, 1991; Rea, 1994).
2. **El diámetro de las partículas terrígenas** representa una manera de evaluar la capacidad de transporte del agente sedimentario, especialmente de los vientos (p.ej. Dauphin, 1980; Petit, 1981; Janecek y Rea, 1985; Rea *et al.* 1986; Chuey *et al.*, 1987; Clemens y Prell 1991; Hovan *et al.*, 1991; Rea, 1994; Hovan, 1995; Rea y Hovan, 1995). El tamaño de grano expresado como la mediana ( $\phi_{50}$ ) ha sido utilizado como un indicador paleoclimático de la fuerza de los vientos, de forma que las variaciones en el tamaño de grano registradas a lo largo del tiempo en un lugar concreto son una respuesta a las fluctuaciones de la fuerza de los vientos (Sarnthein *et al.*, 1981; Rea and Janecek, 1982; Prospero *et al.*, 1983; Rea *et al.* 1985; Rea 1994) o bien indican cambios en los procesos que conducen al depósito de las partículas transportadas por la atmósfera (como p. ej. un aumento en la precipitación) (Hovan, 1995).

Si se pudiera demostrar en qué momentos dentro de todo el periodo de tiempo registrado en el TG-7 predomina el transporte eólico, el análisis del registro de  $\phi_{50}$  de las partículas podría interpretarse en términos de variación de la actividad atmosférica, aunque siempre teniendo presente que cada muestra sedimentaria analizada es una representación integrada de unos 1000 años de procesos. Por ese motivo en el TG-7 únicamente habrán quedado registradas señales climáticas de "largo término".

3. **La composición mineralógica y geoquímica** de los sedimentos terrígenos depositados en el fondo marino proporciona información sobre su procedencia. Las variaciones en la composición a lo largo del tiempo pueden responder a modificaciones en las trayectorias de los agentes de transporte, cambios geográficos del área fuente y/o modificaciones climáticas en las zonas continentales de procedencia (Leinen, 1989; Krissek y Clemens, 1991; Olivarez *et al.*, 1991; Krissek y Janecek, 1993; Weber *et al.*, 1996). Los registros de los elementos químicos y de los minerales arcillosos ayudarán a avanzar en esta dirección.

## **2.2.- Cantidad de partículas terrígenas acumuladas: implicaciones climáticas y del proceso de transporte**

Llegar a distinguir entre el predominio de la sedimentación eólica o hemipelágica, en la región del suroeste americano es difícil ya que tanto la sedimentación eólica como la fluvial originan sedimentos similares en tamaño y composición. Además, de manera general, el flujo hemipelágico es dos o más órdenes de magnitud superior al flujo eólico (dependiendo de la proximidad al área fuente), por lo que una pequeña porción de la contribución hemipelágica puede enmascarar cualquier señal eólica en el sedimento.

El origen eólico o hemipelágico de las partículas terrígenas que llegan hasta el testigo TG-7 puede tratar de resolverse considerando la tasa de acumulación de las partículas terrígenas desde dos puntos de vista: el de los valores absolutos de las cantidades acumuladas o el de las fluctuaciones temporales de los perfiles. Para ello se consideran dos supuestos:

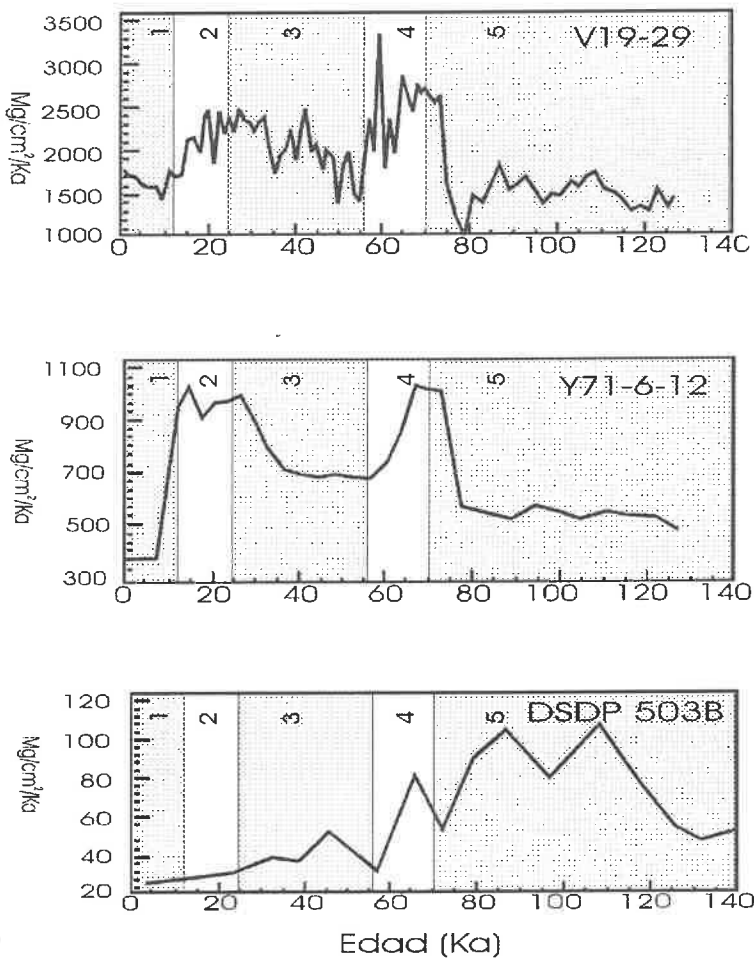
- los materiales eólicos se acumulan más rápidamente cuando las regiones continentales son áridas, mientras que los hemipelágicos lo hacen cuando son húmedas
- los flujos hemipelágicos son mucho mayores que los eólicos.

En general la mayoría del mundo templado y tropical es más árido durante los glaciares y más húmedo durante los interglaciares (p.ej. Hovan *et al.*, 1989, Hovan *et al.*, 1991; Clemens y Prell, 1991). La paleoclimatología del Norte de los Andes muestra, contrariamente a esta idea general, que los lagos andinos estaban llenos durante el Último Máximo Glaciar y son salares secos o playas en la actualidad (Hooghiemstra, 1984; Van der Hammen, 1985; Hastenrath y Kutzbach, 1985), lo que induce a Rea 1994 a extrapolar esta conclusión hacia el pasado y pensar en periodos glaciares húmedos e interglaciares secos. Desde este hipotético escenario cabe esperar que las áreas marinas que registren preferentemente la sedimentación hemipelágica procedente de los Andes, presenten las mayores tasas de acumulación de partículas terrígenas durante los glaciares (hasta alcanzar valores por encima de  $2000\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ ) y las menores durante los interglaciares. Por el contrario, los lugares donde se acumulen preferentemente partículas transportadas por el viento procedentes de esta misma cadena montañosa deberían mostrar un perfil opuesto: flujos altos durante los interglaciares (con la tasa de acumulación máxima en torno a decenas de  $\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ ) y flujos bajos durante los glaciares.

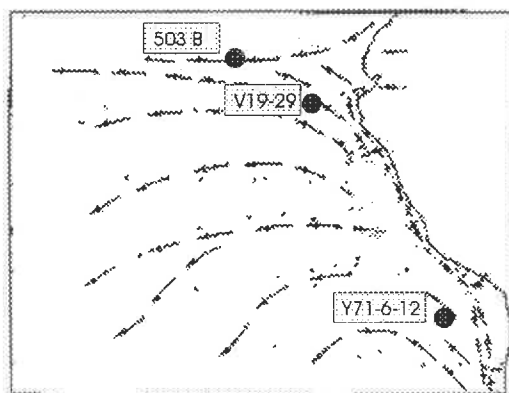
Con el fin de comprobar esta idea, Rea 1994 estudió la sedimentación en dos testigos del Este del Pacífico Subtropical y en uno del Pacífico Ecuatorial. La localización de las áreas de estudio está justificada por el tipo de sedimentación dominante en cada una: procesos eólicos en el Pacífico Ecuatorial y material terrígeno transportado por procesos de advección horizontal de aguas desde el continente americano en el Este del Pacífico. Las tasas de acumulación de las partículas terrígenas de los tres testigos elegidos como referencia están representados en la Figura 2.45, siendo las características más destacables de cada uno de ellos las siguientes:

- El testigo V19-29, distante tan sólo unos 250Km de la desembocadura del río Guayaquil, presenta un típico perfil hemipelágico con valores de acumulación de partículas que oscilan entre 1000 y  $3000\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ . Los flujos son más importantes durante tiempos de mayor humedad continental a lo largo y justo antes de los estadios glaciares 2 y 4 y menores durante los interglaciares 1, 3 y 5.
- El testigo Y71-6-12 situado a  $16.5^\circ\text{S}$  muestra el mismo perfil de acumulación, aunque tan sólo se alcanzan valores de flujo entre un tercio y la mitad de los registrados en el testigo anterior ( $400\text{-}1000\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ ). Este testigo, según Rea (1994), es un claro ejemplo de cómo los procesos hemipelágicos pueden dominar el depósito terrígeno del fondo marino durante cientos de kilómetros mar adentro, extendiéndose más allá de la fosa de Chile- Perú, incluso cerca de las regiones continentales hiperáridas (como es el desierto de Atacama).
- El testigo DSDP 503B, localizado a 1300Km de distancia de las costas suramericanas, presenta un perfil eólico con tasas de acumulación de partículas que oscilan entre 23 y  $183\text{mg/cm}^2/\text{Ka}$ . En general las mayores acumulaciones ocurren asociadas a los momentos de mínima extensión de las masas de hielo (interglaciares 5, 7 y 11), aunque el registro parece no seguir esta regla durante el estadio 9. Los flujos son bajos durante los estadios glaciares 2, 4, 6, 8 y 10.





**Figura 2.45:** Tasas de acumulación mineral en los testigos hemipelágicos V19-29 y Y71-6-12 y testigo eólico DSDP 503B. Los flujos minerales en los testigos hemipelágicos son generalmente más altos en los glaciares (2 y 4). La tasa de acumulación en DSDP 503B es generalmente mayor durante el interglaciar 5. Los datos de V19-29 y Y71-6-12 son de Molina-Cruz, 1978; los datos de DSDP-503B de Rea et al., 1986. La posición de los testigos se encuentra especificada en el mapa inferior.



El perfil en profundidad de la acumulación de los materiales terrígenos en el TG 7 (Figura 2.46) muestra como aspectos más destacables el máximo que se extiende entre el final del estadio 8, todo el estadio 7 y el inicio del 6 y también el importante incremento que se presenta en los estadios más recientes (2 y 1). Este perfil no es exactamente similar a ninguno de los dos modelos que se han presentado aquí: ni un modelo hemipelágico (como el V19-29 o el Y71-6-12) ni uno eólico (como el DSDP 503B). El incremento en el estadio 7 podría asimilarse al aumento que presenta el testigo DSDP 503-B por lo que podría pensarse en un carácter eólico, pero las acumulaciones registradas (entre 64 y 529  $\text{mg}/\text{cm}^2/\text{Ka}$ , con un promedio de  $230\text{mg}/\text{cm}^2/\text{Ka}$ ) son más similares a las presentadas por el registro hemipelágico Y71-6-12 (entre 400 y  $1000\text{mg}/\text{cm}^2/\text{Ka}$ ) situado además está muy próximo al TG-7. Ninguno de los dos orígenes queda por tanto perfectamente determinado.

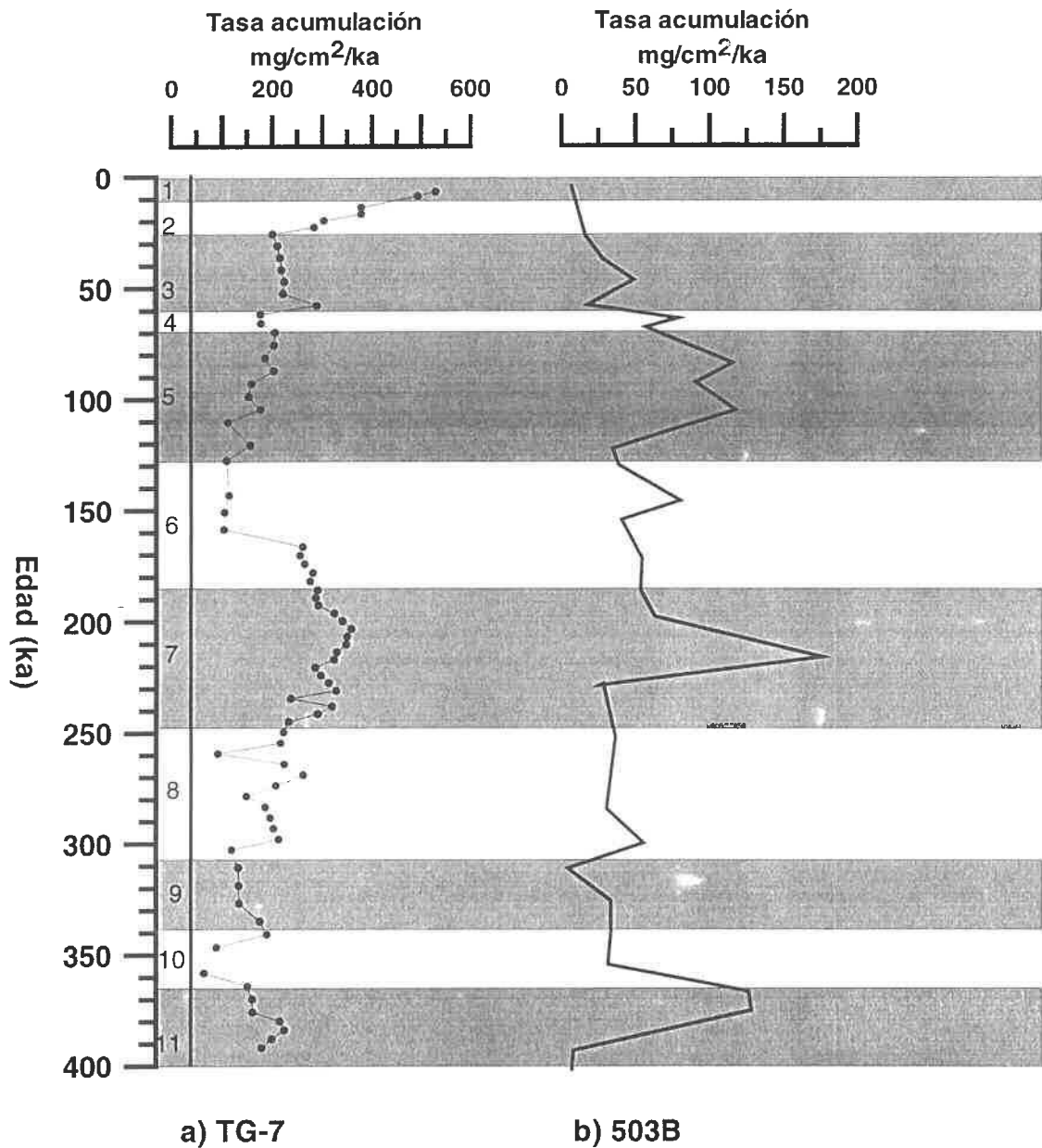
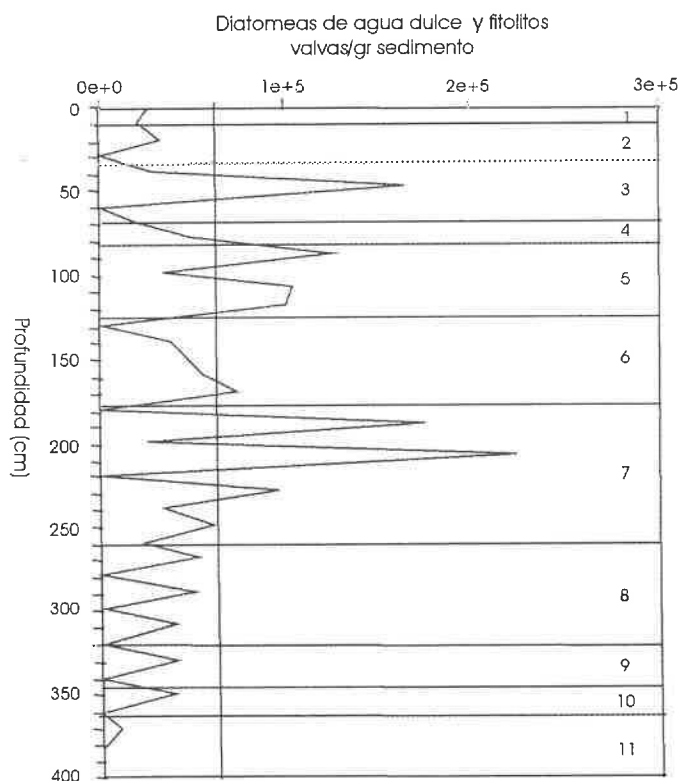


Figura 2.46: Tasas de acumulación del material no biogénico en el testigo TG-7 y en el testigo eólico 503B (según Rea et al., 1986)

El contenido en material no biogénico del TG-7 se ha calculado a partir del total de la muestra menos la concentración de carbonato y ópalo, pudiendo por tanto estar influido por la disolución y fluctuaciones del carbonato cálcico al tratarse del componente sedimentario mayoritario. Este hecho junto con los problemas cronoestratigráficos que ya se han comentado en al hablar del modelo de edad, han podido afectar a la exactitud y precisión de las tasas de acumulación calculadas en el testigo, lo que puede ser la causa de las dificultades al tratar establecer correlaciones e interpretar el perfil del TG-7 como eólico o hemipelágico. Teniendo en cuenta las limitaciones de los cálculos realizados se ha utilizado otro indicador diferente e independientes: contenido en partículas silíceas transportadas por el viento (Figura 2.47)

Las partículas silíceas transportadas por el viento agrupan a las diatomeas de agua dulce y fitolitos. Las diatomeas de agua dulce proceden de la deflación de sedimentos diatomáceos en lagos secos, por lo que son un indicador indirecto de los niveles lacustres y reflejan la aridez del continente. Los fitolitos son estructuras silíceas que crecen en las plantas y entran en la atmósfera por las tormentas de aire durante las estaciones secas. El interés de ambos restos silíceos como indicadores eólicos ha sido probado en múltiples trabajos científicos (p.ej. Bárcena *et al.*, 1997; Bárcena *et al.*, 2001). En la Figura 2.47, se presenta la cantidad de diatomeas de agua dulce y fitolitos (por gramo de sedimento seco) identificados en el testigo TG-7 realizada por Bárcena (comunicación personal). El perfil sigue la oscilación descrita para los restos eólicos en esta zona del Pacífico, con los máximos situados en los estadios interglaciares 3, 5 y 7. De esta gráfica se deduce que durante estos periodos climáticos existía una actividad atmosférica importante.

Por consiguiente tanto las consideraciones teóricas como las estimaciones directas de la tasa de acumulación señalan que el testigo TG-7 hay una mezcla de procesos eólicos y hemipelágicos. Se pueden tratar de separar con la ayuda del perfil de partículas silíceas transportadas por el viento, suponiendo que durante los estadios 3, 5 y 7 predominan los procesos eólicos.



**Figura 2.47:** Contenido de diatomeas de agua dulce y fitolitos (expresado como valvas/gr de sedimento) a lo largo del testigo TG-7. Estos restos silíceos son indicativos de la actividad eólica y parecen señalar un incremento de la misma durante los periodos interglaciares (datos de Bárcena, comunicación personal). La parte derecha de la figura señala la extensión de los diferentes estadios isotópicos.

### **2.3.- Tamaño de las partículas terrígenas eólicas y relación con la intensidad del viento**

Siguiendo la hipótesis de que las partículas terrígenas se transportan por la atmósfera en equilibrio con el régimen de vientos, Janecek y Rea, (1985) proponen utilizar las variaciones en el tamaño de las partículas eólicas para determinar cambios relativos en la intensidad del viento, según la siguiente ecuación derivada de los trabajos de Gillete *et al.*, (1974):

$$R_w = D_h^2 / D_l^2$$

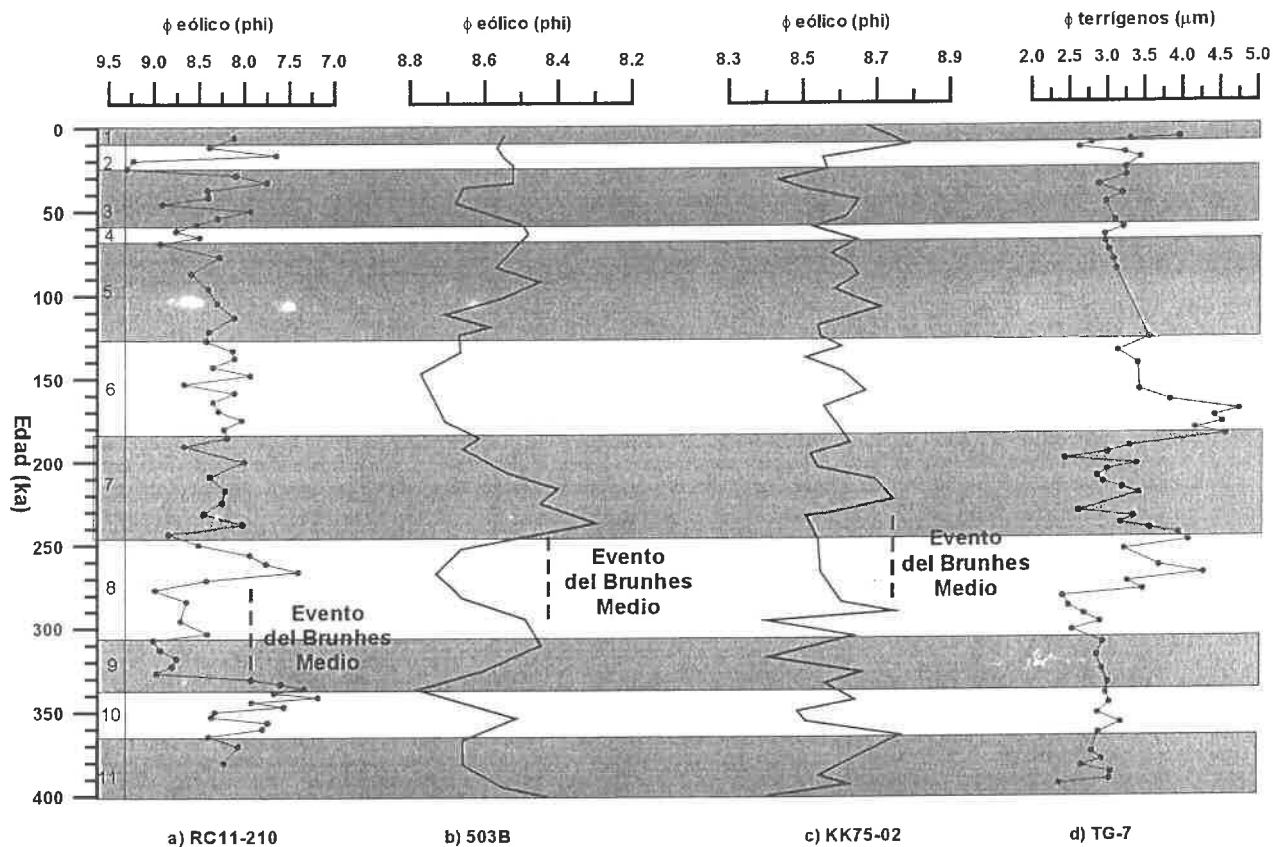
- $R_w$  es la relación entre la intensidad máxima y mínima del viento
- $D_h$  es el diámetro de la partícula eólica más grande (expresado en micras) y representa la intensidad más fuerte del viento
- $D_l$  es el diámetro de la partícula eólica más pequeña (expresado en micras) y representa la menor intensidad del viento

Esta expresión ha sido aplicada por (Janecek y Rea, 1983; Janecek and Rea, 1985; Chuey *et al.*, 1987; Rea, 1990) a los testigos: DSDP 503-B (situado a 4°03'N, 95°38'W, bajo la influencia de los vientos alisios del SE); RC11-210 (localizado en la convergencia intertropical a 1°49'N, 140°03'W) y KK75-02 (a 38°37'N, 179°20'W, afectado por los vientos Contraalisios del norte) (Figura 2.48) obteniendo los siguientes resultados:

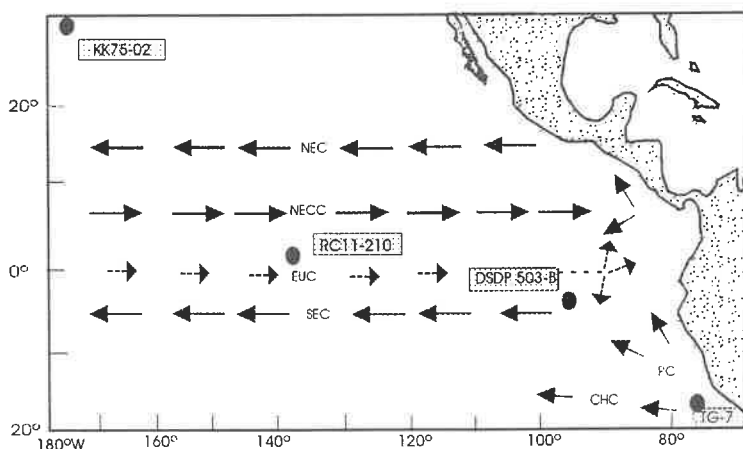
- El tamaño de grano del material eólico en el KK75-02 varía desde un diámetro de 2.23µm hasta 3.02µm. A lo largo del testigo la amplitud de las fluctuaciones del viento varían alrededor de los 250.000 años, pasando a ser un 10% menor después de esta fecha.
- En el testigo 503B, el diámetro de las partículas eólicas oscila entre 3.13 y 3.04µm. La amplitud de las oscilaciones de los vientos decrece a partir de los 250.000 años.
- En el testigo RC11-210 el tamaño de grano varía entre 1.58 y 6.90µm, presentando una mayor amplitud que la registrada en los testigos KK75-02 y 503B. Entre 227.000 y 326.000 años puede observarse una disminución en el tamaño del registro eólico y un cambio en su variabilidad, siendo ésta más alta en muestras con una edad superior.

El mismo concepto se ha aplicado a las partículas terrígenas del testigo TG-7 (Figura 2.48), especialmente las localizadas en los estadios donde se concentra con más probabilidad la sedimentación eólica. Así los diámetros medios ( $\phi_{50}$ ) de las partículas oscilan entre 4.96 y 2.37µm. A lo largo del IOS 7 los tamaños de las partículas varían entre 4.96 y 2.44µm. En el resto del testigo son prácticamente constantes y mucho menores (3.97-2.37 µm). Este perfil señala que las partículas más grandes y algunas de las más pequeñas se concentran en el estadio isotópico 7, lo que sugiere un marcado aumento en las fluctuaciones de la intensidad atmosférica durante dicho estadio isotópico, periodo temporal que coincide con una gran cantidad de partículas silíceas transportadas por el viento (Figura 2.47)

La variación en el diámetro de las partículas eólicas del TG-7 (excepto las situadas en el IOS 7) es similar a la registrada por el DSDP 503-B. La proximidad entre ambos testigos permite que los dos se vean afectados por los vientos alisios. El testigo KK75-02, situado en el Pacífico Norte bajo la influencia de los vientos contralisios también presenta un rango de tamaños similar. Dada la complejidad de la zona ecuatorial, la variabilidad de los diámetros de las partículas presentes en el RC11-210 es mucho mayor que la encontrada en el TG-7.



**Figura 2.48:** Evolución del diámetro de las partículas eólicas ( $\phi_{50}$ ) en los testigos RC11-210, 503B, KK75-02 (expresado en unidades phi) y de las partículas terrígenas en el TG-7 (expresado en micras). En la figura se indica también la extensión de los distintos estadios isotópicos y la duración del evento climático del Brunhes Medio, identificado este último por un marcado cambio en la variabilidad de los tamaños de las partículas eólicas antes y después de él. Este evento no se identifica en el registro del TG-7. La posición de los testigos se encuentra indicada en el mapa inferior.



El perfil de los registros eólicos de los testigos 503B, RC11-210 y KK75-02 sugiere un cambio en las fluctuaciones de la intensidad de los vientos en torno a los 250.000- 300.00 años, representado por un momento de intensidad mínima en la fuerza de los vientos que se extiende durante unos 50.000 años. Este intervalo de tiempo separa un periodo con una importante variabilidad en la intensidad eólica (antes de los 300.000 años) de otro con una variabilidad más reducida (después de esta edad). Rea, (1990) interpreta esta variación en el registro del tamaño de grano, encontrado tanto para los vientos alisios (registros 503B, RC11-210) como para los contralisios (registro KK75-02), como el reflejo eólico del evento climático del Brunhes medio. Este evento, descrito por Jansen *et al.*, (1986) ha sido identificado en la forma de variación de varios indicadores paleoceanográficos a escala mundial (señales eólicas, registro de organismos planctónicos silícicos, contenido en carbonatos... ) (Janecek y Rea, 1983, 1985; Schramm 1985; Pisias y Rea, 1988) y se ha hecho referencia a él al interpretar el registro carbonatado del testigo TG-7.

En el testigo TG-7 se puede deducir una importante variabilidad de los procesos eólicos que se extiende durante el estadio 7 (entre los 245.000 y los 186.000 años). No es posible establecer ninguna comparación entre las condiciones eólicas antes y después de los 300.000 años, puesto que el registro únicamente abarca los últimos 400.000 años, lo que impide determinar la importancia del evento del Brunhes medio.

#### **2.4.- Interpretación conjunta de la intensidad de los agentes de transporte y de la cantidad de partículas terrígenas acumuladas**

La tasa de acumulación de las partículas terrígenas y la fluctuación del tamaño de grano de las mismas no tienen por qué presentar la misma variación en el tiempo. Si el clima del área fuente condiciona que exista poco material disponible para ser erosionado y movilizado pero la acción de los agentes de transporte es intensa, se movilizarán granos relativamente grandes (pero poca cantidad de los mismos). Por el contrario, los momentos de alta disponibilidad de partículas y baja intensidad relativa de los agentes pueden dar lugar al transporte de una gran cantidad de partículas con un tamaño de grano pequeño.

Partiendo de esta distinción, el registro de las tasas de acumulación de las partículas terrígenas y el tamaño de las mismas en el testigo TG-7 (Figuras 2.46 y 2.48) sugiere que desde el IOS 11 al 8 existe poca cantidad de partículas terrígenas disponibles para ser transportadas y presentando el tamaño de grano más pequeño de todo el testigo. Durante el estadio 7 se observa un importante incremento de los flujos de partículas eólicas hasta alcanzarse los valores más altos de todo el testigo (cfr. con el registro de partículas silícicas transportadas por el viento, Figura 2.47). Las partículas terrígenas tienen los diámetros más variables respecto a las otras partículas eólicas del testigo, lo que implicaría el máximo incremento en la actividad atmosférica de todo el testigo. Desde el IOS 5 hasta el 1, la cantidad de partículas terrígenas vuelve a alcanzar valores próximos a los del primer periodo (IOS 11 a 8), aunque ligeramente superiores. El diámetro de las partículas disminuye respecto al periodo anterior (IOS 7), siendo sin embargo mayor que entre los estadios 11 a 8.

Durante el IOS 8 y 6 se ha definido que el predominio de procesos hemipelágicos (cfr. Figura 2.47), los cuales conducen hasta el testigo cantidades importantes de materiales más gruesos que los presentes en el resto del registro.

## **2.5.- Estudio mineralógico y geoquímico de las partículas terrígenas: relación con el área fuente**

El último punto de vista desde el que se puede estudiar el contenido en material terrígeno de un testigo es el de la mineralogía de sus arcillas y de los elementos químicos. La composición mineralógica y geoquímica de los sedimentos terrígenos depositados en el océano proporciona información sobre su procedencia y las variaciones que quedan registradas a lo largo del tiempo pueden responder a modificaciones en las trayectorias de los agentes de transporte, cambios geográficos del área fuente y/o modificaciones climáticas en las zonas continentales de procedencia.

### **a) Análisis mineralógico de las arcillas del testigo TG-7**

Como ya se ha explicado en el capítulo de descripción de resultados, en el testigo TG-7 se ha analizado el contenido de los principales minerales arcillosos (illita, clorita, caolinita y esmectita) (Figura 2.25) y las variaciones entre los cocientes esmectita/illita y esmectita/caolinita (Figura 2.26). La relación constante entre los distintos términos arcillosos podría interpretarse como el mantenimiento durante los últimos 400.000 años de la misma área fuente originaria de los materiales terrígenos.

En el sur del continente americano existen dos posibles áreas fuente distintas: la cordillera de la costa y la cordillera principal de los Andes.

La cordillera de la costa, cadena montañosa que bordea el continente americano desde los 42°S hasta los 14°S, está formada por materiales premesozoicos metamorfizados, fallados y plegados, cubiertos por sedimentos mesozoicos más suavemente plegados y por sucesiones terciarias en su mayoría de carácter volcánico. Gran parte de esta cordillera constituye uno de los mayores complejos batolíticos mundiales, por lo que las rocas plutónicas (y sus arcillas derivadas) serían los aportes representativos de esta zona.

La cordillera principal de los Andes, en especial desde los 34°S hacia el norte, muestra un núcleo con materiales paleozoicos rodeado por un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas de gran espesor y con edades que oscilan desde el Plioceno hasta el Cuaternario. Los depósitos volcánicos son más importantes a partir de los 27°S donde el sector central de los Andes se ensancha formando el altiplano volcánico de Puma. Así, las rocas volcánicas y todos sus productos derivados (entre ellos las arcillas) vendrían a caracterizar este área fuente.

A pesar de que estas dos zonas se encuentran mineralógicamente bien diferenciadas, las relaciones encontradas entre los minerales arcillosos del testigo TG-7 no permiten identificar ninguna variación en los aportes terrígenos que llegan al testigo. Más bien al contrario, registran una señal continua, que parece sugerir una llegada constante de materiales a lo largo del tiempo supuestamente procedentes de la cordillera principal de los Andes.

Así puede concluirse que el análisis de la mineralogía de las arcillas no permite deducir variaciones importantes en el área fuente de la que proceden las partículas terrígenas que llegan hasta el testigo TG-7. El estudio geoquímico de las mismas muestras tratará de contrastar esta idea.

## b) Análisis geoquímico del testigo

### - Consideraciones teóricas sobre el origen de los diferentes elementos químicos

Los diferentes autores que han trabajado en la placa y en la dorsal de Nazca (p.ej. Dymond, 1981), hablan de varios orígenes para los elementos químicos que se acumulan en el fondo del océano: hidrotermal, biogénico, diagenético y detrítico.

- **Hidrotermal:** Bajo esta clase incluyen tanto los elementos transportados por las soluciones hidrotermales como los elementos que han precipitado directamente desde el agua marina. Las principales zonas de acumulación se relacionan con las crestas de las dorsales y los elementos químicos más directamente implicados son el Mn y el Fe que precipitan en forma de óxidos y oxidróxidos.
- **Diagenético:** Dentro de este grupo se engloban los elementos químicos que se acumulan en los sedimentos pero que se ven modificados posteriormente por cambios diagenéticos y removilizaciones causadas por variaciones en las condiciones oxidantes-reductoras. El manganeso es uno de los ejemplos más claros.
- **Detrítico:** Este origen domina en las áreas próximas a Suramérica y es debido a la meteorización del continente. El aluminio es un elemento cuya distribución suele estar dominada por esta naturaleza.
- **Biogénico:** Este término incluye a aquellos elementos que alcanzan el fondo del mar asociados a las partes duras y blandas de los organismos marinos. El elemento más directamente relacionado con este origen es el calcio.

Dado que las zonas productoras de materiales hidrotermales (dorsal del Este del Pacífico y dorsal de Galápagos) se encuentran bastante alejadas del TG-7 y que la concentración del material hidrotermal decrece rápidamente al alejarse de dichas áreas fuente (Heath y Dymond, 1981), es de esperar que en la zona de estudio estos procesos no tengan excesiva importancia. La falta de material hidrotermal se ve apoyada por el hecho de que la dorsal de Nazca no sea una dorsal activa (Couch y Whitsett, 1981; Erlandson *et al.*, 1981). Por este motivo se considerarán únicamente los procesos detríticos, biogénico y diagenéticos.

#### a) Elementos con un probable origen detrítico

Al, Fe, Mg, Mn, Cu, Ni, Zn parecen proceder mayoritariamente de las partículas terrígenas. En la zona del sureste del océano Pacífico, la contribución terrígena se incrementa notablemente en función de la proximidad al continente suramericano. Las áreas oceánicas situadas a distancias menores de 1000Km están compuestas principalmente por más de un 80% de terrígenos procedentes de suramérica (Dymond, 1981), a pesar de que el transporte mar adentro de las partículas detríticas desde las áreas fuente continentales se ve reducido por la existencia de la fosa de Chile-Perú que actúa como una trampa sedimentaria. Así parece correcto relacionar estos elementos químicos con la geología de la región del Norte de Chile y Sur de Perú.

Dichos elementos proceden de las rocas plutónicas que se concentran en la Cordillera de la Costa y las rocas volcánicas que se sitúan en los Andes Centrales. Las rocas metamórficas, por el contrario no son frecuentes, localizándose más al norte (en el centro y norte de Perú). Menos abundantes aún son los depósitos sedimentarios, casi ausentes en las áreas continentales próximas.

#### b) Elementos con un probable origen biogénico

El Ca y el Sr de origen terrígeno se relacionan casi exclusivamente con las rocas sedimentarias. En el área fuente continental no hay depósitos sedimentarios. Este hecho, unido a la importante actividad biológica que se desarrolla en las aguas oceánicas de esta zona, sugiere que la mayoría del calcio presente en el fondo marino proceda de la acumulación de restos calcáreos, por lo que se le asocia un origen biogénico unido a la productividad. Puesto que el Sr muestra las mismas variaciones que el Ca a lo largo de todo el perfil, se le asimila el mismo origen.

El Ba por su parte puede tener un carácter conjunto entre detrítico (Ba incluido dentro de las redes cristalinas de los minerales) y biogénico (Ba que forma parte de los organismos marinos).



### c) Elementos con una probable influencia diagenética

Minerales como el Mn pueden sufrir procesos diagenéticos que incluyen removilizaciones y difusión a lo largo de los sedimentos. Supuestamente esto es lo que ha ocurrido en los 15 cm superiores del testigo TG-7, donde se encuentran valores de acumulación de manganeso unas 32 veces superiores al promedio del testigo. Contenidos importantes de Mn en los centímetros más superficiales de los testigos han sido citados por Klinkhammer (1980) en el este del Pacífico ecuatorial y por Finney *et al.* (1988) en la cuenca de Guatemala. La supuesta removilización del Mn en el testigo TG-7 no parece haber afectado a otros metales como Ni o Cu que, a pesar de tener diferentes historias diagenéticas, muestran una importante influencia en sus distribuciones a lo largo de los sedimentos por los movimientos del Mn.

### **Determinación del origen de las partículas: normalización frente a la fracción aluminosilicatada**

Para discutir el origen de los elementos químicos los porcentajes se han normalizado respecto a un constituyente típicamente terrígeno, como es el aluminio. Para ello se han seguido dos métodos diferentes: la relación elemento/Al y el método propuesto por Thompson y Schmitz, (1997) y los dos se han aplicado, como ejemplo, al porcentaje de bario obtenido en el testigo TG-7 (Figura 2.49).

#### a) Primer método de normalización,

El primer método de normalización distingue la fracción del elemento no relacionada con los aportes terrígenos a partir de la relación elemento/Al.

#### b) Segundo método de normalización

El método de Thompson y Schmitz (1997) normaliza el porcentaje de cualquier elemento químico frente al  $Al_2O_3$  obteniendo finalmente el porcentaje del elemento no asociado a la fracción aluminosilicatada de acuerdo con la expresión:

$$\text{Porcentaje del elemento no asociado a la fracción aluminosilicatada} = Ba_{(\text{normalizado})} - Ba_{(\text{aluminosilicatado})}$$

siendo el porcentaje normalizado del elemento:

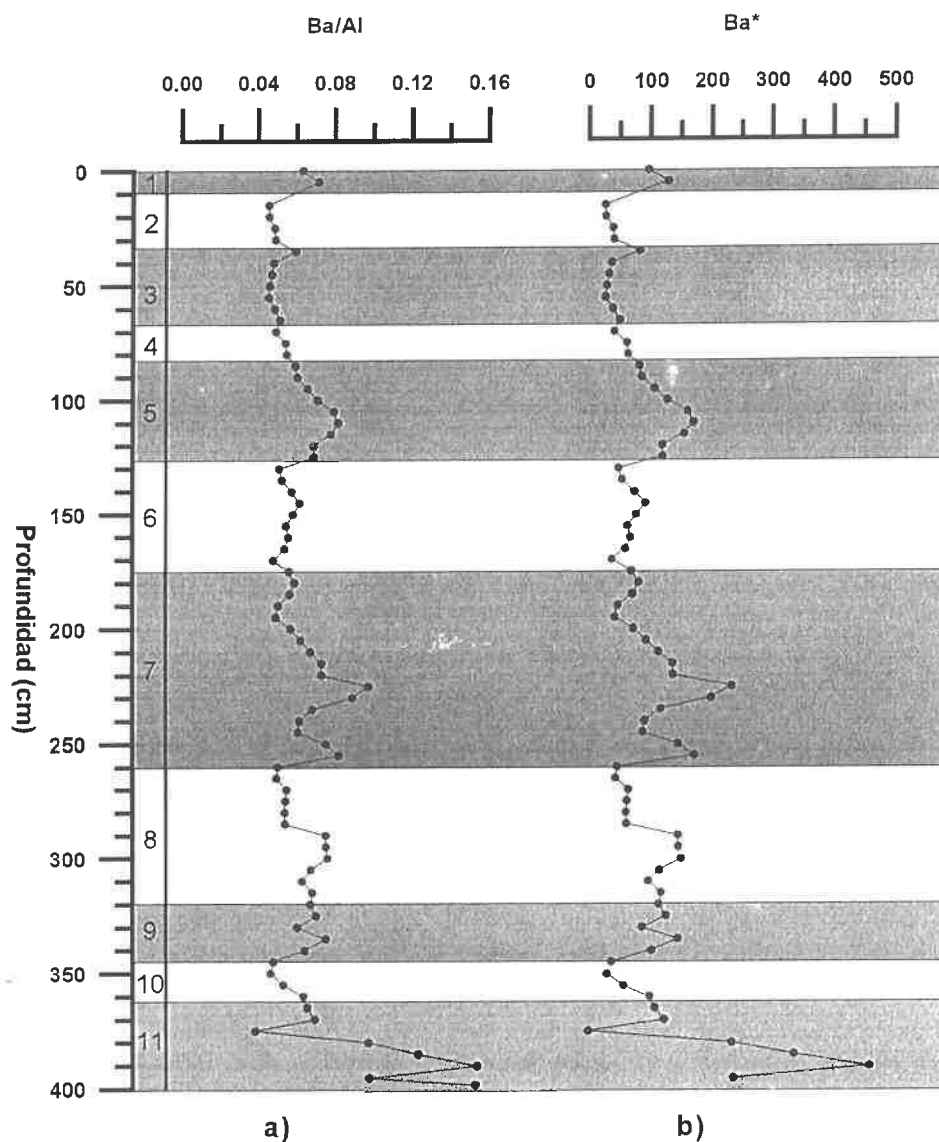
$$\text{Porcentaje normalizado del elemento} = \frac{\text{Porcentaje del elemento en la muestra}}{Al_2O_3 \text{ de la muestra}} * Al_2O_3 \text{ (promedio de la corteza)}$$

y asumiendo que el contenido en  $Al_2O_3$  en la corteza terrestre es del 15% (Wedepohl, 1995)

El porcentaje del elemento químico procedente de los aluminosilicatos se calculó considerando que las muestras del testigo con el valor más bajo de elemento químico normalizado contendrán únicamente el elemento químico incluido en la fracción aluminosilicata y representarán las contribuciones terrígenas al sedimento. Así, por ejemplo, el valor de  $Ba_{\text{normalizado}}$  más bajo en el testigo TG-7 es 154.58ppm. Este mínimo valor de  $Ba_{\text{normalizado}}$  (=  $Ba_{\text{aluminosilicatado}}$ ) representará el máximo contenido de Ba en la fracción aluminosilicatada.

#### c) Comparación entre resultados.

Tal y como puede observarse en la Figura 2.49 el perfil obtenido para el Ba con los dos métodos de normalización es idéntico. Por este motivo la normalización para todos los elementos químicos analizados en el TG-7 se realiza dividiendo el porcentaje del elemento en cuestión frente al contenido en Al, ya que es más rápido.



**Figura 2.49:** Comparación entre dos métodos de normalización aplicados al Ba en el testigo TG-7. a) Normalización a partir de la relación Ba/Al. b) Método de normalización de Thompson y Schmitz (1997) (ver explicación en el texto). Como puede observarse el perfil resultante es similar en ambos casos.

### Discusión de la normalización de los elementos químicos:

- Fe/Al y Mn/Al

El Fe y el Mn (Figura 2.50 a, b) muestran una variabilidad importante comparada con el perfil del aluminio. La relación Fe/Al es aproximadamente 0.65, valor supuestamente representativo del material aluminosilicatado en esta región pero superior al definido por Boyle, (1983) para los sedimentos terrígenos acumulados bajo la corriente de Perú (0.45).

El cociente Mn/Al presenta valores bastante constantes, excepto en los centímetros superiores donde el contenido en Mn es más del doble. Este importante aumento no se ve relacionado con un incremento similar del contenido en Fe, por lo que se ha interpretado como un enriquecimiento diagenético.

En la Figura 2.50 c se presenta la relación Mn/Fe. Excepto para los primeros centímetros donde el contenido en Mn es muy elevado, el perfil representativo de esta relación sigue una línea recta, lo que indica la interdependencia entre ambos elementos químicos. Como una posible hipótesis se plantea que el contenido de dichos elementos puede explicarse teniendo en cuenta la presencia de micronódulos y fracciones de óxidos dispersos en el sedimento. En la descripción visual del TG-7 se habla de nódulos de Mn, especialmente en torno al centímetro 190.

- Cu/Al, Ni/Al y Zn/Al:

Estas tres gráficas (Figura 2.50 d, e, f) son casi una línea recta, excepto durante los últimos centímetros. Así puede deducirse que estos elementos tienen un origen terrígeno claro y que la fracción aluminosilicatada no ha cambiado de composición a lo largo del periodo de tiempo registrado en el TG-7.

- Ca/Al y Sr/Al:

Las variaciones en la relación Ca/Al (Figura 2.50 i, j) son similares en significado al porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  presente en el sedimento, salvo que algunos autores (p.ej. Boyle, 1983) consideran que la relación Ca/Al es más precisa y refleja la acumulación relativa del carbonato frente a la fracción aluminosilicatada. La relación Sr/Al (Figura 2.50) presenta el mismo perfil que el Ca/Al, con lo cual se puede inferir una relación directa entre el Ca y el Sr y el control biogénico de ambos elementos.

- Ba/Al y Mg/Al

Dymond (1981), entre otros autores, propone que la procedencia del bario es una mezcla entre detrítica (Ba incluido dentro de las redes cristalinas de los minerales) y biógena (dentro de las conchas de los organismos marinos) pudiendo, una vez depositado, sufrir movilizaciones parciales dentro de los sedimentos (McManus *et al.*, 1994). La movilización del bario por los organismos en la parte superior de la columna de agua ha hecho que este elemento sea considerado un indicador de productividad (Dymond *et al.*, 1992; McManus *et al.*, 1998). En el testigo TG-7 la gráfica Ba/Al presenta bastantes similitudes con las del Ca/Al y Sr/Al (especialmente a partir del estadio isotópico 7), por lo que se ha deducido que es un registro de productividad (Figura 2.50g). El incremento en la relación Ba/Al que ocurre durante la mitad superior del estadio 7 y la transición 6/5 no se corresponde con ningún aumento en la gráfica Ca/Al, por lo que supuestamente está asociado a un enriquecimiento de Ba diagenético.

El magnesio por su parte covaría con el calcio, tal y como puede verse en la (Figura 2.50 h) al analizar el perfil Mg/Al frente a Ca/Al. La relación existente entre el magnesio y el calcio puede atribuirse a la admisión del Mg dentro de la estructura cristalina del carbonato cálcico.

### - Conclusión

Tras efectuar un análisis geoquímico del testigo TG-7 y estudiar la evolución en profundidad de los diferentes elementos químicos se han agrupado de acuerdo con su origen como derivados de partículas terrígenas (Cu, Ni, Zn, Ba, Fe, Mn), asociados mayoritariamente con la actividad biológica (Ca, Sr, Ba) y relacionados con los procesos diagenéticos (Mn). La evolución en profundidad de las partículas terrígenas presenta valores constantes en el tiempo sin que se deduzcan, a partir de ellos, cambios significativos en momentos concretos. En cuanto a la actividad biológica, se han podido distinguir momentos de mayor o menor acumulación de elementos químicos relacionados con la productividad (se discutirán en el capítulo 5). Por otra parte, el estudio detallado de los perfiles de Mn y del Fe se ha interpretado como un registro de la presencia de óxidos ferromagnéticos o micronódulos, así como de movilizaciones diagenéticas.

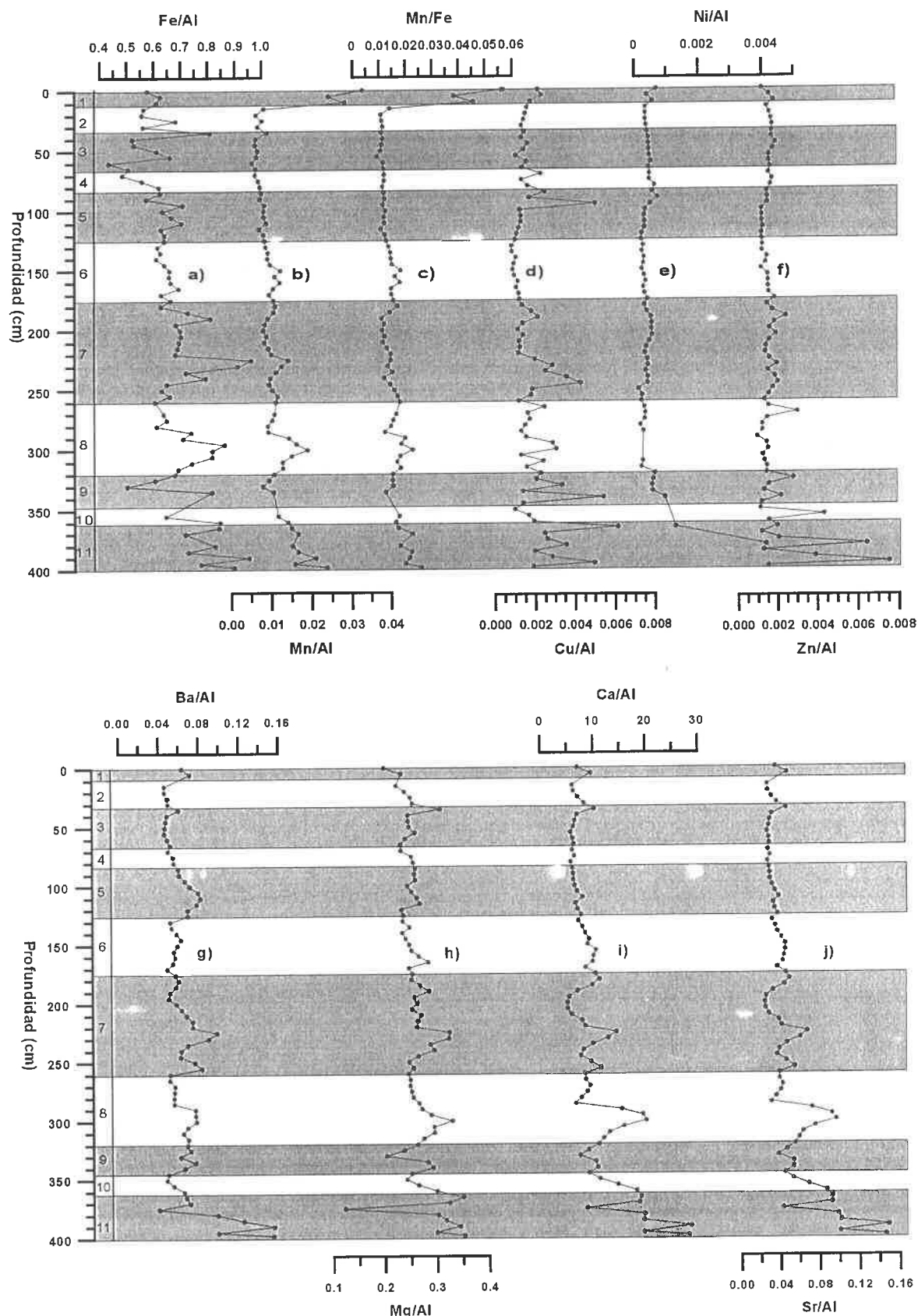


Figura 2.50: Evolución en profundidad de los elementos químicos normalizados: a) Fe/Al, b) Mn/Al, c) Mn/Fe, d) Cu/Al, e) Ni/Al, f) Zn/Al, g) Ba/Al, h) Mg/Al, i) Ca/Al, j) Sr/Al a lo largo del testigo TG-7. En la figura se indica la extensión de los estadios isotópicos.

## CONCLUSIONES

- Los mecanismos principales que controlan la sedimentación terrígena en el testigo TG-7 son dos: el aporte de materiales de origen fluvial continental y el aporte eólico. La llegada de material sedimentario de procedencia fluvial a la zona del Pacífico suroriental situada entre los 27°S y los 14°S es muy escasa dado los condicionantes climáticos y morfológicos de la zona costera y debe producirse episódicamente durante periodos tipo Niño y al final de la época glacial (condicionada por el deshielo y/o el retrabajamiento del material de la plataforma). La situación del testigo TG-7 próximo a la región continental hiperárida (desierto de Atacama) y la relación teórica que existe entre la precipitación anual y el potencial de polvo eólico generado condiciona que llegue poca cantidad de materiales eólicos hasta la zona de estudio pero de manera constante.
- Puesto que llegar a distinguir entre el predominio de la sedimentación eólica o hemipelágica, en la región del suroeste americano es difícil ya que tanto la sedimentación eólica como la fluvial originan sedimentos similares en tamaño y composición, se ha tratado de separar el diferente origen de las partículas terrígenas que llegan hasta el testigo TG-7 considerando tanto los valores absolutos de su tasa de acumulación como la fluctuación temporal del perfil generado. Tras comparar estas mismas variables con las de testigos próximos considerados eólicos y hemipelágicos por Rea, (1994) ninguno de los orígenes se ha podido determinar claramente.
- El contenido de diatomeas de agua dulce y fitolitos presentes en el TG-7 (Barcena, 1999) se ha interpretado como un indicador de la actividad eólica tras la consideración de que dichas partículas silíceas han sido transportadas hasta la zona de estudio por el viento. Así se ha determinado una mayor actividad eólica en los estadios isotópicos 3, 5 y 7.
- La fluctuación del tamaño de grano de las partículas terrígenas localizadas en los estadios donde se concentra la sedimentación eólica ( $\phi_{50}$  entre 4.96 y 2.37 $\mu\text{m}$ ), se encuentra dentro del orden de magnitud descrito para otros testigos eólicos afectados por los vientos alisios. Dado que las mayores variaciones en los tamaños de estas partículas se encuentran en el IOS 7 se ha inferido una mayor fluctuación de la intensidad atmosférica durante dicho periodo.
- En el testigo TG-7 no es posible identificar las variabilidades eólicas sucedidas durante el evento del Brunhes Medio, datado para el Pacífico entre 250.000-300.000 años y que supone un periodo de cambio en la intensidad de los vientos alisios del SE y contraalisios del N antes y después de dicho periodo (Rea, 1990).
- El registro de las tasas de acumulación de las partículas terrígenas y el tamaño de las mismas en el testigo TG-7 sugiere que desde el IOS 11 al 8 existen pocas partículas terrígenas disponibles para ser transportadas presentando éstas el menor tamaño de grano de todo el testigo. Durante el estadio 7 se observa un importante incremento de los flujos de partículas eólicas hasta alcanzarse los valores más altos registrados, transportándose partículas terrígenas con diámetros muy variables. Desde el IOS 5 hasta el 1, la cantidad de partículas terrígenas vuelve a alcanzar valores próximos a los del primer periodo (IOS 11 a 8), aunque ligeramente superiores y con diámetros algo mayores a los de los estadios 11 a 8. Durante el IOS 8 y 6 se ha definido que el predominio de procesos hemipelágicos, los cuales conducen hasta el testigo cantidades importantes de materiales más gruesos que los presentes en el resto del registro.
- La evolución en profundidad tanto del porcentaje de los minerales arcillosos como sus relaciones entre sí han dado como resultado un perfil prácticamente constante, que vendría a representar la persistencia en las relaciones arcillosas a lo largo del tiempo. El análisis de la composición geoquímica de los sedimentos parece apoyar esta idea. Ambas evidencias llevarían a descartar la existencia de un cambio importante en el área fuente continental suministradora de materiales

# Capítulo 5: Interpretación del registro biogénico

## 1.- ANÁLISIS DEL REGISTRO CARBONATADO

El componente mayoritario del sedimento del TG-7 es carbonato cálcico. El registro de sus fluctuaciones presenta máximos durante los glaciares y mínimos durante los interglaciares, mostrando la mayor variabilidad y el mayor porcentaje por debajo del IOS 6 (Figura 2.30). Este perfil de distribución es similar al descrito para otros testigos del este del Pacífico Ecuatorial que se caracterizan por un mínimo expandido durante el evento B-3, la ausencia de disolución en el Brunhes Medio y una importante amplitud de fluctuación tanto dentro de los glaciares como en los ciclos glaciares/interglaciares, según se ha deducido tras correlacionar el perfil del  $\text{CaCO}_3$  del TG-7 con el de otros testigos del Pacífico Ecuatorial y Tropical (Figuras 2.32 a 2.36).

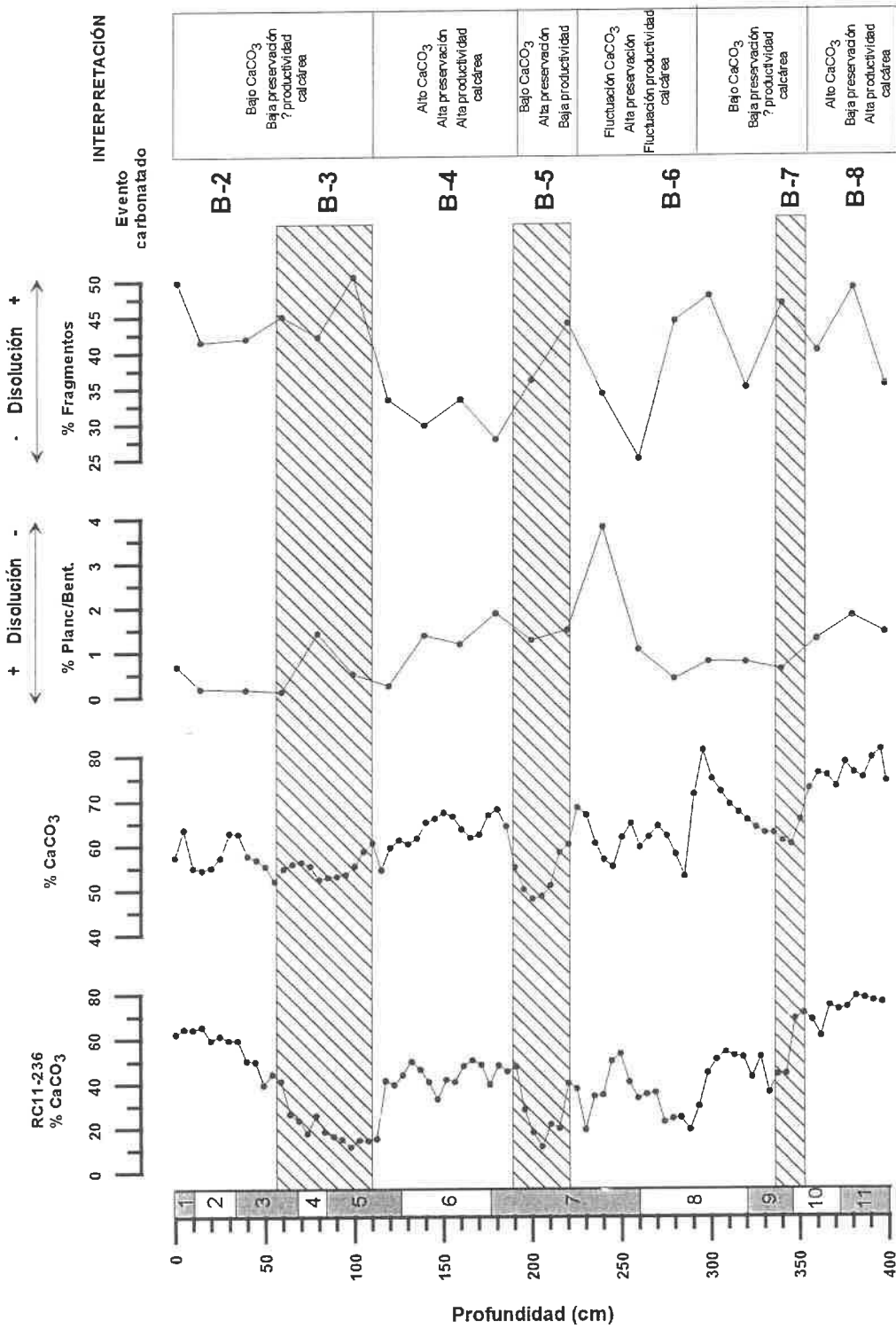
La concentración del carbonato cálcico en los sedimentos pelágicos del Pacífico sigue una serie de máximos y mínimos cíclicos. Las causas de estos ciclos se han atribuido tanto a cambios en la productividad superficial (p.ej. Arrhenius, 1952; Pedersen, 1983; Lyle *et al.*, 1988; Pedersen *et al.*, 1988; Archer, 1991; Herguera y Berger, 1991; Pedersen *et al.*, 1991; Murray *et al.*, 1993) como a la mayor o menor capacidad de disolución del agua profunda (p.ej. Berger, 1973; Emerson, 1985; Farrell y Prell, 1989), aunque puede ser más correcto considerar ambos procesos como responsables del registro encontrado en los sedimentos.

### 1.1.- Productividad frente a preservación

Un método para estudiar la importancia de producción y preservación es comparar dentro de un mismo testigo el registro de la concentración de los carbonatos con el de la disolución de los microfósiles calcáreos. En el caso del TG-7, la concentración del  $\text{CaCO}_3$  ha sido calculada a partir de los resultados del calcímetro de Bernard, del CC-100 y del contenido en Ca (ver capítulo de metodología). Como intensidad de disolución de los restos carbonatados, se han utilizado dos estimaciones diferentes, siempre a partir de las observaciones realizadas a lupa binocular en la fracción superior a  $50\mu\text{m}$ :

- La abundancia relativa de fragmentos, expresada como un porcentaje frente al total de elementos contados en la muestra. (Un fragmento se define como una parte de una concha de un foraminífero, con un tamaño inferior a la mitad del tamaño que supuestamente tendría la concha completa).
- La abundancia relativa de los foraminíferos bentónicos, expresada como la relación entre los organismos planctónicos frente a los bentónicos.

Para el primer índice de disolución, los valores más altos representan mayor disolución (y por consiguiente una menor preservación), mientras que para el segundo la relación disolución/preservación se expresa al contrario. Dada la subjetividad de las observaciones, es muy difícil correlacionar de manera cuantitativa los resultados obtenidos a través de los distintos índices con los de otros autores, incluso en áreas próximas (p.ej. LaMontagne *et al.*, 1996). Dentro de los dos grupos de variables (contenido en carbonatos e índices de disolución), son estas últimas las que proporcionan un registro más sensible acerca de los procesos de disolución/preservación que han sufrido los sedimentos.



**Figura 2.51:** Perfiles de concentración de  $\text{CaCO}_3$ , índice de fragmentación y relación entre el número de foraminíferos planctónicos/bentónicos a lo largo del testigo TG-7, comparados frente a la curva de carbonato del testigo RC11-236 (modelo para el este del Pacífico Ec. utoral). Los intervalos rayados corresponden a los momentos de menor contenido en carbonatos según la nomenclatura de los eventos carbonatados en el Pacífico ecuatorial (Farrell y Prell, 1989). En la parte derecha se incluye una interpretación de la productividad calcárea y la preservación de los restos calcáreos.

En la Figura 2.51 se presentan los perfiles de la concentración de carbonato cálcico, el índice de fragmentación y la relación planctónicos/bentónicos a lo largo del testigo TG-7, comparados frente a la curva de carbonato que presenta otro testigo del Este del Pacífico Ecuatorial, considerado como referencia en esta zona: el RC11-236 (4°50'S, 86°49'W) (Snoeckx y Rea, 1994). Además se indica una posible interpretación conjunta de todos los resultados. En la misma figura, los intervalos rayados corresponden a los momentos de menor contenido en carbonatos, nombrados según la nomenclatura propuesta para la estratigrafía de carbonatos en el Pacífico Ecuatorial que incluye la letra B como indicativa de la época de polaridad magnética Brunhes y un número impar que indica el orden como aparecen los mínimos (Farrell y Prell, 1989).

La correlación visual entre los perfiles de los dos índices de disolución indica que, en líneas generales, covarían en profundidad. Sin embargo estos mismos índices no muestran una correlación clara con los máximos y mínimos de la concentración de  $\text{CaCO}_3$  (observación deducida a pesar del distinto espaciado con que se ha estudiado cada parámetro).

La mala preservación general de los restos calcáreos del testigo TG-7 se pone en evidencia en dicha figura: como valor promedio el 35% de las partículas con un tamaño por encima de  $50\mu\text{m}$  son fragmentos y la relación planctónicos/bentónicos no supera el 3%, a pesar de que el contenido en  $\text{CaCO}_3$  es elevado en todo momento. Tan sólo existen dos excepciones a esta regla general:

- Entre los centímetros 150 y 200 (IOS 6 y transición hacia el 7), donde la conservación de los restos carbonatados así como el contenido en  $\text{CaCO}_3$  sufre un incremento. La inspección a la lupa binocular de la fracción limo grueso-arena en muestras de estos centímetros, donde se pueden identificar las conchas completas de varias especies de foraminíferos extremadamente susceptibles a la disolución (p.ej. *Globorotalia tumida*, *Globorotalia menardii*), confirma que este intervalo es el de mejor preservación de todo el testigo. En los otros centímetros únicamente se identifican fragmentos de la quilla, parte más resistente de las conchas calcáreas de dichos organismos.
- La segunda excepción destacable a la importante disolución, se encuentra a mayor profundidad en el testigo: los dos índices vuelven a mostrar un aumento en la preservación de los restos carbonatados en el centímetro 240 o 260 (según el tipo de índice que se considere), aunque en ninguno de estos momentos el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  llega a ser muy alto.

Con respecto a los eventos carbonatados identificables durante el periodo magnético del Brunhes, el primero de ellos (B3), localizado aproximadamente entre los centímetros 60 y 110 y caracterizado en los testigos situados al este de 95°W por ser un mínimo muy expandido en la concentración de carbonato cálcico (ver registro del RC11-236), se corresponde con un incremento en los índices de disolución. Así puede establecerse una relación entre este momento de bajo porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  y una baja preservación de los microfósiles calcáreos. El evento B5 (centímetro 200) por el contrario coincide con un momento de buena preservación, coincidencia ya descrita por LaMontagne *et al.*, (1996) y Wei *et al.*, (1994) para dos testigos del Pacífico ecuatorial. Este mínimo en la concentración de  $\text{CaCO}_3$  parece más importante en el registro carbonatado del testigo TG-7 que en el de otros registros del Pacífico Ecuatorial (cfr. Figuras 2.32-2.34), sin que los datos del TG-7 sugieran que esté causado por un momento de especial disolución. En el centímetro 345 que es donde se sitúa el evento B7, los índices de disolución registran de nuevo una preservación baja.

Los centímetros más próximos a la superficie así como los cercanos al 310, registran también otros tantos valores muy bajos de carbonatos, identificados tras comparar el registro del TG-7 con los de otros testigos próximos (Snoeckx y Rea, 1994; Weber *et al.*, 1995) (Cfr. p.ej. registro del RC11-236). Estos mínimos que no coinciden con ningún evento dentro del Brunhes sí que pueden tener que ver con un aumento en la disolución que haya afectado al TG-7 (tal y como señalan el índice de fragmentación y la relación entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos).

El registro carbonatado del TG-7 no permite identificar claramente momentos de especial disolución, como es el caso de la época del Brunhes Medio, que se extiende desde el evento B-5 al B-11 y que ha sido descrito en los registros carbonatados del Pacífico Ecuatorial (Snoeckx y Rea, 1994) (cfr. apartado 8 del capítulo 3). En el testigo TG-7 durante este periodo de tiempo los procesos de disolución son muy importantes pero no excepcionales, ya que las mismas condiciones de preservación vuelven a darse en épocas más recientes (p.ej. durante el evento B-3).



A pesar de que no es fácil establecer una relación directa entre producción, concentración y disolución de carbonatos, tentativamente se ha tratado de resumir las conclusiones más importantes en la Figura 2.51 y en la Tabla 2.5. Así en algunos momentos (p.ej. durante el evento B5) parece una deducción lógica que el motivo dominante en las variaciones del porcentaje de carbonatos sea el descenso de la paleoproduktividad calcárea. Sin embargo en otras ocasiones (p. ej. en los primeros centímetros del testigo o en torno al centímetro 310) se puede pensar que es el aumento en la disolución el que controla la concentración final de los sedimentos, siempre dentro de un contexto generalizado de mala preservación.

Evento	% CaCO <sub>3</sub>	Preservación
B-3	Bajo	Baja
B-4	Alto	Alta *
B-5	Bajo	Alta *
B-7	Bajo	Baja
Cm 0-40	Bajo	Baja
Cm 240-260	Fluctúa	Alta *
Cm 310	Bajo	Baja

**Tabla 2.5:** Preservación y concentración de carbonatos deducidas en el testigo TG-7. (\*) La alta preservación es en comparación con el promedio del registro.

### 1.2.- Posibles causas de la falta de preservación de los restos carbonatados

En cualquier registro marino, la interpretación de la preservación de sus restos carbonatados, pasa por el conocimiento de su situación frente al nivel de compensación de la calcita (CCD) y a la lisoclina.

En el norte de la cuenca de Perú la profundidad de la lisoclina sedimentaria está a 3700 m (Weber *et al.*, 1995). La línea de compensación de la calcita, definida como el lugar con un 0% de carbonatos, se sitúa entre 4200-4250m (Weber *et al.*, 2000). La profundidad crítica de carbonatos (CCD), profundidad a la que se conservan sólo un 10% de los mismos está a 4200m. En el sur de la cuenca de Perú no se disponen de datos (LaMontagne *et al.*, 1996). En el Ecuador, donde la productividad carbonatada en aguas superficiales es elevada, la CCD se desplaza hasta los 5000m de profundidad (Berger, 1976). Durante el Cuaternario las variaciones en la CCD han sido del orden de 200m en la cuenca de Perú, con una CCD más profunda durante los glaciares y más somera durante los interglaciares (Weber, 1995).

La zona de transición entre la lisoclina y la profundidad de compensación de la calcita presenta una elevada disolución de los carbonatos. El espesor de dicha banda es de cientos de metros en el Pacífico ecuatorial y en el sur del Pacífico, alcanzando una potencia de miles de metros en el Pacífico norte (Berger, 1976; Snoeckx y Rea, 1994). En el Pacífico ecuatorial central la franja de transición se sitúa entre 4000 y 5000 m (Farrell y Prell, 1989).

El testigo TG-7 localizado a los 3120m de profundidad en la cresta de la dorsal de Nazca se encuentra teóricamente por encima de la lisoclina y de la profundidad de compensación de la calcita, por lo que debería presentarse bien conservado. Sin embargo, el análisis de sus restos carbonatados señala que existe disolución, sin que sea fácil plantear una explicación detallada acerca de qué mecanismos controlan dicho proceso a partir de los estudios que se han realizado. Así los índices de preservación cuantificados en el apartado anterior tan sólo se refieren a la preservación de algunos restos carbonatados (en concreto de foraminíferos con un tamaño superior a 50µm) y no se sabe si su disolución ha sido producida únicamente por un mecanismo o por varios actuando a la vez.

En otros lugares del océano se han propuesto como causas para la disolución en los sedimentos próximos a la superficie los cambios en las características de las masas de agua (que pueden afectar a la preservación de los carbonatos en mayor o en menor medida) y el aumento en el carbono orgánico (que llega a causar disolución en los sedimentos superficiales y subsuperficiales) (Emerson y Bender, 1981). Ambos procesos pueden actuar juntos, separados o ser uno de ellos más importante que el otro según el momento temporal considerado. En el caso que no

ocupa, el contenido en carbono orgánico parece no ser el factor determinante puesto que la cantidad de carbono acumulado en el testigo TG-7 se supone muy baja de acuerdo con los análisis realizados (cfr. apartado 7 del capítulo de metodología). En cuanto a las diferentes propiedades de las aguas, Mix *et al.*, 1995 en un estudio del registro glacial-interglacial del  $\delta^{13}\text{C}$  en las aguas intermedias y profundas del Pacífico Ecuatorial, señalan la posibilidad de que cambios locales en las propiedades de las aguas han podido haber ocultado en el registro sedimentario momentos de alta productividad. Este tampoco parece ser un motivo importante en el control de los restos carbonatados del TG-7 ya que la mala preservación se extiende casi por igual a lo largo de todo el testigo y no se concreta en un determinado periodo de tiempo. Por todo ello se propone el fenómeno de disolución supra-lisoclina, originado por la ligera subsaturación en carbonato del agua del mar por encima de este nivel, como el causante de la disolución de los restos carbonatados en nuestro testigo. Este proceso podría verse favorecido por la baja tasa de acumulación al permitir que los restos carbonatados estén en contacto con el agua marina mucho tiempo.

La mala conservación de los restos carbonatados en el TG-7 no se ve reflejada en un bajo contenido de carbonatos: los valores de  $\text{CaCO}_3$  se encuentran dentro de los porcentajes normales en la zona y su oscilación durante la totalidad del registro es perfectamente correlacionable con la de otros testigos de la zona sureste del Pacífico subtropical.

## 2.- OTROS INDICADORES DE PRODUCTIVIDAD: OPALO Y BARIO

### 2.1.- Estudio del registro de ópalo

El contenido de ópalo en el testigo TG-7 es muy bajo, con valores casi constantes, a excepción de los máximos presentes durante el estadio isotópico 6 y transición al 5 y en los 40cm superiores (cfr. Figura 2.37). El aumento en el contenido de ópalo de los estadios 6 y 5 puede relacionarse con el que presentan los testigos V19-28 y V19-29 situados en el Este del Pacífico Tropical, y el testigo W8402A-14GC en el Pacífico Ecuatorial, mientras que el presente en la parte más joven del registro podría tener cierta similitud al registrado en el Pacífico Ecuatorial en los testigos RC11-210 y W8402A-14GC (cfr. Figuras 2.38 y 2.39). Como ya se ha comentado en el apartado 9 del capítulo 3 (descripción de resultados), la correlación entre el TG-7 y estos testigos ecuatoriales debe tratarse con precaución puesto que se ha establecido en función del porcentaje de ópalo expresado frente al total del sedimento. Esta manera de cálculo condiciona que los resultados estén influidos por las fluctuaciones del componente mayoritario en el sedimento, es decir, el carbonato cálcico.

La interpretación de las fluctuaciones del contenido en ópalo no es sencilla ni tampoco lo es decidir si son debidas a aumentos en la productividad o en la preservación de los restos. Ambas cuestiones plantean dos problemas principales. El primero de ellos, el contenido tan bajo de sílice biogénica que presenta la práctica totalidad del testigo, conduce a preguntarnos si son reales los porcentajes de ópalo calculados dado que se sitúan próximos al límite de detección del método analítico. El hecho de que el perfil del TG-7 no sea similar al de otros testigos del Este del Pacífico Sutropical no invalida la validez de los datos.

El segundo problema, el de la relación entre preservación y disolución, únicamente puede abordarse desde un punto de vista teórico. Así es sabido que el ópalo está subsaturado a todas las profundidades en el océano, siendo su porcentaje de disolución muy dependiente de la temperatura, mientras que varía poco con la presión. Según Broecker y Peng (1982), la concentración de ópalo finalmente preservada en el sedimento es proporcional a la productividad en aguas superficiales. Por consiguiente asumiendo que la capacidad de disolución del ópalo ha sido siempre constante en esta zona, sería coherente interpretar los momentos de mayor contenido en ópalo como momentos de mayor productividad silícica. Así tanto durante los estadios isotópicos 6 y 5, como durante el 2 y 1 en las aguas superficiales se habrían alcanzado las condiciones necesarias para un mayor desarrollo de la comunidad planctónica silícica.

## **2.2.- Estudio del registro de bario**

La geoquímica del bario, viene controlada por los aportes de partículas terrígenas, por la movilización de este elemento en la parte superior de la columna de agua debido a la actividad de los seres vivos y por el reciclaje en la interfase sedimento-agua. Una vez dentro del sedimento, el bario se disuelve fácilmente bajo condiciones fuertemente reductoras (p.ej. von Breyman *et al.*, 1990), pero no está afectado de la misma manera que el ópalo (Archer *et al.*, 1993) o la calcita (p.ej. Thunell 1982; Crowley, 1983; Curry y Lohmann, 1986) por lo que se ha considerado un buen indicador de la productividad oceánica (p.ej. Dymond 1981; Dymond *et al.*, 1992). La preservación del Ba en el sedimento es de aproximadamente 30% variando el grado de preservación con el logaritmo de la tasa de acumulación sedimentaria (p.ej. Dymond *et al.*, 1992).

En el testigo TG-7 se han tratado de separar los posibles diferentes orígenes del este elemento químico tras normalizar el valor del Ba y compararlo con el contenido en Al del sedimento (como elemento representativo de la fracción terrígena) (Figura 2.49). En general el perfil del bario normalizado fluctúa de manera algo más similar a como lo hace el carbonato normalizado (Figura 2.50), por lo que sus máximos y mínimos pueden explicarse según la productividad. El incremento localizado en la mitad superior del estadio 7 y la transición 6/5 no se relaciona con ninguna de las dos fuentes (detrítica o biológica) por lo que podrían deberse a un aumento en el bario diagenético.

## **3.- ESTUDIO COMPARATIVO DE LOS TRES REGISTROS DE PRODUCTIVIDAD: CARBONATO, BARIO Y ÓPALO**

La información de productividad se deriva de los registros del plancton marino, tanto a partir de los restos de los esqueletos (carbonato cálcico, ópalo) como de los componentes químicos (p.ej. bario). El problema de su estudio se encuentra en que sólo una pequeña fracción de los mismos que alcanza el fondo del mar se incorpora finalmente al sedimento. Como un ejemplo baste citar que tan sólo entre 3-8% del ópalo presente en la columna de agua entra a formar parte de los sedimentos del Este del Pacífico Tropical (Dymond y Lyle, 1985; Murray, 1987), o que el registro de calcita preservado en algunos testigos puede indicar los movimientos de la lisoclina más que los cambios en productividad. En consecuencia no se puede reconstruir cuantitativamente la productividad en épocas pasadas, puesto que la preservación no es directamente proporcional al flujo de las partículas en aguas superficiales. La reconstrucción cualitativa tampoco es fácil pues requiere un conocimiento de los fenómenos de disolución.

Un segundo problema sería el que la mayoría de los indicadores de productividad registran más de un proceso oceánico, por cuyo motivo, si queremos aproximarnos a la reconstrucción de la productividad en el pasado se deben de utilizar varios de estos parámetros en conjunto.

### **3.1.- Comparación entre tasas de acumulación de los distintos componentes biogénicos**

En la Figura 2.52 se presentan las diferentes tasas de acumulación calculadas tal y como se explicó en el capítulo de metodología, para los distintos componentes biológicos: carbonato cálcico, ópalo y bario normalizado. De entre todas ellas, la tasa de acumulación más elevada es la del carbonato cálcico, siendo un orden de magnitud superior a la del ópalo. Este hecho permite deducir que la productividad en las aguas superficiales en esta zona del Pacífico se encuentra dominada por el plancton calcáreo y no por el silíceo. Además en el testigo TG-7 el flujo de acumulación del carbonato cálcico covaría con el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  en el sedimento, lo que subraya el hecho de que la tasa de sedimentación se encuentra controlada por el comportamiento del  $\text{CaCO}_3$  y que las partículas litogénicas no suponen una fuente importante de aportes de materiales a la zona. La estrecha relación entre el tanto por ciento del carbonato y su flujo sedimentario ha sido descrita también por otros autores en el Pacífico Ecuatorial (p.ej. Chuey *et al.*, 1987; Lyle *et al.*, 1988; Rea *et al.*, 1991).

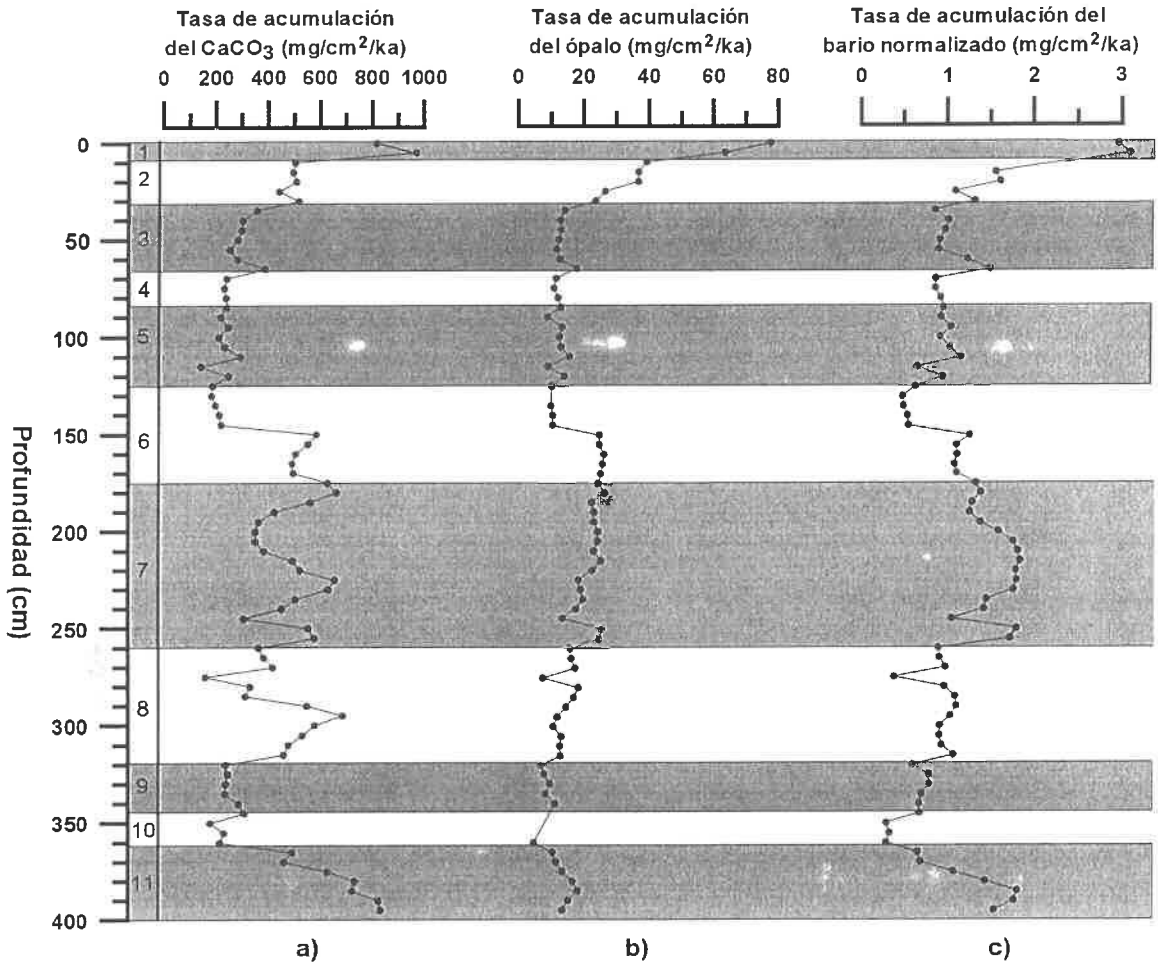


Figura 2.52: Perfil de las tasas de acumulación calculadas para el carbonato cálcico (a), ópalo (b) y bario normalizado (c), expresadas como mg/cm/ka. Las áreas claras y sombreadas indican la extensión de los estadios isotópicos.

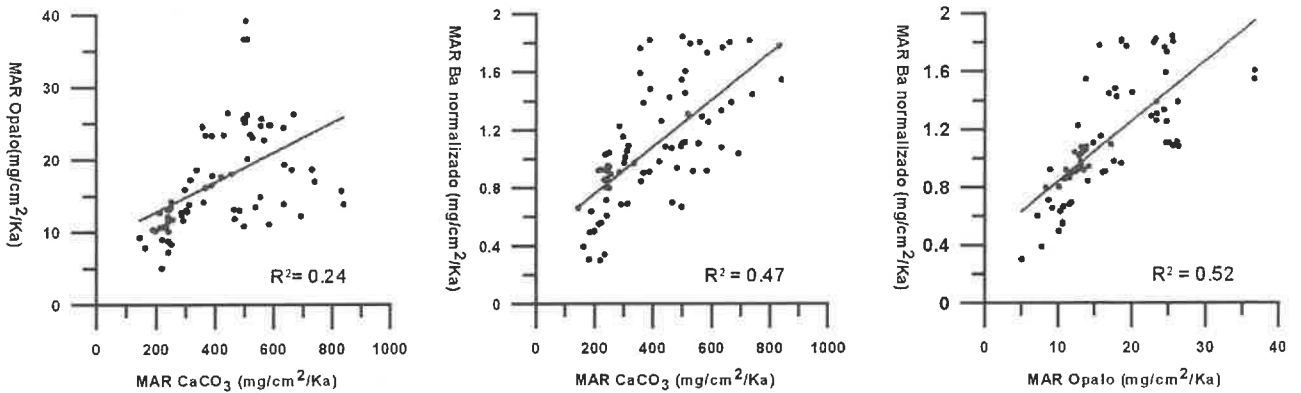


Figura 2.53: Correlaciones entre las distintas tasas de acumulación (MAR) del carbonato cálcico, ópalo y bario normalizado comparadas entre sí. Como puede observarse, los coeficientes de correlación son bajos o muy bajos

En la Figura 2.53 se presenta un intento de correlación entre los flujos calculados para los diferentes componentes biológicos. Intuitivamente podría esperarse una cierta relación entre ellos, puesto que la principal fuente de calcita, bario y ópalo es la comunidad planctónica. Sin embargo esta relación se complica debido al diferente origen biológico de los componentes (bioplancton y zooplancton), y a la diferente capacidad de preservación de sus restos. El hecho de que para calcular el flujo de acumulación de cada elemento haya que multiplicar por un factor común (la tasa de sedimentación) conduce a que se establezca una falsa relación entre los distintos componentes biológicos, que únicamente representa un artefacto del cálculo matemático, sin indicar un aumento general en la productividad.

La distribución de los flujos de carbonato cálcico y de ópalo no se correlaciona ( $R^2=0.24$ ): máximos y mínimos de cada componente no ocurren al mismo tiempo y la amplitud de las oscilaciones es diferente (Figura 2.52). Los dos registros tienen un cierto comportamiento común ya que ambos presentan altos contenidos durante los estadios 11, 7 (y transición al 6), 2 y 1 y bajos durante los estadios 10, 9, mitad superior del 6, 5, 4 y 3. Cada componente, sin embargo, tiene un registro diferente: el flujo silíceo es mayor que la media durante todo el estadio 7, mientras que la tasa de acumulación carbonatada sufre oscilaciones durante este periodo de tiempo y es muy importante durante el estadio 8.

La distribución del carbonato cálcico y del bario normalizado tampoco covaría entre sí ( $R^2=0.47$ ): los máximos y los mínimos ocurren aproximadamente a la vez pero la amplitud e importancia relativa es diferente para cada elemento (Figura 2.52). Tanto el  $\text{CaCO}_3$  como el Ba presentan las mayores acumulaciones durante el estadio isotópico 11, 7, mitad inferior del 6, 2 y 1. Los mínimos se extienden a lo largo del resto del testigo.

La correspondencia ópalo/bario normalizado sigue la tendencia general de falta de correlación directa ( $R^2=0.52$ ). Es posible identificar un comportamiento común durante los estadios 11, 7 parte inferior del 6, 2 y 1 (Figura 2.52).

La falta de correlación entre los registros biogénicos (principalmente carbonato y ópalo) ha sido subrayada por diversos autores en la zona. Así en el Pacífico ecuatorial ha habido tres intentos de correlacionar el carbonato y el ópalo a los que se une además el carbono orgánico (no disponible para el presente estudio).

En el primer trabajo, llevado a cabo por Murray (1987), se comparan los flujos de  $\text{CaCO}_3$ , ópalo y carbono orgánico en un testigo localizado a  $1^\circ\text{N}$ ,  $139^\circ\text{W}$ . Contrariamente a lo esperado, el autor encuentra que los flujos en profundidad de estos tres componentes biogénicos no están correlacionados. Probablemente los procesos de preservación y de productividad han actuado de manera diferente en el registro final. Mientras que los registros en profundidad de dichas partículas sugieren que la disolución tiene un papel importante en el porcentaje final de acumulación de los componentes (según el autor el 60-62% del carbonato, el 89-92% de ópalo y el 98-99% del carbono orgánico que abandonan las aguas superficiales no entran a formar parte del registro sedimentario), los datos de trampas presentados por los mismos autores señalan que también deben de haber ocurrido cambios en la productividad superficial.

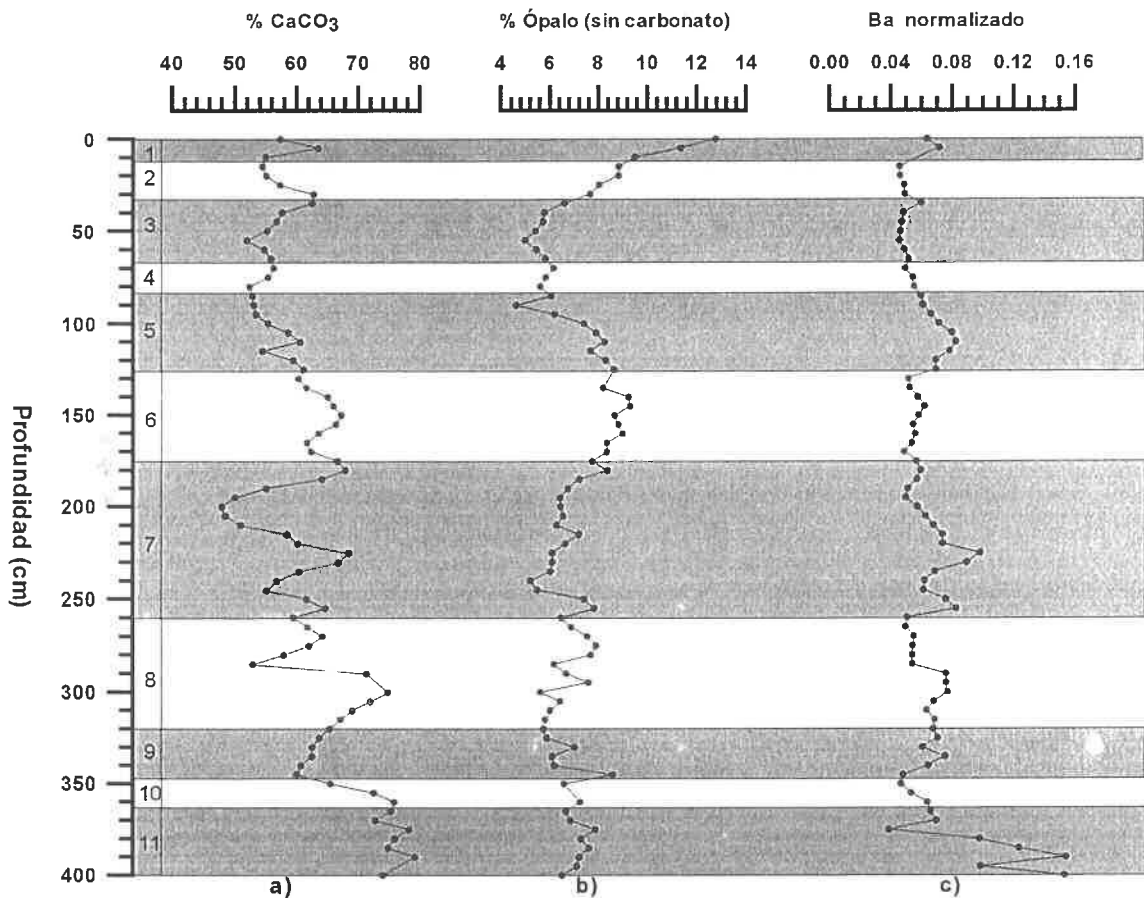
La segunda aproximación al problema, realizada por Lyle *et al.* (1988) analiza el comportamiento de 3 testigos en el Pacífico ecuatorial: V19-28 ( $2^\circ28'S$ ,  $84^\circ39'W$ ), W8402A-14GC ( $0^\circ57.2'N$ ,  $138^\circ57.3'W$ ) y VN-1-49GC ( $6^\circ32.3'N$ ,  $92^\circ46.2'W$ ). Los autores encuentran un flujo coherente para el  $\text{CaCO}_3$  y el carbono orgánico pero no para el ópalo y el carbono orgánico, ni para el ópalo y el carbonato. Para los autores el mejor indicador de la productividad en el pasado es el carbono orgánico. Con respecto a la aparente variabilidad del ópalo y del carbonato, sugieren que las comunidades silíceas y calcáreas varían independientemente a lo largo del tiempo en su contribución a la productividad total de la zona.

Por último Rea *et al.*, (1991) estudian el testigo RC11-210 (localizado en  $1^\circ49'N$ ,  $140^\circ3'W$ ) y encuentran una buena correlación entre los flujos de carbonato y de carbono orgánico. El ópalo, sin embargo, no muestra una relación clara con los otros dos, sino que, al contrario, sus máximos preceden o siguen los picos de carbono orgánico y de carbonato cálcico. En este lugar del Pacífico el carbono orgánico y la calcita son mejores indicadores de la productividad que el ópalo, que es un indicador de transición entre momentos de alta y baja productividad superficial.

### 3.2.- Comparación entre el porcentaje de cada componente biogénico

En el testigo TG-7 el carbonato y el ópalo no fluctúan a la vez (Figura 2.54). Existen momentos en los que el contenido en  $\text{CaCO}_3$  es muy importante (desde el estadio 6 hasta el 11) y otros en los que la importancia relativa del ópalo es mayor (estadios isotópicos 6 y transición al 5, así como estadios 2 y 1). El bario relacionado con la materia orgánica varía de manera algo más similar a como lo hace el carbonato.

En párrafos anteriores se ha discutido la relación entre cada registro biogénico, el aporte de material desde la zona marina superficial y la preservación final de los restos. La falta de correlación entre las fluctuaciones de carbonato cálcico y de ópalo implica que la estructura básica de la comunidad planctónica ha variado durante los últimos 400.000 años. Una explicación simple a esta supuesta variación es que las aguas superficiales situadas encima de este testigo hayan sido ocupadas por una comunidad planctónica con organismos calcáreos y silíceos. En general durante todo el registro las condiciones han sido más favorables para el desarrollo de la comunidad planctónica calcárea, pero durante los estadios 6 e inicio del 5 se han desarrollado más los organismos silíceos. Durante los estadios 2 y 1 el aumento en la concentración de ópalo sugeriría un predominio de la comunidad silícica, pero la importante disolución que presentan los restos calcáreos en estos periodos no permite establecer el predominio de ninguna de estas comunidades.



**Figura 2.54:** Evolución del contenido en  $\text{CaCO}_3$  (a), ópalo (libre de carbonato) (b) y bario normalizado (c) a lo largo del testigo TG-7. Las áreas sombreadas y claras indican la extensión de los estadios isotópicos.

## CONCLUSIONES

- Como valor promedio, el 60% del sedimento del TG-7 es carbonato cálcico. El registro de sus fluctuaciones presenta máximos durante los glaciares y mínimos durante los interglaciares, mostrando la mayor variabilidad y el mayor porcentaje por debajo del IOS 6. Este perfil de distribución es similar al descrito para otros testigos del este del Pacífico Ecuatorial afectados por la corriente de Perú (Snoeckx y Rea, 1994), que se caracterizan por un mínimo expandido durante el evento B-3, la ausencia de disolución en el Brunhes Medio y la amplitud de fluctuación tanto dentro de los glaciares como en los ciclos glaciares/interglaciares.
- La relación entre registro de carbonato, producción calcárea primaria y disolución del  $\text{CaCO}_3$  es compleja. En general los restos calcáreos gruesos del testigo ( $>50\mu\text{m}$ ) están muy mal conservados siendo los momentos de mejor preservación los que ocurren durante el estadio 6 y transiciones 6/7 y 7/8. Durante los primeros 40cm del testigo y a lo largo del mínimo del evento B-3 y del B-7 el bajo contenido en  $\text{CaCO}_3$  puede estar originado bien por una elevada disolución o bien por un descenso en la productividad. Por el contrario el motivo dominante del mínimo del B-5 parece deberse al descenso de la paleoproductividad calcárea tal y como sugieren (La Montagne et al., 1996 y Wei et al., 1994). A lo largo de los eventos B-4 y B-8 el alto contenido en  $\text{CaCO}_3$  está relacionado con una alta productividad, mientras en la mitad más reciente del B-6 se observa una fluctuación en los valores de producción primaria.
- Los restos calcáreos del testigo TG-7 presentan en general una mala conservación. Sin embargo la disolución a la que se ve expuesta el sedimento no tiene un reflejo directo en un bajo contenido de carbonatos: los valores de  $\text{CaCO}_3$  se encuentran dentro de los porcentajes normales en la zona y su oscilación durante la totalidad del registro es perfectamente correlacionable con la de otros testigos próximos.
- Se ha propuesto como causante de la disolución de los restos carbonatados el fenómeno de disolución supralisoclina, originado por la ligera subsaturación en carbonato del agua del mar por encima de este nivel de profundidad. Este proceso podría verse favorecido por la baja tasa de acumulación que permitiría el contacto de los restos carbonatados con el agua marina durante mucho tiempo.
- El contenido de sílice biogénica que presenta la práctica totalidad del testigo es bajo (promedio 2.68%). El hecho de que el perfil de su fluctuación en el TG-7 (tanto total como en una base libre de carbonato) no sea similar al de otros testigos del Pacífico Subtropical no invalida la validez de los datos dada la extrema variabilidad que presenta el contenido de ópalo en esta zona oceánica.
- De acuerdo con la hipótesis de (Broecker y Peng, 1982) que establece la concentración de ópalo finalmente preservada en el sedimento es proporcional a la productividad en aguas superficiales, los momentos de mayor contenido en ópalo podrían interpretarse como momentos de mayor productividad silícica. Así tendríamos que tanto durante los estadios isotópicos 6 y 5, como durante el 2 y 1 en las aguas superficiales se han alcanzado las condiciones necesarias para un mayor desarrollo de la comunidad planctónica silícica.
- El registro normalizado del bario permite establecer una cierta correlación entre el contenido en dicho elemento y la fluctuación del carbonato cálcico, por lo que podría interpretarse como un registro de la productividad. La excepción se localizaría en la mitad superior del estadio 7 y la transición 6/5 donde el incremento en el contenido de Ba presente en el sedimento podría deberse a procesos diagenéticos.
- El estudio comparativo de los registros de productividad disponibles (carbonato, ópalo y bario normalizado) ha mostrado la falta de correlación entre los tres componentes biológicos que se ha interpretado como debido al diferente origen de los componentes (bioplancton y zooplancton) y a la diferente capacidad de preservación de sus restos.
- La distinta fluctuación de cada componente biogénico se ha relacionado con variaciones en las características de las masas de agua. En general durante todo el registro las condiciones han sido más favorables para el desarrollo de la comunidad planctónica calcárea, pero durante los estadios 6 e inicio del 5 se han beneficiado los organismos silícicos. Durante los estadios 2 y 1 el aumento en la concentración de ópalo sugeriría un predominio de la comunidad silícica, pero la importante disolución que presentan los restos calcáreos no permite establecer el predominio de ninguna de estas comunidades.

# Capítulo 6: Evolución de las masas de agua

## 1.- ESTUDIO DE LAS MASAS DE AGUA SUPERFICIALES

### 1.1.- Situación oceanográfica actual del testigo TG-7

Según se explicó al hablar de la oceanografía general de la zona de estudio, el testigo TG-7 está situado en la zona de confluencia entre el agua Subantártica Superficial-SSAW (transportada por la corriente de Chile) y el agua Subtropical Superficial-SSW (conducida por la contracorriente de Perú). Ambas masas de agua al encontrarse una con otra producen bien un importante gradiente o bien situaciones de mezcla progresiva. Cuando la frontera entre ambas está bien definida, se forma el frente oceánico de Nazca, generalmente localizado encima de la dorsal del mismo nombre (Molina-Cruz, 1984). Sin embargo, si la frontera es difusa, se forma una masa de agua con sus propias características fisicoquímicas y mezcla de las dos anteriores, denominada “zona de mezcla”(Molina-Cruz, 1977b; 1984).

### 1.2.- Distribución de las masas de agua en el pasado.

La distribución y abundancia de los organismos planctónicos viene determinada por las propiedades físicas de las masas de agua donde habitan. De acuerdo con esta idea puede utilizarse el componente biogénico de los sedimentos para deducir variaciones tanto en la localización de las masas de agua como en los niveles relativos de productividad. Con el fin de evaluar los cambios paleoceanográficos en el Sureste del Pacífico Subtropical, se han estudiado los radiolarios del testigo TG-7. Estos microfósiles fueron los elegidos debido a su abundancia en las aguas superficiales, buena preservación en los sedimentos (mejor que la de los microfósiles calcáreos) y conocida diversidad de las especies.

El análisis micropaleontológico del testigo fue llevado a cabo por A. Molina-Cruz, quien examinó unas 80 muestras distribuidas homogéneamente a lo largo del testigo e identificó unos 400 ejemplares en cada una de ellas, siendo las especies más importantes las recogidas en la Tabla 2.6. El siguiente paso en su trabajo fue la identificación de las asociaciones o “factores” de radiolarios utilizando técnicas de análisis estadístico multivariante tales como el análisis factorial (Klovan e Imbrie, 1971). Este análisis permitió relacionar grupos de especies con masas de agua específicas, dada la “afinidad ecológica” que los radiolarios presentan respecto a los diferentes cuerpos acuosos. Así identificó 3 factores que explican el 87.22% de la variabilidad de los datos y los relacionó con las diferentes masas de agua presentes en esta zona (Figura 2.55 y 2.56).

Las fluctuaciones en profundidad de la concentración de estos factores reflejan cómo ha variado la importancia relativa de una masa de agua en el lugar de estudio y a lo largo del tiempo, por lo que a partir de esta información se puede interpretar el movimiento de las masas de agua o localizar sus límites durante un periodo temporal concreto. Este fue el objetivo final del trabajo de Molina-Cruz: inferir cómo ha variado la importancia relativa de las diferentes masas de agua a lo largo de los 400.000 años que registra el testigo e interpretar, a partir de este conjunto de datos, el movimiento temporal de dichos cuerpos acuosos.



Número correspondiente	Nombre de las especies de radiolarios
1	Amphirhopalum ypsilum
2	Cenosphaera sp. (B)
3	Cenosphaera sp. (A)
4	Circodiscus sp.
5	Druppatractus irregularis
6	Druppatractus variabilis
7	Didymocyrtis tetrathalamus
8	Equinomma delicatum
9	Euchitonia furcata
10	Hexacontium enthacanthum
11	Hymeniastrum euclidis
12	Larcopyle butschlii
13	Larcopyle spp.
14	Larcospira quadrangula
15	Larcospira spp.
16	Lithelius minor
17	Phorticium pylonium
18	Porodiscus sp. A
19	Porodiscus sp. B
20	Spongocore puella
21	Spongopyle osculosa
22	Spongurus spp.
23	Stylatractus spp.
24	Stylodictya validispina
25	Miocenic Spumellarians
26	Tetrapyle octacantha
27	Acrosphaera murrayana
28	Collosphaerideos
29	Anthocyrtidium spp.
30	Artostrobos annulatus
31	Artostrobos jorgensonii
32	Botryostrobos aquilonaris
33	Botryostrobos auritus-australis
34	Botryostrobos platicephala
35	Carpocanistrum papillosum
36	Carpocanistrum spp.
37	Cornutella profunda
38	Cycladophora davisiana
39	Eucyrtidium acuminatum
40	Miocenic Nassellarians
41	Lamprocyclas maritalis
42	Lamprocyrtis junonis
43	Lamprocyrtis nigrinae
44	Liriospyris reticulata
45	Liriospyris sp.
46	Lithomelissa toracites (?)
47	Lithomitra lineata
48	Peridium spp.
49	Peripiramides spp.
50	Phormosphyris stabilis scaphipes
51	Pterocorys zancleous
52	Pseudodyctyophimus gracilipes
53	Teocaliptra bicornis
54	Zigocircus spp.

Tabla 2.6: Especies taxonómicas de radiolarios identificadas por Molina-Cruz en el testigo TG-7.

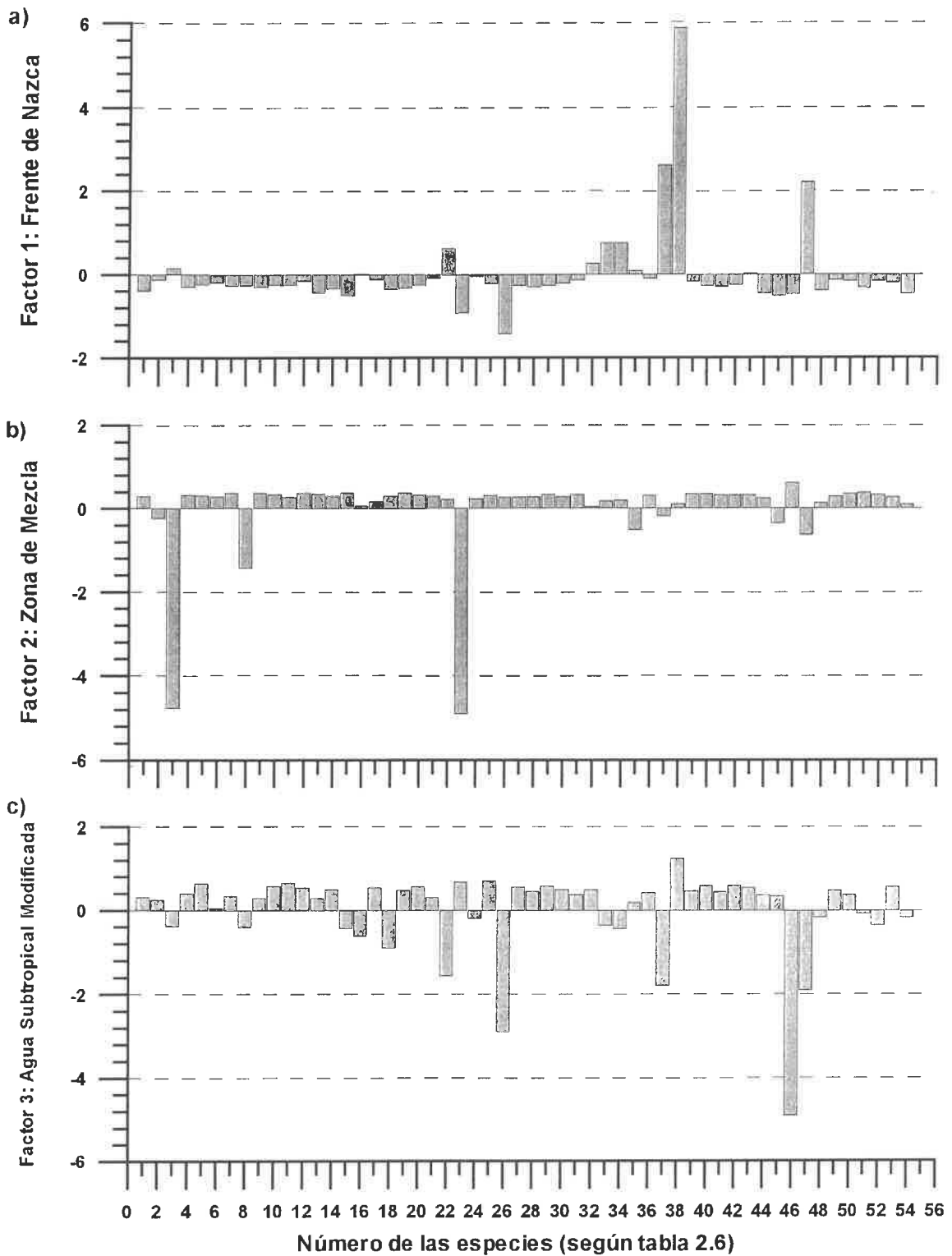
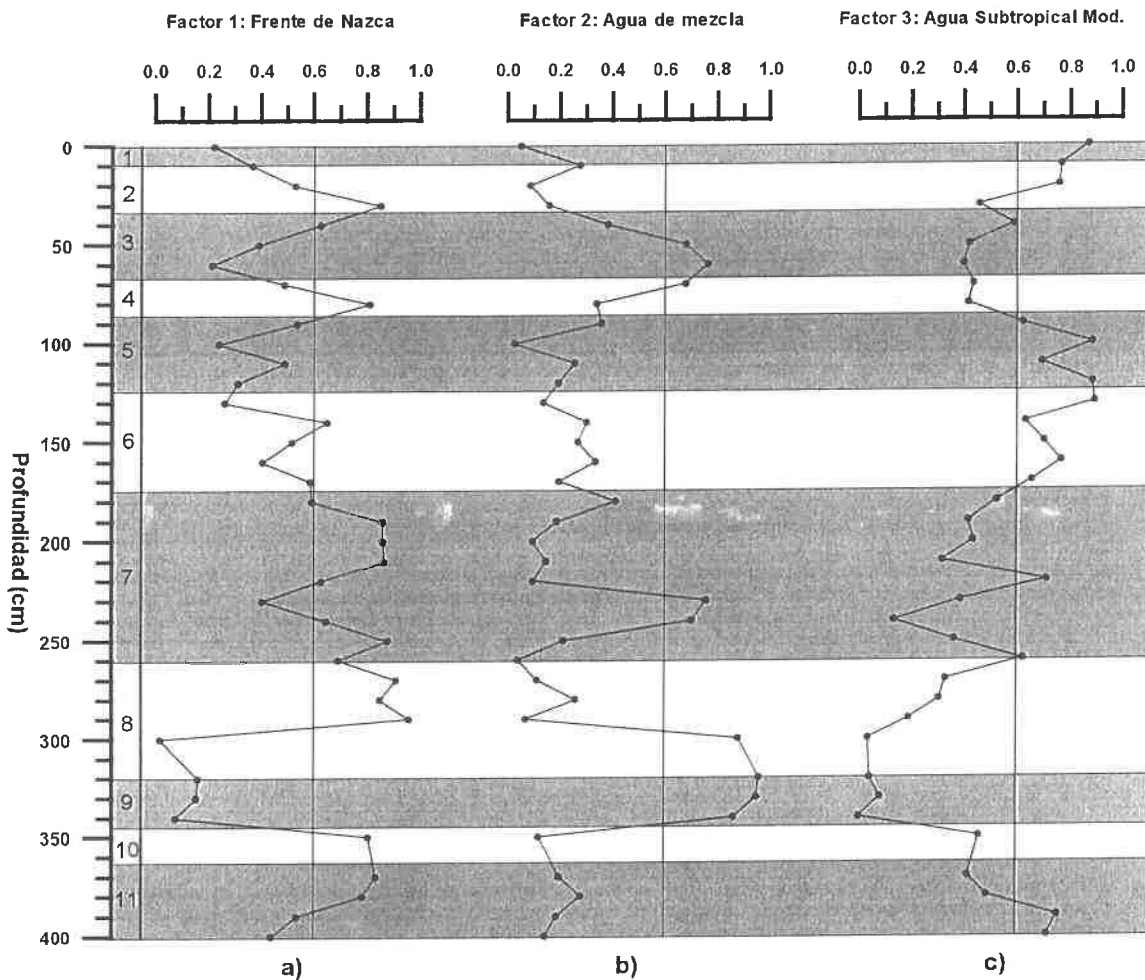


Figura 2.55: Contribución de cada una de las especies de radiolarios a los diferentes factores estadísticos definidos por Molina-Cruz en su estudio micropaleontológico del testigo TG-7. Los nombres de las especies de radiolarios están descritos en Tabla 2.6.



**Figura 2.56:** Evolución en profundidad de los diferentes factores estadísticos definidos por Molina-Cruz a partir del estudio de radiolarios realizado en el testigo TG-7. Las zonas rayadas representan la extensión de los diferentes estadios isotópicos. El factor asociado al Frente de Nazca y al agua de Mezcla dominan desde el estadio isotópico 11 hasta el 6. A partir de ese momento la importancia del factor asociado con el agua Subtropical modificada se hace más evidente.

Molina considera que el factor 1 está constituido por las especies de radiolarios *Cycladophora davisiana* (38), *Cornutella profunda* (37) y *Lithomitra lineata* (47) (Figura 2.55) y encuentra que describe el 68% de la variabilidad total de las especies. Estos grupos de radiolarios viven comúnmente en la subsuperficie de las corrientes oceánicas relativamente frías ya que *blooms* de *C. davisiana* y *L. lineata* han sido observados a lo largo de algunos frentes oceánicos (Molina-Cruz y Bernal-Ramirez, 1996). Por este motivo, el predominio de dichas especies en la estructura del factor 1 sugiere la afinidad de este factor con la formación del frente de Nazca y, por consiguiente, la intensificación de la corriente de Chile (asociada con el agua subantártica superficial-SSAW). El registro en profundidad del factor 1 (Figura 2.56a) muestra que sus máximos coinciden con el final del estadio 11, IOS 10, final del 8 y estadio isotópico 7. Máximos menos importantes están presentes en los estadios isotópicos 6, 4 y transición 3/2.

El factor 2 explica el 12% de la varianza total y está dominado por las especies *Druppactractus sp "A"* (3), *Euquinomma delicatium* (8) y *Stylatractus spp.* (23) (Figura 2.55). Según Molina-Cruz (1977b, 1984) en la región estudiada estas especies aparecen comúnmente en áreas oceánicas caracterizadas por la mezcla de masas de agua. Así se asume que el factor 2 representa el factor de mezcla entre las dos masas de agua. Entre el IOS 10 y el 6, el factor 2 está inversamente relacionado con el factor 1 (Figura 2.56b), mostrando un incremento importante durante el interglaciario 9 y transición hacia el glaciario 8 y parte inferior del IOS 7. Un máximo menos marcado está presente al final del estadio 4 e inicio del 3.

El factor 3 está constituido por las especies de radiolarios *Tetrapyle octacantha* (26) y *Lithomelissa thoracites* (46) (Figura 2.55), que explican el 7% de la varianza total. El predominio de *T. octacantha* en la composición del factor 3 muestra la naturaleza subtropical de este factor (Wenkam, 1976; Molina-Cruz, 1984, 1988). Sin embargo, puesto que la presencia de *L. thoracites* es también importante, se sugiere que el agua subtropical está en cierta manera modificada cuando alcanza la dorsal de Nazca. La curva en profundidad del factor 3 (Fig. 2.56c) muestra una contribución importante sólo desde el estadio 6 hasta el Presente, indicando así que el agua Subtropical ha estado notablemente presente en el área de estudio únicamente durante los últimos 130.000 años.

A pesar de que a lo largo del testigo TG-7 aparecen radiolarios miocenos (nasselarios en su práctica totalidad), éstos nunca constituyen más del 1.3% del total de la población, no siendo importantes en la composición de ningún factor (ver especies número 25 y 40 en la Figura 2.55a, b y c). Por lo tanto se ha considerado que si bien el retrabajamiento ha aportado radiolarios miocenos a la dorsal de Nazca, éstos no han afectado notablemente a la definición del registro paleoclimático durante los últimos 400.000 años.

**Por lo tanto** puede decirse que el registro de radiolarios del TG-7 sugiere una modificación en la circulación sobre la dorsal de Nazca que conduce a una progresiva sustitución de las aguas de procedencia antártica por otras de origen ecuatorial. Entre los estadios isotópicos 11 y 6 la corriente de Chile es muy importante en el área de estudio. A partir del IOS 6 se produce un predominio del agua subtropical modificada, manifestada especialmente durante el estadio 6 y transición al 5 y durante los estadios 2 y 1.

### **1.3.- Comparación con otros trabajos**

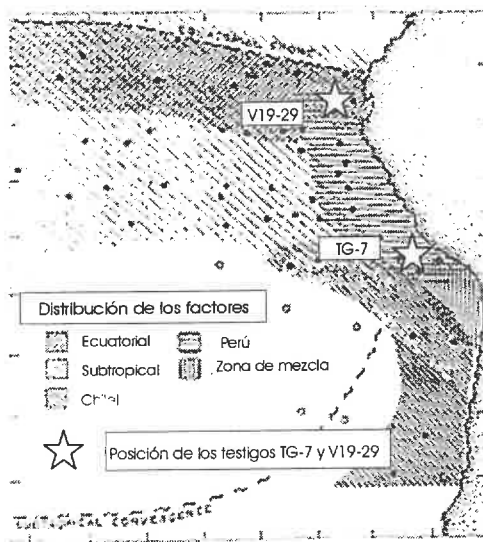
Estudios como el presentado aquí han sido realizados por otros autores en zonas próximas. Así Molina-Cruz (1977a,b), Romine (1980, 1982) y Schramm, (1985) utilizan también las asociaciones de radiolarios para trazar los cambios en la posición y en la importancia relativa de las masas de agua del SE del Pacífico Ecuatorial durante los últimos 75.000 años (Molina-Cruz), 127.000 años (Romine) o hasta los 500.000 (Schramm). Pisias *et al.*, (1997) se basan en las asociaciones de radiolarios para estimar la temperatura superficial media de todo el océano Pacífico.

Estos últimos autores Pisias *et al.*, (1997) agrupan en siete factores las diferentes especies de radiolarios presentes en muestras superficiales de todo el océano Pacífico. La denominación utilizada hace referencia a las regiones oceanográficas donde estas asociaciones faunísticas son importantes y así describen los factores: tropical, de transición, corriente de contorno, antártico, mar de Bering, oeste del Pacífico y giro central. Los tres primeros tienen una cierta relación, tanto en su distribución como en las especies que participan en su definición, con los descritos para el TG-7 por Molina-Cruz.

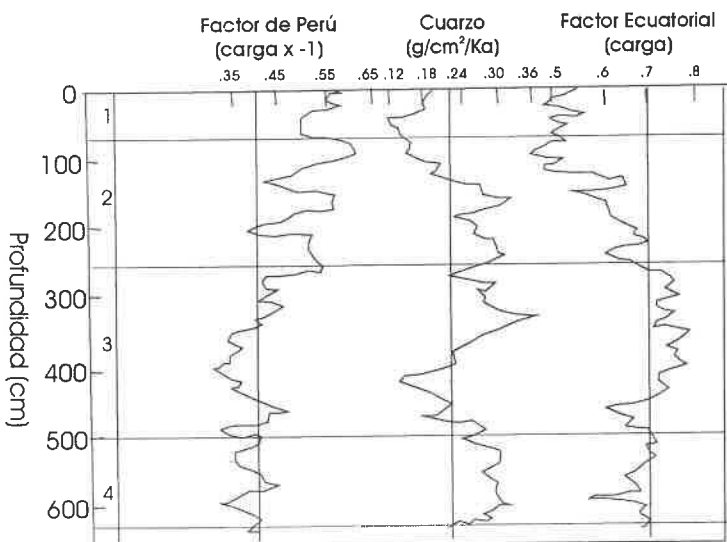
Molina-Cruz (1977) estudia la fauna de radiolarios en muestras superficiales del SE del Pacífico Subtropical. El análisis factorial de sus datos micropaleontológicos le lleva a la definición de 5 asociaciones (factores) principales de radiolarios. Según su posición geográfica nombra a dichos factores como: (1) factor Subtropical, (2) factor Ecuatorial, (3) factor de la Corriente de Perú, (4) factor de la corriente de Chile y (5) factor de Mezcla (Figura 2.57). El factor Subtropical, que ocupa la mayor superficie dentro del área estudiada, está correlacionado con la máxima extensión de las aguas cálidas de la corriente Surecuatorial y se solapa casi en su totalidad con el factor Ecuatorial. El factor Ecuatorial muestra su predominancia más clara en las cercanías de las islas Galápagos, donde la corriente submarina ecuatorial (*Equatorial Undercurrent*) se sitúa próxima a la superficie. El factor de Perú separa el factor Subtropical de la costa peruana e indica la influencia del afloramiento costero en la corriente de Perú. El factor de Chile refleja la presencia de las aguas frías de la corriente de Chile a lo largo de la costa chilena, dirigiéndose hacia el oeste a partir de los 23°S, situación donde desaparece la convergencia subtropical. El factor de Mezcla se identifica entre los factores de Chile y de Perú, en un área de intensa combinación de aguas.

Las asociaciones de radiolarios descritas para el TG-7 coinciden con estos factores. Así el factor 1 del testigo se correspondería con el factor de la corriente de Chile, el factor 2 con el factor de Mezcla y el factor 3 con el Subtropical.

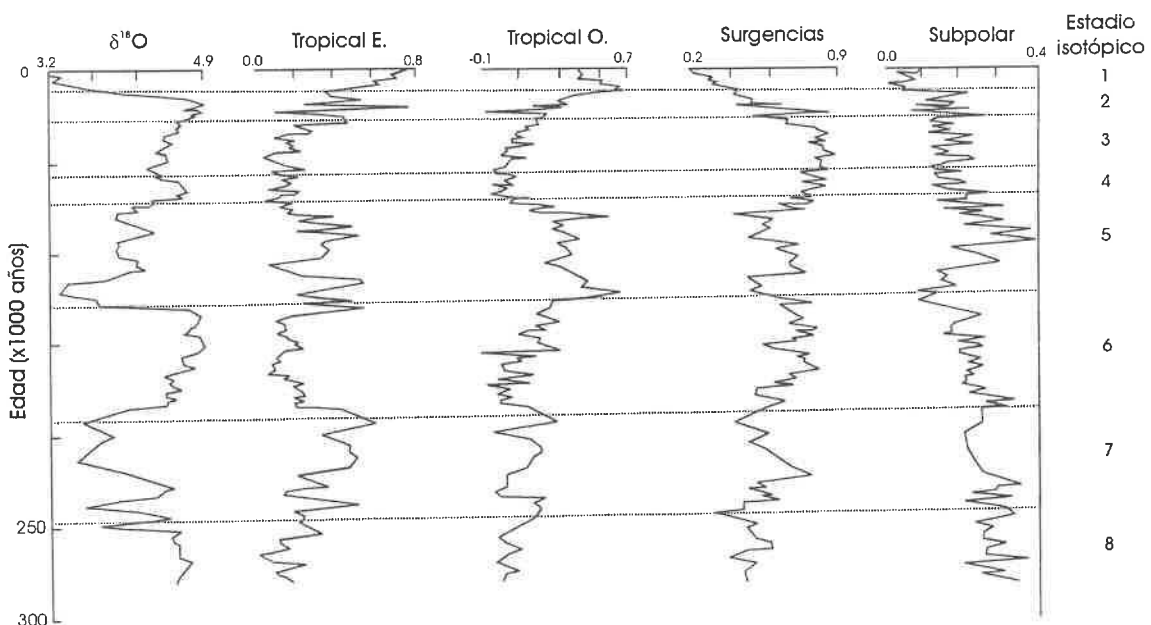
Molina-Cruz (1977b) analiza también la evolución durante los últimos 75.000 años de dos de estos factores de radiolarios (factor Ecuatorial y factor de Perú), junto con el contenido en cuarzo y una velocidad promedio de los vientos superficiales (inferida a partir de sus datos micropaleontológicos) en el testigo V19-29 (situado a 3°35'S, 83°56'W). La Figura 2.58, que resume las principales conclusiones del trabajo, es interpretada por el autor como un reflejo de la intensificación del afloramiento costero de Perú y un debilitamiento de las surgencias de la Corriente submarina ecuatorial (*Equatorial Undercurrent*) durante los glaciares como respuesta a la intensificación de los vientos alisios del SE.



**Figura 2.57:** Regiones para las que cada asociación de radiolarios definida a partir de muestras superficiales tiene un factor estadístico superior o igual a 0.5, según Molina-Cruz, (1977). En la figura se indica también la posición del testigo V19-29 (cuyo registro paleontológico se discute en las Figuras 2.58 y 2.59) y del TG-7.



**Figura 2.58:** Registros faunísticos y litológicos en el testigo V19-29 proyectados frente a la profundidad y con indicación de la extensión de los distintos estadios isotópicos (según Molina-Cruz, 1977). La situación del testigo está indicada en la figura anterior.



**Figura 2.59:** Variaciones en profundidad de los factores de asociaciones de radiolarios referidos a la escala isotópica para el testigo V19-29 (según Schramm, 1985). La posición del testigo está indicada en la Figura 2.57.

Romine (1980, 1982) extiende este estudio más hacia el oeste en el Pacífico ecuatorial con el testigo RC10-65 (0°41'N, 108°37'W) y utiliza los registros de cuarzo de Molina-Cruz (1977b) como indicadores de la actividad de los alisios. Durante los últimos 127.000 años tan sólo en algunas ocasiones encuentra relaciones entre momentos de importante afloramiento costero y épocas glaciares. A partir de los 30.000 años observa un descenso en la influencia del afloramiento de Perú, que vendría a reflejar un incremento en las surgencias de la corriente submarina ecuatorial (*Equatorial Undercurrent*). Romine atribuye la falta de intensificación del factor de afloramiento peruano durante el último máximo glacial a una deriva de los vientos alisios del SE hacia posiciones más meridionales.

Con posterioridad a estos trabajos, Schramm (1985) amplía el estudio de las asociaciones de radiolarios realizado por Molina-Cruz y Romine durante varios ciclos climáticos más. Así consigue un registro de la evolución de las masas de agua que se extiende hasta los 300.000 años para el testigo V19-29 y hasta los 500.000 para el RC10-65. Schramm identifica 4 factores o asociaciones de radiolarios. El factor de las surgencias aparece en zonas de afloramiento costero y en lugares donde emerge la corriente submarina ecuatorial (*Equatorial Undercurrent*). Esta asociación está dominada por radiolarios afines a aguas frías ricas en sílice y nutrientes. Este factor es similar al factor Ecuatorial de Molina (1977a,b) y al factor ecuatorial de Romine (1982). Factor tropical del este: su distribución coincide con el flujo de la corrientes Norecuatorial y Surecuatorial. Esta asociación es más importante en el este del Pacífico Ecuatorial, en lugares alejados de los centros de afloramientos y de las divergencias. El factor tropical del Este es similar al Tropical descrito por Romine (1982). El factor tropical del oeste agrupa a radiolarios de agua salina caliente que están relacionados con zonas de baja productividad. La distribución de dicho factor se encuentra asociada al flujo de la contracorriente ecuatorial. El factor Subpolar engloba a radiolarios con afinidades por las aguas frías. Este factor presenta valores altos a lo largo de la costa suramericana y refleja la entrada hacia el Norte de las aguas de la corriente de Perú y de la surgencia costera. Se correspondería con los factores de la corriente de Chile y de Perú según Molina-Cruz (1977).

Las fluctuaciones de estas asociaciones de radiolarios a lo largo del testigo V19-29 están representadas en la Figura 2.59. El Factor Tropical del Este domina la fauna moderna y en general representa una relación inversa con los isótopos de oxígeno, siendo más importante en los interglaciares (IOS 1, 5, 7) y algunos glaciares como el estadio 2 y el final del 6. La importancia del factor subpolar es pequeña a lo largo de todo el V19-29, donde refleja la entrada hacia el norte de las aguas frías de la corriente de Perú. Lo más destacable del registro es que muestra una disminución gradual en la influencia de este factor desde los 250.000 años hasta el presente. El descenso en la importancia de esta asociación de agua fría sólo se ve interrumpida por un aumento durante el IOS 5. El relevo en la predominancia de las masas de agua no se ha podido extender espacialmente hacia zonas más ecuatoriales a pesar de disponer del testigo RC11-65, dado los diferentes indicadores paleoceanográficos registrados en este último registro y que se deben en su mayor parte a su situación más alejada de la costa americana, bajo la influencia de la divergencia ecuatorial.

Comparando el registro paleoceanográfico del testigo V19-29 proporcionado por Schramm, (1985) (por ser el de mayor extensión temporal de los presentados hasta aquí) con el del TG-7 y asimilando el factor Subpolar con el factor de Frente de Nazca (o factor 1) y el factor Tropical del Este con el factor Subtropical (o factor 3), vemos como en ambos testigos se observa la misma tendencia general (Figuras 2.56 y 2.59). Así a lo largo de los últimos 400.000 años se ve una progresiva disminución de la importancia de las aguas subpolares, si bien en el TG-7 este comportamiento general no se ve interrumpido durante el estadio 5 por un ligero aumento, como le ocurre al V19-29. Por otra parte, el registro de los factores Tropicales, tanto del TG-7 como del V19-29 muestran el predominio de esta masa de agua en la actualidad y durante el IOS 5 e inicio del 6. A lo largo del glacial 8 la importancia del factor es mínima.

**En conclusión** puede decirse que el registro de radiolarios del TG-7 sugiere la sustitución en importancia del agua de la corriente de Chile (que predomina en la zona entre los estadios isotópicos 11 y 6), por el agua subtropical modificada (desde el estadio 6 hasta la Actualidad). Este cambio en las masas de agua es coincidente con el registrado por Schramm, (1985) para el testigo V19-29.

## 2.- INTERPRETACIÓN CONJUNTA DE TODOS LOS PARÁMETROS ESTUDIADOS EN RELACIÓN CON LAS MASAS DE AGUA

La interpretación conjunta de todos los registros presentados a lo largo de todo el trabajo (masas de agua, indicadores terrígenos e indicadores biogénicos) sugiere dividir los 400.000 años registrados en el TG-7 en tres etapas: desde el IOS 11 hasta la parte inferior del 8, desde este momento hasta el final del IOS 6 y desde la frontera 6/5 hasta el Presente (Figura 2.60).

### **Primera etapa : IOS 11 hasta la parte inferior del 8: predominancia de la corriente de Chile**

Durante este periodo, los registros de las asociaciones de radiolarios muestran que el agua subtropical modificada está presente en el área de Nazca sólo durante el estadio 11. A lo largo del estadio 10, sucede la intensificación de la corriente de Chile junto con el desarrollo del frente de Nazca. Desde el final del estadio 10 hasta la parte inferior del IOS 8, la advección del agua antártica se debilita y se forma una masa de agua con características intermedias. El carbonato cálcico es el componente más abundante del TG-7 y muestra la más alta variabilidad del registro, en parte debido a las fluctuaciones de productividad, en parte debido a la mala preservación de los restos calcáreos. Por el contrario los valores de ópalo no son destacables. Este hecho podría interpretarse como un desarrollo más importante de la comunidad planctónica carbonatada.

El tamaño medio de las partículas terrígenas que llegan al testigo se mantiene constante en torno a 2.7 $\mu$ m. Dada la poca presencia de fitolitos y diatomeas de agua dulce, la contribución terrígena se ha considerado de origen hemipelágico.

### **Segunda etapa: desde la parte superior del IOS 8 hasta el 6: etapa de transición**

Durante la parte superior del IOS 8 y la transición al IOS 7, ocurre una nueva intensificación de la advección de las aguas frías de la corriente de Chile y una nueva situación del frente oceánico sobre de la dorsal de Nazca. Durante la parte superior del estadio 7, tiene lugar un debilitamiento del flujo de la corriente de Chile, conduciendo de nuevo a la formación de agua con características intermedias. Durante la parte inferior del estadio 6 el frente de Nazca se desarrolla de otra vez.

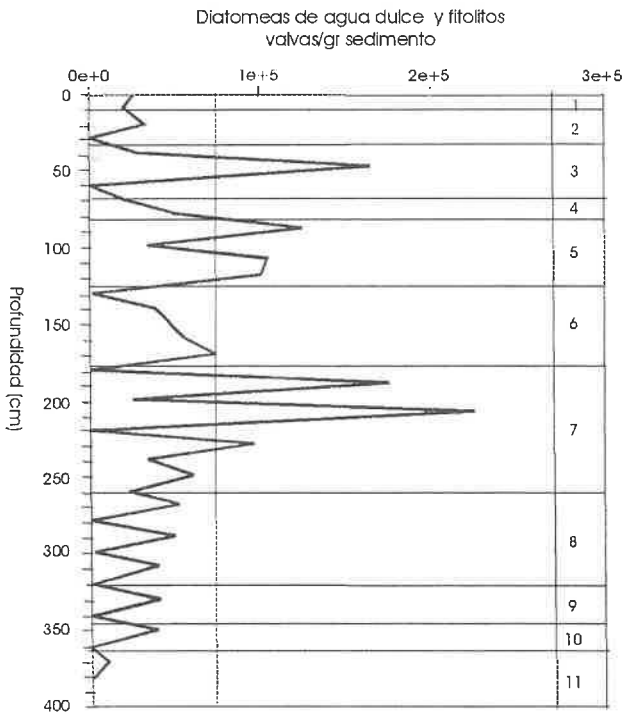
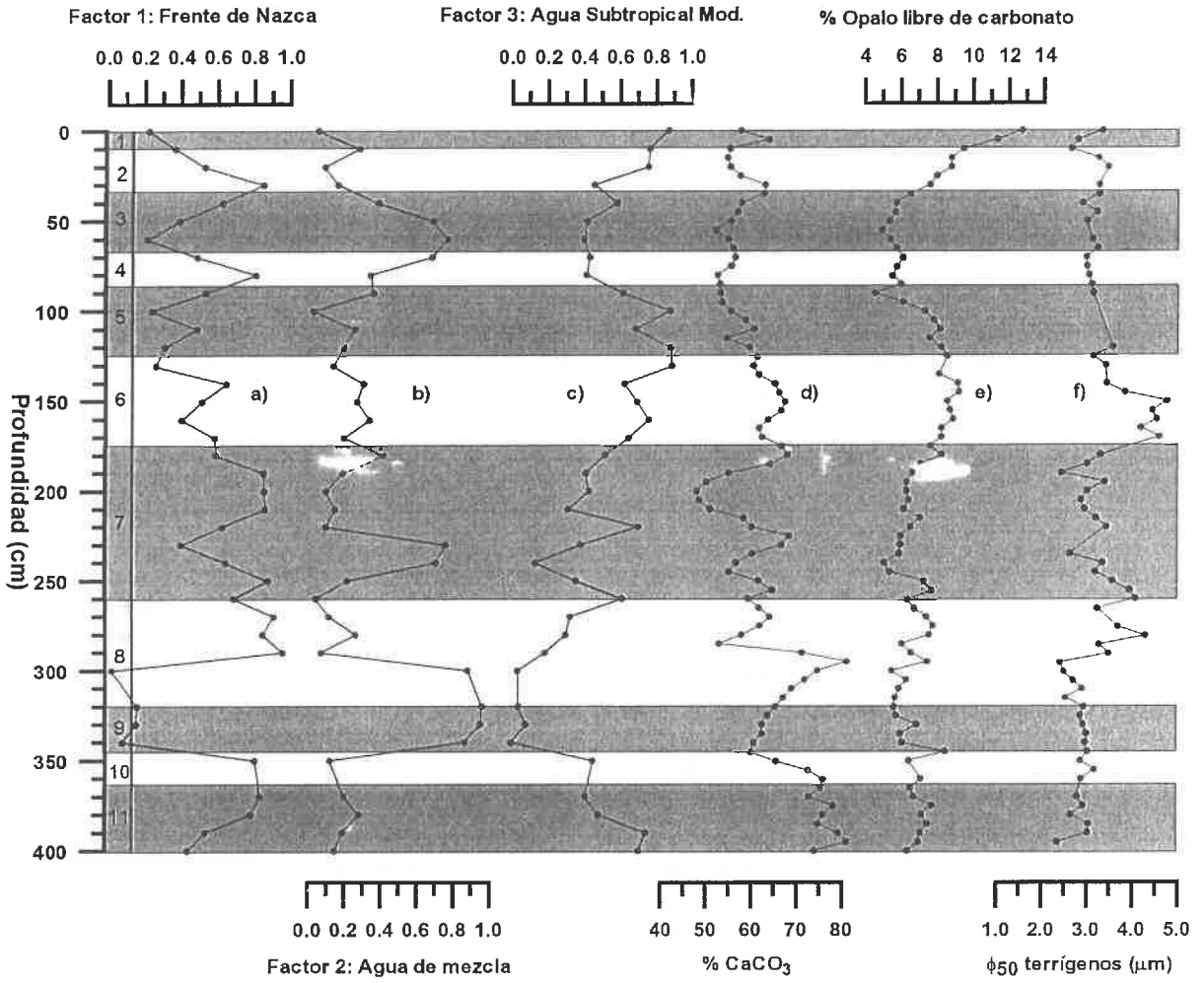
Los límites de este periodo están definidos por el incremento y la variabilidad del tamaño de las partículas terrígenas. Durante los estadios 8 y 6 las partículas son de procedencia hemipelágica. Durante el estadio 7 son eólicas. La elevada fluctuación en el tamaño de las partículas en el estadio 7 implica que es el momento con mayor variabilidad en la intensidad eólica de todo el testigo.

Con relación a los indicadores de productividad, el contenido en carbonato sigue siendo importante, coincidiendo además con un momento de buena preservación de los restos calcáreos. Mayores contenidos de sílice biogénica durante el estadio isotópico 6 apuntarían hacia un desarrollo más importante de los grupos silíceos.

### **Tercera etapa: desde el límite 6/5 hasta el Presente: predominio del agua Subtropical modificada**

Durante la parte superior del estadio 6 y el inicio del estadio 5, la circulación oceánica muestra una variación en comparación con los periodos previos. Desde este tiempo hasta la actualidad, el predominio del agua subtropical pacífica se vuelve muy evidente y la masa de agua asociada con la corriente de Chile menos dominante en el área de estudio. Los momentos de mayor presencia de agua subtropical parecen coincidir con los máximos contenidos de ópalo (estadios 6, 5 y estadios 2 y 1) y podrían interpretarse como un mayor desarrollo de la comunidad planctónica silíceica.

El contenido en carbonato es bajo, fenómeno que puede deberse tanto a un descenso en la productividad calcárea como a la baja preservación. Durante este periodo, las partículas terrígenas acumuladas en el sedimento son mayoritariamente de procedencia eólica. El tamaño medio de las partículas terrígenas se vuelve más estable de lo que se deduce que la intensidad eólica es más constante que en el periodo anterior.



**Figura 2.60:** Evolución en profundidad de los distintos factores de radiolarios: Frente de Nazca (a), agua de Mezcla (b) y agua subtropical modificada (c), definidos por Molina-Cruz a partir del estudio de radiolarios. En las gráficas d) y e) se señala la composición biogénica del testigo TG-7 (porcentaje de carbonato cálcico y de ópalo libre de carbonato). El tamaño medio de las partículas terrígenas se presenta en la gráfica f). Por último, el perfil de la parte inferior izquierda de la figura describe el contenido en fitolitos y diatomeas de agua dulce indicadores de los aportes eólicos (según Bárcena). Como marco cronoestratigráfico se ha indicado la extensión de los distintos estadios isotópicos.



### 3.- CONCLUSIONES FINALES

Las evidencias micropaleontológicas del TG-7 sugieren una relativa disminución de la entrada de aguas frías subpolares en la zona de la dorsal de Nazca (desde los 380.000 hasta los 130.000 años), seguida de un predominio de las aguas cálidas subtropicales (que se extiende hasta la actualidad). Esta interpretación es coincidente con la tendencia a largo plazo que muestran otros registros de radiolarios en el Este del Pacífico Subtropical (Schramm, 1985).

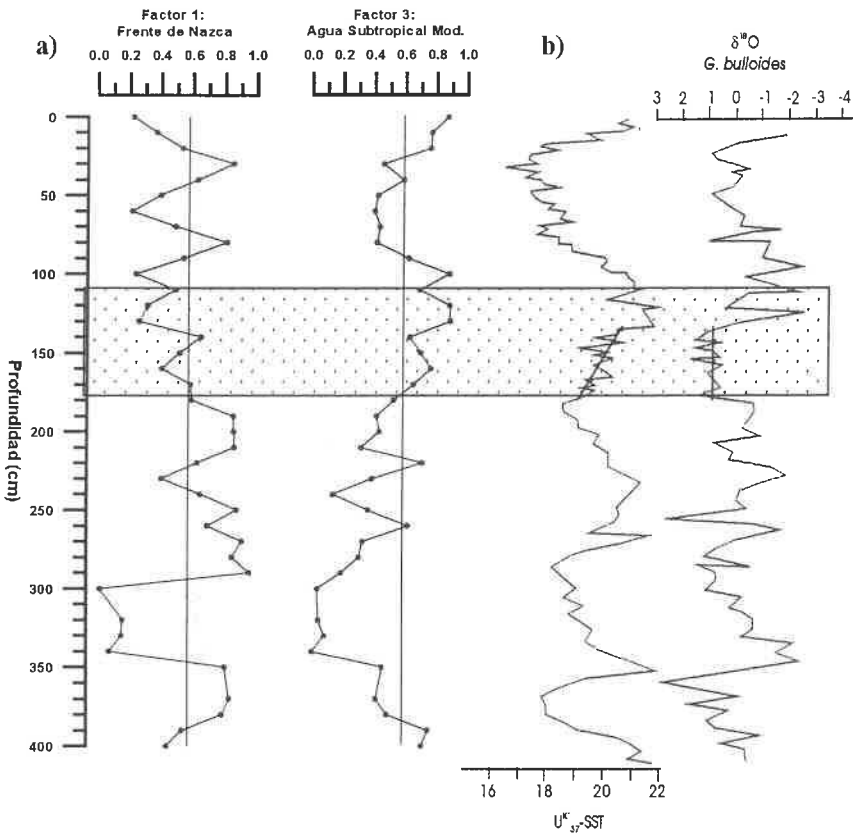
Si realmente ocurre este relevo en las masas de agua situadas sobre la vertical del TG-7 y dado que éstas tienen diferentes propiedades de temperatura y salinidad, el análisis de las fluctuaciones de las paleotemperaturas superficiales del testigo TG-7 debería registrar la misma tendencia.

Calvo *et al.*, (*in press*) han reconstruido las temperaturas de las masas de agua superficiales (*SST-sea surface temperatures*) del TG-7 a partir del análisis de las alkenonas  $C_{37}$  y el índice  $U^{K}_{37}$ . En líneas generales su registro sigue el típico comportamiento glacial/interglacial con valores térmicos altos y bajos respectivamente (Figura 2.61). Sin embargo los autores encuentran que existe un cierto desfase entre el perfil de las temperaturas superficiales y la curva de isótopos de oxígeno en las terminaciones I y II, comenzando el ascenso de las temperaturas unos 10.000 o 20.000 años antes de que se inicie la retirada del hielo. Concretamente en la terminación II (límite entre los IOS 5 y 6) mientras la curva de temperaturas superficiales (SST) señala un calentamiento a partir de los 150Ka, los valores isotópicos interglaciares no se alcanzan hasta los 130Ka. Similares comportamientos no sincrónicos entre  $\delta^{18}O$  y SST (deducidas a partir de alkenonas) han sido descritos en testigos distribuidos por el Hemisferio Sur (Pichon *et al.*, 1992; Bard *et al.*, 1997), especialmente en aquellos localizados a bajas latitudes y afectados por corrientes oceánicas de contorno (McIntyre *et al.*, 1989). Completando estas explicaciones, Calvo *et al.*, (*in press*) señalan que el hecho de que el TG-7 registre momentos de un cierto calentamiento que anteceden la señal isotópica, podría explicarse por el predominio en la zona del agua Subtropical Modificada. Los registros de factores de radiolarios así lo sugieren, dada la coincidencia temporal entre el incremento de temperaturas y el predominio del factor 3 (Figura 2.61). Por contraposición, los momentos de predominio del factor 1 (masa de agua fría) parece que no afectan a la fluctuación glacial/interglacial de las temperaturas. De este modo puede decirse que la fluctuación térmica glacial/interglacial es muy fuerte en el testigo TG-7, prevaleciendo en el registro de temperaturas superficiales del testigo, pero que en momentos puntuales de predominio del agua Subtropical, las temperaturas superficiales del mar ascienden, separándose de este esperado comportamiento.

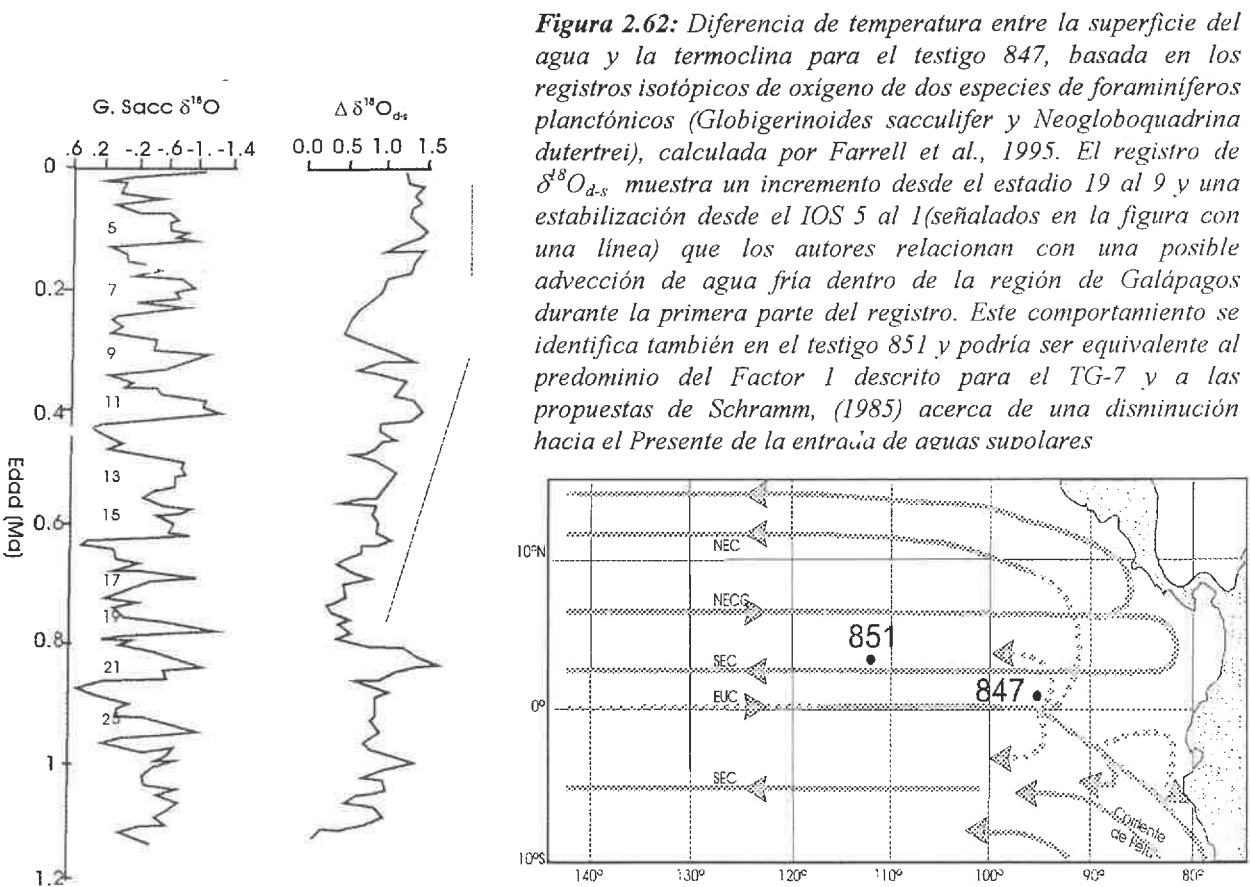
El modo de variabilidad de las SST descrito para el TG-7 es consistente con el estimado para el testigo Y71-6-12 (16°S, 77°W) por Pisias y Mix, (1997). Estos autores reconstruyen las SST del Este del Pacífico Ecuatorial a partir de las asociaciones de radiolarios. De su trabajo se deduce que, asociado a la corriente de Perú, existe un patrón de variación paralelo a las fluctuaciones glaciales/interglaciales, del cual es un ejemplo el registro del Y71-6-12 (pudiéndose incluir en este mismo grupo el testigo TG-7). A pesar de que Pisias y Mix, (1997) presentan el perfil isotópico del Y71-6-12 junto al de SST la resolución de las curvas no permite asegurar totalmente si existe un desfase entre ambas señales similar al descrito para el TG-7.

Más difícil aún es establecer correlaciones entre el  $\delta^{18}O$  y el registro de SST para el testigo ecuatorial 846 (3°5.7'S, 90°49.1'W) presentado por Emeis *et al.*, (1995). Los autores hablan de una estrecha relación entre las SST, el clima global y las fluctuaciones glaciales/interglaciales, señalando desfases entre las SST y los cambios en el volumen de hielo. Sin embargo no es posible avanzar más allá en las conclusiones, ni comparar detalladamente con el registro del TG-7.

En la misma zona ecuatorial, aunque fuera ya del contexto de las paleotemperaturas, Farrell *et al.*, (1995) realizan una reconstrucción de los gradientes térmicos y químicos dentro de la parte superior de la columna de agua para el testigo 847 (0°16'N, 95°19'W) (Figura 2.62). A partir de los registros de los isótopos de oxígeno y de carbono en dos especies de foraminíferos planctónicos que viven a diferentes profundidades dentro de la zona fótica, los autores observan una variabilidad glacial/interglacial que relacionan con cambios en el régimen de surgencias de la divergencia ecuatorial. Pero superpuesta a esta variabilidad glacial/interglacial encuentran un comportamiento más complejo, caracterizado por un incremento en el contraste térmico desde el estadio 19 al 9 y un contraste más o



**Figura 2.61:** a) Factores de radiolarios que indican el predominio de las diferentes masas de agua en el testigo TG-7. La zona sombreada indica los momentos de predominio del agua Subtropical modificada más cálida durante los estadios isotópicos 5 y 6. b) Registro de temperaturas superficiales (SST) en el TG-7 estimado a partir del índice  $U_{37}^K$  (Calvo et al., in press) y curva de isótopos de oxígeno. Las líneas señalan los momentos de desfase entre la señal isotópica y las SST. Nótese la coincidencia entre la presencia de agua Subtropical y el anticipo de las temperaturas superficiales frente a la señal isotópica



**Figura 2.62:** Diferencia de temperatura entre la superficie del agua y la termoclina para el testigo 847, basada en los registros isotópicos de oxígeno de dos especies de foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides sacculifer* y *Neogloboquadrina dutertrei*), calculada por Farrell et al., 1995. El registro de  $\delta^{18}O_{a-s}$  muestra un incremento desde el estadio 19 al 9 y una estabilización desde el IOS 5 al 1 (señalados en la figura con una línea) que los autores relacionan con una posible advección de agua fría dentro de la región de Galápagos durante la primera parte del registro. Este comportamiento se identifica también en el testigo 851 y podría ser equivalente al predominio del Factor 1 descrito para el TG-7 y a las propuestas de Schramm, (1985) acerca de una disminución hacia el Presente de la entrada de aguas supolares

menos constante desde el IOS 5 al 1. Este comportamiento también es visible en el testigo 851 (2°46'N, 110°34'W). Los autores interpretan estos cambios como una posible mayor advección de agua fría de la corriente de Perú dentro de la región de Galápagos, que se extendería durante la primera parte del registro (IOS 19 al 9). Esta mayor importancia de las aguas frías en la primera parte del registro del 847 sería equivalente al predominio del factor 1 descrito para el TG-7 y apoyaría las conclusiones de Schramm, (1985) acerca de una disminución hacia el Presente de la entrada de aguas frías subpolares.

**Por consiguiente**, aún siendo consciente de que un solo testigo no es suficiente para extender las conclusiones de él derivadas a todo un área geográfica, dada la coincidencia de diferentes registros (micropaleontológicos, de paleotemperaturas...) que señalan un cambio en las masas de agua superficiales identificable en testigos situados desde las proximidades de las costas peruanas hasta el Ecuador, se considera como deducción razonable que las masas de agua Subantártica y Subtropical se han ido relevando a lo largo del tiempo en esta zona del Pacífico. En concreto, en la dorsal de Nazca la advección de la masa de agua Subantártica ha sido importante desde el IOS 11 hasta el IOS 6. A partir de este momento, la importancia de esta masa de agua ha sido menor. Este cambio ha podido estar originado bien debido a un debilitamiento de la corriente de Chile que conduce agua antártica fría, o bien debido a una intensificación de la contracorriente de Perú que transporta agua Subtropical más cálida. La menor fuerza de la corriente de Chile podría estar originada por ejemplo por una menor intensidad de los vientos alisios del sureste. La mayor fuerza de la contracorriente de Perú podría relacionarse con un mayor afloramiento ecuatorial, debido quizás a una intensificación de la corriente submarina ecuatorial (EUC). La importancia de la advección de aguas frías conducidas por corrientes de contorno y su relación con la productividad y los registros de SST ecuatoriales está siendo discutida en la actualidad (Lyle *et al.*, 1992; Loubere, 2000).

PARTE III:

TESTIGO MD95-2043  
(MEDITERRÁNEO)

# Capítulo 7: Introducción

## 1.-OCEANOGRAFÍA DESCRIPTIVA

### 1.1.- Localización

La cuenca de Alborán es la más occidental de todas las cuencas intramediterráneas que permite la conexión entre el mar Mediterráneo y el océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. Tiene unos 400Km de largo, 200Km de ancho y una profundidad máxima de 2.000m. La cuenca de Alborán está dividida en varias subcuencas (cuenca Este, de Motril y Oeste por un lado; y cuenca Sur por otro) delimitadas oblicuamente por la dorsal de Alborán (*Alboran Ridge*) (Maldonado *et al.*, 1992) (Figura 3.1).

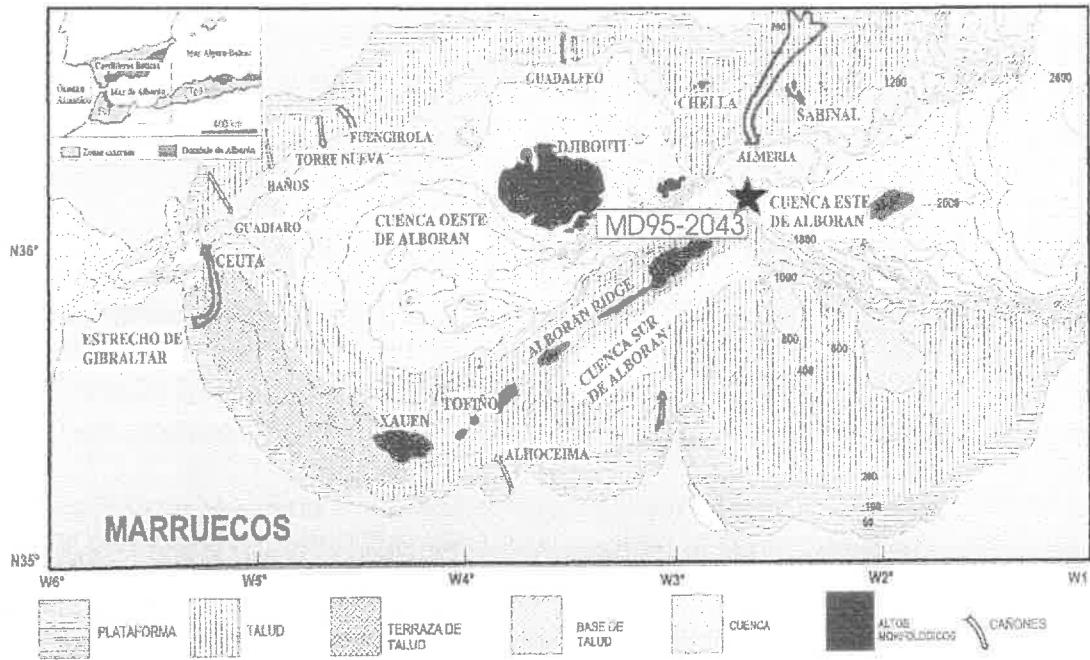
El testigo de pistón MD95-2043, base del estudio de esta segunda parte de la tesis, se extrajo a los 1841m de profundidad y 36°8'35''N - 2°37'16''W de coordenadas, dentro del mar de Alborán y más concretamente en la depresión del Este (Figura 3.2).

### 1.2.- Clima y circulación atmosférica

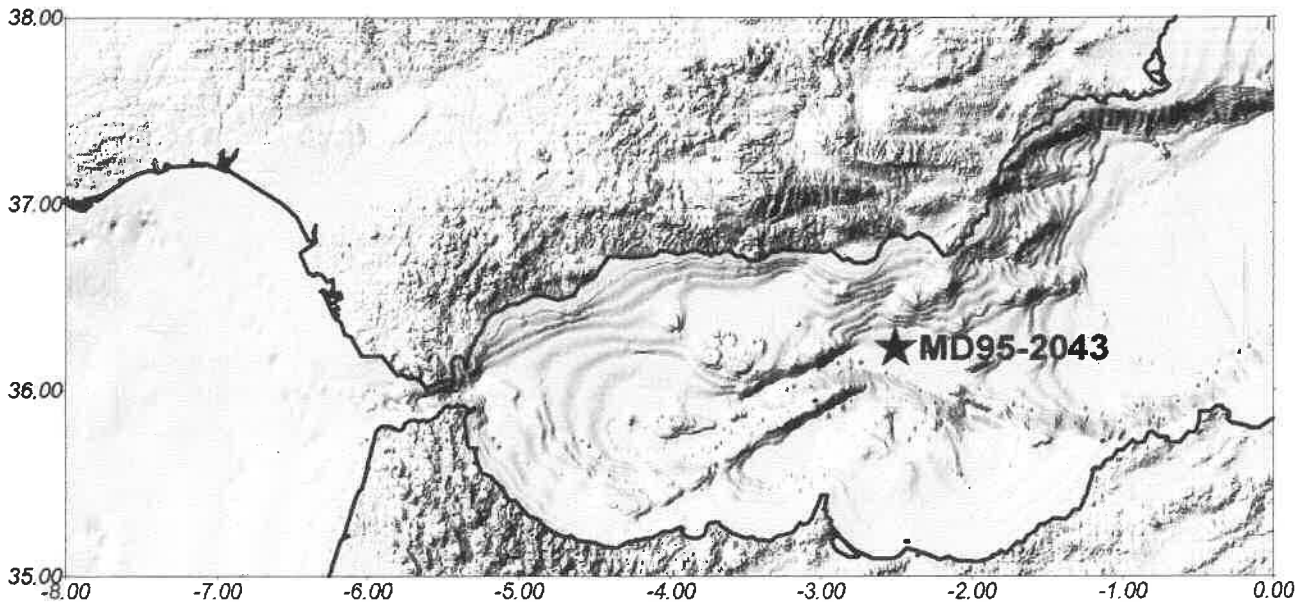
El comportamiento oceanográfico del Mediterráneo responde al balance entre la cantidad de agua evaporada, las precipitaciones y los aportes hídricos y está controlado en última instancia por el clima.

El área de Alborán presenta un clima mediterráneo caracterizado por su fuerte estacionalidad (inviernos cortos y templados y veranos largos y secos). Las precipitaciones son de origen atlántico y ocurren principalmente al inicio y al final del invierno. Esta situación climática está condicionada por la posición atmosférica de las altas y bajas presiones asociadas a la migración de la zona de convergencia intertropical (ITCZ). Los anticiclones dominan el área mediterránea durante los meses de verano, de lo que resulta un predominio de las condiciones cálidas y secas. El desplazamiento del ITCZ hacia el sur durante los meses de invierno supone el decaimiento de los sistemas de altas presiones y el avance de las borrascas a lo largo de la cuenca mediterránea, dando lugar a un tiempo más frío y lluvioso (Cramp y O'Sullivan, 1999) (Figura 3.3)

Las condiciones atmosféricas inducen el desarrollo de distintos tipos de vientos sobre el área mediterránea (Parrilla y Kinder, 1987). En invierno y primavera son frecuentes los vientos del oeste que se asocian con bajas presiones situadas al norte y noroeste de la Península Ibérica (Figura 3.4a). Estos vientos producen un importante enfriamiento del agua superficial atlántica en la cuenca de Alborán, probablemente como resultado del aumento de las surgencias frente a las costas andaluzas. El efecto se amplía con la presencia de vientos del norte de invierno, asociados a altas presiones centradas cerca de Alborán. La situación más extrema, con los vientos del norte más fuertes y más fríos, ocurre al situarse un anticiclón en el Atlántico y una borrasca en el Mediterráneo (Figura 3.4b). Cuando las bajas presiones se disponen en el Golfo de Cádiz se originan vientos del sur o suroeste, poco frecuentes y que transportan polvo desértico procedente del continente africano hasta la cuenca mediterránea (Figura 3.4c). Respecto a los vientos de levante (este y sureste) se encuentran relacionados con altas presiones dispuestas al norte de la Península y generalmente aparecen en verano en asociación con el anticiclón de las Azores (Figura 3.4d).



*Figura 3.1: Mapa fisiográfico de Alborán donde se presenta la estructura de Alborán con varias subcuencas, dorsales y altos morfológicos. Al norte del Ridge de Alborán se desarrollan 3 cuencas: cuenca Este, Motril y Oeste. Al sur se sitúa la cuenca Sur. En la figura se indica también la posición del testigo MD95-2043. (Modificado de Ercilla et al., submitted).*



*Figura 3.2: Relieve submarino del mar de Alborán y situación del testigo MD95-2043*

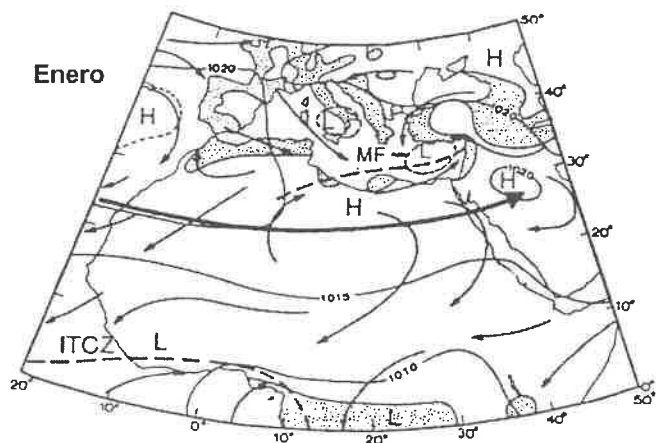


Figura 3.3: Distribución de las presiones superficiales, vientos y niveles de precipitación para el Mediterráneo y el Norte de Africa para los meses de Enero y Julio. La posición de la zona de convergencia intertropical está señalada como ITCZ. La letra H significa altas presiones y la B bajas presiones. (Cramp y O'Sullivan, 1999).

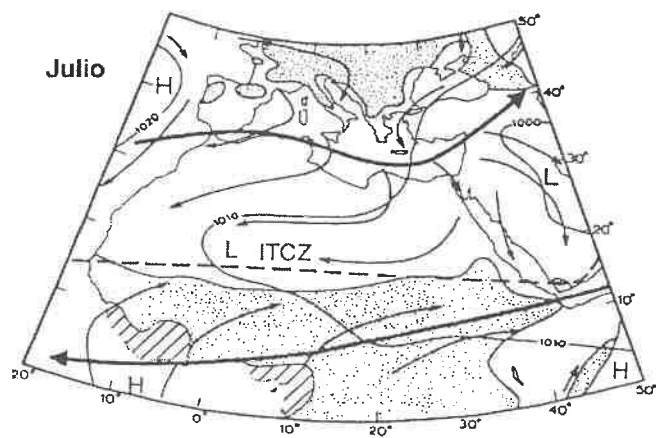
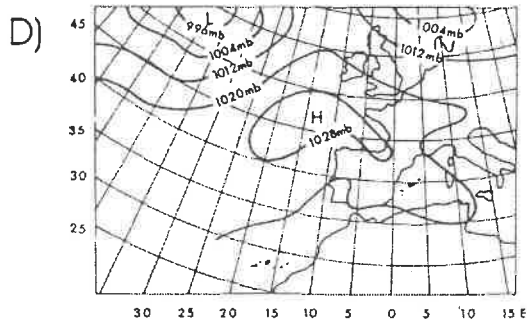
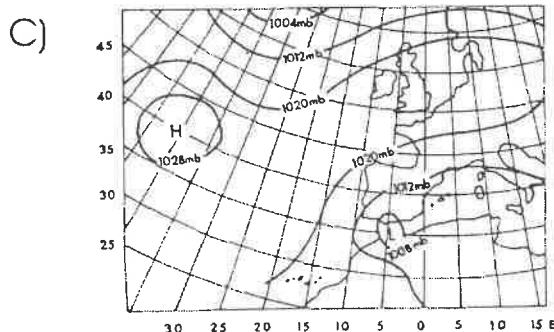
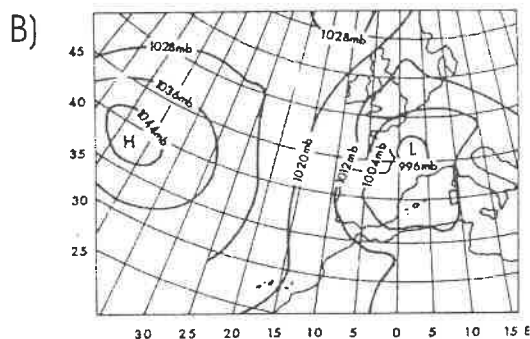
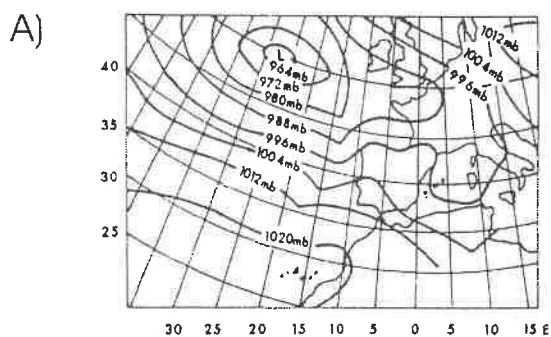


Figura 3.4: Situación atmosférica a) asociada con los vientos de poniente, b) con los vientos del noroeste de invierno, c) con los vientos del sur, d) con los vientos de levante. (Parrilla, 1984)

Precipitación mensual (mm)

50 - 400 >400



### **1.3.- Circulación oceánica en el Mediterráneo Occidental**

La circulación oceánica del Mediterráneo está condicionada por el intercambio de aguas que ocurre en el Estrecho de Gibraltar donde se produce la entrada de agua atlántica superficial y la salida de agua mediterránea en profundidad, describiendo por tanto un sistema de circulación antiestuarino. La circulación superficial del Atlántico Norte está representada en la Figura 3.5 y principalmente consiste en un giro anticiclónico que está representado en su parte norte por la corriente del Golfo y el giro del Atlántico Norte. La rama Sur de este giro induce el desarrollo de la corriente de Portugal a lo largo del margen ibérico, corriente que es conduce el agua atlántica hasta el estrecho de Gibraltar.

Tres son las principales masas de agua implicadas la circulación del Mediterráneo. A continuación se describirá su trayectoria por las diferentes cuencas que componen el mar Mediterráneo Occidental. La descripción aquí presentada es un resumen de los trabajos de Millot, (1987) y Millot, (1999), si bien se tendrán en cuenta otros más recientes.

#### **a) Trayectoria del agua de origen atlántico y formación del agua de invierno**

El agua procedente del océano atlántico, una vez en el interior del mar de Alborán, se transforma en la denominada Agua Atlántica Modificada (MAW), término utilizado para nombrar las aguas superficiales de todo el Mediterráneo. Esta masa de agua se localiza en general a 100-200m de profundidad (Figura 3.6) y varía de propiedades tras sufrir procesos de evaporación y mezcla, presentando salinidades entre 36.5‰ en Gibraltar y 38.0-38.3‰ en el norte del Mediterráneo Occidental y temperaturas de 14-15°C por debajo de la capa de mezcla (Millot, 1999)

El agua atlántica según entra en el mar de Alborán describe un giro anticiclónico casi permanente en el oeste y una trayectoria más variable en el este. Dada su importancia en la circulación de Alborán, se describirá su recorrido más detalladamente en el apartado 1.4. Tan sólo comentar que asociados a ambos giros han sido descritos pequeños eddies ciclónicos (Tintoré *et al.*, 1991; Davies *et al.*, 1993; Tintoré *et al.*, 1994).

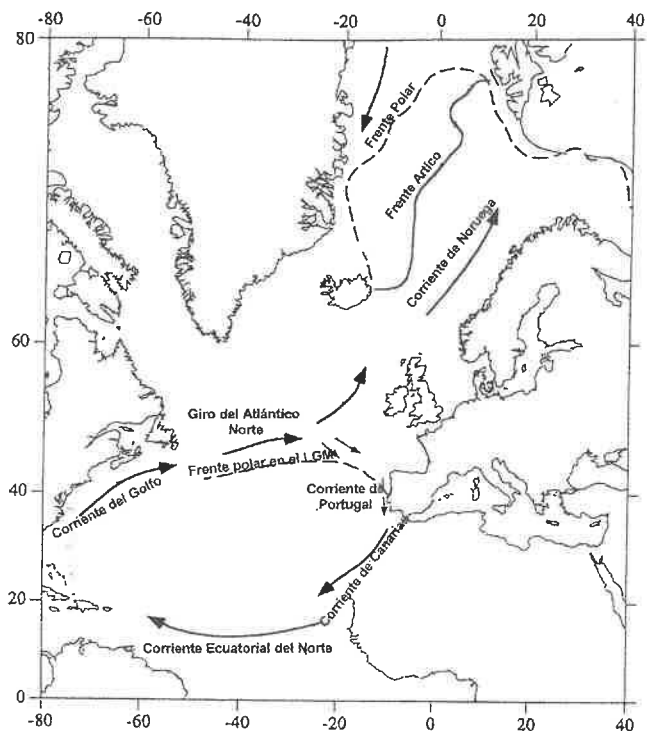
Más hacia el este, el MAW forma lo que se conoce como la Corriente de Argelia (Millot, 1985). Este flujo de agua es estrecho (30-50Km) y profundo (200-400m en la costa) cerca de 0°E, pero se vuelve más ancho según se desplaza progresivamente hacia el Este (Benzohra y Millot, 1995). Cerca de 1-2°E se vuelve inestable y describe frecuentes eddies, si bien dicha corriente puede continuarse a lo largo del talud hasta alcanzar el canal de Cerdeña (Morel y Andre, 1991). De manera general, los eddies describen una trayectoria hacia el este a lo largo del talud de Argelia, continuándose por el norte hasta Cerdeña y desplazándose por último hacia el oeste dentro de la cuenca de Argelia (Millot, 1994; Millot *et al.*, 1997; Font *et al.*, 1998). La topografía del canal de Cerdeña no permite a dichas estructuras progresar hacia zonas orientales.

Al este de 9°E el flujo del agua atlántica ve impedido su camino debido a la reducción de la profundidad en el Canal de Cerdeña. Tan sólo alrededor de un tercio del flujo superficial entra en el Tirreno y el resto continúa su viaje hacia el este a través del estrecho de Sicilia (Astraldi *et al.*, 1996). A partir de esta posición (Estrecho de Sicilia), el agua atlántica pierde su identidad desapareciendo a la entrada de la Cuenca Oriental, si bien algunas porciones pueden llegar a identificarse al oeste del mar Jónico.

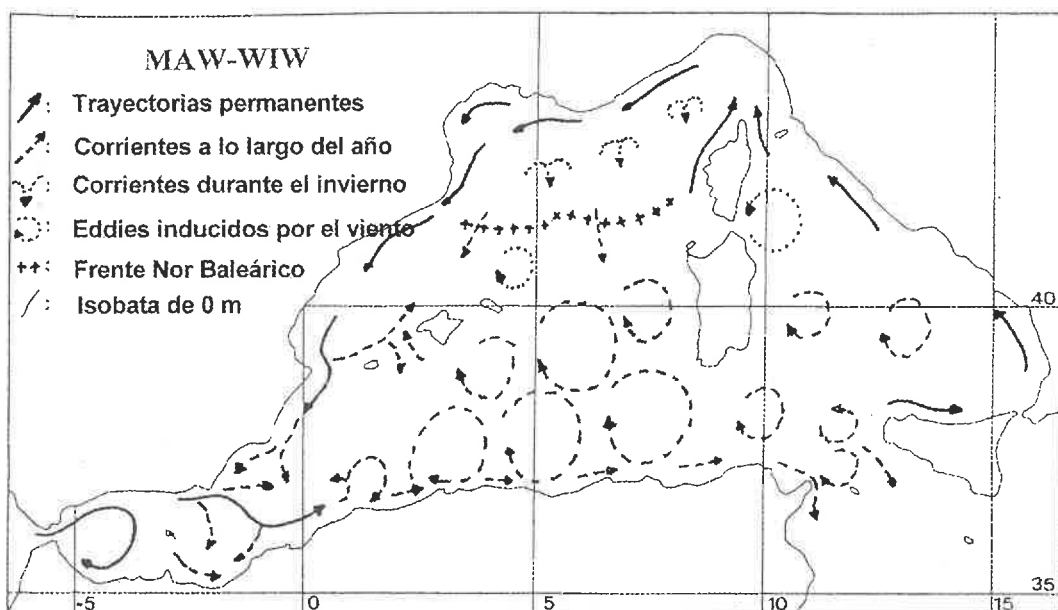
El flujo de agua atlántica que entra en el Tirreno se desplaza siguiendo un giro ciclónico a lo largo del lado Norte de las costas de Sicilia y de la península italiana, de forma que una parte llega a alcanzar el mar de Liguria y las costas de Provenza. En el centro y N del mar Tirreno se pueden desarrollar eddies ciclónicos asociados con fenómenos de afloramientos, inducidos por los vientos del oeste y sujetos por tanto a una importante variabilidad estacional (Artale *et al.*, 1994; Marullo *et al.*, 1994). En el canal de Córcega ocurre también una significativa variabilidad del MAW tanto estacional como anual, atribuida a las condiciones atmosféricas-climáticas (Astraldi y Gasparini, 1992; Astraldi *et al.*, 1995).

Ya en la cuenca Liguro Provenzal los flujos del MAW al Este y Oeste de Córcega se unen y forman la Corriente de Liguria. Dicha corriente se identifica a lo largo del talud continental y puede continuarse, por lo menos, hasta el canal de Ibiza. En territorio francés este flujo se denomina Corriente Liguro-Provenzal y en territorio español Corriente Catalana. Para evitar confusiones, Millot (1991) propone que sea denominada genéricamente Corriente del Norte. La Corriente del Norte sufre variaciones estacionales (Albérola *et al.*, 1995; Conan y Millot, 1995;

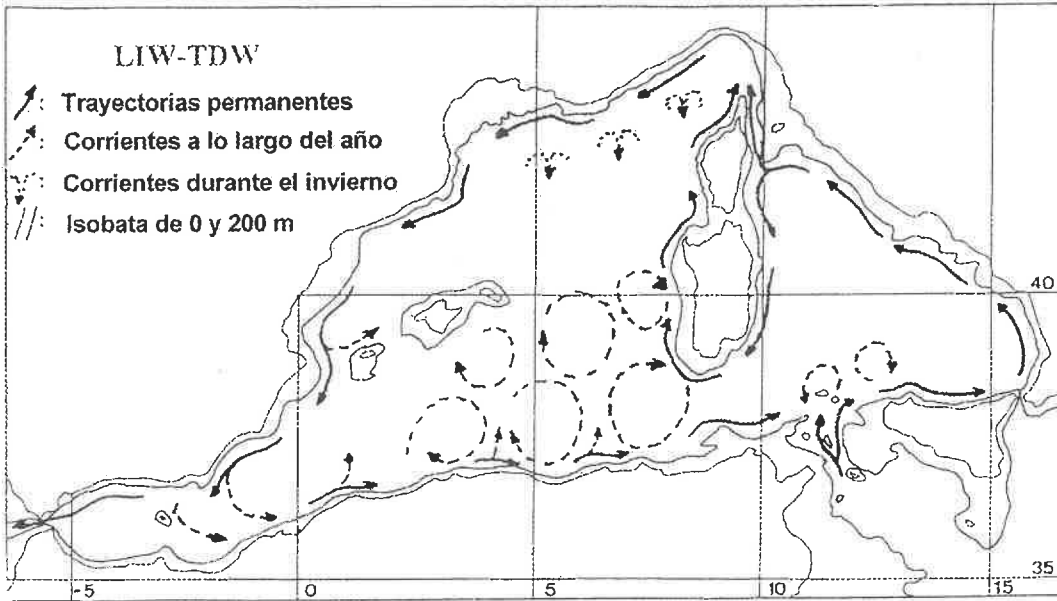




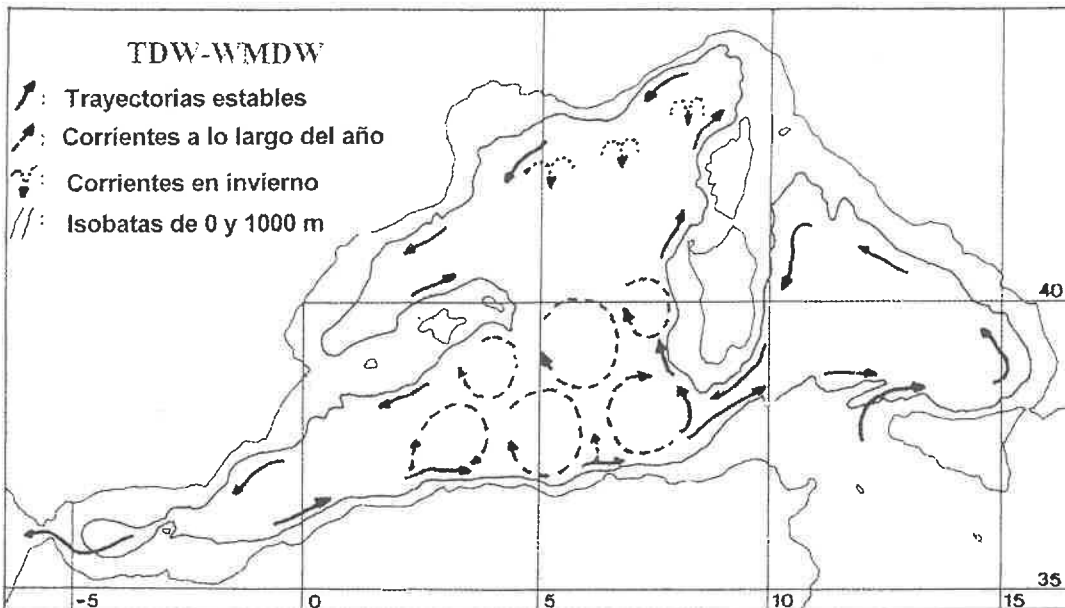
**Figura 3.5:** Circulación superficial en el Atlántico Norte simplificada de Pickard y Emery, (1982). En la figura se indica la posición del frente polar y del frente Artico actuales según (Johannessen et al., 1994) y del frente polar durante el último máximo glacial (LGM) (según Ruddiman y McIntyre, 1981). Figura modificada de Cayre, 1997.



**Figura 3.6:** Circulación del agua atlántica modificada (MAW) y del agua intermedia de invierno (WIW). Según Millot, (1999).



**Figura 3.7:** Circulación del agua intermedia levantina y el agua densa del Tirreno. Según Millot, (1999).



**Figura 3.8:** Circulación del agua densa del Tirreno (TDW) y del agua profunda del oeste del Mediterráneo (WMDW). Según Millot, (1999).

Sammari *et al.*, 1995), presentando su flujo máximo durante el invierno (Diciembre-Mayo). Los vientos del Noroeste que soplan en el golfo de León enfrían la parte más superficial de esta masa de agua, lo que permite que se cree un intenso frente termal respecto a las aguas del mar Balear. La diferencia en temperatura condiciona que la corriente relativamente fría del Norte fluya en dirección perpendicular al frente balear, situándose por debajo de la capa de mezcla relativamente cálida (López-García *et al.*, 1994). En invierno la corriente del Norte se vuelve más profunda y estrecha y tiende a desplazarse cerca del talud. En verano, por el contrario, es ancha y somera. A lo largo del viaje que recorre la corriente del Norte por el mar Catalán, una parte del flujo superficial se desvía hacia el Noreste por las islas Baleares (Font *et al.*, 1988; Pinot *et al.*, 1995; Salat, 1995). En última instancia el flujo vuelve a entrar en la cuenca argelina conducido por el flujo del agua atlántica modificada reciente.

### Agua intermedia de invierno

En invierno, la MAW puede enfriarse de manera importante principalmente en la parte norte de la zona occidental del Mediterráneo, favorecida por los vientos del noroeste. Se forma así una masa de agua más densa (12.5-13°C, 38.1-38.3‰), que ha sido denominada Agua Intermedia de Invierno (WIW) por Salat y Font (1987).

El proceso de transformación de la MAW en agua intermedia por la acción del viento es similar al que conduce a la formación de Agua Levantina Intermedia (LIW) en el Este del Mediterráneo a partir del Agua Atlántica Modificada más salada. La transformación del Agua Atlántica Modificada en agua intermedia de invierno produce un agua que será capaz de mezclarse más fácilmente en el Oeste del Mediterráneo con Agua Levantina Intermedia (esta última caracterizada entre 200-1000m por temperaturas máximas de 14.0-13.2°C y salinidades de 38.7-38.5‰), de forma que en ocasiones es difícil diferenciar entre ambas (Millot, 1999).

El Agua Intermedia de Invierno (WIW) sigue la misma trayectoria que MAW desplazándose a lo largo de la costa española y cruzando la cuenca argelina (Perkins y Pistek, 1990; Benzohra y Millot, 1995). Esta masa de agua ha sido incluso identificada en Gibraltar (Gascard y Richez, 1985). Otra ruta puede dirigirla desde el golfo de León directamente hacia la cuenca de Argelia, probablemente inducida por el movimiento de eddies frontales asociados al frente Baleárico.

### **b) Trayectoria de la agua originada en el Este del Mediterráneo**

La capa de agua Intermedia Levantina (LIW) se forma en el Mediterráneo Oriental, cerca de la isla de Rodas (Lascaratos *et al.*, 1993) y se extiende por el Estrecho de Sicilia hacia el Mediterráneo Occidental, donde describe en líneas generales un patrón ciclónico de circulación, aunque afectado por fenómenos de mesoescala, a lo largo del talud continental de Italia, Francia y España (Figura 3.7).

El agua levantina se ha identificado en la parte superior (entre 200 y 600-1000m) de la masa de agua que entra en el Tirreno. Además, cortes hidrológicos tanto en el canal de Sicilia (Guibout 1987; Schlitzer *et al.*, 1991; Astraldi *et al.*, 1996) como a lo largo del talud norte de Sicilia (Sparnocchia *et al.*, 1999) han señalado la presencia de otra masa de agua más densa, localizada a partir de esta profundidad y hasta más de 1800m. Esta capa de agua, parcialmente originada en los mares Adriático y/o Egeo se encuentra con un importante desnivel topográfico a la salida del canal de Sicilia, sufriendo por tanto una intensa mezcla en la que participan también aguas procedentes de la cuenca argelina y otras residentes en el mar Tirreno. El resultado final conduce a la formación de la denominada Agua Densa del Tirreno (TDW).

El circuito de la masa de agua intermedia en el mar Tirreno describe un giro antihorario a lo largo del talud de Sicilia y de Italia (Bresseur *et al.*, 1996). Una parte de la misma fluye fuera del Tirreno por el talud de Cerdeña (Bouzinac *et al.*, 1999) mientras que otra parte tiende a acumularse en este mar.

En el resto del Mediterráneo Occidental, la masa de agua intermedia es claramente reconocible alrededor de Cerdeña, Córcega y a lo largo del talud continental del mar de Liguria y del Golfo de León. Una cierta cantidad de agua levantina intermedia está implicada en la formación de agua profunda. En el mar catalán, fluye a lo largo del talud continental. Posteriormente discurre paralela a la base del talud del margen Septentrional del mar de Alborán donde se extiende a profundidades de 200 a 500, dirigiéndose a través del estrecho de Gibraltar hacia el océano Atlántico.

Desde el talud de las costas españolas una parte del LIW se desvía hacia el talud de Argelia probablemente condicionada por el frente de Almería Oran (Tintoré *et al.*, 1988; Benzohra y Millot, 1995) o por el giro anticiclónico del oeste cuando el del este no está presente en Alborán. En las costas argelinas, prosigue de nuevo su camino a lo largo del talud dirigiéndose hacia el este y mezclándose con el LIW más reciente que deriva del talud de Cerdeña (Millot *et al.*, 1997).

El Agua Levantina Intermedia sufre las mayores alteraciones del talud de Cerdeña. Por el contrario, desde el mar de Liguria y el golfo de León (donde las características de temperatura y salinidad están comprendidas entre 13.5-13.4°C y 38.55-38.50‰) hasta el mar Balear y Alborán (con valores de 13.2°C y menos de 38.5‰) las propiedades de dicha masa de agua permanece casi sin variar (Durrieu de Madron *et al.*, 1990; Font, 1987; Parrilla *et al.*, 1986).

### c) Trayectoria del Agua densa del Oeste del Mediterráneo y aguas profundas

El agua mediterránea profunda del oeste (WMDW) se forma durante el invierno, principalmente en el Golfo de León y se caracteriza por unas temperaturas entre 12.75-12.80°C y unas salinidades de 38.44-38.46‰ (Schott *et al.*, 1994). Además, pueden originarse otras masas, denominadas genéricamente aguas de Fondo (BW) (Lacombe *et al.*, 1985).

Los procesos que llevan a la producción de dichas aguas densas así como su variabilidad a diferentes escala están siendo objeto de debate durante los últimos años (p.ej. Leaman, 1994; Schott *et al.* 1994; Scott *et al.*, 1996). Los trabajos más recientes (Korres *et al.*, 2000; Pinardi y Masetti, 2000) establecen una fuerte conexión entre los distintos procesos de formación del agua densa en el este y en el oeste del Mediterráneo. Además parece que las condiciones atmosféricas son un factor condicionante para su formación (Korres *et al.*, 2000; Myers *et al.*, 1998; Samuel *et al.*, 1999) ya que se ha comprobado que durante los inviernos templados el agua densa no alcanza el fondo de la cuenca originándose así aguas intermedias que se sitúan a profundidades inferiores de 1500m. Por consiguiente tanto las características hidrológicas de las aguas profundas del golfo de León como los procesos que conducen a su formación son más complejos de lo que se creía anteriormente. Para su comprensión final se requieren más estudios que complementen a los llevados a cabo hasta la fecha.

Las aguas profundas mediterráneas se desplazan desde su lugar de formación hacia el suroeste, siguiendo el talud continental y rodeando las islas Baleares (Figura 3.8)

En toda la cuenca argelina-provenzal las aguas profundas, al igual que las superficiales, circulan de forma antihoraria a lo largo del talud continental. El desplazamiento antihorario a lo largo del talud continental norte de esta cuenca se ha visto confirmado y apoyado por una serie de datos de temperaturas en Baleares (Send *et al.*, 1996). En la parte oeste de la cuenca (3°W a 5°E) hay una clara circulación a lo largo del talud de España (hacia el oeste) y de Argelia (hacia el este) (Millot 1994). Por lo que respecta a las costas argelinas entre 5 y 8°E se ha comprobado el desplazamiento hacia el este de la corriente, describiendo una velocidad media de 3-4cm/s a profundidades mayores a 2500m. También se ha visto como los eddies de mesoescala del centro de la cuenca argelina, influyen en el desplazamiento las masas de agua profunda (Millot *et al.*, 1997).

Cuando las aguas de fondo procedentes de la cuenca argelina llegan al canal de Cerdeña se encuentran con una importante limitación topográfica. En las partes más profundas del dicho canal y a lo largo del talud de Túnez se ha encontrado una masa de agua profunda con temperaturas de 12.8-13.0°C y salinidades de 38.44-38.48 (Bouzinac *et al.*, 1999), valores similares a los que aparecen en el Golfo de León a similares profundidades (1000-2000m). Así se deduce que una parte de la masa de agua puede fluir a través de la parte más profunda del canal de Cerdeña y describir un giro antihorario en el mar Tirreno, mientras que otra parte prosigue hacia el norte circulando alrededor de Cerdeña.

## **1.4.- DESCRIPCIÓN DETALLADA DE LA CIRCULACIÓN EN ALBORÁN**

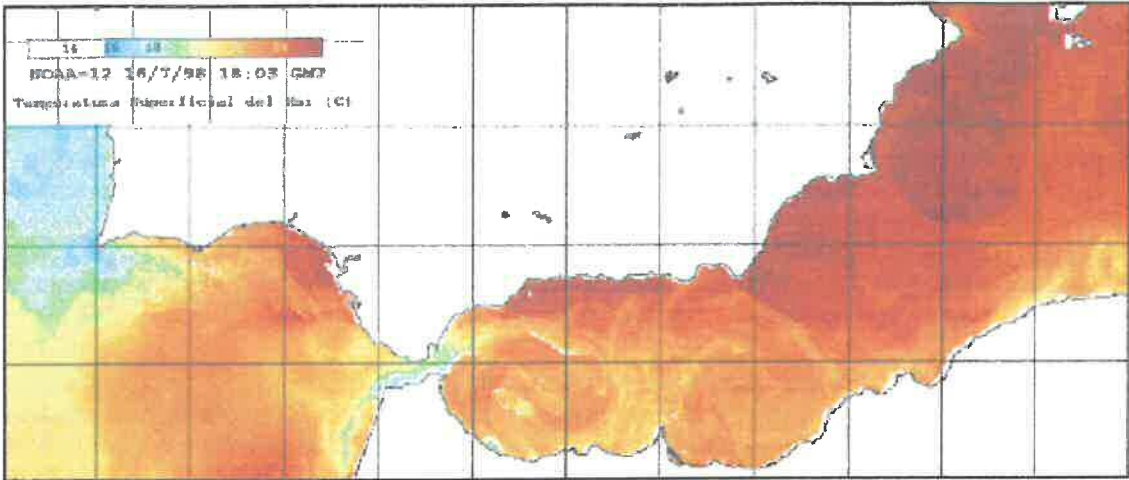
La estructura de las masas de agua en Alborán, al igual que en el resto del mar Mediterráneo se describe según un sistema de capas, disponiéndose en la parte más somera el **agua superficial atlántica (MAW)**, caracterizada por una salinidad de 36.2 a 36.6‰ y una temperatura entre 9 y 16°C. Esta capa de agua superficial procede del Golfo de Cádiz y penetra a gran velocidad (valor medio 60cm/seg y máximo 100-150cm/seg) a través del Estrecho de Gibraltar (Parrilla y Kinder, 1987). En Alborán el MAW puede tener un espesor superior a 200m ya que implica además a la parte de la antigua MAW que completa en esta región su recorrido antihorario. Desde unos 200m hasta 800m de profundidad se localiza el **agua intermedia levantina**, con salinidades de 38.45 a 38.5‰ y temperaturas de 13 a 14°C. Este agua, discurre paralelamente a la base del talud en Margen Septentrional del mar de Alborán y se dirige hacia el Estrecho de Gibraltar con velocidades de flujo de 1 a 2cm/seg (Millot, 1987; Parrilla y Kinder, 1987). Por último, a profundidades superiores a los 1.000m, se encuentra el **agua profunda mediterránea**, caracterizada por una salinidad de 38.4‰ y una temperatura de 12.7°C. Esta capa de agua se encamina también hacia el Estrecho de Gibraltar en cuyas proximidades alcanza velocidades máximas de 10-12cm/seg (Bryden y Stommel, 1982). La salida de aguas densas mediterráneas se produce preferentemente a través de la parte norte del Estrecho para dirigirse finalmente hacia la zona profunda del Golfo de Cádiz a profundidades de 600 a 1500m (Herburn y La Violette, 1990; Millot, 1991).

La trayectoria que describe el agua atlántica en su entrada en el Mediterráneo, genera una circulación superficial mayoritariamente anticiclónica tanto en el oeste como en el este de Alborán, según ha sido mostrada por las imágenes de satélite como la de la Figura 3.9. La incursión de agua atlántica normalmente tiene una componente ENE, condicionando la posición del giro del oeste, que ocupa la amplia zona del lado occidental de Alborán (entre Gibraltar y la isla de Alborán. Un segundo giro se sitúa en la parte este de Alborán y asociado a él, en su extremo oriental, se dispone un fuerte frente de densidad denominado Frente de Almería Orán. Esta última estructura desvía el agua atlántica hacia el sur, donde fluye a lo largo de la costa de Argelia (Tintoré *et al.*, 1994) (Figura 3.10)

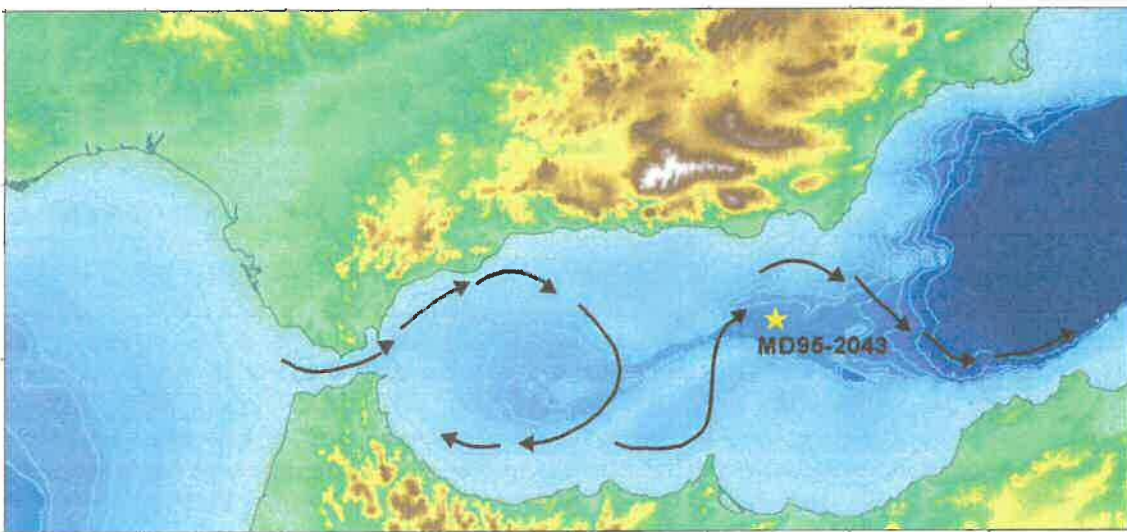
Los dos giros sufren variaciones a lo largo del tiempo que han sido descritas por diversos autores (La Violette, 1984; La Violette, 1986; Tintoré *et al.*, 1988; Arnone *et al.*, 1990; Heburn y la Violette, 1990; Perkins *et al.*, 1990; Tintoré *et al.*, 1991; García Lafuente *et al.*, 1998). El giro del oeste es casi permanente y está controlado por la velocidad de entrada del agua atlántica: si ésta es alta, el giro occidental está bien desarrollado y ocurren surgencias a lo largo de su margen norte. Cuando la velocidad es baja, no hay desarrollo del giro e incluso la entrada de agua puede dirigirse hacia el sur (Perkins *et al.*, 1990; Parrilla, 1984). En contraste el giro del este parece estar relacionado con las condiciones atmosféricas y la localización de las altas y bajas presiones (Garret, 1983; Parrilla, 1984; Perkins *et al.*, 1990). Esta estructura puede llegar a presentar una estructura ciclónica (p.ej. Folkard *et al.*, 1994; Viudez y Tintoré, 1995) en relación con fuertes vientos del oeste (Le Vourch *et al.*, 1992), si bien parece ser anticiclónica la mayor parte del tiempo (Davies *et al.*, 1993; Viudez *et al.*, 1996; Tintoré *et al.*, 1998).

A pesar de que el Mediterráneo presenta una de las productividades más bajas del mundo (Sournia, 1973), en el mar de Alborán existen dos zonas productivas que se relacionan con ambos giros anticiclónicos: una es el sistema de afloramiento en el suroeste de las costas españolas de Málaga y la otra es el sistema frontal de Almería-Orán (Verganud Grazzini y Pierre, 1991). En el primero de ellos, el giro del oeste, la interacción de las masas de agua atlánticas frías, menos salinas y más turbulentas con las mediterráneas (más densas y saladas) junto con la topografía del fondo marino, favorece la formación de surgencias en el borde de la plataforma (entre 4.5°W y 5.2°W y al norte de 36°N) (Perkins *et al.*, 1990; Tintoré *et al.*, 1991; Sarhan *et al.*, 2000). Este afloramiento permanente entre Gibraltar y Málaga induce una importante fertilización de la capa de agua superficial de la zona Norte y Este del giro, alcanzándose concentraciones de clorofila 10 veces por encima de las de aguas de alrededor (Mínas *et al.*, 1984; Parrilla y Kinder, 1987). Por otro lado, la fuerza geostrófica a lo largo del frente de Almería Orán favorece el afloramiento de aguas profundas, ricas en nutrientes (Tintoré *et al.*, 1988; Aranone *et al.*, 1990; Folkard *et al.*, 1994; Peinert y Miquel, 1994; Prieur y Sournia, 1994). Este proceso hace que aumenten regionalmente los nutrientes en la capa superficial, hasta alcanzarse contenidos de clorofila en los 150m superiores de las aguas que superan en más de 3 veces los de las aguas oligotróficas de alrededor (Prieur *et al.*, 1993).

Las condiciones favorables a la productividad pueden haber cambiado a lo largo del tiempo, como parece deducirse de los cambios climáticos glaciares interglaciares (Abrantes, 1988; Vergnaud-Grazzini y Piere, 1991). Estas variaciones pueden deberse a cambios en la posición de los giros y en las zonas de afloramiento asociadas a ellos, así como en la cantidad de flujo y concentración de nutrientes del agua atlántica que entra a través del Estrecho de Gibraltar.



*Figura 3.9: Temperatura superficial del mar de Alborán según las medidas realizadas por la NOAA/AVHRR el 16 de Julio de 1998. Puede apreciarse la entrada del agua atlántica a través del Estrecho de Gibraltar y el desarrollo del giro del Oeste y el del Este.*



*Figura 3.10: Mapa batimétrico de Alborán donde se indica el desarrollo de los dos giros (el del oeste y el del este) y la posición respecto a los mismos del testigo MD95-2043.*

## 2.- TRABAJOS PREVIOS (ANTECEDENTES)

El mar Mediterráneo ha sido un objetivo paleoceanográfico claro ya desde las primeras expediciones del Glomar Challenger (leg 13) en 1970. El propósito principal de esta campaña mediterránea era llevar a cabo un reconocimiento general de la cuenca si bien, enmarcado en dicho contexto, se estudió también el mar de Alborán (Ryan *et al.*, 1973).

Algunos de los lugares investigados en esta campaña (p.ej. site 121) se volvieron a analizar recientemente a la luz del OPP leg 161 (Comas *et al.*, 1999). A diferencia del anterior, este nuevo proyecto sí tenía un objetivo paleoceanográfico concreto: tratar de obtener una serie de registros de larga duración, que pudieran ayudar a reconstruir la evolución climática, oceanográfica y la historia del intercambio de aguas entre el Mediterráneo y el Atlántico.

Con anterioridad a este propósito tan ambicioso, los estudios en Alborán apenas habían traspasado la decena de miles de años, ya que respondían a la necesidad de estudiar con detalle la transición entre el último glaciar y las condiciones actuales. Respondiendo a este interrogante, se plantearon las campañas CEPAG (1981) y FAEGAS IV (1982), que obtuvieron una colección de testigos con una alta tasa de sedimentación en el mar de Alborán y Golfo de Cádiz (Tabla 3.1). A raíz de estas campañas surgieron una colección de publicaciones científicas que abordaron desde temas sedimentológicos y geoquímicos (Grousset *et al.*, 1988), hasta reconstrucciones paleoceanográficas y de productividad (Abrantes, 1988; Caralp, 1988; Pujol y Vergnaud Grazzini, 1989; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989; Vergnaud Grazzini y Pierre, 1991).

Campaña	Testigo	Coordenadas	Profundidad (m)	Area
FAEGAS IV	KS8230	36°27'16N/03°53'18W	795	Alborán
FAEGAS IV	KS8231	36°09'30N/03°16'60W	855	Alborán
FAEGAS IV	KC8241	35°59'65N/04°24'08W	1282	Alborán
FAEGAS IV	KS8232	36°07'01N/02°07'14W	1920	Alborán
FAEGAS IV	KS8229	35°59'00N/08°00'00W	1445	Golfo de Cádiz
FAEGAS IV	KS8228	35°49'89N/08°43'07W	2798	Golfo de Cádiz
FAEGAS IV	KS8226	36°47'50N/07°48'80W	583	Golfo de Cádiz
CEPAG	SU8107	35°56'06N/03°48'W	1375	Alborán

**Tabla 3.1:** Coordenadas y profundidad de los testigos recuperados durante las campañas FAEGAS IV y CEPAG en el mar de Alborán y Golfo de Cádiz.

Estas publicaciones han servido de marco comparativo para otras más recientes. Así p.ej. Vergnaud-Grazzini y Pierre, (1991); Pujol y Vergnaud-Grazzini, (1995) han examinado las condiciones de productividad actuales de los afloramientos del mar de Alborán (p.ej. campaña VICOMED 3, 1990) frente a las que se habían deducido en dichos estudios. Targarona, (1997) se ha apoyado en estos testigos para reconstruir la transición Glacial-interglacial desde sus datos palinológicos y Rohling *et al.*, (1995) ha deducido cambios hidrográficos durante los últimos 8.000 años con ayuda de los mismos

En la actualidad el interés por el mar de Alborán ha tomado una dirección nueva. Desde que en el ODP leg 161 se encontraron capas ricas en materia orgánica (Murat, 1999) se están tratando de localizar señales de dichos horizontes en toda la cuenca, así como deducir las condiciones tanto ambientales como de circulación oceánica que han llevado a su depósito. Así se han publicado volúmenes especiales dedicados al tema, entre los cuales el estudio de Alborán ha sido una cuestión clave (Rohling y Thunell, 1999). Este hecho ha estimulado un debate entre la comunidad científica (p.ej. Mercene, 2000, Martínez-Ruiz *et al.*, 2000)

El testigo MD95-2043 ha sido en uno de los cuales se ha reconocido la presencia de estas capas orgánicas (Cacho *et al.*, *in press*). Sin embargo además de por este motivo, este testigo ha mostrado su especial relevancia dentro de las reconstrucciones paleoceanográficas de Alborán por ser el primero en este mar donde se han identificado señales de los cambios climáticos más recientes (HE y D-O) que han sufrido las altas latitudes del océano atlántico (Cacho *et al.*, 1999).

# Capítulo 8: Descripción de los resultados

## 1.- EL TESTIGO IMAGES

El testigo de pistón MD 95-2043 fue obtenido en la campaña oceanográfica IMAGES MD 95, realizada a bordo del buque de investigación francés *Marion Dufresne*, entre los meses de Mayo y Julio de 1995 (46 días en total). El objetivo de la campaña, englobada dentro del programa internacional IMAGES, era conseguir registros sedimentarios de al menos 300.000 años de amplitud en diferentes transectos del Atlántico Norte y del margen ibérico.

Durante la campaña se utilizó un sacatestigos *Kullenberg* gigante (50-80 m) que permitió recuperar registros sedimentarios de gran longitud. El testigo MD95-2043 se extrajo a los 1841m de profundidad en el mar de Alborán (36°8'35''N - 2°37'16''W). El testigo, de 37.6 m de longitud total, fue cortado en 25 secciones de 150 cm cada una. Una de las mitades de cada sección fue precintada y conservada intacta en tubos en forma de U y sobre ella se realizaron a bordo los análisis de propiedades físicas con un multi sensor. Las secciones 1 a 11 (0-1648 cm) no de archivo, fueron muestreadas cada centímetro en el laboratorio del LGQ (Francia) y su análisis constituye el tema central de esta tercera parte de la tesis.

## 2.- MODELO DE EDAD

### 2.1.- Descripción de los resultados

El modelo de edad del MD95-2043 fue establecido por Cacho *et al.*, 1999 y se ha basado en las medidas de isótopos de oxígeno del foraminífero planctónico *Globigerina bulloides* y en 21 muestras datadas con carbono 14. A partir de este conjunto de datos, los autores propusieron dos modelos cronológicos diferentes:

- el primero establecido en base a la curva de isótopos de oxígeno y a las edades radiocarbónicas; tras comparar con el testigo de referencia SPECMAP y calibrar con el programa informático CALIB 4.1
- el segundo basado en una correlación pico a pico entre la curva de temperaturas superficiales (SST) del testigo MD95-2043 y la de los isótopos de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) del testigo de hielo del Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP 2) (Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1997). Esta última correlación pudo establecerse dado el elevado paralelismo entre las variaciones de las temperaturas superficiales (SST) del MD95-2043 y los eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) registrados en el testigo de hielo.

Si bien ambos modelos proporcionan una cronología bastante similar para el testigo, existen diferencias en las edades asignadas a las muestras con más de 21.000 años, periodo a partir del cual los distintos modelos de calibración del  $\text{C}^{14}$  dan errores superiores a los 1.000 años. Por este motivo Cacho *et al.*, (1999) eligieron el segundo modelo como marco cronoestratigráfico, estableciendo que la sección estudiada (1648 cm) se extiende de manera continua durante los últimos 52.000 años, según se recoge en la Tabla 3.2.



Profundidad (cm)	Edad (Ka calBP)	Punto de control	Tasa de sedimentación (cm/Ka) (corregida por la presencia de turbiditas)
14	1.53	Evento isotópico	26.95
54	3.01	Evento isotópico	30.32
96	4.40	Evento isotópico	50.55
178	6.02	Evento isotópico	43.38
238	7.40	Evento isotópico	38.10
298	8.98	Evento isotópico	58.75
348	9.83	Evento isotópico	70.85
418	10.82	Evento isotópico	81.75
487	11.66	Evento isotópico	69.12
512	12.02	Evento isotópico	71.65
588	13.08	Evento isotópico	22.04
595	13.40	Evento isotópico	97.75
662	14.29	Evento isotópico	54.93
708	14.76	Evento isotópico	26.96
758	16.62	Evento isotópico	35.09
802	17.87	Evento isotópico	17.26
858	21.12	Evento isotópico	61.86
870	21.31	GISP2	11.43
894	23.41	GISP2	33.90
914	24.00	GISP2	35.14
940	24.74	GISP2	12.66
950	25.53	GISP2	25.76
984	26.85	GISP2	17.98
1000	27.74	GISP2	31.00
1010	28.29	Turbidita	13.08
1040	29.03	GISP2	20.51
1054	30.10	GISP2	53.85
1070	30.88	GISP2	41.27
1084	31.14	GISP2	57.14
1110	31.77	GISP2	25.32
1130	32.12	GISP2	43.64
1150	32.91	GISP2	17.70
1174	33.46	GISP2	63.01
1194	34.59	GISP2	10.26
1240	35.2	GISP2	13.04
1244	35.71	GISP2	28.77
1250	36.17	GISP2	21.30
1324	38.32	GISP2	41.67
1360	40.01	GISP2	20.41
1370	40.25	GISP2	32.56
1380	40.74	GISP2	37.74
1394	41.17	GISP2	45.57
1414	41.70	GISP2	18.18
1450	42.49	GISP2	20.41
1454	42.71	GISP2	2.404
1464	43.20	GISP2	20.80
1514	45.28	GISP2	13.89
1540	46.53	GISP2	26.87
1550	46.53	GISP2	14.56
1550	47.25	GISP2	
1610	49.32	GISP2	
1648	51.93	GISP2	

Tabla 3.2: Puntos de control establecidos para el testigo MD95-2043 según el modelo de edad de Cacho et al., (1999). Las tasas de sedimentación se han calculado como centímetros cada 1000 años para el intervalo comprendido entre dos puntos de control, suponiendo una sedimentación constante. Las áreas rayadas indican valores corregidos por la presencia de turbiditas.

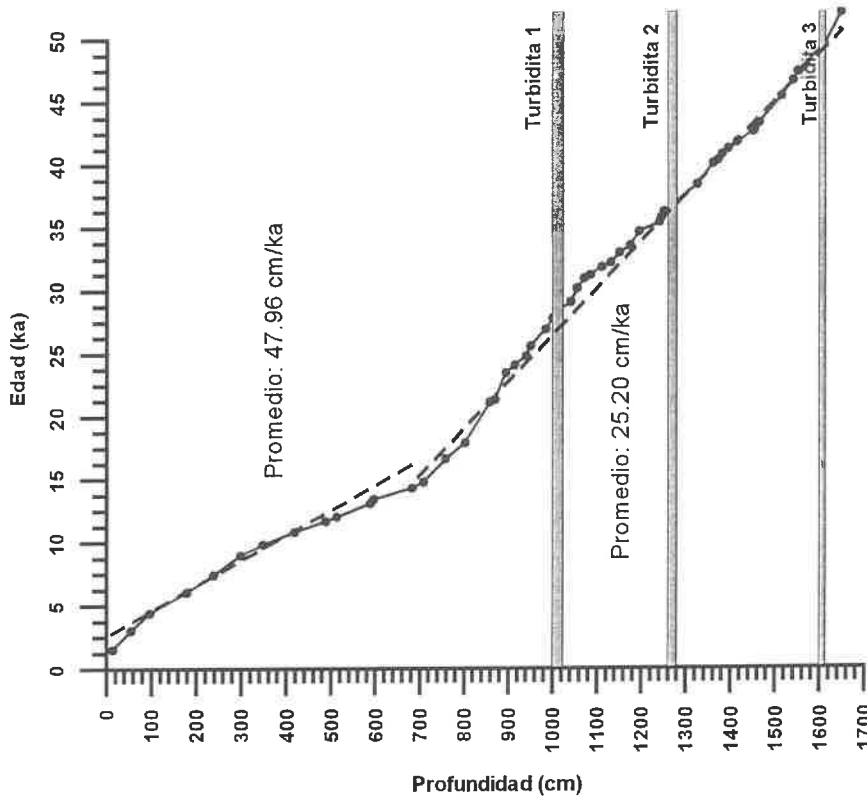


Figura 3.11: Diagrama de la edad frente a la profundidad obtenido para el testigo MD95-2043. Los puntos de control están los descritos en la Tabla 3.1. Entre 0 y 700cm el promedio de sedimentación es 47.96cm/ka. Entre 700 y 1700 es 25.20cm/ka. En el diagrama se ha indicado la posición de los niveles turbidíticos.

El diagrama de la profundidad frente a la edad de la Figura 3.11 representa la tasa de sedimentación promedio obtenida entre cada uno de los puntos de control, niveles que han sido definidos bien por correlación directa con el testigo GISP2 o bien por su identificación en la curva isotópica. La velocidad de sedimentación, calculada excluyendo los niveles turbidíticos, oscila entre 10.26cm/Ka y 97.75cm/Ka (sedimentación media para el testigo 35.94cm/Ka) (Tabla 3.2). Como puede apreciarse en la Figura 3.11 los valores de las tasas de acumulación son mucho mayores durante los primeros 700cm del testigo (promedio 47.96cm/ka) en comparación con el resto del testigo (25.20cm/Ka)

Las tasas de sedimentación expresadas en función de los distintos eventos climáticos y facies sedimentarias se presentan en la Tabla 3.3. Las mayores acumulaciones medias se sitúan en el interglaciar 1 y las más bajas en el estadio isotópico 3. Por lo que se refiere a las tasas de acumulación agrupadas según las distintas facies sedimentarias los resultados son bastantes similares. Se han excluido las facies turbidíticas por considerarse eventos instantáneos y muestran cómo las mayores acumulaciones sedimentarias se relacionan con los materiales hemipelágicos. La definición, límites y características de todos estos tipos de materiales se discutirán ampliamente en apartados posteriores de la tesis.

Estadio isotópico / Facies sedimentaria	Tasa de sedimentación mínima (cm/ka)	Tasa de sedimentación máxima (cm/ka)	Tasa de sedimentación media (cm/ka)
IOS 1	26.95	81.75	50.08
IOS 2	11.43	97.75	45.63
IOS 3	10.26	63.01	28.61
Fangos hemipelágicos	26.95	70.85	45.56
Fangos mixtos	11.43	97.75	42.20

**Tabla 3.3:** Estadística de las tasas de sedimentación en función de los distintos estadios isotópicos y tipos de sedimentos.

En la Tabla 3.4 se presenta una recopilación de diferentes testigos distribuidos por el mar de Alborán para los que se dispone de un modelo de edad. Su posición está indicada en la Figura 3.12. Las informaciones derivadas de los mismos han servido a Weaver y Pujol, (1988) para calcular las tasas de sedimentación que se indican en la Tabla 3.4. Los valores de la velocidad de acumulación del MD95-2043 son en algunas ocasiones varios órdenes de magnitud superiores a los descritos en esta tabla.

Testigo	Centímetro	Edad (Ka)	Tasa de sedimentación (cm/ka)	Evento relacionado
KC8241	159	8,900	17,87	
KS8232	111	9,765	11,37	Terminación 1b
KS8230	156	9,880	15,79	
KC8241	223	11,460	19,46	
KS8232	251	12,925	19,42	Younger-Dryas
KS8231	129	10,500	12,29	
KS8230	197	12,840	15,34	
KS8231	236	15,630	15,1	Bolling-Allerod
	209	14,200	14,72	
KS8231	298	18,270	16,31	IOS 2
	267	17,160	15,56	

**Tabla 3.4:** Diferentes tasas de acumulación calculadas para sedimentos del mar de Alborán agrupados en función de su edad (modificada de Weaver y Pujol, 1988)

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Referencia
KS8230	36°27'N	3°53'W	795	Weaver y Pujol, 1988
KS8231	36°09'N	3°16'W	855	Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991
KS8232	36°07'N	2°07'W	1920	Weaver y Pujol, 1988
KS8241	35°59'N	4°24'W	1280	Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991
19	36°04'04''N	5°01'01''W	---	Ercilla <i>et al.</i> , submitted
22	36°02'07''N	4°44'06''W	---	Ercilla <i>et al.</i> , submitted
37	36°23'42''N	4°15'06''W	---	Ercilla <i>et al.</i> , submitted
45	35°41'04''N	3°21'03''W	---	Ercilla <i>et al.</i> , submitted
TG-5	36°23'N	4°15'W	626	Bárcena <i>et al.</i> , 2001
MD95-2043	36°8'35''N	2°37'16''W	1841	Este estudio

Tabla 3.5: Posición de los testigos del mar de Alborán citados en el texto.

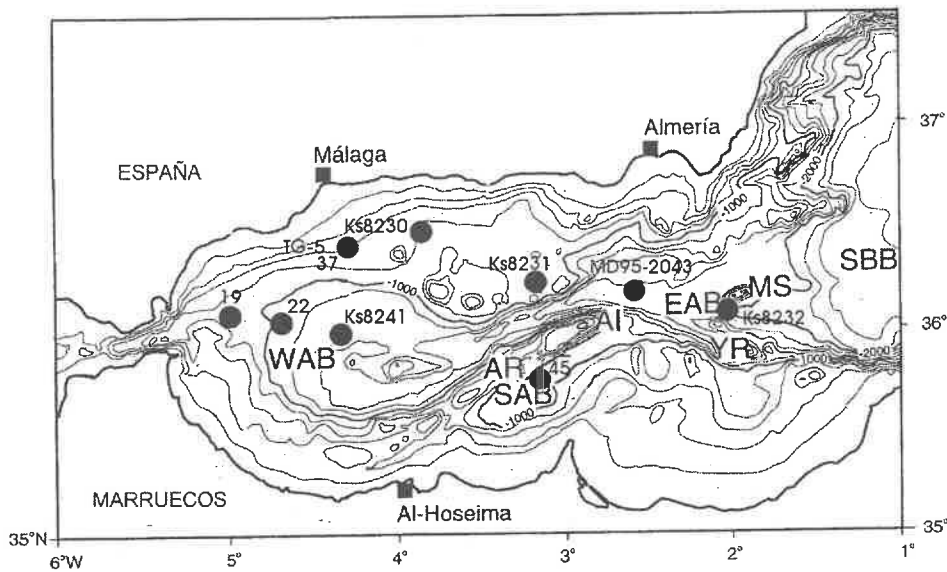


Figura 3.12: Mapa batimétrico de Alborán y localización de las principales estructuras fisiográficas: EAB: cuenca este de Alborán, WAB: cuenca oeste de Alborán, SAB: cuenca sur de Alborán, SBB: cuenca sur Balear, AR: Ridge de Alborán, MS: Seamount de Al-Mansour, YR: Ridge de Yusuf, AI: Isla de Alborán. En el mapa se han indicado la situación de los testigos citados de la Tabla 3.5.

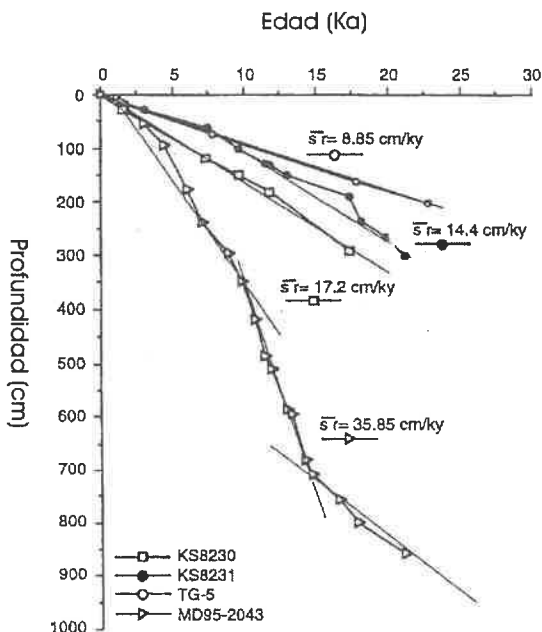


Figura 3.13: Tasas de sedimentación promedio (en centímetros cada 100 años) de los testigos KS8230, KS8231, TG-5, comparadas con las del MD95-2043. Como puede observarse, este último testigo presenta una velocidad de sedimentación doble que las del resto de los testigos, siendo ésta superior en los 700 cm superiores del testigo. La posición de los testigos está indicada en la Figura 3.12. (Modificado de Bárcena *et al.*, 2001).

Ercilla *et al.*, (*submitted*) han calculado las tasas de sedimentación que presentan los depósitos hemipelágicos agrupándolos en función de las diferentes provincias fisiográficas del Mar de Alborán. Como puede apreciarse en la Tabla 3.6, los mayores valores de acumulación (12-44cm/ka) se sitúan en la Cuenca de Alborán y se han obtenido para el testigo KS8232 y los más bajos (8-10cm/ka) se encuentran distribuidos en las zonas de talud y base de talud, donde se localiza p.ej. el testigo 19 o TG-5. Las tasas de acumulación calculadas para los sedimentos hemipelágicos del testigo MD95-2043 (26.95-70.85cm/ka) son mucho mayores que el rango superior propuesto para la Cuenca de Alborán.

Situación	Testigo	Rango de tasa de sedimentación (cm/Ka)	Referencia
Talud y base del talud	37	8-10	Ercilla <i>et al.</i> , <i>submitted</i>
	19	30	
Cuenca Oeste	KS8231	9-31	Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991
	KC8241	15-38	
Cuenca de Motril	KS8230	16-25	Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991
	KS8230	14-16	Weaver y Pujol, 1988
	STR-22	21	Ercilla <i>et al.</i> , <i>submitted</i>
Cuenca Sur	45	11-19	Ercilla <i>et al.</i> , <i>submitted</i>
Cuenca de Alborán	KS8232	12-44	Weaver y Pujol, 1988

**Tabla 3.6:** Tasas de sedimentación calculadas para los sedimentos hemipelágicos de distintas provincias fisiográficas del mar de Alborán (*modificada de Ercilla et al., submitted*)

Todo este conjunto de datos evidencian la elevada tasa de acumulación del MD95-2043 si se compara con las de otros registros de áreas geográficas próximas (Figura 3.13). Los valores descritos parecen extraordinariamente altos, especialmente durante los metros más superiores (hasta el centímetro 700) donde se alcanzan velocidades medias de sedimentación de 47.96cm/ka (en comparación con una sedimentación promedio de 25.20cm/ka calculada desde dicho centímetro hasta el final del testigo). Algunos autores (p.ej. Boelaert, 1999; Cayre *et al.*, 1999) han relacionado esta alta tasa de acumulación con un “estiramiento” de la parte más superficial de los testigos durante las operaciones técnicas de recuperación de los testigos de pistón a bordo del Marion-Dufresne. Así durante la penetración del tubo sacatestigos en las capas sedimentarias superiores más blandas, se incorpora material “extra” debido a la excesiva aspiración causada por el rápido movimiento hacia arriba del pistón, que va acompañado de un rebote elástico en el cable. Supuestamente esta anomalía técnica es la responsable de las elevadas tasas de acumulación encontradas en los primeros 700 centímetros del MD95-2043. El material incorporado al testigo debe haber entrado en la sucesión estratigráfica normal sin modificar especialmente la estratigrafía o la composición del sedimento.

### 3.- MEDIDAS DE PROPIEDADES FÍSICAS

#### 3.1- Descripción de los resultados

El sistema de evaluación de las propiedades físicas (Multi Sensor Track) utilizado como análisis rutinario en el estudio del testigo MD95-2043 dio como resultado la obtención de perfiles cada centímetro de la variación de la velocidad de las ondas p, porosidad, densidad húmeda y susceptibilidad magnética. La Figura 3.14 muestra la evolución de estos parámetros en función de la profundidad a lo largo del testigo, excluyéndose los valores anómalos obtenidos al acabarse una sección y comenzar la siguiente.

##### **a) Densidad y porosidad**

Los valores de densidad oscilan entre 1.34 y 2.12g/cm<sup>3</sup>, siendo el valor promedio 1.66g/cm<sup>3</sup>. La porosidad por su parte, presenta porcentajes comprendidos entre 36.90 y 81.87%, siendo el promedio 63.27% (Tabla 3.7). Los perfiles de densidad y de porosidad están relacionados inversamente de forma que valores máximos de densidad se corresponden con mínimos de porosidad y viceversa.

En líneas generales las dos curvas muestran tres zonas diferentes: desde la superficie hasta una profundidad de 460 cm, desde los 461 centímetros hasta los 999 y desde el centímetro 1000 hasta el final del testigo (zonas que se corresponden con los diferentes tipos de sedimentos que se definirán más tarde: fangos hemipelágicos, fangos mixtos y fangos gravitativos. Entre estos últimos se encuentran intercalados diversos niveles de turbiditas). (Tabla 3.7)

En el primer tramo (que corresponde a los fangos hemipelágicos) la porosidad presenta valores bastante constantes alrededor de 63.45%. A partir de los 461cm y dentro del segundo tramo, que se corresponde con los fangos mixtos, la porosidad sufre aumentos y disminuciones (59.55-70.30%) acentuadas en la parte inferior del mismo, con una zona de valores más altos (70.29%) en torno al centímetro 552 y un descenso destacado en el centímetro 738 (51.11%) que parece corresponde a un sedimento gravitativo. El último tramo (desde el cm 1000 hasta el final del testigo donde se depositan los fangos gravitativos) muestra las mayores y más frecuentes oscilaciones en los valores de porosidad que varían entre 54.34% y 81.87%. Los mínimos importantes localizados en los centímetros 1000, 1276 y 1604 con valores comprendidas entre 36.90 y 59.39%, pertenecen a las facies turbidíticas (Tabla 3.7).

En cuanto a la densidad el primer tramo presenta valores en torno a 1.66 g/cm<sup>3</sup>, que en el segundo tramo comienzan a oscilar en los mismos niveles que lo hace la porosidad (mínimo valor 1.54 g/cm<sup>3</sup> en una profundidad próxima a 552 cm y máximo 1.87 g/cm<sup>3</sup> en el centímetro 738). El último tramo presenta variaciones amplias y generalizadas (1.34-1.82g/cm<sup>3</sup>), con máximos en los centímetros 1000, 1276 y 1604 (1.73-2.12g/cm<sup>3</sup>) que corresponden a las turbiditas y mínimos entre 1044 y 1098 cm (Tabla 3.7).

##### **b) Velocidad de las ondas p**

En la Figura 3.14 puede verse la escasa variación de la velocidad de las ondas p a lo largo del testigo. En general los valores son bastante constantes, en torno a 1460m/s. Solamente se observan disminuciones entre los centímetros 1060 y 1180, donde la velocidad decae hasta llegar a un valor de 1237.81 m/s, alcanzándose el mínimo de 940.58 m/s a los 1106 cm. Esta zona se considera una anomalía en el registro de velocidad. Ligeros aumentos a las profundidades de: 738, 946, 1002, 1276, 1608 cm, que coinciden mayoritariamente con niveles turbidíticos

Tipo de sedimento		Valores	Velocidad de las ondas p (m/s)	% Porosidad	Densidad húmeda (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibilidad magnética
Fangos hemipelágicos		Máximo	1474,40	70,68	1,72	52,00
		Mínimo	1455,30	60,02	1,53	14,00
		Promedio	1461,20	63,45	1,66	29,02
Fangos mixtos		Máximo	1494,60	70,30	1,73	22,00
		Mínimo	1412,20	59,55	1,54	4,00
		Promedio	1457,32	63,96	1,65	13,18
Fangos gravitativos		Máximo	1503,10	81,87	1,82	28,00
		Mínimo	940,58	54,34	1,34	6,00
		Promedio	1416,12	63,31	1,66	11,82
Turbiditas	Arenas turbidíticas limosas/arcillosas	Máximo	1594,60	46,80	2,12	23,00
		Mínimo	1507,60	36,90	1,95	8,00
		Promedio	1545,87	43,73	2,00	12,43
	Limos turbidíticos arenosos	Máximo	1487,70	57,98	1,87	22,00
		Mínimo	1468,60	51,14	1,76	8,00
		Promedio	1481,28	54,53	1,82	15,40
	Fangos turbidíticos	Máximo	1485,20	59,39	1,80	21,00
		Mínimo	1469,50	55,14	1,73	12,00
		Promedio	1479,26	57,48	1,76	16,40

Tabla 3.7: Características de las propiedades físicas (velocidad de las ondas p, porosidad, densidad húmeda y susceptibilidad magnética) de los diferentes tipos de sedimentos identificados en el testigo MD95-2043.

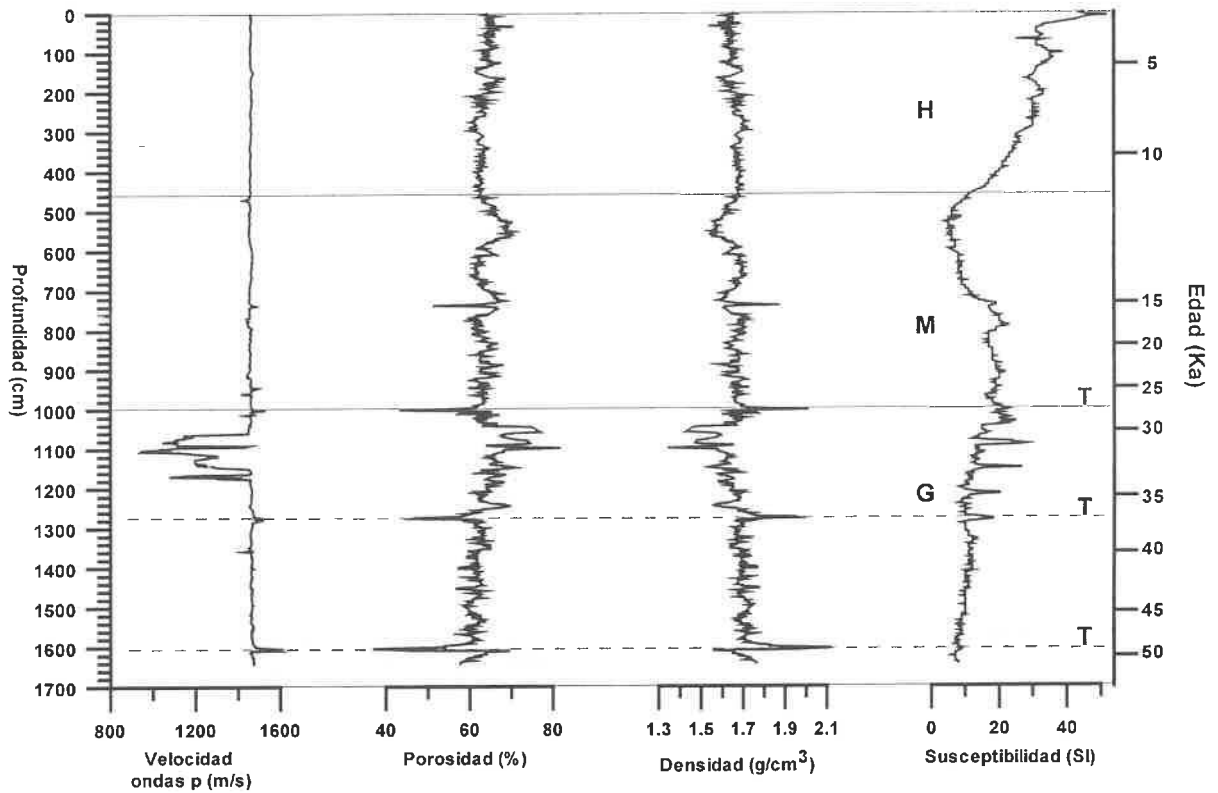


Figura 3.14: Evolución de las diferentes propiedades físicas (velocidad de las ondas p, porosidad, densidad húmeda y susceptibilidad magnética) obtenidas para el testigo MD95-2043. Las áreas sombreadas indican la extensión de los diferentes tipos de sedimentos, identificándose de base a techo: fangos gravitativos (G), mixtos (M) y hemipelágicos (H). Con líneas punteadas y la letra T se ha indicado la situación de los eventos turbidíticos.

### c) Susceptibilidad magnética

El perfil longitudinal de susceptibilidad magnética presenta el problema de no haberse realizado la corrección de escala de calibración, por lo que puede existir un ligero desfase entre las distintas secciones. A pesar de ello el perfil es válido para identificar picos dentro de una misma zona donde han sido tomadas las medidas con una calibración similar.

De manera general pueden distinguirse tres partes en el testigo cuyos límites son los centímetros 460 y 1000 (Tabla 3.7 y Figura 3.14. En la primera zona (0-460 cm) la tendencia de los valores de susceptibilidad es a decrecer, pasando de un valor de 52 a techo a otro de 14 en la base del tramo. La segunda zona (461-1000cm) se inicia con un mínimo muy marcado entre los centímetros 460-730 donde se registran valores de hasta 4 unidades de susceptibilidad magnética. A partir de este centímetro se observa un ligero aumento en los valores de susceptibilidad magnética hacia la base del tramo, pero sin llegar a alcanzarse los elevados valores de la superficie del testigo. Como pico más importante se puede resaltar el observado entre los 736 y los 800 cm, en donde la susceptibilidad oscila entre 19 y 22 unidades. Por último desde el centímetro 1000 y hasta el final del registro (tercer tramo) los valores son más constantes, en torno a un valor promedio de 11.89, apareciendo como picos más sobresalientes los siguientes:

- 990-1042 cm, con un máximo de 25
- 1090 con valor máximo de 28 unidades
- 1150 con 27 unidades
- 1214-1216 alcanzándose las 20 unidades
- 1278-1280 con un máximo de 18 unidades

## 3.2- Comparación con otros trabajos

### a) Densidad y porosidad

Como ya se ha señalado los registros de la variación de la densidad y de la porosidad en función de la profundidad pueden ser divididos en 3 zonas diferentes:

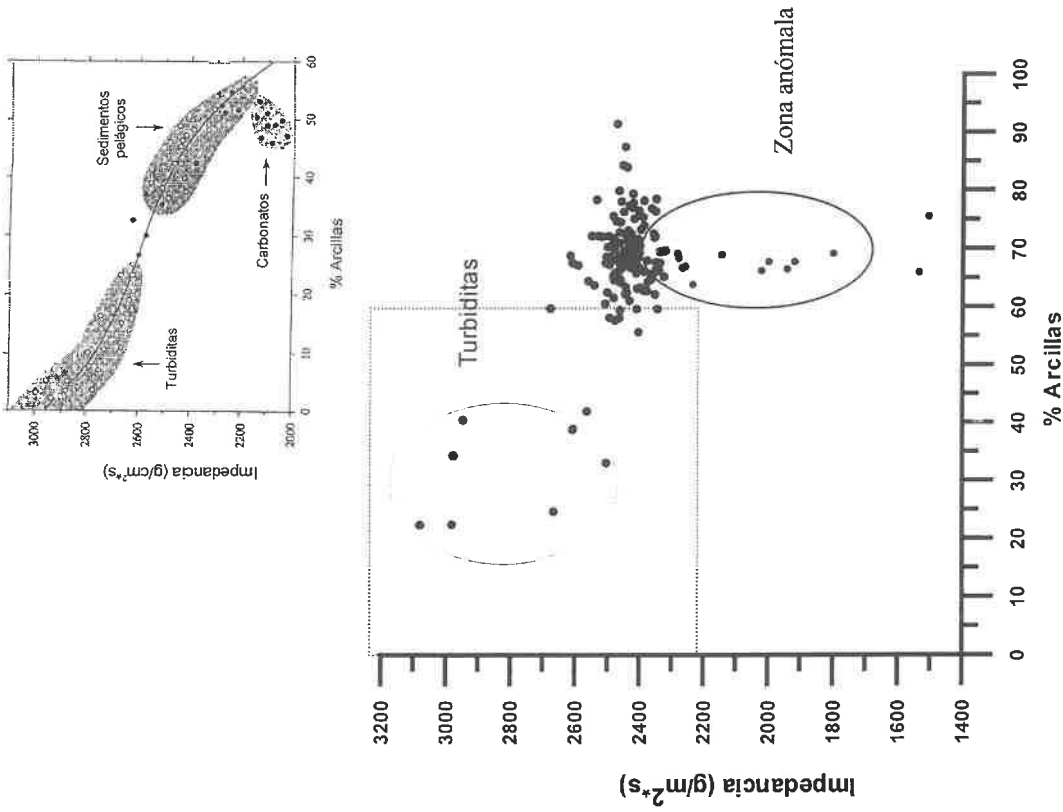
- los sedimentos comprendidos entre la superficie y los 460 cm consisten principalmente en fangos hemipelágicos, con una densidad húmeda uniforme de unos  $1.65\text{g/cm}^3$  y una porosidad del 63%. Estos valores son un poco más altos que los citados en la literatura para fangos de foraminíferos ( $1.5\text{g/cm}^3$ , Gerland y Villinger, 1995) debido a la contribución de las partículas terrígenas.
- A partir del centímetro 1000 los dos registros están caracterizados por rápidos cambios debidos a las capas de turbiditas, en donde la densidad alcanza los mayores valores ( $>1.9\text{g/cm}^3$ ) y la porosidad los más bajos (<50%), valores similares a los descritos por Weber *et al.*, 1997 como característicos de los depósitos de turbiditas. Entre las distintas capas hay grandes oscilaciones en los parámetros físicos, como corresponde a sedimentos depositados por corrientes de gravedad con variación en el porcentaje de partículas terrígenas y biógenas.
- Desde los 461 a los 999 cm de profundidad, tramo transicional entre los fangos hemipelágicos y los depósitos de gravedad, se observan valores intermedios (Weber *et al.*, 1997), distinguiéndose claramente un nivel con características próximas a los depósitos gravitativos a los 738 cm de profundidad.

### b) Velocidad de las ondas p

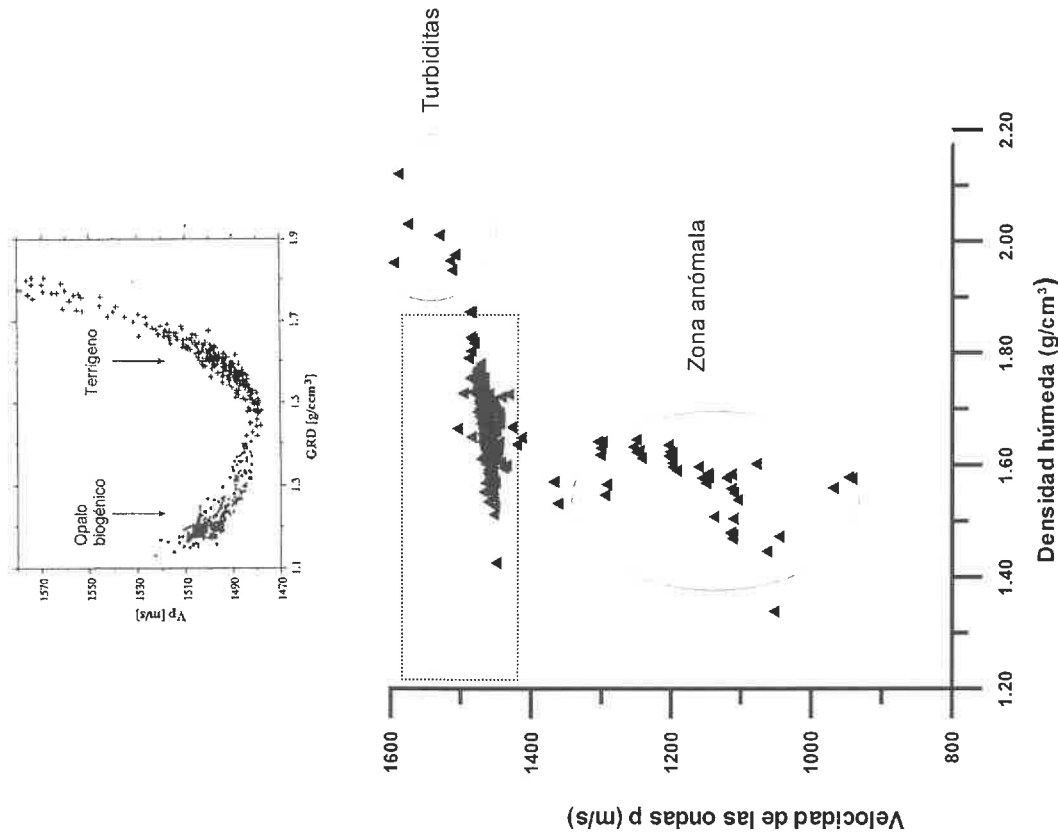
Hay dos hechos destacables en el registro de velocidad de ondas p:

- la similitud de valores registrados a lo largo de todo el testigo
- la gran disminución observada entre los centímetros 1060 y 1180.

La velocidad de  $1500\text{m/s}$  según Weber *et al.*, (1997) marca la frontera entre sedimentos biógenos y terrígenos: cuando predominan los primeros la velocidad disminuye hasta alcanzar valores por debajo de  $1400\text{m/s}$ , mientras que los niveles terrígenos dan velocidades superiores a  $1500\text{m/s}$ . Así los ligeros aumentos observados en los centímetros 738, 1002, 1276, 1608 pueden correlacionarse con los niveles de mayor contenido en terrígenos.



**Figura 3.16:** Relación entre la impedancia acústica (producto de la densidad y de la velocidad de las ondas p) y el contenido en arcillas obtenidas en el testigo MD95-2043. Dentro de la figura pueden separarse los niveles turbidíticos y la zona anómala del resto de los sedimentos. En la parte superior del diagrama se presenta como marco de comparación el gráfico de Weber et al. (1997) donde se señala la relación entre las dos variables en sedimentos pelágicos, turbiditas y carbonatos. El recuadro de puntos señala la equivalencia entre ambos gráficos.



**Figura 3.15:** Relación entre la velocidad de las ondas p y la densidad en el testigo MD95-2043. Por su posición en el gráfico se distinguen claramente las turbiditas y una zona anómala del resto del sedimento. Como marco de comparación, en la parte superior del diagrama se presenta el gráfico de Weber et al. (1997) donde se indica dónde se dispondrían los sedimentos terrígenos y ricos en sílice biogénica. El recuadro de puntos señala la equivalencia entre ambos gráficos.



En cuanto a las disminuciones de velocidad, se observan ligeros descensos en los centímetros 960, 1008 y 1346 (que no se relacionan con ningún nivel especialmente biógeno) y una bajada muy importante entre los centímetros 1060 y 1180. Es un hecho coincidente que estos últimos sean los límites de la sección nº11 en que ha sido dividida el testigo, con lo cual cabría la posibilidad de que todos los valores registrados entre ambos límites sean anómalamente bajos debido a algún problema con el equipo de ondas p.

### c) Relación entre parámetros físicos

Con el fin de identificar niveles sedimentarios con distinto comportamiento físico en el testigo se han realizado dos comparaciones: entre la velocidad de las ondas p y la densidad húmeda por un lado y entre el tamaño de grano y las propiedades físicas por otro.

#### a) Relación entre la velocidad de las ondas p y la densidad húmeda

La Figura 3.15 es una representación de los valores de velocidades de las ondas p frente a los de densidad obtenidos a lo largo del testigo. En ella puede observarse cómo de manera general  $V_p$  se incrementa con la densidad, lo cual viene a confirmar la presencia en el testigo MD95-2043 de aportes terrígenos

A partir de esta figura, es posible diferenciar en la Figura 3.15 tres campos con un comportamiento diferente. El primero se corresponde con niveles de turbiditas (centímetros 1002, 1274-1276 y 1602-1608). Se caracterizan presentar elevados porcentajes de material terrígeno, las mayores densidades ( $>1.90 \text{ g/cm}^3$ ) y altas velocidades de ondas p ( $>1500 \text{ m/s}$ ), de acuerdo con los valores descritos en la literatura (p.ej. Weber *et al.*, 1997). La segunda zona diferenciable es la que agrupa a las profundidades 1080 a 1190 cm, que tiene velocidad de las ondas p excepcionalmente bajas ( $<1400 \text{ m/s}$ ) y no se correlacionan con datos de otros autores. Ha sido denominada "zona anómala". El resto del testigo presenta un comportamiento homogéneo, con velocidades comprendidas entre 1400 y 1500 m/s y densidades que oscilan entre 1.4 y 1.9  $\text{g/cm}^3$ , valores citados para testigos terrígenos (p.ej. Weber *et al.*, 1997).

#### b) Relación entre el tamaño de grano y las propiedades físicas.

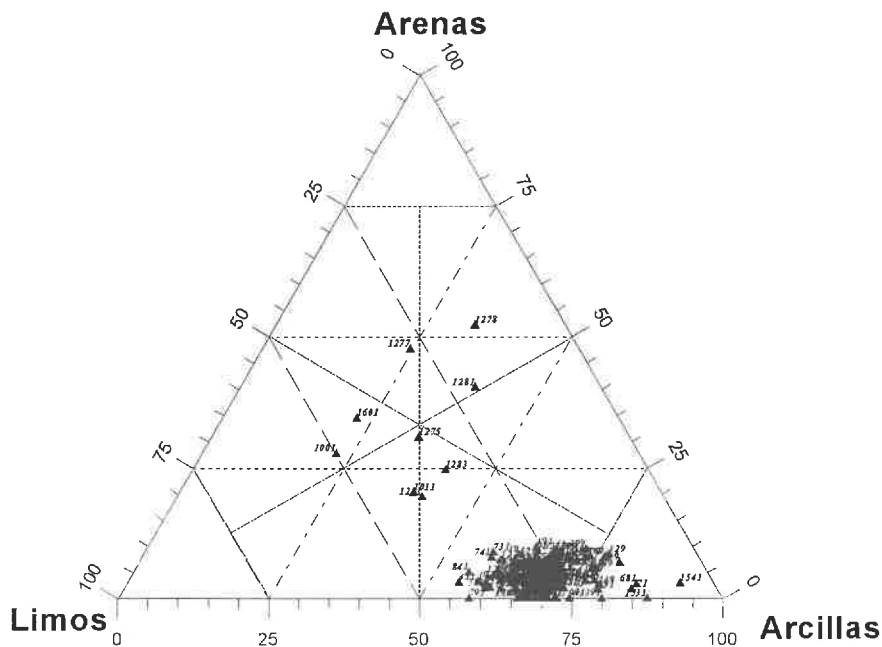
Una manera de poner de manifiesto las variaciones en densidad del sedimento es utilizando la impedancia acústica que se define como el producto de la densidad y de la velocidad de las ondas p. La Figura 3.16 es una representación gráfica de la variación de la impedancia en el testigo en comparación con el contenido en arcilla, parámetro representativo del tamaño de grano. En la Figura vuelve a observarse como en el testigo aparecen tres zonas diferentes: turbiditas (en los centímetros 1000-1002, 1274 y 1602), zona anómala entre 1062 y 1122 cm, y el resto del testigo. La posición de los puntos y los valores obtenidos son perfectamente correlacionables a los descritos por Weber *et al.*, 1997 para sedimentos terrígenos pobres en carbonatos ( $<50\% \text{ CaCO}_3$ ).

## 4.- ANÁLISIS SEDIMENTARIO

En el testigo IMAGES MD95-2043 se han estudiado, desde el punto de vista sedimentológico, 176 muestras distribuidas cada 10 centímetros. La metodología utilizada incluye el análisis textural de la fracción inferior a  $50\mu\text{m}$  con el equipo Sedigraph y de la fracción superior a  $50\mu\text{m}$  con el tubo de sedimentación, así como la caracterización a la lupa binocular de ésta última.

### 4.1.- Descripción de los resultados

Tanto el análisis textural como la composición de la fracción superior a  $50\mu\text{m}$  tienen como objetivo final definir el tipo de sedimento. Teniendo en cuenta los trabajos existentes en la zona (Ercilla, 1992; Alonso *et al.*, 1999; Ercilla *et al.*, *submitted*) y los criterios utilizados por los diferentes autores para la caracterización sedimentológica de los materiales, se han diferenciado 4 facies sedimentarias dentro del testigo: facies hemipelágicas, turbidíticas, mixtos y de flujos gravitativos. (Tabla 3.8, Figuras 3.17, 3.18 y 3.19)



**Figura 3.17:** Distribución de las muestras del testigo MD95-2043 en un diagrama ternario. La mayoría de los sedimentos del testigo son fangos, a excepción de algunos niveles más gruesos.

#### a) Facies hemipelágicas

Siguiendo a Alonso *et al.*, (1999) el término “hemipelágico” se ha aplicado según las definiciones de: Bates y Jackson, (1987): “sedimentos profundos que contienen una pequeña cantidad de material terrígeno así como restos de organismos pelágicos” y de Stow (1994): “elementos terrígenos (cuarzo, arcillas, feldespatos, polvo volcánico y otros minerales) con una alta proporción de granos tamaño limo que pueden formar una parte significativa del material que se deposita y así de los sedimentos hemipelágicos resultantes”. Esta facies sedimentológica ha sido descrita por Alonso *et al.*, 1999 para el testigo 976 del ODP leg 161, situado en el NW del mar de Alborán ( $36^{\circ}12'N$ ;  $4^{\circ}18'W$ ) y por Ercilla, 1992 para el sector noroccidental del mismo mar ( $36^{\circ}5'-36^{\circ}45'N$ ;  $4^{\circ}25'-5^{\circ}15'W$ ). En el testigo MD95-2043 incluye fangos hemipelágicos que se extienden de manera continua entre los centímetros 0 y 461. Pero también se han identificado en los centímetros 800 al 841 y en el centímetro 871.

Tipo de sedimento	Valores	% arenas	% limos	% arcillas	Media ( $\phi$ )	Desv tip ( $\phi$ )	Asimetría	Angulosidad
Fangos hemipelágicos	Máximo	9,41	41,95	79,37	9,17	2,56	-0,38	6,54
	Mínimo	2,50	13,64	55,00	7,80	1,84	-1,93	3,10
	Promedio	5,95	23,60	70,45	8,67	2,23	-1,12	4,43
Fangos mixtos	Máximo	9,82	38,26	84,32	9,09	2,37	-0,38	4,72
	Mínimo	1,64	12,87	59,63	8,07	1,47	-1,29	3,05
	Promedio	4,06	29,46	66,48	8,56	2,10	-0,74	3,61
Fangos gravitativos	Máximo	9,00	38,73	91,46	10,31	2,49	0,00	11,13
	Mínimo	0,00	5,55	58,11	8,17	1,05	-2,82	2,19
	Promedio	2,13	29,13	68,71	8,81	1,94	-0,55	3,34
Arenas turbidíticas limosas/arcillosas	Máximo	52,24	27,68	38,96	6,43	3,21	0,62	2,06
	Mínimo	40,40	14,75	24,63	5,70	2,83	0,15	1,53
	Promedio	46,78	21,02	32,20	5,99	3,07	0,41	1,75
Turbiditas limos turbidíticos arenosos	Máximo	34,53	49,83	22,40	5,98	2,59	0,65	2,72
	Mínimo	27,84	43,06	22,33	5,84	2,57	0,57	2,36
	Promedio	31,19	46,45	22,37	5,91	2,58	0,61	2,54
Fangos turbidíticos	Máximo	24,69	40,79	41,96	7,11	2,91	0,03	1,91
	Mínimo	19,53	33,35	38,83	6,86	2,71	-0,14	1,86
	Promedio	21,53	37,98	40,49	6,99	2,82	-0,03	1,88

**Tabla 3.8:** Características de las propiedades sedimentológicas (porcentaje de arenas, limos, arcillas, media, desviación típica, asimetría, angulosidad) de los diferentes tipos de sedimentos identificados en el testigo MD95-2043.

Son sedimentos arcillo-limosos (promedio 70.45% de arcillas y 23.60% de limos) con un contenido medio de arena del 5.95%. Poseen medias altas (8.67 unidades  $\phi$  de promedio, máx: 9.17 / mín: 7.8), la desviación típica oscila entre 1.84 y 2.56 (siendo unos sedimentos pobre o muy pobremente clasificados), las asimetrías son bajas (-1.93 a -0.38, con el promedio en -1.12) y las angulosidades se sitúan entre 6.54 y 3.10, con el valor promedio en 4.43. La distribución granulométrica está caracterizada por una distribución bimodal, con una moda principal alta en 8-12 $\phi$  y una segunda moda en 2-3  $\phi$  poco importante. Figuras 3.18, 3.19 y 3.20.

La fracción superior a 50 $\mu\text{m}$ , está constituida fundamentalmente por restos biogénicos (78.64%), entre los cuales destacan los foraminíferos planctónicos bien preservados, presentándose ocasionalmente foraminíferos bentónicos, pterópodos, ostrácodos. La fracción terrígena (21.36%) está integrada en su mayor parte por minerales ligeros (principalmente cuarzos) que se distribuyen entre 50 y 150 $\mu\text{m}$  de tamaño.

Este tipo de sedimento se corresponde con las hemipelagitas de tipo 2 (H<sub>2</sub>) de Alonso *et al.*, 1999.

### b) Facies mixtas

Su nombre hace referencia a la composición de la fracción superior a 50 $\mu\text{m}$  que muestra porcentajes similares de terrígenos y biógenos (Ercilla, 1992). Se distribuyen desde el centímetro 462 hasta el centímetro 1000, excepto los centímetros 731 al 741 (que incluyen las facies gravitativas) y 800 al 841 (constituidos por facies hemipelágicas).

Las facies mixtas están representadas por fangos mixtos, sedimentos arcillo-limosos (66.48% de arcillas y 29.46% de limos en promedio) con un contenido en arena del 4.06% y medias altas comprendidas entre 9.09 y 8.07 unidades  $\phi$  (valor medio 8.56), desviación típica 2.10 (límite entre sedimentos pobre/muy pobremente clasificados), asimetría -0.74, angulosidad 3.61. La distribución granulométrica es bimodal, con dos modas en 2-3 y 8-10  $\phi$ , con la moda principal en los limos finos o muy finos. La ruptura de pendiente aparece en los limos gruesos (5  $\phi$ ). Figuras 3.17, 3.18 y 3.20

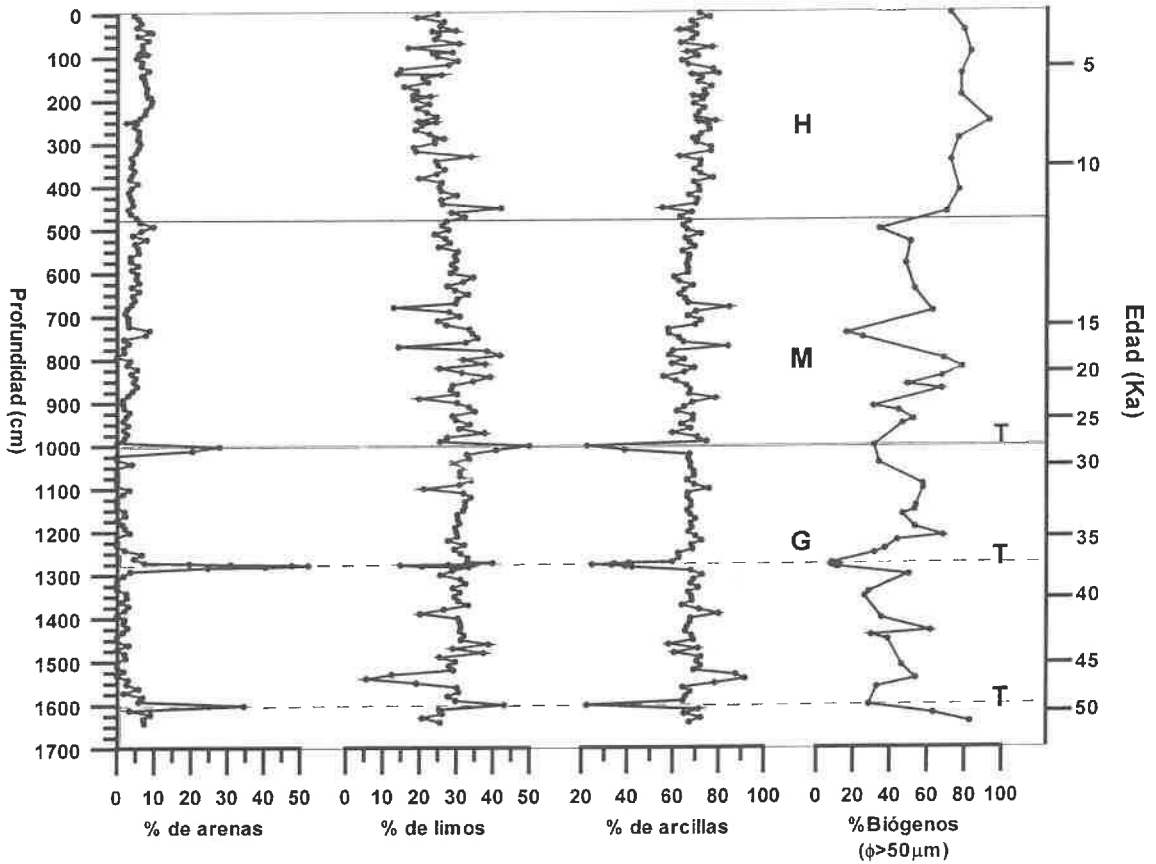
La fracción superior a 50 $\mu\text{m}$  (limo grueso-arena), está constituida por restos biogénicos (47.25%), y terrígenos (52.75%). Los componentes terrígenos se concentran entre 50 y 150 $\mu\text{m}$  de tamaño y están integrados mayoritariamente por minerales ligeros (cuarzo) y en menor medida micas y piritas. La fracción biógena la componen foraminíferos planctónicos (31.04%) y menos frecuentemente foraminíferos bentónicos, pterópodos y ostrácodos.

### c) Facies de flujos gravitativos

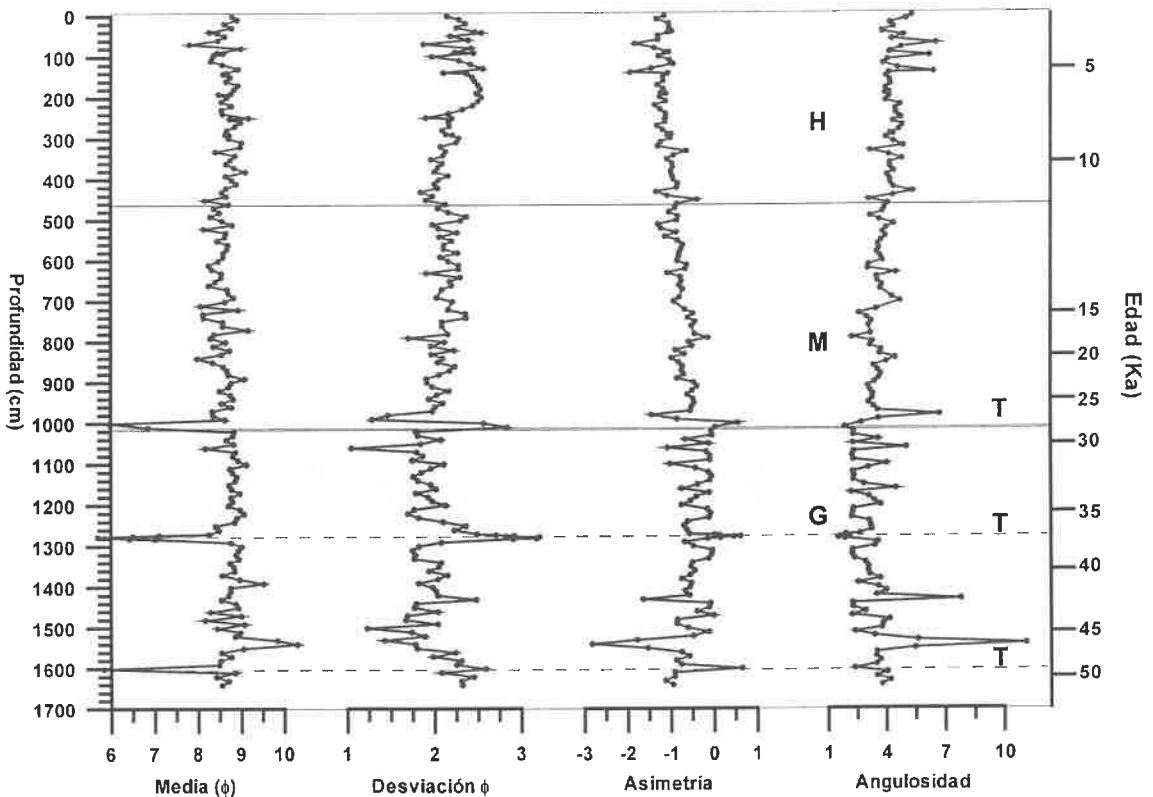
Se distribuyen desde el centímetro 1001 hasta el final del testigo, excepto los centímetros que se ven interrumpidos por depósitos de facies turbidíticas. También aparecen entre los centímetros 730 al 741.

Son sedimentos arcillo-limosos (68.71% de arcillas y 29.12% de limos) con un contenido en arena del 2.13%. Poseen medias altas (8.81 unidades  $\phi$  de promedio, máximo: 10.31, mínimo: 8.17), la desviación típica oscila entre 1.05 y 2.49 (englobando a sedimentos de moderado a muy pobremente clasificados), las asimetrías son bajas, con el promedio en -0.55 y las angulosidades se sitúan entre 3.34, si bien pueden identificarse niveles con los valores superiores a 11. La distribución granulométrica está caracterizada por una única población, con la moda dispuesta en 8-9  $\phi$ . Figuras 3.17, 3.18 y 3.20.

La fracción superior a 50 $\mu\text{m}$ , está constituida tanto por elementos terrígenos (53.22%) como biogénicos (46.80%). Entre los primeros se puede destacar la presencia de minerales ligeros (cuarzos), micas y piritas identificables tanto en la fracción 50-150 $\mu\text{m}$  como en la superior a 150 $\mu\text{m}$  y entre los segundos foraminíferos planctónicos (32.02%), restos de espículas, fragmentos de corales, de ostrácodos. De acuerdo con Braga y Comas (1999), estos sedimentos se han interpretado como transportados por flujos de gravedad más que depositados a partir de suspensiones.



**Figura 3.18:** Distribución en la vertical del contenido en arenas, limos, arcillas y partículas biogénicas (en la fracción superior a 50µm) del testigo MD95-2043. Las áreas sombreadas indican la extensión de los diferentes tipos de sedimentos, identificándose de base a techo: fangos gravitativos (G), mixtos (M) y hemipelágicos (H). Con líneas punteadas y la letra T se ha indicado la situación de los eventos turbidíticos.



**Figura 3.19:** Distribución en la vertical de las propiedades de las distribuciones granulométricas del testigo MD95-2043. La leyenda es igual que la de la Figura 3.18.

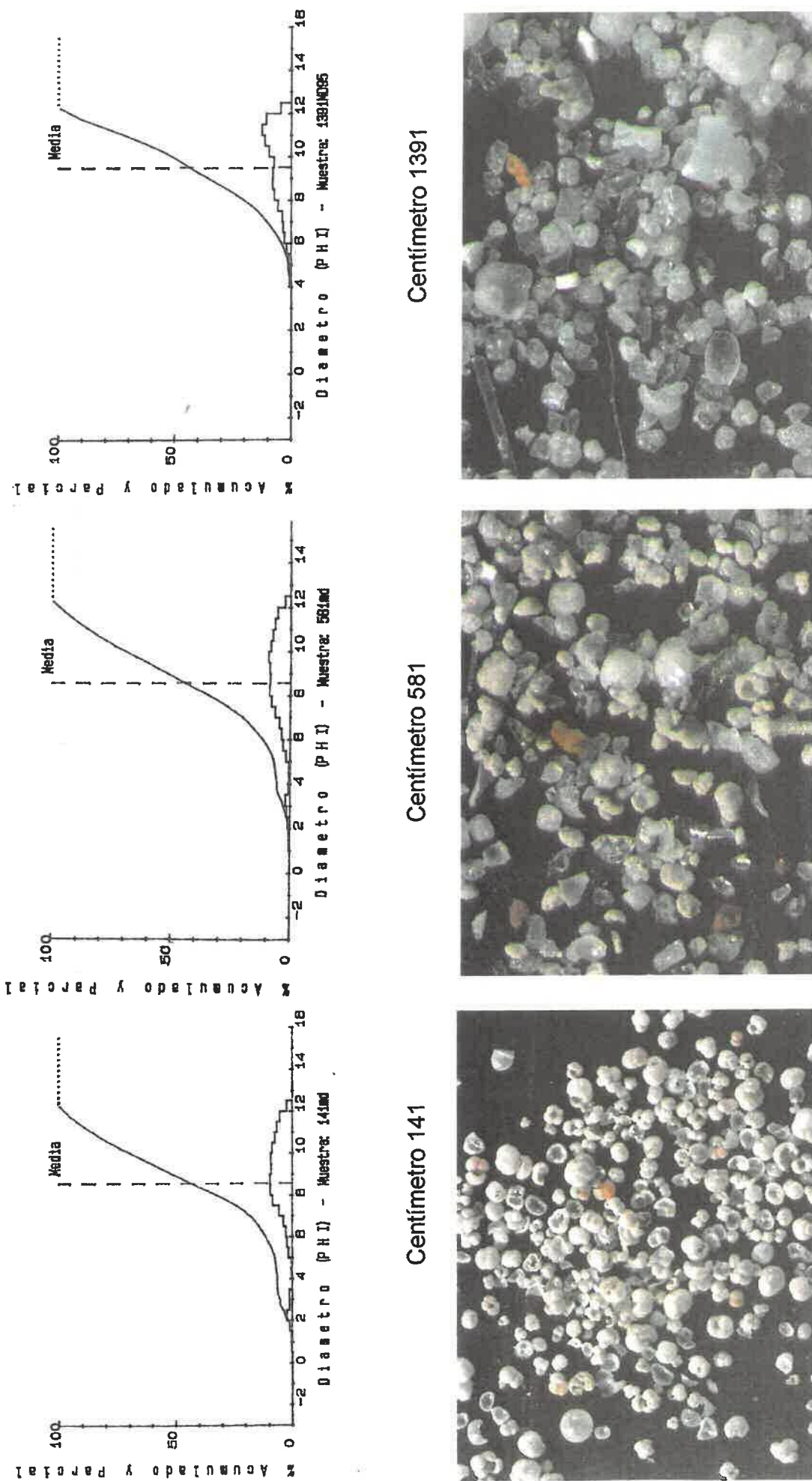
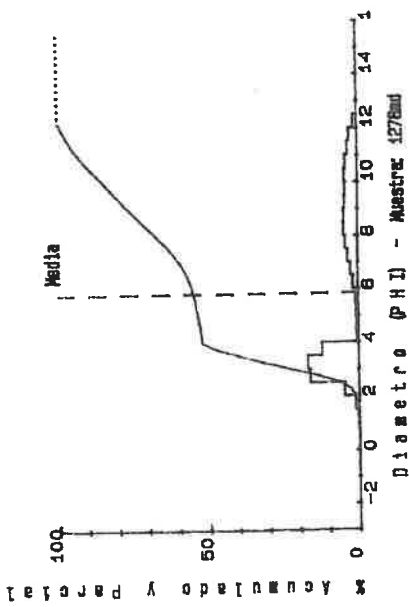
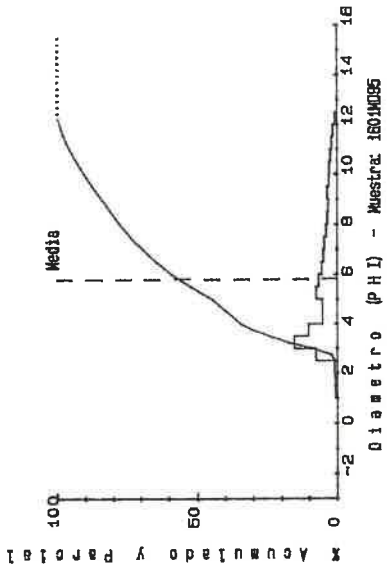
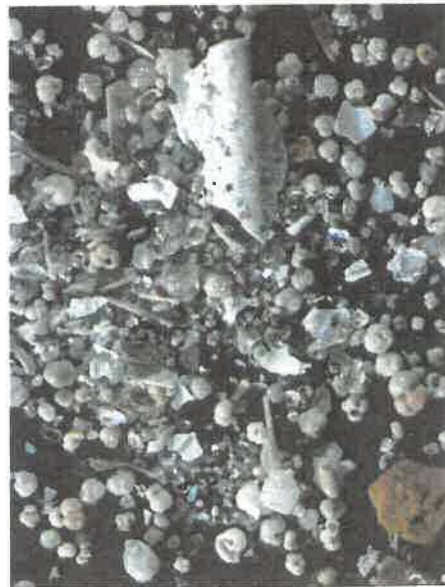


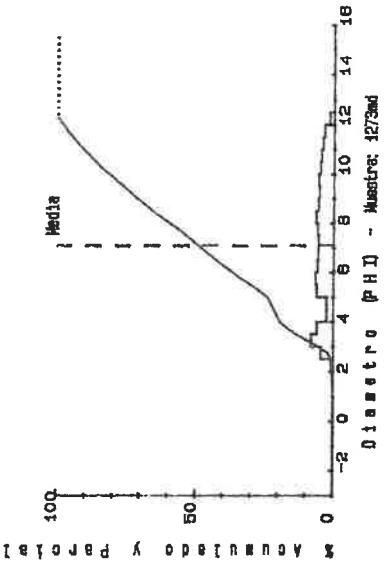
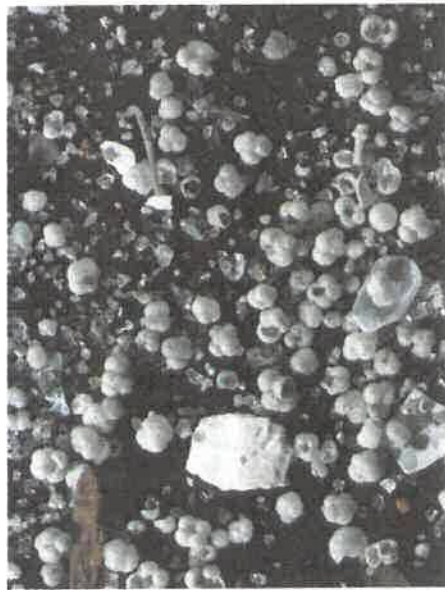
Figura 3.20: Parte superior. Histograma de frecuencias y curvas acumulativas de la muestra total para muestras representativas de los diferentes tipos de sedimentos presentes en el testigo. a) muestra del centímetro 141 (representativa de los fangos hemipelágicos), b) muestra del centímetro 581 (fangos mixtos) y c) muestra del centímetro 1391 (fangos limo-arenosa >50µm) de la fracción limo-arenosa >50µm de las mismas muestras: a) x10, b) x32, c) x32.



Centímetro 1278



Centímetro 1273



Centímetro 1601



Figura 3.20 (cont.): Parte superior. Histograma de frecuencias y curvas acumulativas totales para muestras representativas de los diferentes tipos de sedimentos presentes en el testigo. d) muestra del centímetro 1278 (representativa de las arenas turbidíticas), e) muestra del centímetro 1601 (limos turbidíticos) y f) muestra del centímetro 1273 (fangos turbidíticos). Parte inferior. Fotografías a la lupa binocular de la fracción limo-arenosa >50µm de las mismas muestras: d) x8, e) x10, f) x25 aumentos.

#### d) Facies turbidíticas

Los niveles turbidíticos se han definido tanto por sus características texturales como por observaciones directas realizadas durante el muestreo. Teniendo en cuenta su composición textural (Figura 3.17) se han definido tres subtipos:

##### a) Arenas limosas/arcillosas

Se localizan en los centímetros 1277 (arena limosa), 1278 y 1281 (arena arcillosa). Presentan los mayores contenidos en arenas de todo el testigo (46.78%) y los menores de arcillas (32.20%) y limos (21.02%). Poseen medias de 5.99 unidades  $\phi$ , desviación típica de 3.07 (sedimentos muy pobremente clasificados), asimetría 0.41 y angulosidad 1.75. En la distribución granulométrica se pueden identificar dos poblaciones diferentes, con la moda más importante centrada en 3.5  $\phi$  y otra secundaria en 8-10 $\phi$ . Figuras 3.17, 3.18 y 3.20.

La fracción superior a 50 $\mu\text{m}$ , está compuesta por partículas terrígenas (65%) y biógenas (35%). Dentro de las primeras predominan los minerales ligeros, micas y piritas encontrándose tanto entre 50-150 $\mu\text{m}$  como por encima de este tamaño. La fracción biógena está constituida por fragmentos de corales, bivalvos, briozoos, espículas y restos de foraminíferos de gran tamaño (>150 $\mu\text{m}$ ), así como otros restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos más pequeños (50-150 $\mu\text{m}$ ). Esta fracción carbonatada de gran tamaño y muy fragmentada, ha sido interpretada siguiendo el trabajo de Braga y Comas, (1999) como transportada desde la plataforma carbonatada de Gata por un depósito de flujo de densidad.

##### b) Limos arenosos

Se diferencian en los centímetros 1001 y 1601. Presentan una composición arcillo-limosa (46.45 % de limos y 22.37% de arcillas) con un contenido importante de arena (31.19%). Poseen una media de 5.91 unidades  $\phi$ , desviación típica de 2.58 (siendo por tanto un sedimento muy pobremente clasificado), asimetría 0.61 y angulosidad 2.54. La distribución granulométrica es prácticamente monomodal, con la moda situada a los 3.5  $\phi$ , si bien parece intuirse un segundo tamaño dominante a los 5  $\phi$ . Figuras 3.17, 3.18 y 3.20.

La fracción superior a 50 $\mu\text{m}$ , es muy similar a la de las arenas limosas/arcillosas, con partículas terrígenas (65%) y biógenas (35%). Dentro de las primeras predominan los minerales ligeros, micas y piritas encontrándose más frecuentemente entre 50-150 $\mu\text{m}$  y ocasionalmente por encima de este tamaño. La fracción biógena está constituida por bioclastos de corales, bivalvos, briozoos, espículas y restos de foraminíferos de gran tamaño (>150 $\mu\text{m}$ ), así como otros restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos más pequeños (50-150 $\mu\text{m}$ )

##### c) Fangos turbidíticos

Identificados en los centímetros 1011, 1273, 1275 y 1283. Presentan una composición arcillo-limosa bastante similar al resto de los fangos del testigo (40.49% de arcillas y 37.98% de limos) pero se diferencian por su importante contenido de arena (21.53%). Poseen la media más elevada de los anteriores depósitos turbidíticos (6.99 unidades  $\phi$ ), desviación típica de 2.82 (sedimentos muy pobremente clasificados), asimetría próxima a 0 (-0.03) y angulosidad 1.88. La distribución granulométrica es bimodal, con una moda claramente diferenciada en 3-3.5  $\phi$  mientras que la otra se extiende entre -4 y 10  $\phi$ . Figuras 3.17, 3.18 y 3.20.

La fracción superior a 50 $\mu\text{m}$ , es muy similar a la de las otras turbiditas pero con tamaño más fino con partículas terrígenas (65%) y biógenas (35%). Dentro de las primeras predominan los minerales ligeros, micas y piritas encontrándose entre 50-150 $\mu\text{m}$ . La fracción biógena está constituida por fragmentos de corales, bivalvos, briozoos, espículas y restos de foraminíferos de tamaño (50-150 $\mu\text{m}$ ) considerados bioclastos transportados desde la plataforma junto con foraminíferos más pequeños.



## 5.- COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN ARCILLA

### 5.1.-Descripción de los resultados

La asociación de minerales arcillosos presente en el testigo MD95-2043 (Figura 3.21) está dominada por la clorita (entre 21.96% y 54.09%, valor promedio 37.59%), seguida muy de cerca por la illita (que oscila entre 20.73% y 43.96%, promedio 31.12%) y la caolinita (17.78%-34.85%, valor medio 26.46%). La esmectita es un mineral minoritario (1.74%-10.80%, promedio 4.82%).

Dentro de esta distribución general se encuentran ciertas diferencias cuando se tienen en cuenta las distintas facies sedimentarias (Tabla 3.9). Así los fangos hemipelágicos, identificados entre los 0 y los 461 cm, destacan por poseer valores de illita muy por encima de los del resto del testigo (28.87%-43.96%). Entre los centímetros 0 y 150 parece existir una tendencia creciente en los porcentajes calculados para esta arcilla, tendencia que se vuelve de signo opuesto hacia el final del tramo. La clorita oscila entre 21.96% y 40.74%, mostrando un perfil en ascenso desde el techo del testigo hasta el cm 150 y en descenso a partir de este momento. La caolinita (17.94% y 31.78%) y la esmectita (2.31%-10.80%) muestran contenidos decrecientes en la primera mitad del tramo y más o menos estables en la segunda. Los valores alcanzados por la esmectita entre los centímetros 0 y 150 son prácticamente los más elevados de todo el testigo.

Los fangos mixtos (definidos entre los centímetros 461 y 1000) se caracterizan por presentar un perfil casi constante de illita (23.88%-32.46%) y de caolinita (23.78%-31.94%) con valores muy similares para ambos elementos. La clorita (29.45%-44.74%) tiende a decrecer desde el centímetro 461 hasta el 650 y a aumentar hasta el final de tramo. La esmectita (2.41%-10.01%) presenta un notable incremento en sus valores entre los centímetros 550 y 850.

Los fangos gravitativos (situados desde el cm 1000 hasta el final del testigo) presentan una asociación de minerales arcillosos muy constante, con valores de illita comprendidos entre 21.83% y 41.56%, clorita 32.25% y 45.73%, caolinita 18.70%-34.85% y esmectita 1.74%-8.99. La tendencia de la illita es a aumentar hacia la base del intervalo, situación-opuesta a la de clorita y caolinita. La esmectita permanece más o menos estable durante todo el tramo, si bien se observan algunos picos puntuales.

Las turbiditas, si se comparan con los fangos gravitativos entre los que se disponen, se caracterizan por tener contenidos más bajos en illita (20.73%-32.27%) y caolinita (19.70%-33.13%) y más altos en clorita (38.57%-54.09%) y esmectita (2.36%-8.63%).

### 5.2.- Comparación con otras zonas

Un estudio similar al que se ha descrito aquí y en las proximidades del testigo, fue realizado por Martínez-Ruiz *et al.*, 1999. En su trabajo, incluido en el contexto de estudio del oeste del Mediterráneo (ODP leg 161), obtuvo porcentajes semicuantitativos de los minerales de las arcillas para el testigo 977 (36°1.907'N; 1°57.319'W). En la unidad I perteneciente al Pleistoceno, la asociación mineralógica está dominada por la illita (35%-70%), seguida de esmectita (<5%-40%) y de caolinita más clorita (5%-20%, para ambas arcillas). Esta asociación es ligeramente diferente a la que presenta el MD95-2043, que se encuentra dominado por la clorita, seguido de la illita y caolinita. Las mayores discrepancias ocurren en el contenido de esmectita ya que en el MD95-2043 es un mineral prácticamente minoritario a diferencia de los contenidos elevados (hasta el 40%) presentes en el testigo 977.

En cuanto a estudios más generales sobre la distribución de las arcillas en el mar de Alborán, Ercilla *et al.*, (*submitted*) presenta la mineralogía de la fracción arcillosa de 45 muestras superficiales obtenidas entre 1976 y 1993. Una síntesis de sus resultados es la Figura 3.22 donde pueden observarse los siguientes hechos significativos:

Tipo de sedimento		Valores	%Illita	%Caolinita	%Clorita	%Esmectita
Fangos hemipelágicos	Máximo		43,96	31,78	40,74	10,80
	Mínimo		28,87	17,94	21,96	2,31
	Promedio		35,84	26,40	32,56	5,21
Fangos mixtos	Máximo		32,46	31,94	44,74	10,01
	Mínimo		23,88	23,78	29,45	2,41
	Promedio		28,37	27,20	39,20	5,24
Fangos gravitativos	Máximo		41,56	34,85	45,73	8,99
	Mínimo		21,83	18,70	32,25	1,74
	Promedio		28,81	26,51	40,38	4,30
Turbiditas	Arenas turbidíticas limosas/arcillosas	Máximo	29,26	33,13	39,84	8,63
		Mínimo	21,53	22,27	38,57	6,76
		Promedio	25,40	27,70	39,21	7,70
	Limos y fangos turbidíticos	Máximo	32,27	23,84	54,09	4,65
		Mínimo	20,73	19,70	39,39	2,36
		Promedio	29,18	21,17	46,02	3,63

Tabla 3.9: Contenido en minerales de la arcilla (illita, clorita, caolinita y esmectita) de los diferentes tipos de sedimentos identificados en el testigo MD95-2043.

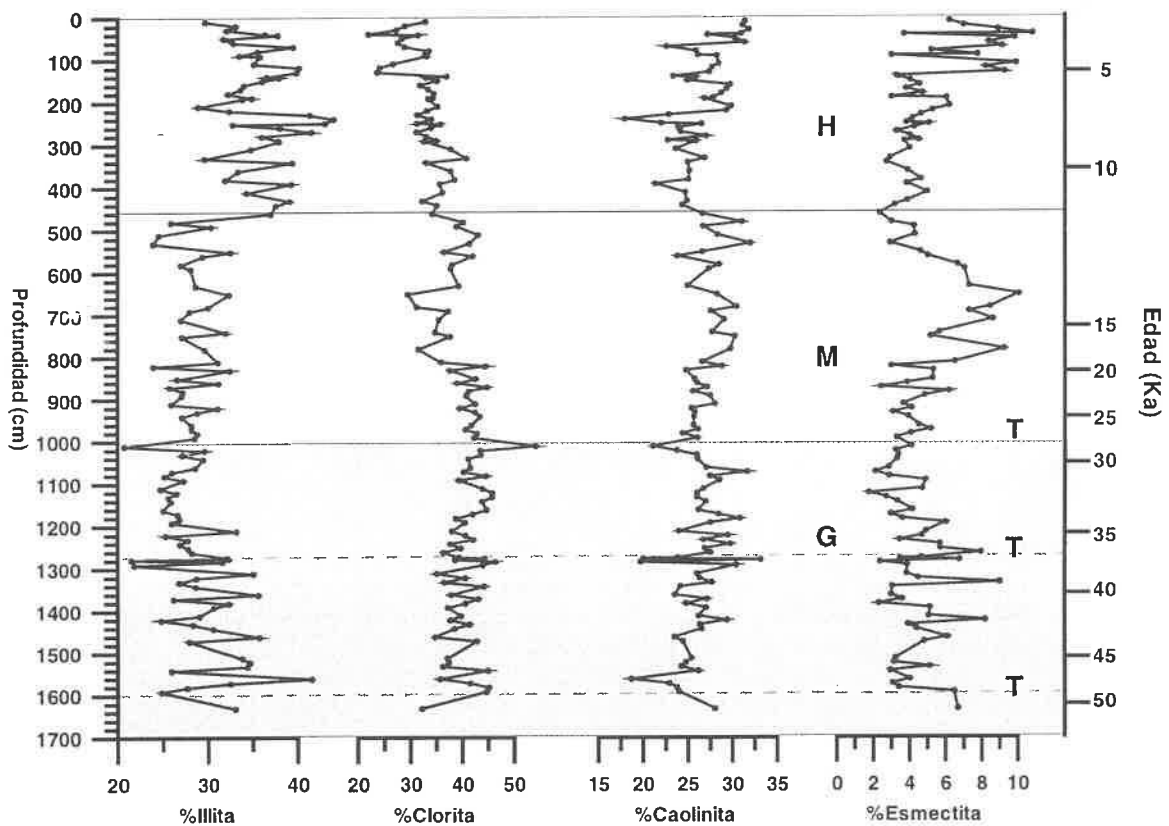
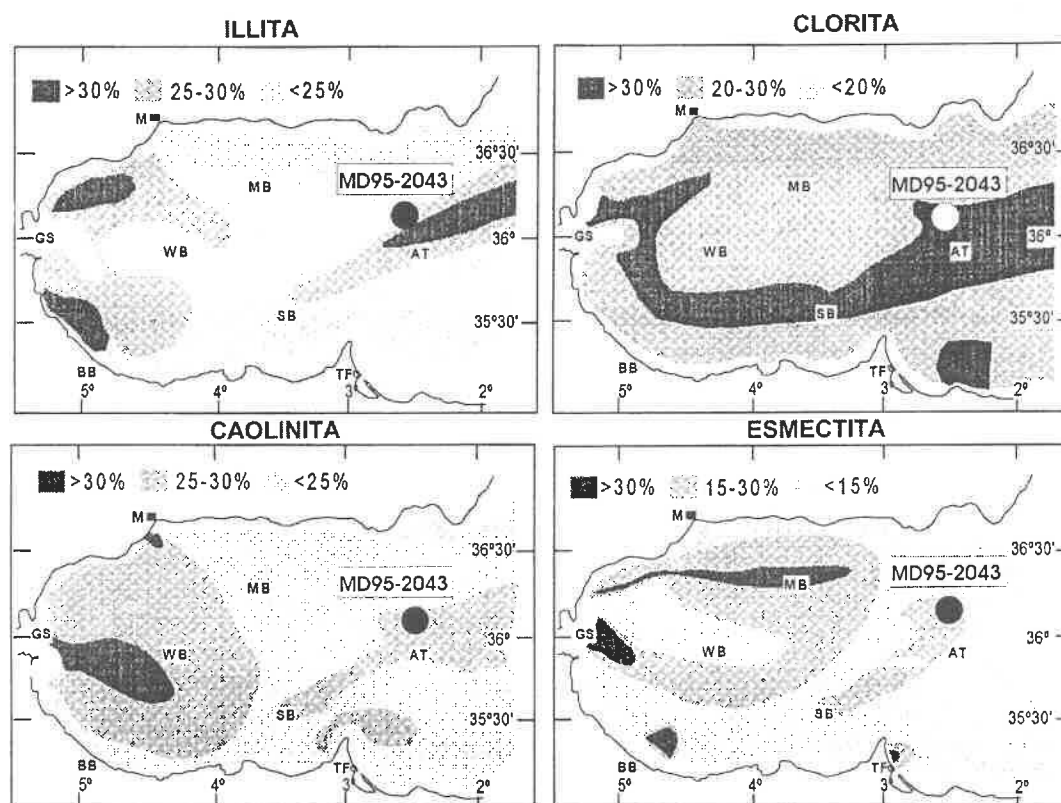


Figura 3.21: Evolución del contenido en minerales de la arcilla (illita, clorita, caolinita y esmectita) obtenidos para el testigo MD95-2043. Las áreas sombreadas indican la extensión de los diferentes tipos de sedimentos, identificándose de base a techo: fangos gravitativos (G), mixtos (M) y hemipelágicos (H). Con líneas punteadas y la letra T se ha indicado la situación de los eventos turbidíticos.

- La distribución general de la illita oscila entre 12 y 40%. Los valores más altos (de 25% hasta superiores a 30%) aparecen en la cuenca de Alborán, *Alborán trough* y en el sector más occidental de los márgenes español y marroquí.
- Los porcentajes de clorita varían entre 12 y 33%. Valores inferiores a 20% se sitúan formando una lengua en la salida del Estrecho de Gibraltar y los más elevados (>30%) dibujan un cinturón desde el Estrecho de Gibraltar hasta la dorsal de Alborán, siendo paralelos al talud y a la base del talud.
- La caolinita oscila entre 19 y >37%. Su distribución espacial muestra un sector oriental con valores bajos (<25%, generalmente) y un sector occidental con altos (25-30%), existiendo dentro de éste último dos zonas con valores superiores al 30%: una en la plataforma continental de Málaga y otra enfrente del estrecho de Gibraltar.
- La esmectita varía entre 10 y 43% y su distribución espacial también muestra una zona oriental con contenidos bajos y una occidental con contenidos elevados. Dentro de esta última área aparecen valores de esmectita superiores al 30% en las cercanías del Estrecho de Gibraltar y formando un cinturón paralelo al margen oeste español.

Por su posición geográfica, el testigo MD95-2043 se dispone en la zona de predominio de clorita e illita (>30%), valores intermedios de caolinita (25-30%) y porcentajes bajos de esmectita (<15%). Estos tantos por ciento son similares a los calculados en este trabajo (promedio de clorita 37.59%, illita 31.12%, caolinita 26.46% y esmectita 4.82%).



**Figura 3.22:** Mapa de distribución de los minerales de las arcillas en los sedimentos superficiales del mar de Alborán y posición del testigo MD95-2043. Leyenda: GS: Estrecho de Gibraltar, WB: Cuenca Oeste, MB: Cuenca de Motril, SB: Cuenca Sur, AT: Ridge de Alborán, M: Málaga, BB: Beni Bouchera, TF: Trois Foruches. (Según Ercilla et al., submitted).

## 6.- ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Mediante la técnica analítica de plasma de inducción acoplada (ICP) se calculó el contenido en Al, Si, Fe, Mg, Mn, Cu, Ni, Zn, Ba, Ca y Sr cada 10cm a lo largo del testigo MD95-2043. Los resultados obtenidos se describen a continuación.

### **6.1.- Distribución de los elementos analizados en el testigo MD95-2043**

#### **a) Aluminio, Hierro y Cobre**

Los valores de Al calculados para el testigo oscilan entre 3.81% y 6.95%, siendo el valor promedio 5.73%. Los porcentajes de Fe varían entre 2.36 y 3.88 (valor medio 2.99%). El contenido en Cu fluctúa entre 5.71 y 50.94 ppm (valor medio 27.92 ppm) (Figura 3.23, Tabla 3.10).

Al igual que ocurrió con las asociaciones de minerales arcillosos, se puede relacionar el contenido geoquímico del MD95-2043 con los distintos tipos de facies sedimentarias identificadas en él (Tabla 3.10). Así los fangos hemipelágicos se caracterizan por presentar un porcentaje de Al de 5.18-6.95%, un porcentaje de hierro de 2.55-3.25% y unos valores de Cu que fluctúan entre 21.08 y 33.34ppm. Entre el techo del testigo y el cm 50 la tendencia de estos elementos químicos es a disminuir, para a continuación volver a aumentar hasta llegar al centímetro 210. Desde este momento hasta el final de los fangos hemipelágicos, los valores permanecen estables.

Los fangos mixtos tienen un contenido en Al, Fe y Cu que en general es bastante similar a la facies anterior: Al (4.89-6.73%), Fe (2.55-3.61%) y Cu (20.16-50.94ppm). Los tres elementos decrecen desde el límite con los fangos hemipelágicos hasta el contacto con las turbiditas.

Los fangos gravitativos presentan valores muy constantes de Al (4.66-6.79%), Fe (2.45%-3.88%) y Cu (19.37-37.20ppm) si bien existen pequeñas oscilaciones que dependen de las variaciones granulométricas. Al final del tramo, entre los centímetros 1525 y 1640, el perfil de los tres elementos tiende a disminuir, alcanzándose los valores más bajos de todo el testigo.

Las turbiditas se caracterizan por presentar valores muy bajos de Al (3.81-5.28%), Fe (2.36-2.99%) y Cu (27.10-38.40ppm), siendo los menores de todo el testigo. En la Tabla 3.10 se presenta una estadística de los valores alcanzados dentro de cada facies, aunque las diferencias entre ellas no son muy importantes.

#### **b) Silicio**

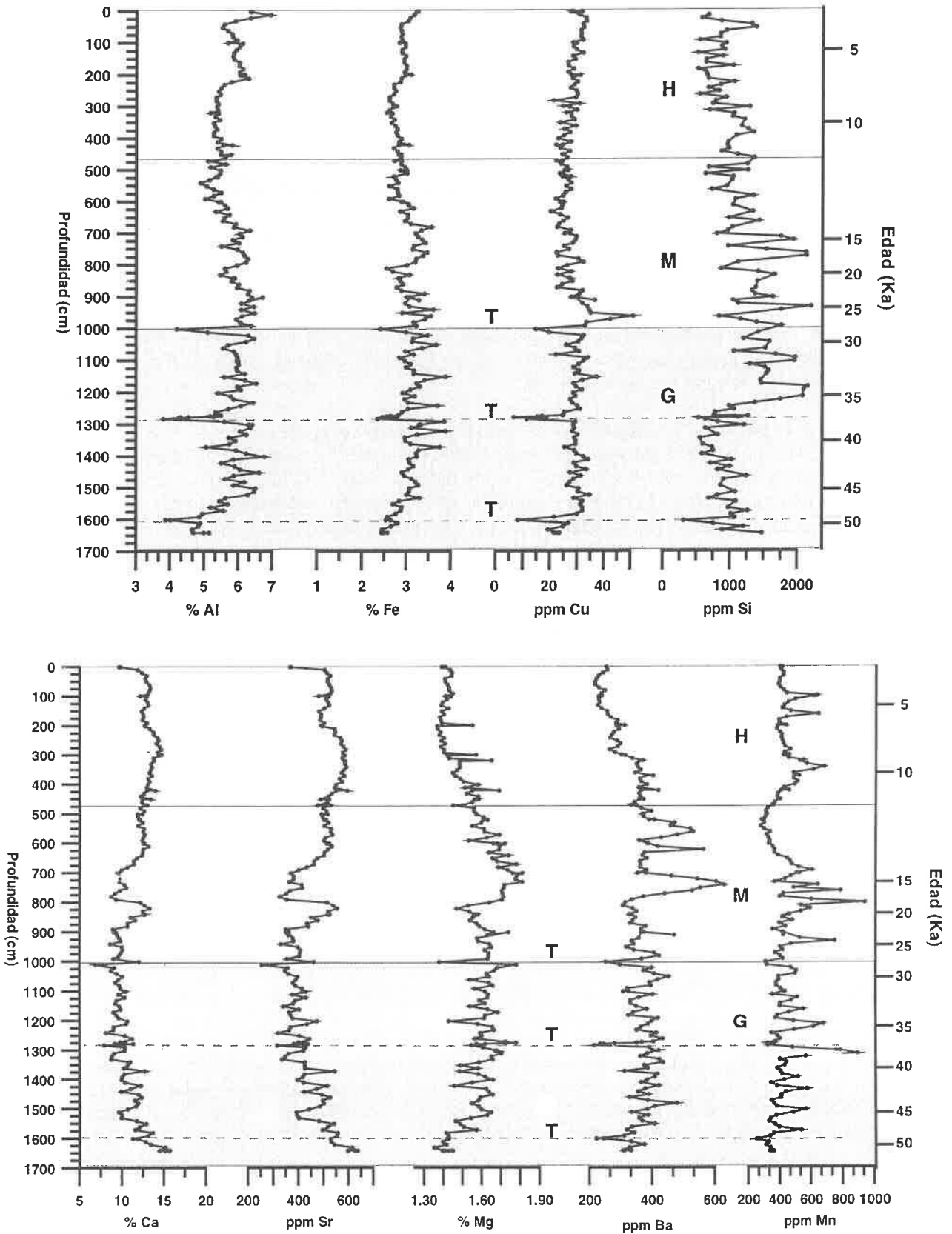
El silicio se distribuye a lo largo del testigo alcanzando unos valores que oscilan entre 311.8 y 2208.4 ppm. (Figura 3.23, Tabla 3.10)

El contenido en Si de los fangos hemipelágicos es de 515.8 - 1380,4 ppm. Es posible reconocer un primer intervalo que abarca hasta el centímetro 250 con un contenido más bajo y un segundo a partir de él y hasta el 461, con un contenido que se va incrementando con la profundidad.

Los fangos mixtos oscilan de manera importante en su contenido en Si (632.1 – 2208.4 ppm). La tendencia al aumento en función de la profundidad descrita en la facies anterior se extiende también a lo largo de este tramo.

Los fangos gravitativos fluctúan entre 553.5 y 2157.4 ppm en su contenido en Si. Dentro de esta facies existe un cambio importante en el centímetro 1200: aquí se acaba la tendencia creciente que había afectado a los fangos mixtos y hemipelágicos y se produce una estabilización del contenido, alcanzándose unos valores similares a los de los fangos hemipelágicos.

Las turbiditas no presentan un carácter homogéneo en cuanto a su contenido en Si: la que se sitúa en el centímetro 1000 presenta una concentración en Si importante (1416.9 ppm), mientras que las de los cm 1273, 1283 y 1601 se caracterizan por valores muy bajos (311.8 – 1265.6 ppm).



**Figura 3.23:** Evolución del contenido en elementos químicos obtenidos para el testigo MD95-2043. Las áreas sombreadas indican la extensión de los diferentes tipos de sedimentos, identificándose de base a techo: fangos gravitativos (G), mixtos (M) y hemipelágicos (H). Con línea de puntos y la letra T se ha indicado la situación de los eventos turbidíticos.

### c) Manganeso

El manganeso presenta unos valores mayoritariamente constantes a lo largo del testigo: 255.8 – 897.1 ppm (Figura 3.23, Tabla 3.10). Por facies los valores alcanzados son los siguientes: fangos hemipelágicos (366.5 – 682.9 ppm); fangos mixtos (278.0 – 943.0 ppm); fangos gravitativos (315.4 – 897.1 ppm) y turbiditas (255.8 – 364.6 ppm). Lo más destacable del perfil general es la anomalía negativa localizada entre los centímetros 350 y 700, donde se alcanzan los valores más bajos de todo el testigo (297.1 - 583.1 ppm). Los mayores valores están distribuidos aisladamente por todo el testigo, si bien son más frecuentes desde el centímetro 700 hasta el final del testigo.

### d) Calcio y Estroncio

Los porcentajes de Ca obtenidos para el testigo oscilan entre 6.91 y 15.24 %, siendo el valor promedio 11.38 %. Los valores de Sr varían entre 254.80 y 616.38 ppm (valor medio 462.28 ppm). (Figura 3.23, Tabla 3.10)

Los fangos hemipelágicos presentan unos contenidos tanto en calcio como en estroncio muy constantes: 9.67 – 14.74 % (para el Ca) y 366.1 – 595.1 ppm (para el Sr). Los centímetros más superficiales tienen un contenido ligeramente inferior, si bien en esta facies sedimentaria se alcanzan los contenidos más altos de todo el testigo.

Los fangos mixtos tienen características intermedias entre los hemipelágicos y los gravitativos (8.67 - 13.34 % de Ca y 324.8 – 554.94 ppm de Sr). El comportamiento hemipelágico, con valores altos y muy constantes se puede seguir hasta el centímetro 700 y en torno al centímetro 850. En los centímetros intermedios (700-800 y 900 hasta el final del tramo) los valores son mucho menores y similares a los de los fangos gravitativos.

Los fangos gravitativos muestran un contenido en Ca comprendido entre 8.18 y 15.75 % y en Sr que oscila entre 320.1 y 638.0 ppm. Se pueden reconocer dos intervalos diferentes: uno desde el centímetro 1000 hasta el 1500 los valores de ambos elementos son inferiores a los de los fangos hemipelágicos; y otro a partir de este centímetro y hasta el final del testigo, donde los contenidos en Ca y Sr vuelven a aumentar situándose en valores similares a los de los fangos hemipelágicos.

Las turbiditas en general presentan valores bajos de Ca (6.91 - 12,06 %) y de Sr (254.8 – 530.4 ppm). Esta tendencia es más destacable en las turbiditas situadas en los centímetros 1000 y 1273-1283, mientras que la localizada en el centímetro 1601 tiene unos valores más altos. En la Tabla 3.10 se recogen los valores en función de los distintos tipos de turbiditas.

### e) Bario y Magnesio

Estos dos elementos oscilan entre 1.35 y 1.78% (valor promedio 1.56 %) para el Mg y 54.4 – 630.8 ppm, promedio 348.6 ppm para el Ba. (Figura 3.23); Tabla 3.10).

Respecto a las diferentes facies, los fangos hemipelágicos se caracterizan por valores de Mg y de Ba bajos, especialmente entre el centímetro 0 y el 300. A partir de aquí y hasta el límite con los fangos mixtos, la tendencia es a aumentar con la profundidad. Los valores estadísticos para esta facies son: 1.37 – 1.69 % de Mg y 215.1 – 419.0 ppm.

Los fangos mixtos continúan aumentando su contenido en ambos elementos químicos hasta llegar al centímetro 750. Desde aquí y hasta el final de la facies, se mantienen en torno a un valor constante: Magnesio: 1.45 – 1.81 %; Bario 306.5 – 630.9 ppm.

Los fangos gravitativos presentan unos valores de 1.36 – 1.72 % Mg y 308.0 – 480.0 ppm de Ba. El contenido en ambos elementos es muy constante, continuándose en el sentido comentado para las facies anteriores. Tan solo entre los centímetros 1640 y 1600 aparecen valores inferiores a los del resto del tramo.

Las turbiditas se caracterizan por presentar contenidos bajos en ambos elementos, especialmente en Ba. Así se observan valores que oscilan entre 1.38 y 1.78 % para el Mg y 216.5 y 368.3 ppm para el Ba.

Tipo de sedimento	Valores	% Ca	% Mg	ppm Sr	ppm Ba	% Al	% Fe	ppm Mn	ppm Cu	ppm Si
Fangos hemipelágicos	Máximo	14,740	1,690	595,050	419,000	6,947	3,250	682,910	33,337	1380,394
	Mínimo	9,670	1,367	366,050	215,103	5,180	2,550	366,552	21,084	515,732
	Promedio	13,082	1,454	530,513	296,170	5,716	2,857	452,706	28,075	901,836
Fangos mixtos	Máximo	13,343	1,810	554,938	630,880	6,730	3,609	943,000	50,944	2208,366
	Mínimo	8,669	1,450	324,835	306,519	4,890	2,552	278,000	20,165	632,114
	Promedio	11,221	1,639	452,692	398,688	5,790	3,029	431,737	27,426	1281,664
Fangos gravitativos	Máximo	15,750	1,724	638,000	480,000	6,790	3,880	897,137	37,200	2157,391
	Mínimo	8,184	1,355	320,104	308,000	4,658	2,446	315,391	19,366	553,510
	Promedio	10,883	1,577	442,635	374,714	5,817	3,088	440,785	28,971	1160,814
Arenas turbidíticas limosas/arcillosa	Máximo	11,390	1,727	439,000	281,045	4,532	2,770	357,000	18,600	1121,147
	Mínimo	9,174	1,573	382,816	234,635	4,260	2,460	323,221	6,654	534,617
	Promedio	10,299	1,640	414,635	253,227	4,368	2,590	340,714	13,931	827,882
Turbiditas limos turbidíticos arenosos	Máximo	12,060	1,430	530,437	252,000	4,200	2,650	310,000	14,700	311,761
	Mínimo	11,346	1,380	461,000	223,010	3,876	2,410	255,812	8,300	311,761
	Promedio	11,782	1,411	495,719	240,337	4,029	2,535	279,604	11,500	311,761
Fangos turbidíticos	Máximo	9,887	1,781	404,762	368,270	5,282	2,992	364,563	19,578	1416,987
	Mínimo	6,907	1,548	254,799	216,504	3,807	2,359	318,522	11,422	636,679
	Promedio	8,642	1,706	344,430	308,957	4,844	2,636	342,709	15,831	1101,513

Tabla 3.10: Características del contenido en elementos químicos de los diferentes tipos de sedimentos identificados en el testigo MD95-2043.

## **6.2.- Comparación con otros trabajos**

Dentro del mar de Alborán se disponen de datos del contenido de elementos químicos en los testigos recuperados durante el ODP leg 161. Así los valores de cobre del testigo MD95-2043, son mayores que los calculados por Martínez-Ruiz *et al.*, 1999 para la sección Pleistocena del testigo 977 (26.08-111.01ppm), pero se encuentran dentro de los valores descritos por la misma autora para el testigo 976 (6.00-32.43ppm). Similar tendencia se observa al comparar los resultados de estroncio con los de otros testigos del ODP: en el 976 los valores máximos y mínimos son: 203 -726ppm y en el 977: 385-1038ppm. Por el contrario los análisis de bario en el MD95-2043 fluctúan de manera más importante que lo que lo hacen los materiales del 977: 207-348ppm y 976: 131-412ppm. La posición de todos los testigos utilizados como referencia se puede consultar en la Tabla 3.11.

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Referencia
976	36°12'N	4°18'W	1108	Martínez-Ruiz <i>et al.</i> , 1999
977	36°1.907'N	1°57.319'W	1984	Martínez-Ruiz <i>et al.</i> , 1999
MD95-2043	36°8'35'N	2°37'16'W	1841	Este trabajo

**Tabla 3.11:** Localización de los testigos del ODP leg 161, de los que se disponen de datos geoquímicos.

## **6.2.- Relación entre la distribución de los elementos químicos y el tamaño de grano**

Emelyanov y Shimkus realizaron en 1986 un extenso estudio de la geoquímica del mar Mediterráneo, mostrando la distribución espacial de los distintos elementos químicos y su relación con las distintas fracciones sedimentológicas. Este trabajo sirve para comparar con a los resultados del MD95-2043 que se encuentran recogidos en la matriz de correlación (Tabla 3.12).

### Sílice

El contenido en SiO<sub>2</sub> terrígeno calculado por Emelyanov y Shimkus (1986) para sedimentos actuales del Mediterráneo oscila entre 1.4 y 69%, con un valor medio del 55%. Según su trabajo los autores deducen que las arcillas son la principal forma mineral que contienen SiO<sub>2</sub> terrígeno. En el testigo MD95-2043 esta relación no es clara, tanto más si se trata de extrapolar hacia el pasado puesto que el contenido en Si fluctúa de manera independiente a como lo hace el tamaño medio de las partículas, tal y como se refleja por la falta de correlación entre el porcentaje de Si y las características granulométricas de los sedimentos (Tabla 3.12).

### Aluminio

Los sedimentos superficiales analizados por estos autores contienen un porcentaje promedio de Al de 0.26-11.64%, siendo el valor promedio 6.1%. Este valor es similar al 5.72% presente en los materiales más recientes del MD95-2043.

En general la cantidad de aluminio aumenta con el incremento en partículas más finas, puesto que estas fracciones son mucho más ricas en minerales arcillosos y feldespatos, principales minerales que contienen aluminio en los sedimentos. En el testigo MD95-2043 se observa un valor de correlación de 0.70 entre el porcentaje Al y el tamaño medio del sedimento (Tabla 3.12) lo cual indica que esta misma tendencia puede extrapolarse hacia el pasado.

### Hierro

La distribución del hierro en los sedimentos recientes mediterráneos descrita por Emelyanov y Shimkus (1986) es irregular, oscilando entre 3.05-3.97% en el sedimento total y 2.52-3.02% en los sedimentos terrígenos calcáreos. Este último valor es similar al que presentan los fangos hemipelágicos del MD95-2043 (2.86%). Según los autores, el porcentaje de Fe es mayor en los fangos limosos finos, lo que significa que el total del hierro en los sedimentos



no se presenta asociado con las partículas pelíticas sino con los minerales clásticos finos. En el testigo MD95-2043, el contenido más alto en Fe se sitúa más bien en las fracciones terrígenas finas (fangos mixtos, gravitativos y turbidíticos) lo que indicaría un transporte del Fe asociado con el material clástico menos grueso derivado de la erosión continental. El coeficiente de correlación entre el %Fe y el tamaño medio de las partículas es 0.38 (Tabla 3.12), lo cual viene a demostrar que en el testigo MD95-2043 el Fe no está correlacionado con el tamaño medio de las partículas. Por consiguiente la relación entre el Fe y el sedimento depende más bien del carácter terrígeno de la partículas que de su tamaño.

#### Manganeso

En los depósitos superficiales del Mediterráneo, el contenido en Mn oscila entre 0.01 y 0.35%, siendo el valor medio 0.11%. Esta cantidad promedio es superior a la calculada en los sedimentos más recientes del MD95-2043 (0.0452%). De acuerdo con Emelyanov y Shimkus (1986), el contenido en Mn aumenta desde los sedimentos más gruesos a los más finos, relación que parece no cumplirse ni en sedimentos recientes ni en otros más antiguos del testigo MD95-2043. La fluctuación del Mn de manera independiente al tamaño de grano se deduce dada la falta de correlación entre el porcentaje de Mn y el tamaño medio granulométrico: coeficiente de correlación 0.30 (Tabla 3.12)

#### Cobre

El valor promedio del Cu presente en los sedimentos recientes del Mediterráneo es 46ppm, valor superior a 28.075ppm calculado en la parte más reciente del testigo MD95-2043. La cantidad de cobre es mucho mayor en la fracción más fina <0.001mm que en el total de los sedimentos, por lo que el porcentaje de cobre aumenta según disminuye el tamaño medio de las partículas. Esta tendencia también se observa en el MD95-2043, en donde se puede establecer un coeficiente de correlación de 0.78 entre el porcentaje de Cu y la media de las partículas (Tabla 3.12).

#### Bario

El valor promedio de Ba que presentan los sedimentos recientes del Mediterráneo está comprendido entre 200 y 250ppm, excepto algunos lugares concretos del Golfo de León donde se alcanzan valores de 496-568ppm. El valor calculado en este trabajo para los fangos hemipelágicos del MD95-2043 es 296ppm.

	%Arenas	%Limos	%Arcillas	Media	%Illita	%Caolinita	%Clorita	%Esmectita	Ca	Sr	Mg	Ba	Cu	Mn	Fe	Al
%Arenas	1,00															
%Limos	0,00	1,00														
%Arcillas	-0,75	-0,66	1,00													
Media	-0,85	-0,37	0,88	1,00												
%Illita	0,02	0,27	-0,17	-0,07	1,00											
%Caolinita	-0,51	-0,40	0,63	0,64	-0,27	1,00										
%Clorita	0,17	0,13	-0,20	-0,29	-0,58	-0,35	1,00									
%Esmectita	0,27	-0,14	-0,13	-0,17	-0,33	-0,17	-0,23	1,00								
Ca	0,10	-0,11	-0,01	0,04	-0,01	-0,08	-0,19	0,37	1,00							
Sr	0,05	-0,09	0,02	0,07	0,04	-0,07	-0,21	0,32	0,97	1,00						
Mg	-0,21	-0,34	0,36	0,27	-0,08	0,19	-0,15	0,13	-0,14	-0,13	1,00					
Ba	-0,42	-0,03	0,34	0,31	-0,20	0,02	0,10	0,12	-0,11	-0,07	0,46	1,00				
Cu	-0,68	-0,22	0,65	0,78	0,06	0,58	-0,29	-0,29	-0,11	-0,11	0,13	0,13	1,00			
Mn	-0,31	-0,32	0,42	0,30	-0,04	0,28	0,02	-0,27	0,01	0,05	0,18	-0,10	0,19	1,00		
Fe	-0,40	-0,11	0,37	0,38	0,27	0,23	-0,15	-0,42	-0,52	-0,49	0,37	0,17	0,43	0,22	1,00	
Al	-0,68	-0,16	0,62	0,70	0,14	0,55	-0,26	-0,40	-0,23	-0,22	0,32	0,00	0,74	0,39	0,65	1,00

Tabla 3.11: Matriz de correlación entre los distintos elementos químicos, minerales de la arcilla y fracciones sedimentarias obtenidas para el testigo MD95-2043. Un valor superior a 0,9 indica una correlación muy buena, entre 0,9 y 0,6 una correlación buena y entre 0,6 y 0,45 existe una cierta correlación

## 7.- CONTENIDO EN CARBONATO CÁLCICO

### 7.1.- Descripción de los datos

Los valores de carbonato calculados para el testigo oscilan entre 17.80% y 42.80%, siendo el valor promedio 30.16%. (Tabla 3.13) (Figura 3.24)

El contenido en carbonato varía en función del tipo de facies sedimentaria. Los fangos hemipelágicos se caracterizan por presentar valores de carbonato elevados, oscilando entre 27.40 y 38.30%. Este alto contenido en material carbonatado se prolonga dentro de los fangos mixtos, extendiéndose hasta el centímetro 700. Dicha facies registra unos valores de carbonato que fluctúan entre 35.80 y 23.80%. El contenido más bajo se sitúa desde el centímetro 700 hasta el 1000, si bien los análisis indican un ligero incremento en torno al centímetro 850cm. Los fangos gravitativos presentan un contenido en carbonato cuyos valores máximos y mínimos son 20.60 y 42.80%, respectivamente. Hasta el centímetro 1510 los porcentajes son similares a los descritos para la segunda mitad de los fangos mixtos. A partir de este momento parece existir una tendencia al aumento, encontrándose valores del orden de magnitud de la de los fangos hemipelágicos. Las turbiditas en general tienen valores bajos de carbonatos, especialmente las turbiditas situadas en los centímetros 1000 y 1277 (17.80-23.30%). La turbidita centrada en el centímetro 1600 tiene un valor de carbonato del 30.60%.

### 7.2.- Comparación con otros trabajos

Los valores de carbonato cálcico calculados en el testigo MD95-2043 son similares a los descritos por otros autores que han trabajado en el Mar de Alborán (Tabla 3.14). Así Alonso *et al.*, (1999) caracterizan a las hemipelagitas de tipo 2 (H<sub>2</sub>) identificadas en el testigo 976 con un contenido en CaCO<sub>3</sub> que oscila entre 20 y 44% (rango de variación que incluye los porcentajes del MD95-2043) y a los flujos homogéneos gravitativos con valores de 17-35% de carbonato (tantos por ciento ligeramente inferiores a los de los fangos gravitativos del MD95-2043). Las diferentes turbiditas presentan distintas concentraciones que oscilan entre valores bajos de CaCO<sub>3</sub> (14-22%) para las de tipo Tc, contenidos intermedios (16-35%) para las turbiditas Td y valores más altos (14-46%) para los términos Te. La concentración de carbonato cálcico de los términos turbidíticos del testigo pueden incluirse dentro de estos rangos de amplitud: arenas turbidíticas limosas/arcillosas: 18.50-23.30% y limos/fangos turbidíticos: 17.80% -30.60%.

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Referencia
976	36°12'N	4°18'W	1108	Alonso <i>et al.</i> , 1999
Múltiples	35°3'30"N – 36°47'8"N	2°35'W – 5°20'W	Variable	Ercilla <i>et al.</i> , submitted
Múltiples	36°5'N-36°45'N	4°25'W – 5°15'W	Variable	Ercilla, 1992
Múltiples	36°N-36°30'N	4°W – 5°15'W	Variable	Hernández-Molina, 1993
MD95-2043	36°8'35"N	2°37'16"W	1841	Este trabajo

**Tabla 3.14:** Localización de los testigos utilizados en la realización de comparaciones del contenido en carbonato

Tipo de sedimento		Valores	% CaCO <sub>3</sub>	% Opalo
Fangos hemipelágicos		Máximo	38,30	2,74
		Mínimo	27,40	1,40
		Promedio	35,04	1,91
Fangos mixtos		Máximo	35,80	4,46
		Mínimo	23,80	1,79
		Promedio	29,83	2,63
Fangos gravitativos		Máximo	42,80	5,01
		Mínimo	20,60	2,30
		Promedio	27,88	3,36
Turbiditas	Arenas turbidíticas limosas/arcillosas	Máximo	23,30	
		Mínimo	18,50	
		Promedio	20,63	2,14
	Limos turbidíticos arenosos	Máximo	30,60	
		Mínimo	28,10	
		Promedio	29,35	1,63
	Fangos turbidíticos	Máximo	21,60	
		Mínimo	17,80	
		Promedio	19,83	1,74

Tabla 3.13: Contenido en carbonato y ópalo biogénico de los diferentes tipos de sedimentos identificados en el testigo MD95-2043.

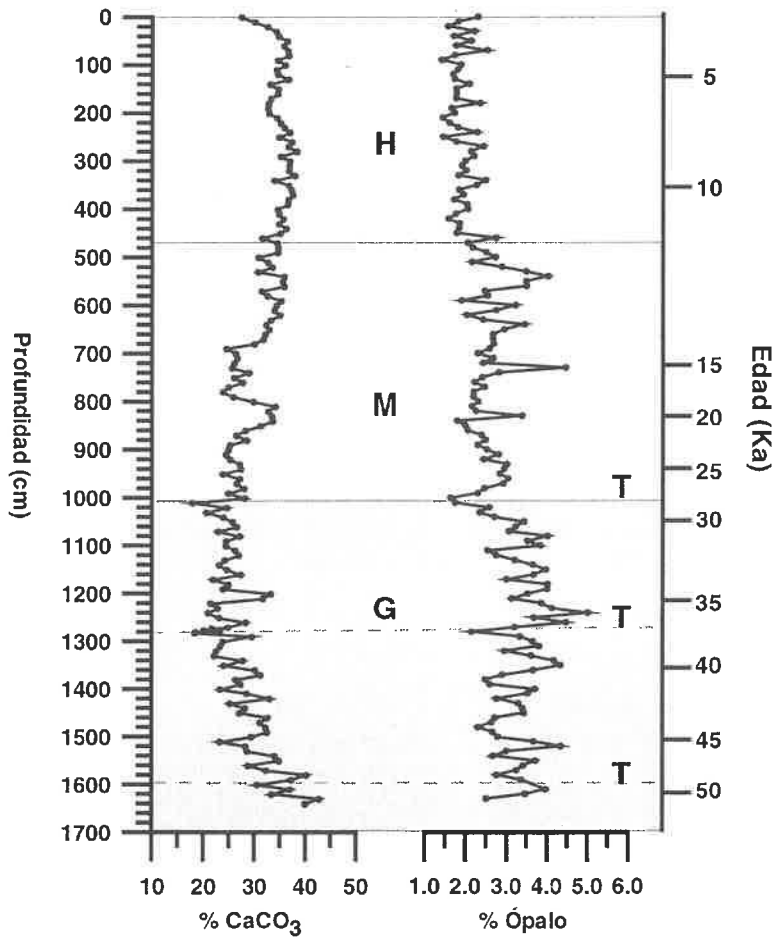


Figura 3.24: Variación del contenido en carbonato cálcico y ópalo en el testigo MD95-2043. Las áreas sombreadas indican la extensión de los diferentes tipos de sedimentos, identificándose de base a techo: fangos gravitativos (G), mixtos (M) y hemipelágicos (H). Con línea de puntos y la letra T se ha indicado la situación de los eventos turbidíticos.

Ercilla *et al.*, (submitted) describe las facies hemipelágicas y las de flujos gravitativos de los sedimentos del Cuaternario más reciente, distribuidos el mar de Alborán, con un valor promedio del 22% de  $\text{CaCO}_3$ . La misma autora (Ercilla, 1992) caracteriza a los fangos mixtos del sector noroccidental de este mismo mar con un 23% y a los fangos turbidíticos con un 21% de  $\text{CaCO}_3$ . Hernández-Molina, 1993 ofrece un rango de variación en el contenido carbonatado del 10-30% para los fangos gravitativos y fangos hemipelágicos del margen noroccidental de Alborán. Estos valores son tan sólo ligeramente distintos a los presentes en el MD95-2043 (29.83% para los fangos mixtos, 19.83% para los fangos turbidíticos, 35.04% para los fangos hemipelágicos y 27.88% para los flujos gravitativos).

Emelyanov y Shimkus (1986) caracterizan a los sedimentos recientes del Mediterráneo con un contenido promedio en carbonato cálcico del 40.32%, valor superior al obtenido en la primera parte del testigo MD95-2043 (35.04%). En cuanto a la distribución por tamaños, según estos mismos autores los sedimentos más enriquecidos en carbonato son las arenas, siendo los fangos pelíticos los que contienen una menor concentración. En el MD95-2043 esta tendencia no se observa, como lo demuestra la falta de correlación entre el contenido en Ca (y por tanto entre el contenido  $\text{CaCO}_3$ ) y el tamaño medio de las partículas (Tabla 3.12). Los resultados del MD95-2043 señalan sin embargo una mayor dependencia entre el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$  y la facies sedimentaria.

## 8.- CONTENIDO EN SÍLICE BIOGÉNICA

### 8.1.- Descripción de los datos

El contenido en sílice biogénica en el testigo MD95-2043 oscila entre 1.40 y 5.01%, siendo el valor promedio 2.68%. (Figura 3.14 y Tabla 3.13).

En el caso del ópalo, la relación entre el contenido y la facies sedimentaria es muy evidente: los fangos hemipelágicos tienen un porcentaje de ópalo bajo (1.40-2.74%), los fangos mixtos intermedio (1.79-4.46%) y los fangos gravitativos mayor (2.30-5.01%). Las turbiditas, por su parte oscilan entre 1.63 y 2.14%.

### 8.2.- Comparación con otros trabajos

Emelyanov y Shimkus (1986) encuentran que los sedimentos más recientes del Mediterráneo contienen un promedio de sílice amorfa de 0.74% (equivalente a un 1.85% de ópalo). Este valor es similar al contenido promedio de los fangos hemipelágicos en el MD95-2043 (1.91%). Dentro de estos sedimentos recientes, los autores señalan una relación inversa entre el contenido en ópalo y en carbonato, encontrando que los contenidos más altos de sílice amorfa se presentan en sedimentos terrígenos no carbonatados y los mínimos en depósitos carbonatados ricos. Esta relación se expresa de igual manera en el testigo MD95-2043, dado que los sedimentos con más carbonato (fangos hemipelágicos) son los que menos ópalo presentan.

En el MD95-2043 los mayores contenidos en ópalo aparecen asociados a los fangos gravitativos, que son los depósitos más antiguos del registro y los menores a los fangos hemipelágicos (depósitos más recientes). Esta relación en el porcentaje de ópalo y la edad puede considerarse un reflejo de la baja productividad silícica general que presenta el mar de Alborán, tan sólo incrementada durante el Último Glaciar y en la actualidad, según se deriva de diversos estudios micropaleontológicos (Abrantes, 1988; Bárcena y Abrantes 1998; Bárcena *et al.*, 2001). Sin embargo en el testigo MD95-2043 las muestras más recientes no registran ningún aumento en el porcentaje de sílice biogénica.

# Capítulo 9: Interpretación del registro sedimentario

## 1.- INTRODUCCIÓN

La sedimentación en el testigo MD95-2043 está dominada básicamente por materiales limos (arcillas-limos), entre los cuales se disponen ocasionalmente niveles más gruesos (arenas limosas-limos arenosos). El estudio sedimentológico (textural y composicional) realizado en el capítulo anterior ha permitido clasificar dichos depósitos y relacionarlos con diferentes facies previamente descritas en el mar de Alborán: hemipelágicas, mixtas, turbidíticas y de flujos gravitativos. La composición general de estos sedimentos incluye una fracción carbonatada y otra no carbonatada. La mayoría del material carbonatado es de origen biológico, estando compuesto mayoritariamente por foraminíferos. La fracción no carbonatada incluye minerales ligeros (cuarzos), micas y piritas.

Cualquier intento de explicar el modo de transporte y depósito de los materiales del MD95-2043 y los posibles factores de control que han actuado como condicionantes, debe de tener en cuenta los siguientes hechos:

- la existencia de distintas facies sedimentarias que engloban tanto a sedimentos hemipelágicos como turbidíticos
- la presencia en el sedimento de dos fracciones de naturaleza diferente (carbonatada y silícica) y origen distinto (biogénico y terrígeno).

Analizar estas cuestiones va a ser el objetivo a desarrollar en este apartado de la tesis.

## 2.- TIPOS DE MATERIALES Y PROCESOS SEDIMENTARIOS RELACIONADOS

De manera general, se pueden establecer 2 **fuentes de origen** para los materiales presentes en el MD95-2043:

- Una procedencia biogénica derivada de los organismos planctónicos y bentónicos que viven en zonas productivas del mar de Alborán.
- Una procedencia terrígena relacionada con el transporte desde áreas continentales, dada la relativa proximidad del testigo a la Cordillera Bética española y el Rift africano.

El transporte y depósito de estos dos tipos de materiales, se encuentra condicionado por varios **procesos sedimentarios** que ocurren en la zona y han sido descritos en trabajos sedimentológicos previos (p.ej. Alonso *et al.*, 1999; Ercilla, 1992):

- Depósito pelágico tanto de elementos terrígenos (introducidos por los ríos y el viento), como biogénicos (derivados de los esqueletos de organismos marinos). Las partículas, que viajan suspendidas dentro de la columna de agua, caen por gravedad y se acumulan en el fondo marino. Este proceso daría lugar a la formación de las facies hemipelágicas en las que se esperaría una mezcla de componentes biogénicos y terrígenos, con un amplio rango de tamaños de grano, pero predominando el limo fino y la arcilla.

- Corrientes de densidad originadas por diferencias de viscosidad entre dos fluidos en contacto. Dentro de este término se incluyen tanto las corrientes de turbidez como los flujos de gravedad. Las primeras son corrientes controladas gravitacionalmente, en las que el contraste de densidades se debe al alto contenido en sedimentos en suspensión. Las entradas de elevadas concentraciones de sedimentos se relacionan con: a) descargas de los ríos, b) tormentas importantes, c) movimientos sísmicos y d) deslizamientos en masa en los taludes, márgenes continentales y cuencas. Transportan materiales predominantemente terrígenos desde los lugares más someros hasta la base del talud y las cuencas marinas, dando lugar a la formación de facies turbidíticas.

Los segundos (flujos de gravedad), son flujos en masa poco evolucionados que no han llegado a transformarse en turbidíticos. Se desplazan a favor de la pendiente como respuesta a una inestabilidad gravitativa y están relacionados con roturas episódicas pero frecuentes de los sedimentos en la parte superior del talud continental. Dan lugar a facies gravitativas con una distribución de tamaños similar a la de las turbidíticas y con el mismo predominio de elementos terrígenos.

- Procesos mixtos, con características intermedias entre los hemipelágicos y los gravitativos, que se han originado por una combinación de ambos. Su expresión son las facies mixtas, denominadas así por el carácter compuesto (biógeno y terrígeno) de los materiales transportados.

### 3.- ASOCIACIÓN VERTICAL DE FACIES

El conjunto de facies sedimentarias descritas en el capítulo 8 se suceden en la vertical del MD95-2043, dando lugar a la diferenciación de tres secuencias distintas:

- desde la base del testigo hasta el centímetro 1000 en el que predominan las facies gravitativas,
- del centímetro 1000 al 461 donde se encuentran las facies mixtas
- del centímetro 461 hasta el techo caracterizadas por una sedimentación hemipelágica.

La distribución de materiales comienza a base del MD95-2043 con la asociación de términos turbidíticos y gravitativos. Los términos turbidíticos incluyen tan sólo las divisiones más finas de la secuencia de Bouma (Te), presentándose los fangos y limos turbidíticos, como términos más frecuentes. Las facies turbidíticas interrumpen en tres ocasiones el depósito de los flujos gravitativos dominantes en el tramo ( a los 28, 37 y 49 Ka) lo que parece indicar una periodicidad relativa de unos 10Ka. La asociación de términos turbidíticos y gravitativos se identifica hasta llegar al centímetro 1000. Entre este centímetro y el 461 se diferencia una secuencia de facies mixtas que únicamente se ve interrumpida entre los centímetros 730 al 741 por la intrusión de un nivel de depósitos gravitativos. La importancia de los procesos asociados a suspensiones se hace cada vez más evidente hacia techo del testigo, siendo en los 461cm más superficiales donde aparecen los característicos depósitos hemipelágicos, que constituyen la tercera secuencia sedimentaria.

La sucesión vertical de sedimentos descrita para el registro (gravitativos que pasan a mixtos y estos a su vez a hemipelágicos) es similar a la encontrada en el testigo 976 por Alonso *et al.*, (1999). Estos autores señalan la asociación de fangos gravitativos (Te), fangos homogéneos de flujos de gravedad y fangos hemipelágicos en los sedimentos cuaternarios de dicho testigo, situado en el sector central del mar de Alborán (36°12'N; 4°18'W). Otro trabajo realizado por Ercilla *et al.*, (submitted) en depósitos de finales del Cuaternario, describe secuencias de depósitos de flujos gravitativos sucedidas por otras hemipelágicas en la base del talud y cuencas del oeste de Alborán, Motril, Sur de Alborán y *Alborán Trough*. La misma autora (Ercilla, 1992) identifica en la base del talud y cuenca del sector noroccidental de Alborán (36°5'-36°45'N, 4°25'-5°15'W) secuencias gravitativas (interrumpidas en ocasiones por turbidíticas) que evolucionan hacia techo a hemipelágicas (atravesadas a su vez por pequeñas secuencias de fangos mixtos).

Este conjunto de datos evidencian que la sucesión vertical de facies descrita en el MD95-2043 es similar a la encontrada por otros autores en la cuenca y en la base de talud del mar de Alborán, por lo que parece tener una continuidad espacial y responder a procesos de control tanto de carácter regional como local.



## 4.- FACTORES DE CONTROL

De acuerdo con el modelo de edad propuesto para el testigo (Capítulo 8), los límites entre las distintas secuencias sedimentarias coinciden con importantes eventos climáticos. De esta manera:

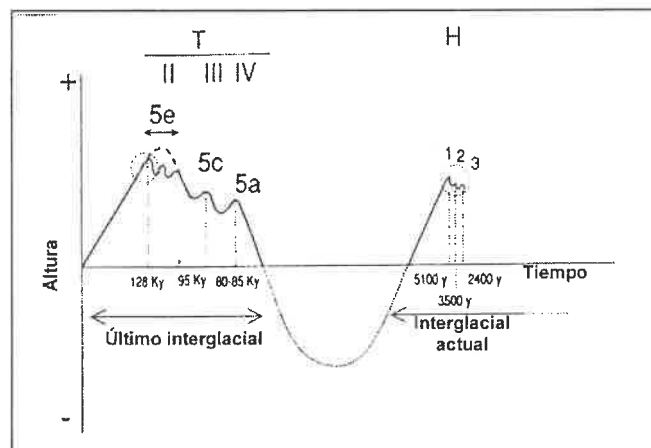
- las facies de flujos gravitativos y turbidíticos que se extienden entre la base del testigo y el centímetro 1000 abarcarían todo el estadio isotópico 3
- los fangos mixtos definidos hasta el cm 461 se habrían depositado durante el estadio 2, la terminación Ia, el Bølling-Allerød y el Younger Dryas
- la terminación 1b así como el Holoceno marcarían temporalmente el desarrollo de las facies hemipelágicas (centímetros 461 a 0).

Por consiguiente parece existir una relación directa entre el tipo de sedimentación y el clima global, relación que se superpone a la influencia ejercida por otros condicionantes más locales.

### 4.1.- Factores de control globales

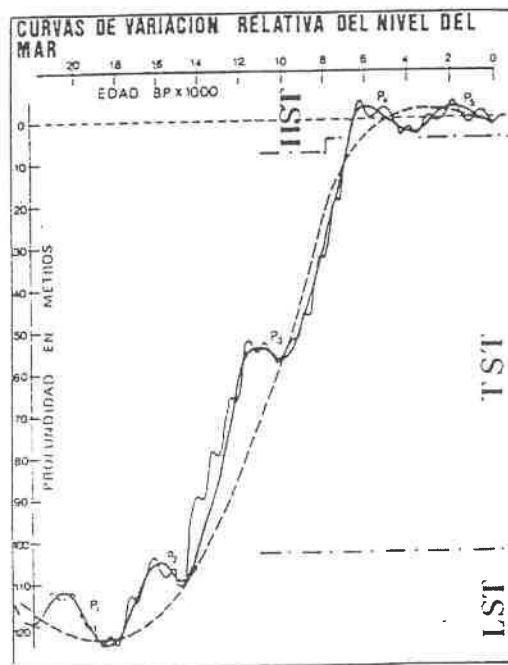
Como factores de control de carácter global se encuentra la altura del nivel del mar pudiéndose explicar la sucesión temporal de los distintos tipos de sedimentos a partir de tres etapas diferentes:

- Etapla 1: se extiende desde la base del testigo hasta el cm 1000. Temporalmente abarca el estadio isotópico 3. Los procesos sedimentarios predominantes son flujos gravitativos interrumpidos por corrientes turbidíticas poco frecuentes, de forma que en el testigo sólo están presentes las partes más distales y de menor energía. Estos procesos se han podido ver favorecidos por momentos de inestabilidades y de bajo nivel del mar. Según Zazo *et al.*, (1993) (Figura 3.25) toda la etapa se englobaría en un ciclo de mínimo eustático, tal y como corresponde a la transición entre dos etapas de alto nivel coincidentes con los interglaciares del IOS 5 (especialmente en los subestadios isotópicos 5e, 5c y 5a) y del Holoceno (con tres momentos de mayor altura: H1, H2 y H3). Un descenso eustático favorecería el desarrollo de facies gravitativas y turbidíticas en la cuenca y base del talud. El desplazamiento de la línea de costa mar adentro, convertiría en dominantes los procesos de erosión en la plataforma y favorecería el transporte de sedimentos hasta posiciones más distales de la cuenca sedimentaria.



**Figura 3.25:** Variaciones en la altura del nivel del mar durante el último interglacial y en el Holoceno con las oscilaciones positivas identificadas dentro del estadio 5 y el Holoceno (T: Tyrrhenian I, II y III; H: Holoceno). (Según Zazo *et al.*, 1993)

- Etapa 2: se extiende desde el cm 1000 hasta el 460. Temporalmente abarca el máximo glacial, la terminación Ia, el Bølling-Allerød y el Younger-Dryas. Los procesos sedimentarios dominantes son mixtos con influencia de elementos terrígenos y biógenos. De acuerdo con la curva eustática de la Figura 3.26, tomada de Hernández Molina (1993), a lo largo de esta etapa existiría un momento de bajo nivel del mar (mínimo situado a los 15.000 años) durante el cual las condiciones de sedimentación serían muy parecidas a las de la etapa anterior, lo que propiciaría el depósito de sedimentos de tipo gravitativo (p.ej. el localizado en el centímetro 730). Desde los 14.000 hasta los 10.000 años se produce una trasgresión (Figura 3.26) que llevaría consigo un desplazamiento hacia el continente de la línea de costa, originando el retrabajamiento y la erosión de los sedimentos localizados en la plataforma. Esta etapa da lugar a la sedimentación de partículas terrígenas mezcladas con el depósito pelágico de los esqueletos de organismos marinos, proceso que aumenta en importancia paralelo al ascenso del nivel de las aguas.
- Etapa 3: localizada desde el cm 461 hasta el techo del testigo, se corresponde con el final del Younger-Dryas, Terminación Ib y Holoceno. El ascenso del nivel del mar que se venía registrando desde los 14.000 años se ve interrumpe durante el final del Younger-Dryas y la terminación 1b (Figura 3.26). A partir de ese momento el alto nivel de las aguas cuyos máximos más importantes se localizan a los 5.100, 3.500 y 2.400 años (Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1993) controla que en la base del talud y en las cuencas predominen los procesos hemipelágicos. Las áreas fuente se desplazan hacia el continente, por lo que gran parte de los depósitos quedan atrapados en la plataforma. En las zonas distales se produce únicamente la sedimentación de las partículas terrígenas más finas, junto con el depósito de los esqueletos de organismos, lo que origina el dominio de la sedimentación hemipelágica.



**Figura 3.26:** Curva eustática del nivel del mar Mediterráneo para los últimos 20.000 años. LST, TST y HST hacen referencia a los momentos de bajo nivel del mar, nivel de transición y alto nivel del mar respectivamente (según Hernández Molina, 1993).

## 4.2.- Factores de control locales

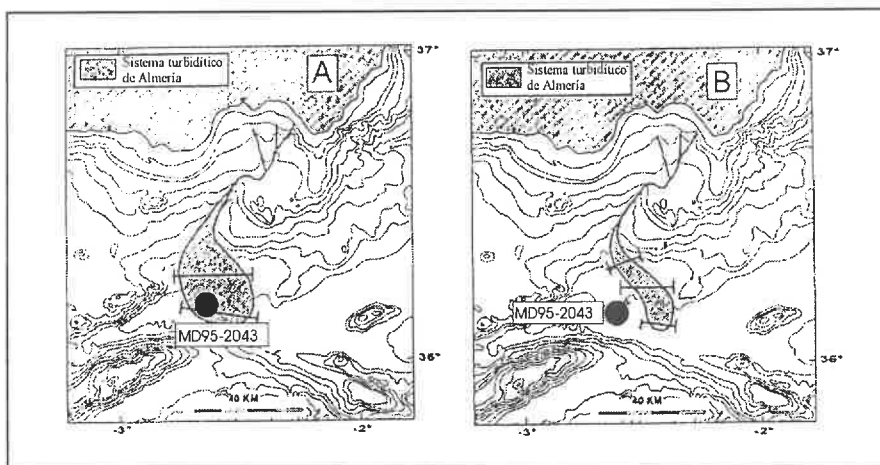
La situación del testigo dentro de la cuenca de Alborán, en las proximidades de las costas del sur de España y norte de África, va a condicionar el tipo y la composición (química y mineralógica) de los materiales susceptibles de ser transportados y acumulados. Así, juntamente con los condicionantes globales ya comentados, actuarán otros más locales relacionados con la fisiografía de la cuenca marina y el área fuente de los sedimentos. La suma de ambos conjuntos de factores dará como resultado el tipo de sedimentación presente en el testigo.

### 4.2.a) Fisiografía de la zona

El MD95-2043 se encuentra situado en el sector noreste del mar de Alborán, concretamente en la cuenca que lleva su mismo nombre. Dicha cuenca se encuentra intersectada, en las proximidades de la situación del testigo, por el cañón de Almería, único canal que se extiende dentro de esta provincia fisiográfica (Carter *et al.*, 1972; Vanney y Gennesseaux, 1985; Alonso y Maldonado, 1992). El cañón de Almería tiene 55 Km de largo y se continua hasta los 1200 m de profundidad (Estrada *et al.*, 1997). La parte superior del mismo tiene una trayectoria irregular, condicionada por la presencia de fallas a lo largo de su curso (Cronin *et al.*, 1995; Estrada, 1994); la parte inferior (desde los 1200m hasta los 1800m) se transforma en un canal turbidítico (Alonso *et al.*, 1997). La evolución tectónico-sedimentaria de este sistema turbidítico ha sido estudiada por Estrada *et al.*, (1997), describiéndolo como un sistema activo que sufre migraciones longitudinales y laterales durante el Cuaternario. Las migraciones longitudinales están condicionadas probablemente por los cambios del nivel del mar, mientras que las laterales podrían relacionarse con desplazamientos también laterales del cañón de Almería.

Una síntesis de las conclusiones más importantes del trabajo de Estrada *et al.*, (1997) está representada en la Figura 3.27. De acuerdo con ella, la parte más distal del sistema turbidítico del cañón de Almería se extendería durante el Cuaternario Inferior dentro de la cuenca de Alborán, sobrepasando el lugar de emplazamiento del MD95-2043. Por el contrario, durante el Cuaternario Superior el sistema estaría menos desarrollado y se emplazaría más al Este, dejando la zona del MD95-2043 fuera de su alcance. Esta evolución espacial y temporal de los materiales depositados por el cañón de Almería puede relacionarse con la presencia de niveles turbidíticos (en sus términos finales de baja energía) en la parte pleistocena del registro y la ausencia de los mismos durante el Holoceno.

Por lo que respecta a otros procesos sedimentarios, la actividad tectónica presente en la zona costera durante el Cuaternario ayuda a que ocurran fenómenos de inestabilidad por gravedad (Rodríguez y Martín, 1993), fenómenos que probablemente son el desencadenante de los depósitos gravitativos que aparecen en el MD95-2043 con una periodicidad de unos 10.000 años (calculada según los datos disponibles). De acuerdo con Skilbeck y Tribble, (1999) diversos flujos de gravedad aparecen localizados dentro de la cuenca de Alborán siendo, sin embargo, procesos infrecuentes y sin correlación regional.



**Figura 3.27:** Localización del sistema turbidítico de Almería durante el inicio del Cuaternario (a) y el final de Cuaternario (b). En la figura se indica la posición del testigo MD95-2043. (Estrada *et al.*, 1997)

#### 4.2.b) Geología del área fuente

Las características del área fuente van a gobernar el tipo de sedimentación que domine en el testigo. Los materiales terrígenos que lleguen hasta la zona de estudio procederán mayoritariamente de las Cordilleras Béticas y Rift africano. Estas cadenas montañosas, en su parte más próxima al testigo MD95-2043, incluyen principalmente rocas metamórficas del denominado “dominio de Alborán”, rocas volcánicas de los “campos volcánicos” y cuencas neógenas (Figura 3.28).

El “dominio de Alborán” contiene rocas metamórficas de alta presión/baja temperatura, baja presión/alta temperatura y de bajo grado de metamorfismo. Su erosión da lugar a fragmentos de composición silícica y clastos metamórficos, con una menor proporción de componentes líticos sedimentarios y plagioclasas. Las arcillas derivadas de su alteración física son illitas y cloritas principalmente.

La serie de rocas volcánicas presentes en los campos volcánicos que rodean la cuenca de Alborán (p.ej. rocas volcánicas calcoalcalinas, basaltos alcalinos,...) originan tras su erosión fragmentos líticos volcánicos, fenocristales, minerales zeolíticos de alteración. Las arcillas tradicionalmente asociadas con las rocas volcánicas son las esmectitas.

Las cuencas neógenas por su parte, proporcionan fragmentos de rocas sedimentarias. Su alteración física da lugar a illitas mientras que la meteorización química de los macizos calcáreos proporcionan en periodos cálidos caolinitas.

Además de las áreas fuente que se acaban de describir, en la prolongación de la zona de mar abierto del cabo de Gata aparece una plataforma carbonatada de 20Km de anchura (Figura 3.29), donde se disponen carbonatos o mezcla de sedimentos terrígenos-carbonatados. (Braga y Comas, 1999). Los sedimentos calcáreos son de tamaño grava y están formados por corales, briozoos, bivalvos y braquiópodos. Estos depósitos han sido interpretados como relictos desde el Pleistoceno o desde tiempos más antiguos (Baena *et al.*, 1982; Maldonado y Zamarreño, 1983; Zamarreño *et al.*, 1983). Así debe contemplarse la posibilidad de que lleguen hasta el testigo restos calcáreos de dicha plataforma, de manera similar a la capa de bioclastos calcáreos identificada en el testigo 978 (36°13.8'N, 2°3.4'W) por Braga y Comas (1999) que supuestamente tiene el mismo origen.

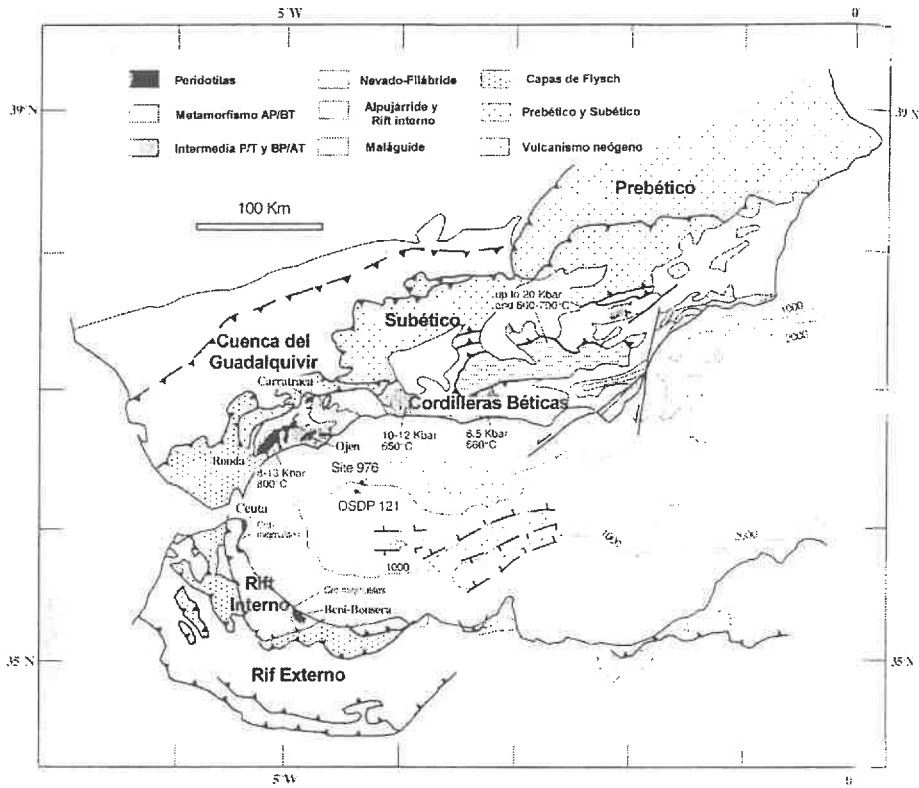


Figura 3.28: Mapa geológico de la región de Alborán (Prosser et al., 1999)

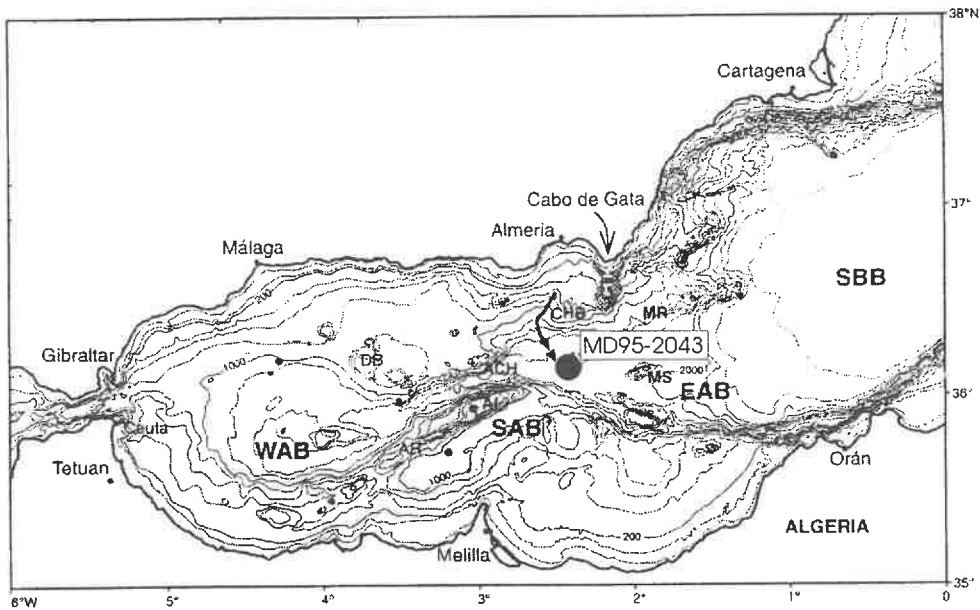


Figura 3.29: Localización de la plataforma carbonatada del cabo de Gata dentro del contexto del mar de Alborán (Braga et al., 1999). En la figura se ha indicado la posición del testigo MD95-2043. Las letras en mayúsculas hacen referencia a los principales aspectos fisiográficos del mar de Alborán (leyenda igual que en la Figura 3.12). La flecha indica la localización del cañón turbidítico de Almería.

## 5.- EXPLICACIÓN DEL REGISTRO SEDIMENTARIO A PARTIR DE LA INFLUENCIA DE AMBOS TIPOS DE FACTORES GLOBALES Y LOCALES

### 5.1.- Registro de los materiales terrígenos más gruesos

Los materiales terrígenos derivados de rocas erosionadas de la Cordillera Bética y Rift africano se movilizarán hasta la cuenca de Alborán por la acción de los agentes de transporte: viento y ríos. Con el objetivo de conocer el tipo de depósitos que finalmente son acumulados en el mar y su relación con los diferentes dominios geológicos, Latter (1998) estudió la composición petrográfica de diferentes arenas de playa en dos lugares próximos a la zona de estudio: una situada en la costa de Almería, junto a los depósitos del río Andarax y otra localizada 10Km al este de Cabo de Gata. La playa cercana a Almería, constituida básicamente por cuarzo (47.79%) y fragmentos de esquistos (13.25%), la consideró característica de la erosión del dominio de Alborán y cuencas neógenas próximas a la ciudad de Almería. Por el contrario la próxima al Cabo de Gata, con un 44.32% de fragmentos de vidrio volcánico la supuso representativa de la meteorización del campo volcánico del Cabo de Gata.

En un estudio paralelo, Marsaglia *et al.* (1999) analizaron petrográficamente las arenas turbidíticas pleistocenas, encontradas en los testigos 977 y 978. Las muestras contenían granos de cuarzo monocristalinos y micas. La falta de restos volcánicos excluyó la procedencia ígnea de las arenas y la relacionó con un origen del dominio de Alborán transportadas por el río Andarax, vía canal de Almería.

En el testigo MD95-2043 la fracción terrígena (mayor de 50 $\mu$ m) presenta mayoritariamente granos de cuarzo, y micas, sin que se hayan identificado fragmentos de vidrio volcánico. Siguiendo el trabajo de Marsaglia *et al.* (1999) parece lógico asignar al material terrígeno del testigo un origen derivado del dominio de Alborán y cuencas neógenas, vía transporte por el río Andarax, eliminando la posibilidad de que existan aportes del campo volcánico de Gata. Esta procedencia se ve apoyada por la fisiografía del fondo submarino que señala al sistema turbidítico de Almería (alimentado a su vez por el río Andarax) como el mayor conductor de material terrígeno desde las proximidades de la bahía de Almería hacia la cuenca este de Alborán.

En el MD95-2043 se observa un enriquecimiento relativo de los granos de cuarzo y una casi nula presencia de los fragmentos líticos dentro del total de granos terrígenos. Este hecho es coincidente con el trabajo de Marsaglia *et al.* (1999) e indica la falta de similitud entre la arena de la playa del río Andarax y los depósitos turbidíticos de los testigos marinos. Podría interpretarse como:

- Una dependencia entre la composición y el tamaño de grano en las arenas procedentes del dominio de Alborán, de forma que los fragmentos de rocas se concentren en las arenas gruesas de las playas, mientras que el cuarzo esté enriquecido en las turbiditas de grano fino.
- Una eliminación preferente de los fragmentos líticos metamórficos y sedimentarios durante el transporte de los materiales terrígenos por el canal de Almería y el *Alborán Trough*.

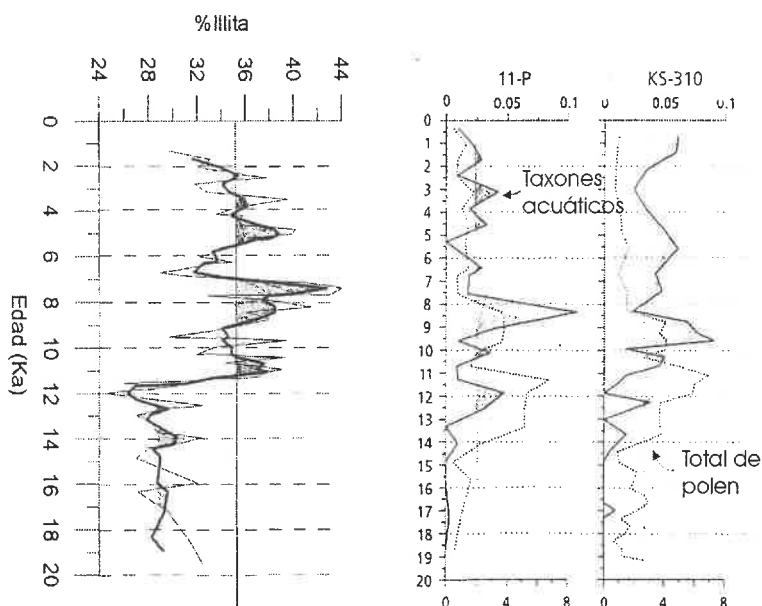
Cualquiera de estas razones podría explicar la sedimentación terrígena con un tamaño superior a 50 $\mu$ m presente en el MD95-2043.

## 5.2.- Registro de la mineralogía de la fracción arcillosa

Por lo que respecta al contenido de partículas terrígenas más finas (tamaño arcilla) las asociaciones minerales a lo largo del testigo son bastante similares, lo que sugiere un área fuente común. Las pequeñas diferencias identificadas entre unos tipos de materiales y otros reflejan probablemente la influencia del clima y de los cambios eustáticos, puesto que el conjunto de todos estos factores van a controlar el área fuente, las rutas de aporte sedimentario y el tipo de transporte.

Las illitas han sido consideradas como detríticas por los autores que han trabajado en el mar de Alborán (p.ej. Martínez-Ruiz, (1999) que ha estudiado composición, tamaño y morfología de las mismas en los testigos 976 y 977). Las illitas tienen su origen en la alteración física de rocas metamórficas, por lo que su presencia está relacionada con la erosión del dominio de Alborán. Desde este punto de vista, los momentos de incremento de dicho mineral pueden vincularse con dos procesos: una mayor erosión de los relieves de las Cordilleras Béticas (bien debido a una bajada del nivel del mar o a una reactivación tectónica), y una mayor importancia de la alteración física. Ercilla *et al.* (submitted) las relaciona principalmente con la descarga de los ríos, dado que su distribución superficial en Alborán se incrementa paralelamente a la importancia del transporte fluvial en dicho mar. Este sería el proceso que básicamente ocurriría en la zona de estudio, con las entradas de illitas derivadas del transporte de material por el río Andarax a través del cañón de Almería. Así en el MD95-2043 (Figura 3.21) las concentraciones más altas de dicha arcilla se localizan entre los centímetros 461 y el techo del testigo, coincidiendo con el depósito de las facies hemipelágicas y probablemente una mayor importancia del transporte de materiales por parte del río Andarax.

En relación con esta idea, la mayor o menor llegada de agua de origen fluvial a la cuenca de Alborán durante los últimos 20.000 años ha sido estimada por Targarona, (1997) a partir de la concentración de esporas procedentes de plantas fluviales y lacustres, encontrada en testigos marinos. El registro presentado por el autor para los testigos 11P (36°20'29''N, 2°33'83''W) y KS-310 (35°55'N; 1°34'50''W), situados ambos muy próximos al MD95-2043, está representado en la Figura 3.30. Comparando las dos gráficas con el contenido en illita del testigo MD95-2043 parece encontrarse una cierta similitud en las tendencias: importante incremento a partir de los 12.000 años, máximos alrededor de los 11.000 años, entre 9.000 y 8.000 y menos marcados a partir de los 5.000 años, mínimos a los 10.000 y 7.000-8.000 años., por lo que las fluctuaciones en el contenido de dicha arcilla estarían mayormente controladas por la importancia de los cursos de agua.



**Figura 3.30:** Derecha: concentración polínica (granos/g  $\times 10^3$ ) de los taxones acuáticos comparada frente al total de polen en los testigos 11P (36°20'29''N, 2°33'83''W) y KS-310 (35°55'N, 1°34'50''W) que reflejan la entrada de agua en la cuenca de Alborán (Targarona, 1997). Izquierda: Porcentaje de illita en los 20.000 años más recientes del testigo MD95-2043. En línea gruesa se presenta la media ponderada. La similitud entre los perfiles sugiere un importante control por la descarga de los ríos.

En las muestras estudiadas por Martínez-Ruiz, (1999) en los testigos 976 y 977, la clorita es principalmente de origen detrítico. Este mineral filosilicato hidratado, constituyente más común de las rocas de bajo grado de metamorfismo no es resistente al transporte y la alteración, por lo que indica proximidad a las áreas fuente e importante alteración física. Probablemente sea la primera de las causas la que controle en mayor medida el depósito de la clorita en el testigo. puesto que parece existir una clara relación entre el contenido y el nivel del mar (Figura 3.21). Así durante la parte inferior del registro (centímetros 1641-1000) el porcentaje de clorita es el mayor de todo el testigo, momento sincrónico con un nivel muy bajo del mar. Entre los centímetros 1000 y 461 el contenido de clorita es intermedio dentro de los valores presentes en el testigo. Por último la parte más reciente del testigo, presenta unos niveles de clorita inferiores, coincidiendo con un nivel muy alto de las aguas marinas.

La caolinita es un residuo insoluble, resistente al transporte, que se forma principalmente por alteración química de los feldespatos y otros minerales con abundante presencia de agua (Singer, 1980; Maillot y Robert, 1980; Chamley, 1989). Las fluctuaciones de caolinita en los sedimentos pueden interpretarse como debidas a cambios climáticos que favorecen la existencia de este mineral. A lo largo del MD95-2043 no se identifican tendencias claras: únicamente aparecen valores ligeramente superiores entre los centímetros 0 y 220 y entre 460 y 825 (con un descenso entre 560 y 650cm) (Figura 3.21). Algunos autores (p.ej. Emelyanov y Shimkus, 1986) mencionan un cierto comportamiento cosmopolita de la caolinita, ya que si bien se forma bajo condiciones climáticas húmedas y cálidas, se puede encontrar en otros momentos temporales debido a su transporte dentro de la cuenca de Alborán por el viento. En este caso procedería de la deflación de las áreas montañosas en las costas africanas que ocurre tanto durante periodos cálidos como fríos.

Las esmectitas se pueden formar a partir de procesos diagenéticos (Brosse, 1982), neoformación en un medio rico en Mg (Weaver y Beck, 1977), alteración de rocas volcánicas (Fischer, 1977) o en suelos bajo condiciones hidrolizantes (Thirty, 1981; Chamley, 1989). En el testigo MD95-2043 el contenido en esmectita es muy bajo, puesto que no existe un área fuente volcánica (Figura 3.21). Sin embargo existen dos momentos con contenidos elevados: entre los centímetros 825 y 560 y entre 220 y el techo del testigo. El incremento en el primer periodo puede deberse a procesos diagenéticos o de neoformación, dada la coincidencia con el ascenso en el perfil del Ba (Figura 3.23). El segundo momento corresponde a la parte terminal del Holoceno y ocurre simultáneamente al incremento en caolinita. El hecho de que se esmectita y caolinita fluctúen a la vez puede tener que ver con el origen atlántico de ambos minerales tal y como han propuesto p.ej. Auffret *et al.*, 1974; Grousset *et al.*, 1988; Ercilla *et al.*, submitted. Estos autores indican que ambos minerales proceden de los aportes sedimentarios del río Guadalquivir en el Golfo de Cádiz y entran en el mar de Alborán a través del estrecho de Gibraltar, transportados por la corriente superficial atlántica. Un incremento de este mineral en el testigo podría estar relacionado con un nivel alto del mar y una mayor importancia del transporte de agua atlántica.



### **5.3.- Información derivada del análisis geoquímico de la muestra total**

Todo lo comentado durante la discusión del testigo TG-7 referente a qué elementos químicos es.án relacionados con un origen detrítico, biógeno o diagenético es aplicable para el MD95-2043, por lo que sólo se mencionará con mayor extensión las fluctuaciones en el contenido elemento químico frente a Al, considerando este cociente como representativo de las oscilaciones en los aportes químicos frente a la fracción aluminosilicatada de la zona tal y como se discutió al hablar de los diferentes métodos de normalización, en el apartado 3.2.b) de la primera parte de la tesis.

#### **- Discusión de las variaciones químicas**

##### **Cu/Al y Fe/Al**

En el testigo MD95-2043 el registro Cu/Al (Figura 3.31) es constante, por lo que puede establecerse que la fracción aluminosilicatada no ha cambiado de composición a lo largo del tiempo. Las fluctuaciones coinciden más o menos con los contenidos en arcillas en el testigo, dado que los minerales arcillosos son buenos sorbentes de Cu. Este hecho queda manifestado por la correlación existente entre %Cu y %arcillas (coeficiente de correlación 0.65) (Tabla 3.12).

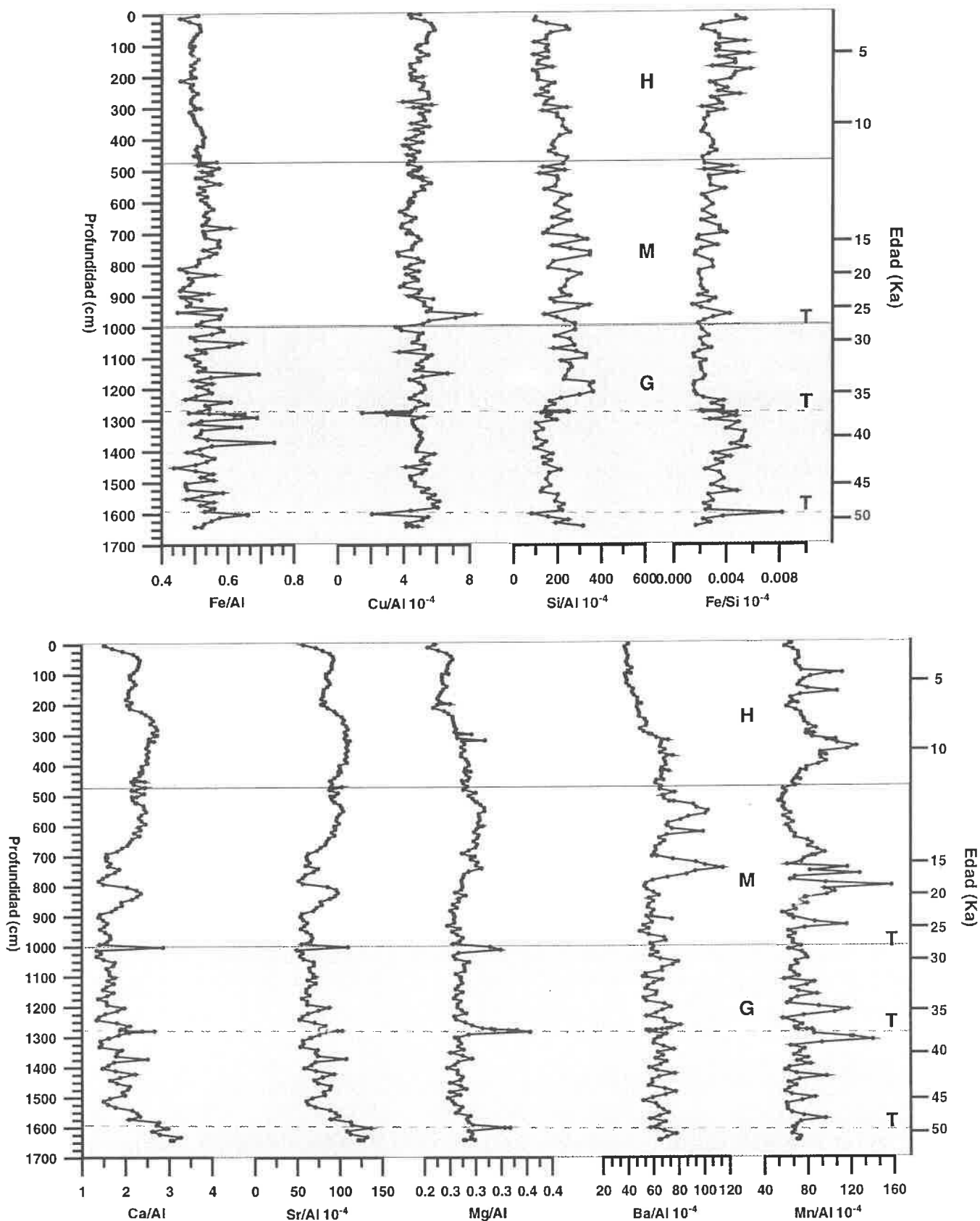
La relación Fe/Al en el testigo MD95-2043 (Figura 3.31) presenta pequeñas variabilidades relacionadas con el tipo de sedimento. El contenido en Fe/Al va aumentando desde las facies hemipelágicas a las facies mixtas y de éstas a las gravitativas y turbidíticas. Tal comportamiento indica que durante el predominio de los procesos hemipelágicos el material que se sedimenta es muy homogéneo. Según llegan hasta la zona partículas transportadas por flujos de densidad, la variabilidad sedimentaria es mayor. El comportamiento de las turbiditas no presenta una tendencia clara: en los centímetros 1000 y 1275 disminuye la proporción Fe/Al, mientras que en el centímetro 1600 aumentan las proporciones Fe/Al y Fe/Si. De la Figura 3.31 se deriva que el promedio Fe/Al ~ 0.50 debe ser representativo del material aluminosilicatado en esta zona del mar de Alborán y demuestra que los depósitos derivados de los materiales volcánicos del Cabo de Gata no son dominantes.

##### **Si/Al**

Las variaciones del contenido Si/Al reflejan cambios en la acumulación del cuarzo frente a los aluminosilicatos detríticos. Así es posible establecer una cierta relación entre este cociente y los tipos de sedimentos (Figura 3.31): durante el depósito de los fangos hemipelágicos el cociente es prácticamente constante, lo que supone una presencia mayoritaria de material aluminosilicatado. Entre los centímetros 460 y 1200 (facies mixtas y gravitativas) la razón Si/Al aumenta con la profundidad, lo que vendría a suponer un aumento progresivo del cuarzo dentro del sedimento. A partir del centímetro 1200 y hasta el final del testigo, la relación Si/Al se encuentra próxima a la de la primera parte del testigo, lo que conlleva un aporte de terrígenos constante y un descenso del contenido en cuarzo.

##### **Ca/Al y Sr/Al**

Las variaciones en la relación Ca/Al del MD95.2043 son similares en significado al porcentaje de CaCO<sub>3</sub> presente en el sedimento. Los cambios en este factor implican modificaciones en el aporte y dilución del carbonato y cambios en la sedimentación aluminosilicatada. En el testigo, este cociente tiene cierta relación con las diferentes facies sedimentarias (Figura 3.31): los sedimentos hemipelágicos presentan un elevado contenido de Ca frente al de Al, probablemente debido a la actividad de los organismos marinos. Durante el depósito de las facies mixtas, el contenido en Ca va disminuyendo, lo que debe ser paralelo al descenso en la cantidad de carbonato cálcico de origen biológico. Por su parte los sedimentos gravitativos presentan en general un contenido más bajo, si bien las turbiditas destacan por el aumento en la relación Ca/Al. Este hecho parece sugerir el depósito de carbonatos



**Figura 3.31:** Distribución en profundidad de la relación entre los distintos elementos químicos y el aluminio o el silicio para el testigo MD95-2043. Las áreas sombreadas indican la extensión de los diferentes tipos de sedimentos, identificándose de base a techo: fangos gravitativos (G), mixtos (M) y hemipelágicos (H). Con líneas de puntos y la letra T se ha indicado la situación de los eventos turbidíticos.

precedentes probablemente de la plataforma carbonatada situada en Almería. Al final del testigo se produce un aumento en la relación Ca/Al hasta situarse en valores próximos a los de los fangos hemipelágicos.

La razón  $Sr/Al$  (Figura 3.31) presenta el mismo perfil que Ca/Al, con lo cual se puede inferir una relación directa entre el Ca y el Sr. Durante la sedimentación de las turbiditas, el cociente Sr/Al también aumenta, situación que implica la presencia de sedimentos carbonatados terrígenos en los que el ión Ca ha sido sustituido por el Sr.

### **Mn/Al**

En el MD95-2043, desde el techo del testigo y hasta el centímetro 400 (Figura 3.31) el Mn parece mayormente relacionado con el registro del Ca, presentando un máximo en torno al centímetro 350. A partir de ese momento y hasta el centímetro 650 se presenta una anomalía negativa que será objeto de discusión en apartados posteriores. Después la relación Mn/Al fluctúa en torno a un valor constante.

### **Ba/Al y Mg/Al**

En el MD95-2043 el magnesio covaría con el calcio durante el depósito de los fangos hemipelágicos y deja de hacerlo cuando se acumulan los sedimentos mixtos y gravitativos momento que fluctúa de manera similar al Al. Este hecho podría indicar el control biológico del Mg durante los primeros 460cm, para después pasar a depender de los elementos terrígenos. Las turbiditas se presentan con picos en la relación Mg/Al, lo que quizás sea un indicio del depósito de dolomitas durante estos momentos. (Figura 3.31)

El Bario guarda también relación con el aluminio y con el calcio. Durante los primeros 300 cm del registro, Ba y Ca fluctúan idénticos. A partir de este momento las oscilaciones del Ba presentan mayor similitud con las del Al. Sin embargo los aumentos observados entre los centímetros 500 y 800 son debidos a una mayor productividad, así como los pequeños aumentos que aparecen desde este centímetro hasta la base del testigo fluctuando a partir de un valor central, según se discutirá en capítulos posteriores. (Figura 3.31)

## **CONCLUSIONES**

- La explicación a la sedimentación existente en el MD95-2043 exige considerar 3 hechos diferentes: la presencia de distintas facies sedimentarias que oscilan entre hemipelágicas y turbidíticas; la presencia de dos fracciones de origen diferente (biógeno y terrígeno) y la existencia de variaciones puntuales en el tamaño de grano hasta alcanzar diámetros de arena.
- El transporte y depósito de los materiales está condicionado por varios procesos sedimentarios que ocurren en la zona: pelágicos, corrientes de densidad (que agrupan a flujos de gravedad y corrientes de turbidez) y procesos mixtos.
- El conjunto de facies se asocia en la vertical del testigo pudiéndose diferenciar tres secuencias diferentes: desde la base hasta el cm 1000 (secuencias gravitativas interrumpidas por tres niveles turbidíticos), desde el 1000 hasta el 461 (secuencias mixtas) y desde el 461 hasta el techo (secuencias hemipelágicas). Esta sucesión ha sido descrita en otros lugares del mar de Alborán. (Alonso *et al.*, 1999; Ercilla *et al.*, *submitted*)
- El nivel del mar actúa como un factor de control global del tipo de sedimentación: niveles eustáticos bajos propician el desarrollo de facies gravitativas y turbidíticas mientras que alturas del nivel del mar importantes favorecen la presencia de sedimentos hemipelágicos.
- La situación del testigo dentro de la cuenca de Alborán y en las proximidades del cañón de Almería supone que la mayoría de los materiales terrígenos presentes en el MD95-2043 procedan de la actividad de dicho canal turbidítico en su tramo final.
- Las Cordilleras Béticas y más concretamente las rocas metamórficas del dominio de Alborán y las sedimentarias de las cuencas neógenas constituirán el área fuente de los materiales terrígenos encontrados en el testigo
- La existencia de una plataforma carbonatada en las proximidades del Cabo de Gata favorece el suministro de bioclastos calcáreos al testigo que llegan hasta la zona transportados por corrientes de densidad.
- El registro arcilloso y geoquímico del testigo sugiere el mantenimiento de un área fuente común durante los 50.000 años de extensión del registro.
- Las fluctuaciones presentes en los minerales arcillosos se deben a cambios eustáticos y en las condiciones climáticas
- El carácter hemipelágico, mixto y gravitativo de la sedimentación en el MD95-2043 condiciona que un gran número de elementos químicos estén controlados por procesos biogénicos y de transporte terrígeno.

# Capítulo 10: Interpretación de las condiciones paleoceanográficas entre 0 y 20 Ka

## 1.- SAPROPELES Y CAPAS ORGÁNICAS EN EL MEDITERRÁNEO

### 1.1.- Introducción

Uno de los aspectos paleoceanográficos del Mediterráneo que más ha llamado la atención de los investigadores ha sido la presencia de sapropeles. Esta palabra que deriva del griego “*sapros*” (podrido) y “*pelos*” (suelo) se ha utilizado para describir capas discretas, ricas en materia orgánica, de centímetros a decenas de centímetros de espesor, que se presentan intercaladas entre otros sedimentos marinos.

Inicialmente, los enriquecimientos orgánicos fueron reseñados en los sedimentos del Este del Mediterráneo (Kullenberg, 1952; Olausson, 1961) y definidos tan sólo desde un punto de vista cualitativo. No fue hasta la década de los 70 cuando se propuso su definición cuantitativa, considerando que debían tener más de un 2% de carbono orgánico en peso para ser clasificados como sapropeles y entre 0.5 y 2% para ser definidos como secuencias sapropélicas (Kidd *et al.*, 1978). Dentro del Mediterráneo, los niveles más altos de preservación de materia orgánica se localizan al Este del umbral de Sicilia por lo que se pensaba que los sapropeles se encontraban limitados a la cuenca oriental. Tal idea se puso en entredicho cuando Emeis *et al.* (1991) presentaron la primera síntesis del descubrimiento de sapropeles en el Oeste del Mediterráneo a partir de los sedimentos recuperados en el mar Tirreno durante el leg 107 del ODP. Con anterioridad, en la cuenca balear y en base a la concentración de Mn, Canals-Artigas (1980) había considerado la posibilidad de la presencia de tres sapropeles relictos. La confirmación definitiva de la existencia de capas orgánicas en todo el Mediterráneo ha venido tras la realización de dos *legs* recientes de ODP (leg 160 y leg 161) que han extendido la presencia de dichos sedimentos desde el Plioceno inferior hasta el Holoceno en la cuenca oriental y desde el Plioceno superior hasta el Holoceno en la cuenca occidental, incluyendo el mar de Alborán (Shipboard Scientific Party, leg 160, 1996 y Shipboard Scientific Party, leg 161, 1996).

Los sapropeles formados en el mar de Alborán presentan un contenido en carbono orgánico máximo del 2%, por lo que han sido denominados capas ricas en materia orgánica (ORL) (Comas *et al.*, 1996; Murat, 1999). De acuerdo con esta descripción, el nivel localizado en el testigo MD95-2043 entre 14.5 y 9Ka, y que presenta un contenido de carbono orgánico superior al 0.6%, puede considerarse una capa rica en materia orgánica (Cacho *et al.*, *in press*). Valores de carbono orgánico dentro de este orden de magnitud se han registrado también en la capa 701 del testigo 977 incluido en el leg 161 del ODP (Murat, 1999).

## 1.2.- Mecanismos de formación

Los mecanismos que conducen a la formación de sapropeles en el Mediterráneo han sido objeto de gran controversia. La mayoría de las hipótesis se centran en:

- La propuesta de que la estratificación y/o anoxia es el mecanismo dominante que preserva el carbono orgánico en el sedimento (p.ej. Cita *et al.*, 1977; Thunell *et al.*, 1984; Rossignol-Strick, 1985; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1986; Cramp *et al.*, 1988; Aksu *et al.*, 1995)
- La asignación de la máxima prioridad al aumento en la productividad biológica (p.ej. Calvert, 1983; 1990; Calvert *et al.*, 1992; Calvert y Pedersen, 1993; Van Os *et al.*, 1994)

La teoría de la estratificación/anoxia, explica las condiciones deficitarias en oxígeno por una mayor estratificación en densidad de la columna de agua que da lugar a una circulación profunda lenta o incluso inexistente, impidiendo la mezcla vertical y el aporte de oxígeno a las aguas de fondo. Tal situación dinámica puede resultar en anoxia pues el oxígeno que se consume en la degradación de la materia orgánica no se reemplaza. Para explicar el cambio en las propiedades de densidad de las masas de agua en el Mediterráneo, se han propuesto varias situaciones: 1) fusión de los glaciares euroasiáticos con el consiguiente incremento en la entrada de agua dulce por el Estrecho de Gibraltar (p.ej. Aksu *et al.*, 1995); 2) Aumento en la descarga del Nilo, debido a una mayor intensidad en los monzones africanos (p.ej. Rossignol-Strick, 1985, 1987); 3) Intensificación de las precipitaciones en las áreas que bordean el Mediterráneo (p.ej. Cramp *et al.*, 1988).

La teoría de la alta productividad se opone a la anterior señalando que la producción biológica actual en el Mediterráneo no es suficiente para producir sedimentos tan ricos en carbono orgánico, aunque su preservación fuera perfecta (Calvert, 1983), por lo que la anoxia por sí misma no puede considerarse la causa del depósito de la capa rica en materia orgánica sino una manifestación de la misma (Pedersen y Calvert, 1990; Calvert y Pedersen, 1992). Por tanto propone que los sapropeles se han originado por un aumento en la cantidad de materia orgánica que llega al fondo marino (p.ej. Ganssen y Troelstra, 1987; Fontugne *et al.*, 1989; Ten Haven *et al.*, 1991). Las zonas de afloramientos donde la columna de agua no está estratificada ni se alcanzan condiciones anóxicas y sin embargo existen capas orgánicas (Calvert y Price, 1983; Muller *et al.*, 1983; Sarnthein *et al.*, 1988; Zahn y Pedersen, 1991) ofrecen algunos apoyos para la teoría de la productividad. Otro soporte lo proporciona el mar Negro ya que, a pesar de ser la masa de agua más anóxica conocida, en su fondo no se acumulan sedimentos ricos en carbono orgánico. A este argumento se unen las evidencias geoquímicas de que el sapropel holoceno del mar Negro se ha depositado como respuesta a un aumento en la productividad de las aguas superficiales en condiciones óxicas (Calvert, 1990).

Hay quienes proponen que ambas teorías no son mutuamente excluyentes: por un lado un aumento en el flujo de carbono orgánico hacia el fondo del mar puede inducir a anoxia. Por otro el aumento en productividad primaria (cocolitofóridos y diatomeas) puede haber ocurrido relacionado con el incremento de la entrada de agua dulce y/o cambios en la evaporación, de acuerdo con el modelo de Rohling y Gieskes (1989). Estos autores plantean que un aumento en el flujo de agua dulce y/o un descenso en la evaporación podría situar la haloclina en una zona más somera, lo que causaría que el máximo profundo de nutrientes se encontrase dentro de la zona fótica, dando lugar a una mayor productividad biológica que conduciría a un incremento en el flujo de la materia orgánica hacia el fondo marino. Esta hipótesis parece verse confirmada por el hecho de que la abundancia de diatomeas y cocolitofóridos aumenta de manera importante en los sapropeles (Castradori, 1993; Sancetta, 1994).

## 2.- CAPA RICA EN MATERIA ORGÁNICA DEL TESTIGO MD95-2043

El enriquecimiento en el contenido de materia orgánica encontrado en el testigo MD95-2043, al igual que en el resto de sapropeles y capas orgánicas, puede estar controlado por dos procesos: preservación y productividad primaria. En las siguientes páginas se discutirán las evidencias de cada uno de estos procesos tratando de definir su importancia en el registro final, utilizando para ello las variaciones en las propiedades físicas (porosidad, densidad y susceptibilidad magnética), la concentración de los elementos químicos (Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Al y Ba) y las fluctuaciones de las fases minerales (carbonato y ópalo) que están representados frente a la edad en las Figuras 3.32 a 3.34. Adicionalmente se tendrán en cuenta los perfiles de carbono orgánico y abundancia de valvas de diatomeas publicados por otros autores para este mismo testigo y periodo de tiempo (Bárcena *et al.*, 2001; Cacho *et al.*, *in press*). Los indicadores con una variación más significativa se han reunido en la Figura 3.35.

Con el fin de facilitar la discusión, en cada caso se ha señalado la extensión de los principales eventos climáticos así como la amplitud de la capa rica en materia orgánica. Con idéntica finalidad los elementos químicos se han presentados normalizados frente al Al, considerando este último índice de la abundancia relativa de los aportes terrígenos.

### 2.1.- Indicadores del grado de preservación

Como se ha señalado anteriormente, la disponibilidad de oxígeno controla el grado de preservación del carbono orgánico. Las variaciones en el contenido de oxígeno tanto en el sedimento como en las aguas profundas pueden reconstruirse a partir de dos tipos de indicadores diferentes:

- fluctuaciones en la concentración de los elementos sensibles a las condiciones redox,
- composición de la fauna bentónica

A continuación se analizará con detalle el primer grupo de indicadores para luego pasar a comparar las conclusiones derivadas de dicho análisis con las obtenidas tras el estudio de la fauna bentónica (Sierro *et al.*, 1998).

#### **a) Evidencias geoquímicas de la posición del frente de oxidación; y de la ventilación de las aguas de fondo.**

El oxígeno disuelto en el mar se difunde hacia el sedimento desde la interfase sedimento-agua. El O<sub>2</sub> circula por el interior del sedimento oxidando la materia orgánica e induciendo cambios en la distribución de los metales de transición Mn, Fe, Ni, Cu, Zn. La abundancia de dichos elementos químicos sensibles a las condiciones redox, permite conocer la disponibilidad ambiental de oxígeno y deducir desplazamientos del frente de oxidación, por lo que han sido ampliamente utilizados por numerosos autores (p.ej. Jarvis y Higgs, 1987; Thomson *et al.*, 1987; Thomson *et al.*, 1995; Thomson *et al.*, 1998; Thomson *et al.*, 1998b; van Santvoort *et al.*, 1996; van Santvoort *et al.*, 1997; Schenau *et al.*, 1999; Mercone *et al.*, 2000).

Siguiendo estos trabajos se va a tratar de reconstruir las condiciones de oxigenación del sedimento previo análisis de las variaciones en el contenido de dichos elementos químicos (Figura 3.32).

- Dentro de los metales de transición, el manganeso presenta las mayores alteraciones redox ante las fluctuaciones de oxígeno. Una menor concentración de Mn puede ser la expresión de características menos oxigenadas, ya que bajo condiciones reductoras el Mn se presenta como Mn<sup>2+</sup>, fase más soluble que el resto de estados de oxidación de este elemento químico, susceptible de sufrir un transporte difusivo en el interior del sedimento hasta alcanzar condiciones óxicas. Como caso extremo, cuando las aguas de fondo son completamente anóxicas, esta fase lábil podría haberse difundido desde la superficie de los sedimentos hacia la columna de agua (Mangini *et al.*, 1991; Wilson *et al.*, 1985; Wilson *et al.*, 1986). Por el contrario, en condiciones ambientales de buena oxigenación, el Mn se presenta inmovilizado dentro del sedimento como Mn<sup>4+</sup>, formando parte de los oxidróxidos insolubles (Calvert y Pedersen, 1993). En una situación de disponibilidad de oxígeno residual en las aguas de fondo, el Mn<sup>2+</sup> puede llegar a precipitar en una capa superficial restringida (Mucci y Edenborn, 1992).

En el testigo MD95-2043 el perfil de Mn fluctúa desde un valor de alrededor de 600ppm al inicio de la capa rica en materia orgánica (ORL) hasta un mínimo próximo a 200ppm durante la parte central del depósito, para volver a situarse en torno a los valores iniciales poco antes del final de la extensión de la ORL. El registro que presenta el cociente Mn/Al sigue el mismo patrón de variación. El mínimo descrito por este elemento químico sitúa la concentración de Mn por debajo incluso del valor de base que caracteriza al sedimento, lo que podría indicar una movilización del Mn favorecida probablemente por unas condiciones ambientales de menor disponibilidad de oxígeno. El máximo registrado en torno a los 9.5Ka supone un importante enriquecimiento de Mn, que marcaría la reventilación de la columna de agua al final de la formación de la capa rica en materia orgánica en un sistema deficitario de oxígeno.

- El hierro presenta un comportamiento similar al Mn, precipitando como oxidróxidos de  $\text{Fe}^{3+}$  en situaciones óxicas y movilizándose bajo la forma de  $\text{Fe}^{2+}$  en condiciones anóxicas. Sin embargo, a diferencia del Mn, la proporción de este elemento químico susceptible de ser controlado por las condiciones redox es pequeña puesto que la mayoría del Fe está incluido estructuralmente dentro de los minerales de las arcillas.

En el MD95-2043 la relación Fe/Al se sitúa por encima de  $0.60 \times 10^{-4}$  a los 14.25 Ka y en torno a  $0.56 \times 10^{-4}$  a los 12 Ka. Al final de la extensión de la capa rica en materia orgánica se puede identificar un pequeño incremento en este cociente si se compara con el que describen los sedimentos de alrededor. Suponiendo que los momentos de mayor contenido en Fe indican su precipitación formando parte de oxidróxidos, puede deducirse que las condiciones oxigenadas ocurren tanto al inicio como al final del depósito de la capa orgánica, así como durante el Younger-Dryas.

- El comportamiento del cobre y del níquel está muy relacionado con el del Mn, formando complejos con los oxidróxidos de dicho elemento a lo largo de la zona de oxidación y presentando el máximo de disolución coincidente con su zona de reducción. Como resultado el sedimento se puede enriquecer en Ni y Cu paralelamente a los mayores incrementos en Mn (Colley *et al.*, 1984; Gendron *et al.*, 1986). Con posterioridad ambos elementos pueden sufrir procesos de diagénesis post-óxicas que pueden originar oxidaciones de la fase sólida más que cambios redox de valencia.

En el MD95-2043 los valores de Cu y Ni aumentan poco después del inicio del depósito de la capa rica en materia orgánica, en torno a los 12.5Ka y al final del depósito de la misma, alcanzándose en estas dos últimas ocasiones valores por encima de  $5.5 \times 10^{-4}$  para la relación Cu/Al y superiores a  $9.5 \times 10^{-4}$  para el cociente Ni/Al.

- La respuesta del zinc ante los cambios redox se conoce muy poco si se compara con el resto de metales de transición. En general se ve enriquecido en la zona de oxidación de los sedimentos encima de los frentes redox, si bien las mayores concentraciones ocurren en sedimentos anóxicos por procesos de difusión (Jarvis y Higgs, 1987).

En el caso que nos ocupa, se observa un enriquecimiento en la relación Zn/Al a los 12.5Ka y al final del depósito de la capa orgánica. Sin embargo el contenido más alto (por encima de  $30 \times 10^{-4}$ ) se sitúa a los 11Ka.

### Interpretación general

Los perfiles que se acaban de describir podrían interpretarse como debidos a cambios en el estado de oxidación de los distintos elementos químicos. De manera general se observa una fluctuación en la concentración de Fe, Cu, Ni, Zn mostrando incrementos en torno a los 12.5Ka y a los 9.5Ka y descensos entre 14.5-12.5Ka, y entre 11.5-10Ka. Esta variación puede responder a cambios en las condiciones redox.

Así previamente al desarrollo de la capa rica en materia orgánica, el sedimento se deposita en unas condiciones de disponibilidad de oxígeno. El  $\text{O}_2$ , procedente de las aguas de fondo se difunde dentro del sedimento, lo que conduce a que la interfase entre las condiciones óxicas y anóxicas progrese en profundidad. Los picos de Fe, Mn, Cu, Ni y Zn en torno a los 14.5Ka marcarían la posición de dicho frente de oxidación.

Durante el depósito de la capa rica en materia orgánica (entre 14.5-12.5Ka), las aguas mediterráneas de fondo serían deficitarias en oxígeno. La falta de  $\text{O}_2$  haría que la columna sedimentaria entera se volviera anóxica.



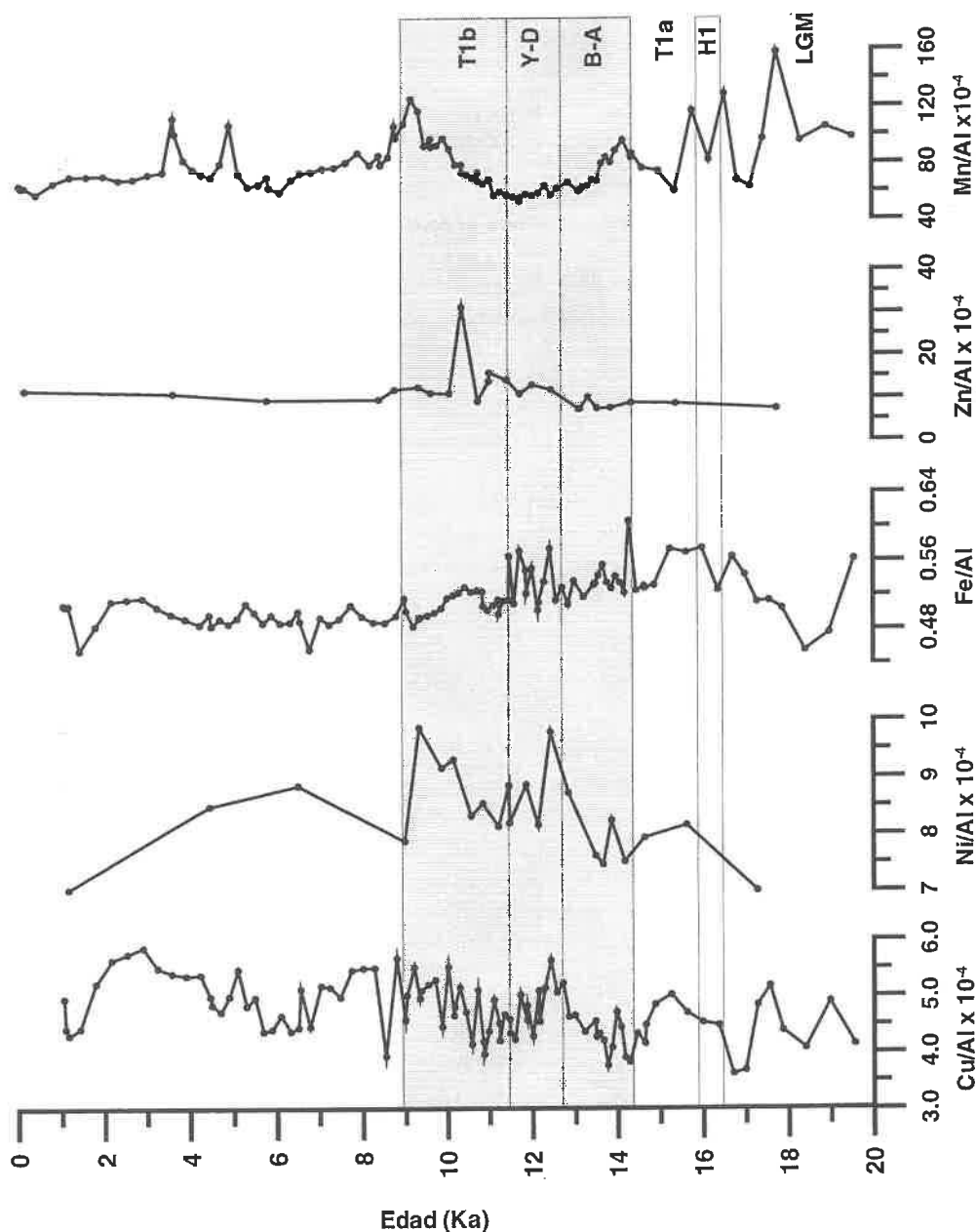


Figura 3.32: Normalización de Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Al y Ba frente al Al en el testigo MD95-2043 durante los últimos 20Ka. En la figura se ha indicado la extensión de los principales eventos climáticos (T1b: Terminación 1b, Y-D: Younger Dryas, B-A: Bolling Allerod, T1a: Terminación 1 a, H1: evento de Heinrich 1, LGM: último máximo glacial) así como la amplitud de la capa rica en materia orgánica (área sombreada).

Entre 12.7 y 11.5Ka el incremento en el contenido de Cu, Ni, Fe y Zn sugiere el desarrollo de un segundo frente de oxidación, que supondría la presencia de oxígeno suficiente como para permitir el depósito de oxidróxidos de Fe y enriquecimientos asociados de Cu, Ni, y de Zn (este último menos importante). Este nuevo frente de oxidación podría estar causado por algún cambio en las condiciones ambientales (como por ejemplo un aumento en el oxígeno residual de las aguas de fondo favorecido quizás por una cierta reventilación de la columna de agua) que permiten al oxígeno difundirse entre el sedimento previamente anóxico.

El retorno a unas condiciones de mala ventilación de las aguas de fondo (a partir de los 11.5Ka) supone que los depósitos formados en condiciones óxicas se vuelven metaestables después de que el contacto con el oxígeno de las aguas se haya perdido. Esta falta de preservación puede ser el motivo de la no presencia de un incremento en Mn paralelo a los aumentos de Fe, Cu, Ni y (Zn). Esta idea es coincidente con los pequeños picos de Mn que se presentan en aquellos testigos del Este del Mediterráneo que registran dobles sapropeles (Mercone *et al.*, 2000). El incremento en Mn representa un corto periodo de aumento en la oxigenación de las aguas profundas. Los óxidos de Mn formados son metaestables en condiciones anóxicas por lo que se han podido disolver parcialmente. De acuerdo con esta hipótesis, el Mn no preservado se difundiría a lo largo del sedimento hacia una nueva interfase redox que estaría situada justo al final del depósito de la capa rica en materia orgánica, según parece deducirse del gradiente en el contenido de dicho elemento presente en el testigo entre los 12 y los 9.5Ka. El desplazamiento en condiciones anóxicas sería la responsable del aumento en el contenido en Zn registrado a los 11Ka.

El final de la extensión de la capa orgánica supone la vuelta a una situación de disponibilidad de oxígeno, según parece deducirse del aumento en Mn. Thomson *et al.* (1995) han argumentado que picos importantes de Mn coincidentes con el final de las capas orgánicas son una evidencia de la reoxigenación de las aguas de fondo.

Según Jarvis y Higgs (1987) los perfiles geoquímicos de los elementos sensibles a las condiciones redox describen secuencias características de depósito en las proximidades entre los sedimentos oxidados y reducidos. Así en la frontera entre las condiciones óxicas y anóxicas, los oxidróxidos de Mn precipitan inmediatamente por encima de la interfase redox llevando asociado enriquecimientos de Ni, Cu y Fe. La oxidación de la materia orgánica y/o otras especies minerales en la divisoria redox libera Ni que puede fijarse por encima del frente redox mientras el resto se difunde hacia el sedimento anóxico donde queda inmovilizado por la formación de esmectitas y sulfuros. Los mismos procesos conducen a la liberación de Cu que se acumula inmediatamente por debajo de la interfase redox. El Zn por el contrario se concentra en sedimentos anóxicos. En el testigo MD95-2043 es posible determinar variaciones en las posiciones de los picos de dichos elementos químicos justo en la frontera entre las condiciones óxicas y anóxicas (inicio y final del depósito de la capa rica en materia orgánica y durante el Younger Dryas). Los picos de los distintos elementos parecen presentarse ordenados de una manera similar a la reseñada por Jarvis y Higgs (1987).

## b) Fauna bentónica

El estudio de las asociaciones bentónicas realizado por Sierro *et al.*, (1998) ha caracterizado la capa rica en materia orgánica como un momento de reducción en cantidad y en diversidad de los foraminíferos bentónicos, con predominancia de *Globulimina* y *Chilostomea*, especies descritas en los sapropeles del Este del Mediterráneo asociadas a una deficiente renovación de las aguas de fondo. Estas condiciones que se extienden a partir de la terminación 1a, y que incluyen el Bolling Allerod, Younger Dryas y la terminación 1b registran una ligera modificación durante el Younger Dryas. Dicho periodo supone un cierto retorno hacia condiciones más oxigenadas, a pesar de que nunca llegan a alcanzarse las características oxigenadas previas al depósito de esta capa.

El panorama de escasez de oxígeno descrito por los foraminíferos bentónicos durante el depósito de la capa rica en materia orgánica coincide con el deducido a partir de los indicadores geoquímicos que se acaban de describir. La mayoría de los perfiles, son sensibles al ligero incremento en la ventilación de las aguas profundas señalado por las asociaciones faunísticas durante el Younger Dryas.

## **2.2.- Indicadores de productividad**

Existen varios indicadores que pueden utilizarse para diagnosticar las variaciones en la productividad superficial de las aguas durante el depósito de la capa rica en materia orgánica. Entre ellos se encuentran el porcentaje de Ba biogénico, ópalo y carbonato cálcico (Figura 3.33).

### **a) Bario biogénico**

Según se explicó en la introducción de este capítulo, el elevado contenido en carbono orgánico superior al 0.6% ha sido el criterio utilizado para definir la presencia de una capa rica en materia orgánica entre 14.5 y 9Ka en el testigo MD95-2043 (Cacho *et al.*, *in press*).

La disposición de los sedimentos enriquecidos en bario biogénico y definidos arbitrariamente en el testigo MD95-2043 como aquellos con un valor superior a  $50 \times 10^{-4}$  Ba/Al, excede los límites de extensión de dicha capa orgánica (Figura 3.33). Entre 17.5 y 9Ka la fracción de dicho elemento químico normalizada frente al aluminio químico se sitúa claramente por encima del valor promedio del testigo. La amplitud de la presencia de sedimentos ricos en bario se puede extender hasta los 5.5Ka si se considera como valor referencia del nivel de base el registrado en los centímetros más superficiales del testigo ( $40 \times 10^{-4}$  Ba/Al).

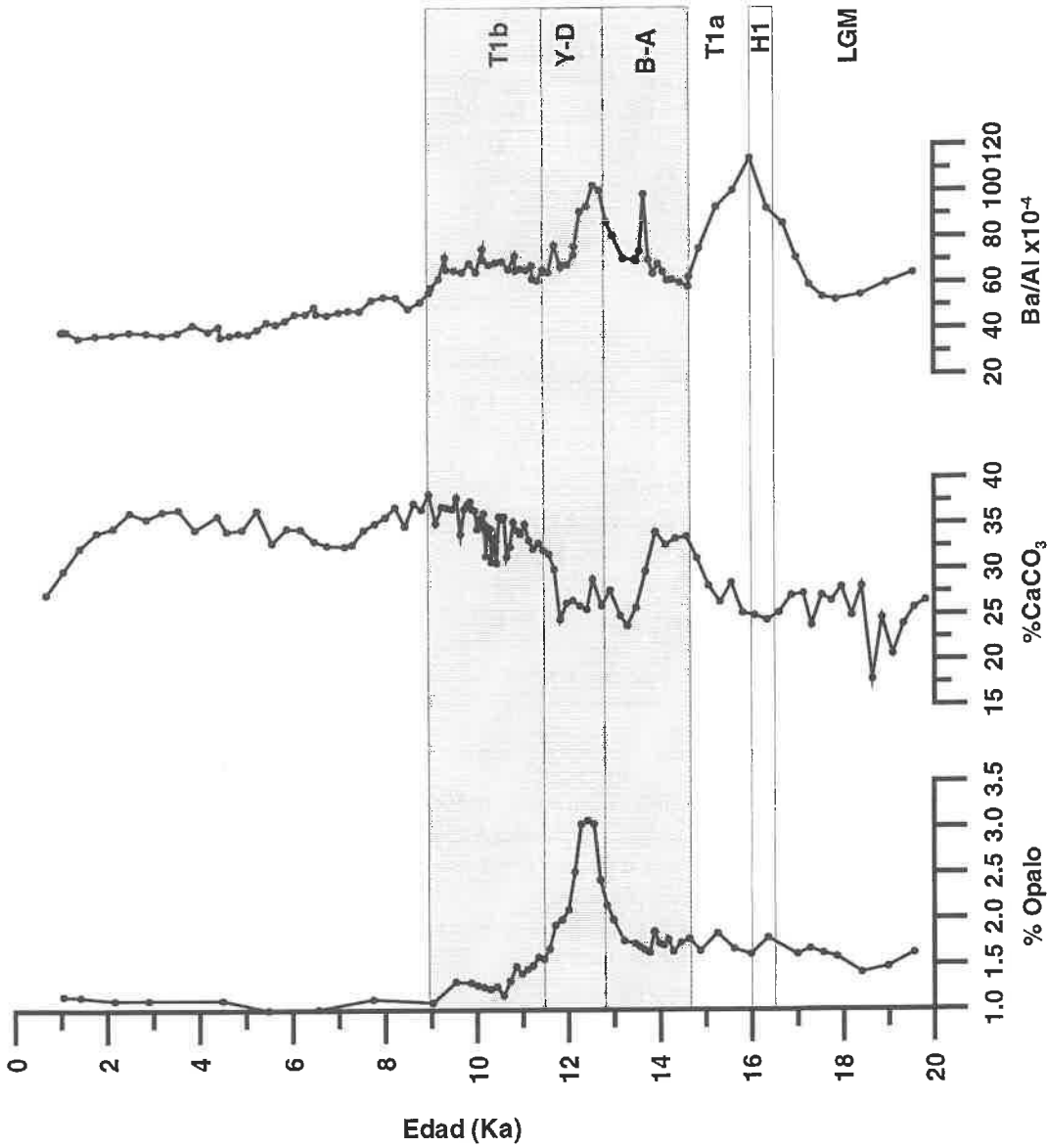
En el perfil de Ba/Al destacan dos momentos durante los cuales la concentración de Ba es casi el doble de los valores detríticos: el primero centrado a los 16 Ka y el segundo a los 12.5 Ka. El incremento más reciente, englobado dentro de la capa rica en materia orgánica, coincide con un mayor contenido en carbono orgánico y alkenonas (Cacho *et al.*, *in press*). Por el contrario el más antiguo, llevaría asociado tan sólo en parte un cierto incremento en el contenido en carbono orgánico. Este último aumento en la proporción Ba/Al registrado antes de la extensión de la capa rica en materia orgánica coincide con el depósito del evento Heinrich 1 (H1) (En el capítulo 11 se explicará detalladamente en qué consisten dichos eventos).

Según los estudios realizados en los depósitos sapropélicos del este del Mediterráneo, las capas ricas en materia orgánica se caracterizan geoquímicamente por sus altas concentraciones en bario indicativas de una importante productividad (Calvert, 1983; Sutherland *et al.*, 1984; Higgs *et al.*, 1994; Thompson *et al.*, 1995; Van Santvort *et al.*, 1996). Esta afirmación lleva implícita la suposición de que la mayoría del bario está presente en los sedimentos como barita biogénica y sólo pequeñas cantidades del mismo se presentan adsorbidos por oxidróxidos, por lo que mayoritariamente serán indicadoras de variaciones en la fertilidad. Sin embargo para considerar los enriquecimientos en Ba como una señal de productividad debe demostrarse que este elemento químico:

- se encuentra bajo forma de barita
- no ha sufrido transformaciones posteriores a su depósito.

En relación con el último punto, el bario puede verse sometido a cambios diagenéticos que conducen a la aparición de picos pronunciados de barita encima y debajo de la capa sapropélica, puesto que es capaz de movilizarse bajo condiciones deficitarias en sulfato y precipitar al encontrarse con aguas intersticiales ricas en  $\text{SO}_4^{2-}$  (Van Os *et al.*, 1991; Gingele y Dahmke, 1994). Las fronteras de la capa rica en materia orgánica en el testigo MD95-2043 no se ven correspondidas con aumentos bruscos en la concentración de Ba, lo que excluiría el control diagenético durante esos momentos. El aumento situado a los 14.5Ka, al coincidir con el de otros indicadores de productividad, reflejaría más bien variaciones en la fertilidad de las aguas y tampoco se debería a la precipitación de fases autigénicas.

Por lo que respecta al origen biogénico, la coincidencia entre el perfil del carbono orgánico (TOC) y los contenidos elevados en Ba (Figura 3.35) a lo largo de la extensión de la capa rica en materia orgánica sugeriría un control biológico en la acumulación de dicho elemento químico. El notable incremento descrito tanto por el Ba como por el carbono orgánico y que se extiende durante la parte central del depósito de la capa rica en materia orgánica (12-13Ka) hablaría de un incremento en la productividad de las aguas superficiales. Por el contrario, el máximo registrado por el perfil de alkenonas y carbono orgánico a los 9.5Ka (Figuras 3.35), que no tiene un reflejo tan evidente en el contenido en Ba tan sólo puede asociarse en parte con variaciones en la productividad.



**Figura 3.33:** Variaciones del porcentaje de ópalo, carbonato cálcico y Ba/Al en el testigo MD95-2043 durante los últimos 20Ka. En la figura se ha indicado la extensión de los principales eventos climáticos, así como la amplitud de la capa rica en materia orgánica. (Leyenda como en la Figura 3.32)

La solubilidad de la barita en condiciones óxicas y subóxicas es baja, al contrario del comportamiento del carbono orgánico. En las zonas superiores de los sapropeles del Este del Mediterráneo, enriquecimientos en Ba no correspondidos con aumentos en el contenido en carbono orgánico han sido considerados una prueba de la oxidación de la materia orgánica (Thomson *et al.*, 1995; van Santvoort *et al.*, 1996; van Santvoort *et al.*, 1997). En tales situaciones se ha estimado que el elevado contenido en bario señala los límites originales de la extensión de la capa sapropélica de manera más exacta que el carbono orgánico, susceptible de ser oxidado. En el testigo MD95-2043 entre los 9 y los 5Ka puede considerarse que la relación Ba/Al es todavía superior a la normal (al no haberse alcanzado los valores de base de la parte más superficial del testigo). Este aumento en el bario normalizado no se ve correspondido por un incremento en el contenido en carbono orgánico. La falta de coincidencia entre ambos perfiles podría interpretarse como debida a una oxidación parcial del depósito orgánico que inicialmente podría extenderse hasta los 5Ka.

#### b) Ópalo

El aumento en la fertilidad de las aguas superficiales alrededor de 12-13Ka registrado por el bario se encuentra apoyado por un aumento sincrónico en el contenido de ópalo, que sitúa el porcentaje de esta fase mineral en valores del 3% más de dos veces por encima del promedio (Figura 3.33). La sílice biogénica está ausente normalmente de los sedimentos del Mediterráneo puesto que se trata de un mar deficitario en SiO<sub>2</sub> y tan sólo de manera excepcional se han descrito contenidos altos de ópalo (2.2-6.3%) en algunos depósitos sapropélicos de la cuenca Este (p.ej. Rutten *et al.*, 1999). En sedimentos del Sur de España relacionadas con condiciones de surgencias costeras se ha señalado la presencia de diatomeas, interpretándose las variaciones en profundidad de la abundancia de diatomeas como resultado de cambios en la productividad (Abrantes, 1988; Bárcena y Abrantes, 1998). El que en el testigo MD95-2043 se alcancen porcentajes de ópalo cercanos a estos valores máximos, hablaría de una importante productividad silícica limitada temporalmente al Younger Dryas. Argumentos complementarios y a favor de esta mayor fertilidad de las aguas los proporciona el incremento simultáneo de la concentración de las valvas de diatomeas (Bárcena *et al.*, 2001) (Figura 3.35).

#### c) Carbonato cálcico

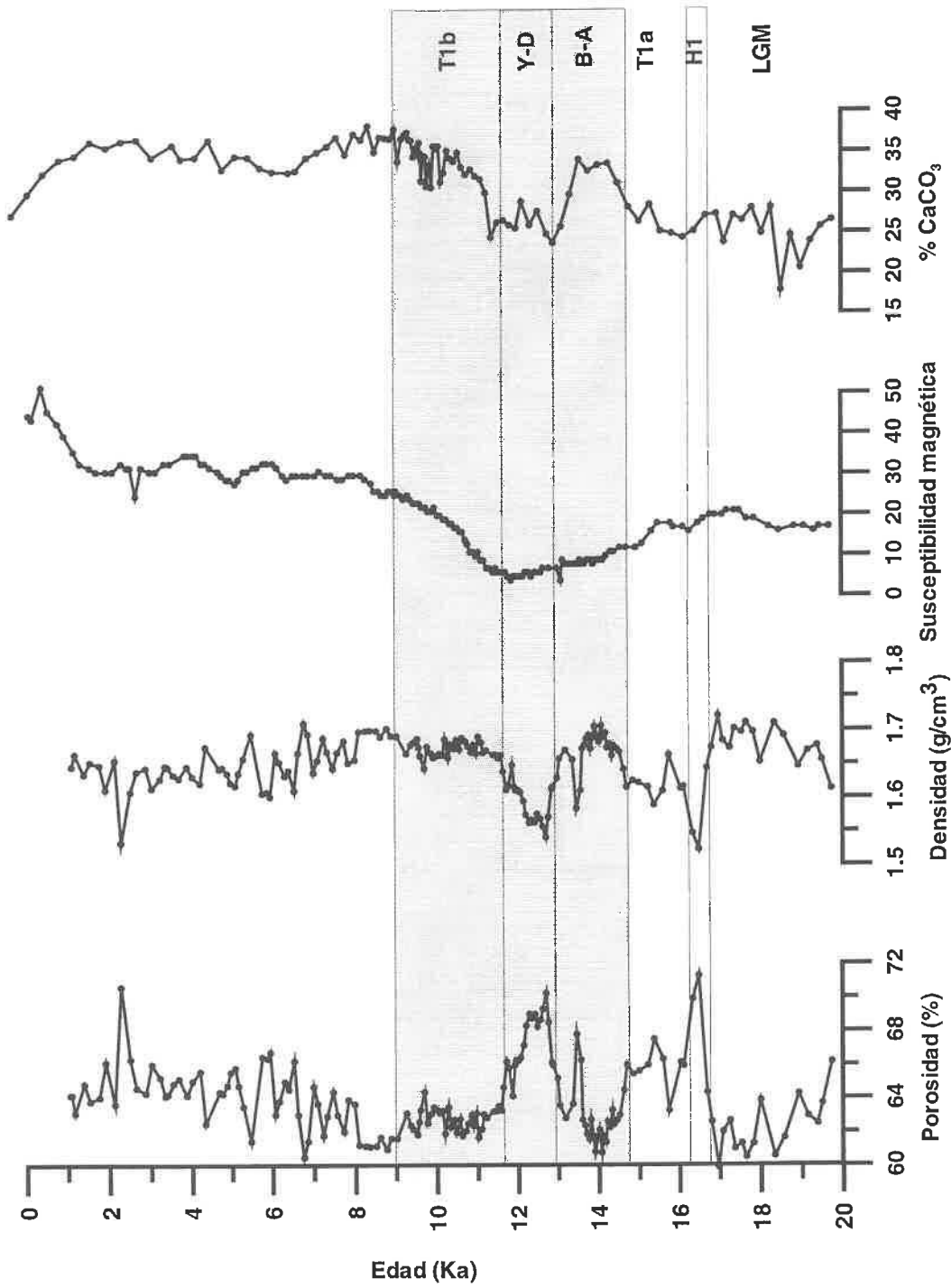
El importante aumento en el porcentaje de ópalo es coincidente con un notable descenso en la concentración de CaCO<sub>3</sub> (Figura 3.33) que vendría a señalar unas condiciones favorables para el desarrollo de la comunidad silícica en detrimento de la calcárea. El perfil del carbonato cálcico parece estar controlado por las condiciones climáticas, de forma que los valores más altos se sitúan durante el Holoceno y el Bolling-Allerod y los más bajos durante el Younger-Dryas y el último Máximo Glaciar. Como el carbonato es básicamente de origen biológico, el perfil vendría a señalar una relación entre productividad y temperaturas ambientales. Por lo que respecta al descenso en el contenido de carbonato durante el evento Heinrich 1 éste podría ser un efecto de la dilución.

### **2.3.- Variación de las propiedades físicas**

El objetivo de esta sección es tratar de establecer si el depósito de la capa rica en materia orgánica puede caracterizarse a partir de los diferentes indicadores de las propiedades físicas del sedimento. El perfil descrito por susceptibilidad magnética, densidad y porosidad sedimentarias se encuentra representado en la Figura 3.34.

Entre la parte más joven del registro y los 11.5Ka, el perfil de susceptibilidad magnética fluctúa de manera similar a como lo hace el carbonato cálcico, registrando valores altos. A partir de este momento (11.5Ka) se produce una importante disminución en la intensidad de la susceptibilidad magnética, alcanzándose valores 3 veces inferiores a los promedios del testigo. Estos valores bajos se extienden hasta los 15Ka, por lo que pueden tener cierta relación con los procesos de movilización de elementos químicos por cambios redox que suceden en los límites de la capa rica en materia orgánica.

En el periodo de tiempo considerado, la porosidad y la densidad sufren las mayores fluctuaciones de todo el testigo (a excepción de las registradas durante el depósito de las capas turbidíticas). El perfil de la densidad es similar al del contenido en CaCO<sub>3</sub>, mientras que el de la porosidad fluctúa de manera opuesta. Las variaciones son especialmente importantes durante el evento Heinrich I (H1) y el Younger-Dryas (Y-D) y señalarían la presencia de unos sedimentos con características diferentes a los supra e infrayacentes. Estas dos propiedades del sedimento sin embargo no permiten identificar la capa rica en materia orgánica.



*Figura 3.34: Variaciones de la porosidad, densidad y susceptibilidad magnética en el testigo MD95-2043 durante los últimos 20Ka. En la figura se ha indicado la extensión de los principales eventos climáticos, así como la amplitud de la capa rica en materia orgánica. (Leyenda como en la Figura 3.32)*

### 3.- RECONSTRUCCIÓN DE LAS CONDICIONES AMBIENTALES

Considerados en conjunto todos los indicadores que se acaban de describir, puede afirmarse que el depósito de la capa rica en materia orgánica no ocurre siempre bajo las mismas condiciones de preservación y productividad: existen momentos en que todos los indicadores de productividad describen un comportamiento paralelo, dentro de un contexto de estabilidad en las condiciones de oxigenación, mientras que en otras ocasiones cada grupo de indicadores fluctúan por separado, en consonancia con variaciones en la disponibilidad de oxígeno. A continuación se tratará de reconstruir para cada momento temporal la importancia de los diferentes factores y a compararlos con las condiciones pre y post depósito de la ORL. Para ello se hará referencia a los perfiles anteriores y a los de la Figura 3.35.

#### 3.1.- Condiciones previas al depósito de la ORL

El momento temporal que se extiende antes del depósito de la capa rica en materia orgánica, presenta buenas condiciones para la productividad silícica, según se deduce del aumento en la abundancia de las valvas de diatomeas presentada por Bárcena *et al.*, (2001) para este mismo testigo. Idéntica idea parece intuirse a partir del perfil de ópalo, que alcanza valores ligeramente superiores a los del Holoceno y de carbonato cálcico. Esta situación es extensiva a otros lugares del mar de Alborán (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1986; Abrantes, 1988).

Abrantes (1988) resalta que es durante la terminación 1a cuando la productividad alcanza su máximo desarrollo. La misma conclusión obtienen Bárcena *et al.* (2001) en función del registro de diatomeas e idéntica idea se deriva de los análisis del MD95-2043: el máximo contenido en Ba se encuentra centrado a los 16.5Ka y se extiende durante la terminación 1a, coincidente con un ligero aumento en el carbono orgánico descrito por Cacho *et al.*, *in press*). La consideración conjunta de estos indicadores describe la T1a como un momento temporal de importante productividad primaria. Sin embargo la elevada relación Ba/Al, apoyada por el elevado contenido en valvas de diatomeas, hablaría del evento de Heinrich 1 (H1) como un periodo de mayor incremento en la fertilidad.

En el mar de Alborán se han identificado dos sistemas productivos relacionados con los dos giros anticiclónicos que describe el agua superficial atlántica: un sistema frontal a lo largo del transecto de Almería-Orán y un sistema de afloramientos en las costas del Suroeste de España (entre Gibraltar y Málaga). Cambios en la posición de estos giros están ligados a las condiciones atmosféricas (Parrilla y Kinder, 1987; Parrilla, 1984), de forma que cuando prevalecen los vientos del oeste sobre el Mediterráneo es máxima la entrada de agua del Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar y se incrementa la circulación superficial. Esta situación puede desplazar el giro occidental hacia el este y modificar la intensidad del sistema de afloramiento costero (Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991; Bárcena *et al.*, 2001). Mayores vientos inducirían además una mezcla vertical más eficiente de la columna de agua, circunstancia que favorecería la presencia de una mayor cantidad de nutrientes en niveles superficiales.

Dado que en la actualidad el MD95-2043 se encuentra fuera de las áreas de alta fertilidad, el aumento en productividad registrado antes del depósito de la ORL (especialmente durante el H1 y la T1a), puede estar condicionado por:

- la intensificación del giro superficial del Oeste asociado a un desplazamiento del mismo hacia posiciones más orientales
- el desarrollo del sistema de vientos

Respecto al primer punto, Vergnaud-Grazzini y Pierre, (1991) proponen un desplazamiento del sistema de vientos hacia el Sur durante el último máximo glacial, lo que podría haber favorecido el traslado hacia el este del giro superficial de las aguas en Alborán. Efectos de dicho desplazamiento en la intensidad del sistema de afloramiento de las costas españolas han sido estudiados por Bárcena *et al.* (2001): tras comparar los registros de diatomeas de un transecto de testigos de Alborán (situados entre 4°15' y 2°37'W) los autores encuentran que durante todo el máximo glacial y especialmente en la terminación 1a la productividad se incrementa hacia el Este afectando en mayor medida al MD95-2043, dado que es el testigo que ocupa la posición más oriental.

Respecto al segundo punto y de acuerdo con el índice de circulación Polar (PCI) establecido por Mayeski *et al.* (1993), el régimen de vientos dominante induciría una intensificación de la mezcla vertical de las aguas (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1986) dando lugar a una mayor fertilización por nutrientes de los niveles superficiales (Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991). Una mayor eficacia en la intensificación de la mezcla entre las aguas intermedias mediterráneas (frías) y las aguas superficiales atlánticas (más cálidas), podría explicar también las temperaturas anormalmente bajas que se registran durante el inicio de la deglaciación en el mar de Alborán y que no guardan relación con las observadas en el Golfo de Cádiz, según describen Cacho *et al.* (2001).

Por otro lado la actividad eólica favorecería la formación del agua profunda en el Golfo de León (Korres *et al.*, 2000; Cacho *et al.*, 2000) lo que llevaría asociado un buen nivel de oxigenación de la columna de agua, idea que se deduce a partir de la fauna bentónica tanto del MD95-2043 (Sierro *et al.*, 1998) como de otros testigos de Alborán (Caralp, 1988).

Por consiguiente antes del depósito de la ORL (y según los datos aquí presentados de manera especial durante el H1 y la T1a) ocurre un incremento en la productividad registrado de manera conjunta por todos los indicadores, que se encuentra unido a una buena oxigenación de las aguas de fondo. La descripción ambiental se complementa con un continente caracterizado por una aridez importante (Turón y Londeix, 1988; Combourieu *et al.*, 1999)

### **3.2.- Condiciones registradas durante el depósito de la ORL**

#### **- Bolling-Allerod**

Al inicio del depósito de la capa orgánica (14.4Ka) las condiciones de oxigenación varían progresivamente hacia una menor disponibilidad de oxígeno, situación corroborada por los análisis de la fauna béntica en Alborán (Caralp, 1988; Sierro *et al.*, 1998) y deducida a partir de las acumulaciones de los elementos susceptibles de sufrir cambios redox que marcarían la posición del frente de oxidación.

La progresiva instauración de unas condiciones menos óxicas a lo largo del Bolling-Allerod ocurre en simultaneidad con un aumento en el contenido de carbono orgánico y alkenonas (Cacho *et al.*, *in press*), correspondido tan sólo hasta los 14Ka por un incremento en el porcentaje de CaCO<sub>3</sub> sin ser especialmente remarcable en el resto de indicadores de productividad (bario, ópalo). La ausencia de valores altos en los indicadores de productividad primaria durante la extensión del Bolling-Allerod ha sido descrita por otros autores (Abrantes, 1988; Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991) lo que en conjunto hablaría de una situación ambiental no favorable a la productividad. En conjunto estos datos apoyan la idea de Cacho *et al.*, (*in press*) que atribuye el mayor contenido en carbono orgánico durante este periodo de tiempo a un incremento en la preservación de la materia orgánica.

La suma de las condiciones climáticas y atmosféricas condicionarían esta menor ventilación de la columna de agua que favorece, en última instancia, una mayor preservación orgánica. Por un lado, la menor actividad eólica (Mayewski *et al.*, 1993; Bárcena *et al.*, 2001) podría ralentizar la mezcla de aguas, así como la formación del agua profunda. Por otro las condiciones climáticas más cálidas y húmedas descritas en las áreas de circunvalación mediterráneas (Turón y Londeix, 1988; Combourieu *et al.*, 1999) beneficiarían la formación de una capa superficial de baja salinidad que podría reforzar la estratificación de la columna de agua.

Así, la primera parte del depósito de la ORL (durante el Bolling-Allerod) supone una mayor preservación de los restos orgánicos, proceso favorecido por una columna de agua deficitaria en oxígeno. Las condiciones adversas para la ventilación se identificarían también en el Este del Mediterráneo, donde se ha descrito la existencia de una fase protosapropélica previa al depósito del sapropel 1 (S1) (Troelstra *et al.*, 1991; Rohling *et al.*, 1993; Rohling *et al.*, 1997; de Rijk *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, *in press*). Las condiciones de reducida circulación serían por tanto comunes para toda el área mediterránea.



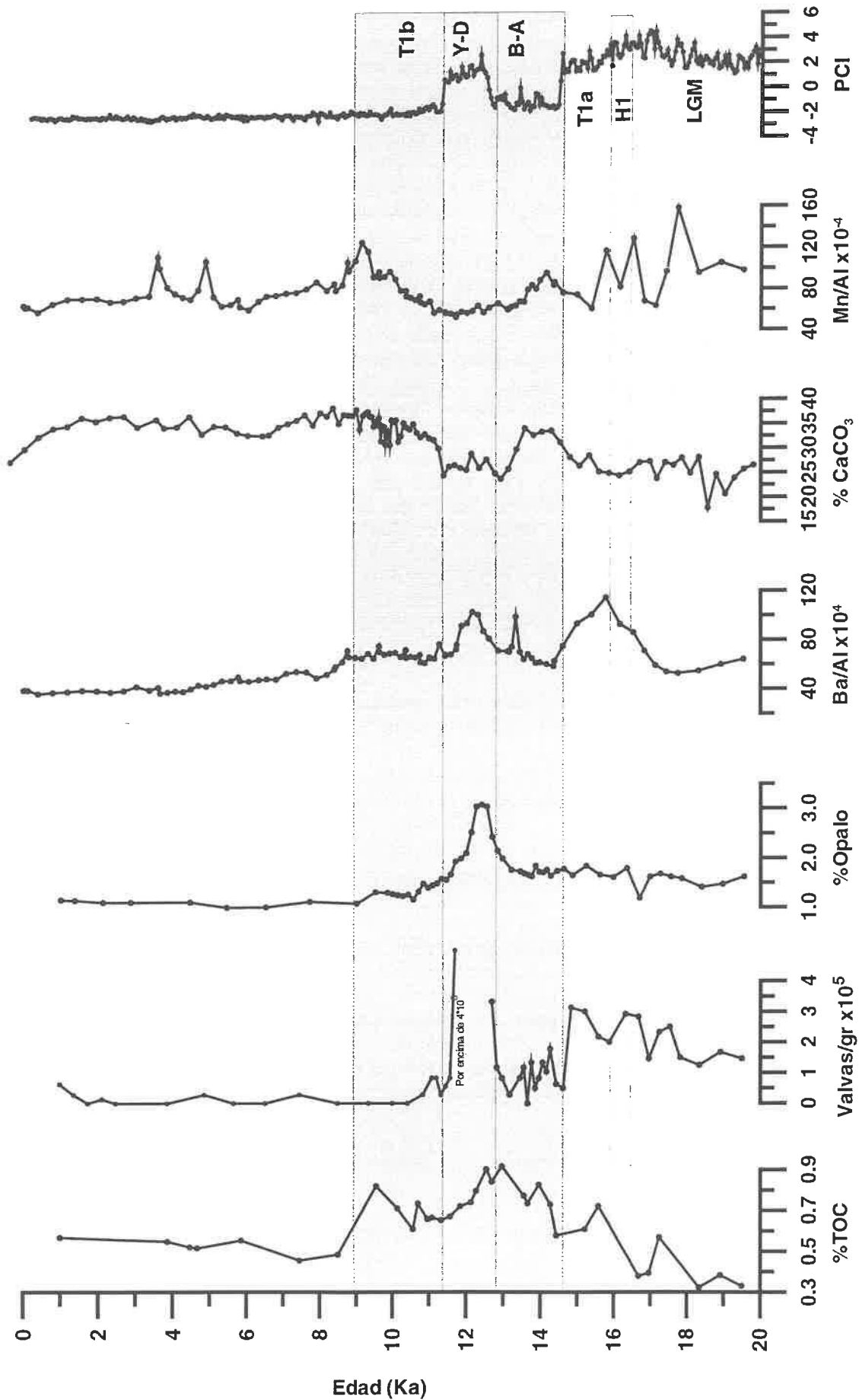


Figura 3.35: Variaciones de carbono orgánico total (TOC) (Cacho et al., 2000), valvas de diatomeas (Bárcena et al., 2001), ópalo, Ba/Al, CaCO<sub>3</sub>, Mn/Al en el testigo MD95-2043 e índice de circulación polar (PCI) (Mayeski et al., 1994) calculado en el testigo de hielo GISP2, durante los últimos 20Ka. En la figura se ha indicado la extensión de los principales eventos climáticos, así como la amplitud de la capa rica en materia orgánica. (Leyenda igual que en la figura 3.32).

### - Younger Dryas

El periodo temporal considerado registra unas condiciones atmosféricas de incremento en la actividad eólica (Mayewski *et al.*, 1993). De acuerdo con las hipótesis que se vienen barajando, la intensificación del sistema de vientos, puede propiciar una mayor formación de las aguas profundas y una cierta renovación del oxígeno de la columna de agua, hecho que conduciría a una relativa mayor disponibilidad de oxígeno en profundidad tal y como sugiere la asociación de foraminíferos bentónicos descrita por (Sierro *et al.*, 1998). Esta situación temporal es coincidente con el desarrollo de un frente de oxidación responsable del aumento en el contenido de Fe, Cu, Ni.

El inicio del Younger Dryas supone un aumento en la fertilidad de las aguas superficiales deducido a partir de la relación Ba/Al y abundancia de restos silíceos (estos últimos especialmente relevantes). Evidencias que apuntan en la misma dirección han sido presentadas también por otros autores en el área de Alborán (p.ej. Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991). Según se indicó en la introducción al capítulo, la estratificación de la columna de agua debido a un descenso en la evaporación y/o entrada de agua dulce, puede condicionar la localización de un máximo profundo de nutrientes en la base de la zona fótica (Rohling y Gieskes, 1989). La importancia de este proceso para el desarrollo de las diatomeas ha sido subrayada por Sancetta, (1994) y considerada recientemente dentro del contexto de formación de los sapropeles mediterráneos (Kemp *et al.*, 1999). Registros terrestres en el noroeste de Europa indican una parte húmeda y otra seca dentro del Younger Dryas (Troelstra y van Hintere, 1995). Cacho *et al.* (*in press*) encuentra también una etapa en el registro de las temperaturas superficiales marinas durante este mismo periodo, indicativas de condiciones húmedas. Ambas ideas hablarían de una situación favorable para una mayor estratificación de la columna de agua. Por consiguiente y aunque a lo largo del último ciclo glaciario-interglaciario se hayan dado en varias ocasiones circunstancias paleoceanográficas favorables a la productividad, la mayor estratificación acuosa durante el Younger Dryas ha podido propiciar un importante desarrollo de los organismos silíceos que no tiene paralelismo en el desarrollo de los carbonatados. Esta hipótesis es la que plantean Bárcena *et al.* (2001) en base a las asociaciones de diatomeas encontradas en el MD95-2043.

### - Terminación 1b

Durante la terminación 1b y a pesar del elevado contenido en carbono orgánico (Cacho *et al.*, *in press*), comienza una disminución de la productividad primaria, según se deduce de los perfiles de Ba, ópalo y abundancia de diatomeas (Bárcena *et al.*, 2001) descritos para MD95-2043 y citados en otros lugares de Alborán (p.ej. Abrantes, 1988). El descenso en productividad puede estar sustentado por una menor convección vertical y renovación de la columna de agua dada la menor intensidad de los vientos (Mayewski *et al.*, 1993). La menor renovación de la columna de agua llevaría a una escasa disponibilidad de oxígeno en las aguas de fondo que implicaría un sedimento en condiciones anóxicas. Esta situación ambiental coincide con la descrita a partir de las asociaciones de organismos bentónicos (Caralp, 1988; Sierro *et al.*, 1998) y de los perfiles geoquímicos.

Coincidente con la edad a la que aparece el máximo de carbono orgánico (9.5Ka) se alcanzan en el testigo MD95-2043 valores holocenos en las temperaturas superficiales (Cacho *et al.*, 2001). La preservación de la materia orgánica podría haberse visto favorecida por el conjunto de condiciones ambientales y ser la responsable del incremento en el carbono orgánico. Cacho *et al.* (*in press*) proponen que los altos valores en materia orgánica encontrados en el MD95-2043 ocurren simultáneamente al depósito del sapropel I (S1) en el Este del Mediterráneo y más exactamente con la primera capa anóxica del mismo (Rossignol-Strick, 1999; Rohling *et al.*, 1997; de Rijk *et al.*, 1999; Mercone *et al.*, 2000).

### **3.3.- Condiciones registradas durante el Holoceno**

El final de la extensión de la capa orgánica en el testigo MD95-2043 ocurre entre los 8 y los 9Ka. A partir de aquí los niveles de oxígeno se van recuperando progresivamente. La paulatina disponibilidad de oxígeno conduce a la aparición en el sedimento de enriquecimientos de Mn, Ni y Cu tras su inmovilización después de sufrir cambios en sus estados de oxidación.

Este límite temporal es aproximadamente coincidente con una ligera interrupción en la formación del sapropel S1 en Mediterráneo oriental datada entre 8.4 y 7.8 Ka por Geraga *et al.* (2000), a los 7.9 Ka de acuerdo con Mercone *et al.* (2000) y entre 7.6 y 7.4 Ka según de Rijk, *et al.* (1999). Además ocurre en simultaneidad con uno de los eventos fríos holocenos definidos en el Atlántico norte a los 8.2Ka (Bond *et al.*, 1997), identificable también en las temperaturas superficiales del MD95-2043 (Cacho *et al.*, 2001) y registrado por los foraminíferos planctónicos en el Adriático (de Rijk, *et al.*, 1999). La causa de la variación climática que ocurre alrededor de los 8000 años no se conoce con exactitud, pero ésta da paso a un periodo frío, seco y ventoso que intensifica la ventilación de las aguas durante la formación del sapropel 1 a nivel general de toda la cuenca mediterránea. Rossignol-Strick (1995) también lo ha identificado a partir del registro de polen.

En cuanto a las condiciones post-depósito de la capa orgánica, todos los indicadores (ópalo, carbonato, Ba/Al, carbono orgánico) señalan un descenso en los valores de productividad (comparados con los registrados previamente), especialmente en la silícica que disminuye hasta alcanzar los valores más bajos de los últimos 20Ka (cf. Bárcena *et al.*, 2001). En la actualidad la paleoproductividad silícica está restablecida ligeramente (Abrantes, 1988; Bárcena y Abrantes, 1998) pero dicho incremento no queda registrado en el perfil de ópalo de este testigo.

La variación descrita por la relación Ba/Al, no alcanza los valores propios del Holoceno más reciente hasta llegar a los 5Ka, lo que sería un indicio de que se mantiene un cierto incremento en la productividad, tan sólo registrado por este indicador. Esta edad (5Ka) coincide con la terminación del depósito de la segunda parte del Sapropeel S1 en el Este del Mediterráneo (Rossignol-Strick, 1999; Rohling *et al.*, 1997; de Rijk *et al.*, 1999) y con el final de la alta productividad bentónica descrito por Rohling *et al.* (1997). Paralelamente se registra en el Atlántico Norte otro evento frío holoceno (Bond *et al.*, 1997) que tiene su reflejo en las temperaturas marinas superficiales del testigo MD95-2043 en Alborán y del BS79-38 en el mar Tirreno (Cacho *et al.*, 2001). Por consiguiente podría ser el único reflejo en Alborán del final del depósito del sapropel S1.

Durante el periodo de tiempo que se extiende desde el final de la capa rica en materia orgánica en el MD95-2043 hasta que se alcanzan los niveles de base en la relación Ba/Al, las aguas de fondo en Alborán presentan un buen nivel de oxígeno, según se deriva del análisis de los foraminíferos bentónicos (Sierra *et al.*, 1998). Esta situación es opuesta a la que ocurre durante el depósito de la segunda parte del sapropel S1, que se realiza en el Este del Mediterráneo en condiciones anóxicas y puede ser el motivo de la no preservación de la capa orgánica hasta los 5Ka. Esta hipótesis, sin embargo plantea el interrogante de identificar el motivo del incremento en la circulación en la cuenca oeste del Mediterráneo. La falta de un comportamiento similar entre la zona oriental y la occidental podría indicar la diferente respuesta de ambas subcuencas ante los mismos factores ambientales o ser una respuesta a la mayor influencia que ejerce el Atlántico sobre la cuenca Oeste mediterránea.

## CONCLUSIONES

- En el presente trabajo se presentan nuevos indicadores geoquímicos y de productividad de la capa rica en materia orgánica (ORL), localizada entre los 14.5 y los 9Ka en el testigo MD95-2043, como son contenido en Fe, Mn, Cu, Ni, Zn, bario normalizado, ópalo y carbonato cálcico.
- El perfil descrito por los diferentes elementos químicos señala la presencia de dos posibles frentes de oxidación que conducen a la precipitación de oxidróxidos de Fe y Mn y enriquecimientos asociados de Cu, Ni, Zn. Esta situación permite inferir un cambio en las condiciones redox tanto al inicio y final del depósito de la capa rica en materia orgánica como en la parte central de la misma.
- Los mayores incrementos en la productividad registrados por el cociente Ba/Al ocurren durante el evento de Heinrich 1 (HI), la terminación 1a (T1a) y el Younger Dryas (YD). Este último periodo de tiempo supone un aumento en la productividad silícica probablemente propiciado por una estabilización de la columna de agua.
- Durante el Bolling-Allerod se registra un descenso en la productividad y un descenso en la oxigenación de las aguas de fondo, dándose las condiciones precisas para el aumento en la preservación de la materia orgánica. Dicha situación tendría su equivalencia en la fase protosapropélica previa al depósito del sapropel 1 en el Este del Mediterráneo.
- La parte más reciente de la capa rica en materia orgánica se deposita en condiciones anóxicas y es coincidente con la primera fase del sapropel S1 del Este del Mediterráneo. El final de la extensión de la misma se produce en simultaneidad a un retorno a las buenas condiciones de oxigenación.
- Los incrementos en los perfiles de carbono orgánico y de bario normalizado no son idénticos en extensión. El enriquecimiento en bario podría identificarse hasta los 5Ka. La falta de coincidencia señalaría la posible oxidación de la materia orgánica ante una situación de buena disponibilidad de oxígeno. La extensión de la capa orgánica hasta los 5Ka es coincidente con la edad descrita para el depósito del sapropel 1 (S1) en otros puntos del Mediterráneo.

# Capítulo 11: Interpretación de las condiciones paleoceanográficas entre 20 y 52Ka.

## 1.- OSCILACIONES CLIMÁTICAS BRUSCAS: EVENTOS DE HEINRICH (HE) Y DE DANSGAARD-OESCHGER (D-O)

### 1.1.- Eventos de Heinrich (HE)

Los “eventos de Heinrich” (HE) fueron definidos en la década de los 90 como momentos de especial descarga de icebergs dentro del Atlántico Norte que ocurren abruptamente cada 7.000-10.000 años, fuera por tanto de las periodicidades orbitales descritas por Milankovitch. Su nombre se debe a Heinrich, quien en 1988 describió capas con alto porcentaje en fragmentos líticos y baja concentración de foraminíferos incluidas dentro de la sedimentación pelágica “normal” del Noreste del océano Atlántico (Monte Dreizack, 47°23'N, 19°40'W). El autor relacionó genéticamente estos episodios con el depósito de detritos transportados por los icebergs (los llamados *ice rafted detritus -IRD*) en el viaje de los bloques de hielo desde el Atlántico Norte hacia latitudes más bajas. Pero fueron Broecker, (1992) quienes por primera vez definieron el término “eventos de Heinrich” (tras obtener un registro idéntico al de Heinrich en el testigo DSDP 609 (50°N, 25°W localizado a varios cientos de kilómetros de distancia del anterior) y resaltaron la importancia de este descubrimiento al sugerir que el agua generada por la fusión del hielo podría haber interrumpido la formación de agua profunda en el Atlántico Norte.

Entre los primeros autores que inicialmente contribuyeron a su reconocimiento en el registro sedimentario se encuentran Bond *et al.*, (1992), y Andrews y Tedesco, (1992), quienes identificaron los eventos de Heinrich utilizando una variedad de criterios entre los que cabe citarse: cambios en el tamaño de grano y en la mineralogía, variaciones en la abundancia de foraminíferos y descensos en la temperatura superficial oceánica. Desde entonces se dispone de un amplio abanico de registros que permiten delimitar la trayectoria de estos bloques de icebergs a lo largo del Atlántico Norte (p.ej. Grousset *et al.*, 1993) que los investigadores están tratando de completar. En los últimos años el debate científico ha estado centrado además en dos temas: cuál es el mecanismo que desencadena las descargas de icebergs y el impacto que los pulsos de bloques de hielo puedan tener en la modulación del clima global. En relación con el primer aspecto, las discusiones apuntan hacia si los eventos de Heinrich se originan por un proceso interno de inestabilidad cíclica de la dinámica de la masa de hielo Laurentina (lugar de donde proceden la mayoría de los icebergs) o si por el contrario proceden de distintos márgenes de hielo del hemisferio Norte y son una respuesta a factores climáticos externos (p.ej.: Denton *et al.*, 1986; Grousset *et al.*, 1993; Mac Ayeal, 1993; Bond y Loti, 1995; Stein *et al.*; Hulbe, 1997; Grousset *et al.*, 2000). Respecto al segundo se baraja la posible reorganización rápida de la circulación termohalina en simultaneidad con algunas de estas descargas de icebergs (p.ej.: Keigwin y Lehman, 1994; Cortijo *et al.*, 1997; Vidal *et al.*, 1997; Zahn *et al.*, 1997).

### **1.2.- Eventos de Dansgaard-Oeschger (D-O)**

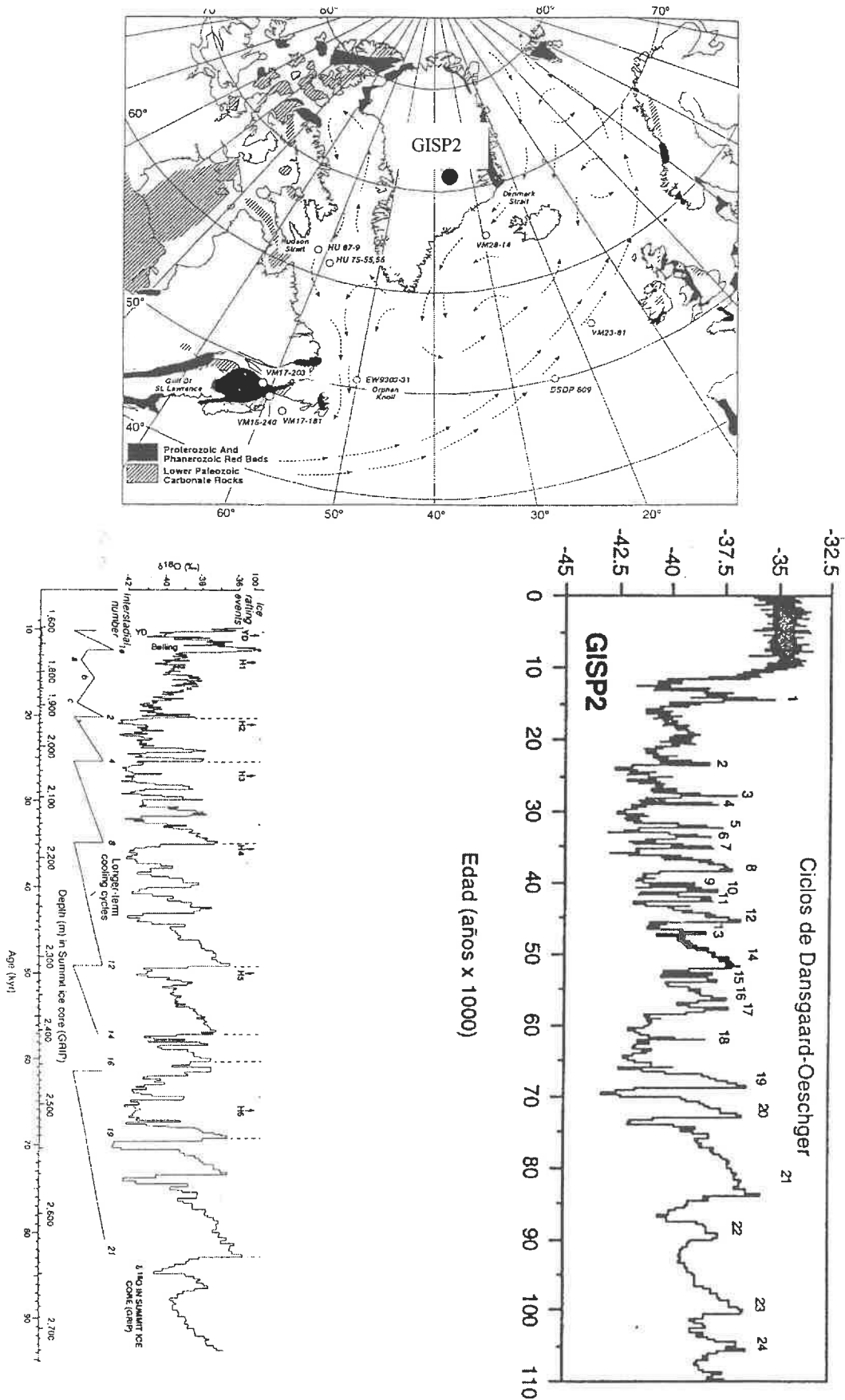
Contemporáneamente a la definición de los eventos de Heinrich, grupos europeos y estadounidenses llevaron a cabo sendos proyectos de investigación en los hielos de Groenlandia: *European Greenland Ice-core Project (GRIP)* y *US Greenland Ice-Sheet Project 2 (GISP2)* respectivamente. El resultado más importante de las investigaciones fue la recuperación de los testigos de hielo GRIP y GISP2. (Figura 3.36).

Como a altas latitudes la relación isotópica del oxígeno ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) está controlada principalmente por la temperatura, a partir del registro isotópico de ambos testigos se pudo establecer la historia climática de la región noratlántica durante los últimos 250.000 años (Johnsen *et al.*, 1992; Dansgaard *et al.*, 1993; GRIP members, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Taylor *et al.*, 1993). Así se describió la estabilidad casi total del clima desde los 10.000 años hasta la actualidad (si exceptuamos el  $\delta$  mínimo a  $8210 \pm 30$  años), a diferencia de las rápidas oscilaciones presentes a lo largo del último ciclo glacial (Figura 3.36). Durante este periodo de tiempo, el registro de isótopos de oxígeno reveló la existencia de ciclos atmosféricos sobre Groenlandia (los llamados “eventos de Dansgaard-Oeschger” (D-O), con oscilaciones rápidas en la temperatura de hasta  $15\text{C}^\circ$  (Schwander *et al.*, 1997). Los episodios más cálidos se denominaron interestadios y los más fríos estadios (Johnsen *et al.*, 1992; Dansgaard *et al.*, 1993) (Figura 3.36), de forma que pudo establecerse una correspondencia entre los interestadios de mayor duración y los horizontes polínicos europeos.

Si bien estas fluctuaciones climáticas rápidas fueron encontradas primeramente en los registros de altas latitudes del hemisferio norte, existen evidencias de su importancia a escala interhemisférica (Lowell *et al.*, 1995).

### **1.3.- Relación entre ambos tipos de eventos (HE y D-O)**

Aunque pudiera parecer que los eventos D-O y HE no guardan ninguna relación entre sí, Bond *et al.* (1993); Broecker (1994) y Bond y Loti (1995) establecieron que los últimos 80.000 años de variaciones rápidas en la temperatura atmosférica sobre Groenlandia (D-O) se corresponden con las fluctuaciones de las temperaturas superficiales oceánicas del Atlántico norte. En ambos registros (oceánicos y de hielo) esta variabilidad climática es cíclica (ciclos de Bond) con las oscilaciones en la temperatura encaminándose hacia condiciones cada vez más frías. En los testigos oceánicos, los ciclos de Bond terminan en importantes descargas de icebergs dentro del Atlántico, constituyendo los eventos de Heinrich (Figura 3.36). Después de cada uno de los momentos de descargas de bloques de hielo, tanto la temperatura del mar como la del aire ascienden bruscamente, señalando el comienzo de un nuevo ciclo (Lehman, 1993). El hecho de que pueda establecerse una correlación entre las temperaturas atmosféricas de Groenlandia y las superficiales marinas en una franja de al menos  $30^\circ$  de extensión latitudinal en el hemisferio norte, apoya la sugerencia de que algunas de estas variaciones climáticas puedan tener un alcance global (Broecker 1994; Lowell *et al.*, 1995).



**Figura 3.36:** Mapa del Atlántico Norte donde se señala la localización del testigo de hielo GISP2 y la distribución de los tipos de rocas (modificado de Bond y Lotti, 1995). Derecha: registro de isótopos de oxígeno del testigo GISP2. Definición y denominación de los interestadios de Dansgaard-Oeschger (D-O) (Dansgaard et al., 1993). Izquierda: correlación entre el registro de isótopos de oxígeno del testigo GRIP y los ciclos de mayor amplitud que agrupan varios eventos D-O según su tendencia. (Bond et al., 1993)

## 2.- LÍMITE DE EXTENSIÓN DE LOS EVENTOS HEINRICH

Desde el descubrimiento de los eventos de Heinrich y hasta la actualidad, una parte de las investigaciones paleoceanográficas han ido encaminadas a definir la máxima extensión de avance de los bloques de hielo. Los últimos 6 eventos de Heinrich han ocurrido durante los últimos 70.000 años y están bien documentados en el Atlántico Norte (Heinrich, 1988; Grousset *et al.*, 1993; Broecker 1994; Bond y Lotti, 1995; Dowdeswell *et al.*, 1995; Manighetti *et al.*, 1995; Maslin *et al.*, 1995; Robinson *et al.*, 1995; Rasmunssen *et al.*, 1996; Rasmunssen *et al.*, 1997; Cortijo *et al.*, 1997; Elliot *et al.*, 1998). Sin embargo el límite sur de su extensión permanece indeterminado. Detritos de icebergs han sido reconocidos en el margen ibérico y océano Atlántico hasta los 37°N (Tabla 3.16), más allá del límite sur del frente polar durante el último máximo glaciario (LGM) (Ruddiman y McInyre 1981) y del cinturón de máxima acumulación de IRD (Grousset *et al.*, 1993). La presencia de detritos en latitudes tan meridionales (Figura 3.37) indica que bloques de hielo se vieron transportados hasta allí antes de su fusión, probablemente por la actuación de una corriente glaciario precursora de la actual corriente de Canarias (Lebreiro *et al.*, 1996; Baas *et al.*, 1997) o por deriva hacia el sur a lo largo del margen europeo (Grousset *et al.*, 2000).

Testigo	Posición	Evento Heinrich identificado	Referencia
D11957P	39°03'N; 12°35'W	H1, H2, H3, H4 y H6	Lebreiro <i>et al.</i> , 1996
SO75-26KL	37°49'N, 12°35'W	H1, H2 y H4	Zahn <i>et al.</i> , 1997
PO200-10	37.3° - 41.8°N, 9°30'-9°55'W	H1, H2, H4 y H6	Baas <i>et al.</i> , 1997; Abrantes <i>et al.</i> , 1998
SU90-03	40°03'N; 32°W	H1, H2, H4, H5, H6, H7, H9, H11	Chapman y Shackleton, 1998
MD95-2042	37°48'N, 10°10'W	H1, H2, H4, H5 y H6	Cayre <i>et al.</i> , 1999
MD39-008	39°22.8'N; 7°4.6'W	H1	Schott <i>et al.</i> , 1999
MD99-2339	35°53'N; 7°31'W	H1, H2, H4	Schonfeld, comunicación personal
MD95-2040	40°34'N; 9°W	H1, H2, H3, H4, H5 y H6	Abreu, 2000
MD95-2039	40°34'N; 10°W	H1, H2 y H3	Abreu, 2000
OMEXII-5K	41°49'N; 10°W	H1 y H2	Abreu, 2000

**Tabla 3.16:** Testigos del margen portugués y del océano Atlántico que presentan indicios de los detritos de icebergs, lo que sería el límite más meridional en la extensión de los bloques de hielo en flotación encontrados hasta la fecha.

Los eventos de Heinrich originan fuertes cambios hidrográficos en las aguas superficiales del Atlántico Norte que han sido reconstruidos hasta una latitud de  $\approx 45^\circ\text{N}$  (Broecker *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1992; Maslin *et al.*, 1995; Thomas *et al.*, 1995; Auffret *et al.*, 1996; van Kreveld *et al.*, 1996; Cortijo *et al.*, 1997; Elliot *et al.*, 1998). Fuera de este límite latitudinal Cacho *et al.*, 1999 han demostrado la entrada de aguas polares en el mar de Alborán a través del estrecho de Gibraltar. Otros registros de temperaturas superficiales marinas (SST) en el NW de Africa también presentan cambios asociados con las descargas de icebergs (Zaho *et al.*, 1995) sugiriendo que el agua de fusión producida por estos bloques de hielo ha influido también en las temperaturas superficiales del este del Atlántico Subtropical.

A partir de estos antecedentes la pregunta planteada es si se ha producido una entrada de bloques de hielo a través del Estrecho de Gibraltar o si el mar de Alborán registró únicamente un cambio hidrológico superficial. Para ello se va a analizar el conjunto de registros disponibles en el testigo IMAGES MD95-2043 comparándolos con las señales que otros autores describen en la identificación de las descargas de icebergs.



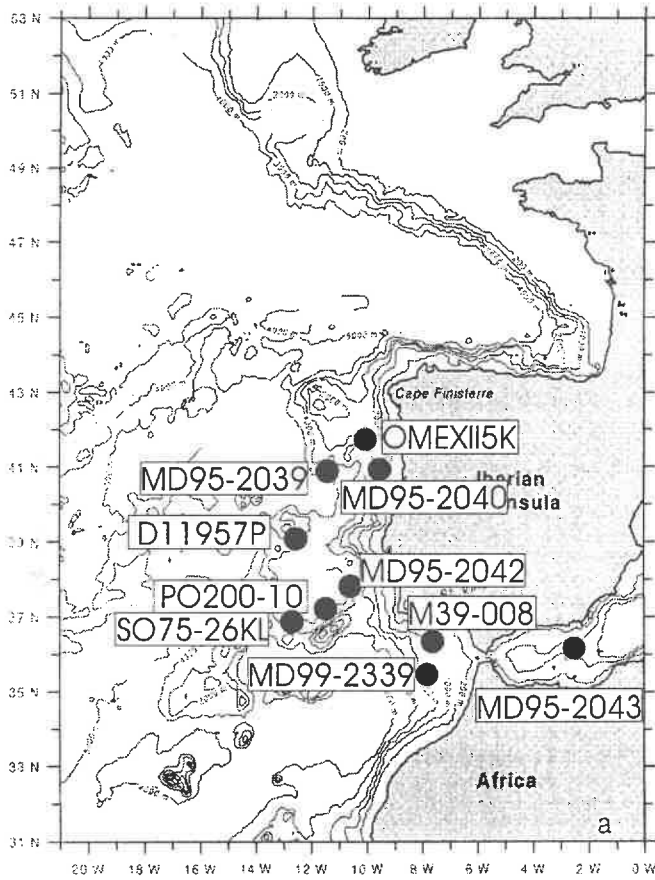


Figura 3.37: Posición de diferentes testigos donde se han identificado detritos de icebergs (IRD) y del MD95-2043.

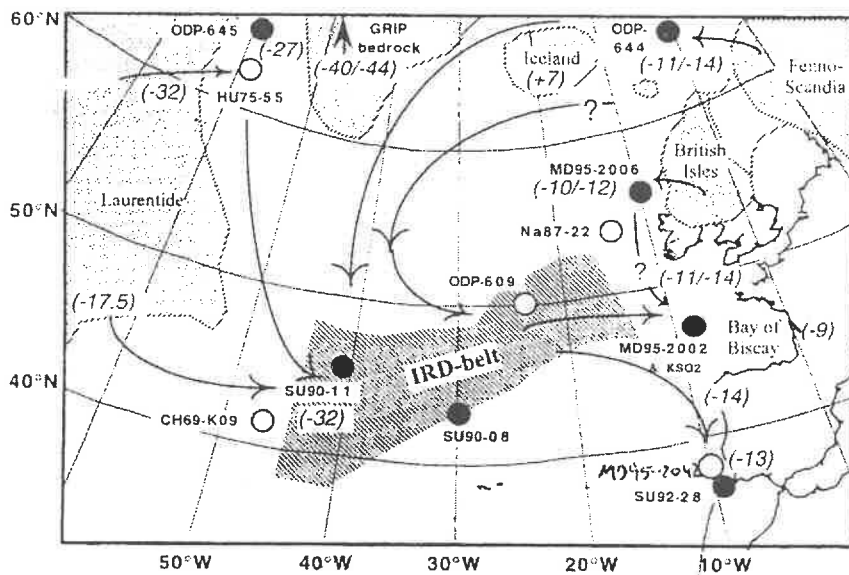


Figura 3.38: Posible origen de los icebergs según Grousset et al., 2000. La localización de los campos de hielo está señalada con un relleno a puntos y corresponde al máximo del Ultimo Glaciar. La zona rayada muestra la posición de cinturón de máxima acumulación de detritos.

### 3.- IDENTIFICACIÓN DE LOS EVENTOS HEINRICH EN EL TESTIGO MD95-2043

Los distintos periodos de inestabilidad de la masa de hielo del Atlántico Norte conducen a una masiva liberación de detritos que son transportados por los icebergs dentro del océano Atlántico e inducen importantes cambios hidrológicos. En la literatura se han descrito los momentos de eventos de Heinrich por alguno (o varios) de los criterios que se enumeran a continuación:

#### a) Criterios sedimentológicos y mineralógicos

- Incremento en los fragmentos líticos ( $>150\mu\text{m}$ ) transportados por los hielos que “interrumpen” la sedimentación pelágica normal.
- Señales morfológicas indicativas de un rápido depósito sedimentario, como p.ej. límites erosivos con bases escarpadas
- Una alta concentración de carbonatos y dolomita procedentes del margen oriental incorporados en la masa de hielo laurentina.

#### b) Propiedades físicas

- Aumento en la susceptibilidad magnética en los registros de océano abierto
- Baja porosidad y alta densidad
- Aumento del nivel gris de reflectancia

(Este conjunto de criterios señalan diferencias entre las capas detríticas relacionadas con los depósitos de Heinrich y la sedimentación “normal” de la zona)

#### c) Criterios faunísticos

- Baja concentración de foraminíferos por dilución de terrígenos
- Menor biodiversidad con dominancia de la especie planctónica *Neogloboquadrina pachyderma* (sinestral), indicando que la masa de agua superficial polar se extendió dentro de lo que hoy es el océano subtropical.
- Descenso en la temperatura superficial marina (SST) deducida a partir de funciones de transferencia o de biomarcadores, criterios que no son indicadores de la presencia de detritos sino de las masas de agua derivadas de la fusión de los bloques de hielo que los transportan.

#### d) Criterios geoquímicos –isotópicos

- Disminución de  $\delta^{18}\text{O}$  en los organismos planctónicos hecho que apunta hacia un descenso en la temperatura y en la salinidad debido a las descargas de agua por la fusión del hielo.
- Descenso en la relación  $\delta^{13}\text{C}$  en los organismos bentónicos implicando una reducción o incluso una terminación de la convección de agua profunda.
- Reconocimiento de determinadas características geoquímicas y petrológicas en la fracción no carbonatada, indicativas de un área fuente relacionada con la procedencia de las masas de hielo.

Aunque tradicionalmente se ha propuesto que el origen de las descargas masivas de icebergs se encuentra en la región canadiense, investigaciones recientes de la mineralogía o de la fracción lítica de los detritos transportados por los icebergs, apuntan hacia un origen múltiple que incluye además campos de hielo europeos (Grousset *et al.*, 1993; Bond y Lotti, 1995; Grousset *et al.*, 2000). Grousset *et al.* (2000) encuentran señales de ambos orígenes en detritos de los Heinrich 2 y 4 tanto en el Golfo de Vizcaya (testigo MD95-2002) como en el margen sur de Portugal (testigo SU92-28). Como en este último testigo, al igual que ocurre en el MD92-2042 (Sánchez Goñi *et al.*, 2000) está más ampliamente representado el origen canadiense (que se dispone en la parte central de los depósitos) que el europeo (situado en la parte inicial y final) y con el fin de caracterizar el registro del MD95-2043, se van a utilizar los criterios descritos en la literatura para la identificación de detritos procedentes de la zona laurentina.

### **3.1.- Aplicación de los diferentes criterios de reconocimientos de eventos de Heinrich al MD95-2043**

Cacho *et al.* (1999) han establecido una estrecha correlación entre los registros del MD95-2043 (temperaturas superficiales,  $\delta^{18}\text{O}$  y abundancia del foraminífero planctónico *N. pachyderma* sinistral) y las variaciones isotópicas del oxígeno en el testigo de hielo GISP2, reconociendo los ciclos de D-O hasta llegar al interestadio 14, así como los cinco eventos de Heinrich más recientes. Como la identificación de los HE en el registro sedimentario no ofrece ninguna duda, se van a aplicar los mismos criterios (abundancia anómala de foraminíferos asociados a temperaturas frías que coinciden con descensos en la temperaturas) además del modelo cronológico, para fijar los momentos de ocurrencia de eventos de Heinrich y tratar de encontrar pruebas de la presencia de detritos transportados por los icebergs en el registro sedimentario.

#### **3.1.1.- PROPIEDADES FÍSICAS**

En el testigo MD95-2043 se disponen de los siguientes parámetros de propiedades físicas: susceptibilidad magnética, densidad y porosidad. Sus fluctuaciones, entre los 10 y los 52Ka comparadas para el mismo periodo de tiempo con el registro de SST y el porcentaje del foraminífero *N. pachyderma* sinistral están representadas en la Figura 3.39, donde además se señalan los momentos de ocurrencia de los eventos de Heinrich 1 a 5. Como puede observarse, existe una coincidencia entre aumento en porosidad/descenso en densidad y ocurrencia de los eventos H1, H3 y H4.

En la zona de máxima acumulación de detritos, a diferencia de lo que ocurre en altas latitudes (p.ej. Moros *et al.*, 1997) los momentos de depósito de eventos de Heinrich están relacionados con un aumento en la susceptibilidad magnética (Grousset *et al.*, 1993; Maslin, 1995; Dowdeswell *et al.*, 1995; Robinson *et al.*, 1995; Chi y Mienert, 1996; Lebreiro *et al.*, 1996; Baas *et al.*, 1997; Cayre *et al.*, 1999). Idéntica relación entre incremento en el registro magnético y presencia de HE se observa incluso en los lugares más meridionales de depósito de detritos de icebergs (como es el caso del margen portugués), en cuyos registros los aumentos en susceptibilidad magnética se han relacionado con la presencia de materiales detríticos procedentes del Atlántico Norte (Lebreiro *et al.*, 1996; Bass *et al.*, 1997; Cayre *et al.*, 1999). En el MD95-2043 los aumentos en el perfil magnético no son sincrónicos a la ocurrencia de eventos de Heinrich. Es más, dentro del registro del testigo es posible identificar capas de alta susceptibilidad magnética en estrecha relación con el depósito de niveles turbidíticos y de alto porcentaje en minerales pesados (ver p.ej. los aumentos localizados próximos a las turbiditas 1 y 2). También se observan incrementos en las propiedades magnéticas entre los eventos de Heinrich 3 y 4, que pudieran tener relación con un incremento en partículas con hierro, quizás transportadas por el viento.

Por consiguiente, todo apunta a que las supuestas fusiones de los icebergs no proporcionan una contribución considerable de materiales magnéticos a la sedimentación general de la zona.

Respecto al resto de propiedades físicas, los aumentos en densidad y descensos en porosidad indican una importante concentración de material grueso terrígeno en el sedimento. En los lugares donde predomina la sedimentación pelágica, dichos niveles se corresponden con la presencia de detritos transportados por los bloques de hielo. Así por ejemplo, Auffret *et al.* (1996) describe los HE como capas con alta densidad (valores entre  $2.2\text{g/cm}^3$  y  $1.9\text{g/cm}^3$ ), en contraste con unos valores promedio de  $1.6\text{g/cm}^3$  para el resto del testigo. En el MD95-2043 por el contrario los eventos de Heinrich 1, 3 y en menor medida H4 se relacionan con descensos en la densidad e incrementos en la porosidad.

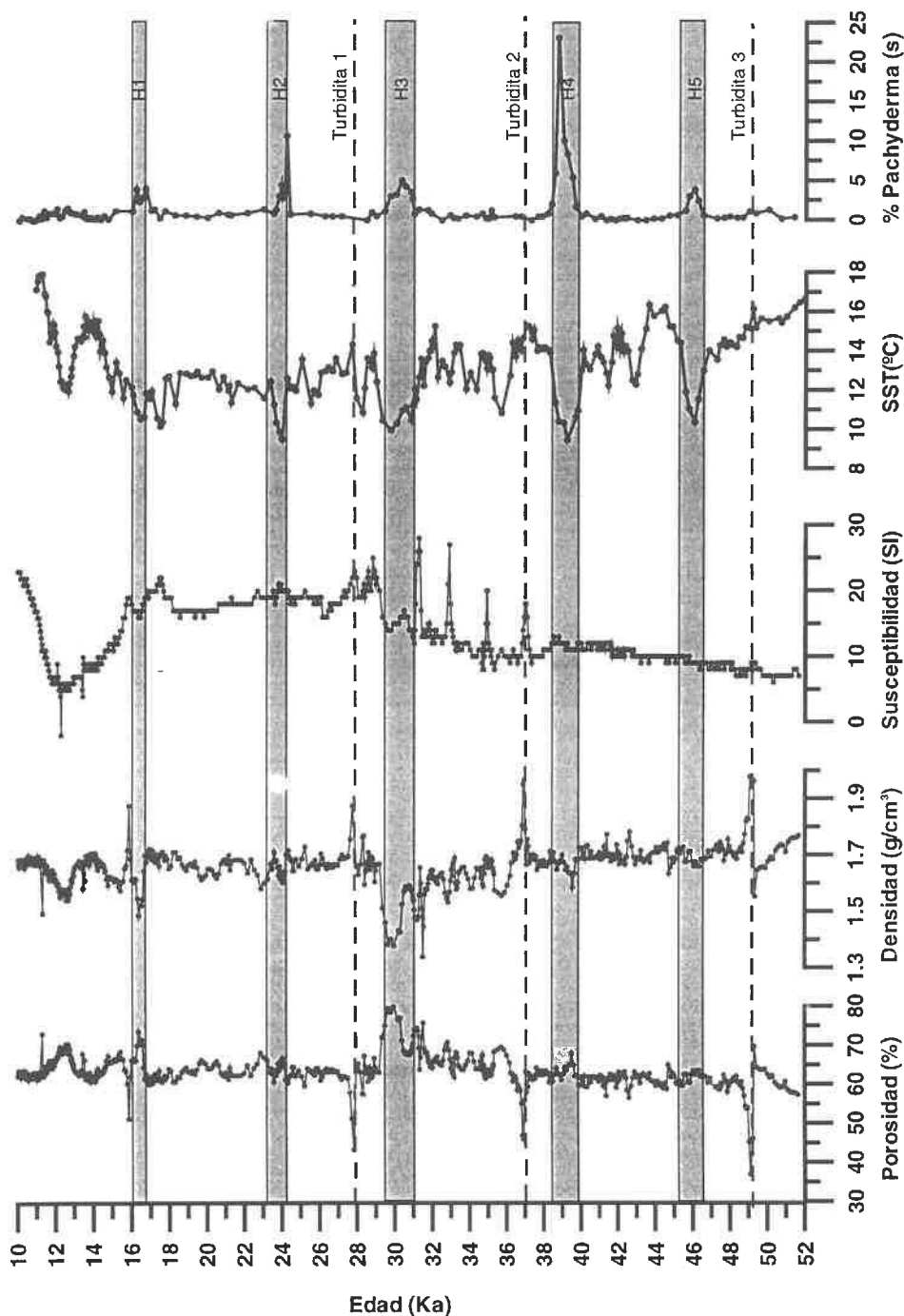


Figura 3.39: Registro de las propiedades físicas en el testigo MD95-2043 entre 10 y 52Ka, frente al registro de temperaturas superficiales y el porcentaje del foraminífero *N. pachyderma* (s) (Cacho et al., 1999). Las áreas sombreadas representan la posición de los eventos de Heinrich 1 a 5 y la línea discontinua la de las turbiditas.

### 3.1.2.- CRITERIOS SEDIMENTOLÓGICOS Y MINERALÓGICOS

Al igual que en el apartado anterior se utilizarán los testigos situados fuera del cinturón de máxima acumulación de detritos como punto de comparación frente a los registros del MD95-2043. En general los testigos situados en el límite más meridional de dispersión de los bloques de hielo presentan una baja concentración de detritos (IRD) (p.ej. testigo SU90-03; Chapman y Shackleton, 1998) dada la pérdida de carga sedimentaria que experimentan los icebergs tras su fusión en un clima progresivamente más cálido. Según esta idea, el mar de Alborán situado a menor latitud y más lejos aún del área de máxima acumulación del IRD tendrá si cabe una menor acumulación de partículas derivadas de los bloques de hielo. Sin embargo la llegada de detritos de icebergs hasta el Golfo de Cádiz está documentada (Schönfeld, comunicación personal).

Como ha demostrado el análisis sedimentario en la cuenca de Alborán existe una continua contribución de materiales terrígenos incluso en los momentos de más alto nivel del mar. Estos materiales presentan un tamaño que oscila entre arcilla y limo grueso /arena. Tratar de separar los IRD dentro del total del sedimento únicamente en función del incremento en abundancia de las partículas terrígenas mayores a 250 $\mu\text{m}$ , tal y como se ha realizado en el testigo MD99-2339 (Schönfeld, comunicación personal) localizado en el Golfo de Cádiz se ha descartado, dado el contexto sedimentológico en que nos movemos. Para determinar la presencia de IRD, es preciso identificar asociaciones de minerales con un cierto tamaño que caractericen a materiales transportados hasta la zona exclusivamente a través de los icebergs.

Las partículas depositadas en las inmediaciones del testigo MD95-2043 podrán proceder tanto de zonas continentales próximas (transportadas a través del canal de Almería) como de otras más alejadas (movilizadas por la actividad eólica). Si a esto se suma la posible llegada de materiales del Atlántico Norte (conducidos en el interior de bloques de hielo), se tiene como resultado final una asociación de partículas con orígenes diferentes que será preciso determinar. Orientándonos hacia este último objetivo se va a examinar la mineralogía de la fracción arcillosa y limosa (<50 $\mu\text{m}$ ). Así en la Figura 3.40 se presenta el porcentaje de los carbonatos detríticos y en la Figura 3.41 las asociaciones de minerales arcillosos, calculados todos ellos por difracción de rayos X en la fracción más fina del sedimento (<50 $\mu\text{m}$ ).

#### a) Análisis del contenido en carbonatos incluidos dentro de la fracción arcilla (<50 $\mu\text{m}$ )

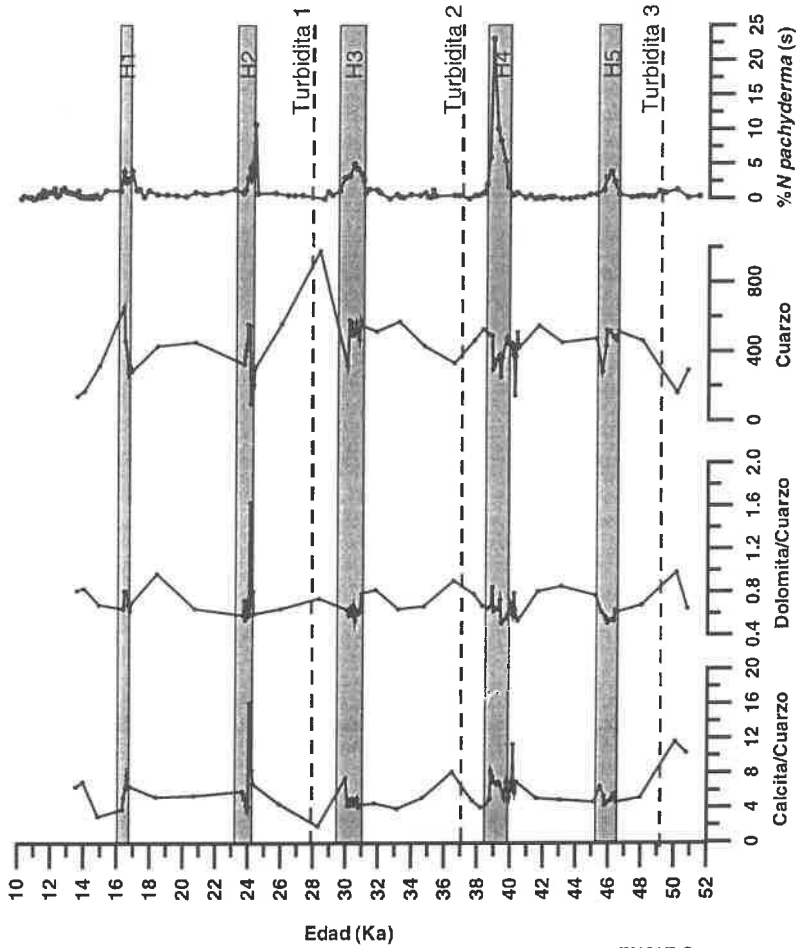
Uno de los argumentos más utilizados por los diferentes autores para la identificación de los HE tanto en el cinturón de máxima acumulación de IRD como en el margen portugués, ha sido la presencia de carbonatos detríticos (Andrews y Tedesco, 1992; Bond *et al.*, 1992; Andrews *et al.*, 1994; Bond y Lotti, 1995; Lebreiro *et al.*, 1996; Baas *et al.*, 1997), puesto que la mayoría de los detritos relacionados con los H1, H2, H4 y H5 y encontrados en latitudes medias de la región del Atlántico Norte proceden del Canadá (p.ej. Grousset *et al.*, 2000). El origen de estos minerales se encuentra en la erosión de las rocas carbonatadas paleozoicas dispuestas en el lado NE del campo de hielo laurentino (Andrews y Tedesco, 1992) (Figura 3.36)

Siguiendo el trabajo de Lebreiro *et al.* (1996) se ha estimado el contenido relativo de dolomita, calcita y cuarzo en la fracción <50 $\mu\text{m}$  a partir de los difractogramas de rayos X utilizando la altura de los siguientes picos característicos:

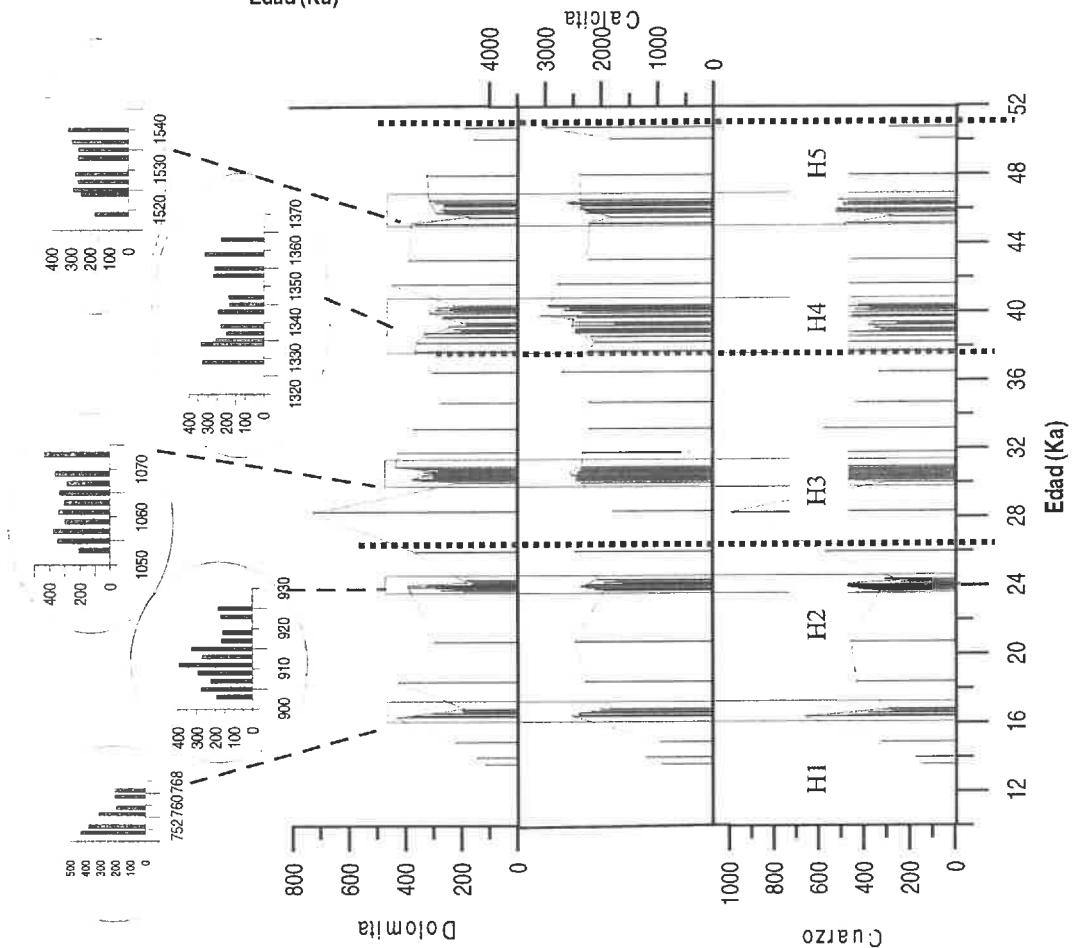
- Dolomita: 2.886 Å
- Calcita: 3.035 Å
- Q: 4.26 Å (para evitar solapes con los minerales arcillosos)

Ambas especies minerales (calcita y dolomita) son componentes importantes en la sedimentación general del testigo (Figura 3.40). Lo mismo ocurre con las variaciones en el contenido en cuarzo que siempre está presente en los sedimentos del testigo, al contrario de lo característico en las zonas del margen portugués, donde existe un aporte destacable de dicho mineral concentrado en los momentos de descargas de icebergs (p.ej. Abreu, 2000). En la misma figura (Figura 3.40) se presenta la variación en las relaciones calcita/cuarzo y dolomita/cuarzo. Estos cocientes sí parecen registrar un incremento durante los Heinrich 2 y 4. El mayor contenido en carbonatos puede estar relacionado con dos supuestos:

- La existencia de una mayor productividad calcárea en dichos momentos ya que durante ellos se sitúan los mayores contenidos en *N. pachyderma* sinistral y se alcanzan las menores temperaturas dentro de todos los eventos de Heinrich registrados en el Mar de Alborán.
- Una procedencia de la plataforma calcárea del Cabo de Gata cuyo transporte puede verse incrementado por el descenso del nivel del mar que ocurre conjuntamente al desarrollo de periodos fríos, como los eventos de Heinrich.



**Figura 3.40:** Composición de la fracción  $<50\mu\text{m}</math> a lo largo del MD95-2043, con especial detalle de muestreo en los momentos de eventos de Heinrich.  
 Derecha: representación de la altura de los picos de los difractogramas de RX (dolomita: 2.886Å, calcita: 3.035Å y cuarzo: 4.26Å. En la parte superior se muestra detalladamente el contenido en dolomita para cada uno de los eventos de Heinrich.  
 Izquierda: relaciones calcita/cuarzo y dolomita/cuarzo junto al contenido en cuarzo y porcentaje de *N pachyderma* (s) de Cacho et al., (1999).$



b) Análisis de las asociaciones de minerales arcillosos

La asociación de minerales de la arcilla es también una de las marcas que registran los depósitos de HE que tienen un origen mayoritario en la capa de hielo laurentina. Para precisar mejor si existen niveles sedimentarios relacionados con los eventos de Heinrich en el testigo MD95-2043 se ha investigado el tipo de arcillas presentes en el testigo siguiendo el esquema planteado por Bout-Roumazielles *et al.* (1999). Estos autores hablan de dos asociaciones diferentes de arcillas durante los eventos de Heinrich: una directamente relacionada con las arcillas detríticas (caracterizadas por illita+clorita+caolinita) y otra relacionada con las capas nefeloides (identificada por los interestratificados de illita-vermiculita).

Durante la formación de los bloques de hielo las masas de hielo erosionan los carbonatos detríticos del escudo canadiense e incorporan arcillas detríticas (illita, clorita y caolinita) en su interior. Estas partículas entrarán a formar parte del sedimento marino del océano Atlántico Norte cuando los icebergs comiencen a fundirse durante su viaje hacia el sur. El segundo grupo de arcillas (interestratificados de illita-vermiculita) se encuentran en los depósitos de la plataforma continental del Labrador y son erosionadas durante el movimiento de la capa de hielo. Estas partículas liberadas directamente en el mar, contribuyen a la formación de la capa nefeloide que se desplaza hacia el sur. Como señalan Bout-Roumazielles *et al.* (1999) no es posible que las capas nefeloides atraviesen la dorsal centroatlántica, con lo cual su depósito queda restringido al margen Oeste de la cuenca oceánica. Por consiguiente la asociación de illita+clorita+caolinita sería la única indicativa de materiales transportados por los icebergs a la cuenca este del Atlántico (Figura 3.42)

Las fluctuaciones de illita, clorita, caolinita y esmectita en el testigo MD95-2043 están representadas en la Figura 3.41. Estos registros no señalan variaciones coincidentes con el depósito de eventos de Heinrich. Así el análisis de la mineralogía de las arcillas no permite diferenciar un área fuente lejana de otra más próxima dentro del registro arcilloso, dado que estas mismas arcillas están siendo suministradas a la cuenca de Alborán por la erosión de las masas continentales de alrededor. En el margen portugués la caracterización de los HE en función de los minerales de las arcillas, ya no pudo realizarse, obteniéndose unos porcentajes de 62% illita, 23% esmectita, 8% caolinita, 7% clorita tanto durante los Heinrich como en los intermedios en el testigo D11957P (39°N, 12°W) (Lebreiro *et al.*, 1996). En el testigo MD95-2043 los porcentajes de las diferentes arcillas han sido: 30% illita, 4% esmectita, 26% caolinita y 40% de clorita. Esta asociación arcillosa por consiguiente parece indicar aportes locales más que registrar transporte de materiales por el hielo.

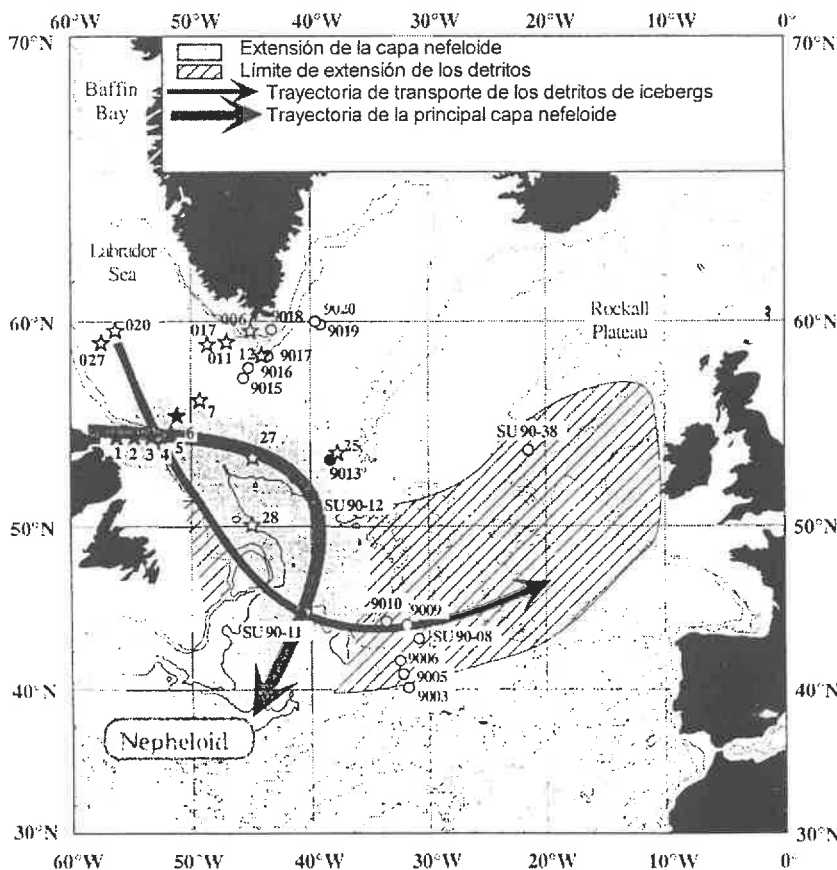
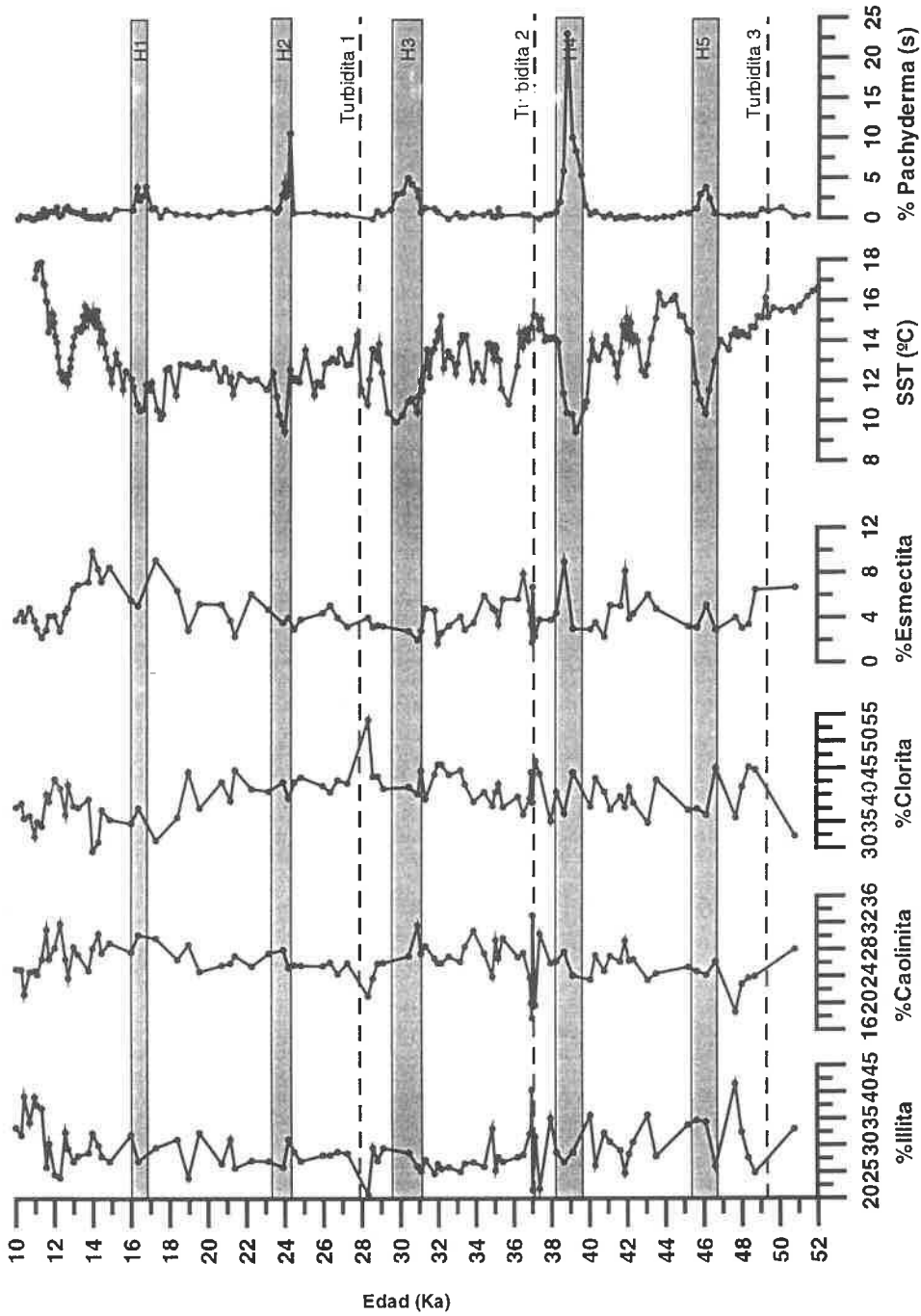


Figura 3.42: Extensión de la capa nefeloide y de los detritos transportados por los icebergs en función de las asociaciones de minerales arcillosos descritos por Bout-Roumazielles, 1999.



**Figura 3.41:** Registro de las variaciones en los minerales arcillosos en el testigo MD95-2043 entre 10 y 52Ka, frente al registro de temperaturas superficiales y el porcentaje del foraminífero *N. pachyderma* (s) (Cacho et al., 1999). Las áreas sombreadas representan la posición de los eventos de Heinrich 1 a 5 y la línea discontinua la de las turbiditas.



### **3.2- ¿Existen pruebas de la llegada de icebergs al mar de Alborán?**

Durante el desarrollo de las masas de hielo laurentinas, la base glaciaria erosiona las formaciones sedimentarias de Canadá con lo que fragmentos de carbonatos detríticos (calcita y dolomita) arcillas detríticas y minerales serán transportados hasta el océano atlántico. Una vez en el medio marino seguirán el recorrido de la circulación superficial (Giro subtropical del Atlántico Norte) hasta alcanzar las aguas más calientes cerca del frente polar, hecho que acelerará su fusión. A partir de aquí la antecesora de la corriente de Canarias transportará los bloques de hielo hasta el Estrecho de Gibraltar. Su trayectoria desde este momento permanece como una incógnita a despejar.

El hecho de que la cuenca de Alborán sea una zona donde alterna la sedimentación hemipelágica, mixta, gravitativa y ocasionalmente turbidítica (Alonso *et al.*, 1999; Ercilla *et al.*, *submitted*) hace complicado reconocer en el registro sedimentario partículas procedentes de las masas de hielo laurentinas o del Atlántico Norte. Por este motivo ninguno de los criterios de propiedades físicas o de composición de la fracción arcilla citados en la literatura son sinónimos únicamente de un origen atlántico, ya que los mismos minerales aparecen en áreas fuente continentales próximas: la asociación de illita+clorita+caolinita, indicativa de los detritos transportados por los bloques de hielo, está siendo suministrada a la cuenca por la erosión de los relieves Penibéticos o de Marruecos (p.ej. Martínez-Ruiz *et al.*, 1999, Ercilla *et al.*, *submitted*). En cuanto a los carbonatos detríticos, la presencia de estos minerales en un medio pelágico, es indicativa de un área fuente diferente. Pero en una zona con sedimentación tan variada, este criterio no es determinante. Además la discriminación se complica dada la presencia de la plataforma carbonatada próxima al cabo de Gata que suministra hasta la cuenca depósitos carbonatados. Las fluctuaciones en las propiedades físicas que algunos autores han utilizado como identificadoras, plantean de nuevo los mismos problemas de mezcla entre áreas fuente productoras de similares tipos de materiales.

En resumen, ninguno de los criterios, tradicionalmente utilizados para caracterizar los depósitos de IRD por sí solos o en conjunto permiten asegurar la llegada de detritos transportados por las masas de hielo hasta el mar de Alborán. La falta de un criterio identificador claro hace que se barajen tres hipótesis:

- Los icebergs se derriten y pierden su carga antes de atravesar el Estrecho de Gibraltar. El mar de Alborán sólo registra un cambio hidrológico alimentado por las masas de agua de su fusión.
- Los icebergs cruzan el Estrecho pero se funden antes de alcanzar la posición del MD95-2043.
- Los bloques de hielo han depositado materiales transportados por los icebergs pero los parámetros utilizados en este trabajo no son suficientemente sensibles para detectar su presencia.

La llegada de icebergs hasta el Golfo de Cádiz, está documentada en la literatura (Schott *et al.*, 1999; Schönfeld, comunicación personal). Si los icebergs cruzan el Estrecho, el depósito de detritos debería aparecer en áreas inmediatamente cercanas a Gibraltar. Si bloques de hielo sin fundir se incorporan a la circulación del mar de Alborán, se desplazarán hacia el interior del Mediterráneo siguiendo el esquema general de circulación superficial, por lo que describirán un giro y parte de otro antes de alcanzar el lugar donde se encuentra el MD95-2043.

Por consiguiente y a pesar de que los datos disponibles no permiten despejar con absoluta certeza esta incógnita, se considera poco probable que detritos transportados desde el Atlántico Norte hayan alcanzado la cuenca central del mar de Alborán. Para confirmar su entrada en el Mediterráneo se deberían realizar estudios a alta resolución, principalmente en las proximidades del Estrecho de Gibraltar.

## 4.- ANÁLISIS DE INDICADORES DE PRODUCTIVIDAD SENSIBLES A LAS VARIACIONES CLIMÁTICAS DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAR

Los registros mineralógicos y de propiedades físicas no permiten identificar la presencia de IRD en el registro sedimentario. La entrada en Alborán de masas de agua derivadas de su fusión realmente ocurre, como lo demuestran sin lugar a dudas las asociaciones de foraminíferos relacionados con bajas temperaturas y el registro de paleotemperaturas (Cacho *et al.*, 1999). Los foraminíferos sólo son sensibles a las alteraciones de las temperaturas ambientales más importantes (unos 4°C) tales como las ocurridas durante los eventos HE, mientras que variaciones en las temperaturas superficiales de menor amplitud (unos 2°C) tales como las producidas durante las fluctuaciones climáticas de D-O no se ven relacionados con cambios faunísticos. A continuación se va tratar de analizar si existen modificaciones en la productividad del mar de Alborán asociadas a estos cambios ambientales, utilizando para ello diferentes indicadores.

Las variaciones en el contenido de ópalo y en el índice Ba/Al del MD95-2043 entre los 20.000 y los 52.000 años pueden verse en la Figura 3.43. Los dos parámetros oscilan de una manera importante a lo largo del periodo de registro. En general el ópalo registra los valores más altos durante los eventos fríos (H-E y estadios de D-O) y los mínimos en los cálidos. El comportamiento del bario es más complejo: si bien alcanza los valores máximos durante los Heinrich 2, 3 y 4 durante el H5 y los estadios de D-O fluctúa de forma contrapuesta.

El ópalo, según se discutió extensamente en la introducción a la tesis, está relacionado con la presencia de organismos silíceos en la columna de agua (diatomeas principalmente). Su determinación plantea la dificultad de separarla de la sílice inorgánica. Para solucionar dicho problema se ha realizado la corrección con doble extracción.

El bario, como también se explicó en capítulos previos, es un elemento químico relacionado tanto con la actividad biológica como con los aportes terrígenos. Para separar este doble origen, en la Figura 3.43 se ha representado el cociente Ba/Al como sinónimo del contenido en Ba biológico. El empleo de dicha relación está justificado puesto que el perfil de las fluctuaciones de Ba/Al es idéntico al que resulta tras aplicar al bario total el método de normalización de Thomson y Schmitz (1996) (consultar apartado 1.6 de esta tesis). Así la relación Ba/Al registrará únicamente el Ba procedente de la barita biogénica (BaSO<sub>4</sub>). La formación de este mineral en un ambiente marino puede ser consecuencia tanto de un proceso biológico ligado a la presencia de organismos que precipitan cristales de barita (Schmitz, 1987), como abiótico en el que el SO<sub>4</sub><sup>=</sup> o Ba<sup>2+</sup> de los agregados orgánicos (p.ej. pellets fecales) enriquecen el medio hasta que se produce la precipitación de sulfato de bario amorfo en condiciones óxicas y su posterior recristalización en barita (Bishop, 1988; Dymond *et al.*, 1992; Gingele y Dahmke, 1994). De cualquier modo, ambos procesos están relacionados con la productividad exportada desde la columna de agua, por lo que la presencia de barita en los sedimentos marinos se ha utilizado como un indicador de la fertilidad (Schmitz, 1987; Bishop, 1988;) de una manera cualitativa (Schmitz, 1987; Schmitz *et al.*, 1997; Thompson y Schmitz, 1997).

Por consiguiente los dos índices presentados en la Figura 3.43 (ópalo y Ba/Al) están controlados por la productividad primaria y/o preservación en el sedimento y su variación a lo largo del último ciclo glaciario habla mayoritariamente de un aumento en la fertilidad oceánica y/o preservación durante los periodos más fríos: HE y estadios de D-O.

Indicios de periodos productivos coincidentes con la ocurrencia de eventos de Heinrich han sido descritos en altas latitudes (Elliot *et al.*, 1998; Rosell-Melé *et al.*, 1997; Rasmussen *et al.*, 1996), en latitudes medias fuera de la zona del campo de icebergs (Lebreiro *et al.*, 1997; Abrantes *et al.*, 1998; Cayre *et al.*, 1999) o dentro del cinturón de IRD (Auffret *et al.*, 1996) (estos últimos no determinados en el registro de foraminíferos). Los momentos con bloques de icebergs a la deriva pueden haber originado una importante mezcla de aguas superficiales y profundas aumentando de este modo la productividad (Sancetta, 1992), si bien el mismo proceso puede desencadenar un efecto contrario en otros lugares debido a la limitación de la penetración de la luz por la materia en suspensión y la cubierta de hielo (Broecker *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1992; van Kreveld *et al.*, 1996; Cayre *et al.*, 1999;).

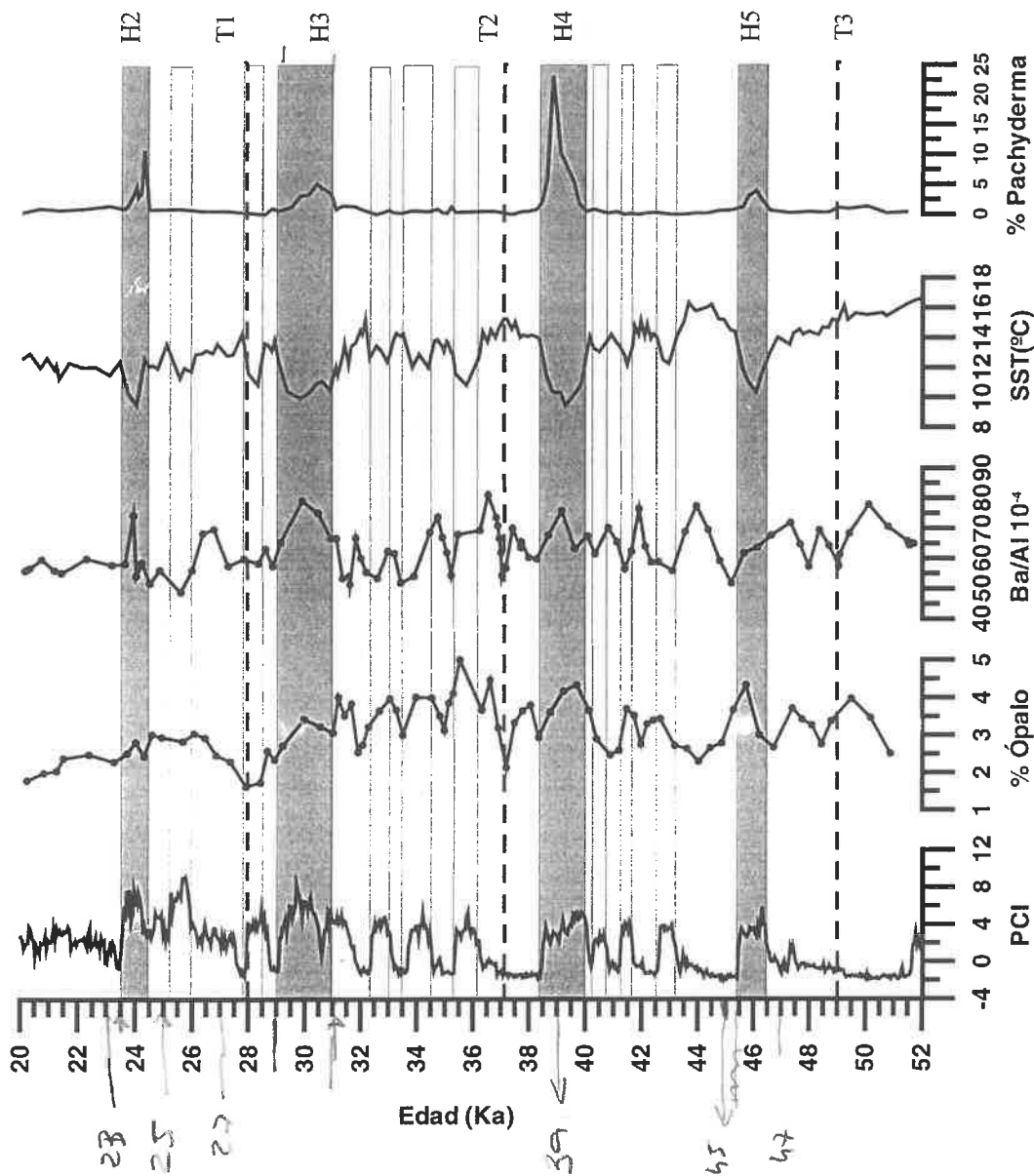


Figura 3.43: Perfil del % de ópalo, Ba/Al en comparación con el registro de SST y abundancia de *N pachyderma* (s) (Cacho et al., in press) y el índice de circulación polar (PCI) calculado para el testigo GISP2 (Mayeski et al, 1994). Las bandas negras y grises hacen referencia a la posición de los eventos de Heinrich y de D-O. Las líneas punteadas señalan la situación de las turbiditas.

## Factores de control de la productividad en el mar de Alborán

La mezcla turbulenta de la columna de agua originada por el contacto entre el agua fría superficial y la profunda más caliente puede considerarse una causa determinante de los incrementos en productividad encontrados en el testigo MD95-2043 (Sancetta 1992; Lebreiro *et al.*, 1997; Abrantes *et al.*, 1998), dado que procesos relacionados con la entrada de agua fría y menos salina han quedado confirmados por el aumento en el porcentaje de foraminíferos subpolares (*N. pachyderma* sinistral) descrito en este testigo. Sin embargo utilizando argumentos relacionados con cambios hidrológicos superficiales podrían explicarse tan sólo los aumentos en productividad encontrados durante los eventos de Heinrich, pero no el resto de fluctuaciones que describen las curvas de ópalo y de Ba/Al fuera de los mismos (Figura 3.43). Por consiguiente un proceso diferente debe condicionar la globalidad de cambios de alta frecuencia.

En la Figura 3.43 puede verse como el registro de ópalo y el índice de circulación polar (Polar Circulation Index PCI) guardan un cierto paralelismo, aumentando en los momentos fríos y disminuyendo en los cálidos. Este índice, descrito por Mayeski *et al.* (1994) está considerado como un indicador de la actividad atmosférica en Groenlandia. Su similitud con el perfil del ópalo hablaría de que las fluctuaciones en el contenido en sílice biogénica encontradas en el MD95-2043 responden a los cambios atmosféricos que ocurren en áreas polares. Por consiguiente se plantea como hipótesis que el incremento en la intensidad del viento controla las fluctuaciones en la productividad del mar de Alborán durante el último ciclo glaciar, efecto que se suma a la entrada de agua fría coincidente con el desarrollo de eventos de Heinrich.

Una respuesta continental a los cambios climáticos de alta frecuencia registrados en Groenlandia ha sido descrita en el sur de Europa: un continente caracterizado por climas fríos y secos durante los momentos de HE resultan de los análisis polínicos más recientes (Watts *et al.*, 1996; Sánchez-Gofí *et al.*, 2000; Sánchez-Gofí *et al.*, comunicación personal). La alta frecuencia en los cambios de la vegetación encontrada en el registro del testigo (MD95-2042) durante los eventos de Heinrich 3, 4 y 5 y estadios intermedios (Sánchez-Gofí *et al.* 2000) y una tendencia similar descrita para el testigo MD95-2043 (Sánchez-Gofí *et al.* comunicación personal), sugiere además que estas mismas condiciones se registran también durante los estadios fríos de D-O, por lo menos a la latitud de la Península Ibérica. Sincronismos entre las condiciones atmosféricas del suroeste europeo y las altas latitudes del Atlántico han sido sugeridas también por Shackleton (2000). Cacho *et al.*, (2000), proponen que en el Mediterráneo occidental los momentos más fríos a lo largo de los últimos 50.000 años (estadios de D-O y eventos de Heinrich) se corresponden con aumentos en el sistema de vientos del noroeste. Todo apunta por tanto a que episodios fríos, secos y afectados en mayor medida por los vientos han sido las características terrestres y marinas registradas en la zona de Alborán durante los momentos de HE y estadios de D-O.

Dentro de este contexto, tres conjunto de procesos podrían haber alimentado mayores niveles de productividad durante los eventos fríos:

- Por un lado, una **intensificación en el sistema de vientos** podría haber originado una mayor turbulencia en zonas superiores de la columna de agua. Momentos de fuerte viento pueden inducir también advecciones verticales de aguas profundas. La importancia de estos sucesos en relación con el aumento de la productividad ha sido resaltada por estudios recientes en el NW del Mediterráneo (Andersen y Prieur, 2000; Vidussi *et al.*, 2000; Copin-Montegut, 2000).
- Por otro la mayor intensidad de los vientos del oeste conduciría a una mayor tasa de formación y de renovación del agua profunda mediterránea en el Golfo de León, según plantean Cacho *et al.* (2000), lo que se traduciría en una **mayor intensificación de la circulación termohalina** en el Mediterráneo y una renovación más eficaz de las aguas de la cuenca occidental. Una intensificación del intercambio Atlántico/Mediterráneo implicaría un aumento en la entrada de agua superficial atlántica en Alborán que llevaría asociado un enriquecimiento de los nutrientes superficiales de este mar. Este proceso también conduciría a un aumento en la productividad primaria.
- Por último, hay que considerar la posibilidad de que las condiciones atmosféricas propuestas para los momentos fríos de los últimos 50.000 años puedan inducir por sí mismas cambios en la paleoproduktividad de la cuenca occidental del Mediterráneo. En la actualidad existen dos **áreas productivas** en el mar de Alborán: el frente de Almería-Orán y la surgencia de Málaga, asociada al giro anticiclónico de las aguas atlánticas (Abrantes 1988; Bárcena y Abrantes, 1988), encontrándose el testigo MD95-2043 fuera de ambas zonas. La posición de estas dos áreas productivas está determinada por las condiciones hidrográficas y atmosféricas del oeste del mediterráneo, concretamente la posición de la zona de convergencia intertropical ITCZ, y la localización de los sistemas de altas y

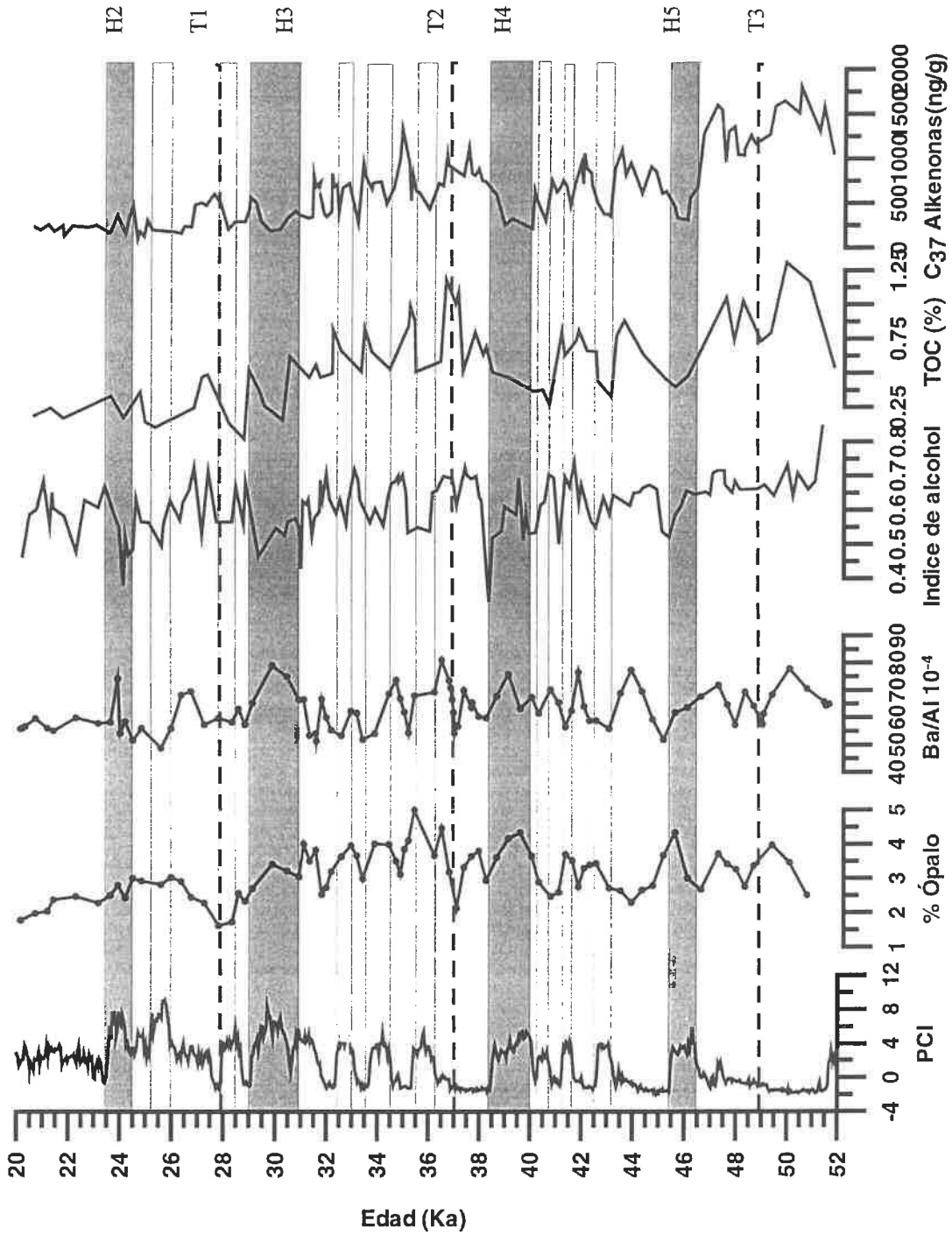


Figura 3.44: Perfil del % de ópalo, Ba/Al en comparación con el índice de alcohol, % de carbono orgánico y alkenonas (Cacho et al., in press) y el índice de circulación polar (PCI) calculado para el testigo GISP2 (Mayeski et al, 1994). Leyenda como en Figura 3.43.

bajas presiones. Durante los periodos glaciares, la ITCZ se sitúa más al sur, favoreciendo la localización de sistemas de borrascas sobre el Mediterráneo, y la intensificación de los vientos del oeste. Bárcena *et al.*, (2001) proponen que esta situación característica de momentos glaciares pueden llevar consigo un desplazamiento del giro anticiclónico de las aguas mediterráneas superficiales hacia el este, con el consiguiente movimiento en paralelo de la zona de productividad asociada, de forma que afectaría al testigo. Teniendo en cuenta que durante los momentos de descarga masiva de icebergs las condiciones oceánicas (p.ej. la posición del frente polar) y atmosféricas (intensidad de los vientos) eran muy similares a las registradas durante los momentos glaciares, puede suponerse que ocurriría un **desplazamiento** semejante del anticiclón del Mediterráneo, hecho que llevaría consigo un movimiento de la zona de productividad hasta posiciones próximas a las del MD95-2043.

Todos estos hechos actuando por separado o en conjunto podrían condicionar un aumento en la productividad primaria, interpretación que parece desprenderse de los datos de ópalo y bario. Así el contenido en sílice biogénica fluctúa coherentemente con el índice PCI y las temperaturas superficiales en los eventos de Heinrich 3, 4 y 5, y buena parte de los D-O (especialmente los situados entre los Heinrich 3 y 5). Fuera de estos límites el registro de ópalo no es tan claro. La explicación a este hecho puede estar en un cambio en las condiciones a partir de los 29Ka (H3) que conducen a un contenido cada vez menor en ópalo hasta alcanzarse valores cercanos a cero en el Holoceno. Otros indicadores de productividad (Cacho *et al.*, 2000) también presentan comportamientos diferentes a partir del H3.

Los datos del índice Ba/Al como indicadores de productividad también son concluyentes para los Heinrich 2, 3 y 4. Si embargo su correlación es casi siempre inversa en los D-O. Para tratar de explicar este comportamiento hay que utilizar otros indicadores. Así en el trabajo de Cacho *et al.*, (2000) presentan todo un conjunto de indicadores de productividad: alkenonas  $C_{37}$ , carbono orgánico e índice de alcohol (establecido en función de los biomarcadores terrestres (n-nonacosano y n-hexacosan-1-ol) que aumentan durante los periodos cálidos. De la comparación entre todos ellos, los autores deducen que durante los intervalos fríos aumenta la degradación de la materia orgánica causada probablemente por una mayor ventilación de las aguas profundas. Durante los cálidos, dada la menor intensidad de la circulación en el Oeste del Mediterráneo, la preservación de la materia orgánica se vería favorecida. El registro de ópalo en los eventos de Heinrich presenta un perfil opuesto al de carbono orgánico, alkenonas e índice de alcohol lo cual indica que registra básicamente productividad y buena preservación en el H3 y sin duda alguna en el H5 (Figura 3.44). El registro de Ba/Al fluctúa de manera similar a estos índices, por lo que estaría muy condicionado por la preservación.

Los diferentes requisitos de preservación que manifiestan el carbono orgánico y la barita (condiciones anóxicas el primero y óxicas el segundo) favorecerían que sus perfiles fueran inversos. La similitud del índice Ba/Al con el registro de ópalo en buena parte del registro sugiere que ambos son indicadores de productividad. Las condiciones ambientales que podrían deducirse según esta línea de razonamiento, hablarían de momentos fríos caracterizados por una mayor productividad de las aguas (por lo menos silícica) que no queda registrada en otros índices de productividad como p.ej. el porcentaje de TOC y alkenonas del sedimento o la relación Ba/Al debido a la oxidación o degradación de la materia orgánica. Por el contrario, los eventos cálidos pese a no caracterizarse por unas condiciones silícicas más productivas se corresponderían con incrementos en el contenido de Ba/Al, carbono orgánico y alkenonas sedimentarias debido a una mayor preservación de la materia orgánica.

## CONCLUSIONES

- A lo largo del capítulo se ha discutido la posible entrada de icebergs en el mar de Alborán mediante el estudio de sus restos terrígenos. La señal de los IRD en el sedimento (contenido en dolomita, minerales arcillosos, valores de susceptibilidad magnética) habituales para caracterizar los eventos de Heinrich en el Atlántico no permiten diferenciarlos en el Mediterráneo. Sin embargo su presencia queda registrada por indicadores de productividad como el porcentaje de ópalo y el bario normalizado.
- Las fuentes diversas potenciales de sedimentos carbonatados y arcillosos en la cuenca de Alborán enmascaran y/o dificultan la identificación del registro terrígeno procedente de las masas de hielo.
- Dadas las condiciones de circulación superficial existentes en el mar de Alborán, se considera poco probable que masas de hielo sin fundir hayan alcanzado la cuenca central y por consiguiente la posición del MD95-2043. Se mantiene sin embargo la duda de si han atravesado el estrecho de Gibraltar puesto que sí están presentes en el Golfo de Cádiz. De cualquier modo es indudable que Alborán sufrió una alteración en sus condiciones paleoceanográficas debidas a la entrada de agua fría durante los eventos de Heinrich y de Dansgaard-Oeschger
- El perfil de ópalo registra sus máximos valores durante los eventos fríos de los últimos 50.000 años (HE y D-O). El perfil de Ba/Al fluctúa de igual manera durante los HE . Ambos registros sugieren un aumento en la productividad primaria durante los HE y estadios de D-O. La coincidencia de una mayor actividad eólica en dichos momentos temporales señala que la productividad está condicionada mayoritariamente por la actividad atmosférica, proponiéndose tres situaciones asociadas: una intensificación en la advección y mezcla turbulenta de las aguas, un incremento de la circulación termohalina y un desplazamiento de las áreas productivas.
- Carbono orgánico, alkenonas e índice de alcohol (descritos por Cacho *et al.*, 2000) registran aumentos en los momentos de menor intensidad eólica y peor ventilación de las aguas. El perfil del Ba/Al fluctúa de manera similar a ellos mientras que el del ópalo lo hace de forma contrapuesta. Tales diferencias sugieren un factor de control distinto para cada uno de los dos índices: preservación para el Ba/Al y productividad para el ópalo.

# CONCLUSIONES



# Conclusiones

El objetivo que se propuso al inicio de la tesis que era investigar desde el punto de vista de la paleoceanografía dos testigos situados en dos zonas oceánicas diferentes y a dos escalas temporales distintas se ha cumplido. El estudio de los testigos TG-7 y MD95-2043 se ha realizado **en la primera parte de la tesis** utilizando siempre las mismas técnicas analíticas, destacando el trabajo metodológico para analizar la sílice biogénica. El autoanalizador LECO CC100 se ha revelado como un método preciso y exacto para cuantificar el contenido en carbonato cálcico de las muestras. La comparación entre el contenido en  $\text{CaCO}_3$  medido con este instrumento y con el calcímetro de Bernard ha presentado un coeficiente  $R^2$  de 0.9948 en un análisis comparativo de 100 puntos (Figura 1.4). No se ha podido calcular el contenido en carbono orgánico de las muestras del testigo TG-7 a partir del método de sustracción (Carbono total - Carbono inorgánico) dado el elevado contenido en carbonato cálcico de los sedimentos.

**En la segunda parte de la tesis se ha estudiado el testigo TG- 7**, de 4 metros de longitud, recuperado sobre la dorsal de Nazca (Pacífico Tropical) a los  $17^{\circ}14'04''\text{S} - 78^{\circ}06'16''\text{W}$  de coordenadas y 3120 m de profundidad, que se extiende hasta los 400.000 años. Este testigo se ha estudiado tanto desde el punto de vista terrígeno como biógeno.

Como valor medio, el 60% del sedimento es carbonato cálcico. El registro de sus fluctuaciones no sigue los mismos patrones que los testigos ecuatoriales, sino que presenta un mínimo expandido en el evento B-3, ausencia de disolución en el Brunhes medio y una importante amplitud de la fluctuación tanto dentro de los glaciares como en los ciclos glaciares-interglaciares. Todos estos hechos son característicos del Este del Pacífico ecuatorial, en zonas afectadas por la corriente de Perú (Figuras 2.32-2.34). El análisis de la preservación de los restos calcáreos ha demostrado que durante los primeros 40cm del testigo y a lo largo del mínimo del evento B-3 y del B-7 el bajo contenido en  $\text{CaCO}_3$  puede estar originado bien por una elevada disolución o bien por un descenso en la productividad. Por el contrario el motivo dominante del mínimo del B-5 parece deberse al descenso de la paleoproductividad calcárea tal y como sugieren (La Montagne *et al.*, 1996 y Wei *et al.*, 1994). A lo largo de los eventos B-4 y B-8 el alto contenido en  $\text{CaCO}_3$  está relacionado con una alta productividad, mientras en la mitad más reciente del B-6 se observa una fluctuación en los valores de producción primaria.

La mala preservación de los restos calcáreos puede deberse a la disolución supralisoclina, originado por la ligera subsaturación en carbonato del agua del mar por encima de la lisoclina, favorecido por la baja tasa de acumulación característica del testigo.

Al contrario que el carbonato, el contenido de sílice biogénica que presenta el TG-7 es bajo (promedio 2.68%).

El estudio comparativo de los registros de productividad (carbonato, ópalo y bario normalizado) ha mostrado su falta de correlación entre sí.

El análisis de la señal terrígena sugiere su origen fluvial y eólico. Llegar a distinguir entre el predominio de alguno de estos dos tipos de sedimentación es difícil ya que tanto la sedimentación eólica como la fluvial originan sedimentos similares en tamaño y composición. Este problema tampoco se ha podido resolver tras considerar tanto los valores absolutos de la tasa de acumulación de las partículas terrígenas, como la fluctuación temporal de los mismos y compararlos con los de otros testigos próximos, considerados eólicos y hemipelágicos por Rea, (1994). Considerando como indicador eólico independiente el contenido de diatomeas de agua dulce y fitolitos presentes en el TG-7 (Barcena, comunicación personal) se ha determinado una mayor actividad atmosférica en los estadios isotópicos 3, 5 y 7.

La fluctuación del tamaño de grano de las partículas terrígenas localizadas en los estadios donde se concentra la sedimentación eólica ( $\phi_{50}$  entre 4.96 y 2.37 $\mu\text{m}$ ), se encuentra dentro del orden de magnitud descrito para otros testigos eólicos afectados por los vientos alisios. Dado que las mayores variaciones en los tamaños de estas partículas se encuentran en el IOS 7 se ha inferido una mayor fluctuación de la intensidad atmosférica durante dicho periodo.

La extensión temporal del testigo TG-7 no permite identificar variabilidades eólicas sucedidas durante el evento del Brunhes Medio, entre 250.000-300.000 reconocida en los registros de los vientos alisios y contraalisios

Los análisis geoquímicos y de los minerales arcillosos en muestras distribuidas homogéneamente por el testigo conducen a descartar la existencia de un cambio importante en el área fuente continental suministradora de materiales.

El análisis de los diferentes factores de radiolarios llevado a cabo por Molina-Cruz ha revelado que en sobre dorsal de Nazca la advección de la masa de agua Subantártica ha sido importante desde el IOS 11 hasta el IOS 6. A partir de este momento, la influencia de esta masa de agua ha sido menor. Esta idea coincide con la de Schramm, (1985). De confirmarse espacialmente en el Pacífico Subtropical sugeriría una progresiva disminución en la entrada de aguas subpolares desde hace 400.000 años.

**En la tercera parte de la tesis se ha estudiado el testigo MD95-2043**, de 16 metros de longitud, situado en el mar de Alborán (Oeste del Mediterráneo) a los 36°8'35''N – 2°37'16''W de coordenadas, 1841 m de profundidad y que abarca los últimos 52.000 años. El análisis sedimentológico realizado en el testigo ha revelado la existencia de sedimentos hemipelágicos, mixtos, gravitativos y turbidíticos.

La asociación vertical de facies permite diferenciar tres secuencias diferentes: desde la base hasta el cm 1000 (secuencias gravitativas y turbidíticas), desde el 1000 hasta el 461 (secuencias mixtas) y desde el 461 hasta el techo (secuencias hemipelágicas). Esta sucesión ha sido descrita en otros lugares del mar de Alborán. (Alonso *et al.*, 1999; Ercilla *et al.*, submitted).

El nivel del mar actúa como un factor de control global del tipo de sedimentación: niveles eustáticos bajos propician el desarrollo de facies gravitativas y turbidíticas mientras que los altos favorecen la presencia de sedimentos hemipelágicos.

Por lo que respecta a condicionantes más locales, la situación del testigo dentro de la cuenca de Alborán y en las proximidades del cañón de Almería determina que el origen de la mayoría de los materiales presentes en el MD95-2043 esté relacionado con la actividad de dicho canal turbidítico en su tramo final. Además la existencia de una plataforma carbonatada en las proximidades del Cabo de Gata favorece el suministro de bioclastos calcáreos, que llegan hasta la zona transportados por corrientes de densidad.

El registro arcilloso y geoquímico del testigo sugiere el mantenimiento de un área fuente común durante los 50.000 años de extensión del registro. Las fluctuaciones presentes en los minerales arcillosos dependen básicamente de la cantidad de materiales que llegan hasta la cuenca, factor que está controlado por los cambios eustáticos y las condiciones climáticas.

La elevada tasa de sedimentación del testigo ha permitido analizar detalladamente 52.000 años de historia paleoceanográfica. Entre 14.500 y 9.000 años se presenta una capa rica en materia orgánica (Cacho *et al.*, *in press*) similar a otras localizadas en el mar de Alborán (Murat, 1999) e identificada en este trabajo por nuevos indicadores de productividad (bario normalizado, ópalo, carbonato cálcico). Los mayores incrementos en la productividad ocurren durante el Heinirch 1, la Termianción 1a y el Younger Dryas. Este último periodo de tiempo supone un aumento en la productividad silícica probablemente propiciado por una estabilización de la columna de agua.

Durante el Bolling-Allerod se registra un descenso en la productividad y un descenso en la oxigenación de las aguas de fondo, dándose las condiciones precisas para el aumento en la preservación de la materia orgánica. Dicha situación tendría su equivalencia en la fase protosapropélica previa al depósito del sapropel 1 en el Este del Mediterráneo.

Los incrementos en los perfiles de carbono orgánico y de bario normalizado no son idénticos en extensión. El enriquecimiento en bario podría identificarse hasta los 5Ka. La falta de coincidencia sugeriría una posible oxidación de la materia orgánica ante una situación de disponibilidad de oxígeno. La extensión de la capa orgánica hasta los 5Ka sería así coincidente con el final del depósito del sapropel 1 (S1) en otros puntos del Mediterráneo.

El perfil descrito por los diferentes elementos químicos señala la presencia de dos posibles frentes de oxidación que conducen a la precipitación de oxidróxidos de Fe y Mn y enriquecimientos asociados de Cu, Ni Zn. Esta situación permite inferir un cambio en las condiciones redox tanto al inicio y final del depósito de la capa orgánica como en la parte central de la misma (Bolling-Allerod).

En el último capítulo de la tesis se ha discutido la posible entrada de icebergs en el mar de Alborán. Los criterios habitualmente utilizados para caracterizar la presencia de detritos de icebergs en el Atlántico (contenido en dolomita, minerales arcillosos, valores de susceptibilidad magnética) no permiten diferenciarlos en testigo MD-952043.

Dadas las condiciones de circulación superficial existentes en el mar de Alborán, se considera poco probable que masas de hielo sin fundir hayan alcanzado la cuenca central y por consiguiente la posición del MD95-2043. Se mantiene sin embargo la duda de si han atravesado el estrecho de Gibraltar, considerando que Alborán sufrió una alteración en sus condiciones paleoceanográficas debidas a la entrada de agua fría durante los eventos de Heinrich (HE) y de Dansgaard-Oeschger (D-O).

El perfil de ópalo registra sus máximos valores durante los eventos fríos de los últimos 50.000 años (eventos de Heinrich y de Dansgaard-Oeschger). El perfil de Ba/Al fluctúa de igual manera durante los HE. Ambos registros sugieren un aumento en la productividad primaria durante los HE y estadios de D-O. La coincidencia de una mayor actividad eólica en dichos momentos temporales señala que la productividad está condicionada mayoritariamente por la actividad atmosférica, proponiéndose tres situaciones asociadas: una intensificación en la advección y mezcla turbulenta de las aguas, un incremento de la circulación termohalina y un desplazamiento de las áreas productivas.

Carbono orgánico, alkenonas e índice de alcohol (descritos por Cacho *et al.*, *in press*) registran aumentos en los momentos de menor intensidad eólica y peor ventilación de las aguas. El perfil del Ba/Al fluctúa de manera similar a ellos, mientras que el del ópalo lo hace de forma contrapuesta. Tales diferencias sugieren un factor de control distinto para cada grupo de parámetros: preservación para los primeros y productividad para el ópalo.

## LINEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

El trabajo de investigación hasta aquí desarrollado deja algunas incógnitas sin despejar. Por eso se proponer completarlos con otros, para los que se plantea:

1.- Comparar la precisión analítica tanto de los valores absolutos de ópalo como de la contribución por parte de la fracción terrígena. Contactar para ello con otros laboratorios y realizar ejercicios de calibración conjuntos.

2.- Buscar de entre los métodos de eliminación de carbonato cálcico el que, previa eliminación del carbono inorgánico, permita calcular directamente el contenido en carbono orgánico utilizando tan sólo el equipo LECO CN-2000.

3.- Realizar una campaña en la zona Sureste del Pacífico Subtropical dibujando una trayectoria entre la posición del TG-7 y el ecuador, siguiendo la actual de la corriente de Chile, con el objetivo de recuperar testigos sedimentarios que permitan determinar la posición más septentrional de dicha corriente a lo largo del tiempo. En ellos se trataría de:

- estudiar con detalle lo que ocurre durante el Brunhes medio, puesto que el registro carbonatado tan sólo se presenta bien preservado en los lugares afectados por la corriente de Perú.
- Corroborar mediante análisis micropaleontológicos y de paleotemperaturas el supuesto relevo de las masas de agua.
- Buscar lugares o momentos temporales concretos con donde predominen los aportes eólicos. Investigar evidencias de cambios en la intensidad de los vientos.

4.- Analizar con más resolución los perfiles geoquímicos de los elementos sensibles de sufrir cambios redox en el MD95-2043 y en otros testigos de Alboran, buscando evidencias de la presencia de frentes de oxidación durante la extensión de la capa rica en materia orgánica.

5.- Tratar de corroborar la supuesta extensión de la capa rica en materia orgánica hasta los 5.000 años por medio de diferentes índices de productividad.

6.- Investigar evidencias de posibles descargas de detritos de icebergs en áreas del mar de Alborán próximas al estrecho de Gibraltar. Tratar de apoyar la hipótesis de un aumento en la productividad durante los periodos fríos con nuevos argumentos.

# BIBLIOGRAFÍA

## Primera parte

- Abelmann, A. y Gersonde, R. Biosiliceous particle flux in the Southern Ocean. *Marine Chemistry* 35:503-536, 1991.
- Adelseck, C.G. y Anderson, T.F. The late Pleistocene record of productivity fluctuations in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Geology* 6:388-391, 1978.
- Agrawal, Y.C., McCave, I.N., y Riley, J.B. Laser diffraction size analysis. In: *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*, edited by Syvitski, J.P.M. New York: Cambridge University Press, 1991, p. 119-128.
- Alonso, B. y Maldonado, A. Late Quaternary sedimentation of the Ebro turbidite systems (Northwestern Mediterranean): two styles of deep-sea deposition. *Marine Geology* 95:353-377, 1990.
- Alonso, B., Comas, M., Ercilla, G., y Palanques, A. Data report: textural and mineral composition of cenozoic sedimentary facies off the Western Iberian peninsula, sites 897, 898, 899 and 900. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 149:741-754, 1996.
- Archer, D. 1991. Equatorial Pacific calcite preservation cycles: production or dissolution? *Paleoceanography*, 6, 561-571.
- Arrhenius, G.O.S. Sediment cores from the east Pacific. *Report Swedeen Deep Sea Expedition. 1947-1949* 5:1-228, 1952.
- Arrhenius, G. Rate of production, dissolution and accumulation of biogenic solids in the ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 67:119-146, 1988.
- Bareille, G., Labracherie, M., Maillet, N., y Latouche, C. Quantification des teneurs en opale biogène des sédiments de l'océan austral par diffractométrie X. *Clay Mineralogy* 25:363-373, 1990.
- Baturin, G.N. Some unique sedimentological and geochemical features of deposits in coastal upwelling regions. In: *Coastal upwelling. Its sediment record. Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling*, edited by Thiede, J. y Suess, E. NATO, 1998, p. 11-27.
- Berger, W.H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep Sea Research* 15:31-43, 1968.
- Berger, W.H. Deep-sea carbonate: Pleistocene dissolution cycles. *Journal of Foraminifera Research* 3:187-195, 1973.
- Biscaye, P.E. Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. *American Mineralogist* 49:1281-1289, 1964.
- Biscaye, P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* 76:803-832, 1965.
- Boström, K., Joensuu, O., Valdes, S., y Riera, M. Geochemical history of South Atlantic Ocean sediments since late Cretaceous. *Marine Geology* 12:85-122, 1972.

- Boyle, E.A. Chemical accumulation variations under the Peru Current during the past 130.000 years. *Journal of Geophysical Research* 88:7667-7680, 1983.
- Broecker, W.S. y Peng, T.H. The sedimentary sink. Factors influencing the distribution of sedimentary constituents. In: *Tracers in the sea*, edited by Lamont Doherty Geological Observatory, New York: Columbia University, 1982, p. 8-106.
- Berner, R.A. Kinetics of weathering and diagenesis. In: *Kinetics of geochemical processes, reviews in mineralogy*, edited by Lasaga, A.C. y Kirkpatrick, R.J. 1981, p. 111-135.
- Bezrukov, P.L. Distribution and rate of deposition of silicate sedimentations in the Sea of Okhotsk. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 103:473-476, 1955.
- Bogdanov, Y.A., Levitan, M.A., y Plyusnina, I. Quantitative analyses of quartz and opal in ocean sediment by infrared spectroscopy. *Oceanology* 14:756-761, 1974.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., y Shackleton, N. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14(6):698-705, 1999.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Flores, J.A., Canals, M. y Bárcena, M.A. Climatic dependence of the last organic rich layer event in the Western Mediterranean Sea. *Geophysical Research Letters* (in press).
- Calvert, S.E. y Pedersen, T.F. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia? In: *Productivity, accumulation and preservation of organic matter in recent and ancient sediments*, edited by Whelan, J.K. y Farrington, J.W. Columbia University Press, 1992, p. 231-263.
- Canfield, D.E. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chemical Geology* 114:315-329, 1994.
- Chamley, H. North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic. In: *Deep Drilling results in the Atlantic ocean: continental margins and paleoenvironments*, edited by Talwani, M., Hay, W.W., y Ryan, W.B.F. Washington: American Geophysical Union, 1979, p. 342-360.
- Chamley, H. *Clay sedimentology*, Berlin: Springer-Verlag, 1989.
- Chester, R. and Elderfield, H. The infrared determination of opal in siliceous deep-sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32:1128-1140, 1968.
- Clemens, S., Prell, W., y Howard, W. 1987. Retrospective dry bulk density estimates from Southeast Indian Ocean Sediments. Comparison of water loss and chloride-ion methods. *Marine Geology*, 76, 57-69.
- Conley, D.J. An interlaboratory comparison for the measurement of biogenic silica in sediments. *Marine Chemistry* 63:39-48, 1998.
- Conley, D.J. y Schelske, C.L. Potencial role of sponge spicules in influencing the silicon biogeochemistry of Florida lakes. *Canadian Journal Fishery Aquatic Science* 50:296-302, 1993.
- Curry, W.B., y Lohmann, G.P. 1986. Late Quaternary carbonate sedimentation at the Sierra Leona Rise (Eastern Equatorial Atlantic ocean). *Marine Geology*, 70, 223-250.
- Dean, W. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* 44(1):242-248, 1974.
- DeMaster, D.J. (1979). The marine budgets of silica and  $^{32}\text{Si}$ . Yale University.
- DeMaster, D.J. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45:1715-1732, 1981.

- DeMaster, D.J. Measuring biogenic silica in marine sediments and suspended matters. In: *Marine Particles: Analysis and Characterization*, edited by Hurd, D.C. y Spenser, D.W. American Geophysical Union, 1991, p. 363-368.
- DeMaster, D.J., Knapp, G.B., y Nittrouer, C.A. Biological uptake and accumulation of silica on the Amazon continental shelf. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47:1713-1723, 1983.
- DeMaster, D.J., Nelson, D.M., Nittrouer, C.A., y Harden, S.L. Biogenic silica and organic carbon accumulation in modern Bransfield Strait sediments. *Antarctic Journal of United States* 22(5):108-110, 1987.
- Diester-Haass, L., y Chamley, H. 1978. Neogene paleoenvironment off Northwest Africa based on sediments from DSDP leg 14. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 879-896.
- Eggemann, D.W., Manheim, F.T., y Betzer, P.R. Dissolution and analysis of amorphous silica in marine sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 50(1):215-225, 1980.
- Eisma, D. y Van der Gaast, S.J. Determination of opal in marine sediments by X-ray diffraction. *Netherlands Journal of Sea Research* 5(3):382-389, 1971.
- Ellis, D.B. y Moore, T.C.J. Calcium carbonate, opal and quartz in Holocene pelagic sediments and the calcite compensation level in the South Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research* 31(3):210-227, 1973.
- Emerson, S. y Hedges, J.I. Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography* 3:621-634, 1988.
- Emiliani, C. Pleistocene Temperatures. *Journal of Geology* 63:538-578, 1955.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., y Urey, H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 64:1315-1326, 1953.
- Ercilla, G. Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo Occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica). ICM. CSIC. UPC. :1-567, 1992. Tesis de doctorado.
- Evans, H.B. A device for continuous determination of material density and porosity. Dallas: Translation of 6th Annu. SPWIA Logging Symposium, TX. 1-25p (1965)
- Fanning, K.A. y Pilson, M.E.Q. On the spectrophotometric determination of dissolved silica in natural waters. *Analytical Chemistry* 45(1):136-140, 1973.
- Farrell, J.W., y Prell, W.L. Climatic change and CaCO<sub>3</sub> preservation: an 800.000 year bathymetric reconstruction from the Central Equatorial Pacific ocean. *Paleoceanography*, 4, 447- 466. 1989.
- Farrell, J.W. y Prell, W.L. Pacific CaCO<sub>3</sub> preservation and  $\delta^{18}\text{O}$  since 4 Ma: Paleoceanic and paleoclimatic implications. *Paleoceanography* 6:485-498, 1991.
- Forrest, J. y Clark, N.R. Characterizing grain size distribution: evaluation of a new approach using a multivariate extension of entropy analysis. *Sedimentology* 36:711-722, 1989.
- Friedman y Sanders Properties of sedimentary particles. In: *Principles of Sedimentology*, 1978, p. 58-81.
- Frohlich, F. Deep-sea biogenic silica: new structural and analytical data from infrared analysis -geological implications. *Terra Nova* 1:267-273, 1989.
- Froelich, P.N. Analysis of organic carbon in marine sediments. *Limnology and Oceanography* 25(3):564-572, 1980.
- Gehlen, M. y van Raaphorst, W. Early diagenesis of silica in sandy North Sea sediments: quantification of the solid phase. *Marine Chemistry* 42:71-83, 1993.
- Gehlen, M., van Raaphorst, W., y Wollast, R. Kinetics of silica sorption on North Sea sediments. *Chemical Geology* 107:359-361, 1993.



- Gerland, S. y Villinger, H. Nondestructive density determination on marine sediment cores from gamma-ray attenuation measurements. *Geo-Marine Letters* 15:111-118, 1995.
- Gibbs, R.J. Effects of combustion temperature and time and of the oxidation agent used in organic carbon and nitrogen analysis of marine sediments and dissolved organic material. *Journal of Sedimentary Petrology* 47:547-550, 1977.
- Giró, S. y Maldonado, A. Análisis granulométrico por métodos automáticos: tubo de sedimentación y sedigraph. *Acta Geológica Hispánica* 20(1):95-102, 1985.
- Goldberg, E.D. Determination of opal in marine sediments. *Journal of Marine Research* 17:178-182, 1958.
- Hays, J.D., Saito, T., y Opdyke, N.D. Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geological Society of America Bulletin* 80:1481-1513, 1969.
- Hedges, J.I. y Stern, J.H. Carbon and nitrogen determinations of carbonate-containing solids. *Limnology and Oceanography* 29(3):657-663, 1984.
- Hempel, P. y Bohrmann, G. Carbonate-free sediment components and aspects of silica diagenesis at sites 707, 709 and 711 (leg 115. Western Indian Ocean). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 115:677-698, 1990.
- Herbert, T.D., y Mayer, L.A. 1991. Long climatic time series from sediment physical property measurements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 1089-1108.
- Herguera, J.C. Deep Sea Benthic Foraminifera and Biogenic Opal: Glacial to Postglacial Productivity Changes in the Western Ecuatorial Pacific. *Marine Micropaleontology* 19:79-98, 1992.
- Hirota, J. y Spyzer, J.P. Separation of total particulate carbon into inorganic and organic components. *Limnology and Oceanography* 20:896-900, 1975.
- Hiscott, R.N., Hall, F.R., y Pirmez, C. 1997. Turbidity-current overspill from the Amazon channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155, 53-78.
- Hovan, S., Rea, D.K., y Pisias, N.G. Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in northwest Pacific sediments. *Paleoceanography* 6:349-370, 1991.
- Hurd, D.C. Interactions of Biogenic Opal, Sediment and Seawaters in the central equatorial Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37:2257-2282, 1973.
- Hurd, D.C. Physical and chemical properties of siliceous skeletons. In: *Silicon geochemistry and biogeochemistry*, edited by Aston, S.R. Academic Press, 1983, p. 187-244.
- Hurd, D.C. y Theyer, F. Changes in the physical and chemical properties of biogenic silica from the central equatorial Pacific: part II. Refraction index, density and water content of acid cleaned samples. *American Journal of Science* 227:1168-1202, 1977.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., y Shackleton, N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O record. Reidel Publishing Company. *Milankovitch and Climate*(1):269-305, 1984.
- Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., y et al. On the structure and origin of major glaciation cycles. I. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography* 7(6):701-738, 1992.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M., Shackleton,

- N., y Toggweiler, J.R. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography* 8(6):699-735, 1993.
- International Centre For Diffraction Data In: *Powder diffraction standards files*, Anonymous Newton Square, PA, 1994.
- Juniper, S.K., Martineu, P., Sarrazin, J., y Gelinas, Y. Microbial-mineral floc associated with nascent hydrothermal activity on CoAxial Segment, Jan de Fuca Ridge. *Geophysical Research Letters* 22:179-182, 1995.
- Jurado, M.J. y Alonso, B. Interpretation of site 948 logging-while-drilling data: mineralogical inversion of log data constrained by sample analyses. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 156:219-227, 1997.
- Kamatani, A. Physical and chemical characteristics of biogenous silica. *Marine Biology* 8(2):89-95, 1971.
- Kamatani, A. Determination of biogenic silica in marine sediment. *La Mer (Bulletin of the Society France-Japan of Oceanography)* 18:63-68, 1980.
- Kamatani, A. y Takano, M. The behavior of dissolved silica during the mixing of river and sea waters in Tokyo Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 19:505-512, 1984.
- Kamatani, A. y Oku, O. Measuring biogenic silica in marine sediments. *Marine Chemistry* 68:219-229, 2000.
- Knauss, K.G. y Wolery, T.J. The dissolution kinetics of quartz as a function of pH and time at 70°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52:43-53, 1988.
- Krause, G.L., Schelske, C.L., y Davis, C.O. Comparison of three wet-alkaline methods of digestion of biogenic silica in water. *Freshwater Biology* 13:73-81, 1983.
- Landen, A., Holby, O., y Hall, P.O.J. Determination of biogenic silica in marine sediments-selection of pretreatment method and effect of sample size. *Vatten* 52:85-92, 1996.
- Lamy, F., Hebbeln, D., y Wefer, G. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141:233-251, 1998.
- Lapaquellerie, Y. Utilisation de la diffractométrie X pour la détermination des constituants amorphes dans les sédiments marins (silice biogène et cendres volcaniques). *Clay Mineralogy* 22:457-463, 1987.
- Lee, K. y Sackett, W.M. The high temperature titration of biogenic silica. *Deep Sea Research I* 45:1015-1028, 1998.
- Leinen, M. A normative calculation technique for determining opal in deep-sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41:671-676, 1977.
- Leinen, M. Techniques for determining opal in deep sea sediments: A comparison of radiolarian counts and x-ray diffraction data. *Marine Micropaleontology* 9:375-383, 1985.
- Leinen, M., Cwienk, D., Heath, G.R., Biscaye, P.E., Kolla, V., Thiede, J., y Dauphin, J.P. Distribution of Biogenic Silica and Quartz in Recent Deep Sea Sediment. *Geology* 14:199-203, 1986.
- Leinen, M. The Late Quaternary record of atmospheric transport to the northwest Pacific from Asia. In: *Paleoclimatology and Paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*, edited by Winterer, E.L., Hussong, D.M., y Drecker, R.W. Boulder, 1989, p. 323-335.
- Lyle, M., y Dymond, J. 1976. Metal accumulation rates in the Southeast Pacific. Errors introduced from assumed bulk densities. *Earth and Planetary Science Letters*, 30, 164-168.
- Lyle, M., Murray, D.W., Finney, B.P., Dymond, J., Robbins, J.M., y Brooksforce, K. The record of late pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific ocean. *Paleoceanography* 3(1):39-59, 1988.

- Luz, B., y Shackleton, N. (1975). CaCO<sub>3</sub> solution in the tropical East Pacific during the past 130.000 years. In W.V. Sliter, A.W.H. Be, y W.H. Berger (Eds.), *Dissolution of deep-sea carbonates*. (pp. 142-150). Cushman Foundation.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C.J., y Shackleton, N.J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300 000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27:1-29, 1987.
- McCave, N., Bryant, R., Cook, H., y Coughanowr, C. Evaluation of a laser diffraction size analyser for use with natural sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 56:561-564, 1986.
- McCave, N., Manighetti, B., y Robinson, S.G. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10(3):593-610, 1995.
- Michalopoulos, P. y Aller, R.C. Rapid clay mineral formation in Amazon Delta sediments: reverse weathering and oceanic elemental fluxes. *Science* 270:614-617, 1995.
- Milankovitch, M. (1930). Mathematische klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In W. Köppen y R. Geiger (Eds.), *Handbuch der Klimatologie, I (A)*. (pp. 1-176). Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Millot, G. *Geology of clays*, New York:Springer-Verlag, 1970.
- Mortlock, R.A. y Froelich, P.N. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Research* 36(9):1415-1426, 1989.
- Müller, P.J. y Schneider, R. An automated leaching method for the determination of opal in the sediments and particulate matter. *Deep Sea Research* 40:425-444, 1993.
- Murray, R.W., y Leinen, M. 1993. Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135° W: Tracking sedimentary major, trace, and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 4141-4163.
- Nieuwenhuize, J., Maas, Y.E.M., y Middelburg, J.J. Rapid analysis of organic carbon and nitrogen in particulate materials. *Marine Chemistry* 45:217-224, 1994.
- Ninkovith, D. y Shackleton, N.J. Distribution, stratigraphic position and age of ash layer L in the Panama Basin region. *Earth and Planetary Science Letters* 27:20-34, 1975.
- Paillard, D., Labeyrie, L., y Yiou, P. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Trans. AGU* 77:379, 1996.
- Palanques, A., Plana, F., y Maldonado, A. 1990. Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 95, 247-263.
- Parra, M., Chapuy, B., Pons, J.C., Latouche, C., y Tranquille, M. Determination by infrared spectrometry of biogenic silica, smectites and plagioclases in fine-grained sediments from Kerguelen-Hearde plateau (Austral Indian Ocean). *Bull. Inst. Geol. Bassin d Aquitaine* 49:5-13, 1991.
- Pedersen, T.F., Pickering, M., Vogel, J.S., Southon, J.N., y Nelson, D.E. The response of benthic foraminifera to productivity cycles in the eastern equatorial Pacific: faunal and geochemical constraints on glacial bottom water oxygen levels. *Paleoceanography* 3:157-168, 1988.
- Pisias, N.G. Late Quaternary sediment of the Panama Basin: sedimentation rates, periodicities and controls of carbonate and opal accumulation. *Mem. Geological Society of America* 145:375-391, 1976.
- Pisias, N.G., Moore, T.C., y Heath, G.R. Lag times for oceanic responses to climatic change. *Nature* 256:716-717, 1975.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, T.C.J., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J., y Boden, G. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300 000 years. *Marine Geology* 56:119-136, 1984.

- Pisias, N.G. y Rea, D.K. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: sea surface response to the southeast trade winds. *Paleoceanography* 3(1):21-37, 1988.
- Pisias, N.G., Mayer, L.A., y Mix, A. (1995). Paleoclimatology of the eastern Equatorial Pacific during the Neogene: synthesis of leg 138 drilling results. In N.G. Pisias, L.A. Mayer, L.A. Janecek, T.R. Palmer-Julson, y T.H. van Andel (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 5-21).
- Pokras, E.M. Preservation of fossil diatoms in Atlantic sediment cores: control by supply rate. *Deep Sea Research* 33:893-902, 1986.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G. Morley, J.J., Pisias, N.C., Shackleton, N.J., y Streeter, H.F. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. *Paleoceanography* 1(2):137-162, 1986.
- Pudsey, C.J. Calibration of a point-counting technique for estimation of biogenic silica in marine sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(4):760-762, 1993.
- Ragueneau, O.G. y Treguer, P. Determination of biogenic silica in coastal waters: aplicability and limits of the alkaline digestion method. *Marine Chemistry* 45:43-51, 1994.
- Rea, D.K. y Janecek, T.R. Mass-accumulation rates of the non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component of deep sea sediments from the western mid Pacific mountains, ODP site 463. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)* 62:653-659, 1981.
- Rea, D.K., Pisias, N.G., y Newberry, T. Late pleistocene paleoclimatology of the central equatorial pacific: flux patterns of biogenic sediments. *Paleoceanography* 6(2):227-244, 1991.
- Rea, D.K. y Hovan, S. Grain size distributions and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific. *Paleoceanography* 10:251-258, 1995.
- Rius, J., Plana, F., y Palanques, A. A standardless X-ray diffraction method for the quantitative analysis of multiphase mixtures. *Applied Crystallography* 20:457-460, 1989.
- Robert, C. y Chamley, H. Cenozoic evolution of continental humidity and paleoenvironment, deduced from the kaolinite content of oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 60:171-187, 1987.
- Sarnthein, M. y Winn, K. Reconstruction of low and middle latitude export productivity, 30.000 years BP to present: Implications for global carbon reservoirs. In: *Climate-ocean interaction*, edited by Schlesinger, M.E. Kluwer, 1990, p. 319-342.
- Schluter, M. y Rickert, D. Effect of pH on the measurement of biogenic silica. *Marine Chemistry* 63:81-92, 1998.
- Schroeder, J.O., Murray, R.W., Leinen, M., Pflaum, R.C., y Janecek, T.R. Barium in equatorial Pacific carbonate sediment: terrigenous, oxide and biogenic associations. *Paleoceanography* 12(1):125-146, 1997.
- Schultheiss, P.J., y McPhail, S.D. (1989). An automated p-wave logger for recording fine scale compressional wave velocity structures in sediments. In W. Ruddiman y M. Sarnthein (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 407-413).
- Seibold, E. y Berger, W.H. *The sea floor. An introduction to Marine Geology*, Berlin:Springer-Verlag, 1983. pp. 1-331.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238, late Pliocene to latest Pleistocene. *Mem. Geological Society of America* 145:449-464, 1976.
- Singer, J., Anderson, J.B., Ledbetter, M.T., Jones, K.P.N., MacCave, I.N., y Wright, R. The assessment of analytical techniques for the analysis of fine-grained sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 58:534-543, 1988.
- Snoeckx, H., y Rea, D.K. 1994. Dry bulk density and CaCO<sub>3</sub> relationships in upper Quaternary sediments of the eastern equatorial Pacific. *Marine Geology*, 120, 327-333.

- Stein, R. Organic carbon content/sedimentation rate. Relationship and its paleoenvironmental significance for marine sediments. *Geo-Marine Letters* 10:37-44, 1990.
- Strickland, J.D. y Parsons, T.R. A Practical Handbook of Seawater Analysis. *Bulletin of the Fisheries Research Board of Canada* 167:49-62, 1968.
- Suess, H. Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288:260-261, 1980.
- Trèguer, P., Kamatani, A., Gueneley, S., y Queguiner, B. 1989. Kinetics of dissolution of Antarctic diatom frustules and the biogeochemical cycle of silicon in the Southern Ocean. *Polar Biology*, 9, 397-403.
- Urey, H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society* :562-581, 1947.
- Valencia, M.J. Pacific Pleistocene paleoclimatic stratigraphies: A comparative analysis of results. *Quaternary Research* 8:339-354, 1977.
- Van Bennekom, A.J., Berger, G.W., Van der Gaast, S.J., y De Vries, R.T.P. Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean (Atlantic sector). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 67:19-30, 1988.
- Van Iperen, J. y Helder, W. A method for the determination of organic carbon in calcareous marine sediments. *Marine Geology* 64:179-187, 1985.
- Vatan, M. Manuel de la Sédimentologie. Anonymous Anonymous Paris (Technip), 1967.
- Verardo, D.J., Froelich, P.N., y McIntyre, A. Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer. *Deep Sea Research* 37(1):157-165, 1990.
- Villanueva, J., Grimalt, J.O., Cortijo, E., Vidal, L., y Labeyrie, L. A biomarker approach to the organic matter deposited in the North Atlantic during the last climatic cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(21):4633-4646, 1997.
- Von Breymann, M.T., Emeis, K.C., y Camerlenghi, A. Geochemistry of sediments from the Peru upwelling area: results from sites 680, 682, 685 and 688. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 112:491-503, 1990.
- Weber, M.E. Estimation of biogenic carbonate and opal by continuous non-destructive measurements in deep-sea sediments: application to the eastern Equatorial Pacific. *Deep Sea Research* 145:1955-1975, 1998.
- Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G., y Wiedicke, M. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology* 136:151-172, 1997.
- Weliky, K., Suess, E., Ungerer, C.A., Muller, P., y Fischer, K. Problems with accurate carbon measurements in marine sediments and particulate matter in seawater: a new approach. *Limnology and Oceanography* 28(6):1252-1259, 1983.
- Yarincik, K.M., Murray, R.W., y Peterson, L.C. Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578.000 years: results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography* 15(2):210-228, 2000.

## Segunda parte

- Ahumada, R., Rudolph, A., y Silva, N. 1996. Contenido de carbono total, carbono orgánico, carbono inorgánico, nitrógeno orgánico, fósforo total, en los sedimentos de los fiordos de Campos de Hielo. Sur. *Ciencia y Tecnología Marina*, 19, 123-132.
- Archer, D. 1991. Equatorial Pacific calcite preservation cycles: production or dissolution? *Paleoceanography*, 6, 561-571.
- Archer, D., Lyle, M., Rodgers, K., y Froelich, P. 1993. What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments? *Paleoceanography*, 8, 7-21.
- Armtz, W.E., y Fahrbach, E. (1996). Bases meteorológicas y oceanográficas. In Anonymous, *El Niño: experimento climático de la naturaleza*. (pp. 17-33). Mexico: Fondo de cultura económica. Sección de Ciencia y Tecnología.
- Arrhenius, G.O.S. 1952. Sediment cores from the east Pacific. *Report Swedeen Deep Sea Expedition 1947-1949*, 5, 1-228.
- Bakun, A., y Nelson, C.S. 1991. The seasonal cycle of wind stress curl in Subtropical Eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1815-1834.
- Bárcena, M.A., Cacho, I., Abrantes, F., Sierro, F.J., Grimalt, J.O., y Flores, J.A. 2001. Paleoproductivity variations related to climatic conditions in the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last glacial-interglacial transition: the diatom record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 337-357.
- Bárcena, M.A., Sierro, F.J., Frances, G., Baraza, J., Ercilla, G., y Flores, J.A. 1997. Marine sediments: an accurate tool for reconstructing climatic variability in equatorial Africa during the Late Pleistocene. *Geogaceta*, 21, 35-38.
- Bard, E., Rostek, F., y Sonzogni, C. 1997. Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. *Nature*, 385, 707-710.
- Berger, W.H. 1973. Deep-sea carbonate: Pleistocene dissolution cycles. *Journal of Foraminifera Research*, 3, 187-195.
- Berger, W.H. (1976). Biogenous deep sea sediments: production, preservation and interpretation. In J.P. Riley y R. Chester (Eds.), *Treatise on Chemical Oceanography*. (pp. 265-388). San Diego: Academic.
- Berrios, M., y Olivares, J. 1996. Caracterización granulométrica y contenido de carbono orgánico de los sedimentos marinos superficiales en el sistema de bahías de la IV región. Coquimbo. *Ciencia y Tecnología Marina*, 19, 37-45.
- Blank, M., Leinen, M., y Prospero, J.M. 1985. Major Asian eolian dust inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the Western North Pacific. *Nature*, 314, 84-86.
- Boström, K., Joensuu, O., Valdés, S., Charm, W., y Glaccum, R. 1976. Geochemistry and origin of East Pacific sediments sampled during DSDP leg 34. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 34, 559-574.
- Boyle, E.A. 1983. Chemical accumulation variations under the Peru Current during the past 130.000 years. *Journal of Geophysical Research*, 88, 7667-7680.

- Brink, K.H., Halpern, D., y Smith, R.L. 1980. Circulation in the Peruvian upwelling system near 15°S. *Journal of Geophysical Research*, 85, 4036-4048.
- Brink, K.H., Halpern, D., Huyer, A., y Smith, R.L. 1983. The physical environment of the peruvian upwelling system. *Progress in Oceanography*, 12, 285-305.
- Broecker, W., y Sanyal, A. 1997. Magnitude of the CaCO<sub>3</sub> dissolution events marking the onset of times of glaciation. *Paleoceanography*, 12, 530-532.
- Broecker, W.S. y Peng, T.H. (1982). The sedimentary sink. Factors influencing the distribution of sedimentary constituents. In Lamont Doherty Geological Observatory (Ed.), *Tracers in the sea*. (pp. 8-106). New York: Columbia University.
- Calvo, E., Pelejero, C., Herguera, J.C., Palanques, A., y Grimalt, J.O. Insolation dependence of the Southeastern Subtropical Pacific sea surface temperature over the last 400 Kyr. *Geophysical Research Letters*, (in press).
- Chuey, J.M., Rea, D.K., y Pisias, N.G. 1987. Late Pleistocene paleoclimatology of the Central Equatorial Pacific: a quantitative record of eolian and carbonate deposition. *Quaternary Research*, 28, 323-339.
- Clapperton, C.H. (1993). The Quaternary of South America: overview and implications. In C.H. Clapperton (Ed.), *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. (pp. 707-736). Elsevier.
- Clayton, T., y Kemp, A. 1990. Clay mineralogy of Cenozoic sediments from the peruvian continental margin: Leg 112. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 112, 59-77.
- Clemens, S.C., y Prell, W.L. 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the Owen Ridge (site 722), NW Arabian sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 117, 365-388.
- Copin-Montegut, C., y Raimbault, P. 1994. The Peruvian upwelling near 15°S in August 1986. Results of continuous measurements of physical and chemical properties between 0 and 200m depth. *Deep Sea Research I*, 41, 439-467.
- Couch, R. y Whitsett, R.M. Geological Society of America. (1981). Structures of the Nazca Ridge and the continental shelf and slope of southern Peru. *Memoir ed*, 569 p. 154. Nazca plate: crustal formation and Andean convergence. .
- Crowley, T.J. 1983. Calcium carbonate preservation patterns in the central North Atlantic during the last 150.000 years. *Marine Geology*, 51, 1-14.
- Crowley, T.J. (1985). Quaternary carbonate changes in the North Atlantic and Atlantic/Pacific comparisons. In E.T. Sundquist y W.S. Broecker (Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural variations Archean to Present*. (pp. 271-284). Washington: AGU.
- Curry, W.B., y Lohmann, G.P. 1986. Late Quaternary carbonate sedimentation at the Sierra Leona Rise (Eastern Equatorial Atlantic ocean). *Marine Geology*, 70, 223-250.
- Dauphin, J.P. 1980. Size distribution of chemically extracted quartz used to characterize fine-grained sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 205-214.
- Dunbar, R.B., Marty, R.C., y Baker, P. 1990. Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco Basins. *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleocology*, 77, 215-225.
- Dymond, J. Geological Society of America. (1981). Geochemistry of Nazca plate surface sediments: an evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital and hydrogenous sources. *Memoir ed*, 133 p. 154. Nazca plate: crustal formation and Andean convergence. .
- Dymond, J., Corliss, J., y Stilliger, R. 1976. Chemical composition and metal accumulation rates of metalliferous sediments from sites 319, 320, 321. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 34, 575-588.

- Dymond, J., y Lyle, M. 1985. Flux comparisons between sediments and sediment traps in the eastern tropical Pacific: implications for atmospheric CO<sub>2</sub> variations in the Pleistocene. *Limnol Oceanogr*, 30, 699-712.
- Dymond, J., Suess, E., y Lyle, M. 1992. Barium in deep sea sediments: A geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7, 163-181.
- Emeis, K.C., Doose, H., Mix, A., y Schulz-Bull, D. (1995). Alkenone sea-surface temperatures and carbon burial at site 846 (eastern Equatorial Pacific ocean): the last 1.3 MY. In N.G. Pisias, L.A. Mayer, L.A. Janecek, T.R. Palmer-Julson, y T.H. van Andel (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 605-613).
- Emerson, S. (1985). Organic carbon preservation in marine sediments. In E.T. Sundquist y W. Broecker (Eds.), *The carbon cycle and atmospheric CO<sub>2</sub>*. (pp. 78-87). Washington: AGU.
- Emerson, S., y Bender, M. 1981. Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep-sea: calcium carbonate preservation. *Journal of Marine Research*, 39, 139-162.
- Erlandson, D.L., Hussong, D.M., y Campbell, J.F. Geological Society of America. (1981). Sediment and associated structure of the northern Nazca plate. *Memoir ed*, 295 p. 154. Nazca plate: crustal formation and Andean convergence. .
- Fahrbach, E., Brockmann, C., Lostaunau, N., y Urquiza, W. (1981). The northern Peruvian upwelling system during the ESACAN experiment. In F.A. Richards (Ed.), *Coastal upwelling*. (pp. 134-145). Washington: American Geophysical Union.
- Farrell, J.W., y Prell, W.L. 1989. Climatic change and CaCO<sub>3</sub> preservation: an 800.000 year bathymetric reconstruction from the Central Equatorial Pacific ocean. *Paleoceanography*, 4, 447-466.
- Farrell, J.W., Murray, D.W., McKenna, V.S., y Ravelo, A.C. (1995). Upper Ocean temperature and nutrient contrasts inferred from Pleistocene planktonic foraminifer  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in the eastern Equatorial Pacific. In N.G. Pisias, L.A. Mayer, L.A. Janecek, T.R. Palmer-Julson, y T.H. van Andel (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 289-319).
- Farrimond, P., Poynter, J.G., y Eglinton, G. 1990. A Molecular Stratigraphic Study of Peru Margin Sediments, Hole 686 B, Leg 112. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 112, 547-553.
- Finney, B.P., Lyle, M., y Heath, G.R. 1988. Sedimentation at MANOP site H (Eastern Equatorial Pacific) over the past 400.000 years: climatically induced redox variations and their effects on transition metal cycling. *Paleoceanography*, 3, 169-189.
- Fuenzalida, R. 1992. Proceso de surgencia en la región norte de Chile, Latitudes 20°30S - 21°45S. *Investigaciones en Ciencia y Tecnología Serie: Ciencias del Mar*, 2, 79-104.
- Gillette, D.A., Blifford, Jr., y Fryrear, D.W. 1974. The influence of wind velocity on the size distribution of aerosols generated by the wind erosion of soils. *Journal of Geophysical Research*, 79, 4068-4075.
- Goulié, A.S. 1983. Dust storms in space and time. *Progress in Physical Geography*, 7, 502-530.
- Gunther, E.R. (1936). A report on oceanographic investigations in Peru Coastal Current. In Anonymous, *Discovery Reports*. (pp. 107-276). Cambridge University Press.
- Hastenrath, S., y Kutzbach, J. 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. *Quaternary Research*, 24, 249-256.
- Hays, J.D., Saito, T., y Opdyke, N.D. 1969. Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1481-1513.
- Heath, G.R., y Dymond, J. Geological Society of America. (1981). Metaliferous-sediment deposition in time and space: East Pacific Rise and Bauer Basin, northern Nazca plate. *Memoir ed*, 175 p. 154. Nazca plate: crustal formation and Andean convergence. solo abstract.



- Hebbeln, D., Marchant, M., Freudenthal, T., y Wefer, G. 2000. Surface sediments distribution along the Chilean continental slope related to upwelling and productivity. *Marine Geology*, 164, 119-137.
- Herguera, J.C., y Berger, W.H. 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, 19, 1173-1176.
- Hill, P.R., y Marsters, C. 1990. Controls on physical properties of Peru continental margin sediments and their relationship to deformation styles. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 623-632.
- Hooghiemstra, H. (1984). *Vegetational and Climatic History of the High Plain of Bogota, Colombia: A continuous record of the last 3.5 million years*. Liechtenstein.
- Hovan, S. 1995. Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the Eastern Equatorial Pacific ocean, Leg 138. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 138, 615-625.
- Hovan, S., Rea, D.K., Pisias, N.G., y Shackleton, N. 1989. A direct link between the China loess and marine d18O records: aeolian flux to the North Pacific. *Nature*, 340, 296-298.
- Hovan, S., Rea, D.K., y Pisias, N.G. 1991. Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in northwest Pacific sediments. *Paleoceanography*, 6, 349-370.
- Ibaraki, M. 1990. Eocene through Pleistocene planktonic foraminifers off Peru, Leg 112- Biostratigraphy and Paleooceanography. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 239-252.
- Janecek, T.R., y Rea, D.K. 1983. Eolian deposition in the northeast Pacific Ocean: Cenozoic history of atmospheric circulation. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 730-738.
- Janecek, T.R., y Rea, D.K. 1985. Quaternary fluctuations in the Northern hemisphere trade winds and westerlies. *Quaternary Research*, 24, 150-163.
- Jansen, J.H.F., Kuijpers, A., y Troelstra, S.R. 1986. A Mid-Brunhes climatic event: long term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science*, 232, 619-622.
- Johnson, D.R., Fonseca, T., y Sievers, H. 1980. Upwelling in the Humboldt coastal current near Valparaiso, Chile. *Journal of Marine Research*, 38, 1-16.
- Klinkhammer, G.P. 1980. Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific II. Pore water metal results. *Earth and Planetary Science Letters*, 49, 81-101.
- Klovan, J.E., y Imbrie, J. 1971. An algorithm and Fortran IV program for large scale Q-mode factor analysis. *J Int Assoc Math Geol*, 3, 61-67.
- Krissek, L.A., Scheidegger, K.F., y Kulm, L.D. 1980. Surface sediments of the Peru-Chile continental margin and the Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 321-331.
- Krissek, L.A., y Clemens, S.C. 1991. Mineralogic variations in a Pleistocene high resolution eolian record from the Owen Ridge, Western Arabia sea (site 722): implications for sediment source conditions and monsoons history. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 117, 197-213.
- Krissek, L.A., y Janecek, T.R. 1993. Eolian deposition on the Ontong Java Plateau since the Oligocene: Unmixing a record of multiple dust sources. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 130, 471-490.
- Kump, L.R., Schweller, W., Molina, A., y Rosato, V. 1976. Lithologic evidence for convergence of the Nazca Plate with the South American continent. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 34, 795-801.
- LaMontagne, R.W., Murray, R.W., Wei, K.-Y., Leinen, M., y Wang, C.-H. 1996. Decoupling of carbonate preservation, carbonate concentration, and biogenic accumulation: A 400-kyr record from the Central Equatorial Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 11, 553-562.

- Lamy, F., Hebbeln, D., y Wefer, G. 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, 233-251.
- Lamy, F., Hebbeln, D., y Wefer, G. 1999. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research*, 51, 83-93.
- Leinen, M. (1989). The Late Quaternary record of atmospheric transport to the northwest Pacific from Asia. In E.L. Winterer, D.M. Hussong, y R.W. Drecker (Eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. (pp. 323-335). Boulder.
- Lonsdale, P. 1976. Abyssal circulation of the Southeastern Pacific and some geological implications. *Journal of Geophysical Research*, 81, 1163-1176.
- Loubere, P. 1999. A multiproxy reconstruction of biological productivity and oceanography in the eastern equatorial Pacific for the past 30,000 years. *Marine Micropaleontology*, 37, 173-198.
- Loubere, P. 2000. Marine control of biological production in the eastern equatorial Pacific ocean. *Nature*, 406, 497-500.
- Lukas, R. 1986. The termination of the Equatorial Undercurrent in the eastern Pacific. *Progress in Oceanography*, 16, 63-90.
- Lyle, M., Murray, D.W., Finney, B.P., Dymond, J., Robbins, J.M., y Brooksforce, K. 1988. The record of late pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific ocean. *Paleoceanography*, 3, 39-59.
- Lyle, M., Pahl, F., y Sparrow, M.A. 1988. Upwelling and productivity changes inferred from a temperature record in the central equatorial Pacific. *Nature*, 335, 529-532.
- Mayer, N.G. Pisias, y L.A. Janecek. (1992). Site 846 y 847. In L.A. Mayer, N.G. Pisias, y L.A. Janecek (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. (pp. 265-393).
- McIntyre, A., Ruddiman, W.F., Karlin, K., y Mix, A.C. 1989. Surface waters response of the equatorial Atlantic ocean to orbital forcing. *Paleoceanography*, 4, 19-55.
- McManus, J., Klinkhammer, G.P., Kilgore, T.E., y Hammond, D.E. 1994. Remobilization of barium in continental margin sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4849-4907.
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Johnson, K.S., Coale, K.H., Anderson, R.F., Kumar, N., Burdige, D.J., Hammond, D.E., Brumsack, H.J., McCorkle, D.C., y Rushdi, A. 1998. Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 3453-3473.
- McManus, J., Berelson, W.M., Hammond, D.E., y Klinkhammer, G.P. 1999. Barium cycling in the North Pacific: implications for the utility of Ba as a paleoproductivity and paleoalkalinity proxy. *Paleoceanography*, 14, 53-61.
- Miller, A. (1976). The climate of Chile. In Schwerdtfeger (Ed.), *World Survey of Climatology*. (pp. 113-145). Amsterdam: Elsevier.
- Milliman, J.D., Rutkowski, C., y Meybeck, M. (1995). *River discharge to the sea: a global river index (GLORI). LOICZ reports and studies*. Texel: NIOZ.
- Mix, A., Le, J., y Shackleton, N. (1995). Benthic foraminifera stable isotope stratigraphy of site 846: 0-1.8 MA. In N.G. Pisias, L.A. Mayer, L.A. Janecek, T.R. Palmer-Julson, y T.H. van Andel (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 839-854).
- Molina-Cruz, A. 1977. The relation of the southern trade winds to upwelling processes during the last 75 000 years. *Quaternary Research*, 8, 324-338.

- Molina-Cruz, A. 1977b. Radiolarian assemblages and their relationship to the oceanography of the Subtropical Southeastern Pacific. *Marine Micropaleontology*, 2, 315-352.
- Molina-Cruz, A. (1978). Late Quaternary Oceanic circulation along the Pacific Coast of South America. Oregon State University, Corvallis, Oregon; 246 p.
- Molina-Cruz, A. 1984. Radiolaria as indicators of upwelling processes: de Peruvian connection. *Marine Micropaleontology*, 9, 53-75.
- Molina-Cruz, A. 1988. Late quaternary oceanography of the mouth of the Gulf of California: the polycystine connection. *Paleoceanography*, 3, 447-459.
- Molina-Cruz, A. 1991. El Significado Paleocenoográfico de la Distribución de Opalo y Cuarzo en el Pacífico Suroriental. *An del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología UNAM*, 59-75.
- Molina-Cruz, A., y Price, P. 1977. Distribution of Opal and Quartz on the Ocean Floor of the Subtropical Southeastern Pacific. *Geology*, 5, 81-84.
- Molina-Cruz, A., y Bernal-Ramirez, R.D. 1996. Distribution of radiolaria in surface sediments and its relation to the oceanography of Iceland and Greenland Seas. *Sarsia*, 81, 315-328.
- Murray, D.W. (1987). Spatial and temporal variations in sediment accumulation in the central tropical Pacific. Oregon State University.
- Murray, R.W., y Leinen, M. 1993. Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135° W: Tracking sedimentary major, trace, and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 4141-4163.
- Murray, R.W., Leinen, M., y Isern, A.R. 1993. Biogenic flux of Al to sediments in the central equatorial pacific ocean: evidence for increased productivity during glacial periods. *Paleoceanography*, 8, 651-670.
- Murray, D.W., Farrell, J.W., y McKenna, V.S. (1995). Biogenic sedimentation at site 847, eastern equatorial pacific ocean, during the past 3 MY. In N.G. Pisias, L.A. Mayer, L.A. Janecek, T.R. Palmer-Julson, y T.H. van Andel (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 429-459).
- Murray, R.W., y Leinen, M. 1996. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial pacific ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 3869-3878.
- Nair, R.R., Ittekkot, S.J., Manganini, S.J., Ramaswamy, B., Hakke, B., Degens, E.T., Desai, B.N., y Honjo, S. 1989. Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, 338, 749-751.
- Nakai, S., Halliday, A.N., y Rea, D.K. 1993. Provenance of dust in the Pacific ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 143-157.
- Navea, E., y Miranda, O. 1980. Ciclo anual de las condiciones oceanográficas en Mejillones del Sur (Chile). *Revista de Biología Marina*, 17, 97-133.
- Oberhänsli, H., Heinze, P., Diester-Haass, L., y Wefer, G. 1990. Upwelling of Peru During the Last 430 000 Years and its Relationship to the Bottom Water Environment, as Deduced from Coarse Grain size Distributions and Analysis of Benthic Foraminifers at Holes 679 D, 680 B and 681 B, leg 112. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 112, 369-390.
- Olivarez, A.M., Owen, R.M., y Rea, D.K. 1991. Geochemistry of eolian dust in Pacific pelagic sediments: implications for paleoclimatic interpretations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2147-2158.
- Paskoff, R.P. 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quaternary Research*, 8, 2-31.
- Pedersen, T.F. 1983. Increased Productivity in the Eastern Ecuatorial Pacific During the Last Glacial Maximum (19 000 - 14 000 years). *Geology*, 11, 16-19.

- Pedersen, T.F., Pickering, M., Vogel, J.S., Southon, J.N., y Nelson, D.E. 1988. The response of benthic foraminifera to productivity cycles in the eastern equatorial Pacific: faunal and geochemical constraints on glacial bottom water oxygen levels. *Paleoceanography*, 3, 157-168.
- Pedersen, T.F., Nielsen, B., y Pickering, M. 1991. Timing of late Quaternary productivity pulses in the Panama basin: implications for atmospheric CO<sub>2</sub>. *Paleoceanography*, 6, 657-677.
- Peterson, L.C., y Prell, W.L. (1985). Carbonate preservation and rates of climatic change: an 800 Ky record from the Indian Ocean. In E.T. Sundquist y W.S. Broecker (Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*. (pp. 251-269). Washington: AGU.
- Petit, J.R. 1981. Ice aged aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength. *Nature*, 293, 391-394.
- Philander, S.G.H. (1990). Oceanic variability in the Tropics. In R. Dmowska y J.R. Holton (Eds.), *El Niño, la Niña and the Southern Oscillation*. (pp. 58-102). London: Academic Press.
- Pichon, J.J., Bareille, G., Labracherie, M., Duprat, J., y Jouzel, J. 1992. Surface water temperature changes in the high latitudes of the Southern Hemisphere over the last glacial-interglacial cycle. *Paleoceanography*, 7, 289-318.
- Pisias, N.G. 1997. Spatial and temporal oceanographic variability of eastern equatorial Pacific during the late Pleistocene. *Paleoceanography*, 12, 381-393.
- Pisias, N.G., y Rea, D.K. 1988. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: sea surface response to the southeast trade winds. *Paleoceanography*, 3, 21-37.
- Pisias, N.G., y Moore, T.C. (1995). Radiolarian response to oceanographic changes in the Eastern Equatorial Pacific at 2.3 and 4.8 Ma: relationship between changing carbonate deposition and surface oceanography. In N.G. Pisias, L.A. Mayer, L.A. Janecek, T.R. Palmer-Julson, y T.H. van Andel (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 138*. (pp. 461-478).
- Pisias, N.G., y Mix, A. 1997. Spatial and temporal oceanographic variability of the eastern equatorial Pacific during the late Pleistocene: Evidence from radiolaria microfossils. *Paleoceanography*, 12, 381-393.
- Prospero, J.M., Charlson, R.J., Mohnen, V., Jaenicke, R., Delany, A.C., Moyers, J., Zoller, W., y Rahn, K. 1983. The atmospheric aerosol system: an overview. *Reviews of Geophysics*, 21, 1607-1629.
- Prospero, J.M., y Nees, R.T. 1986. Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature*, 320, 735-738.
- Pye, K. (1989). Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes, In M. Leinen y M. Sarnthein (Eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. (pp. 3-30). Norwell: Kluwer Academic.
- Quilty, P., Sachs, H., Benson, W., Vallier, T., y Blechschmidt, G. 1976. Sedimentologic history, Leg 34 Deep Sea Drilling Project. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 34, 779-794.
- Rea, D.K. 1982. Fluctuation in eolian sedimentation during the past five glacial-interglacial cycles: A preliminary examination of data from Deep Sea Drilling Project hole 503B, Eastern Equatorial Pacific. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 68, 409-415.
- Rea, D.K. 1990. Aspects of atmospheric circulation: the late Pleistocene (0-95,000 yr) record of eolian deposition in the Pacific ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 78, 217-227.
- Rea, D.K. 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, 32, 159-195.

- Rea, D.K., y Janecek, T.R. 1982. Late Cenozoic changes in atmospheric circulation deduced from North Pacific eolian sediments. *Marine Geology*, 49, 149-167.
- Rea, D.K., Leinen, M., y Janecek, T.R. 1985. Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science*, 227, 721-725.
- Rea, D.K., Chambers, L.W., Chuey, J.M., Janecek, T.R., Leinen, M., y Pisias, N.G. 1986. A 420,000-year record of cyclicity in oceanic and atmospheric processes from the eastern Equatorial Pacific. *Paleoceanography* 1986 vol 1, no 4, 1, 577-586.
- Rea, D.K., Pisias, N.G., y Newberry, T. 1991. Late pleistocene paleoclimatology of the central equatorial pacific: flux patterns of biogenic sediments. *Paleoceanography*, 6, 227-244.
- Rea, D.K., y Hovan, S. 1995. Grain size distributions and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific. *Paleoceanography*, 10, 251-258.
- Reid, J.L. 1973. The shallow salinity-maximum of the Pacific Ocean. *Deep Sea Research*, 20, 51-68.
- Resig, J.M. 1990. Benthic foraminiferal stratigraphy and paleocenvironments off Peru, Leg 112. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 263-282.
- Romine, K. (1980). A study of radiolarian assemblage distributions and paleoceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean durant the Last 127.000 years. University of Rhode.
- Romine, K. 1982. Late Quaternary hystory of atmospheric and oceanic circulation in the Eastern Equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 7, 163-187.
- Rodriguez, L., Marinias, V., Far, M., y Oyarce, E. 1991. Identification of an upwelling zone by remote sensing and in situ measurements, Mejillones del Sur Bay (Antofagasta, Chile). *Scientia Marina*, 55, 467-473.
- Rosato, V., y Kump, L.R. Geological Society of America. (1981). Clay mineralogy of the Peru continental margin and adjacent Nazca plate: implications for provenance, sea level changes, and continental accretion. *Memoir ed*, 545 p. 154. Nazca plate: crustal formation and Andean convergence.
- Sarnthein, M., Tetzlaff, G., Koopmann, B., Wolter, K., y Pflaumann, U. 1981. Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and north-west Africa. *Nature*, 293, 193-196.
- Scheidegger, K., y Krissek, L. 1982. Dispersal and deposition of eolian and fluvial sediments off Peru and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 150-162.
- Schonfeld, J., Spiegler, D., y Erlenkeuser, H. 1995. Late Quaternary stable isotope record of planktonic and benthic foraminifers: Site 861, Chile Triple Junction, Southeastern Pacific. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 141, 235-240.
- Schrader, H. 1992 a. Coastal upwelling and atmospheric CO2 changes over the last 40,000 years: Peru. *Marine Geology*, 107, 239-248.
- Schrader, H. 1992 b. Comparison of Quaternary coastal upwelling proxies off central Peru. *Marine Micropaleontology*, 19, 29-47.
- Schrader, H., y Sorknes, R. 1990. Spatial and temporal variation of Peruvian Coastal upwelling during the Latest Quaternary. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 391-406.
- Schrader, H., y Sorknes, R. 1991. Peruvian Coastal Upwelling: Late Quaternary Productivity Changes Revealed by Diatoms. *Marine Geology*, 97, 233-249.
- Schramm, C. (1983). Changes in atmospheric and oceanic circulation in the East Equatorial Pacific during the Late Quaternary. University of Rhode Island;

- Schramm, C. 1985. Implications of radiolarian assemblages for the Late Quaternary paleoceanography of the eastern equatorial Pacific. *Quaternary Research*, 24, 204-218.
- Schroeder, J.O., Murray, R.W., Leinen, M., Pflaum, R.C., y Janecek, T.R. 1997. Barium in equatorial Pacific carbonate sediment: terrigenous, oxide and biogenic associations. *Paleoceanography*, 12, 125-146.
- Shaffer, G., Salinas, S., Pizarro, O., Vega, A., y Hormazabal, S. 1995. Currents in the deep ocean off Chile (30°S). *Deep Sea Research I*, 42, 425-436.
- Silva-Sandoval, N.R., y Neshyba, S. 1977. Corrientes superficiales frente a la costa austral de Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar Contribución COMA*, 3,
- Snoeckx, H., y Rea, D.K. 1994. Late Quaternary CaCO<sub>3</sub> stratigraphy of the eastern equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 9, 341-351.
- Stoffers, P., Sioulas, A., Glasby, G.P., y Thijssen, T. 1982. Geochemical and sedimentological studies of a box core from the western sector of the Peru basin. *Marine Geology*, 49, 225-240.
- Strub, P.T., Mesias, J.M., y James, C. 1995. Altimeter observations of the Peru-Chile countercurrent. *Geophysical Research Letters*, 22, 211-214.
- Suess, E., Kulm, L.D., y Killingly, J.S. (1986). Coastal upwelling and the history of organic-rich mudstone deposition off Peru. In J. Brooks y A.J. Fleet (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*. (pp. 181-197). Geological Society of America.
- Suess, E., von Huene, R., Emeis, K., y shipboard scientific party. 1988. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 112, 1015
- Suess, E., y Shipboard Scientific Party. 1990. Introduction, objectives and principal results, Leg 112, Peru continental margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 112, 5-23.
- ten Haven, H.L., Littke, R., Rullkötter, J., Stein, R., y Welte, D.H. 1990. Accumulation rates and composition of organic matter in late Cenozoic sediments underlying the active upwelling area off Peru. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 591-605.
- Thomas, A.C., Huang, F., Strub, P.T., y James, C. 1994. Comparison of the seasonal and interannual variability of phytoplankton pigment concentrations in the Peru and California Current systems. *Journal of Geophysical Research*, 99, 7355-7370.
- Thompson, P.R., y Saito, T. 1974. Pacific Pleistocene sediments: Planktonic foraminifera dissolution cycles and geochronology. *Geology*, 2, 333-335.
- Thompson, E.I., y Schmitz, B. 1997. Barium and the late Pliocene δ<sup>13</sup>C maximum: evidence of increased marine surface productivity. *Paleoceanography*, 12, 239-254.
- Thunell, R.C. 1982. Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 47, 165-180.
- Toggweiler, J.R., y Dixon, K. 1991. The Peru upwelling and the ventilation of the South Pacific thermocline. *Journal of Geophysical Research*, 96, 20,467-20,497.
- Valdivia, J., y Dobrea, I. 1986. El fenómeno del Niño y sus aplicaciones agrometeorológicas. *ERFEN*, 22-35.
- Valencia, M.J. 1977. Pacific Pleistocene paleoclimatic stratigraphies: A comparative analysis of results. *Quaternary Research*, 8, 339-354.
- Van der Hammen, T. 1985. The Plio-Pleistocene climatic record of the tropical Andes. *Journal of Geological Society of London*, 142, 483-489.

- Veit, H. 1996. Southern westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123, 107-119.
- von Breymann, M.T., Emeis, K.C., y Camerlenghi, A. 1990. Geochemistry of sediments from the Peru upwelling area: results from sites 680, 682, 685 and 688. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 491-503.
- Weber, M.E., Wiedicke, M., y Riech, V. 1995. Carbonate preservation history in the Peru basin: Paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, 10, 775-800.
- Weber, M.E., Owen, R.M., Dickens, G.R., Halliday, A.N., Jones, C.E., y Rea, D.K. 1996. Quantitative resolution of eolian continental crustal material and volcanic detritus in North Pacific surface sediments. *Paleoceanography*, 11, 115-128.
- Weber, M.E., y Pisias, N.G. 1999. Spatial and temporal distribution of biogenic carbonate and opal in deep-sea sediments from the eastern equatorial Pacific: implications for ocean history since 1.3MA. *Earth and Planetary Science Letters*, 174, 59-73.
- Weber, M.E., von Stackelberg, U., Marching, V., Wiedicke, M., y Grupe, B. 2000. Variability of surface sediments in the Peru Basin: dependence on water depth, productivity, bottom water flow, and seafloor topography. *Marine Geology*, 163, 169-184.
- Wedepohl, K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1217-1232.
- Wefer, G., Heinze, P., y Suess, E. 1990. Stratigraphy and sedimentation rates from oxygen isotope composition, organic carbon content, and grain size distribution at the Peru upwelling region: holes 680 B and 686 B. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 112, 355-367.
- Wei, K.Y., Zhang, Z.W., Chen, M.T., Isern, A.R., Wang, C.H., y Leinen, M. 1994. Late Quaternary paleoceanography of the central equatorial Pacific: a quantitative record of planktic foraminifera, isotopic, organic carbon and calcium carbonate changes. *Journal of Geological Society of China*, 37, 475-496.
- Weischet, W. 1974. Las condiciones climáticas en el desierto de Atacama como desierto extremo de la Tierra. *Revista Norte Grande*, 1, 363-373.
- Wenkam, C. (1976). Late Quaternary Changes in the Oceanography of the Eastern Tropical Pacific. Oregon State University.
- Whelan, J.K., Kanyo, Z., Tarafa, M., y McCaffrey, A. 1990. Organic matter in Peru upwelling sediments: analysis by pyrolysis, pyrolysis-gas chromatography, and pyrolysis-gas chromatography mass spectrometry. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 573-590.
- Wiedicke, M., y Weber, M.E. 1996. Small-scale variability of seafloor features in the Northern Peru Basin: results from acoustic survey methods. *Marine Geophysical Researches*, 18, 507-526.
- Wooster, W.S., y Gilmartin, M. 1961. The Peru-Chile Undercurrent. *Journal of Marine Research*, 19, 97-122.
- Wyrтки, K. 1963. The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography*, 8, 313-346.
- Wyrтки, K. 1965. Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean. *Interamerican Tropical Tuna Community Bulletin*, 9, 207-304.
- Wyrтки, K. 1966. Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanography of Marine Biology Annu. Rev.*, 4, 33-68.
- Wyrтки, K. 1967. Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific ocean. *International Journal of Oceanology and Limnology*, 1, 117-147.

- Wyrcki, K. 1974. Equatorial currents in the Pacific 1950-1970 and their relations to the Trade winds. *Journal of Physical Oceanography*, 4, 372
- Wyrcki, K. 1977. Advection in the Peru Current as observed by satellite. *Journal of Geophysical Research*, 82, 3939-3943.
- Wyrcki, K., y Meyers, G. 1976. The trade wind field over the Pacific Ocean. *Journal of Applied Meteorology*, 15, 698
- Yeats, R., y Hart, S. 1976. Introduction and principal results, leg 34, Deep Sea Drilling Project. *Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP)*, 34, 3-7.



## Tercera parte

- Abrantes, F. 1988. Diatom productivity peak and increased circulation during latest Quaternary: Alboran Basin (Western Mediterranean). *Marine Micropaleontology*, 12, 79-95.
- Abrantes, F., Baas, F., Hafliðason, H., Rasmussen, T., Klitgaard, D., Lončarić, N., y Gaspar, L. 1998. Sediment fluxes along the northeastern European Margin: inferring hydrological changes between 20 and 8 Kyr. *Marine Geology*, 152, 7-23.
- Abreu, L.d. (2000). High resolution palaeoceanography off Portugal during the last two glacial cycles. University of Cambridge; 366 p.
- Aksu, A.E., Yasar, D., y Mudie, P.J. 1995. Paleoclimatic and paleoceanographic conditions leading to development of sapropel layer S1 in the Aegean Sea basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 116, 71-101.
- Albérola, C., Millot, C., y Font, J. 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-O experiment in the Western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 18, 163-192.
- Alonso, B., y Maldonado, A. (1992). Pliocene-Quaternary margin growth patterns in a complex tectonic setting: North-Eastern Alboran Sea. In A. Maldonado (Ed.), *The Alboran Sea*. (pp. 137-143). Geo-Marine Letter.
- Alonso, B., Ercilla, G., Martínez-Ruiz, F., Baraza, J., y Galimont, A. (1999). Pliocene-Pleistocene sedimentary facies at site 976: depositional history in the Northwestern Alboran Sea. In R. Zahn, M.C. Comas, y A. Klaus (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 57-68).
- Andersen, V., & Prieur, L. 2000. One-month study in the open NW Mediterranean Sea (DYNAPROC experiment, May 1995): overview of the hydrobiogeochemical structures and effects of wind events. *Deep Sea Research I*, 47, 397-422.
- Andrews, J.T., y Tedesco, K. 1992. Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador sea: implications for ice-sheet dynamics and icebergs rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology*, 20, 1087-1090.
- Andrews, J.T., Tedesco, K., Briggs, W.M., y Evans, L.W. 1994. Sediments, sedimentation rates and environments, southeast Baffin Shelf and northwest Labrador Sea, 8-26Kz. *Canadian Journal Earth Science Letters*, 31, 90-103.
- Arnone, R.A., Wiesenburg, D.A., y Saunders, K.D. 1990. The origin and characteristics of the Algerian Current, WMCE special issue. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1587-1598.
- Artale, V., Astraldi, M., Buffoni, G., y Gasparini, G.P. 1994. The seasonal variability of the gyre-scale circulation in the Northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research*, 99, 14127-14137.
- Astraldi, M., y Gasparini, G.P. 1992. The seasonal characteristics of the circulation in the north Mediterranean Basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *Journal of Geophysical Research*, 97, 9531-9540.
- Astraldi, M., Bianchi, C.N., Gasparini, G.P., y Morri, C. 1995. Climatic fluctuations, current variability and marine species distribution a case study in the Ligurian Sea (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta*, 18, 139-149.

- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Sparnocchia, S., Moretti, M., y Sansone, E. (1996). The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long time scales. In F. Briand (Ed.), *Dynamics of Mediterranean Straits and channels*. (pp. 95-115). Bulletin de L Institut Oceanographique.
- Auffret, G.A., Pastouret, L., Chamley, H., y Lanoix, F. 1974. Influence of the prevailing current regime on sedimentation in the Alboran Sea. *Deep-Sea Research*, 21, 839-849.
- Auffret, G., Boelaert, A., Vergnaud-Grazzini, C., Muller, P., y Kerbrat, R. 1996. Identification of Heinrich Layers in core KS01 North-Eastern Atlantic (46°N, 17°W), implications for their origin. *Marine Geology*, 131, 5-20.
- Baas, J.H., Mienert, J., Abrantes, F., y Prins, M.A. 1997. Late Quaternary sedimentation on the Portuguese continental margin: climate-related processes and products. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130, 1-23.
- Baena, J., García-Rodríguez, J., y Maldonado, A. 1982. Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Almería-Garrucha Chella-Los Genoveses. Escala 1:200.000. *Instituto Geológico Minero de España*,
- Barcena, M.A., y Abrantes, F. 1998. Evidence of a high productivity area off the coast of Malaga from studies of diatoms in surface sediments. *Marine Micropaleontology*, 35, 91-103.
- Bárcena, M.A., Cacho, I., Abrantes, F., Sierro, F.J., Grimalt, J.O., y Flores, J.A. 2001. Paleoproductivity variations related to climatic conditions in the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last glacial-interglacial transition: the diatom record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 337-357.
- Bates, R.L., y Jackson, J.A. (1987). *Glossary of Geology*. Alexandria, V.A. (Am. Geol. Inst.).
- Benzohra, M., y Millot, C. 1995. Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep Sea Research*, 42, 1803-1830.
- Bishop, J.K.B. 1988. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. *Nature*, 332, 341-343.
- Boerlaert, A. (1999). Variabilité de la circulation de surface et intermédiaire aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord: réponse aux variations lentes et rapides du climat lors du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. These de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale. 160p.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., y Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., y Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bond, G., y Lotti, R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation. *Science*, 267, 1005-1010.
- Bond, G., Showers, W., Cheezy, M., Lotti, R., Alamsi, P., deMenocal, P., y et al. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bout-Roumazielles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., y Debrabant, P. 1999. Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the Northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146, 211-228.
- Bouzinac, C., Font, J., y Millot, C. 1999. Hydrology and currents observed in the Channel of Sardinia during the PRIMO-I experiment from November 1993 to October 1994. *Journal of Marine Systems*, 20, 333-355.
- Braga, J.C., y Comas, M. (1999). Environmental significance of an uppermost Pliocene carbonate debris flow at site 978. In R. Zahn, M.C. Comas, y A. Klaus (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 77-81).

- Brasseur, P., Beckers, J.M., Brankart, J.M., y Shoenauen, R. 1996. Seasonal temperature and salinity fields in the Mediterranean sea: climatological analyses of a historical data set. *Deep Sea Research*, 43, 159-192.
- Broecker, W. 1992. Origin of the Northern Atlantic s Heinrich events. *Climatic Dynamics*, 6, 265-273.
- Broecker, W.S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.
- Brosse, E. (1982). Contribution a la mineralogie et a la geoquimie des sediments pelagique profonds. Comparaisons des "black-shales" du Cretace dans l Atlantique central nord et des depots du Malm et du Cretace en Briançonnais. Ecol. Nat. Sup. Mines. Paris;
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., y Shackleton, N. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14, 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., y Canals, M. 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 417-429.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Scaffi, L., Shackleton, N., Schönfeld, J., y Zahn, R. 2001. Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25.000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16, 40-52.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Canals, M., y Bárcena, M.A. Climatic dependence of the last organic rich layer event in the western Mediterranean sea. *Geophysical Research Letters*, (in press).
- Calvert, S.E. 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 6, 255-267.
- Calvert, S.E. (1990). Geochemistry and origin of the Holocene sapropel in the Black Sea. In V. Ittekkot, S. Kempe, W. Micalis, y A. Spitzky (Eds.), *Facets of Modern Biogeochemistry*. (pp. 328-353). Berlin: Springer-Verlag.
- Calvert, S.E., y Price, N.B. (1983). Geochemistry of Namibian Shelf sediments. In E. Suess y J. Thiede (Eds.), *Coastal upwelling: its sedimentary record. Part A*. (pp. 337-375). New York: Plenum.
- Calvert, S.E., Nielsen, B., y Fontugne, M. 1992. Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of Eastern Mediterranean sapropels. *Nature*, 359, 223-225.
- Calvert, S.E. y Pedersen, T.F. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia? In: *Productivity, accumulation and preservation of organic matter in recent and ancient sediments*, edited by Whelan, J.K. y Farrington, J.W. Columbia University Press, 1992, p. 231-263.
- Calvert, S.E., y Pedersen, T. 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine Geology*, 113, 67-88.
- Canals, M. (1980). Sedimentos y procesos en el margen continental Sur Balear: control climático y oceanográfico sobre su distribución y evolución durante el Cuaternario Superior. Facultad de Geología, universidad de Barcelona.
- Caralp, M. 1988. Late Glacial to Recent Deep-Sea benthic foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): Paleooceanographic results. *Marine Micropaleontology*, 13, 265-289.
- Carter, T.G., Flanagan, J.P., Jones, C.R., Marchant, F.L., Murchison, R.R., Rebman, J.H., Sylvester, J.C., y Whitney, J.C. (1972). A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea. In D.J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*. (pp. 1-23). Stroudsburg, PA (Dowden, Hutchinson and Ross).
- Cayre, O. (1997). Reconstitutions Paleooceanographiques au Quaternaire recent a partir de l analyse quantitative des foraminiferes planctoniques dans l ocean Indien et dans l Atlantique Nord Est. Universite de Droit, d economie et des sciences d Aix-Marseille faculte des sciences et techniques de Saint Jerome.

- Cayre, O., Lancelot, Y., y Vincent, E. 1999. Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: temperature, salinity and Heinrich events. *Paleoceanography*, 14, 384-396.
- Chamley, H. (1989). *Clay sedimentology*. Berlin: Springer-Verlag.
- Chapman, M.R., y Shackleton, N. 1998. Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150.000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 159, 57-70.
- Chi, J., y Mienert, J. 1996. Linking physical property records of Quaternary sediments to Heinrich events. *Marine Geology*, 57, 57-73.
- Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., y dOnofrio, S. 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 8, 205-235.
- Colley, S., Thomson, J., Wilson, J., y Higgs, N. 1984. Post-depositional migration of elements during diagenesis in brown clay and turbidite sequences in the North East Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1223-1235.
- Comas, M., Zahn, M.C., y Klaus, A. 1996. Explanatory notes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 161, 21-49.
- Comas, M.C.; Zahn, R. y Klaus, A (eds) 1999 *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scient. Result.*, 161, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Combourieu, N., Londeix, L., Baudin, F., Turon, J.L., von Grafenstein, R., y Zahn, R. (1999). Quaternary marine and continental Paleoenvironments in the Western Mediterranean (site 976, Alboran Sea): Palynological evidence. In R. Zahn, M.C. Comas, y A. Klaus (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 457-467).
- Connan, P., y Millot, C. 1995. Variability of the Northern Current off Marseilles, western Mediterranean Sea, from February to June, 1992. *Oceanologica Acta*, 18, 193-205.
- Copin-Montegut, C. 2000. Computation and production on scales of a few days of inorganic carbon, nitrate and oxygen by the planktonic community: results of continuous measurements at the Dyfamed Station in the Northwestern Mediterranean sea (May 1995). *Deep Sea Research I*, 47, 447-477.
- Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.L., y Auffret, G. 1997. Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 29-45.
- Cramp, A., Collins, M., y West, R. 1988. Late Pleistocene-Holocene sedimentation in the NW Aegean Sea: a palaeoclimatic paleoceanographic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 61-77.
- Cramp, A., y O'Sullivan, G. 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology*, 153, 11-28.
- Cronin, B.T., Kenyon, N.H., Woodside, J., Den Bezemer, T., Van der Wal, A., Millington, A., Ivanov, J., y Limonov, A. (1995). The Almeria Canyon: a meandering channel system on an active margin, Alboran Sea, Western Mediterranean. In K.J. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi, y R.D.A. Smith (Eds.), *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems*. (pp. 84-88). London: Chapman y Hall.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., y Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250Kyr Ice core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Davies, P., Folkard, A., y Chabert dHieres, G. 1993. Remote sensing observations of filament formation along the Almeria-Oran front. *Ann Geophysicae*, 11, 419-430.
- Denton, G., Hughes, T.J., y Karlen, W. 1986. Global ice-sheet system interlocked by sea level. *Quaternary Research*, 26, 3-26.

- De Rijk, S., y Rohling, E.J. 1999. Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 Ka BP. *Marine Geology*, 153, 337-343.
- Dymond, J., Suess, E., y Lyle, M. 1992. Barium in deep sea sediments: A geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7, 163-181.
- Dowdeswell, J.A., Maslin, M.A., Andrews, J.T., y McCave, I.N. 1995. Iceberg production, debris rafting, and the extent and thickness of Heinrich layers (H1,H2) in North Atlantic sediments. *Geology*, 23, 301-304.
- Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., y Godet, C. 1990. Hydrographic structure and nepheloid spatial distribution in the Gulf of Lions continental margin. *Continental Shelf Research*, 10, 915-929.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.L., Tisneralt, N., y Duplessy, J. 1998. Millennial-scale icebergs discharges into the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography*, 13, 433-446.
- Emeis, K.C., Camerlenghi, A., McKenzie, J.A., Rio, D., y Sprovieri, R. 1991. The occurrence and significance of Pleistocene and Upper Pliocene sapropels in the Tyrrhenian Sea. *Marine Geology*, 100, 155-182.
- Emelyanov, E.M., y Shimkus, K.M. (1986). *Geochemistry and sedimentology of the Mediterranean Sea*. D. Reidel Publishing Company.
- Ercilla, G. Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo Occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica). ICM. CSIC. UPC. :1-567, 1992.
- Ercilla, G., Alonso, B., El Mounni, B., Baraza, J., Bozzano, G., y Hassouni, F. 1998. Sedimentary history of the Alboran Sea during the Late Quaternary (*Submitted*).
- Estrada, F. (1994). La Conca nor-oriental de la Mar d'Alboran: evolució morfo-sedimentaria i tectònica durant el Pliocè i el Quaternari. Universidad Central de Barcelona.
- Estrada, F., Ercilla, G., y Alonso, B. 1997. Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (NW Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, 282, 423-442.
- Fisher, J.F. (1977). Smectite distribution leg 37 basalt. In F. Aumento y W.G. Melson (Eds.), (pp. 833-837).
- Folkard, A., Davies, P., y Prieur, L. 1994. The surface temperature field and dynamical structure of the Almeria-Oran front from simultaneous shipboard and satellite data. *Journal of Marine Systems*, 5, 205-222.
- Font, J. 1987. The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea. *Deep Sea Research*, 34, 1745-1755.
- Font, J., Salat, J., y Tintoré, J. 1988. Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. *Oceanologica Acta*, 9, 51-57.
- Font, J., Millot, C., Salas, J., Julia, J., y Chic, O. 1998. The drift of Modified Atlantic Water from the Alboran Sea to the Eastern Mediterranean. *Scientia Marina*, 62, 211-216.
- Fontugne, M., Paterne, M., Calvert, S.E., Murat, A., Guichard, F., y Arnold, M. 1989. Adriatic deep water formation during the Holocene: implication for the reoxygenation of the deep eastern Mediterranean Sea. *Paleoceanography*, 4, 199-206.
- Ganssen, G., y Troelstra, S.R. 1987. Paleoenvironmental changes from stable isotopes in planktonic foraminifera from eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 75, 221-230.
- García Lafuente, J., Cano, N., Vargas, M., Rubín, J.P., y Hernández-Guerra, A. 1998. Evolution of the Alboran Sea hydrographic structures during July 1993. *Deep Sea Research*, 45, 39-65.
- Garrett, C. 1983. Variable sea level and strait flows in the Mediterranean: a theoretical study of the response to meteorological forcing. *Oceanologica Acta*, 6, 79-87.

- Gascard, J.C., y Richez, C. 1985. Water masses and circulation in the Western Alboran Sea and in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 15, 157-216.
- Geraga, M., Tsaila-Monopolis, S., Ioakim, C., Papatheodorou, G., y Ferentinos, G. 2000. Evaluation of paleoenvironmental changes during the last 18.000 years in the Myrtoon basin, SW Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 1-17.
- Gingele, F.X., y Dahmke, A. 1994. Discrete barium particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 9, 151-168.
- Grootes, P., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., y Jouzel, J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.
- Grousset, F., Joron, J.L., Biscaye, P.E., Latouche, C., Treuil, M., Maillet, N., Faugeres, J.C., y Gonthier, E. 1988. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18.000 years BP: Mineralogical and Geochemical arguments. *Geo-Marine Letters*, 8, 25-44.
- Grousset, F., Labeyrie, L., Sinko, J.A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., y Huon, S. 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N). *Paleoceanography*, 8, 175-192.
- Grousset, F., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., & Boelaert, A. 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology*, 28, 123-126.
- Guibout, P. (1987). *Atlas hydrologique de la Mediterranee*. Paris: Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum.
- Herburn, G., y La Violette, P. 1990. Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1599-1613.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Hernandez Molina, F.J. (1993). Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno Terminal -Holoceno del margen noroccidental del mar de Albrán. Modelo de estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales. Instituto español de Oceanografía/Centro oceanográfico de Fuengirola; 1 p.
- Hulbe, C.L. 1997. An ice shelf mechanism for Heinrich layer production. *Paleoceanography*, 12, 711-717.
- Keigwin, L., y Lehman, S.J. 1994. Deep circulation change linked to Heinrich event 1 and Younger Dryas in a middepth North Atlantic core. *Paleoceanography*, 9, 185-194.
- Jarvis, I., y Higgs, N. (2001). Trace-element mobility during early diagenesis in distal turbidites: late Quaternary of the Madeira Abyssal Plain, N. Atlantic. In P.P.E. Weaver y J. Thomsom (Eds.), *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains*. (pp. 179-213). Geological Society Special Publication.
- Johnsen, J., Clausen, H., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C., Invenes, P., Jouzel, J., Stauffer, B., y Steffensen, J. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359, 311-313.
- Kemp, A.E.S., Pearce, R.B., Koizumi, I., Pike, J., y Rance, S.J. 1999. The role of mat-forming diatoms in the formation of Mediterranean sapropels. *Nature*, 398, 57-61.
- Kidd, R.B., Cita, M.B., y Ryan, W.B.F. 1978. Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during Leg 42A and their paleoenvironmental significance. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42A, 421-443.
- Korres, G., Pinardi, N., y Lascazatos, A. 1998. The ocean response to low-frequency interannual atmospheric variability in the Mediterranean sea. Part I: Sensitivity experiments and energy analysis. *Journal of Climate*, 13, 705-731.
- Kullenberg, B. 1952. On the salinity of water contained in marine sediments. *Medd Oceanogr Inst Goteborg*, 21, 1-38.

- Myers, P., Haines, K., y Rohling, A. 1998. Modeling the paleocirculation of the Mediterranean. The last Glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of Sapropel S1. *Paleoceanography*, 13, 586-606.
- Oalusson, E. 1961. Studies of deep-sea cores. *Rep Swed Deep Sea Exped 1947-1948*, 8, 353-391.
- Parrilla, G. 1984. Situación del giro anticiclónico del mar de Alborán en Abril de 1980. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 1, 113-116.
- Parrilla, G., Kinder, T., y Preller, R. 1986. Deep and intermediate Mediterranean Water in the Western Alboran Sea. *Deep Sea Research*, 33, 55-88.
- Parrilla, G., y Kinder, T.H. 1987. Oceanografía física del mar de Alborán. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 4, 133-165.
- Pedersen, T., y Calvert, S.E. 1990. Anoxia versus productivity: What controls the formation of organic carbon rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bulletin*, 74, 454-466.
- Peinert, R., y Miquel, J.C. 1994. The significance of frontal processes for vertical particle fluxes: a case study in the Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Journal of Marine Systems*, 5, 377-389.
- Perkins, H., Kinder, T., y La Violette, P. 1990. Atlantic inflow in the Western Alboran Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 20, 242-263.
- Perkins, H., y Pistek, P. 1990. Circulation in the Algerian Basin during June 1986. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1577-1585.
- Pinardi, N., y Masetti, E. 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 153-173.
- Pinot, J.M., Tintoré, J., y Gomis, D. 1995. Multivariate analysis of the surface circulation in the Balearic Sea. *Progress in Oceanography*, 36, 343-376.
- Prieur, L., Copin-Montegut, C., y Claustre, H. 1993. Biophysical aspects of "Almofront-I", an intensive study of a geostrophic frontal jet. *Annals of the Institute of Oceanography*, 69, 71-86.
- Prieur, L., y Sournia, A. 1994. "Almofront-I" (April-May 1991): an interdisciplinary study of the Almeria-Oran front, SW Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 187-203.
- Prosser, G., Spadea, P., y Doglioni, C. (1999). The high-grade basement of the Alboran Sea: structural and PT evolution. In R. Zahn, M.C. Comas, y A. Klaus (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 281-294).
- Pujol, C., y Vaganud-Grazzini, C. 1989. Paleooceanography of the Last Deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records. *Marine Micropaleontology*, 15, 153-179.
- Pujol, C., y Vergnaud-Grazzini, C. (1995). Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 25, 187-217. (abstract)
- Rasmussen, T. L.; Van Weering, T. C. E.; Labeyrie, L. High resolution stratigraphy of the Faeroe-Shetland Channel and its relation to North Atlantic paleoceanography: the last 87 kyr. *Marine Geology*; 131(1-2); pp 75-88; 1996.
- Rasmussen T.L.; Thomsen E.; Van Weering T.C.E.; Labeyrie L. Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe Margin during the last 58 000 years. *Paleoceanography*, 11/6 (757-771); 1996.
- Rasmussen T.L.; Van Weering T.C.E.; Labeyrie L. Climatic instability ice sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the Last Glacial period (58-10 ka BP) *Quaternary Science Reviews*, 16/1 (71-80); 1997.

- Robinson, S., Maslin, M., & McCave, N. 1995. Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: implications for ice raftings and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 10, 221-250.
- Rodriguez, J. y Martín, A.J. 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas (north-eastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, 6, 255-270.
- Rohling, E.J., y Gieskes, W.W.C. 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean Quaternary water density and formation rate. *Paleoceanography*, 4, 531-545.
- Rohling, E.J., Jorriessen, F.J., Vergnaud-Grazzini, C., y Zaalberg, R. 1993. Temporary repopulation by low-oxygen tolerant benthic foraminifera within an Upper Pliocene sapropel: evidence for the role of oxygen depletion in the formation of sapropels. *Marine Micropaleontology*, 22, 207-219.
- Rohling, E.J., Den Dulk, M., Pujol, C., y Vergnaud-Grazzini, C. 1995. Abrupt hydrographic change in the Alboran Sea (western Mediterranean) around 8000 yrs BP. *Deep Sea Research I*, 42, 1609-1619.
- Rohling, E.J., Jorriessen, F.J., y de Sigter, H.C. 1997. 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *Journal of Micropaleontology*, 16, 97-108.
- Rohling, E.J., y Thunell, R.C. 1999. Five decades of Mediterranean palaeoclimate and sapropel studies. *Marine Geology*, 153, 7-10.
- Rosell-Melé, A., Maslin, M.A., Maxwell, J.R., y Schaeffer, P. 1997. Biomarker evidence for Heinrich events. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1671-1678.
- Rosignol-Strick, M. 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African Monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49, 237-263.
- Rosignol-Strick, M. 1987. Rainy periods and bottom water stagnation initiating brine accumulation and metal concentrations: I. The Late Quaternary. *Paleoceanography*, 2, 333-360.
- Rosignol-Strick, M., y Paterne, M. 1999. A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma: implications for the time-scale and formation of sapropels. *Marine Geology*, 153, 221-237.
- Ruddiman, W., y McIntyre, A. 1981. The North Atlantic ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35, 145-214.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, H., y Weze, F.C. (1973). Western Alboran Basin-site 121. In W.B.F. Ryan, K.J. Hsü, y et al. (Eds.), *Initial Reports of the Ocean Drilling Program*. (pp. 43-89).
- Salat, J. 1995. The interaction between the Catalan and Balearic currents in the southern Catalan Sea. *Oceanologica Acta*, 18, 227-234.
- Salat, J., y Font, J. 1987. Water mass structure near and offshore the Catalan coast during the winter of 1982 and 1983. *Annales Geophysicae*, 5, 49-54.
- Sammari, C., Millot, C., y Prieur, L. 1995. Some aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep Sea Research*, 42, 893-917.
- Samuel, S., Haines, K., Josey, S., y Myers, P.G. 1999. Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the Mediterranean Sea winter wind stress field in the period 1980-1993. *Journal of Geophysical Research*, C4 (104), 7771-7778.
- Sancetta, C. 1992. Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific oceans. *Nature*, 360, 249-251.
- Sancetta, C. 1994. Mediterranean sapropels: Seasonal stratification yields high production and carbon flux. *Paleoceanography*, 9, 195-196.



- Sánchez-Gofñi, M.F., Turon, J.L., Eynaud, F., y Gendreau, S. 2000. European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the Last Glacial Period. *Quaternary Research*, 54, 394-403.
- Sarhan, T., Garcia Lafuente, J., Vargas, M., Vargas, J.M., y Plaza, F. 2000. Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea. *Journal of Marine Systems*, 23, 317-331.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.C., y Fontugne, M. 1988. Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO<sub>2</sub> reservoirs of the deep ocean atmosphere during the last 21.000 years. *Paleoceanography*, 3, 361-399.
- Schenu, S.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Nijenhuis, I.A., van der Weijden, C.H., y Zachariasse, W.J. 1999. Organic-rich layers in the Metochia section (Gavdos, Greece): evidence for a single mechanism of sapropel formation during the past 10My. *Marine Geology*, 153, 117-135.
- Schlitzer, R., Roether, W., Oster, H., Junghans, H.G., Hausmann, M., Johannsen, H., y Michelato, A. 1991. Chlorofluoromethane and oxygen in the eastern Mediterranean. *Deep Sea Research*, 38, 1531-1551.
- Schmitz, B. 1987. Barium, equatorial high productivity, and the Northward wandering of the Indian continent. *Paleoceanography*, 2, 63-77.
- Schmitz, B., Charisi, S.D., Thompson, E.I., y Speijer, R.P. 1997. Barium, SiO<sub>2</sub> (excess) and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> as proxies of biological productivity in the Middle East during the Palaeocene and the latest Paleocene benthic extinction event. *Terra Nova*, 9, 95-99.
- Schott, F., Visbeck, M., y Send, U. (1994). Open ocean deep convection Mediterranean and Greenland Seas. In P. Malanotte-Rizzoli y A. Robinson (Eds.), *Ocean Processes in Climate Dynamics*. (pp. 203-225). Kluwer.
- Schott, F., Visbeck, M., Send, U., Fisher, J., Stramma, L., y Desaubies, Y. 1996. Observations of deep convection in the Gulf of Lions, Northern Mediterranean, during the winter of 1991/92. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 505-524.
- Schott, F., Koltermann, K., Stramma, A., Sy, A., Zahn, R., y Zenk, W. 1999. North Atlantic 1997, cruise n 39m 18April-14September 1997. *METEOR-Berichte*, 99, 1-197.
- Send, U., Font, J., y Mertens, C. 1996. Recent observation indicates convections role in deep water circulation. *EOS*, 77, 61-65.
- Skilbeck, C.G., y Tribble, J.S. (1999). Description, classification and origin of Upper Pliocene-Holocene marine sediments in the Alboran Sea. In R. Zahn, M.C. Comas, y A. Klaus (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (pp. 83-97).
- Shackleton, N. (2000). Beware of millennial wiggle-matching: Lessons from the Iberian margin. In *Millennial Scale Changes, Annual Discussion Meeting*. Southampton: Department of Geography.
- Sierro, F.J.; Bárcena, M.A.; Flores, J.A.; Cacho, I.; Pelejero, C.; Grimalt, J.O.; Shackleton, N.J. Origin of the youngest western Mediterranean organic-rich layer: productivity or stagnation? Lisbon (Portugal): 6th International Conference on Paleoceanography.
- Singer, A. 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth and Science Revue*, 15, 303-326.
- Somoza, L., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Dabrio, C.J., y Silva, P.G. (1991). Holocene sea-level highstands in the Western Mediterranean (SE Spain). A computer statistical analysis of radiocarbon dating. In (pp. 61-64). MBSS Newsl.
- Sournia, A. (1973). *La production primaire planctonique en Mediterranee. Essai de mise a jour*. Bulletin Etudes Communitaire Mediterranee.

- Sparnocchia, S., Gasparini, G.P., Astraldi, M., Borghini, M., y Pistek, P. 1999. Dynamics and mixing of the Eastern Mediterranean Outflow in the Tyrrhenian Basin. *Journal of Marine Systems*, 20, 301-317.
- Stow, D.A.V., y Piper, D.J.W. (1984). Deep water fine-grained sediments: facies models. In D.A.V. Stow y D.J.W. Piper (Eds.), *Fine-grained sediments: deep water processes and facies*. (pp. 611-645). London: Geological Society Special Publication.
- Sutherland, H., Calvert, S.E., y Morris, S.J. 1984. Geochemical studies of the recent sapropel and associated sediments from the Hellenic Outer Ridge, eastern Mediterranean Sea, I. Mineralogy and chemical composition. *Marine Geology*, 56, 79-92.
- Targarona, J., Alconso, B., Canals, M., Rohling, E.J., y Versteegh, G. (1997). Productivity variations in the Alboran Sea over the last 20.000 years from *Protoperidium* dinoflagellate cyst records in: Climatic and Oceanographic Evolution of the Mediterranean Region over the Last Glacial-Interglacial Transition; a Palynological Approach. LPP Foundation; 43 p. .
- Taylor, K., Lamory, G., Doyle, G., Alley, R., Grootes, P., Mayewski, P.A., White, J., y Barlow, L. 1993. The flickering switch of late Pleistocene climate change. *Nature*, 361, 432-436.
- ten Haven, H.L., de Lange, G.J., y McDuff, R.E. 1991. Interstitial water studies of Late Quaternary eastern Mediterranean sediments with emphasis on early diagenetic reactions and evaporitic salt influences. *Marine Geology*, 75, 119-136.
- Thirty, M. (1981). *Sedimentation continentale et alterations associees: calcitisation, ferruginisations et silicification: les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris*.
- Thomas, E., Booth, L., Maslin, M., y Shackleton, N. 1995. Northeastern Atlantic benthic foraminifera during the last 45.000 years: changes in productivity seen from the bottom up. *Paleoceanography*, 10, 545-562.
- Thomson, J., Colley, S., Higgs, N., Hydes, D., Wilson, T.R.S., y Sorensen, J. (1987). Geochemical oxidation fronts in NE Atlantic distal turbidites and their effects in the sedimentary record. In P.P.E. Weaver y J. Thomson (Eds.), *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains*. (pp. 167-177). Geological Society Special Publication
- Thomson, J., Higgs, N.C., Wilson, T.R.S., Croudace, I.W., de Lange, G.J., y van Santvoort, P.J.M. 1995. Redistribution and geochemical behaviour of redox-sensitive elements around S1, the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3487-3501.
- Thompson, E.I., y Schmitz, B. 1997. Barium and the late Pelocene d13C maximum: evidence of increased marine surface productivity. *Paleoceanography*, 12, 239-254.
- Thomson, J., Jarvis, I., y Green, D. 1998. Oxidation fronts in Madeira Abyssal plain turbidites: persistence of early diagenetic trace element enrichments during burial, site 950. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 157, 559-571.
- Thomson, J., Jarvis, I., Green, D., y Clayton, T. 1998. Mobility and immobility of redox-sensitive elements in deep-sea turbidites during shallow burial. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 643-656.
- Thunell, R.C., Williams, D.F., y Belyea, P.R. 1984. Anoxic events in the Mediterranean Sea in relation to the evolution of late Neogene climates. *Marine Geology*, 59, 105-134.
- Tintore, J.P., La Violette, P.E., Blade, I., y Cruzado, A. 1988. A study of an intense density front in the eastern Alboran Sea: The Almeria-Oran front. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1384-1397.
- Tintoré, J., Gomis, D., Alonso, S., y Parrilla, G. 1991. Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alboran Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 811-823.
- Tintoré, J., Viudez, A., Gomis, D., Alonso, S., y Werner, F. (1994). Mesoscale variability and Q vector vertical motion in the Alboran Sea. In P.E. La Violette (Ed.), *Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea, Coastal and Estuarine Studies*. (pp. 47-71).

- Troelstra, S., Ganssen, G., van der Borg, K., y de Jong, A. 1991. A late Quaternary stratigraphic framework for eastern Mediterranean sapropel S1 based on AMS <sup>14</sup>C dates and stable oxygen isotopes. *Radiocarbon*, 33, 15-21.
- Troelstra, S.R., y van Hinte, J.E. 1995. The Younger Dryas-Sapropel S1 connection in the Mediterranean Sea (extended abstract). *Geologie en Mijnbouw*, 74, 275-280.
- Turon, J.L., y Londeix, L. Soc.Nat.Elif Aquitaine. (1988). Les assemblages de kystes de dinoflagelles en Méditerranée Occidentale (Mer d'Alboran) mise en évidence de l'évolution des paléoenvironnements depuis le dernier maximum glaciaire. France: 313 p. .
- Van Kreveld S.A. Northeast Atlantic late Quaternary planktic foraminifera as primary productivity and water mass indicators. *Scripta Geologica*, 113/- (23-91); 1996.
- van Kreveld, S., Knappertsbusch, M., Ottens, J., Ganssen, G., y van Hinte, J.E. 1996. Biogenic carbonate and ice-rafted debris (Heinrich layer) accumulation in deep-sea sediments from a Northeast Atlantic piston core. *Marine Geology*, 131, 21-46.
- van Os, B.J.H., Lourens, H.J., Hilgen, F.J., de Lange, G.J., y Beaufort, L. 1994. The formation of Pliocene sapropels and carbonate cycles in the Mediterranean: Diagenesis, dilution and productivity. *Paleoceanography*, 9, 601-617.
- van Os, B.J.H., Middelburg, J.J., y de Lange, G.J. 1991. Possible diagenetic mobilisation of barium in sapropelic sediments from the eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 100, 125-136.
- van Santvoort, P.J.M., Lange, G.J., Thomson, J., Cussen, H., Wilson, T.R.S., Krom, M.D., y Strohle, K. 1996. Active post-depositional oxidation of the most recent sapropel (S1) in sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4007-4024.
- van Santvoort, P.J.M., de Lange, G.J., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., y Paterne, M. 1997. Geochemical and paleomagnetic evidence for the occurrence of "missing" sapropels in eastern Mediterranean sediments. *Paleoceanography*, 12, 773-786.
- Vanney, J.R., y Gennesseaux, M. (1985). Mediterranean seafloor features: overview and assessment. In D.J. Stanley y F.C. Wezel (Eds.), *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. (pp. 3-32). New York: Springer-Verlag.
- Vergnaud-Grazzini, C., Devaux, M., y Znaidi, J. 1986. Stable isotope "anomalies" in Mediterranean Pleistocene record. *Marine Micropaleontology*, 10, 35-69.
- Vergnaud-Grazzini, C., Caralp, M., Faugeres, J.C., Gonthier, E., Grousset, F., Pujol, C., y Saliege, J.F. 1989. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 years BP. *Oceanologica Acta*, 12, 305-324.
- Vergnaud-Grazzini, C., y Pierre, C. 1991. High fertility in the Alboran Sea since the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 6, 519-536.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Michel, E., Becqué, S., y van Weering, T.C.E. 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 13-27.
- Vidussi, F., Marty, J.C., & Chiaveini, J. 2000. Phytoplankton pigment variations during the transition from spring bloom to oligotrophy in the Northwestern Mediterranean sea. *Deep Sea Research I*, 47, 423-445.
- Viudez, A., y Tintoré, J. 1995. Time and space variability in the eastern Alboran Sea from March to May 1990. *Journal of Geophysical Research*, 100, 8571-8586.
- Viudez, A., Tintoré, J., y Haney, R. 1996. Circulation in the Alboran Sea as determined by quasi-synoptic hydrographic observations: Part I: Three-dimensional structure of the two anticyclonic gyres. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 684-705.

- Watts, W., Alley, R., y Huntley, B. 1996. Vegetation history and palaeoclimate of the Last Glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 15, 133-153.
- Weaver, C.E., y Beck, K.C. 1977. Miocene of the SE United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. *Sedimentary Geology*, 17, 1-234.
- Weaver, P.P.E., y Pujol, C. 1988. History of the last deglaciation in the Alboran sea (Western Mediterranean) and adjacent north Atlantic as revealed by coccolith floras. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, 35-42.
- Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G., y Wiedicke, M. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology* 136:151-172, 1997.
- Wilson, T.R.S., Thomson, J., y Colley, S. 1985. Early organic diagenesis: the significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 811-822.
- Wilson, T.R.S., Thomson, J., Colley, S., Culkin, F., y Sorensen, J. 1986. Oxidation fronts in pelagic sediments: diagenetic formation of metal-rich layers. *Science*, 232, 972-975.
- Zahn, R., y Pedersen, T.F. 1991. Late Pleistocene evolution of surface and mid-depth hydrography at the Oman : planktonic and benthic isotope records at ODP site 724. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 117, 291-308.
- Zahn, R., Schonfeld, J., Kudrass, H.R., Park, M.H., Erlenkeuser, H., y Grootes, P. 1997. Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: stable isotope and ice-rafted detritus records from core SO75-26KL, Portuguese margin. *Paleoceanography*, 12, 696-710.
- Zaho, M., Bevrige, N., Sahckleton, N., Sarnthein, M., y Eglinton, G. 1995. Molecular stratigraphy of cores off northwest Africa: sea surface temperature history over the last 80ka. *Paleoceanography*, 10, 661-675.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardaji, T., Somoza, L., y Silva, P.G. 1993. The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 109-117.
- Zamarreño, I., Vázquez, A. y Maldonado, A. (1983). Sedimentación en la plataforma de Almería: un ejemplo de sedimentación mixta silícico-carbonatada en clima templado. In P. Castellví (Ed.), *Estudio oceanográfico de la Plataforma Continental*, E.O.P.C: Seminario Científico. (pp. 15-52). Cádiz: