

**Cicloestratigrafía en torno al
evento MPBE (Selandiense
superior) en Zumaia (Gipuzkoa)
con foraminíferos planctónicos y
minerales de la arcilla**

Autor: Raúl Martín Arnau

**Directores: Ignacio Arenillas Sierra y Blanca
Bauluz Lázaro**

Indice

1. Abstract	1
2. Introducción: planteamiento e interés	1
2.1. Paleoclimatología y ciclicidad de Milankovitch	2
2.2. El evento hipertermal del Paleoceno medio (MPBE)	3
3. Objetivos	3
4. Localización geográfica.....	5
5. Contexto geológico.....	5
6. Metodología	6
6.1. Métodos mineralógicos.....	7
6.1.1. Difracción de rayos X (DRX)	7
6.1.2. Indicadores mineralógicos en paleoclimatología.....	8
6.2. Métodos micropaleontológicos	9
6.2.1. Técnica del levigado	9
6.2.2. Triado de las muestras	10
6.2.3. Microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM, <i>Field Emission Scanning Electron Microscope</i>)	11
6.2.4. Indicadores micropaleontológicos en paleoclimatología	11
7. Resultados	13
7.1. Resultados mineralógicos	13
7.2. Resultados micropaleontológicos	15
8. Discusión	16
9. Conclusions.....	18
10. Bibliografía	18

1. Abstract

This work includes a quantitative study of planktonic foraminifera at the genus level and a semiquantitative study of clay minerals of the upper Selandian at the Zumaia section (Gipuzkoa). The objective is to analyze the paleoenvironmental and paleoclimatic evolution across the horizon corresponding to the hyperthermal event called Mid Paleocene Biotic Event (MPBE). For the planktonic foraminifera study, a total of 20 samples were analyzed which were prepared by the classic washing techniques. For the paleoclimatic reconstruction, the index C/F was used, which marks the proportion of tropical-subtropical genera. For the mineralogical analysis, 12 of these samples were studied by means of the X-ray diffraction technique of the total sample and the clay fraction ($<2\mu\text{m}$). The curves of the index C/F and clay mineral abundance indicate cyclical variations compatible with the Milankovitch cycles (of precession and eccentricity). The more marly beds exhibit a greater abundance of tropical-subtropical genera and chlorites, suggesting warmer periods of insolation maximum. The horizon of the MPBE represents an absolute maximum in the index C/F, but does not reflect a significant event different from the rest of the marly levels within the precession cycles identified at Zumaia.

2. Introducción: planteamiento e interés

La sección de Zumaia (Gipuzkoa) es una de las más conocidas y estudiadas en el mundo debido a su extraordinario registro estratigráfico (Hilario, 2012; Hilario *et al.*, 2013), que abarca desde el Santoniense (Cretácico superior) hasta el Ypresiense (Eoceno inferior). Cabe destacar que en Zumaia se han definido dos estratotipos de límite (GSSP, o *Global Boundary Stratotype Section and Point*) para las bases del Selandiense (Paleoceno medio) y Thanetiense (Paleoceno superior) (Schmitz *et al.*, 2011). Además, la sección de Zumaia fue propuesta también como candidata para la definición de los estratotipos de los límites Cretácico/Paleógeno y Paleoceno/Eoceno (Molina *et al.*, 2009).

Las muestras estudiadas se sitúan cronoestratigráficamente en el Selandiense superior (Paleoceno medio), piso introducido en la literatura científica por Alfred Rosenkrantz en 1924 y que lleva el nombre de la isla danesa de Selandia. En Zumaia (Gipuzkoa) se encuentra el registro más representativo y completo de sucesiones de depósitos hemipelágicos del piso Selandiense, convirtiendo la sección en el lugar idóneo en el que estudiar foraminíferos y otros grupos de microfósiles. Se han realizado estudios previos que incluyen análisis cuantitativos con foraminíferos planctónicos del Selandiense, como los trabajos de Arenillas y Molina (1995) y Bernal et al. (2006, 2007). Estos últimos sugirieron un posible evento hipertermal (calentamiento global) en el Selandiense tardío, denominado MPBE (*Mid Paleocene Biotic Event*).

En este trabajo se realiza un estudio cuantitativo de foraminíferos planctónicos a nivel de género y un estudio semicuantitativo de los minerales de la arcilla con la finalidad de analizar la evolución paleoambiental y paleoclimática del Selandiense superior entorno al MPBE. Mi objetivo general es, sobre todo, aprender dos metodologías de trabajo diferentes y sus técnicas aplicadas a la paleoclimatología.

2.1. Paleoclimatología y ciclicidad de Milankovitch

La paleoclimatología estudia las variaciones y cambios climáticos y los factores que lo han causado desde la creación de la Tierra hasta la actualidad. El estudio se realiza a partir de indicadores climáticos (como los isótopos estables, los minerales de la arcilla o los foraminíferos planctónicos) preservados en el registro estratigráfico, cuyo valor depende de las condiciones climáticas en cada instante.

Las variaciones climáticas suelen ser cíclicas, como se observa en los periodos glaciares e interglaciares del Cuaternario, y pueden explicarse a partir de los ciclos de Milankovitch. Estos ciclos están causados por variaciones orbitales de la Tierra que influyen en la cantidad de energía solar que alcanza la superficie de la Tierra (insolación) en cada latitud (Sagasti, 2003). Milankovitch diferencia tres variaciones orbitales:

-Precesión: es en realidad una resonancia de dos tipos de precesión (precesión del eje de la Tierra y precesión orbital), con periodos de entre 19 ka a 23 ka, y una media de 21 ka (Beger, 1988). La precesión del eje de la Tierra se debe al giro tipo peonza del eje terrestre alrededor de la perpendicular del plano de la órbita terrestre, en periodos de unos 26 ka. La precesión orbital o del perihelio, se debe a la rotación de la órbita elíptica de la Tierra en periodos de unos 134 ka.

-Oblicuidad: es debida a cambios en el ángulo de inclinación del eje terrestre respecto a la perpendicular del plano de la órbita terrestre, el cual cambia de 22° a $24,5^{\circ}$ en un periodo aproximado de 40 ka (Sagasti, 2003).

-Excentricidad: es la variación de la excentricidad de la órbita de la Tierra, cuya forma varía de elíptica a casi circular. Provoca dos periodicidades principales: 100 ka (excentricidad corta) y 403 ka (excentricidad larga), aunque también hay otras periodicidades más largas (1300 ka y 2 Ma) que han sido relacionadas con la excentricidad (Beger, 1988).

Estos tres tipos de periodicidades se combinan dando una compleja curva de insolación (Sagasti, 2003) la cual puede ser utilizada para dataciones astrocronológicas (figura1).

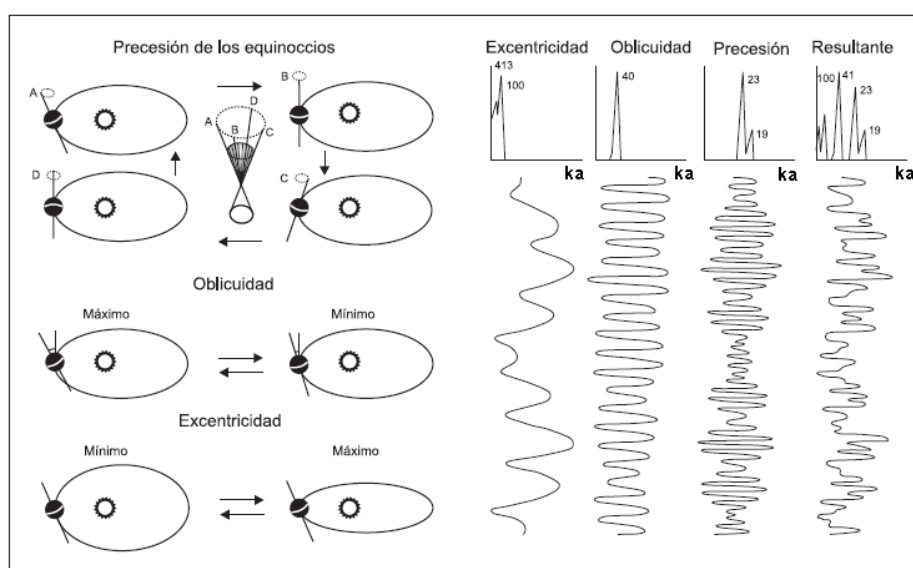


Fig. 1.- Diagrama simplificado de los tres tipos de ciclos de Milankovitch (modificado de Weedon, 1993 y Sagasti, 2003).

2.2. El evento hipertermal del Paleoceno medio (MPBE)

Otro de los objetivos principales de la paleoclimatología es la identificación de eventos climáticos en la historia de la Tierra. En el Paleógeno adquieren relevancia los llamados eventos hipertermales, que son eventos de brusco calentamiento climático como el que pudo ocurrir en el MPBE según Bernaola *et al.* (2007). De acuerdo a estos autores, el nivel correspondiente al MPBE se describe litológicamente como un estrato decimétrico (30cm) de margas, situado en una alternancia de calizas y margas, y representa una duración de 10-11 mil años (ka), es decir, aproximadamente la mitad de un periodo de precesión. La edad de este evento se sitúa en torno a hace 59,3 millones de años (Ma), muy próximo al límite del Selandiense/Thanetiense (GSSP de la base del Thanetiense), el cual está situado aproximadamente en 59,2 Ma (Figura 4).

Según Bernaola *et al.* (2007), se caracteriza por haber un descenso en el número de taxones de foraminíferos planctónicos de estrategia K (especialistas) y un aumento de los de estrategia r (generalistas), principalmente del género *Subbotina*, sugiriendo una clara alteración paleoambiental. Estas variaciones en las asociaciones de foraminíferos planctónicos se reflejan también en otros grupos micropaleontológicos. En nanofósiles calcáreos, Bernaola *et al.* (2007) identificaron un aumento de especies de tropicales-subtropicales de estrategia r y de aguas más oligotróficas. En foraminíferos bentónicos, identificaron un incremento brusco de especie oportunistas de aguas profundas, sugiriendo condiciones oligotróficas e inestables. Además, también coincide con un brusco descenso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, compatible con evento hipertermal (brusco calentamiento climático). El inicio del MPBE parece registrarse, no obstante, aproximadamente 50 cm por debajo, por lo que el episodio hipertermal probablemente duró unos 52-53 ka (2,5 ciclos de precesión).

3. Objetivos

Este trabajo de fin de grado pretende realizar una interpretación paleoclimática de la cicloestratigrafía en torno al evento MPBE del Selandiense superior en Zumaia a partir del análisis e interpretación de las variaciones de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y de minerales de la arcilla a lo largo del perfil.

Para conseguir este objetivo general, se propusieron los siguientes objetivos específicos:

- Análisis mineralógico de 12 muestras entorno al MPBE. Identificación de los minerales en muestras totales y de los minerales de la arcilla en la fracción <2 micras, y posterior análisis semicuantitativo.
- Análisis micropaleontológico de 20 muestras entorno al MPBE. Identificación de los géneros de foraminíferos planctónicos en cada muestra, y posterior análisis cuantitativo a partir de una fracción representativa de aproximadamente 50 ejemplares en cada muestra (suficiente para calcular el índice cálido/frío o índice C/F).
- Correlación e integración de los datos obtenidos en el estudio mineralógico y micropaleontológico, para analizar la cicloestratigrafía del Selandiense superior y el evento MPBE desde el punto de vista paleoclimático.

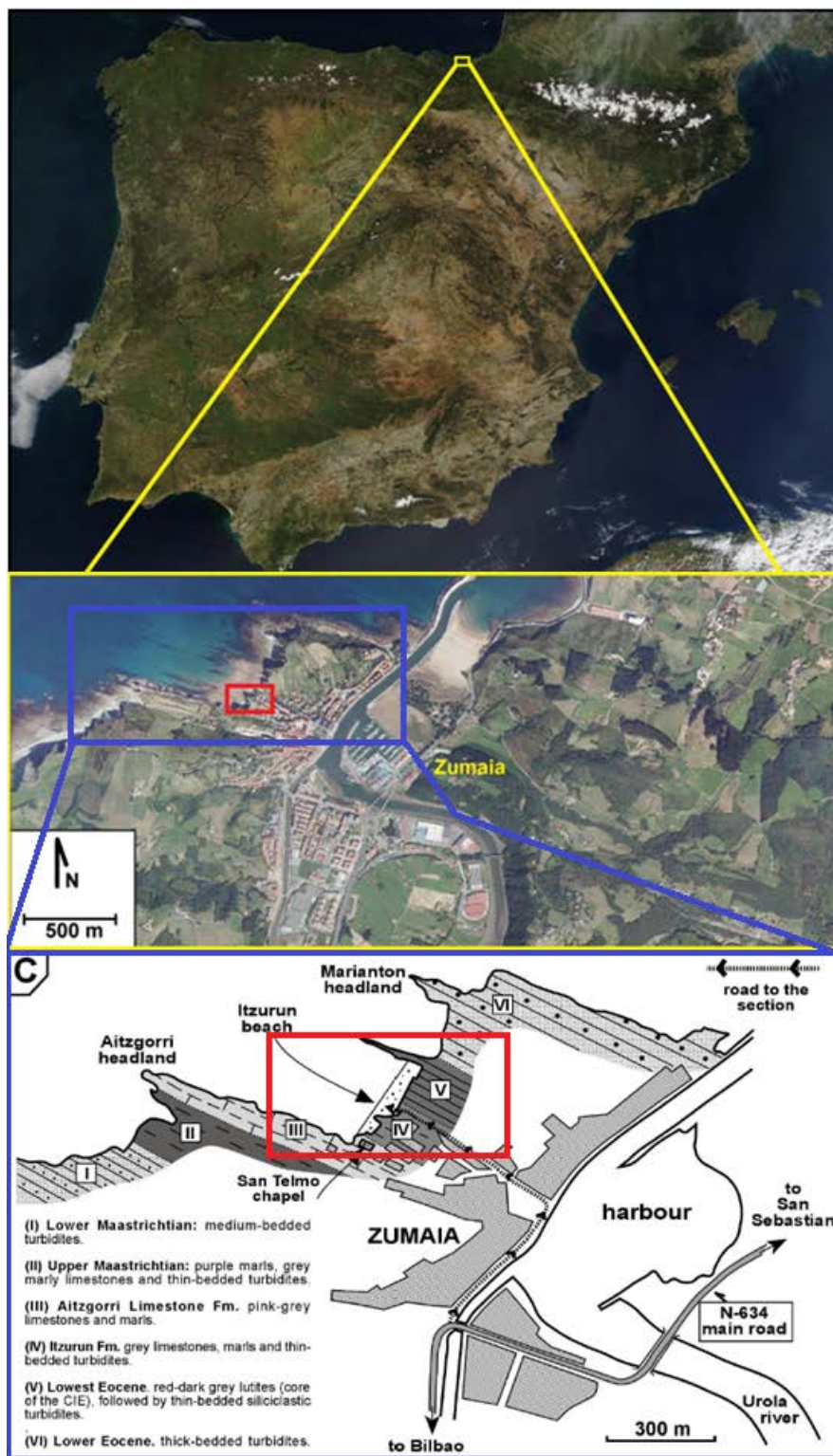


Fig. 2.- Localización geográfica de la zona estudiada. La imagen de satélite en la parte superior, en el centro el mapa geográfico de Zumaia modificada de SigPac y en la parte inferior el mapa geológico modificado de Schmitz *et al.*, (2011).

4. Localización geográfica

La zona estudiada se encuentra en el norte de España, dentro de la comunidad autónoma del País Vasco en la de la provincia de Guipúzcoa, concretamente en la parte SW de la playa de Itzurun situada al norte de la población de Zumaia, con unas coordenadas 43° 17' 58" N para la Latitud y 2° 15' 42" W para la longitud (Fig. 2).

5. Contexto geológico

La sección de Zumaia está geológicamente situada en la Cuenca Vasco-Cantábrica, que se expande hacia el sur en forma de lámina cabalgante sobre las cuencas terciarias del Duero y el Ebro. El norte de la cuenca se interpreta como un *offshore* que se extiende hasta el Golfo de Vizcaya, en el que se encuentra el registro más representativo y completo de sucesiones de depósitos hemipelágicos que abarca desde el Cretácico Superior hasta el Paleógeno (Schmitz et al., 1997; Pujalte et al. 1998).

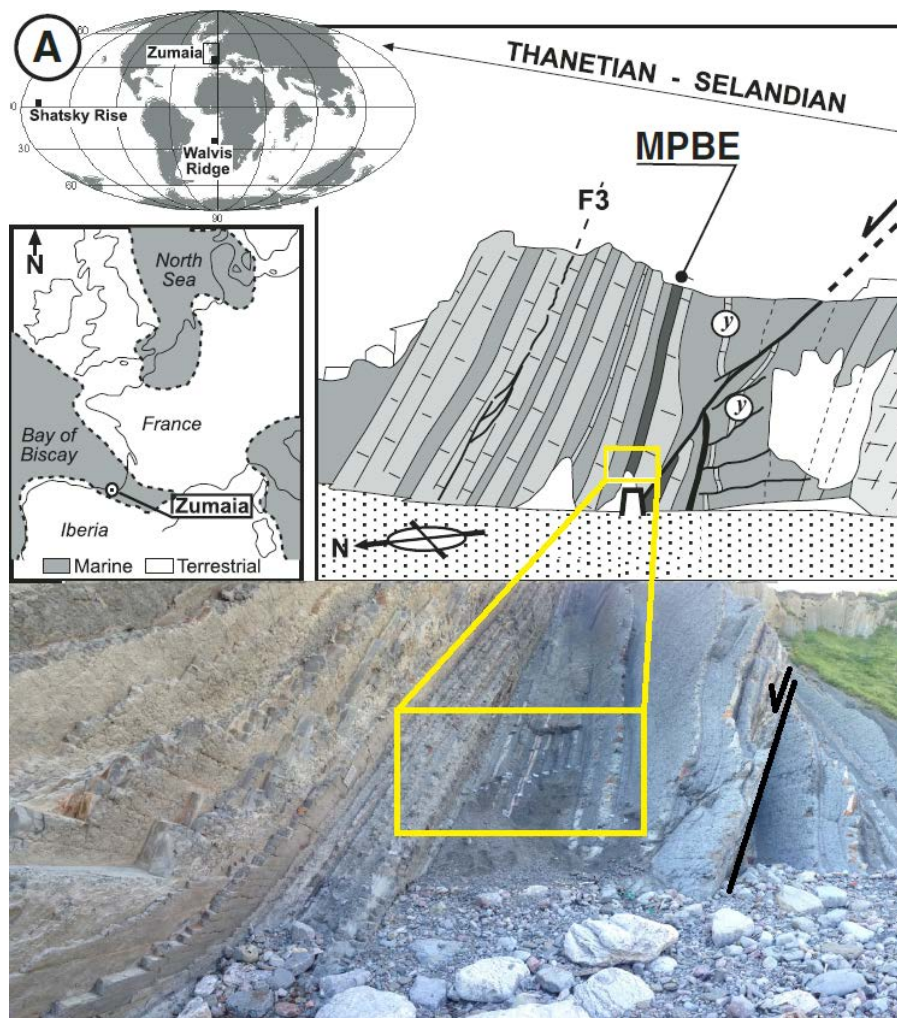


Fig. 3.- Corte geológico de la zona estudiada, la imagen superior derecha está modificada de Bernaola *et al.* (2007) y en la inferior es una imagen tomada durante el muestreo..

Los depósitos se originaron con la primera etapa tectónica que inició el levantamiento de los Pirineos y éstos se depositaron en cuencas y subcuencas formadas durante una etapa extensional (rift) que afectó al golfo de Vizcaya.

La sección paleocena de Zumaia se depositó a una profundidad aproximada de 1000m (Pujalte et al. 1998). No muestran ningún hiato estratigráfico significativo (Bernaola et al., 2007), como se demostró en estudios de nanofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos (ej., Arenillas y Molina, 1995; Bernaola, 2002).

El intervalo estratigráfico estudiado, en la parte superior del Selandiense, pertenece a la parte media de la Formación Itzurun, denominado Miembro B por Baceta et al. (2004) y en la que predominan margas grises, con intercalaciones de calizas y margocalizas grisáceas. La Fm. Itzurun alcanza una potencia de aproximadamente 80 m (Baceta et al., 2004), y está afectada por varias fallas normales (Fig. 3).

La sección estudiada tiene una potencia de 3,4 m y está formada por 3 tramos diferenciados. El primero, con un espesor de 0,8 m, consiste en una alternancia de estratos de calizas, de 20 cm de espesor, y de margas, de 10 cm de espesor. El segundo tramo está constituido por 2,2 m de potencia de margas en estratos de 20-35cm, con intercalaciones de margocalizas en estratos de 10-20cm; algunos estratos margosos son más oscuros, sugiriendo un mayor contenido en materia orgánica. El tercer tramo, con 0,4 m de espesor, presenta una alternancia de estratos de calizas de 10-15 cm de espesor, y de margas, de 5-10 cm de potencia (Fig. 4).

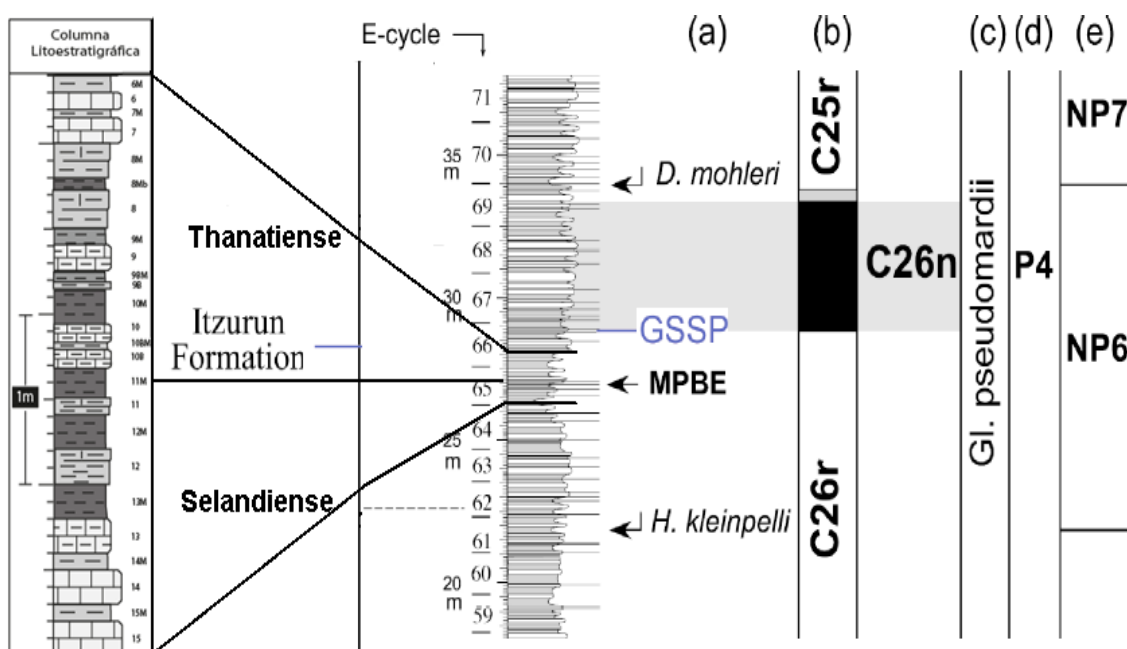


Fig. 4.- Columna estratigráfica de la zona estudiada modificada de Schmitz et al., (2011) con (a) bioeventos de plancton calcareo (b) Magnetoestratigrafía, (c) biozonas de foraminíferos planctónicos, (D) Biozona de Berggren et al. (1995) y (e) biozonas de nanofosiles calcareos.

6. Metodología

Se analizaron micropaleontológicamente un total de 20 muestras (10 en estratos más calcáreos y 10 en estratos más margosos). Para el análisis mineralógico se

estudiaron 12 de estas muestras. El evento hipertermal del Paleoceno medio (MPBE) está emplazado en una posición intermedia dentro del intervalo estratigráfico estudiado, tal como queda reflejado en la figura 4.

6.1. Métodos mineralógicos

6.1.1. Difracción de rayos X (DRX)

La mineralogía de las muestras totales y las correspondientes fracciones <2 micras se determinó por DRX en 12 muestras. Previamente, las muestras consolidadas se trituraron, homogeneizaron, y cuartearon hasta obtener unos 5 grs para el estudio de la muestra total y el resto (aprox. 10 grs) para el estudio de las arcillas.

Para el estudio de la muestra total, las muestras fueron molidas en un molino de ágata, y tamizadas en seco con un tamiz de luz de malla de 53 micras. La muestra tamizada se colocó, desorientada, en un portamuestras de aluminio sobre un vidrio correctamente siglado. Se obtuvieron difractogramas de RX de cada una de las muestras totales, mediante un difractómetro de RX, Philips PW 1729 X-RAY, con radiación Cu-K α , utilizando un voltaje de 40 kV y 30 mA de intensidad y monocromador de grafito. Los difractogramas fueron obtenidos de entre 3 y 60°2 θ , con una velocidad de goniómetro de 0,1 2 θ /seg y tiempo de integración de 0,4 seg. Este equipo utiliza el software Xpoder (Martín Ramos, 2004) para procesar y almacenar los datos de difracción.

Previamente al estudio de los minerales de la arcilla (<2 μ m), se eliminaron los carbonatos de las muestras. Para ello, se atacaron con un ataque ácido suave con HCl 0,3 N. Una vez finalizado el ataque, la muestra se lavó con agua destilada hasta alcanzar un pH neutro y eliminar los cloruros formados. Como control del proceso, se utilizaron papeles indicadores de pH. Una vez eliminados los carbonatos, las muestras se sumergieron en agua destilada y se agitaron durante unos 10 minutos con el objetivo de dispersar las partículas más finas. Posteriormente, se tamizaron en húmedo con un tamiz 500 μ m. La fracción inferior a 500 μ m fue centrifugada en una centrifugadora Hettich Universal 320, durante 3' 36" a 580 rpm, lo que permitió separar la fracción menor a 2 μ m del resto de la muestra. En el caso de que las suspensiones formadas por las partículas inferiores a 2 μ m fueran muy diluidas se secaron en lámparas de infrarrojos. Una vez conseguida una suspensión relativamente concentrada, se depositó con ayuda de un pincel en un portamuestras de vidrio y se dejó secar a temperatura ambiente para, posteriormente, realizar el estudio de DRX. En este tipo de preparación, denominada agregado orientado, las partículas de arcilla, fundamentalmente laminares, se depositan con los planos (00l) paralelos al vidrio.

Se obtuvieron difractogramas de RX de los agregados orientados secados al aire (AO). Estos agregados fueron solvatados con etilenglicol (EG) durante 48h a 60°C con el objetivo de diferenciar las arcillas expandibles, y se obtuvieron los correspondientes difractogramas. Para este estudio se utilizó el difractómetro mencionado anteriormente, si bien la zona de barrido fue de 3 a 30°2 θ .

La identificación mineralógica se realizó a partir de tablas de difracción obtenidas de la bibliografía (Powder Diffraction File, JCODS, 1974). La composición mineralógica de cada muestra se realizó a partir de un análisis semicuantitativo, en el cual se aplica la siguiente fórmula:

$$\%_{Mineral\ x} = 100 \times \frac{\left(\frac{I_{Mineral\ x}}{PR_{Mineral\ x}}\right)}{\sum \left(\frac{I_{Minerales\ muestra}}{PR_{Minerales\ muestra}}\right)}$$

siendo I la intensidad, es decir la altura de la reflexión (espaciado), característica de un determinado mineral, y PR el poder reflectante del mineral. En este trabajo se han utilizado los poderes reflectantes de Schultz (1964) y Biscaye (1965).

Los espaciados característicos de los minerales utilizados para obtener la composición mineralógica a partir del análisis semicuantitativo de la muestra total son: 3.34Å para el cuarzo, 3,03Å calcita, 2,88Å dolomita, 3,20-3,25Å feldespatos y 4.45Å para los minerales de la arcilla. Para la fracción arcilla, los espaciados característicos que se han utilizado son 16-17Å para la esmectita (utilizando los difractogramas tratados con EG), 9,99-10,1Å para la illita y 7Å para la caolinita y la clorita. Estas últimas se pueden diferenciar mediante la reflexión (002) de la caolinita a 3.58Å de la correspondiente reflexión (004) de la clorita a 3.53Å (Biscaye, 1964, Bradley, 1954).

Minerales	Espaciado característico (Å)	Poder reflectante
Cuarzo	3,34	1,5
Calcita	3,03	1
Dolomita	2,88	1
M. Arcillas	4,45	0,1
Feldespatos	3,20 - 3,25	1
Illita	9,99 - 10,0	1
Esmectitas	15-17	4,4
Caolinita	7 - 7,1	2,1
Clorita	7 - 7,1	2,1

Tabla 1.- Espaciados y poderes reflectantes (PR) característicos de los minerales utilizados Schultz (1964) y Biscaye (1965).

La DRX permite hacer un análisis mineralógico semicuantitativo de las fases minerales presentes en la muestra. Esta técnica no detecta fases amorfas y tiene un límite del detección de aproximadamente del 5%.

6.1.2. Indicadores mineralógicos en paleoclimatología

Los minerales de la arcilla se dividen en dos categorías según su origen: los que se forman *in situ* por precipitación, que se denominan autigénicos, y los minerales detríticos que proceden de depósitos preexistentes como consecuencia de los procesos de meteorización, erosión, transporte y sedimentación (Fagel, 2007). Los minerales autigénicos no suelen superar el 10% del total de minerales de la arcilla en medios marinos someros (Velde, 1995). Si son autigénicos, nos proporcionan información del ambiente químico del medio sedimentario. Si son detríticos, nos

proporcionan información sobre el área fuente, incluyendo los procesos de transporte y sedimentación (Fagel, 2007). Chamley (1989) concluyó que los minerales de la arcilla formados en diferentes puntos del planeta están más influenciados por el tipo de clima en el que se forman (donde puede predominar la meteorización física o química) que por las rocas de las que proceden. Esta conclusión queda reflejada en el mapa que este mismo autor presentó (anexo 1), donde se muestran las asociaciones de minerales características de cada región climática. En el mapa se aprecia claramente que la relativa abundancia de cada arcilla varía en función de la región. Esto indica que los minerales de la arcilla son buenos indicadores paleoclimáticos.

Los minerales de la arcilla pertenecen al grupo de los filosilicatos. Estos presentan una estructura basada en el apilamiento de capas compuestas por tetraedros de Si (Al) y O, denominadas capas tetraédricas (T), y capas compuestas por octaedros de Mg (Fe^{2+}) o Al (Fe^{3+}) denominadas capas octaédricas (O) (White, 1999). Los criterios de clasificación de los filosilicatos fueron definidos por la AIPEA (*Association Internationale Pour l'Etude des Argiles*) y se basan en el apilamiento de estos dos tipos de capas (T y O) (Fagel, 2007), distinguiendo los tipos: 1:1 (T:O), 2:1 (T:O:T) y 2:1:1 (T:O:T:O).

Como se puede observar en el mapa de Chamley (1989) anteriormente mencionado, los principales minerales de la arcilla que proporcionan información paleoclimática son:

- Illita, que es tipo 2:1 (T:O:T): predomina en latitudes altas junto con la clorita, ya que se forman en condiciones de meteorización física alta y baja meteorización química, debido a la escasa disposición de agua en estado líquido.
- Clorita: De tipo 2:1 (T:O:T): su distribución mayoritaria se encuentra en regiones de latitudes frías, ya que se forma en ambientes con baja meteorización química, donde se produce un escaso desarrollo de hidrólisis.
- Esmeclita: De tipo 2:1 (T:O:T): se encuentra principalmente en climas templados y relativamente húmedos, donde hay una escasa meteorización física y predomina la meteorización química. Las esmeclitas que se forman por meteorización química son fundamentalmente alumínicas tipo montmorillonita.
- Caolinita: De tipo 1:1 (T:O): su mayor abundancia ocurre en regiones tropicales y ecuatoriales húmedas, debido a que su formación se realiza preferentemente bajo condiciones de intensa meteorización química y por tanto se produce un elevado desarrollo de los procesos de hidrólisis.

6.2. Métodos micropaleontológicos

Para completar los objetivos correspondientes a la parte de micropaleontología, se utilizaron las siguientes técnicas de laboratorio: técnica del levigado, triado de las muestras, y fotografía de ejemplares en un microscopio electrónico de barrido.

6.2.1. Técnica del levigado

La técnica del levigado permite separar los microfósiles que se encuentran en la roca de la matriz, sin dañarlos. A diferencia de otras técnicas micropaleontológicas, como el frotis o la lámina delgada, las conchas de los foraminíferos y otros microfósiles quedan libres. Esto permite una total movilidad de los ejemplares de manera que, con

la ayuda de un pincel, pueden ser girados para observar sus diferentes lados en el posterior estudio taxonómico.

En primer lugar, se escogió una porción de la muestra para aplicarle la técnica del levigado. Las muestras, sobre todo las más calcáreas, fueron fragmentadas con la ayuda de un mortero. La fragmentación de la muestra permite incrementar la superficie expuesta al reactivo, aumentando la velocidad de la reacción. Seguidamente se colocó esta porción de roca en un recipiente de plástico y se cubrió con un reactivo para separar los microfósiles de la matriz. El reactivo utilizado fue agua oxigenada al 15-20% durante 6 a 24 horas. Este proceso requiere la utilización de una campana extractora para evitar la emisión de vapores peligrosos.

Con la muestra ya disgregada, se procedió a tamizarla bajo un chorro de agua. Los tamices deben ir con luz de malla decreciente para que el sedimento vaya pasando de unos a otros según el tamaño (Molina, 2004). El lavado termina cuando se observa que el agua que atraviesa el residuo se encuentra completamente limpia. Los levigados estudiados corresponden al tamiz de luz de malla de 106 μm . Por tanto, los microfósiles estudiados presentan tamaños $>106 \mu\text{m}$, lo que garantiza que la mayor parte de las conchas pertenecen a ejemplares adultos.

Posteriormente, el residuo de cada tamiz se colocó en un bote de vidrio, indicando a que muestra y a que tamaño de luz de malla corresponde. Los botes se dejaron secar en un horno, con una temperatura que nunca debe superar los 50° si se desea realizar posteriores análisis isotópicos. Finalmente, el residuo seco se introdujo en botes de plástico convenientemente siglados.

Los tamices utilizados se limpiaron con la ayuda de una brocha junto con un chorro de agua, para evitar lo máximo posible la contaminación de las muestras que se laven posteriormente con los mismos tamices. No obstante, tras finalizar la limpieza, los tamices se sumergieron en azul de metileno para teñir los ejemplares que pudieran quedar retenidos en el tamiz, con el fin de que puedan ser reconocidos los ejemplares contaminados.

6.2.2. Triado de las muestras

Para obtener una fracción representativa de la muestra se utilizó un microcuarteador. Dado que la cantidad de muestra en el levigado es, en general, muy grande, se cuarteo un número consecutivo de veces hasta que la cantidad final sea sustancialmente menor y más manejable.

Una vez obtenida dicha fracción de la muestra se extiende sobre una bandeja de fondo plano. Esta bandeja se encuentra dividida en celdas cuadradas. De una de estas celdas se extrajeron aleatoriamente alrededor de 50 ejemplares y se colocaron en una celdilla micropaleontológica, la cual está dividida también en 60 cuadrados. Este proceso se llevó a cabo con la ayuda de un pincel del 0/4 humedecido en agua. Si la celda cuadrada elegida de la bandeja no contenía 50 ejemplares, se continuó extrayendo ejemplares de una celda contigua diagonalmente. Una vez separados los 50 ejemplares de cada muestra, se clasificaron a nivel de género. Se eligió la cantidad de 50 ejemplares como muestra estadísticamente representativa porque el análisis cuantitativo fue utilizado simplemente para calcular la proporción de géneros tropicales-subtropicales y cosmopolita en la asociación. Si el objetivo hubiese sido calcular la abundancia relativa de cada especie, el número de ejemplares extraídos debiera haber sido mayor (alrededor de 300 ejemplares).

6.2.3. Microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM, *Field Emission Scanning Electron Microscope*)

Algunos ejemplares de los géneros estudiados más representativos fueron seleccionados para obtener imágenes de alta resolución con la ayuda de un microscopio electrónico de barrido (SEM, del inglés *Scanning Electron Microscope*). Se utilizó el microscopio electrónico de barrido de emisión de campo FESEM Carl Zeiss Merlin del Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de la Universidad de Zaragoza, utilizando un voltaje 10kV y corriente de sonda 400pA y un detector de electrones secundarios (tipo SE2).

Para formar una imagen, los SEM utilizan el haz de electrones del microscopio. Dado que las muestras no son conductoras de los electrones se produce un efecto de carga, es decir, los electrones incidentes quedan “atrapados” por la muestra, de tal modo que la carga que se acumula puede llegar a actuar de espejo reflejando todo el haz incidente y sobrecargando la imagen. Para evitar este fenómeno, se recubre la superficie de la muestra con una película metálica (en este caso oro) por evaporación en una cámara de vacío.

Una vez realizado este proceso, se toman imágenes de los ejemplares más representativos de los géneros, eligiendo aquellos que se encontraban mejor preservados. Los ejemplares se colocan previamente sobre un porta con cinta de carbono, que es el que se introduce en la cámara de vacío del SEM. Se tomaron imágenes de las 2 ó 3 vistas principales de cada ejemplar: lados espiral (E), axial (A) y umbilical (U) en trocoespiralados, y lados frontal y lateral en biseriados. Se utilizaron 3 sesiones de SEM para poder tomar imágenes cada lado principal del ejemplar.

6.2.4. Indicadores micropaleontológicos en paleoclimatología

Los foraminíferos planctónicos son uno de los mejores indicadores paleoclimáticos en el campo de la micropaleontología. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos se ven muy influenciados por los cambios de temperatura, salinidad, oxigenación y contenido de partículas o contaminantes, lo que les convierte en unos buenos indicadores paleoambientales, paleoceanográficos y paleoclimáticos.

Teniendo en cuenta el factor temperatura, los foraminíferos planctónicos pueden agruparse en dos grupos según su distribución latitudinal: tropicales-subtropicales (TS) y cosmopolitas (C). Estos dos grupos permiten establecer un índice paleoclimático o de temperatura denominado índice cálido/frío (C/F). El índice C/F es la relación de abundancia (%) de los géneros tropicales-subtropicales con respecto al total de foraminíferos planctónicos, como se muestra en la siguiente fórmula:

$$\text{Índice C/F} = \frac{TS}{TS + C} \times 100$$

siendo TS el número de ejemplares de géneros tropicales-subtropicales y C el número de ejemplares de géneros cosmopolitas.

La división latitudinal de los foraminíferos planctónicos en tropicales-subtropicales y cosmopolitas se basó en los estudios de Olsson et al. (1999) y Arenillas (2011, 2012) sobre la distribución latitudinal y batimétrica de los géneros y especies más

significativos. Los géneros identificados en este trabajo se agrupan de la siguiente manera:

- Géneros preferentemente tropicales-subtropicales (TS): *Morozovella*, *Acarinina* e *Igorina*.
- Géneros cosmopolitas (C): *Subbotina*, *Parasubbotina*, *Globanomalina*, *Luterbacheria* y *Chiloguembelina*.

Para la identificación de los géneros de foraminíferos planctónicos del Selandiense se utilizaron los siguientes criterios diagnósticos de Arenillas (1996, 2011, 2012) y Olsson et al. (1999):

- ***Morozovella*** McGowran 1964: concha trocoespiralada, cámaras generalmente cónicas, abertura umbilical-extraumbilical, superficie de la pared generalmente muricada y con muricocarena.
- ***Acarinina*** Subbotina 1953: concha trocoespiralada, cámaras generalmente hemiesféricas o subcónicas, abertura umbilical-extraumbilical, y superficie de la pared muricada.
- ***Igorina*** Davidzon 1976: concha trocoespiralada de forma biconvexa a periforme, abertura umbilical-extraumbilical a intraumbilical, y superficie de la pared muricada y, en ocasiones, muricocarena incipiente.
- ***Subbotina*** Brotzen & Pozaryska 1961: concha trocoespiralada, 3 a 4 cámaras globulares, abertura generalmente umbilical, y superficie de la pared reticulada.
- ***Parasubbotina*** Olsson, Hemleben, Berggren & Liu 1992: concha trocoespiralada, 4 a 5 cámaras globulares, abertura generalmente umbilical-extraumbilical, y superficie de la pared reticulada.
- ***Globanomalina*** Haque 1956: concha trocoespiralada de forma biconvexa comprimida, cámaras generalmente biconvexas, abertura umbilical-extraumbilical, y superficie de la pared lisa punteada.
- ***Luterbacheria*** Canudo, 1994: concha trocoespiralada de forma biconvexa comprimida, cámaras generalmente biconvexas comprimidas, abertura umbilical-extraumbilical, superficie de la pared lisa punteada y con carena.
- ***Chiloguembelina*** Loeblich & Tappan, 1956: concha biseriada, cámaras globulares a comprimidas, abertura simétrica o asimétrica en la sutura de las dos últimas cámaras, y superficie de la pared lisa a densamente pustulada.

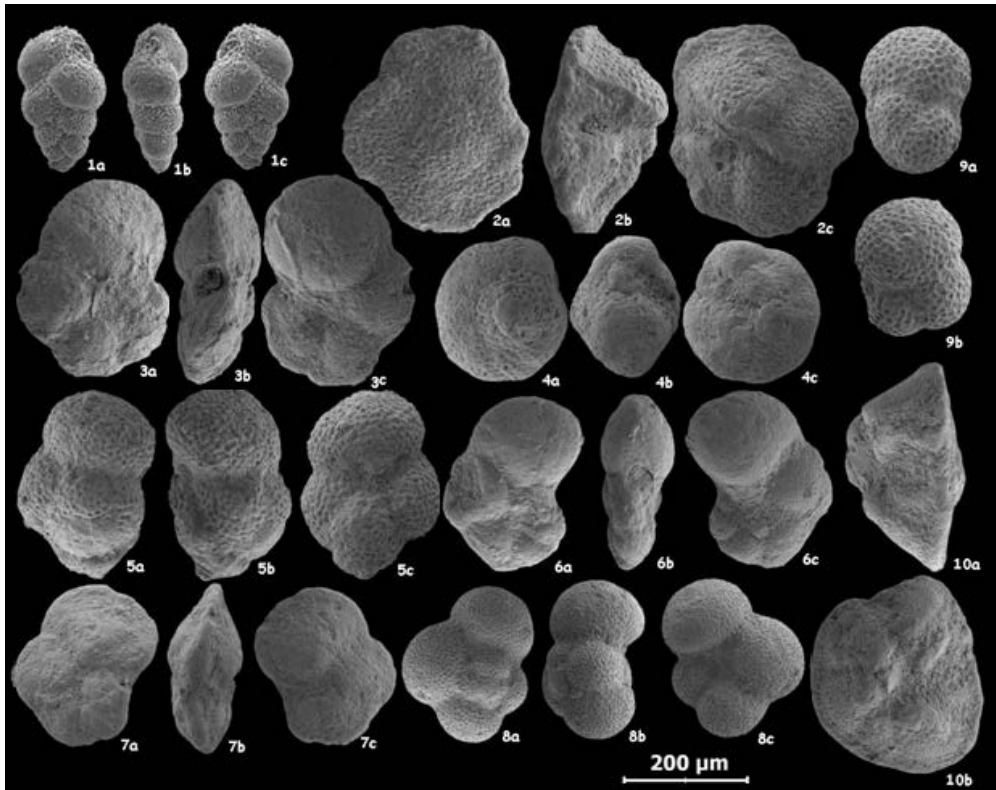


Fig. 5.- Imágenes de SEM de especies pertenecientes a los géneros identificados en este trabajo y clasificados de acuerdo a Arenillas (1996, 2011, 2012): 1-*Chiloguembelina midwayensis*, 2-*Morozovella angulata*, 3-*Luterbacheria troelseni*, 4-*Igorina albeari*, 5-*Muricoglobigerina soldadoensis*, 6-*Globanomalina haunsbergensis*, 7- *Luterbacheria pseudomenardii*, 8- *Parasubbotina quadrilocula*, 9-*Subbotina compressaformis* 10-*Morozovella velascoensis*.

7. Resultados

7.1. Resultados mineralógicos

Los difractogramas de las muestras totales reflejan que la fase más abundante es la calcita (42-64%), y tiene contenidos medios en minerales de la arcilla (16-38%) y cuarzo (17-24%). Se han detectado además proporciones muy bajas en feldespatos, que se han identificado sólo en cinco muestras (<8%). Muy accesoriamente se ha identificado dolomita en 7 muestras, siempre con valores < 5%.

Las muestras de margo-calizas presentan un porcentaje de calcita más elevado que las margosas, con 55% de media frente al 47% en las margas. El contenido en arcilla es más elevado en las margas con valores que varían entre 20 y 38% mientras que en las margo-calizas encontramos porcentajes más bajos (16-31%). Los porcentajes de dolomita y feldespatos en las muestras margosas son también más bajos que en las margo-calizas. No obstante, los porcentajes de cuarzo son muy similares en ambos tipos de muestras (valor medio 20%), como se observa en la Tabla 2 y Fig. 5.

Muestras	Calcita	Filosilicatos	Cuarzo	Feldespatos	Dolomita
Zst 14-8	55	19	24	<5	-
Zst 14-9M	44	39	17	-	-
Zst 14-9	65	17	17	-	<5
Zst 14-10M	44	30	17	8	<5
Zst 14-10	53	26	20	-	<5
Zst 14-11M	55	21	23	-	<5
Zst 14-11	53	24	22	-	<5
Zst 14-12M	43	30	23	<5	<5
Zst 14-12	46	31	23	-	-
Zst 14-13M	48	33	17	<5	<5
Zst 14-13	61	21	18	-	-
Zst 14-14M	51	30	18	<5	-

Tabla 2. Análisis mineralógico semicuantitativo de las muestras totales analizadas por DRX, en porcentaje en peso.

El bajo contenido en minerales de la arcilla de las muestras produce que los difractogramas de las fracciones inferiores a 2μ presenten picos de difracción de baja intensidad. Como además estas fases presentan baja cristalinidad (que se refleja en la morfología de los picos, generando reflexiones anchas y difusas), la identificación mineralógica ha resultado ser complicada. Pese a ello, se han identificado illita y clorita en todas las muestras y esmectita en algunas de ellas. El mineral más abundante es la illita con rangos que varían desde el 80 al 46% del total de los minerales de la arcilla, seguido por la clorita (43 – 13%) y, por último, la esmectita (28 – 0%) como se puede ver en la Tabla 3 y en la Fig. 6. No se ha detectado caolinita en las muestras analizadas.

Muestras	Illita	Clorita	Esmectita
Zst 14-8	57	36	7
Zst 14-9M	46	26	28
Zst 14-9	57	43	-
Zst 14-10M	80	20	-
Zst 14-10	61	39	-
Zst 14-11M	65	27	8
Zst 14-11	59	37	5
Zst 14-12M	64	13	23
Zst 14-12	47	34	19
Zst 14-13M	64	22	14
Zst 14-13	52	37	11
Zst 14-14M	80	16	<5

Tabla 3. Análisis mineralógico semicuantitativo, en porcentaje en peso, de las fracciones inferiores a 2μ .

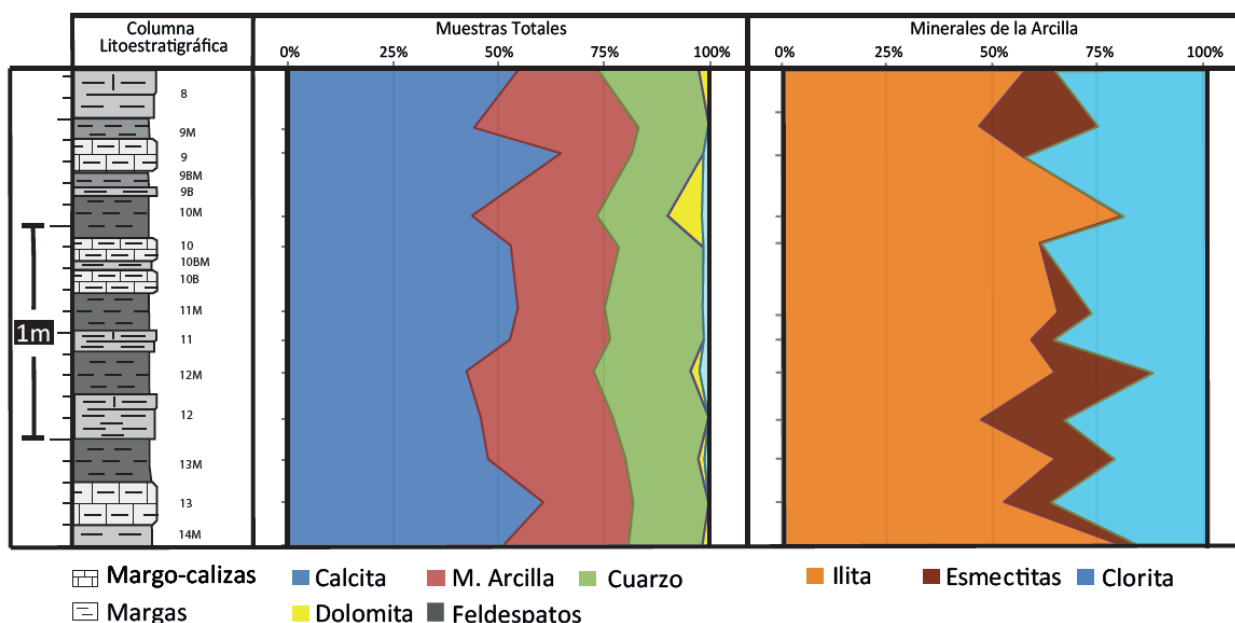


Fig. 5.- Distribución semicuantitativa de los minerales en muestra total y de los minerales de la arcilla en las fracciones inferiores a 2 μ .

En la Fig. 6 se observa una ciclicidad en la distribución de la clorita, presentando mayores proporciones de este mineral en los estratos más calcáreos y una menor proporción en los estratos más margosos.

7.2. Resultados micropaleontológicos

Los foraminíferos planctónicos en las muestras estudiadas son abundantes y tienen un grado de preservación medio-bajo (Anexo 2). Se observan varios procesos tafonómicos en las conchas de foraminíferos planctónicos tales como: fragmentación, abrasión y cierto grado de deformación en los ejes alargados de los ejemplares. No obstante, es posible realizar la identificación de los géneros sin muchos problemas.

Teniendo en cuenta el índice C/F, se diferencian tres tramos en la sección (Fig. 7):

- Tramo T1: Abarca el intervalo entre las muestras 15 y 13, en las que se observa una ciclicidad del índice C/F relativamente poco marcada. En las muestras más calcáreas, los valores del índice C/F varían entre 29 y 37%, y en las muestras más margosas entre 43 y 48%, no llegando a superar nunca el 50%.
- Tramo T2: Abarca el intervalo entre las muestras 12 y 8, y se caracteriza por presentar una ciclicidad en el índice C/F más marcada. En las margo-calizas varía entre 18 y 40%, y en las de margas entre 56 y 62%. En los niveles margosos, este índice supera el 50% en todas las muestras. En este segundo tramo, se encuentra el MPBE, coincidiendo con la muestra 11M, el cual presenta un máximo en el índice C/F (62%).
- Tramo T3: Abarca el intervalo entre las muestras 7 y 6, y se caracteriza por una ciclicidad en el índice C/F menos marcada. Las calizas presentan unos valores entre 19 y 25%, y las margo-calizas entre 25 y 39%, sin alcanzar nunca el 50% .

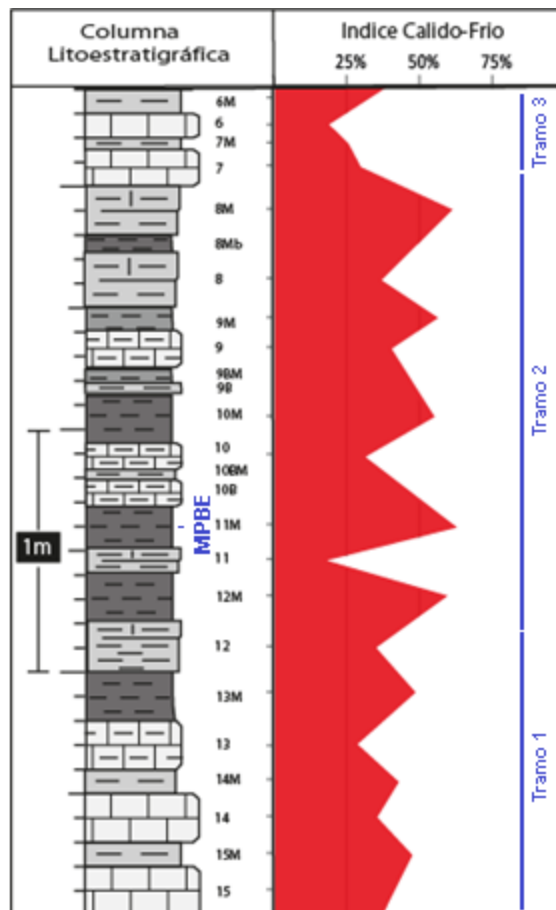


Fig. 7.- Variaciones del índice C/F en la sección estratigráfica estudiada de Zumaia.

8. Discusión

A partir de los datos micropaleontológicos que se muestran se puede elaborar una interpretación paleoclimática a partir de la ciclicidad del índice C/F identificada en la sección estudiada.

Como se ha mencionado en apartados anteriores, los depósitos de Zumaia presentan las características idóneas para analizar la cicloestratigrafía del Cretácico Superior y Paleoceno, y en trabajos anteriores como el de Dinarès-Turell et al. (2003, 2010) se determinó que los ritmos de caliza-marga en Zumaia equivalen a un ciclo astronómico de precesión de aproximadamente 21 ka.

En la Fig. 8 se observa un elevado índice C/F para los estratos margosos y un descenso del índice C/F para los estratos más calcáreos. Teniendo en cuenta estos datos, podemos afirmar que los intervalos que representan los estratos más margosos se depositaron en condiciones climáticas más cálidas, favoreciendo la proliferación de géneros tropicales-subtropicales, mientras que los estratos más calcáreos se depositaron a unas temperaturas más frías, favoreciendo a los cosmopolitas.

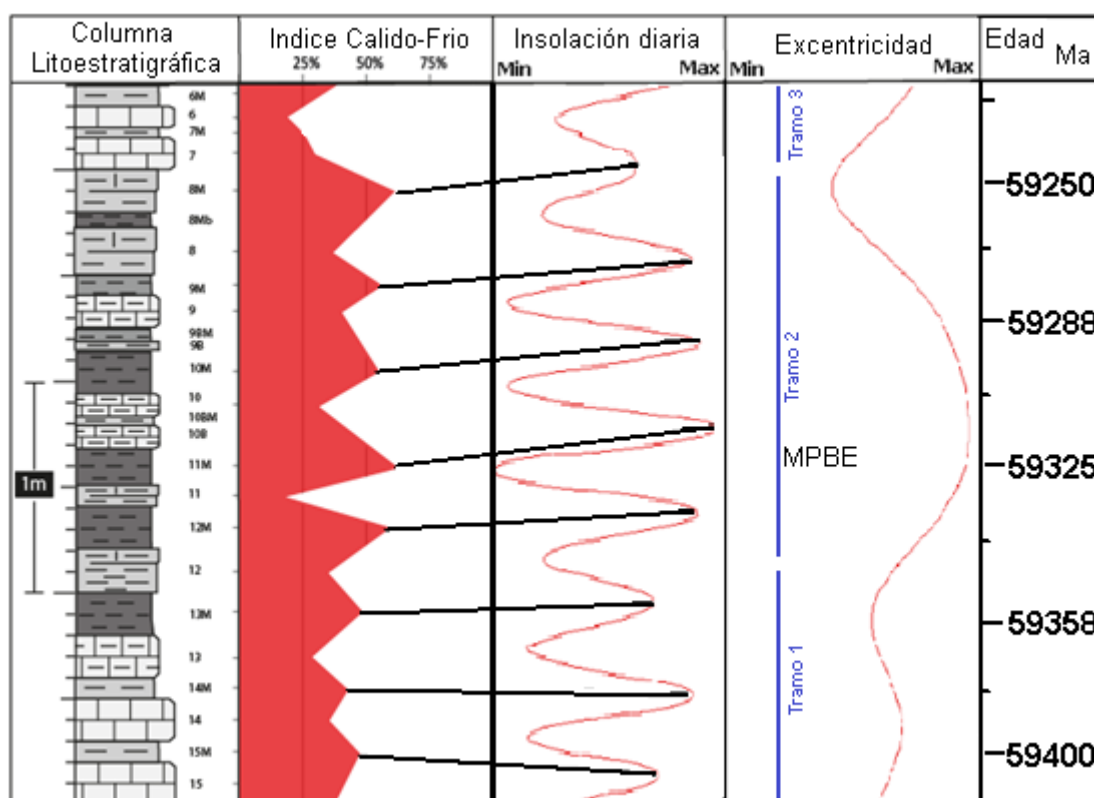


Fig. 8.- Correlación cicloestratigráfica entre el índice C/F de foraminíferos planctónicos y las curvas de insolación diaria y excentricidad (40°) de la Escala de Tiempo Astronómica de Laskar *et al.* (2004) o La04, extraídas del programa AnalySeries 2.0.8. (Paillard *et al.*, 1996).

Para correlacionar el índice C/F y los ciclos de insolación se utilizaron las curvas de la Escala Astronómica de Tiempo de Laskar *et al.* (2004), extraída del programa AnalySeries 2.0.8 (Paillard *et al.*, 1996) para una latitud de 40°N, que es la latitud aproximada en la que se encontraba el área de Zumaia hace 59.3 Ma, es decir, un poco más al sur que su posición actual. Se ha utilizado como punto de anclaje el límite S/T, el cual se sitúa aproximadamente a 1,5 m por encima del techo del intervalo estudiado y ha sido datado en 59.2 Ma.

Se puede observar que, en los tres tramos identificados según el índice C/F (T1, T2 y T3), los ritmos o ciclos margas-calizas se corresponden a los ciclos de precesión de 21 ka identificados por Dinarès-Turell *et al.* (2003, 2010), en los que los estratos más margosos parecen corresponder a los máximos de insolación y temperatura media.

Los tramos T1, T2 y T3 parecen formar parte de los ciclos de excentricidad corta de 100 ka. El tramo T1, en el que la ciclicidad del índice C/F está menos marcada y la abundancia de géneros tropicales-subtropicales los estratos más margosos no superan nunca el 50%, parece corresponder a un periodo de baja excentricidad aproximadamente entre hace 59425 y 59340 ka. El tramo T2, en el que la ciclicidad del índice C/F está muy marcada y la abundancia de géneros tropicales-subtropicales en los estratos más margosos superan el 50%, parece corresponder a un periodo de excentricidad alta aproximadamente entre hace 59340 y 59255 ka. El tramo T3, en el que la ciclicidad del índice C/F vuelve a ser menos marcada y la abundancia de géneros tropicales-subtropicales no superan nunca el 50%, parece corresponder otra vez a un periodo de baja excentricidad aproximadamente entre hace 59255 y 5922 ka.

Con relación a los resultados de los minerales de la arcilla, se observa una clara ciclicidad en la distribución de la clorita que aumenta sus porcentajes en los estratos más calcáreos donde se observan temperaturas más frías (Fig. 6), como se muestra en el apartado de criterios mineralógicos. Los resultados obtenidos concuerdan con los del estudio micropaleontológico. La clorita es un filosilicato ferroso y magnésico que se meteoriza con relativa facilidad, por lo que es coherente que, en niveles que corresponden a temperaturas más frías, haya una mayor proporción de clorita que en niveles que corresponden a temperaturas más cálidas.

El nivel que contiene el MPBE (muestra 11M) presenta un valor del índice C/F ligeramente superior al resto, lo que parece indicar que está más relacionado con la ciclicidad de Milankovich, que con un posible evento de carácter extraordinario como se propone en Bernaola *et al.* (2007). Estos autores sugieren que en el evento MPBE ocurrió un apogeo del género *Subbotina* (que incluye especies en general cosmopolitas y de estrategia r). Por el contrario, de acuerdo a los resultados obtenidos en el presente trabajo, el horizonte correspondiente al MPBE (muestra 11 M) presenta un incremento brusco del género *Morozovella* (Anexo 2). Este género incluye en general especies tropicales-subtropicales y de estrategia K, lo cual es más compatible con la interpretación de que el MPBE es un evento de calentamiento climático, aunque no mucho más importante que los identificados en otras subunidades más margosas de los ciclos de precesión. No obstante, las variaciones de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y nanofósiles calcáreos, así como los isotopos estables del carbono ($\delta^{13}\text{C}$), identificadas por estos autores, parecen compatible con un evento hipertermal.

9. Conclusions

In the upper Selandian at the Zumaia section, there is a clear correlation between the precession and eccentricity cycles and the cyclical changes in planktonic foraminiferal assemblages, with highest values in the C/F index coinciding with the marly levels. There is also a good correlation of the Milankovitch cycles with the clay mineralogy. Higher contents in chlorite, that is usually concentrated in sediments corresponding to cold climate, correspond with the limestone levels. The marl-limestone cycles correspond therefore to maximum and minimum in insolation (warmer and cooler episodes) of the precession cycles.

The micropaleontological and mineralogical results have not been useful to demonstrate the clear existence of a hyperthermal event in the MPBE. The values in the C/F index and the chlorite abundance in the horizon corresponding to the MPBE do not differ from other marly horizons across the section.

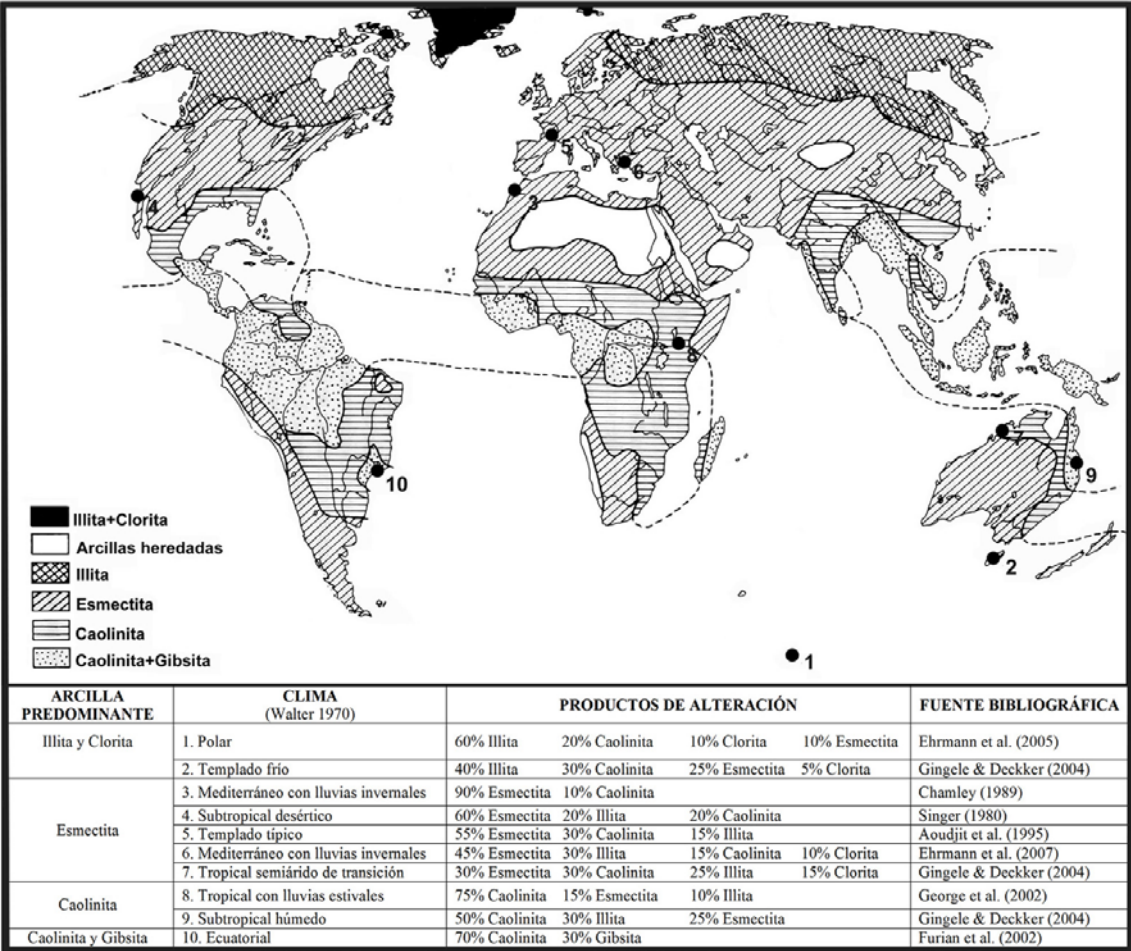
10. Bibliografía

- Arenillas, I. (1996): *Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno inferior: Sistemática, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y Paleoceanografía*. Tesis Doctoral. Prensas Universitarias de Zaragoza, 2000: 513 p., 39 lám.
- Arenillas, I. (2011): *Análisis paleoecológico de foraminíferos planctónicos del tránsito Daniense-Selandiense en el Tetis y sus implicaciones taxonómicas*. *Revista Española de Micropaleontología*, 43(1-2): 55-108.

- Arenillas, I. (2012): *Patterns of spatio-temporal distribution as criteria for the separation of planktic foraminiferal species across the Danian-Selandian transition in Spain*. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57(2): 401-422.
- Arenillas, I., y Molina, E. (1995). *Análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno en Zumaya: implicaciones paleoambientales y eventos paleoceanográficos*, *Geogaceta*, v. 17, p. 23–26.
- Berger, A. (1988): *Milankovitch theory and Climate*. *Rev. Geophys*, 624-657.
- Bernaola, G. (2002): *Los nanofósiles calcáreos del Paleoceno en el dominio Pirenaico. Bioestratigrafía, cronoestratigrafía y paleoecología*. Tesis Doctoral, *Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco*, Leioa/Lejona (Bizkaia/Vizcaya), 445 p.
- Bernaola, G., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Apellaniz, E. (eds) (2006): *The Paleocene and lower Eocene of the Zumaia section (Basque Basin)*. *Climate and Biota of the Early Paleogene 2006*. Post conference Field Trip Guidebook, Bilbao, 46-47.
- Bernaola, G., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Martín-Rubio, M., Arostegui, J. y Dinarès-Turell, J. (2007). Evidence of an abrupt environmental disruption during the mid-Paleocene biotic event (Zumaia section, western Pyrenees). *Geological Society of America Bulletin*, 119(7-8): 785-795.
- Biscaye, P.E. (1964): *Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction*. *Am. Mineral*, 49: 1281-1289.
- Bradley, W.F. (1954): *X-ray diffraction criteria for the characterization of chloritic material in sediments*. *Clay Miner*, 2: 324-334.
- Chamley, H. (1989): *Clay sedimentology*. Springer. Berlin, 623 p.
- Hilario, A. (2012): *El biotopo del Flysch*. Ed. Gipuzkoako Foru Aldundia: 63-244.
- Hilario, A., Mendia, M., Agirrezabala, L.M., Aramburu, A., Arriolabengoa, M., Orue-Etxebarria, X., Monge-Ganuzas, M. y Mugerza, I. (2013): *Lugares de interés geológico. Geoparque de la Costa Vasca*. Inventario y propuesta de actuación, 1-161.
- Joint Committee of Powder Diffraction Standards. (1974): *Selected Powder Diffraction Data for Minerals*, Swarthmore. Pennsylvania.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. y Levrard, B. (2004): *A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth*. *Astronomical & Astrophysics*, 428: 261-285.
- Molina, E. (2004): *Micropaleontología*. Colección textos docentes. Prensas Universitarias de Zaragoza, 41 p.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, M., Murillo-Muñetón, G., Zaghbib-Turki, D. (2009): *The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic)*. *Auxiliary sections and correlation*, 32(2): 84-95.
- Olsson, R.K., Hemleben, C., Berggren W.A. y Huber, B.T. (1999): *Atlas of Paleocene planktonic foraminifera*. *Smithsonian Contribution in Paleobiology*, 85: 1-252.
- Ortega, M. (1979): *Mineralogía de la Block Formation*. Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Paillard, D., Labeyrie, L. y Yiou, P. (1996): *Macintosh program performs time-series analysis*. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77: 379.
- Pujalte, V., Baceta, J. I., Apellaniz, E., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., & Serra-Kiel, J. (1998): *Paleocene of the Pyrenees and the North Sea Basin: differences and similarities*. *Newsletters on Stratigraphy*, 36(1): 43-47.

- Sagasti, G.(2003): *La sucesión rítmica de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sur de la provincia de Mendoza, y su posible vinculación con Ciclos de Milankovich*. Asociación Argentina de Sedimentología, La Plata, 3-22.
- Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., Von Salis, K., and Speijer, R. (1997): *High-resolution iridium, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}C$, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 133, p. 49–68.
- Velde, B. (1995): *Origin and mineralogy of clays*. Clays and the environment. Springer-Verlag. Berlin, 356 p.
- Weedon, G. P. (1993): *The Recognition and Stratigraphic Implications of Orbital-Forcing of Climate and Sedimentary Cycles*. *Sedimentology Review*/1, 31-50.
- White, R. E. (1999): *Principles and practice of soil science*. The soil as a natural resource. Blackwell. Oxford, 348p.

Anexos



Anexo 1. Mapa de distribución a nivel mundial de los minerales de la arcilla generados por alteración exógena (Carrasco, Sacristán, Benítez, Romero, Fesharaki y López, 2008), Modificado de Chamley (1989).

Nº Géneros											NºTotal	Índice C/f
Muestras	Chiloguembelina	Parasubbotina	Subbotina	Globanomalina	Luterbachena	Igorina	Morozzella	Acarina CR	Acarina CL	Muricoglobigerina		
Zst 14 - 6M	1	0	21	1	10	13	8	0	0	0	54	38.9%
Zst 14 - 6	2	0	25	3	9	5	4	0	0	0	48	18.8%
Zst 14 - 7M	0	0	31	0	6	1	12	0	0	1	51	25.5%
Zst 14 - 7	0	1	17	1	13	1	13	0	0	1	47	29.8%
Zst 14 - 8M	0	0	17	0	0	10	17	0	0	0	44	61.4%
Zst 14 - 8	2	1	12	1	2	8	6	0	0	6	38	36.8%
Zst 14 - 9M	0	2	13	0	1	16	4	0	0	0	36	55.6%
Zst 14 - 9	1	2	16	1	5	15	2	0	0	1	43	39.5%
Zst 14 - 10M	0	1	16	0	8	12	19	0	0	1	57	54.4%
Zst 14 - 10	0	0	21	0	11	6	9	0	0	1	48	31.3%
Zst 14 - 11M	0	1	19	0	2	9	27	0	0	0	58	62.1%
Zst 14 - 11	0	0	32	0	5	5	3	0	0	0	45	17.8%
Zst 14 - 12M	0	0	15	2	3	14	16	0	0	1	51	58.8%
Zst 14 - 12	0	0	20	0	5	10	4	0	0	1	40	35.0%
Zst 14 - 13M	0	0	14	0	6	15	7	1	0	3	46	47.8%
Zst 14 - 13	0	0	27	1	2	8	4	0	0	0	42	28.6%
Zst 14 - 14M	0	1	26	1	1	14	10	1	0	2	56	42.9%
Zst 14 - 14	0	0	15	3	12	11	6	0	0	1	48	35.4%
Zst 14 - 15M	0	0	19	1	8	19	10	3	0	1	61	47.5%
Zst 14 - 15	0	0	23	1	10	18	2	0	0	0	54	37.0%

Anexo 2. Tabla con conteo de foraminíferos planctónicos.