



**Curso 2021/2022**

**Departamento de Ciencias de la Tierra**

**Universidad de Zaragoza**

**Cicloestratigrafía y  
paleoclimatología del  
Selandiense inferior  
(Paleoceno) de Zumaia  
(Guipúzcoa) con  
foraminíferos  
planctónicos y  
susceptibilidad  
magnética**

**Trabajo Fin de Grado (TFG)**

**Autor: Carlos Gómez Vicente  
Directores: Ignacio Arenillas Sierra  
y Vicente Gilabert Pérez**

# Índice

1. Abstract.....	3
2. Planteamiento e interés.....	3
2.1. El evento del Límite Daniense/Selandiense (D/S).....	4
2.2. Paleoclimatología y ciclos de Milankovitch.....	4
3. Objetivos.....	5
4. Contexto geográfico y geológico.....	6
4.1. Localización geográfica y contexto geológico.....	6
4.2. Estratigrafía.....	8
4.3. Bioestratigrafía, magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía .....	9
5. Metodología.....	10
5.1. Métodos micropaleontológicos.....	10
5.1.1. Técnica del levigado.....	10
5.1.2. Técnica del triado.....	10
5.1.3. Microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM).....	11
5.2. Métodos paleomagnéticos.....	11
5.2.1. Preparación de las muestras.....	11
5.2.2. Medición de la susceptibilidad magnética (SM).....	12
5.3. Indicadores paleoclimáticos y cicloestratigráficos.....	12
5.3.1. Indicadores micropaleontológicos.....	12
5.3.1. Indicadores paleomagnéticos.....	15
6. Resultados.....	16
6.1. Foraminíferos planctónicos.....	16
6.2. Susceptibilidad magnética.....	18
7. Discusión.....	19
7.1. Evento paleoclimático del límite D/S.....	20
7.1. Ciclicidad paleoclimática en la frecuencia de precesión y de excentricidad.....	21

8. Conclusiones.....	22
9. Referencias.....	23
Anexos.....	26

## 1. Abstract

In this work, a paleoclimatic reconstruction of the lower Selandian have been carried out at the Zumaia section (Gipuzkoa), where the GSSP of the Danian/Selandian (D/S) boundary was defined. The warm/cold ratio (C/F in Spanish acronyms) with planktic foraminifera and the magnetic susceptibility (SM in Spanish acronyms) have been utilized as paleoclimatic indicators. A sharp drop in the C/F ratio and an increase in the SM have been recognized right at the D/S boundary, suggesting a cooler and wetter climate at Zumaia during the early Selandian. This event and the rest of paleoclimatic changes seem to be mainly related to orbital cycles, especially to short and long eccentricity and precession.

## 2. Planteamiento e interés

La sección de Zumaia/Zumaya (Guipúzcoa) es una de las secciones del Cretácico Superior y Paleógeno inferior más conocidas del mundo debido a su buena exposición y continuidad estratigráfica (Hilario, 2012; Hilario *et al.*, 2013). La sección abarca desde el Santoniense (Cretácico Superior) hasta el Ypresiense (Eoceno inferior), tiene un fácil acceso y está localizada entre el Atlántico Norte y el Tetis, lo que la convierte en un nexo importante entre estos dos dominios paleogeográficos y paleoceanográficos (Bernaola *et al.*, 2006).

En esta sección se definieron dos estratotipos de límite (GSSP, o *Global Boundary Stratotype Section and Point*): el GSSP de la base del Selandiense (Paleoceno medio), o límite Daniense/ Selandiense (D/S), como se puede ver en la Figura 1, y el GSSP de la base del Thanetiense (Paleoceno superior), o límite Selandiense/ Thanetiense. La sección de Zumaia también fue propuesta como candidata para la definición del estratotipo de los límites Cretácico/Paleógeno (K/Pg) y Paleoceno/Eoceno, y fue nombrada como sección auxiliar del GSSP del límite K/Pg (Molina *et al.*, 2009).



Figura 1. El límite D/S de la sección de Zumaia con la placa (y el “clavo de oro”) que señala la posición del GSSP.

En Zumaia, el Selandiense inferior aflora en la playa Itzurun. Fue objeto de numerosos estudios interdisciplinares (bioestratigrafía, geoquímica, paleomagnetismo, cicloestratigrafía) con el objetivo de definir el GSSP del límite D/S (Arenillas y Molina, 1994; Arenillas *et al.*, 2008, 2012; Bernaola *et al.*, 2006, 2009; Schmitz *et al.*, 2011), por lo que se disponen de abundantes datos para las interpretaciones paleoclimáticas de este TFG.

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

El evento marcador del GSSP del límite D/S fue la segunda radiación paleocena de nanofósiles calcáreos del género *Fasciculithus*. Fue datado astrocronológicamente en Zumaia en aproximadamente 61,6 Ma, ya que se sitúa a 30 ciclos de precesión desde la base de la magnetozona C27n (Dinarès-Turrell *et al.*, 2010; Schmitz *et al.*, 2011). El GSSP del límite D/S se caracteriza también por un descenso brusco del  $\delta^{13}\text{C}$ , que inicia una excursión isotópica del carbono (CIE en siglas inglesas) denominada CIE-DS2 por Arenillas *et al.* (2008) y corroborada por Storme *et al.* (2014).

En Zumaia, este evento se corresponde con una bajada drástica del contenido en  $\text{CaCO}_3$ , desde un 75 a un 25% (Bernaola *et al.*, 2006). Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  bajan en los 2 primeros metros del Selandiense, empezando en 1,6‰ y disminuyendo hasta 0,1‰ (Arenillas *et al.*, 2008). Esto indica un cambio en el régimen deposicional, pasando de materiales carbonatados a siliciclásticos, que también se ha identificado en otras secciones de Francia y Túnez (Storme *et al.*, 2014). Esto podría deberse a un importante descenso del nivel del mar, que en Zumaia está marcado por un drástico cambio litológico, desde las calizas y margocalizas grises y rosas típicas del Daniense a las lutitas y margas rojizas típicas de la parte basal del Selandiense. El descenso del nivel del mar en el límite D/S se ha estimado en unos 80 o 90 metros (Bernaola *et al.*, 2006). El cambio litológico también se aprecia en Dinamarca y Aquitania (Francia), sugiriendo un descenso del mar en todo el Atlántico europeo (Schmitz *et al.*, 2011). Este descenso del nivel del mar pudo deberse a una inversión tectónica en la placa Europea (Nielsen *et al.*, 2005), relacionada con la elevación de la litosfera del Atlántico Norte por la pluma de Islandia (White, 1997).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos sugieren para el tránsito D-S de Zumaia una profundidad de entre 900 y 1100 metros, es decir, un ambiente batial medio. Debido probablemente a esta paleobatimetría, las asociaciones de foraminíferos bentónicos no se vieron afectadas por el descenso del nivel del mar en el límite D/S de Zumaia (Arenillas *et al.*, 2008).

## 2.2. Paleoclimatología y ciclos de Milankovitch

La paleoclimatología estudia la evolución del clima de la Tierra a lo largo de su historia, permitiendo realizar reconstrucciones paleoclimáticas en las diferentes regiones del planeta. Para analizar los cambios climáticos, se utilizan indicadores paleoclimáticos que provienen de varias disciplinas geológicas, principalmente a partir de datos isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ), paleomagnéticos (susceptibilidad magnética), mineralógicos (minerales de arcillas) y micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos, nanofósiles calcáreos, etc.).

Una de las principales causas del cambio climático se debe a las variaciones de los parámetros orbitales de la Tierra, que provocan variaciones climáticas cíclicas que han sido, por ejemplo, los causantes de los periodos glaciales e interglaciales del Cuaternario.

Las variaciones en la órbita terrestre pueden afectar a la cantidad de energía solar que recibe el planeta en su superficie, originando cambios climáticos periódicos conocidos como ciclos de Milankovitch (Figura 2). Hay tres ciclos: precesión, oblicuidad (o inclinación) y excentricidad, los cuales se combinan dando como resultado lo que se conoce como Curva Astronómica de Insolación Diaria:

- La precesión provoca ciclos de entre 19 y 23 ka, con una media aproximada de 21 ka. Se debe a una resonancia de dos tipos de precesión: la precesión del eje de la Tierra (giro tipo peonza del eje terrestre cada 26 ka) y la precesión orbital o precesión apsidal (rotación de la órbita elíptica de la Tierra cada 134 ka).

- La oblicuidad o inclinación del eje terrestre provoca ciclos aproximadamente cada 41 ka. Se produce por la variación de la inclinación del eje terrestre respecto al plano de la órbita terrestre, que oscila entre 22 y 24°.

- La excentricidad provoca dos tipos de ciclos: uno aproximadamente cada 100 ka (excentricidad corta) y otro aproximadamente cada 400 ka (excentricidad larga). Se debe al cambio de la forma de la órbita del planeta, que varía entre elíptica a casi circular.

Normalmente se considera que los máximos de insolación diaria, modulados por la precesión y los máximos de excentricidad corta y larga provocan etapas y episodios climáticamente más cálidos.

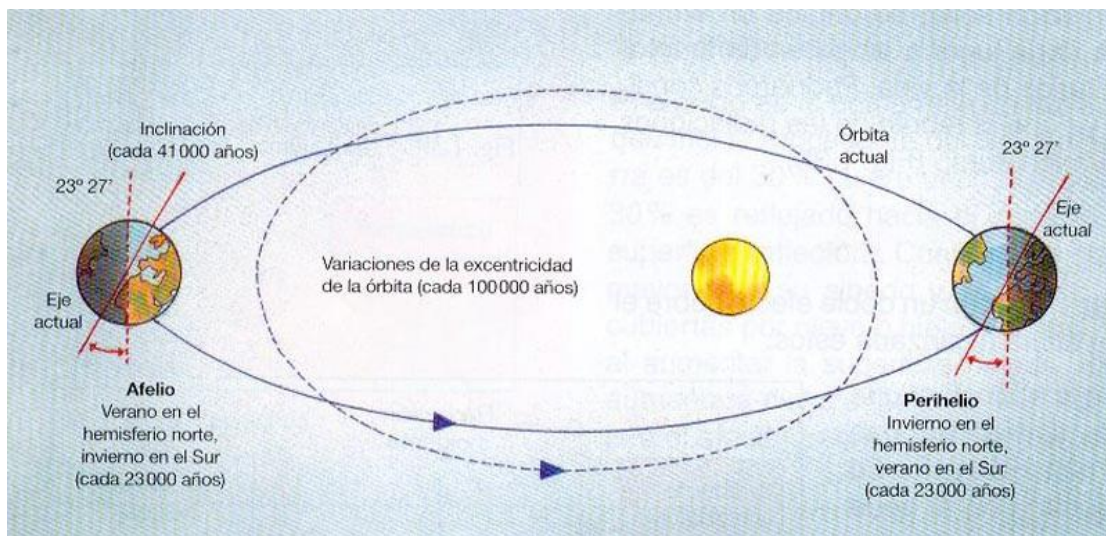


Figura 2. Ciclos de Milankovitch. Tomada de <https://blog.meteoclim.com/ciclos-de-milankovitch>

### 3. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es realizar una reconstrucción paleoambiental y paleoclimática del Selandiense inferior en la sección de Zumaia, con la finalidad de analizar el evento del límite D/S y correlacionar las variaciones paleoclimáticas que estén relacionadas con los ciclos orbitales de Milankovitch. Para ello, se han estudiado las asociaciones de foraminíferos planctónicos y la susceptibilidad magnética como indicadores paleoclimáticos.

## 4. Contexto geográfico y geológico

### 4.1. Localización geográfica y contexto geológico

La sección del límite D/S y del Selandiense inferior de Zumaia se encuentra situada en la playa de Itzurun, al noreste de la localidad de Zumaia (Guipúzcoa, País Vasco). Sus coordenadas son 43º 17' N / 2º 15' W. Geológicamente está emplazada en la parte oriental del orógeno pirenaico (Montes Vascos o Pirineo Vasco-Cantábrico), que hacia el sur cabalga sobre las cuencas del Duero y del Ebro (Figura 3).

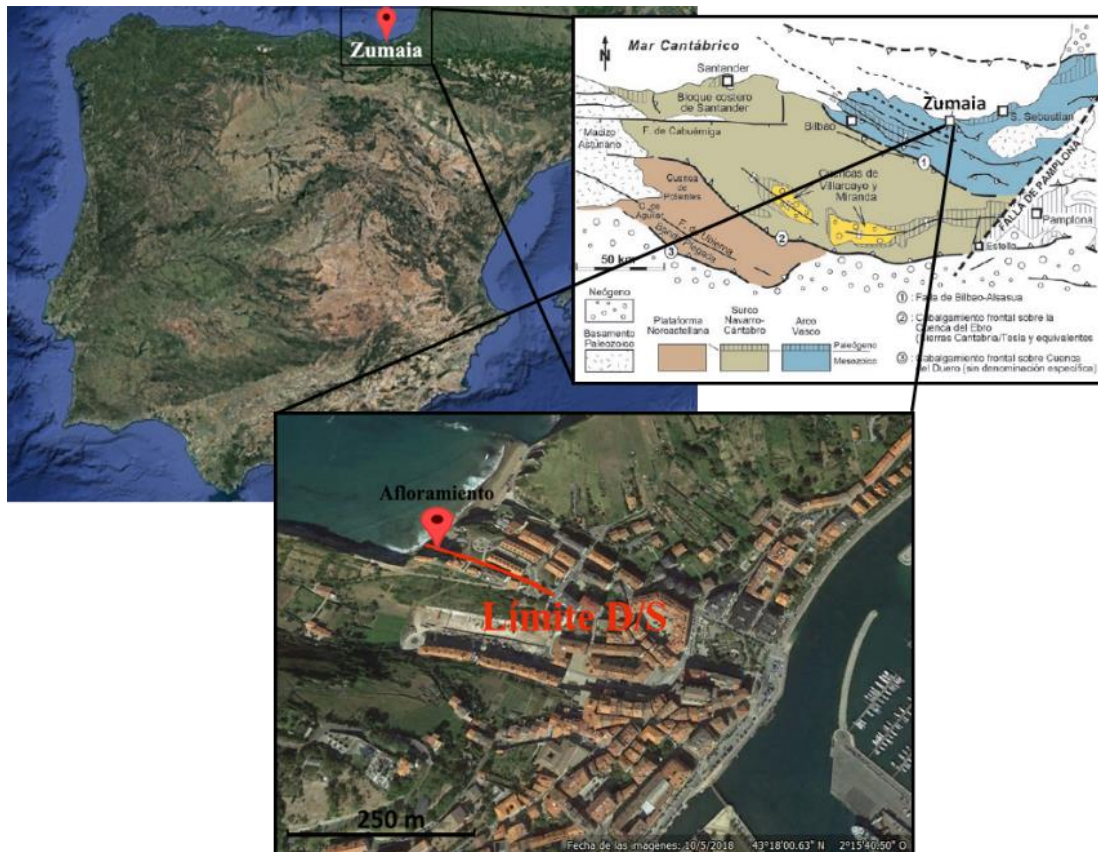


Figura 3. Localización geográfica de Zumaia en la Península Ibérica y contexto geológico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Situación del afloramiento del límite D/S y del Selandiense inferior en la playa de Itzurun de Zumaia. Imágenes de satélite tomadas de Google Earth. El esquema geológico tomado de Robles *et al.* (2014).

Durante el Cretácico y Paleógeno formaba parte de la antigua Cuenca Vasco-Cantábrica. Esta cuenca tiene su inicio en el Pérmico superior y continúa su evolución hasta el Mioceno, pasando por diversas etapas. Las fases de extensión se caracterizan por el desarrollo de varios rifts relacionados con la apertura del Atlántico Norte y el Golfo de Vizcaya. En las etapas de compresión se generaron las cuencas continentales de antepaís e intramontañosas.

El límite D/S se encuentra situado en el límite entre dos formaciones: Fm. Aitzgorri y Fm. Itzurun (Figura 4). La parte superior de la Fm. Aitzgorri se caracteriza por intercalaciones rítmicas de calizas blancas o rosáceas y margocalizas rosas o rojizas, además de finos estratos de turbiditas (Bernaola *et al.*, 2006). Las calizas presentan entre 70 y 95% de  $\text{CaCO}_3$ , mientras que las margas contienen entre 40 y 65% de  $\text{CaCO}_3$  junto a minerales de arcilla como illita, esmectita y clorita. La Fm. Itzurun consiste principalmente en margas y margocalizas grises claros y oscuros, pero la parte basal se caracteriza por una unidad de margas rojizas, de 5,5 metros de espesor y con un contenido de  $\text{CaCO}_3$  entre 35 y 60%. El límite entre las dos formaciones marca el GSSP del límite D/S. El cambio litológico es abrupto, pero sin evidencias de hiato sedimentario entre ellas (Schmitz *et al.*, 2011), por lo que la sucesión del tránsito D-S es aparentemente continua.

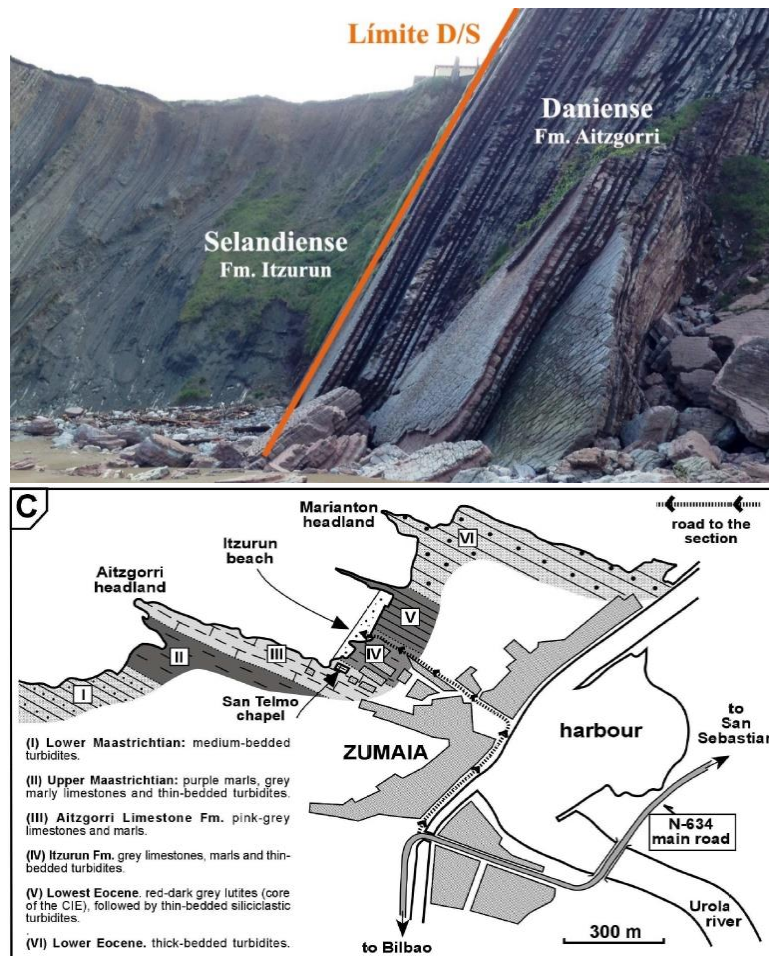


Figura 4. Vista del afloramiento del tránsito D-S de Zumaia (arriba). Mapa geológico del área de Zumaia (abajo), tomado de Schmitz *et al.* (2011).



## 4.2. Estratigrafía

La sección estudiada en este trabajo comprende los últimos 60 cm del Daniense y de la Fm. Aitzgorri, y los primeros 180 cm del Selandiense y de la Fm. Itzurun (Figura 5). La parte daniense consiste en dos intercalaciones de calizas grises claras de unos 10 cm y margas rosas de 15 y 20 cm, haciendo un total de dos ritmos o ciclos estratigráficos. La parte selandiense estudiada consiste en intercalaciones de margas rojizas (5-12 cm) y margocalizas grises claras o rosáceas (3-10 cm). Hay algunos estratos más finos de margas blanquecinas y un nivel de turbiditas siliciclásticas a 25 cm de la base.

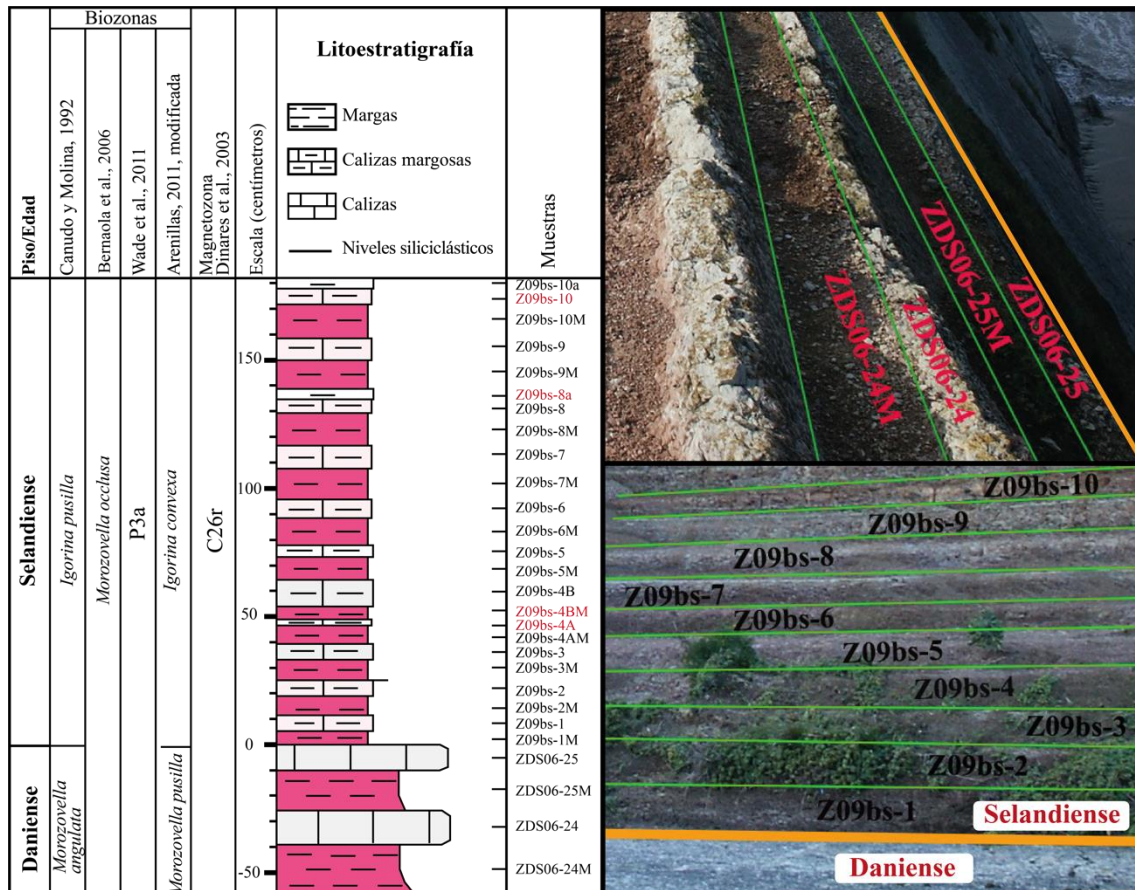


Figura 5. A la izquierda, columna estratigráfica de la sección estudiada, posición de la magnetozone C26r y de las biozonas de diferentes zonaciones de foraminíferos planctónicos (Canudo y Molina, 1992; Orue-Etxebarria *et al.* en Bernaola et al., 2006; Wade *et al.*, 2011; y Arenillas, 2011, modificado), y posición de las muestras estudiadas (muestras en rojo solo estudiadas paleomagnéticamente). A la derecha, imágenes de detalle de la sección estudiada y los niveles de los que proceden las muestras (arriba Daniense y abajo Selandiense; el límite D/S marcado en naranja).

### 4.3. Bioestratigrafía, magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía

El límite D/S está situado en el límite entre las Zonas de *Morozovella pusilla* e *Igorina convexa* de la biozonación de Arenillas (2011, modificada), o en el límite entre las Zonas de *Morozovella angulata* e *Igorina pusilla* de las zonaciones más clásicas de Toumarkine y Luterbacher (1985) y Canudo y Molina (1992). Estas biozonas se corresponden a la Biozona P3a de la biozonación más estandarizada de Wade *et al.* (2011), la cual es también equivalente a la Zona de *Morozovella occlusa* de Orue-Etxebarria *et al.* en Bernaola *et al.* (2006).

La sección estudiada se sitúa en la magnetozona C26r. Esta magnetozona abarca en Zumaia unos 31 ciclos de excentricidad o unos 137 de precesión (Bernaola *et al.*, 2006), pero en este TFG sólo se han estudiado unos 11 ciclos de precesión de 21 ka (2 del Daniense y 9 del Selandiense), es decir, un intervalo de aproximadamente 220 ka, entre 61,45 y 61,66 Ma.

El límite D/S está datado astrocronológicamente en 61,6 Ma y se corresponde aproximadamente con un mínimo de excentricidad corta (y también con un mínimo de excentricidad larga). Según la escala de Tiempo Astronómica de Laskar *et al.* (2004) o La04 (Figura 6), la sección estudiada abarca la mitad de un ciclo de excentricidad larga con los valores más bajos, razón por la cual los ciclos de insolación diaria, modulados por la precesión, son menos acusados. Además, contiene dos ciclos de excentricidad corta y el límite D/S coincide aproximadamente con el mínimo del ciclo de excentricidad más antiguo. Una vez realizada la correlación (ver abajo), es posible ubicar el límite D/S un poco antes de este mínimo de excentricidad corta, permitiendo una datación más precisa de 61,618 Ma.

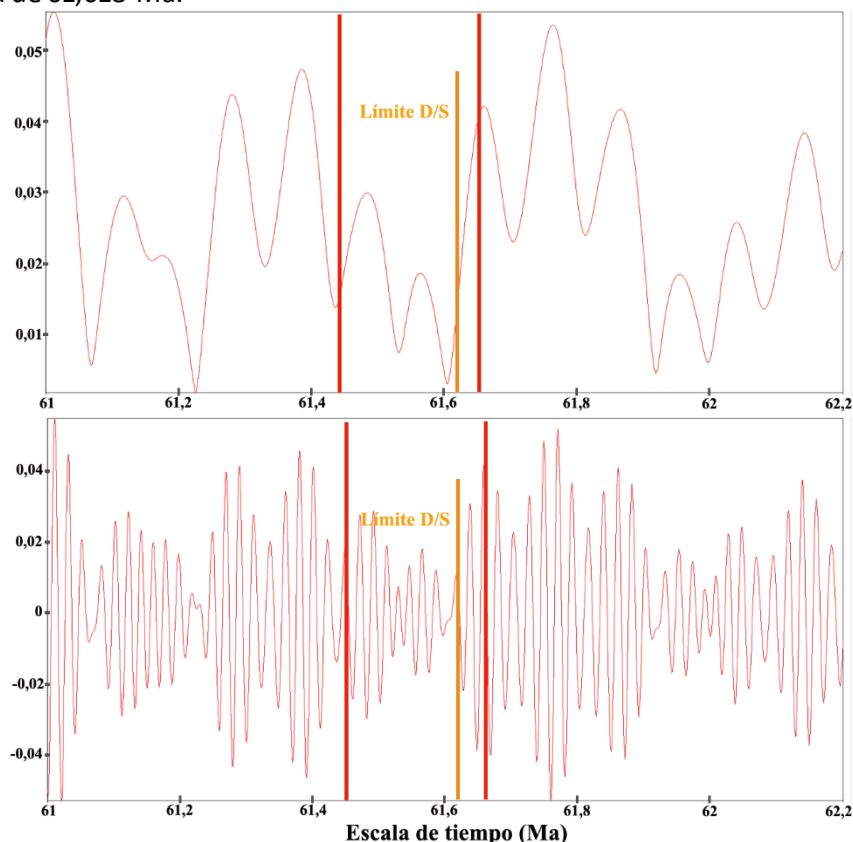


Figura 6. Curvas de excentricidad (arriba) e insolación diaria (abajo) de la Curva Astronómica de Laskar *et al.* (2004) o La04, extraídas del programa AnalySeries 2.0.8. (Paillard *et al.*, 1996). Situación del límite D/S y del intervalo de tiempo estudiado.

## 5. Metodología

Para el análisis micropaleontológico, se estudiaron un total de 24 muestras (12 en estratos más calcáreos y 12 en estratos más margosos). Para el análisis paleomagnético se estudiaron un total de 28 muestras. Para evitar confusiones, en las figuras de correlación de ambos conjuntos de datos se han eliminado aquellas muestras de las que sólo se midió la susceptibilidad magnética.

### 5.1. Métodos micropaleontológicos

Las muestras fueron preparadas mediante la técnica del levigado. Mediante la técnica del triado, fueron extraídos aproximadamente entre 40 y 50 foraminíferos de cada muestra como alícuota representativa para estudios cuantitativos. Posteriormente, los ejemplares fueron identificados a nivel de género. Finalmente, se fotografiaron los ejemplares mejor preservados de las especies más representativas de cada género en el microscopio electrónico de barrido.

#### *5.1.1. Técnica del levigado*

Es la técnica habitual utilizada para separar microfósiles mayores de 63  $\mu\text{m}$ . Para preparar el levigado, primero se realizó una molienda mecánica de la roca con un mortero hasta obtener pequeños fragmentos de 1 centímetro o menos. Después, los fragmentos se introdujeron en un recipiente de plástico y, para disgregarlas, se sumergieron en una solución de  $\text{H}_2\text{O}_2$  durante 12 o 24 horas, bajo una campana extractora de gases. Una vez disgregadas, las muestras se tamizaron y lavaron bajo un flujo de agua corriente a través de una serie de tamices de luz de malla decreciente (>1 mm, >100  $\mu\text{m}$  y >63  $\mu\text{m}$ ). El residuo retenido en los tamices se recogió en botes de plástico convenientemente siglados para su posterior estudio. Tras cada lavado, se procedió a una limpieza exhaustiva de cada tamiz para así poder utilizarlos en el lavado de la siguiente muestra y evitar la contaminación de ejemplares de una muestra a otra. Antes de volver a ser utilizados, los tamices se sumergieron en una solución con azul de metileno para que se tiñeran los posibles ejemplares incrustados en el tamiz. Después de preparar cada muestra, se dejaron secar en un horno a menos de 50°C, para eliminar la humedad restante.

#### *5.1.2. Técnica del triado*

La técnica del triado en micropaleontología consiste en la separación de microfósiles desde la muestra levigada, para obtener alícuotas estadísticamente representativas de las asociaciones de especies. En este trabajo, se separaron entre 40 y 50 ejemplares de foraminíferos planctónicos de cada muestra en la fracción de tamiz >100  $\mu\text{m}$ , con el objetivo de estimar las abundancias relativas de los diferentes géneros y calcular el índice C/F (ver abajo).

Para realizar el triado micropaleontológico, se utilizó un microcuarteador, una bandeja cuadrículada, un pincel y un estereomicroscopio. Tras ser cuarteada usando un microcuarteador tipo Otto, la fracción de muestra cuarteada se esparció por la bandeja uniformemente, intentando que los microfósiles no se amontonaran y estuvieran todos a la vista. La bandeja está dividida en cuadrados, lo que facilita seguir un orden concreto para triar los microfósiles. Posteriormente, a través del estereomicroscopio, se separaron entre 40 y 50 ejemplares de cada muestra y se guardaron en celdillas micropaleontológicas cuadrículadas y numeradas, para su posterior identificación taxonómica a nivel de género. Hubo algunas muestras (Z09bs-1, Z09bs-7M y especialmente Z09bs-8M) que, debido a la escasa abundancia de foraminíferos planctónicos, no se pudo llegar a 40 ejemplares, incluso tras triar toda la muestra. Para el triado y la identificación taxonómica se utilizó un estereomicroscopio Nikon SMZ-2T.

### *5.1.3. Microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM)*

Para obtener imágenes de alta resolución, algunos ejemplares de especies representativas de los géneros estudiados fueron fotografiados con un microscopio electrónico de barrido (SEM en siglas inglesas) en el Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Zaragoza. Antes de fotografiarlos, los ejemplares se montaron en un portamuestras con cinta de carbono. Para obtener mayor resolución, previamente los ejemplares se recubrieron en oro en una cámara de vacío. Para realizar las fotos, se utilizó específicamente un Zeiss MERLIN *Field Emission Scanning Electron Microscope* (FESEM), que permite obtener imágenes 3D de los ejemplares. Para ello, se focaliza una sonda muy fina de electrones sobre la superficie y se hace un barrido siguiendo un patrón de líneas paralelas. Dentro de la lente, hay unos detectores que permiten una gran resolución y ayudan en el rendimiento.

En este trabajo se ha usado el FESEM para obtener imágenes de alta resolución de los mejores ejemplares de cada género. De cada ejemplar se sacaron imágenes de sus vistas más representativas: lados umbilical, axial y espiral para especies trocoespiraladas, y lados frontal y lateral para biseriadas.

## 5.2. Métodos paleomagnéticos

### *5.2.1. Preparación de las muestras*

Para medir la susceptibilidad magnética (SM), primero se seleccionó un pequeño fragmento de roca de cada muestra y se midió la masa y el volumen de cada una de ellas. Los fragmentos de cada muestra se pesaron en seco y húmedo (en gramos). Para ello, se usó una balanza de precisión CB Complet (COBOS) y un vaso de precipitados lleno de agua. Tras pesar en seco en la balanza, se ató cada muestra a un gancho y se sumergió en el agua, para después volver a medir otra vez su peso esta vez húmedo. A partir de los dos pesos se obtuvieron el volumen y la densidad, usando las siguientes fórmulas:

$$\text{Volumen (l)} = \text{Peso seco(g)} - \text{Peso húmedo(g)}$$

$$\text{Densidad(g/l)} = \frac{\text{Peso seco(g)}}{\text{Volumen(l)}}$$

### 5.2.2. Medición de la susceptibilidad magnética (SM)

La susceptibilidad magnética (SM) se midió con un susceptómetro del modelo Kappabridge KLY3S-CS2 (AGICO). Es uno de los susceptómetros más sensibles que existen para medir la susceptibilidad magnética y la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS en siglas inglesas), especialmente útil para medir campos magnéticos variables débiles como los carbonatos. En él se introdujo cada muestra, y tras introducir en la aplicación los valores de volumen y densidad, se midió la SM en masa. Para ello, el susceptómetro aplica un campo alterno de 300 A/m con una frecuencia de 875 Hz y mide la magnetización inducida en la roca normalizada con el volumen.

## 5.3. Indicadores paleoclimáticos y cicloestratigráficos

### 5.3.1. Indicadores micropaleontológicos

Los cambios climáticos han quedado bien reflejados en el registro micropaleontológico, especialmente en los medios oceánicos, permitiendo analizar no sólo eventos paleoclimáticos sino también variaciones paleoclimáticas provocadas por los ciclos orbitales. Los foraminíferos planctónicos son de gran utilidad para analizar estos cambios climáticos, ya que son muy sensibles a los cambios de temperatura en la superficie oceánica. Como indicador paleoclimático en micropaleontología, se suele utilizar el índice C/F (cálido/frío), en este TFG, con foraminíferos planctónicos. Para ello, se compara la abundancia relativa (%) de las especies tropicales-subtropicales con respecto al total. Un índice C/F alto se relaciona con una mayor temperatura y uno bajo con una menor, y los máximos y mínimos del índice C/F pueden ser equivalentes con los máximos y mínimos de insolación media provocados por los ciclos de precesión.

El índice C/F se obtiene de la siguiente fórmula:

$$\frac{C}{F} = \frac{C}{C + F} * 100$$

siendo C el número de ejemplares pertenecientes a géneros tropicales-subtropicales, y el F el número de ejemplares pertenecientes a géneros cosmopolitas.

Los géneros identificados se distribuyen paleogeográficamente de la siguiente manera (Olsson et al., 1999; Arenillas, 2011, 2012):

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

Para la identificación de los géneros de foraminíferos planctónicos del tránsito D-S, que aparecen en la Figura 7, se han utilizado los siguientes criterios diagnósticos (Olsson et al., 1999; Arenillas, 2011, 2012):

- *Acarinina* Subbotina 1953: conchas trocoespiraladas umbilicoconvexas, cámaras de forma subcónica o hemisférica y periferia redondeada a subangulosa, abertura en posición umbilical-extraumbilical, pared muricada.
- *Chiloguembelina* Loeblich & Tappan, 1956: conchas biseriadas, cámaras con forma globular u ovaladas y periferia redondeada a subangulosa, abertura en posición basal, pared pustulada.
- *Morozovella* McGowran 1964: conchas trocoespiraladas umbilicoconvexas, cámaras con forma subcónica y periferia angulosa con muricocarena, abertura en posición umbilical- extraumbilical, pared muricada.
- *Igorina* Davidzon 1976: conchas trocoespiraladas biconvexas, cámaras con forma subcónica angular y periferia subangulosa a angulosa a veces con muricocarena poco desarrollada, abertura en posición intraumbilical- extraumbilical, pared muricada.
- *Globanomalina* Haque 1956: conchas trocoespiraladas biconvexas, cámaras con forma ovalada y periferia angulosa con carena, abertura en posición umbilical- extraumbilical, pared lisa punteada.
- *Luterbacheria* Canudo, 1994: conchas trocoespiraladas biconvexas, cámaras con forma ovalada y periferia angulosa con carena, abertura en posición umbilical- extraumbilical, pared lisa punteada.
- *Parasubbotina* Olsson, Hemleben, Berggren & Liu 1992: conchas trocoespiraladas globigeriniformes, cámaras globulares y periferia redondeada, abertura en posición umbilical-extraumbilical, pared reticulada espinosa.
- *Subbotina* Brotzen & Pozaryska 1961: conchas trocoespiraladas globigeriniformes, cámaras globulares y periferia redondeada, abertura en posición intraumbilical a umbilical-extraumbilical, pared reticulada espinosa.

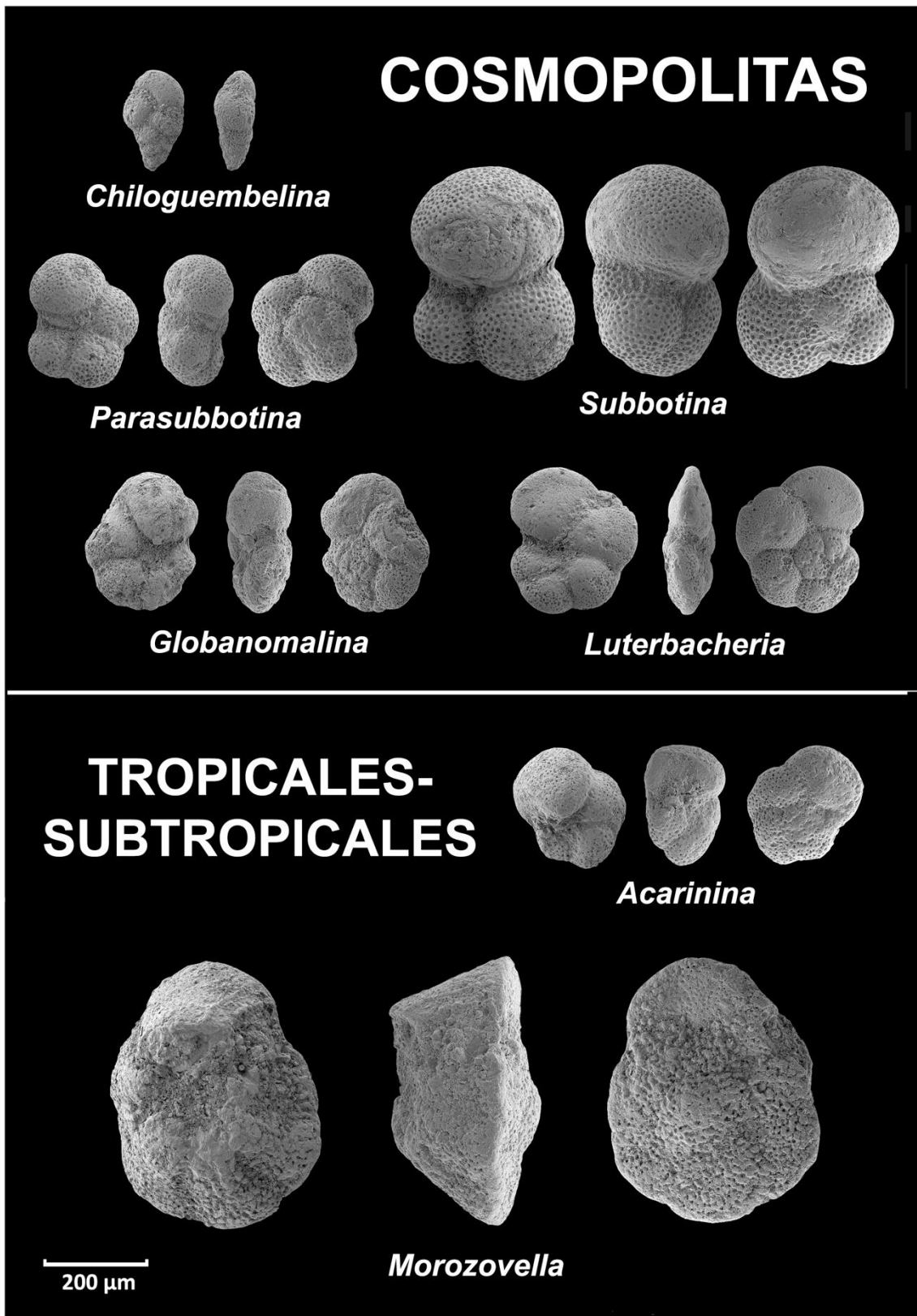


Figura 7. Imágenes del SEM de ejemplares de especies pertenecientes a los géneros identificados en este TFG: *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman, 1940), *Parasubbotina quadrilocula* Blow, 1979, *Subbotina triloculinoides* (Plummer, 1926), *Globanomalina compressa* (Plummer, 1926), *Luterbacheria ehrenbergi* (Bolli, 1957), *Acarinina praeaequa* Blow, 1979, y *Morozovella conicotruncata* (Subbotina, 1947).

### 5.3.2. Indicadores paleomagnéticos

La susceptibilidad magnética (SM) es la medida cuantitativa de la capacidad que tiene un material de ser magnetizado en presencia de un campo magnético externo (Soto, 2016). Según esta propiedad, existen tres tipos de materiales: diamagnéticos (susceptibilidad negativa), paramagnéticos (susceptibilidad positiva pero débil) y ferromagnéticos (susceptibilidad positiva pero elevada). Los materiales estudiados (calizas y margas) están esencialmente compuestos de minerales diamagnéticos (e.g., calcita, cuarzo, ...), pero entre sus componentes hay materiales magnetizables. Estos no solo incluyen minerales ferromagnéticos (e.g., magnetita, ilmenita, ...), sino también minerales paramagnéticos (e.g., hematites, pirita, minerales de la arcilla, ...).

La SM es uno de los principales indicadores utilizados en magnetismo ambiental, que busca vincular las propiedades magnéticas de los minerales con los procesos ambientales que los controlan (Liu *et al.*, 2012). Debido a que los ciclos orbitales de Milankovitch provocan cambios en la cantidad de insolación diaria que recibe la superficie terrestre y esta influye en las condiciones climáticas como la humedad y las precipitaciones, la SM puede ser utilizada en cicloestratigrafía paleoclimática (Omar *et al.*, 2021). La tendencia cíclica de la SM en el registro estratigráfico se debe a que los cambios climáticos modulados por los ciclos orbitales controlan la cantidad y composición de los sedimentos que llegan al mar. La mayor o menor erosión/meteorización en continente provoca una mayor o menor llegada de material detrítico al medio marino, y luego se redistribuyen por las corrientes oceánicas. De esta manera, los incrementos de la SM en los sedimentos marinos se deben a un aumento del aporte de material detrítico desde el continente, incluyendo más minerales ferromagnéticos y paramagnéticos, el cual a su vez está provocado por un aumento de la humedad y de las precipitaciones que ocasiona una mayor meteorización y erosión continental (Ellwood *et al.*, 2004, 2008; Mead *et al.*, 1986). Podemos deducir, por tanto, que la SM se incrementa con el aumento de las precipitaciones (Ellwood *et al.*, 2008). Normalmente una SM alta se relaciona con climas más cálidos y húmedos (Pfeifer *et al.*, 2020).

No obstante, la SM también depende del contenido en  $\text{CaCO}_3$  (Ellwood *et al.*, 2008), porque un menor contenido en  $\text{CaCO}_3$  en los sedimentos, ya sea por un menor aporte de carbonatos o por un aumento de la disolución diagenética, provoca un aumento en el peso relativo de los minerales ferromagnéticos.

Por último, la SM también guarda relación con el nivel del mar (Whalen y Day, 2010). Una SM alta se asocia con cortejos de nivel alto tardío, de nivel bajo y transgresivos tempranos, mientras que una baja se asocia con cortejos de nivel alto temprano y transgresivos tardíos (cuando el nivel del mar está subiendo hasta el máximo). La SM aumenta en el primer tipo de cortejos porque el nivel del mar está bajo y la línea de costa avanza hacia el mar, facilitando el retrabajamiento del material siliciclástico previamente depositado y un mayor aporte continental al océano (Whalen y Day, 2010).



## 6.Resultados

La evolución del índice C/F y de la SM a través del intervalo estratigráfico estudiado se representan en las Figuras 8 y 9, y los datos en las que se basan en las tablas de los Anexos 1 y 2.

### 6.1. Foraminíferos planctónicos

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos identificados en la parte daniense estudiada de Zumaia están dominados por el género tropical-subtropical *Morozovella* (39-47%), seguido por el género cosmopolita *Subbotina* (31-39%). Salvo en algunos intervalos estratigráficos, esta situación se invierte en la parte selandiense estudiada, donde *Subbotina* es el género predominante (40-80%), seguido del también cosmopolita *Parasubbotina* (20-60%).

La media del índice C/F en la parte daniense estudiada es de 44,7% y desciende bruscamente en el intervalo selandiense, cuya media es de 23,4% (Tabla 1). El descenso parece más acusado si se tiene en cuenta la última muestra del Daniense (ZDS06-25), con un índice C/F = 44,4% y la primera del Selandiense (Z09bs-1M), con un índice C/F = 18,8%.

Los valores más bajos del índice C/F se dan en las muestras selandienses Z09bs-2 (2%), Z09bs-3 (4,2%) y Z09bs-5 (2,1%). Hay un intervalo estratigráfico selandiense donde el índice C/F aumenta de forma relevante, volviendo a alcanzar valores similares a los del Daniense (e.g., Z09bs-7 = 42%) o incluso superándolos (Z09bs-8 = 66,67%).

Teniendo en cuenta estas tendencias en los valores del índice C/F, se han identificado 4 intervalos evaluando la tendencia del índice C/F a lo largo del tramo estudiado, 1 en el Daniense y 3 en el Selandiense. Estos intervalos, de más antiguo a reciente, son: DN-A, SL-A, SL-B y SL-C. Los intervalos DN-A y SL-B tienen medias del índice C/F más elevadas, en torno a los 45% mientras que SL-A y SL-C las tienen más bajas, en torno a 15%. Los primeros pueden ser interpretados como episodios más cálidos y los segundos como episodios más fríos. Como se puede ver en la Tabla 1, las medias del índice C/F son muy parecidas entre los intervalos parejos. En el intervalo SL-A se reconocen dos subintervalos con el índice C/F más elevado, uno en la parte media (entre muestras Z09bs-4B y 5M) y otro en la parte superior (a partir de Z09bs-6M), que pueden ser interpretados como subepisodios más cálidos dentro del contexto general más frío del episodio SL-A.

Intervalos del índice C/F					
Intervalos		Primera muestra	Última muestra	Media (%)	
<b>Daniense</b>	DN-A	ZDS06-24M	ZDS06-25	44,7	
<b>Selandiense</b>	SL-A	Z09bs-1M	Z09bs-7M	23,4	16,2
	SL-B	Z09bs-7	Z09bs-9		45,8
	SL-C	Z09bs-10M	Z09bs-10a		14,5

Tabla 1. Intervalos diferenciados según las tendencias del índice C/F y el valor medio del índice C/F en el Daniense, en el Selandiense y en cada uno de los intervalos.

También se ha evaluado la correlación entre los ritmos margas-calizas con los máximos y mínimos del índice C/F, los cuales pueden ser interpretados como etapas más cálidas y más frías. Por lo general, los estratos más calcáreos (calizas y margocalizas) se corresponden con etapas más frías y los más margosos (margas) con etapas más cálidas. Sin embargo, hay un intervalo estratigráfico en el Selandiense (entre las muestras Z09bs-6M y Z09bs-9, representado en gris en la Figura 10) que presentan un escenario inverso, siendo los estratos más calcáreos los que se corresponden con etapas más cálidos y los más margosos con etapas más frías, denominado como SL-I.

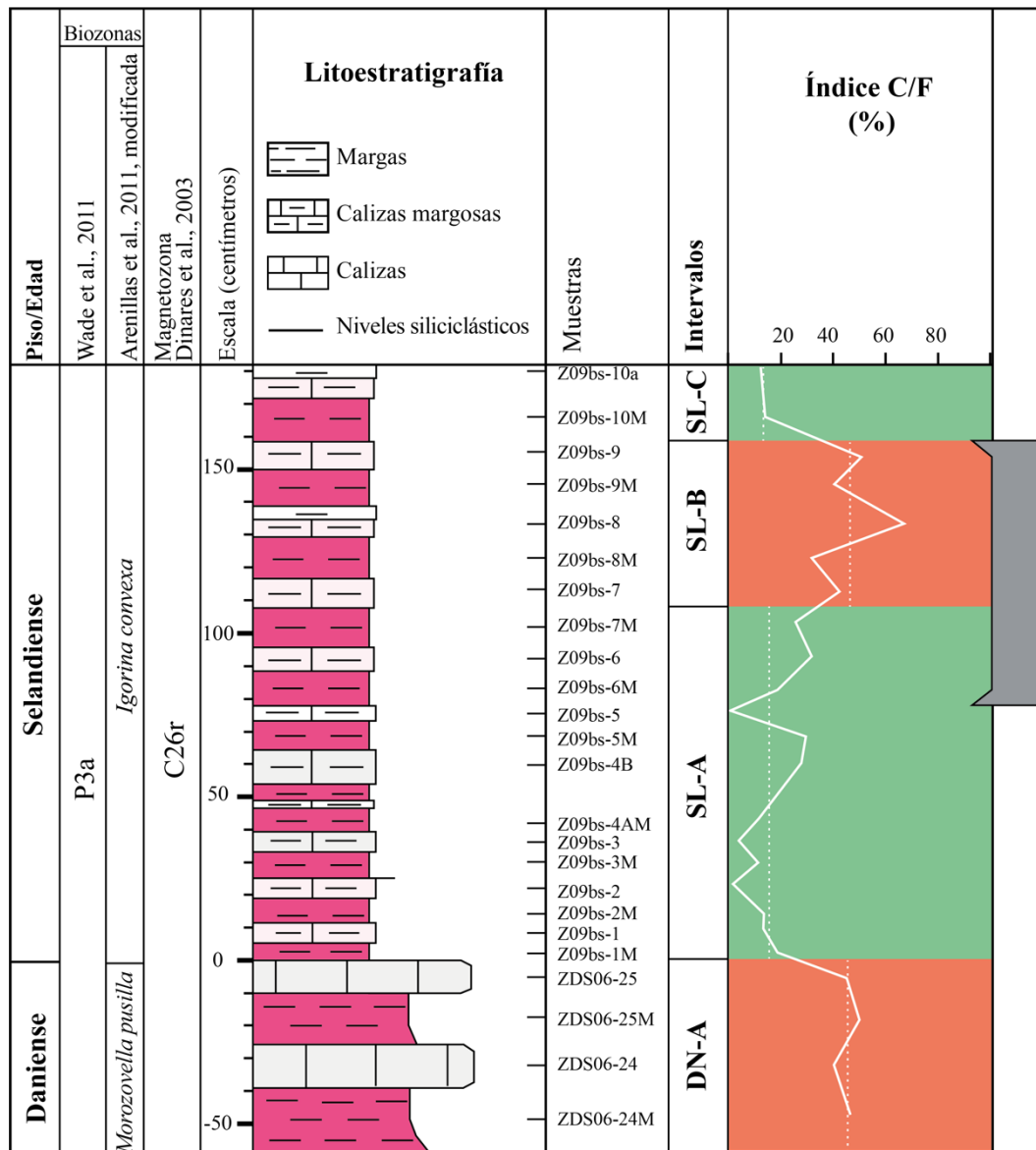


Figura 8. Curva de evolución del índice C/F en la sección D-S estudiada y posición de los intervalos reconocidos en este trabajo de acuerdo a sus tendencias: DN-A, SL-A, SL-B y SL-C. En sombreado naranja, se indican los intervalos considerados como los más cálidos, y en sombreado verde los más fríos. En sombreado gris, se indica el intervalo SL-I (ver texto). Las líneas discontinuas indican el valor de la media del índice C/F en cada intervalo.

## 6.2. Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética (SM) tiene sus valores más bajos en el Daniense, con un mínimo de  $2,32 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  y un máximo de  $3,22 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , con una media de  $2,783 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . A partir del Selandiense, la SM aumenta considerablemente, con una media de  $5,99 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . El aumento en el límite D/S parece más acusado si se tienen en cuenta la última muestra del Daniense (ZDS06-25), con una  $SM = 2,75 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  y la primera del Selandiense (Z09bs-1M), con una  $SM = 7,00 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Aunque en el Selandiense se reconocen varios aumentos y descensos, nunca disminuye lo suficiente para igualar los valores observados en el Daniense. En el Selandiense, el valor mínimo es de  $4,16 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  (en Z09bs-8) y el máximo es de  $1,09 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$  (en Z09bs-10M).

Teniendo en cuenta estas tendencias en los valores de la SM, se han delimitado 5 intervalos (Tabla 2): 1 en el Daniense (DN-1) y 4 en el Selandiense (SL-1, SL-2, SL-3 y SL-4). El intervalo DN-1, correspondiente con el Daniense, tiene los valores más bajos con una media de  $2,78 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , que pueden ser interpretados como un clima más árido. Los intervalos SL-1 y SL-3 tienen valores que doblan a los del Selandiense, con medias de  $5,75 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  y  $4,63 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  respectivamente, los cuales pueden ser interpretados como un clima más húmedo. Los intervalos SL-2 y SL-4 tienen los valores medios de SM más altos, con medias de  $7,86 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  y  $7,77 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  respectivamente, por lo que se han interpretado como los intervalos con el clima más húmedo. A diferencia del índice C/F, los términos más margosos del ritmo caliza-marga se corresponden por lo general con las etapas más húmedas y no se observa ningún intervalo donde se invierta este escenario de manera continuada.

Intervalos de la SM					
Intervalos		Primera muestra	Última muestra	Media ( $\text{m}^3/\text{kg} \cdot 10^{-8}$ )	
Daniense	DN-1	ZDS06-24M	ZDS06-25	2,783	
Selandiense	SL-1	Z09bs-1M	Z09bs-5	5,99	5,749
	SL-2	Z09bs-6M	Z09bs-8M		7,864
	SL-3	Z09bs-8	Z09bs-9M		4,63
	SL-4	Z09bs-9	Z09bs-10a		7,774

Tabla 2. Intervalos diferenciados según las tendencias de la SM y el valor medio de la SM en el Daniense, en el Selandiense y en cada uno de los intervalos.

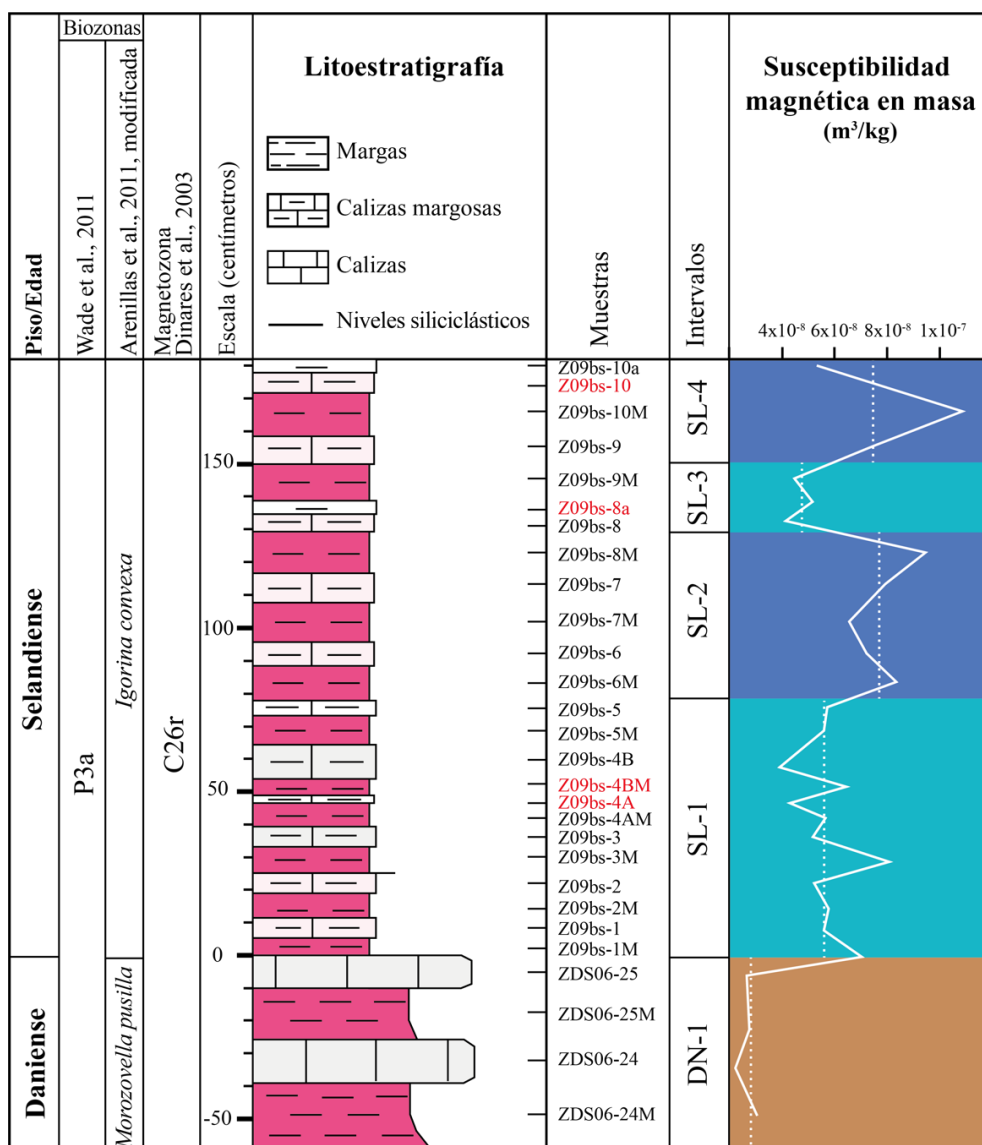


Figura 9. Curva de evolución de la susceptibilidad magnética (SM) en la sección D-S estudiada y posición de los intervalos reconocidos en este trabajo: DN-1, SL-1, SL-2, SL-3 y SL-4. En sombreado marrón, se indican los intervalos considerados como los más áridos, y en sombreado azul los más húmedos (en azul oscuro, los intervalos en los que la humedad es máxima). Las líneas discontinuas marcan el valor de la media de la SM en cada intervalo.

## 7. Discusión

Antes de realizar la reconstrucción paleoambiental del límite D/S y Selandiense inferior de Zumaia, debo puntualizar el contexto climático global y regional. El tránsito D-S ocurre en un estado climático global de tipo *greenhouse* (invernadero), que abarca desde el Cretácico hasta el tránsito Eoceno-Oligoceno (Huber *et al.*, 2018). Además de no existir casquetes polares, la banda climática tropical-subtropical estaba más expandida que en la actualidad, abarcando las latitudes de Zumaia y de la Cuenca Vascocantábrica. No obstante, durante el Paleoceno, Zumaia y la Cuenca Vascocantábrica se encontraban casi desconectadas del dominio tetisiano (Vera, 2004), por lo que el clima regional estaba más influenciado por las corrientes oceánicas del Atlántico Norte.

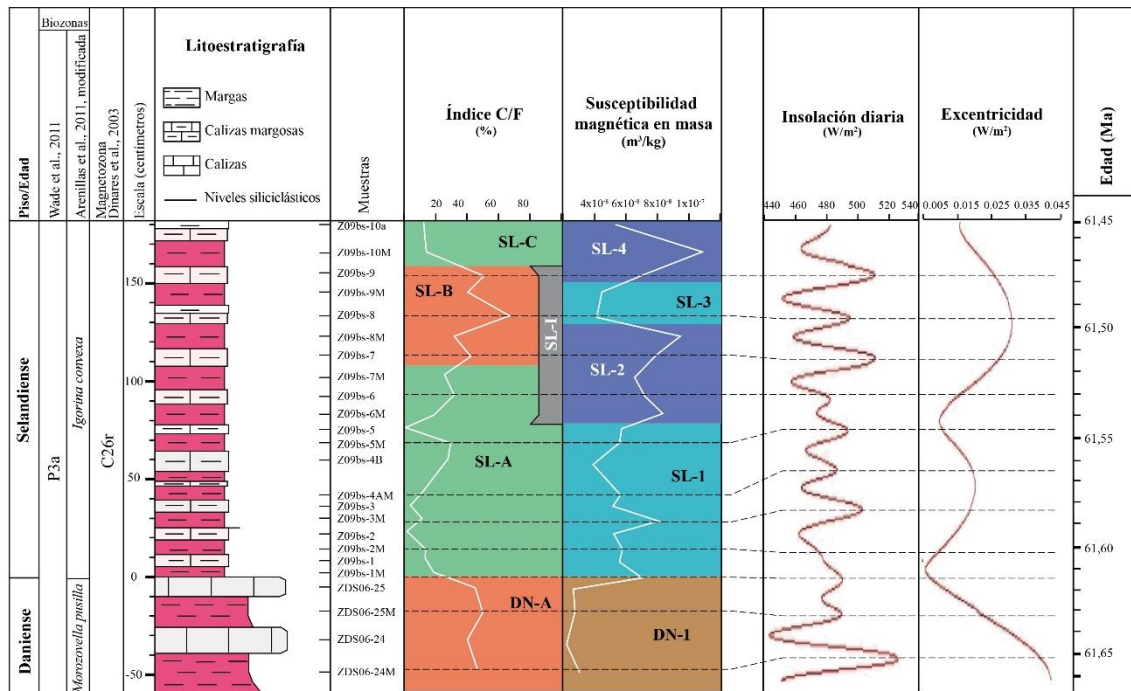


Figura 10. Correlación cicloestratigráfica y astrocronológica de las curvas e intervalos del índice C/F y de la SM y las Curvas Astronómicas La04 de excentricidad e insolación diaria.

## 7.1. Evento paleoclimático del límite D/S

El brusco descenso del índice C/F con foraminíferos planctónicos y el brusco aumento de la SM en el límite D/S reconocidos en Zumaia (ver arriba), sugieren que el clima local o regional se tornó más frío y húmedo en el Selandiense temprano respecto al Daniense tardío. Esta conclusión está de acuerdo con lo propuesto en la sección de Zumaia por Arenillas *et al.* (2008) y Storme *et al.* (2014). Estos autores reconocieron en Zumaia un brusco descenso de la productividad oceánica, al menos a nivel regional, como consecuencia de un enfriamiento climático. Por su parte, Storme *et al.* (2014) reconocieron un importante desacoplamiento entre los valores del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  (descenso) y los del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (ascenso) durante el CIE-DS2, que interpretaron como un brusco enfriamiento climático.

Por otro lado, el brusco aumento de la SM en el límite D/S se puede interpretar como un aumento de la humedad y precipitaciones en el clima local o regional, que provocó una mayor erosión y meteorización en el continente y un mayor aporte de minerales ferro- y paramagnéticos al océano. No obstante, una parte importante del aumento de la SM pudo estar ocasionada por el descenso de la productividad oceánica y, por tanto, de la producción de carbonato biogénico (esqueletos calcáreos de nanofósiles y foraminíferos planctónicos). La abaja abundancia de ejemplares de foraminíferos planctónicos en las muestras del Selandiense inferior puede estar relacionada con este descenso en la productividad oceánica. Esto explicaría también el cambio litológico en el límite D/S, que pasan de más calcáreos a más siliciclásticos, así como el descenso del %CaCO<sub>3</sub> en los sedimentos selandienses, provocando una mayor concentración de los minerales ferro- y paramagnéticos. Por otro lado, otra parte del aumento de la SM en el Selandiense inferior de Zumaia pudo estar ocasionado por la bajada relativa del nivel del mar propuesta a nivel regional (Bernaola *et al.*, 2006) y que permitió acercar aún más

Zumaia a la paleocosta y, por tanto, aumentar el aporte de minerales ferro- y paramagnéticos de origen continental al océano.

## 7.2. Ciclicidad paleoclimática en la frecuencia de precesión y de excentricidad

La ciclicidad litoestratigráfica en Zumaia ha sido atribuida a la precesión, de tal forma que cada ritmo marga-caliza corresponde a un ciclo de precesión de aproximadamente 21 ka (Bernaola *et al.*, 2006; Schmitz *et al.*, 2011). La SM sugiere que los intervalos más margosos representan las etapas climáticamente más húmedas del ciclo. El índice C/F con foraminíferos planctónicos ha permitido deducir que los intervalos más margosos representan etapas climáticamente más cálidas, excepto en el intervalo SL-I, donde el escenario se invierte, siendo los intervalos más calcáreos las etapas climáticamente más cálidas. Este intervalo coincide aproximadamente con el intervalo cálido SL-B, aunque también abarca la parte superior más cálida del intervalo frío SL-A. Una posible explicación de la inversión en el intervalo SL-I puede ser que, en el contexto climáticamente más frío del Selandiense, los máximos de temperatura incrementarían la productividad oceánica y la producción de carbonato biogénico, provocando el depósito de sedimentos más calcáreos. En cualquier caso, los máximos del índice C/F han sido correlacionados con los máximos de insolación diaria de la Curva Astronómica La04 (Laskar *et al.*, 2004), modulados por la precesión (Figura 10).

Por otro lado, los intervalos reconocidos mediante el índice C/F parecen estar modulados por los ciclos de excentricidad corta (100 ka). Los intervalos cálidos DN-A y SL-B coinciden aproximadamente con máximos de excentricidad corta del tránsito D-S, y los intervalos fríos SL-A y SL-C son mínimos. El intervalo frío SL-A también abarca el primer máximo de excentricidad corta del Selandiense, pero como se puede ver en la figura 10, este máximo es muy suave y la excentricidad se mantiene relativamente baja. El subintervalo más cálido identificado en la parte media de SL-A (muestras Z09bs-4B y 5M) puede estar relacionado con un evento de calentamiento climático identificado por Storme *et al.* (2014) en Zumaia a unos 50 cm por encima del límite D/S. Ellos lo describieron como un corto evento hipertermal, pero los datos del índice C/F parecen descartar esta hipótesis.

El evento de enfriamiento ocurrido en el límite D/S (= límite DN-A / SL-A) puede ser explicado en parte porque coincide, no sólo con un mínimo de excentricidad corta, sino también con un mínimo de excentricidad larga (400 ka), que en la Curva Astronómica La04 queda reflejado por la suavidad del primer máximo de excentricidad del Selandiense.

En cuanto a la SM, no parece haber una correlación clara con la Curva Astronómica La04, aunque los máximos y mínimos de excentricidad parecen corresponderse con algunos límites de los intervalos seleccionados, que pueden ser los desencadenantes de los cambios de tendencia de la SM. Por ejemplo, los intervalos especialmente húmedos SL-2 y SL-4 parecen coincidir aproximadamente con los mínimos del último ciclo de excentricidad corta y el límite D/S o límite DN-1/SL-1, momento en el que se produce un aumento brusco de la humedad, coincide con el primer mínimo de excentricidad estudiado.

## 8. Conclusiones

Mediante el estudio del índice cálido frío (C/F) con foraminíferos plantónicos y de la susceptibilidad magnética (SM), se ha realizado una reconstrucción paleoclimática y paleoambiental del límite Daniense/Selandiense (D/S) y del Selandiense inferior en la sección de Zumaia (intervalo entre 61,66 y 61,45 Ma).

Se ha reconocido un brusco descenso del índice C/F y un aumento de la SM en el límite D/S, sugiriendo que durante el Selandiense temprano el clima se tornó más frío y húmedo en Zumaia. Este enfriamiento climático en el límite D/S coincide con mínimos tanto de excentricidad corta (100 Ka) como de la larga (400 Ka), por lo que puede establecerse una relación causa-efecto. Además, coincide con una bajada relativa del nivel del mar en la Cuenca Vasco-Cantábrica y el descenso de la productividad oceánica y de la producción de carbonato biogénico propuesto por otros autores, lo que puede explicar el brusco cambio litológico (de calizas blancas a margas rojizas) y, parcialmente, el aumento de la SM que se produce en el límite D/S.

Las variaciones del índice C/F y de la SM en el tránsito D-S se han correlacionado también con los ciclos de excentricidad corta y de precesión. Esta correlación ha permitido datar astrocronológicamente el límite D/S con más precisión, en 61,618 Ma. Se conoce desde hace tiempo que los ritmos marga-caliza de la sección de Zumaia corresponden a ciclos de precesión (21 Ka). Según el índice C/F y la SM, los niveles más margosos se corresponden por lo general con etapas más cálidas y húmedas, y los niveles más calcáreos con etapas más frías y áridas. Por esta razón, los niveles más margosos se han correlacionado con los máximos de insolación diaria, modulados por la precesión, de la Curva Astronómica La04. No obstante, existe un intervalo (SL-I) en el Selandiense inferior en el que la situación se invierte con el índice C/F, y los niveles más calcáreos se corresponden con las etapas más cálidas del ciclo de precesión, posiblemente debido a incrementos de la producción de carbonato biogénico provocados por las etapas más cálidas dentro del contexto más frío del Selandiense temprano.

Según el índice C/F, se han definido 4 intervalos en el tránsito D-S de Zumaia: 1 en el Daniense (DN-A) y 3 en el Selandiense (SL-A, SL-B y SL-C). Los intervalos DN-A y SL-B se corresponden con episodios más cálidos, y los intervalos SL-A y SL-C con episodios más fríos. Los dos primeros coinciden aproximadamente con el primer y el último máximo de excentricidad corta estudiado, por lo que se puede establecer una relación causa-efecto. El intervalo frío SL-A abarca dos mínimos de excentricidad corta, pero también el primer máximo de excentricidad corta del Selandiense, el cual se caracteriza por ser muy suave con una excentricidad relativamente baja.

Según la SM, se han definido 5 intervalos: 1 en el Daniense (DN-1), que se corresponde a un episodio más árido, y 4 en el Selandiense (SL-1, SL-2, SL-3 y SL-4), que se corresponden a episodios más húmedos. Los intervalos SL-2 y SL-4 se corresponden a máximos de humedad dentro del contexto de clima húmedo del Selandiense temprano. Estos intervalos, así como el límite DN-1/SL-1 (o límite D/S) coinciden aproximadamente con mínimos de excentricidad corta.

## 9. Referencias

- 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. (1994): 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., Arz, J. A. y Gilabert, V. (2018): Blooms of aberrant planktic foraminifera across the K/Pg boundary in the Western Tethys: causes and evolutionary implications. *Paleobiology*, 44 (3): 460-489.
- Bernaola, G., Baceta, J., Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Apellaniz, E. (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, 82 p.
- Bernaola, G., Martín-Rubio, M., y Baceta, J.I. (2009): New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian/Selandian transition at the Zumaia section: comparison with South Tethys and Danish sections. *Geologica Acta*, 7(1-2): 79-92.
- 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.
- 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 (2): 511-533.
- Hilario, A. (2012): *El biotopo del Flysch*. Diputación Foral de Gipuzkoa. 244 p.
- Hilario, A., Mendiola, I., y Zulaika, J. (2013): Guía y georutas del Biotopo Litoral Deba Zumaia; diseño, formatos y niveles de información para la interpretación del Geoparque de la Costa Vasca. *Patrimonio geológico, un recurso para el desarrollo (Cuadernos del Museo Geominero, nº 15)*. Instituto Geológico y Minero de España, 83-93.
- Huber, B.T., MacLeod, K.G., Watkins, D.K. y Coffin, M.F. (2018): The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Global and Planetary Change*, 167: 1-23.



- Ellwood B., Harrold, F. B., Benoist, S. L., Thacker, P., Otte, M., Bonjean, D., Long, G.J., Shahin, A. M., Hermann, R.P. y Grandjean, F. (2004): Magnetic susceptibility applied as an age-depth-climate relative dating technique using sediments from Scladina Cave, a Late Pleistocene cave site in Belgium. *Journal of Archaeological Science*, 31, (3): 283-293.
- Ellwood B., Tomkin J., Febo L. y Stuart Jr. C. (2008): Time series analysis of magnetic susceptibility variations in deep marine sedimentary rocks: A test using the upper Danian–Lower Selandian proposed GSSP, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261, (3–4): 270-279.
- 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.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., y Oldfield, F., (2012): Environmental magnetism: Principles and Applications. *Reviews of Geophysics*, 50, <https://doi.org/10.1029/2012RG000393>.
- Mead, G. A., Tauxe, L. y LaBrecque, J.L. (1986): Oligocene paleoceanography of the South Atlantic: Paleoclimatic implications of sediment accumulation rates and magnetic susceptibility measurements. *Paleoceanography*, 1(3): 273-284.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñeton, G. y 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. *Episodes*, 32(2): 84-95.
- Nielsen, S.B., Thomsen, E., Hansen, D.L. y Clausen, O.R. (2005): Platewide stress relaxation explains European Palaeocene basin inversions. *Nature*, 435: 195-198.
- Olsson, R., Hemleben, C., Berggren, W. y Huber, B. (1999): Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. Smithsonian Institution Press, Washington D.C., *Smithsonian contributions to paleobiology*, 85: 252 p.
- Omar, H., Da Silva, A. y Yaich, C. (2021): Linking the Variation of Sediment Accumulation Rate to Short Term Sea-Level Change Using Cyclostratigraphy: Case Study of the Lower Berriasian Hemipelagic Sediments in Central Tunisia (Southern Tethys). *Frontiers in Earth Science*, 9:638441.
- Paillard, D., Labeyrie, L. y Yiou, P. (1996): Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77: 379.
- Pfeifer, L., Hinnov, L., Zeeden, C., Rolf C., Laag, C. y Soreghan, G. (2020): Rock Magnetic Cyclostratigraphy of Permian Loess in Eastern Equatorial Pangea (Salagou Formation, South-Central France). *Frontiers in Earth Science*, 8:00241.
- Robles, S., Aranburu, A. y Apraiz, A. (2014): La Cuenca Vasco-Cantábrica: génesis y evolución tectonosedimentaria. *Enseñanzas de las ciencias de la Tierra*, 22 (2): 99-114.

- Schmitz, B., Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Aubry, M., Baceta, J., Berggren, W., Bernaola, G., Caballero, F., Clemmensen, A., Dinarès-Turell, J., Dupuis, C., Heilmann-Clausen, C., Orús, A., Knox, R., Martín-Rubio, M., Ortiz, S., Payros, A., Petrizzo, M., 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).
- Soto, R. (2016): ¿Qué nos indica la orientación preferente de minerales detectada a partir del estudio de la fábrica magnética? *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 24(3): 325–334.
- Storme, J., Steurbaut, E., Devleeschouwer, X., Dupuis, C., Iacumin, P., Rochez, G. y Yans, J. (2014): Integrated bio-chemostratigraphical correlations and climatic evolution across the Danian-Selandian boundary at low latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 414: 212-224.
- Vera Torres, J. A. (ed.) (2004): *Geología de España*. Sociedad Geológica de - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 884 p.
- Wade, B., Pearson, P., Berggren, W. y Pälike, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the Geomagnetic Polarity and Astronomical Time Scale. *Earth Science Reviews*, 104 (1-3): 111-142.
- Whalen, M. T. y Day J. (2010): Cross-basin variations in magnetic susceptibility influenced by changing sea level, paleogeography, and paleoclimate: upper Devonian, Western Canada sedimentary basin. *Journal of sedimentary research*, 80: 1109-1127.
- White, R. S. (1997): Rift–plume interaction in the North Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 355 (1723): 319-339.

## Anexos

Muestra	Chiloguembelina (%)	Parasubbotina (%)	Subbotina (%)	Globanomalina (%)	Luterbacheria (%)	Acarinina (%)	Morozovella (%)	Igorina (%)	Nº ejemplares totales	Índice C/F (%)
Z09bs-10a	0,0	28,3	58,7	0,0	0,0	0,0	13,0	0,0	46	13,0
Z09bs-10M	0,0	38,6	40,9	4,5	0,0	0,0	15,9	0,0	44	15,9
Z09bs-9	0,0	16,7	33,3	0,0	0,0	0,0	50,0	0,0	48	50,0
Z09bs-9M	2,2	23,9	34,8	0,0	0,0	2,2	37,0	0,0	46	39,1
Z09bs-8	0,0	10,4	22,9	0,0	0,0	2,1	64,6	0,0	48	66,7
Z09bs-8M	6,3	12,5	25,0	18,8	6,3	0,0	31,3	0,0	16	31,3
Z09bs-7	2,0	20,0	32,0	0,0	4,0	12,0	30,0	0,0	50	42,0
Z09bs-7M	0,0	5,7	45,7	22,9	0,0	0,0	25,7	0,0	35	25,7
Z09bs-6	0,0	25,0	37,5	0,0	6,3	2,1	29,2	0,0	48	31,3
Z09bs-6M	4,2	43,8	31,3	2,1	0,0	0,0	18,8	0,0	48	18,8
Z09bs-5	4,2	62,5	22,9	4,2	4,2	0,0	2,1	0,0	48	2,1
Z09bs-5M	0,0	13,6	47,7	9,1	0,0	6,8	22,7	0,0	44	29,5
Z09bs-4B	0,0	23,3	34,9	2,3	11,6	9,3	16,3	2,3	43	27,9
Z09bs-4AM	6,8	31,8	45,5	2,3	2,3	0,0	11,4	0,0	44	11,4
Z09bs-3	2,1	27,1	56,3	4,2	6,3	0,0	4,2	0,0	48	4,2
Z09bs-3M	0,0	51,0	30,6	2,0	4,1	6,1	6,1	0,0	49	12,2
Z09bs-2	4,0	18,0	58,0	12,0	6,0	0,0	2,0	0,0	50	2,0
Z09bs-2M	4,0	26,0	52,0	0,0	4,0	12,0	0,0	2,0	50	14,0
Z09bs-1	5,4	0,0	64,9	13,5	2,7	2,7	5,4	5,4	37	13,5
Z09bs-1M	0,0	5,9	80,4	2,0	0,0	3,6	12,7	1,8	51	18,2
ZDS06-25	2,2	11,1	35,6	0,0	6,7	2,2	42,2	0,0	45	44,4
ZDS06-25M	8,2	4,1	32,7	2,0	4,1	2,0	46,9	0,0	49	49,0
ZDS06-24	2,1	14,6	37,5	4,2	2,1	0,0	39,6	0,0	48	39,6
ZDS06-24M	0,0	4,3	39,1	2,2	8,7	4,3	41,3	0,0	46	45,7

Anexo 1. Tabla de abundancia relativa (%) de géneros cosmopolitas (verde) y tropicales-subtropicales (amarillo), número de ejemplares totales triados e índice C/F (%) de cada muestra.

Muestra	Peso seco (g)	Peso húmedo (g)	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Volumen (cm <sup>3</sup> )	Susceptibilidad en masa (m <sup>3</sup> /kg)
Z09bs-10a	3,78	2,11	2,2635	1,67	5,30*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-10	9,18	5,37	2,4094	3,81	6,90*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-10M	7,12	4,3	2,5248	2,82	1,09*10 <sup>-7</sup>
Z09bs-9	9,54	4,88	2,0472	4,66	8,04*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-9M	6,78	3,73	2,2230	3,05	4,50*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-8a	9,65	5,97	2,6223	3,68	5,23*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-8	8,19	4,81	2,4231	3,38	4,16*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-8M	7,27	4,05	2,2578	3,22	9,46*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-7	8,84	5,22	2,4420	3,62	7,81*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-7M	8,95	4,15	1,8646	4,8	6,57*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-6	11,22	6,53	2,3923	4,69	7,18*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-6M	6,53	4,51	3,2327	2,02	8,31*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-5	7,42	4,37	2,4328	3,05	5,79*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-5M	6,42	3,78	2,4318	2,64	5,58*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-4B	9,76	6,13	2,6887	3,63	3,93*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-4BM	12,69	8,03	2,7232	4,66	6,50*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-4A	7,67	4,71	2,5912	2,96	4,29*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-4AM	10,81	5,88	2,1927	4,93	5,72*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-3	9,72	5,58	2,3478	4,14	5,21*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-3M	11,61	5,79	1,9948	5,82	8,07*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-2	11,05	7,5	3,1127	3,55	5,35*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-2M	9,64	5,1	2,1233	4,54	5,84*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-1	4,95	2,62	2,1245	2,33	5,70*10 <sup>-8</sup>
Z09bs-1M	9,05	5,58	2,6081	3,47	7,00*10 <sup>-8</sup>
ZDS06-25	11,24	7,19	2,7753	4,05	2,75*10 <sup>-8</sup>
ZDS06-25M	6,04	3,37	2,2622	2,67	2,84*10 <sup>-8</sup>
ZDS06-24	10,01	5,67	2,3065	4,34	2,32*10 <sup>-8</sup>
ZDS06-24M	6,48	3,77	2,3911	2,71	3,22*10 <sup>-8</sup>

Anexo 2. Tabla de peso (en seco y en húmedo), densidad, volumen y susceptibilidad magnética de cada muestra.