



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Cicloestratigrafía del tránsito Daniense-Selandiense (Paleoceno) de Zumaia (Guipúzcoa) con foraminíferos plantónicos y minerales de la arcilla

Autora

Sandra González Galindo

Director/es

**Ignacio Arenillas Sierra
Blanca Bauluz Lázaro**

**Departamento de Ciencias de la Tierra
2014/2015**

ÍNDICE

1. ABSTRACT	2
2. PLANTEAMIENTO E INTERÉS	2
2.1. El evento del límite Daniense/Selandiense (D/S).....	2
2.2. Paleoclimatología y ciclicidad de Milankovitch	3
3. OBJETIVOS	4
4. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	4
4.1. Localización geográfica y contexto geológico	4
4.3. Estratigrafía.....	7
4.4. Bioestratigrafía y magnetoestratigráfica.....	8
5. METODOLOGÍA.....	10
5.1. Métodos micropaleontológicos.....	10
5.1.1. Técnica de Levigado	10
5.1.2. Técnica del triado	10
5.1.3. Microscopio electrónico de barrido de emisión de campo	11
5.2. Métodos mineralógicos	11
5.2.1. Preparación de muestras para difracción de rayos X	11
5.2.2. Difracción de rayos X (DRX).....	12
5.3. Estudios paleoclimáticos y cicloestratigráficos.....	12
5.3.1. Criterios micropaleontológicos	13
5.3.2. Criterios mineralógicos	14
6. RESULTADOS	15
6.1. Foraminíferos planctónicos	15
6.2. Minerales de la arcilla	15
7. DISCUSIÓN	17
8. CONCLUSIONS	19
9.REFERENCIAS	19
10. ANEXOS	

1. ABSTRACT

In this work, planktic foraminifera and clay minerals of the Danian-Selandian transition of the Zumaia section (Basque Country, northern Spain) have been quantitatively studied for paleoclimatic and cyclostratigraphic analyses. The Zumaia outcrop is considered a reference section for the study of Upper Cretaceous and lower Paleogene marine sediments, because of its exposure, continuity and good accessibility. The stratotype of the Danian/Selandian (D/S) boundary, or GSSP (Global boundary Stratotype Section and Point) of the base of the Selandian, was defined in Zumaia, using as correlation event an evolutionary radiation of calcareous nannofossils and a sea-level fall. The Zumaia section is one of the best examples in the geologic record of the Milankovitch cycles, mainly of eccentricity and precession, which are recorded as rhythmic alternations of pink-grey limestones and marls.

The quantitative study of planktic foraminiferal assemblages suggests that the more marly terms of the rhythmic cycles can be interpreted as warmer climatic conditions and are associated with maximum of insolation in the precession cycles. A significant decrease of tropical-subtropical species has been identified in the D/S boundary associated with a minimum of eccentricity, which could be interpreted as a cooling of the climate and ocean surface waters. In addition, an increase in clay content has been recorded in the D/S boundary, which may result from a greater amount of detrital input to the basin caused possibly by a regression in the Pyrenean domain. An increase of smectite has been also identified, suggesting a slight climatic cooling and a decrease of the relative humidity in the D/S boundary.

2. PLANTEAMIENTO E INTERÉS

La sección de Zumaia (Guipúzcoa) es una de las más conocidas y estudiadas en el mundo debido a su registro estratigráfico amplio y bien expuesto (Hilario, 2012; Hilario *et al.*, 2013), que abarca desde el Santoniense (Cretácico superior) hasta el Ypresiense (Eoceno inferior). La disposición vertical de las capas y la buena accesibilidad al afloramiento han permitido que este enclave reciba un reconocimiento internacional de la comunidad científica en varias ocasiones. Cabe destacar la definición de dos estratotipos de límite (GSSP, o *Global Boundary Stratotype Section and Point*) para las bases del Selandiense (Paleoceno medio) y Thanetiense (Paleoceno superior), en apenas 50 metros del afloramiento de Zumaia (Schmitz *et al.*, 2011). La sección de Zumaia también fue propuesta como candidata para la definición del estratotipo de los límites Cretácico/Paleógeno y Paleoceno/Eoceno (Molina *et al.*, 2009).

2.1. El evento del límite Daniense/Selandiense (D/S)

El estratotipo del límite D/S, o GSSP de la base del Selandiense, se definió en Zumaia, utilizando como evento de correlación marina global una radiación evolutiva del grupo de nanofósiles calcáreos *Fasciculithus* (Schmitz *et al.*, 2011). Este evento fue datado en ~ 61.6 millones de años, mediante calibraciones astrocronológicas (Dinarès-Turell *et al.*, 2010).

El evento D/S en Zumaia había sido analizado previamente por Arenillas *et al.*, (2008) desde el punto de vista micropaleontológico (foraminíferos planctónicos y bentónicos)

e isotópico (isótopos estables del C, relación $\delta^{13}\text{C}$). Estos autores le asignaron el nombre de evento HDS4 al ser el cuarto de los 5 eventos reconocidos en el tránsito D-S de Zumaia (HDS1 a HDS5) y propuestos como posibles candidatos a estratotipo del límite D/S antes de ser oficialmente definido. El límite D/S en Zumaia coincide con un prominente cambio litológico, desde calizas y margas típicas del Daniense a las margas rojizas de la parte basal del Selandiense. Arenillas *et al.* (2008) identificaron un descenso del $\delta^{13}\text{C}$, de los taxones tropicales-subtropicales de foraminíferos planctónicos y de los taxones infaunales de foraminíferos bentónicos, así como un incremento de algunos taxones de foraminíferos bentónicos aglutinados como los trochamínidos (Anexo 1).

2.2. Paleoclimatología y ciclicidad de Milankovitch

El Paleoceno de Zumaia está representado por la alternancia rítmica de depósitos hemipelágicos que incluyen calizas, margocalizas y margas, con intercalaciones de capas siliciclásticas-turbidíticas. Esta ciclicidad litológica ha sido atribuida a variaciones orbitales por diversos autores (Ten Kate and Sprenger, 1993; Dinarès-Turell *et al.*, 2003), lo que ha permitido hacer dataciones astrocronológicas muy precisas. Además de esta aplicación, la cicloestratigrafía es también una herramienta útil para las interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas.

La paleoclimatología estudia las características climáticas y su evolución a lo largo de la Historia de la Tierra, analizando las fluctuaciones en las condiciones climáticas y sus causas. Una de las principales causas de cambio climático se debe a las variaciones de los parámetros orbitales de la Tierra, que provocan variaciones climáticas cíclicas y han sido, por ejemplo, los causantes de los periodos glaciales e interglaciales del Cuaternario. En 1941, Milankovitch postuló que la Tierra sufre, y ha sufrido, en tiempos anteriores, cambios climáticos cíclicos de duraciones variadas provocados por factores astronómicos, en concreto, por las influencias planetarias dentro del Sistema Solar entre las que destacan las influencias orbitales de Júpiter (Weedon, 1993; Westerhold *et al.*, 2008; entre muchos otros). Milankovitch diferenció tres tipos de ciclos de acuerdo con su periodicidad y el factor astronómico que los regula (Vera-Torres, 1994): excentricidad, oblicuidad y precesión. Estas variaciones contribuyen a modificar las características orbitales haciendo que la insolación media en uno y otro hemisferio varíe, aunque no lo haga el flujo total de radiación solar. Milankovitch planteó que los ciclos climáticos inducidos por los cambios orbitales se debían principalmente a los cambios de insolación en el hemisferio norte, ya que en este hemisferio es donde se concentra la mayor masa continental (actualmente y en el límite D/S).

Los ciclos de excentricidad representan variaciones en la forma elíptica de la órbita de la Tierra, entre el mayor acercamiento al Sol (perihelio) y la mayor distancia (afelio). La órbita se va deformando lentamente y pasa de casi circular a relativamente excéntrica, ocasionando cambios periódicos de la posición más próxima del Sol (perihelio), lo que regula la cantidad de insolación que recibe la Tierra. Este ciclo provoca una mayor o menor intensidad de las estaciones invierno-verano, y de los máximos y mínimos de insolación correspondientes a los ciclos de precesión. Hay dos periodicidades dominantes de excentricidad, una en torno a 100 mil años y otra en torno a 400 mil años.

Los ciclos de oblicuidad se deben a cambios en la inclinación del eje de la Tierra, que varía de 22,1° a 24,5°. Se producen en ciclos de aproximadamente 40 mil años, provocando un ensanchamiento de la banda intertropical y de los círculos polares con el aumento de la inclinación. Por último, los ciclos de precesión se deben a la resonancia de dos tipos de precesión: la precesión del eje de la Tierra, que ocurre aproximadamente en ciclos de 26 mil años, y la precesión orbital de la Tierra, en ciclos de aproximadamente 134 mil años. El primer tipo de precesión se debe a la rotación del eje de la Tierra, que se mueve como una peonza. El segundo se debe a la rotación de la órbita elíptica de nuestro planeta. El resultado de ambas componentes es la existencia de un ciclo combinado de precesión de aproximadamente 21 mil años. La precesión provoca un desplazamiento de los equinoccios a lo largo de la órbita, de manera que unas veces el invierno del hemisferio norte coincide con el perihelio (como ocurre en la actualidad), suavizándolo, y otros con el afelio, intensificándolo.

3. OBJETIVOS

La finalidad principal de este trabajo es analizar las asociaciones de foraminíferos planctónicos y la mineralogía arcillas en la sección de Zumaia, así como su evolución durante el tránsito Daniense-Selandiense (D-S), para interpretar las variaciones paleoambientales y climáticas que originan la ciclicidad registrada en esta sección y las causas que originaron el evento del límite Daniense/Selandiense (D/S).

Para alcanzar este objetivo general es necesario alcanzar los siguientes objetivos específicos:

- Estudiar cuantitativamente los foraminíferos planctónicos de la sección de Zumaia, para analizar los cambios en sus asociaciones durante el tránsito D-S.
- Realizar un análisis mineralógico de la fracción arcilla de muestras tomadas en el tránsito D-S, para analizar las posibles variaciones en las asociaciones de minerales de la arcilla.
- Interpretar las variaciones paleoclimáticas y paleoambientales que ocasionaron la ciclicidad de origen orbital durante el tránsito D-S, mediante la integración de datos micropaleontológicos y mineralógicos.
- Analizar el evento del límite D/S mediante la interpretación de los datos micropaleontológicos y mineralógicos, y otros datos obtenidos de la literatura especializada.

4. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

4.1. Localización geográfica y contexto geológico

La localidad costera de Zumaia está situada en la provincia de Guipúzcoa, al norte de España, y geológicamente emplazada en la Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig.1). En ella encontramos una sucesión fundamentalmente continua de materiales que abarcan desde el Cretácico Superior (Santoniense) hasta el Eoceno Inferior (Ypresiense). El Paleoceno de esta sección tiene una potencia de 165 m y aflora desde punta Aitzgorri hasta la parte media de la Playa de Itzurun (Fig. 2). El límite D/S se localiza en el extremo suroeste del acantilado de la playa de Itzurun (latitud/longitud 42°17'57"N/2°15'39"W) y es relativamente fácil de

identificar ya que viene marcado por un abrupto cambio litológico. Los estratos presentan un buzamiento de 40-60° N-NE y el afloramiento se ve interrumpido por la presencia de tres fallas normales.



Fig. 1. Localización geográfica de la sección de Zumaia. Imágenes modificadas de *Google Earth*.

La sedimentación en la Cuenca Vasco-Cantábrica se ha visto controlada en gran parte por procesos tectónicos, a causa del levantamiento tectónico vinculado a las primeras etapas de formación de los Pirineos, que fueron responsables de la reelaboración de abundantes minerales de la arcilla, principalmente de illita y clorita. La denudación de los macizos Paleozoicos, así como de los mantos sedimentarios mesozoicos, favoreció el suministro directo a la cuenca de minerales secundarios, impidiendo la formación de grandes cantidades de esmectita pedogenética. Las áreas fuentes estuvieron sometidas a continuos levantamientos y posteriormente a procesos de erosión que condujeron el depósito de sedimentos siliclásticos en la cuenca. Se ha estimado que los sedimentos del Paleoceno de Zumaia (Fig.2) fueron depositados a una profundidad batial media a inferior (Pujalte *et al.*, 1995, 1998; Arenillas *et al.*, 2008; Alegret y Ortiz, 2010) y están principalmente representados por una alternancia rítmica de margas y calizas hemipelágicas, con intercalaciones de delgadas capas detríticas. Se ha demostrado que esta alternancia rítmica fue controlada en gran medida por las variaciones orbitales, en concreto por ciclos astronómicos de precesión y de excentricidad (Dinarès-Turell *et al.*, 2010).

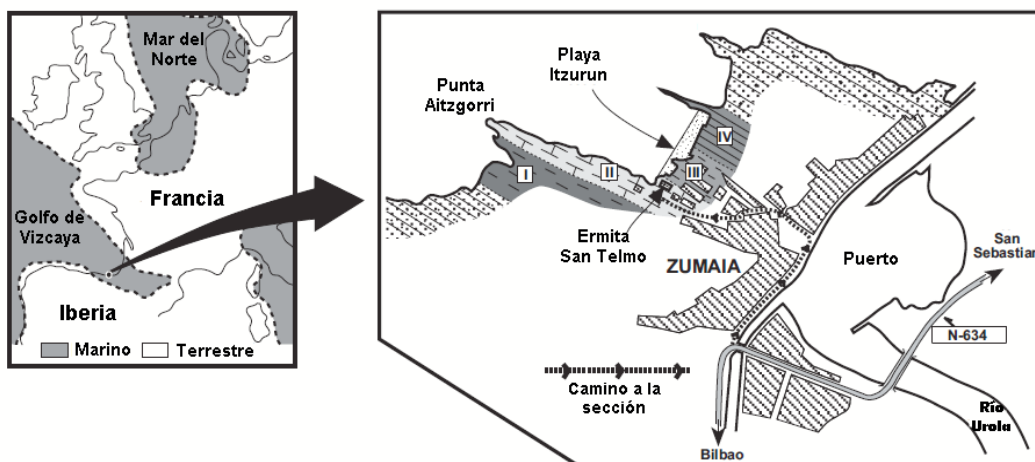


Fig. 2. Paleogeografía del Paleógeno inferior de Europa occidental y mapa geológico del Cretácico superior- Paleógeno inferior de la sección de Zumaia (modificado de Orue-Etxebarria *et al.*, 2006).

En el tránsito D-S de Zumaia se pueden reconocer fácilmente dos unidades litológicas, las cuales pueden subdividirse en una serie de miembros no formales fáciles de identificar en Zumaia (Bernaola *et al.*, 2006):

- Formación Aitzgorri o Formación Calizas de Aitzgorri: Esta formación (Fig.3) se denominó inicialmente Formación Calizas del Daniense (Apellaniz *et al.*, 1983). Presenta un espesor de aproximadamente 49 m, compuesto por una alternancia de calizas grisáceas-rosáceas y margas o margocalizas rojizas hemipelágicas con escasas intercalaciones de calcarenitas turbidíticas. Según Pujalte *et al.* (1998), esta unidad representa una etapa de baja tasa de sedimentación en toda la Cuenca Vasco-Cantábrica. La parte superior de la Fm. Aitzgorri está formada por una alternancia rítmica de calizas gris-rosáceas y margas rojizas, con escasa presencia de calcarenitas de pequeño grosor. En este intervalo se pueden distinguir dos miembros, uno más masivo de 7 metros de potencia y el otro bien estratificado de 9 metros de potencia. Este último miembro forma algunos de los mejores ejemplos de ciclos de precesión y de excentricidad identificados en Zumaia (Dinarès-Turell *et al.*, 2003).

- Formación Itzurun: Alternancia de margas grises y rojizas, con intercalaciones de margocalizas grisáceas y litologías calcareníticas y siliciclásticas (principalmente en la parte superior de esta formación), que alcanza un espesor de unos 80 metros (Baceta *et al.*, 2004). La litología dominante en la parte inferior de la Fm. Itzurun, es decir, en sus primeros 32 metros, son margas grises (Fig.3). Este intervalo estratigráfico forma parte del miembro A de Bernaola *et al.* (2006). Sin embargo, tanto el color como la litología varían a lo largo de este intervalo. En la parte basal encontramos un intervalo de unos 3 m de potencia en el que dominan las margas rojas. El contenido de carbonato aumenta en el resto del miembro A de la Fm. Itzurun, el cual está constituido principalmente por margas grisáceas.

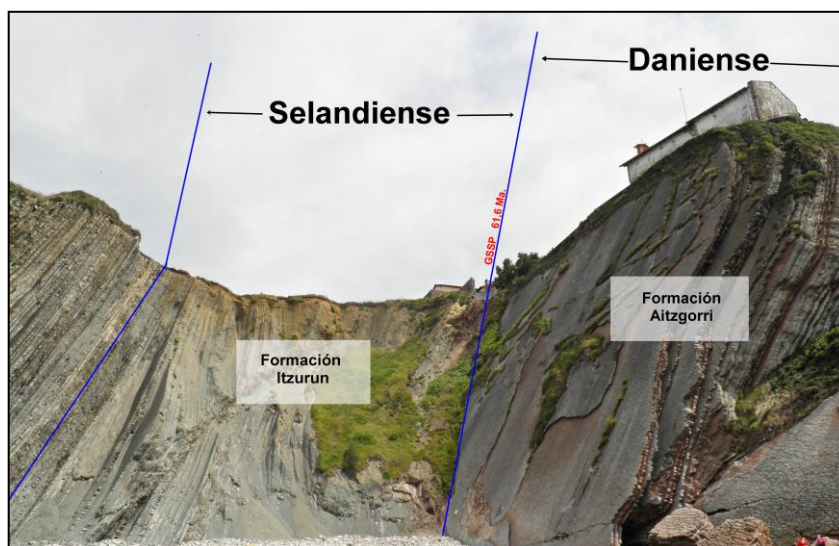


Fig. 3. Vista del tránsito Daniense-Selandiense en los acantilados de la playa de Itzurun. .

El límite entre las dos formaciones se caracteriza, por tanto, por un cambio litológico brusco, que ha sido interpretado como la expresión del prominente episodio regresivo que caracterizó el final del Daniense en todo el dominio pirenaico (Baceta *et al.*, 2004). Está caracterizado por una fuerte disminución en el contenido total de carbonato, del 75% a

menos del 25%. Este episodio podría estar relacionado con una caída del nivel del mar y un cambio oceanográfico bastante brusco registrado en varias zonas del Mediterráneo y del Atlántico, probablemente como consecuencia del acercamiento entre Europa e Iberia, la aparición de los primeros relieves continentales al este de la cuenca pirenaica y la formación de un golfo marino (Cuenca Vasco-Cantábrica) en el que se acumularon gran cantidad de sedimentos (Pujalte *et al.*, 1995, 1998). Estudios del límite entre las Fms. Aitzgorri e Itzurun en Zumaia y en otras secciones del País Vasco indican que el tránsito D/S es estratigráficamente continuo (Pujalte *et al.*, 1995, 1998). No hay evidencias de superficies de erosión o de no sedimentación. La transición entre ambas formaciones es siempre gradual, sin evidencias de *hardgrounds* o diastemas estratigráficos en la playa de Itzurun (Schmitz *et al.*, 2011).

4.3. Estratigrafía

El intervalo estratigráfico del tránsito D-S en Zumaia se corresponde con la parte más superior de la Fm. Aitzgorri y la parte basal de la Fm. Itzurun. Las dos unidades (Fig. 4) se componen principalmente de alternancias regulares calizas y margas (hemi)pelágicas, pero, mientras que en la parte superior de la Fm. Aitzgorri son predominantes las calizas y margocalizas, en la parte inferior de la Fm. Itzurun dominan las margas.

El intervalo estratigráfico estudiado tiene una potencia de 3,5 metros, de los cuales los 2,5 metros inferiores son danienses de la Fm. Aitzgorri. Este primer intervalo consiste en una alternancia de calizas grises de 10-20 cm de potencia y margas rosáceas de 15-25 cm de potencia. Se han estudiado los 7 últimos ritmos marga-caliza de la Fm. Aitzgorri que representan ciclos de precesión según Dinarès-Turell *et al.* (2003). Los ritmos son muy parecidos, aunque el término calcáreo del último ritmo es el de menor potencia (<10 cm). El intervalo selandiense de la sección estudiada tiene una potencia de 1 m, pertenece al miembro inferior de margas rojas de la Fm. Itzurun y consiste en una alternancia de margas rosáceas-rojizas y de margas grisáceas. Se han estudiado los 7 primeros ritmos de la Fm. Itzurun, aunque su equivalencia exacta con ciclos de precesión no ha podido ser determinada.

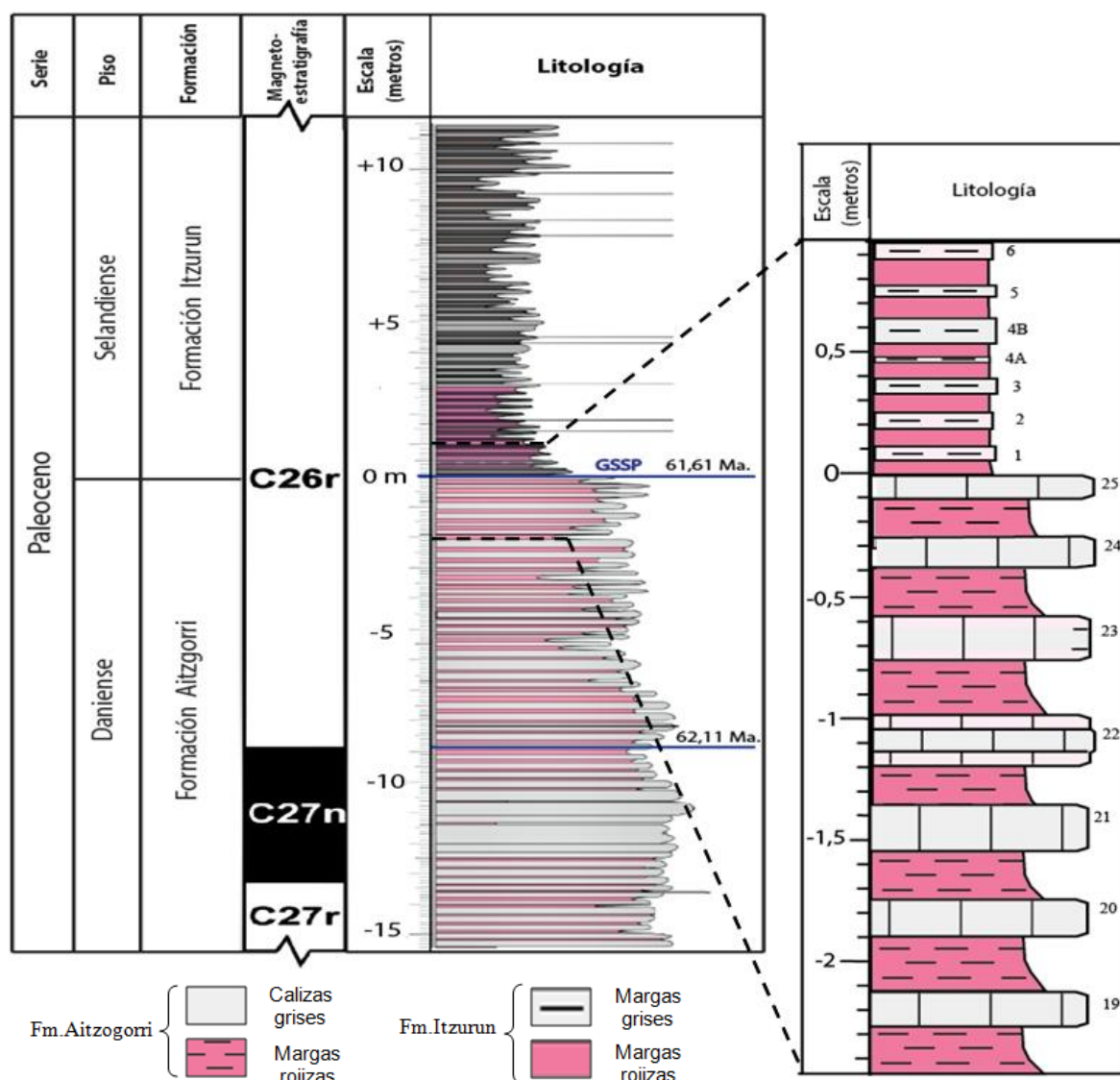


Fig. 4. Columnas estratigráficas del tránsito Daniense-Selandiense de Zumaia y del intervalo estratigráfico estudiado. En la figura se muestran las formaciones que comprenden el tramo estudiado y su situación en la escala temporal geológica y en la escala magnetoestratigráfica (modificado de Schmitz *et al.*, 2011).

4.4. Bioestratigrafía y magnetoestratigráfica

La bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos de la sección de Zumaia para el tránsito D-S fue analizada por Arenillas y Molina (1995) y Orue-Etxebarria *et al.* (2006), y revisada por Arenillas *et al.* (2008) y Arenillas (2012). Hay varias propuestas diferentes de biozonación, por problemas taxonómicos (Arenillas, 2011, 2012), pero las escalas bioestratigráficas más estandarizadas son las de Toumarkine y Luterbacher (1985) y Berggren y Pearson (2005). Basándose en estas biozonaciones, Canudo y Molina (1992), Orue-Etxebarria *et al.* (2006) y Arenillas (2011) definieron otras tres escalas similares. En la figura 5 se muestra la correlación de las diferentes biozonaciones citadas, según lo sugerido por Arenillas (2011).

El intervalo estratigráfico estudiado pertenece a la Subzona P3a (de *Igorina albeari*) de la Zona P3 (de *Morozovella angulata*) de Berggren y Pearson (2005). Esta subzona es aproximadamente equivalente a las Zonas de *Morovella occlusa* y de *Morozovella pusilla* de Orue-Etxebarria *et al.* (2006) y Arenillas (2011) respectivamente, ya que el concepto taxonómico de las especies-índice utilizadas por estos autores es semejante al de *Igorina albeari* de Berggren y Pearson (2005). Escasos ejemplares de lo que anteriormente se llamaba *Igorina pusilla* (*Igorina convexa* según Arenillas, 2011) se identificaron cerca de la base del Selandiense (Arenillas *et al.*, 2008), por lo que el límite entre las Zonas de *Morozovella angulata* e *Igorina pusilla* de Toumarkine y Luterbacher (1985) y Canudo y Molina (1992) podría coincidir con el límite D/S. La magnetoestratigrafía de la sección de Zumaia ha sido estudiada por varios autores, siendo el estudio más reciente el de Dinarès-Turell *et al.* (2003). Según estos autores, el límite D/S y el intervalo estratigráfico estudiado se encuentra en el cron C26r (Fig.5).

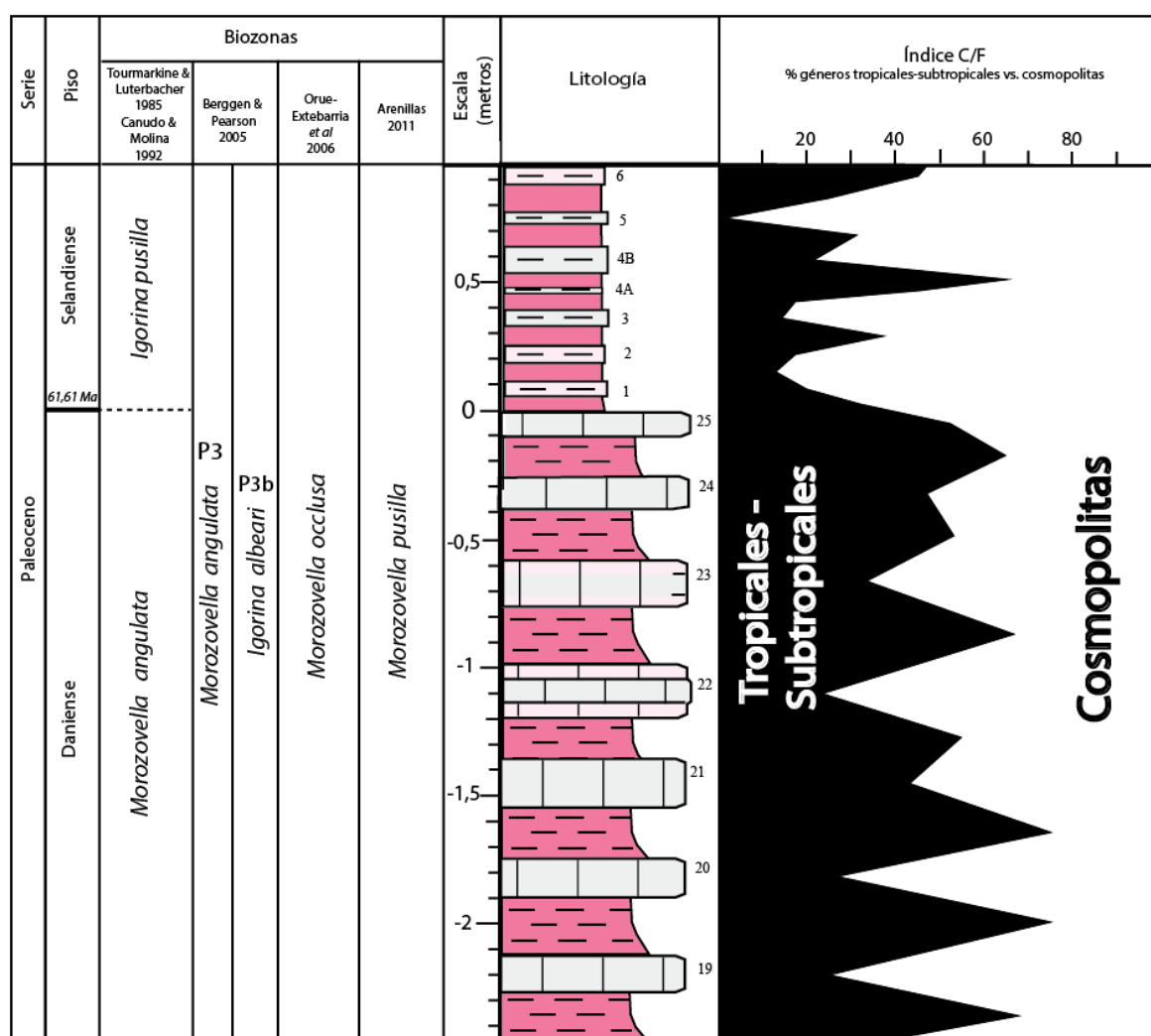


Fig. 5. Evolución del porcentaje de los géneros tropicales-subtropicales (dominantes en bajas latitudes) y cosmopolitas (dominantes en latitudes medias y altas) de las muestras estudiadas en la sección de Zumaia.

5. METODOLOGÍA

En este trabajo se han analizado 28 muestras, de las cuales 14 son de edad Daniense y otras 14 de edad Selandiense. Las muestras fueron analizadas desde dos puntos de vista complementarios, que nos aportan información micropaleontológica y mineralógica sobre los materiales inmediatamente inferiores y superiores del límite D/S.

5.1. Métodos micropaleontológicos

Las muestras fueron preparadas en el laboratorio mediante la técnica del levigado. Posteriormente, mediante la técnica del triado, se extrajeron foraminíferos en una cantidad estadísticamente representativa para su posterior clasificación y análisis cuantitativo. Finalmente, mediante microscopia electrónica de barrido (SEM), se fotografiaron los ejemplares mejor preservados de las especies más representativas.

5.1.1. Técnica de Levigado

La técnica del levigado es el método comúnmente utilizado para la separación y concentración de microfósiles, principalmente de foraminíferos (Molina, 2004). En primer lugar se fragmenta la roca con la ayuda de un mortero, hasta obtener fragmentos de un tamaño aproximado de 1 a 2 centímetros, para aumentar la superficie de reacción. Posteriormente se colocan los fragmentos en un recipiente de plástico cubriéndolos con un reactivo. Al tratar con dos tipos de rocas con características muy diferentes, rocas muy calcáreas y consolidadas, como las calizas y margocalizas del Daniense, frente a las margas del Selandiense, se han utilizado dos reactivos diferentes. Las muestras más consolidadas, tras la fragmentación, fueron sumergidas en ácido acético al 80% durante un periodo de tiempo de entre 2 y 4 horas; las margas fueron sumergidas en agua oxigenada al 15-20% durante 6 - 24 horas. El proceso de disgregación de la muestra se realizó bajo la campana extractora de gases del Laboratorio de Micropaleontología.

Una vez disgregada la muestra, se tamiza. Los tamices deben ir en luz de malla decreciente para que el sedimento vaya pasando de unos a otros por tamaños. En este trabajo se han utilizado tamices de 1 mm, 100 μm y 63 μm , y se ha estudiado la fracción $>100 \mu\text{m}$. El lavado se realiza bajo un chorro de agua y se termina cuando el agua que sale por debajo de los tamices, tras atravesar todo el residuo, está completamente limpia. Tras cada lavado, se debe proceder a la limpieza exhaustiva de los tamices para poder ser utilizados en el lavado de la siguiente muestra y evitar la contaminación de ejemplares de una muestra a otra. Para una mayor seguridad, antes de volver a ser utilizados, los tamices se sumergen en azul de metileno con el objetivo de teñir los ejemplares que aún queden incrustados en la malla del tamiz y que puedan ser distinguidos, si contaminan los siguientes levigados, en el estudio de las muestras.

5.1.2. Técnica del triado

Para realizar un estudio cuantitativo de los microfósiles con un alto grado de precisión es necesario obtener una cantidad estadísticamente representativa de cada muestra en la fracción $>100 \mu\text{m}$. Para ello, se utilizó un microcuarteador con el objetivo de cuartear la muestra un número (x) de veces tal que la proporción final ($1/2^x$) contuviese una cantidad sustancialmente menor y mucho más manejable para la técnica del triado.

Una vez cuarteado, el residuo resultante de la muestra se vierte sobre una pequeña bandeja de fondo plano y de color negro, en la que viene dibujada una cuadrícula de color más claro. La bandeja con la muestra representativa se coloca en el microscopio binocular de luz reflejada y mediante un pincel muy fino, humedecido en agua, se comienza a separar los microfósiles para su posterior clasificación. Los ejemplares recogidos con el pincel son guardados en celdillas cuadrículadas y numeradas, para facilitar la identificación de los taxones (a nivel de género). Para el estudio cuantitativo realizado, se separaron para cada una de las muestras unos 25 ejemplares de foraminíferos.

5.1.3. Microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM, en siglas inglesas)

Se estudiaron y se tomaron imágenes de los ejemplares mejor preservados de los diferentes géneros analizados (Anexo 2) en un microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (Zeiss MERLIN FE-SEM) del Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales (Servicio de Apoyo a la Investigación, Universidad de Zaragoza).

5.2. Métodos mineralógicos

Mediante difracción de rayos X (DRX) se determinó la mineralogía, en muestra total y en la fracción inferior a 2 μm , y se realizó un análisis semicuantitativo de 12 muestras próximas al límite D/S.

5.2.1. Preparación de muestras para difracción de rayos X

Tras una inicial descripción de visu, las muestras fueron trituradas. Para el estudio de la muestra total, se cuarteó la muestra triturada para obtener muestra representativa, y se molió y tamizó en seco con un tamiz de luz de malla de 53 μm .

A partir de esta muestra tamizada, se preparó una muestra desorientada en un portamuestras de aluminio. Al montar muestras desorientadas, los cristales están dispuestos en diferentes orientaciones por lo que siempre existirá un número importante de cristales orientados de tal modo que sean capaces de producir máximos de difracción para un grupo de planos determinados (Justo Erbez *et al.*, 1999).

Para el estudio de la fracción arcilla, se tomó el restante de la muestra triturada, se atacó con una solución de ácido clorhídrico suave (0.1N) para eliminar los carbonatos, y posteriormente fue lavada con agua destilada para eliminar el CaCl_2 formado. Una vez libres de carbonatos, las muestras se tamizaron en húmedo con un tamiz de luz de malla de 20 μm y posteriormente se extrajo por centrifugación la fracción <2 μm .

Una vez obtenida la fracción arcilla <2 μm de todas las muestras, se mezcló con agua destilada. Esta suspensión arcillosa se depositó sobre un portamuestras de vidrio y se dejó secar a temperatura ambiente hasta la evaporación del agua. Este tipo de preparaciones se denominan agregados orientados, y tienen como objeto intensificar las reflexiones basales de los minerales de arcilla laminares (Justo Erbez *et al.*, 1999). Se analizaron mediante DRX y posteriormente se les realizó un tratamiento con etilenglicol (a 60°C durante 48h), para determinar la presencia o no de arcillas expandibles y se volvieron a analizar por DRX.

5.2.2. Difracción de rayos X (DRX)

Para realizar el estudio de difracción de rayos X (DRX) se ha utilizado un difractómetro Philips PW1729 y se ha trabajado con 40Kv de voltaje y 30 mA de intensidad. Los difractogramas se han realizado entre $3-60^{\circ}2\theta$ para las muestras totales y entre $3-30^{\circ}2\theta$ para los agregados orientados secados al aire y solvatados con etilenglicol.

Entre los diversos métodos que existen para el estudio de arcillas, la DRX juega un papel de gran importancia, ya que nos permite la identificación de las fases cristalinas presentes en la muestra, a partir de las difracciones que produce la red de cada fase, al ser irradiada por un haz de rayos X. Como resultado de esta técnica, se obtiene los minerales presentes y las proporciones semicuantitativas. La técnica tiene un límite de detección de aproximadamente el 5% y no detecta el material amorfo.

Los minerales se identifican a partir de los difractogramas obtenidos mediante la comparación de los valores de espaciados obtenidos con las tablas publicadas para cada mineral, las cuales se encuentran publicadas y aprobadas por el ICDD (*International Centre for Diffraction Data*). Para realizar el análisis semicuantitativo, se divide el nº de cuentas de la reflexión característica de cada mineral por el poder reflectante del mineral (que es un dato bibliográfico). Se suman lo que se obtiene para cada uno de los minerales y se recalcula a 100%.

Las reflexiones características utilizadas para cuantificar la muestra total son 3.34Å para el cuarzo, 3.03Å calcita, 2.88Å dolomita y 4.45Å para los minerales de la arcilla. Para cuantificar la fracción arcilla, se han utilizado los difractogramas correspondientes a los agregados tratados con etilenglicol y las reflexiones 9.99Å para illita, 7.0Å para caolinita y clorita, y 16-17 Å para esmectita. La proporción relativa de caolinita y clorita se ha determinado a partir de las alturas relativas de la reflexión (003). Se han utilizado los poderes reflectantes de Schultz (1964) y Biscaye (1965).

5.3. Estudios paleoclimáticos y cicloestratigráficos

Durante las últimas décadas se ha podido demostrar que los ciclos orbitales de la Tierra, o ciclos de Milankovitch, están conservados en el registro estratigráfico, principalmente en medios oceánicos profundos (Vera-Torres, 1994). Las variaciones físicas, químicas o paleobiológicas observadas en los sedimentos oceánicos suelen ser debidos a cambios climáticos inducidos por las oscilaciones periódicas de la geometría orbital. Los cambios climáticos provocados por las diferentes configuraciones astronómicas han quedado registrados como cambios litológicos, mineralógicos, quimioestratigráficos, paleomagnéticos y micropaleontológicos (Vera-Torres, 1994). Estos mismos criterios pueden ser utilizados para el estudio evento-estratigráfico, es decir, para la identificación e interpretación de eventos paleoclimáticos, paleoceanográficos y paleobiológicos.

En estudios previos del evento de límite D/S de Zumaia, se utilizaron criterios litológicos-sedimentológicos, micropaleontológicos (nanofósiles calcáreos y foraminíferos) e isotópicos (Arenillas y Molina, 1995; Pujalte *et al.*, 1995; Bernaola *et al.*, 2006; Arenillas *et al.*, 2008; Schmitz *et al.*, 2011). Para los estudios cicloestratigráficos en Zumaia, hasta el momento sólo se habían utilizado criterios litológicos con el objetivo fundamental de realizar calibraciones astrocronológicas (Dinarès-Turell *et al.*, 2003, 2010; Batenburg *et al.*, 2012). Los cambios cíclicos han quedado reflejados en el registro de Zumaia como cambios litológicos rítmicos (ritmos de calizas y margocalizas-margas en el Daniense, y margocalizas-margas grises y margas rosas-rojas en el Selandiense). Además, los ciclos

litológicos identificados en Zumaia están combinados con cambios cíclicos en las condiciones sedimentológicas y diagenéticas, lo que ha provocado cambios mineralógicos y consiguientemente de color. El estudio cicloestratigráfico realizado en este trabajo basado en criterios micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos) y mineralógicos (minerales de la arcilla), no tiene como objetivo la calibración astrocronológica, sino la interpretación paleoambiental y paleoclimática.

5.3.1. Criterios micropaleontológicos

Los cambios paleoclimáticos y cíclicos quedan también reflejados en el registro paleontológico, especialmente en el registro micropaleontológico en medios oceánicos. Los máximos y mínimos en estas curvas pueden ser equivalentes a los máximos y mínimos de insolación media provocados por los ciclos orbitales y climáticos de Milankovitch. Unos buenos marcadores de cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos son los foraminíferos planctónicos, protistas unicelulares que viven principalmente en los primeros 200 metros de la columna de agua marina, pudiendo llegar a los 1000 m de profundidad. Son de gran utilidad ya que, por un lado, sus características biológicas les impiden alejarse mucho de unos límites concretos de profundidad, temperatura, salinidad y oxigenación de las aguas, y por otro presentan una rápida evolución a lo largo del tiempo y una alta sensibilidad ante los cambios ambientales (Molina, 2004). La temperatura de las aguas oceánicas superficiales dependen en gran medida de las bandas climáticas latitudinales, por lo que el estudio de los foraminíferos planctónicos es fundamental no sólo para las interpretaciones paleoceanográficas, si no también paleoclimáticas. La evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos permite reconstruir escenarios y tendencias ambientales y climáticas con bastante fiabilidad.

En este trabajo se ha realizado un estudio cuantitativo de los foraminíferos planctónicos en Zumaia para analizar la evolución y la ciclicidad paleoambiental y paleoclimática del tránsito D-S (Anexo 3). Los géneros de foraminíferos planctónicos que se han identificado en las muestras estudiadas son: *Morozovella*, *Acarinina*, *Igorina*, *Subbotina*, *Parasubbotina*, *Globanomalina*, *Chiloguembelina* y *Luterbacheria* (Olsson *et al.*, 1999; Arenillas, 2011, 2012). Se establecido un índice paleoclimático, el índice cálido/frío (C/F), basado en los estudios de Olsson *et al.* (1999) y Arenillas (2011, 2012) sobre la distribución latitudinal y batimétrica de los géneros y especies más significativas. Según estos trabajos, en líneas generales, los géneros se distribuyen latitudinalmente de la siguiente manera:

- Géneros que son abundantes en latitudes bajas y medias, y pueden ser considerados tropicales-subtrópicos: *Morozovella*, *Acarinina* e *Igorina*,
- Géneros que son abundantes en latitudes medias y altas, pero que son esencialmente cosmopolitas: *Subbotina*, *Parasubbotina*, *Chiloguembelina*, *Globanomalina* y *Luterbacheria*.

El índice C/F se establece como la abundancia relativa (%) de géneros tropicales-subtropicales (TS) con respecto a los géneros cosmopolitas (C) de la siguiente manera:

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

siendo, TS el número de ejemplares pertenecientes a géneros tropicales-subtropicales, C el número de ejemplares pertenecientes a géneros cosmopolitas, y N el número total de ejemplares triados ($N = TS + C$).

Para la identificación de los géneros de foraminíferos planctónicos del tránsito D-S (Anexo 2) se han utilizado los siguientes criterios diagnósticos (Olsson *et al.*, 1999; Arenillas, 2011, 2012):

- **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, 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.
- **Subbotina** Brotzen & Pozaryska 1961: concha trocoespiralada, 3 a 4 cámaras globulares, abertura generalmente intraumbilical, 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 pustulada.

5.3.2. Criterios mineralógicos

Una herramienta eficaz para reconocer eventos y ciclos paleoclimáticos es el análisis de los minerales de la arcilla, ya que, en ambientes sedimentarios, su formación y distribución están vinculadas a factores climáticos, como la temperatura y la humedad, las variaciones en las capas de hielo o del nivel del mar, y las corrientes marinas. Los minerales de la arcilla, presentes en casi todas las cuencas oceánicas (Windom, 1976) aunque su contenido puede variar notablemente, son cuatro: clorita, caolinita, illita y esmectita.

Los minerales de la arcilla son filosilicatos y su estructura se forma por el apilamiento de capas tetraédricas (T) y octaédricas (OC):

- **Clorita:** Filosilicato 2:1:1 cuya estructura está formada por el apilamiento de unidades T:O:T:O. Esta secuencia se repite a lo largo del eje cristalográfico c. El espaciado basal es de 14Å. La abundancia de clorita aumenta en zonas latitudinales frías, debido a que hay paralelamente un decrecimiento de la hidrólisis continental (menor meteorización química).
- **Caolinita:** Filosilicato 1:1 cuya estructura se basa en el apilamiento de unidades T:O, que se repiten a lo largo del eje cristalográfico c. El espaciado basal característico es de 7Å. Se forma abundantemente en suelos tropicales, dominados por un clima cálido y húmedo. La abundancia de este mineral aumenta hacia el ecuador en todas las cuencas oceánicas y por lo tanto expresa una fuerte dependencia climática controlada por la intensidad de la hidrólisis continental.
- **Illita:** Filosilicato 2:1 cuya estructura formada por el apilamiento de unidades T:O:T. La abundancia de illita tiende a aumentar hacia latitudes altas en paralelo a la clorita, lo cual refleja un decrecimiento de los procesos hidrolíticos y un aumento de la erosión directa de rocas bajo condiciones climáticas frías.

- **Esmectita:** Filosilicato 2:1 con una estructura similar a las ilitas, pero con moléculas de H₂O y diversos cationes en posiciones interlaminares. La presencia de esmectita en suelos se asocia a climas templados y relativamente húmedos.

En este trabajo se ha realizado un estudio semicuantitativo de los minerales de la arcilla en Zumaia para analizar la evolución y posible ciclicidad paleoambiental y paleoclimática del tránsito D/S (Anexo 4). Las interpretaciones paleoclimáticas que se pueden realizar gracias a las asociaciones de minerales de la arcilla, se basan en la correlación del clima, con los procesos de meteorización y de formación de suelos, y por lo tanto con las arcillas que estos procesos producen. Esta correlación se muestra claramente en el cambio de la mineralogía de las arcillas en los suelos de diversas zonas del mundo, y la evidencia de su efecto, es la amplia distribución latitudinal de minerales de arcilla en los océanos del mundo (Carrasco *et al.*, 2008). Además del clima, según Chamley (1989) hay que tener en cuenta para explicar la distribución de las arcillas otros factores como son cambios en la circulación de las corrientes oceánicas o procesos tectónicos.

6. RESULTADOS

6.1. Foraminíferos planctónicos

Las muestras estudiadas presentan una cantidad apreciable de foraminíferos planctónicos con un grado de preservación baja, ya que muchas de las conchas se encuentran fragmentadas y, en muchos casos, la ornamentación de las paredes no puede observarse en detalle. No obstante, la preservación es suficientemente buena para la identificación de los taxones de foraminíferos.

La evolución del índice cálido/frío (C/F) se muestra en la figura 5, lo que nos facilita las interpretaciones paleoclimáticas y de ciclicidad. Como se puede observar en esta figura, el índice C/F sigue un patrón mas o menos cíclico y constante. En general, en los términos más calcáreos de los ritmos estratigráficos, el porcentaje de géneros cosmopolitas es mayor que en las margas. En el intervalo Daniense, el valor del índice C/F en los estratos calizos varía entre 20 y 52%, con una media de 35,5%. Por el contrario, en los estratos margocalizos o margosos, el índice C/F varía entre 52 y 75%, con una media de 65%. En el intervalo Selandiense, el valor del índice C/F en los estratos margosos grisáceos varía entre 0 y 45%, con una media de 23,5%. Por el contrario, en los estratos margosos rosáceos o rojizos, el índice C/F varía entre 13 y 64%, con una media de 32%.

Por otro lado, se puede observar que los géneros tropicales-subtropicales son más abundantes en el Daniense (50,4% de media) que en el Selandiense (27.8 % de media). Si nos fijamos en el límite D/S y en la evolución del índice C/F, en el primer metro de material de edad Selandiense, observamos que se produce un descenso pronunciado de los géneros tropicales-subtropicales.

6.2. Minerales de la arcilla

Las 12 muestras estudiadas presentan un bajo contenido en minerales de la arcilla (5-30%), ya que al tratarse de calizas y margocalizas están compuestas principalmente por calcita (55-85% en muestra total). En el Daniense, el análisis de las muestras totales indica que los estratos calizos contienen entre 82-87% de calcita, 6-12% de arcillas y 6-7% de

cuarzo. Además contienen porcentajes muy bajos de dolomita (<2%). En las margocalizas encontramos, como es lógico, una proporción menor de calcita (71-84%) mientras la proporción de arcillas (9-19%) y cuarzo (7-10%) aumenta. En el Selandiense, las margocalizas o margas grisáceas presentan entre 68-72% de calcita, 16-23% de arcillas y aproximadamente un 10% de cuarzo. Los estratos más margosos contienen una proporción inferior de calcita (54-70%), 19-32% de arcillas y 10-14% de cuarzo. Además presentan un porcentaje muy bajo de dolomita (<2%).

En la figura 6 se muestra la mineralogía de la muestra total y de las arcillas (fracción inferior a 2 μ m), así como sus variaciones en el perfil estudiado. Aunque el contenido de arcillas no es elevado (entre 5-30%), se han identificado illita, clorita, caolinita y esmectita en todas las muestras analizadas. En el Daniense, las calizas contienen entre 64-76% de illita, 0-24% de caolinita, 0-23% de clorita y un 0-12% de esmectita. En los estratos margosos encontramos un rango de variación menor de todos los minerales de la arcilla identificados; 62-69% de illita, 0-20% de clorita, 0-15% de caolinita y 0-8% de esmectita. En el Selandiense, los estratos calizos presentan entre 62-69% de illita, 10-19% de clorita, 10-13% de caolinita y 5-11% de esmectita. Las margas contienen rango de contenido mayor de illita (66-68%) y caolinita (13-30%), mientras que el contenido en clorita y esmectita es menor, entre 0-12% y 3-8% respectivamente.

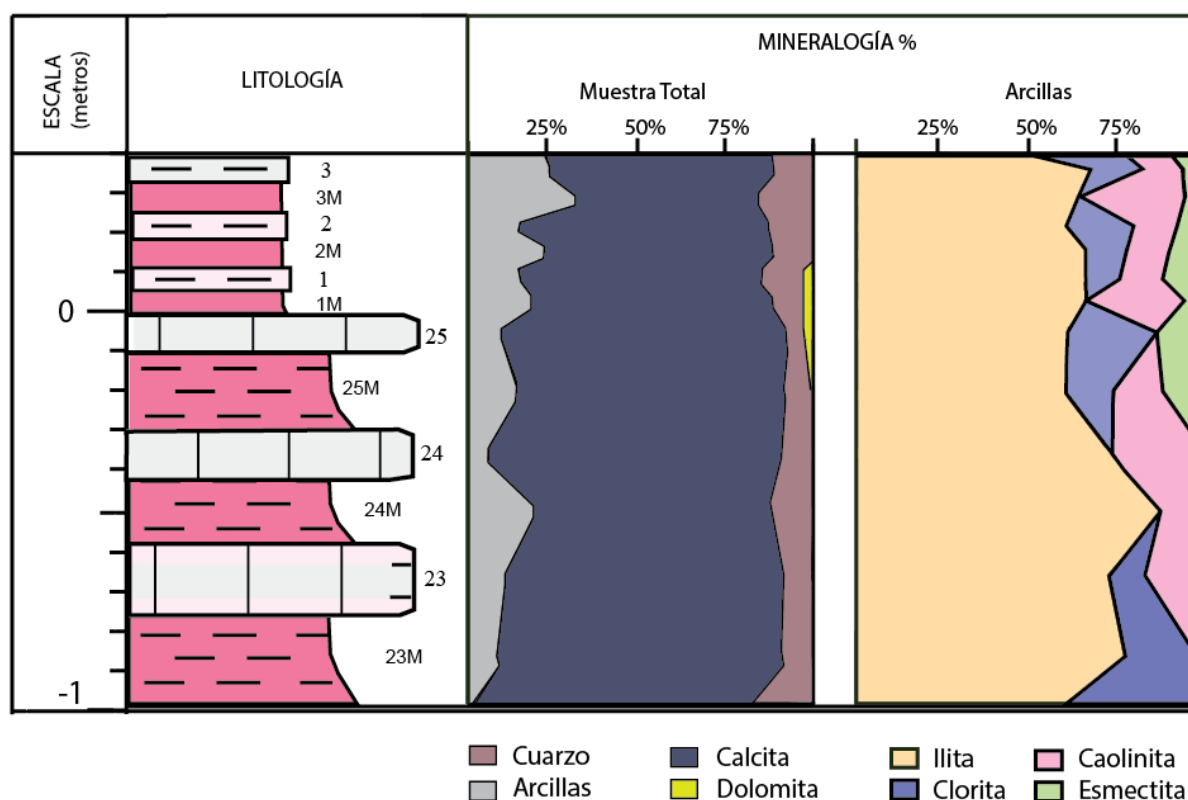


Fig. 6. Variación del contenido mineralógico total y de los minerales de la arcilla, recalculados al porcentaje total de filosilicatos, en el tránsito Daniense-Selandiense de la sección de Zumaia.

Respecto a la distribución vertical de las arcillas en la sección analizada, se observa que, en la parte inferior de la columna (Fig. 6), la asociación está formada por cantidades variables de illita + clorita + caolinita mientras que en la parte media-superior, coincidiendo con el tránsito D-S aparece además esmectita.

7. DISCUSIÓN

La integración de todos los datos micropaleontológicos y mineralógicos obtenidos han permitido realizar una interpretación paleoclimática de la ciclicidad identificada en el tránsito D-S de Zumaia y lo acontecido en el evento del límite D/S. La ciclicidad litológica tan representativa del Paleoceno de Zumaia ha sido atribuida a variaciones orbitales, de manera que cada ritmo marga-caliza se corresponde a un ciclo astronómico de precesión de aproximadamente 21 mil años (ver Dinarès-Turell *et al.*, 2003, 2010). El estudio cuantitativo de los foraminíferos planctónicos ha demostrado que los estratos más calcáreos están caracterizados por un descenso del índice C/F, dominando los géneros cosmopolitas. En los estratos más margosos o arcillosos se producen máximos del índice C/F, siendo más abundantes los géneros tropicales-subtropicales. Según estos datos, los términos más calcáreos de cada ritmo o ciclo representan condiciones climáticas más frías, mientras que los términos más margosos o arcillosos condiciones más cálidas.

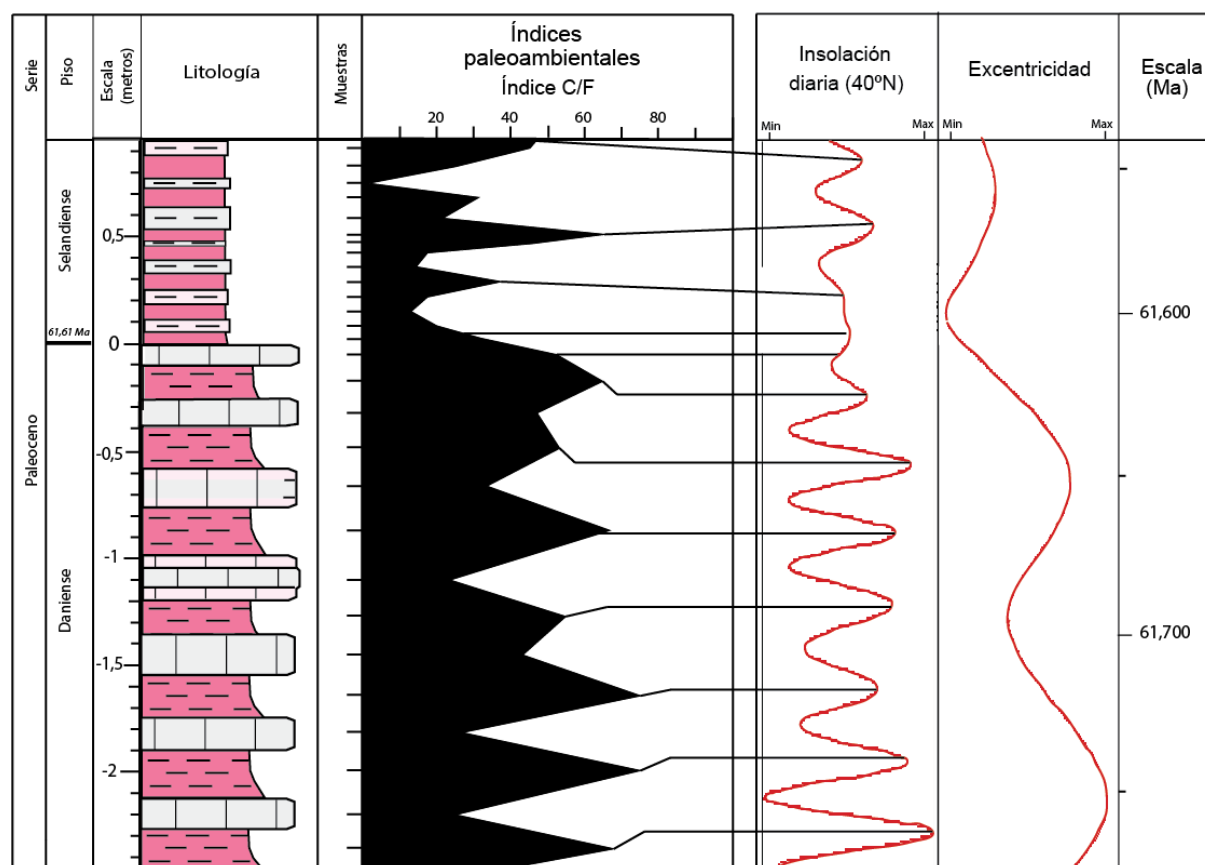


Fig.7. Correlación cicloestratigráfica de la curva del índice C/F de foraminíferos planctónicos y las curvas de insolación diaria y excentricidad de la Escala de Tiempo Astronómica de Laskar *et al.* (2004) o La04, extraídas del programa AnalySeries 2.0.8. (Paillard *et al.*, 1996).

Los ciclos rítmicos observados en el índice C/F pueden ser correlacionados con los ciclos de insolación. Para establecer esta correlación se han utilizado las curvas de la Escala Astronómica de Tiempo de Laskar *et al.* (2004) o La04, extraída del programa AnalySeries 2.0.8. (Paillard *et al.*, 1996), para una latitud de 40°N (aproximadamente la de Zumaia). Para sintonizar ambas curvas (*astronomical tuning*), se ha utilizado la edad del límite D/S (61,6 Ma) establecida astrocronológicamente por Dinarès-Turell *et al.* (2010). Los

máximos del índice C/F de Zumaia se han correlacionado con los máximos de insolación (Fig. 7).

Como se aprecia en las figuras 5 y 7, en el límite D/S se produce una brusca disminución de los géneros tropicales-subtropicales y del índice C/F. Este hecho puede ser interpretado como un enfriamiento de las aguas oceánicas superficiales y del clima. Con los datos de los que se dispone, es decir, con una única sección, no se puede afirmar que este enfriamiento sea global, sino sólo regional o local. No obstante, el descenso del índice C/F en el límite D/S parece coincidir con un mínimo de excentricidad (Fig. 7), que en la actualidad se correlaciona con épocas glaciales y corrobora la hipótesis de un enfriamiento climático. El descenso de la temperatura de las aguas pudo provocar, a su vez, una disminución de la productividad oceánica (primaria y secundaria), y consecuentemente la disminución del carbonato cálcico y de la relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$ en el límite D/S de Zumaia (Anexo 1; Arenillas *et al.*, 2008).

Desde el punto de vista mineralógico, no se observan cambios cíclicos evidentes en las asociaciones de minerales de la arcilla. Se ha podido observar, no obstante, que la cantidad de calcita en los dos primeros ciclos marga-caliza estudiados, de edad Daniense, es más elevada que en el resto de ciclos analizados. Además presentan una menor variedad de minerales de la arcilla, siendo predominante la illita (con más del 50%) y en menor proporción la clorita y la caolinita.

El último ciclo del Daniense y todos los ciclos del Selandiense presentan una disminución relativa de la calcita, con el consecuente aumento de arcillas (de 6-19% a 11-32%). Las arcillas son más variadas y, además de la illita (62-69%), como mineral principal, la clorita (0-23%) y la caolinita (0-31%), se identifican pequeñas cantidades de esmectita (3-12%). Esta disminución de calcita y el consiguiente incremento de arcillas de base a techo, junto a la aparición de la esmectita, podrían indicarnos que, como sugiere Baceta *et al.*, (2004), el evento D/S registrado en Zumaia podría estar asociado, a escala regional, por una regresión por elevación tectónica de la cuenca. Esta regresión pudo provocar una mayor erosión en medios continentales y de plataforma, y un mayor aporte de material detrítico a la cuenca. La mayor heterogeneidad de los minerales de la arcilla identificados en el Selandiense podría ser consecuencia de la mayor heterogeneidad de las áreas fuente del material detrítico. El descenso de la relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$ en el límite D/S de Zumaia (Anexo 1) podría estar relacionado también con la regresión en el dominio pirenaico (Baceta *et al.*, 2004), ya que normalmente las regresiones se asocian con un mayor aporte de materia orgánica (enriquecida en ^{12}C) de origen continental a las aguas marinas (ver Vera-Torres, 1994).

Dado que las asociaciones de foraminíferos planctónicos sugieren un enfriamiento climático y de la superficie marina en el límite D/S, los datos mineralógicos podrían interpretarse también desde un punto de vista paleoclimático más global. La presencia de esmectita en el Selandiense (y en el último ciclo de Daniense) podría estar relacionado con unas condiciones paleoclimáticas más frías y menos húmedas en el área fuente, que en niveles inferiores del Daniense. Esta interpretación debe ser considerada de momento como una posible hipótesis de los cambios climáticos que se dieron en el tránsito D-S, ya que sería necesario analizar más series y hacer estudios geoquímicos en carbonatos de los isótopos estables del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), para poder establecer condiciones paleoclimáticas a escala global.

8. CONCLUSIONS

The study of the planktic foraminifera and clay minerals of the Danian-Selandian transition of the Zumaia section (Basque Country, Northern Spain) enables to interpret the Milankovitch cyclicity, recorded as limestone-marl rhythms, and the event of the Danian/Selandian (D/S) boundary from a paleoenvironmental and paleoclimatic point of view.

The quantitative study of planktic foraminiferal assemblages and the evolution of the C/F index (relative abundance of tropical-subtropical taxa) indicate that the more marly terms of the rhythmic cycles can be interpreted as warmer climatic conditions (maximum in C/F index) and are associated with maximum of insolation in the precession cycles. At the D/S boundary, a decrease of tropical-subtropical genera and the C/F index was identified, which could be interpreted as a cooling of the climate and ocean surface waters. This event coincides with a minimum of eccentricity, which is currently correlated with ice ages and reaffirms the hypothesis of a climatic cooling at the D/S boundary.

The mineralogical analysis indicates a decrease in the calcite content and an increase in the clay content across the D/S boundary. The associations of clay minerals are more heterogeneous during the Selandian than in the Danian. This can be interpreted as an increase in the detrital input to the basin caused by the tectonic regression described in the Pyrenean domain for the D/S boundary. An increase in the smectite content has been also recognized in the uppermost part of the Danian and in the Selandian, suggesting a climatic cooling and a decrease in humidity across the D/S boundary.

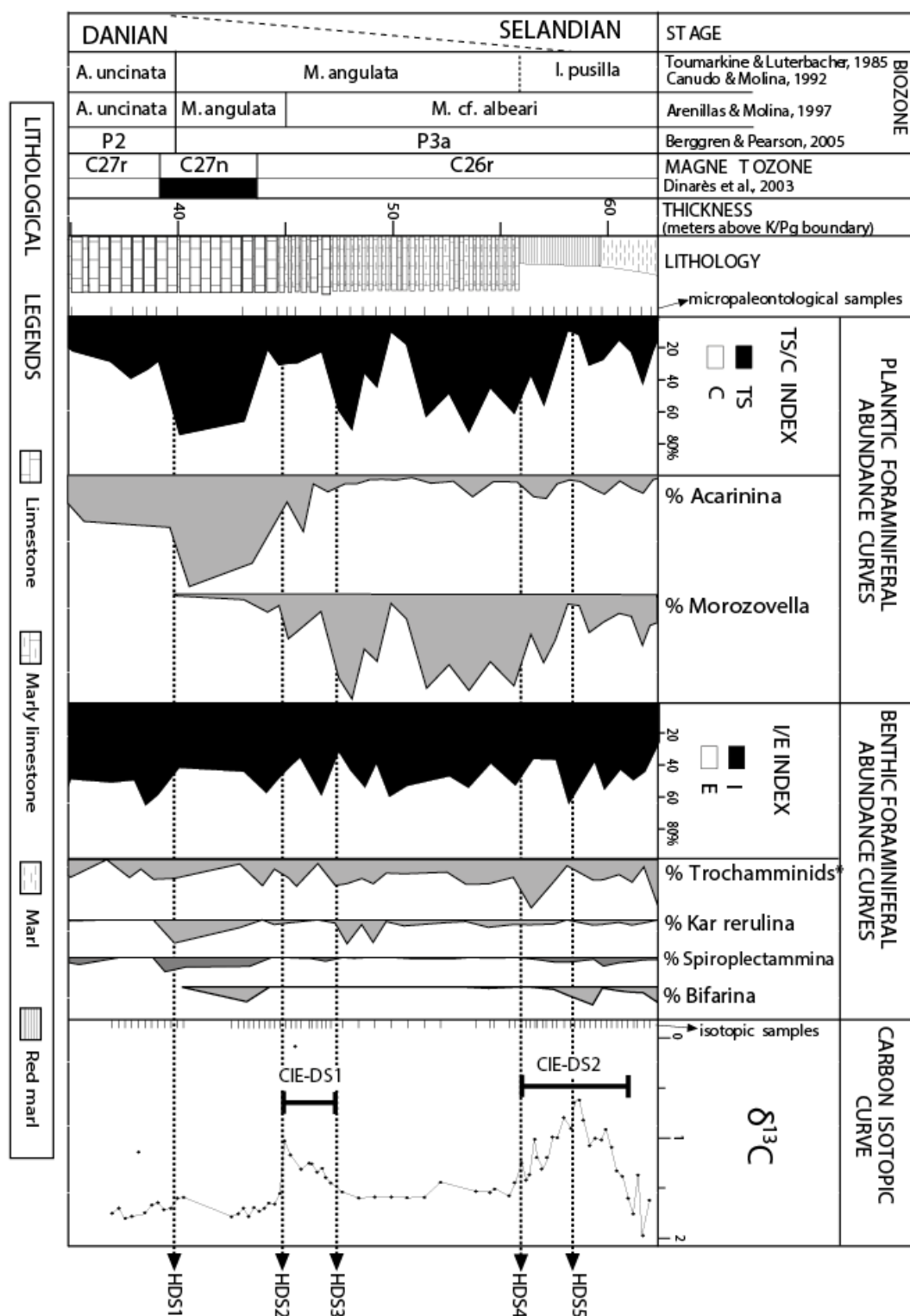
9. REFERENCIAS

- Apellaniz, E., Lamolda, M.A. y Orue-Etxebarria, X. (1983): Posición estratigráfica de las "Calizas del Danés", País Vasco. *Revista española de Micropaleontología*, 15: 447-455.
- Alegret, L. y Ortiz, S. (2010): El corte de Zumaya (España): registro de los foraminíferos bentónicos del Paleógeno inferior. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3): 477-489.
- Arenillas, I. y Molina E. (1995): Análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno en Zumaya: implicaciones paleoambientales y eventos paleoceanográficos. *Geogaceta*, 17: 23-26.
- Arenillas, I., Molina, E., Ortiz, S. y Schmitz, B. (2008): Foraminiferal and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic event-stratigraphy across the Danian-Selandian transition at Zumaya (northern Spain): chronostratigraphic implications. *Terra Nova*, 20: 38-44.
- 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.
- Baceta, J.I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A. y Orue-Etxebarria, X. (2004): El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica. En:

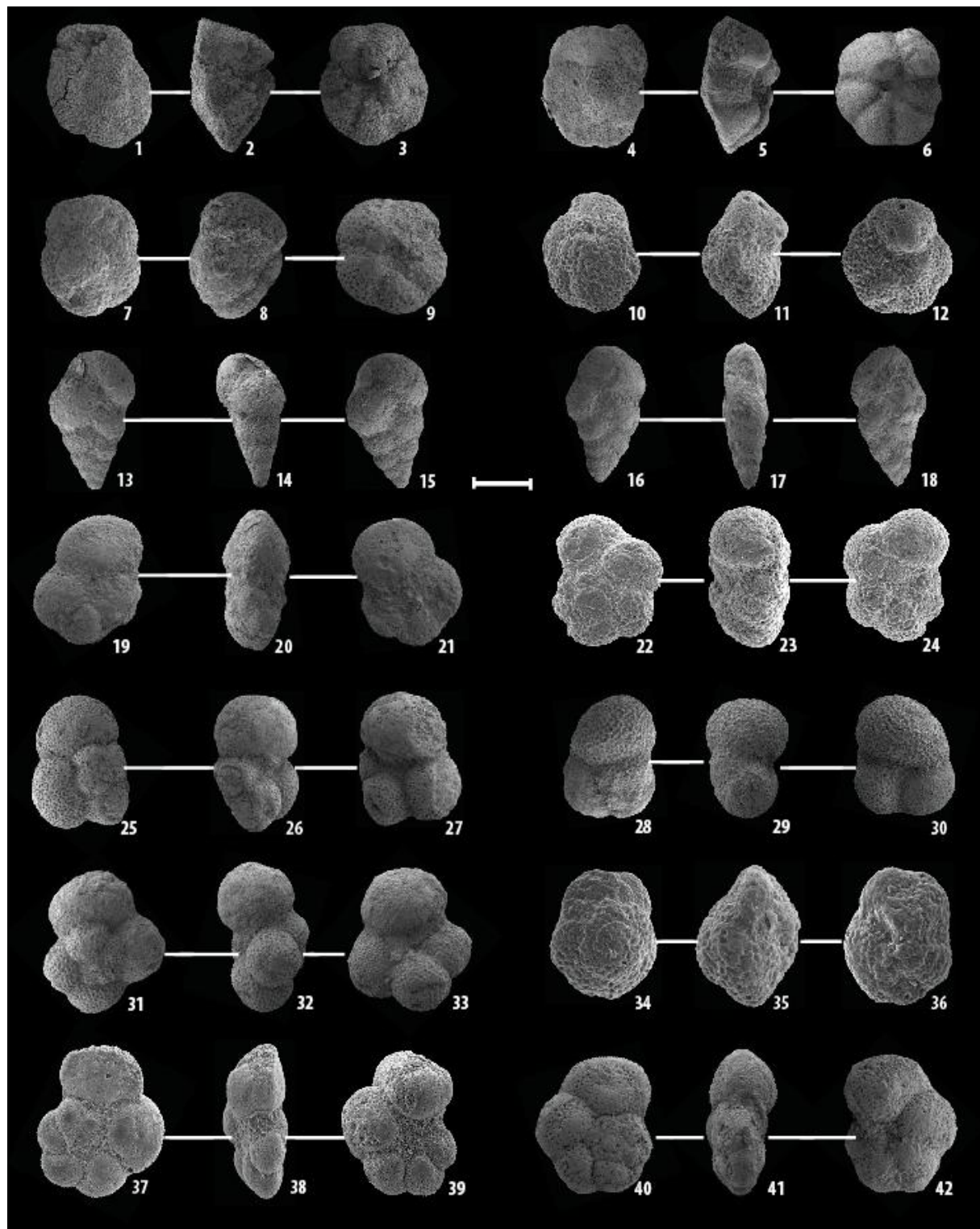
- Geología de España* (J.A. Vera, ed.), Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 308-313.
- Batenburg, S.J., Sprovieri, M., Gale, A.S., Hilgen, F.J., Hüsing, S., Laskar, J., Liebrand, D., Lirer, F., Orue-Etxebarria, Z. y Smit, J. (2012): Cyclostratigraphy and astronomical tuning of the Late Maastrichtian at Zumaia (Basque country, Northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 359: 264-278.
- Berggren, W.A., y Pearson, P.N. (2005). A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, 35(4): 279-298.
- 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.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 76(7): 803-832.
- Canudo, J.I. y Molina, E. (1992): Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie and Paläontologie*, Abhandlungen, 186(1-2): 97-135.
- Carrasco, A., Sacristán, S., Benítez-López, G., Romero-Nieto, D., Fesharaki, O., & López-Martínez, N. (2008): Aplicaciones paleoclimáticas y paleoambientales de los estudios mineralógicos al yacimiento de vertebrados miocenos de Somosaguas. *Seminario de Paleontología de Zaragoza*, 8: 135-149.
- Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G. y Lorito, S. (2003): Untangling the Paleocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Paleocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 483-500.
- Dinarès-Turell, J., Stoykova, K., Baceta, J.I., Ivanov, M. y Pujalte, V. (2010): High-resolution intra- and interbasinal correlation of the Danian-Selandian transition (Early Paleocene): The Bjala section (Bulgaria) and the Selandian GSSP at Zumaia (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 511-533.
- Hilario, A. (2012): *El biotopo del Flysch*. Ed. Gipuzkoako Foru Aldundia, 244p.
- 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.
- Justo, Á., y Morriño, E. (1999). Técnicas de difracción de rayos X para la identificación cualitativa y cuantitativa de minerales de la arcilla. *Ciencia y tecnología de materiales*, 77-86.
- 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, 714 p.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, M., Murillo-Muñetón, G., Zaghib-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. *Episodes*, 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.
- Orue-Etxebarria, X., Caballero, F. y Apellaniz, E. (2006): New planktic foraminifera biozonation from the mid-Paleocene. En: *The Paleocene and lower Eocene of the Zumaia section (Basque Basin)* (Bernaola, G., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., eds.). Climate and Biota of the Early Paleogene 2006. Post conference Field Trip Guidebook, Bilbao, 46-47.
- 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., Dinarès-Turell, J., Orue-etxebarria, X., Parés, J. M., & Payros, A. (1995): Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(1): 17-30.
- 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.
- Schmitz, B., Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Aubry, M.P., Baceta, J., Berggren, W.A., Bernaola, G., Caballero, F., Clemmensen, A., Dinarès-Turell, J., Dupuis, C., Heilmann-Clausen, C., Hilario-Orús, A., Knox, R., Martín-Rubio, M., Ortiz, S., Payros, A., Petrizzo, M.R., von Salis, K., Sprong, J., Steurbaut, E. y Thomsen, E. (2011): *The global stratotype sections and points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain*. *Episodes*, 34(4): 220-243.
- Schultz, L. G. (1964): *Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale*. USGS Numbered Series (No. 391-C).
- Ten Kate, W. G., y Sprenger, A. (1993): *Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Rellu (SE Spain)*. *Sedimentary Geology*, 87(1): 69-101.
- Toumarkine, M. y Luterbacher, H.P. (1985): *Paleocene and Eocene planktic foraminifera*. En: *Plankton Stratigraphy* (Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K., eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 88-153.
- Vera-Torres, J.A. (1994): *Estratigrafía: Principios y métodos*. Ed. Rueda, 806 p.
- Weedon, G. P. (1993). The Recognition and Stratigraphic Implications of Orbital-Forcing of Climate and Sedimentary Cycles. *Sedimentology Review*/1, 31-50.
- Westerhold, T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J. y Evans, H.F. (2008): Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257(4), 377-403.
- Windom, H.L. (1976): Lithogeneous material in marine sediments. In "*Chemical Oceanography*", J.P. Riley & R. Chester (eds.). Academic Press, New York, vol. 5, 103-136.

10. ANEXOS



Anexo 1. Distribución cuantitativa de foraminíferos planctónicos y bentónicos, y curva isotópica de $\delta^{13}C$ en el tránsito Daniense-Selandiense de la sección de Zumaia (tomada de Arenillas *et al.*, 2008).



Anexo 2. Imágenes de SEM de especies pertenecientes a los géneros identificados en este trabajo y clasificados de acuerdo a Arenillas (2011, 2012) (barra de escala = 100µm). 1-3. *Morozovella conicotruncata* (Subbotina); 4-6. *Morozovella angulata* (White); 7-9. *Igorina tadjikistanensis* (Bykova); 10-12. *Morozovella pusilla* (Bolli), considerada *Igorina albeari* (Cushman y Bermudez) por Olsson et al. (1999); 13-15. *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman); 16-18. *Chiloguembelina sybcylindrica* Beckmann; 19-21. *Globanomalina haunsbergensis* (Gohrbandt); 22-24. *Acarinina uncinata* (Bolli); 25-27. *Subbotina triangularis* (Subbotina); 28-30. *Subbotina triloculinoidea* (Plummer); 31-33. *Parasubbotina quadrilocula* (Blow); 34-36. *Igorina convexa* (Subbotina), considerada *Igorina pusilla* (Bolli) por Toumarkine y Luterbacher (1985) y Canudo y Molina (1992); 37-39. *Luterbacheria ehrenbergi* (Bolli); 40-42. *Globanomalina compressa* (Plummer).

	Muestras	Sobre 100%	
		<i>Tropicales-Subtropicales</i>	<i>Cosmopolitas</i>
SELANDIENSE	Z09bs -6	45,5	54,5
	Z09bs - 6M	25,0	75,0
	Z09bs -5	0,0	100,0
	Z09bs - 5 M	33,3	66,7
	Z09bs -4B	21,4	78,6
	Z09bs- 4BM	64,0	36,0
	Z09bs -4A	45,2	54,8
	Z09bs - 4AM	17,4	82,6
	Z09bs - 3	14,3	85,7
	Z09bs - 3M	38,1	61,9
	Z09bs -2	18,5	81,5
	Z09bs -2 M	13,6	86,4
	Z09bs -1	20,0	80,0
	Z09bs- 1M	33,3	66,7
DANIENSE	ZDS-06- 25	52,4	47,6
	ZDS-06 -25 M	64,5	35,5
	ZDS-24	48,0	52,0
	ZDS-06 -24 M	52,2	47,8
	ZDS -23	34,6	65,4
	ZDS -23 M	69,2	30,8
	ZDS-06 -22	25,0	75,0
	ZDS-06 -22 M	55,0	45,0
	ZDS-06 -21	42,9	57,1
	ZDS-06 -21 M	75,0	25,0
	ZDS-06 -20	20,8	79,2
	ZDS-06 -20 M	75,0	25,0
	ZDS -19	25,0	75,0
	ZDS-06- 19 M	66,7	33,3

Anexo 3. Abundancia relativa de géneros tropicales-subtropicales y cosmopolitas de foraminíferos planctónicos en el tránsito Daniense-Selandiense de la sección de Zumaia.

	Muestras	Muestra Total			
		%Cuarzo	%Calcita	%Dolomita	%Arcillas
SELANDIENSE	Z09bs-3	9	68	0	23
	Z09bs-3M	14	54	0	32
	Z09bs-2	10	74	0	16
	Z09bs-2M	9	66	2	23
	Z09bs-1	10	72	1	16
	Z09bs-1M	10	70	2	19
DANIENSE	ZDS-06 -25	6	84	0	11
	ZDS-06 -25M	7	77	0	16
	ZDS-06 -24	7	87	0	6
	ZDS-06 -24M	10	71	0	19
	ZDS-06 -23	6	82	0	12
	ZDS-06 -23M	7	84	0	9

	Muestras	Fracción menor de 2 μ m			
		% Illita	% Caolinita	% Clorita	% Esmeclita
SELANDIENSE	Z09bs-3	69	10	16	5
	Z09bs-3M	66	31	0	4
	Z09bs-2	62	13	19	6
	Z09bs-2M	67	13	12	8
	Z09bs-1	67	12	10	11
	Z09bs-1M	68	30	0	3
DANIENSE	ZDS-06 -25	64	0	23	12
	ZDS-06 -25M	63	15	14	8
	ZDS-06 -24	76	24	0	0
	ZDS-06 -24M	89	11	0	0
	ZDS-06 -23	74	14	12	0
	ZDS-06 -23M	80	0	20	0

Anexo 4. Contenido mineralógico total y de los minerales de la arcilla, recalculados al porcentaje total de filosilicatos, en el tránsito Daniense-Selandiense de la sección de Zumaia.