



## PALINOLOGÍA DEL TURONIENSE EN EL SINCLINORIO DE CAMPISÁBALOS: APORTACIONES AL ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL (SISTEMA CENTRAL-CORDILLERA IBÉRICA; GUADALAJARA-SEGOVIA, ESPAÑA)

*Turonian palynology in the Campisábalos synclinorium: a contribution to the sequence stratigraphic analysis (Sistema Central – Cordillera Ibérica; Guadalajara – Segovia, Spain)*

Javier Gil-Gil<sup>1,4</sup>, María Teresa Fernández-Marrón<sup>2</sup>, José Francisco García-Hidalgo<sup>1,4</sup>, Manuel Segura<sup>1,4</sup> y José Fernando Fonollá-Ocete<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares, España.  
javier.gil@uah.es

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.

<sup>3</sup> Departamento de Paleontología. Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.  
<sup>4</sup> Grupo de Investigación IBERCRETA UAH (CTE 2007/R23).

**Abstract:** The palynological analysis of several clayey and marly levels in the upper part of Picofrentes Formation, Alcorlo Bed and the lower part of the Embalse de la Tranquera Formation in two stratigraphic sections (Somolinos and Grado de Pico) in the synclinorium of Campisábalos (Iberian Range - Central System) allows to recognize the general sedimentary trend of the studied succession from neritic, platform environments to coastal and lagoonal ones, grading further upwards to clear continental events (complete absence of marine and brackish-water palynomorphs). Finally, at the top of the succession a major change in the sedimentary trend to proximal marine environments is again observed. The presence of three 4<sup>th</sup> order parasequence sets is observed. The two basal ones with an overall regressive trend, belonging to a 3<sup>rd</sup> order sequence and having a mid Turonian age according to the presence of the form genus *Trudopollis*. The existence of a lowstand sand body with pollen mainly continental, corresponds to a third 4<sup>th</sup> order parasequence set that is linked to the base of the overlying 3<sup>rd</sup> order sequence. That sandy lowstand body represents a major drop in the relative sea-level, developing a 2<sup>nd</sup> order megasequence boundary in the Iberian Basin; the age of this upper 4<sup>th</sup> order parasequence set is upper Turonian due to the presence of *Vacuopollis* pollen grains.

**Key words:** Palynology, Turonian, Iberian Ranges, Guadalajara, Spain.

**Resumen:** El análisis palinológico de niveles arcillosos y margosos de la parte superior de la Formación Picofrentes, Capa de Alcorlo y tramo inferior de la Formación Embalse de la Tranquera en dos secciones (Somolinos y Grado de Pico) del sinclinorio de Campisábalos (Cordillera Ibérica-Sistema Central) permite reconocer una tendencia general regresiva en toda la sucesión sedimentaria. Dicha tendencia se extiende desde ambientes neríticos de plataforma a ambientes costeros y lacustres muy próximos a la línea de costa, mostrando hacia techo episodios claramente continentales (con ausencia total de palinomorfos marinos y de aguas salobres). En la parte alta de la sucesión analizada se observa un cambio de tendencia a escenarios nuevamente marinos muy proximales. A lo largo de la sucesión analizada, se reconoce la presencia de tres conjuntos de parasecuencias de 4<sup>o</sup> orden, las dos inferiores presentarían una tendencia general regresiva y, en conjunto, formarían una secuencia deposicional de 3<sup>er</sup> orden, que tendría una edad Turoniense medio, confirmada por la presencia de granos de polen del género forma *Trudopollis*. Por encima, la presencia de un cuerpo arenoso en relación con pólenes de carácter continental, permite diferenciar un tercer conjunto de parasecuencias de 4<sup>o</sup> orden que pertenecería ya a la secuencia de 3<sup>er</sup> orden suprayacente. Dicho litosoma arenoso y sus asociaciones palinológicas, reflejan una caída importante del nivel del mar asociado a un límite mayor de megasecuencia de 2<sup>o</sup> orden en la Cuenca Ibérica. La edad de este tercer conjunto de parasecuencias sería Turoniense superior, confirmada por la presencia de polen de *Vacuopollis*.

**Palabras clave:** Palinología, Turoniense, Cordillera Ibérica, Guadalajara, España



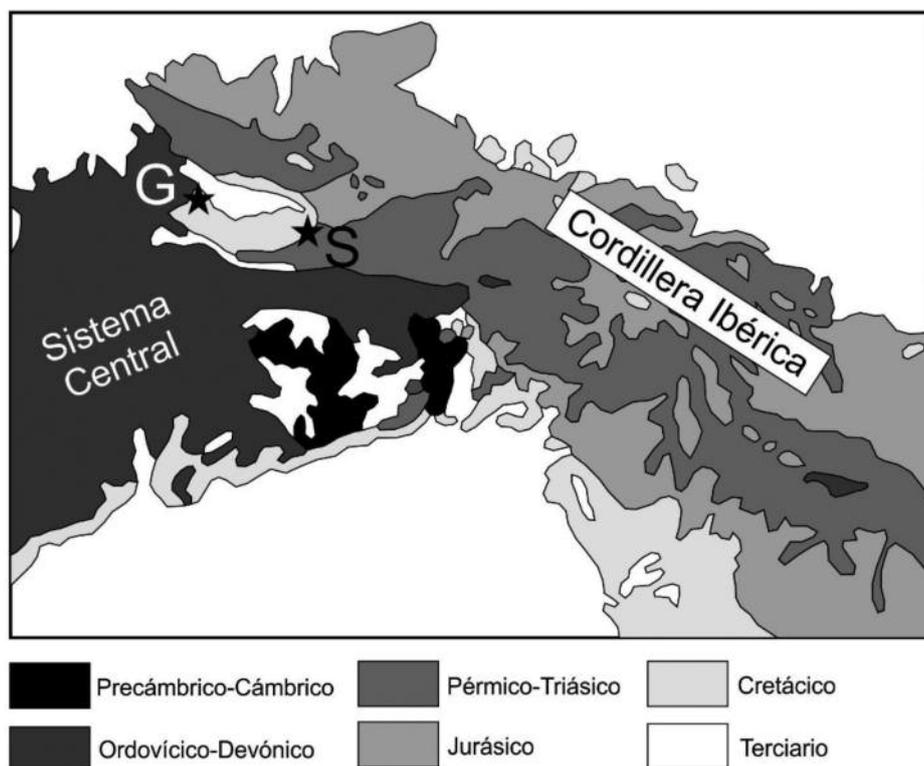
Gil-Gil, J., Fernández-Marrón, M<sup>a</sup>.T., García-Hidalgo, J.F., Segura, M. y Fonollá-Ocete, J.F. (2013): Palinología del Turoniense en el sinclinorio de Campisábalos: aportaciones al análisis estratigráfico secuencial (Sistema Central-Cordillera Ibérica; Guadalajara-Segovia, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26 (2): 23-36.

El sinclinorio de Campisábalos presenta un relieve de tipo muela con dirección prácticamente E-O (Ibérica), que está limitado al norte por la falla de Somolinos. En esta estructura, aflora una sucesión sedimentaria del Cretácico Superior de especial relevancia por encontrarse en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central (Fig. 1). Por ello, su registro sedimentario, especialmente el del Turoniense permite correlacionar las sucesiones de plataforma de la Cuenca Ibérica (actualmente Cordillera Ibérica) con las de su margen costero suroccidental, que afloran a lo largo de los bordes meridional y septentrional del Sistema Central.

El Cretácico de esta región ha sido objeto de un notable interés estratigráfico, sedimentológico y paleontológico desde la segunda mitad del siglo XIX (Verneuil y Colombe, 1853; Calderón, 1874; etc.). Schröder (1930) describe una sucesión transgresiva desde los niveles de arenas blancas y rojizas que asigna al Albiense, pasando a margas fosilíferas y calizas margosas a las que atribuye una edad Cenomaniense y Turoniense, hasta un potente conjunto de calizas masivas que incluye en el Senoniense. Más tarde, Wiedmann (1964) realizó un estudio de las faunas de ammonites en esta región y Floquet *et al.* (1982) establecieron las primeras unidades litoestratigráficas formales de carácter regional, precisando la edad y los ambientes deposicionales del Cretácico Superior.

En una época más reciente, especialmente durante las últimas dos décadas, se han realizado estudios locales y re-

gionales, tanto en la Cordillera Ibérica, como en ambos bordes (N y S) del Sistema Central de carácter estratigráfico, sedimentológico y, localmente, paleontológico para establecer las relaciones estratigráficas entre los diferentes litosomas arenosos, margosos y calcáreos, precisando su paleogeografía, edad y patrón de apilamiento deposicional (Carenas *et al.*, 1989; Segura *et al.*, 1989; 1996; 1999; García *et al.*, 1996; Gil *et al.*, 2004; García-Hidalgo *et al.*, 2003; 2007). Desde el punto de vista secuencial, en esta zona de intersección entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central, Segura *et al.* (1999) reconocieron la existencia de nueve secuencias deposicionales de 3<sup>er</sup> orden para todo el conjunto del Cretácico Superior. De ellas, cuatro secuencias caen dentro del intervalo Turoniense, correlacionándolas con las secuencias 2.5, 2.6, 2.7 y 3.1, respectivamente de la carta de ciclos eustáticos globales de Haq *et al.* (1988) (Fig. 2). Además, mencionaron que las secuencias equivalentes a la 2.6 y 2.7 son de espesor muy reducido, mucho menor que el espesor de cualquiera de las otras secuencias de 3<sup>er</sup> orden. Por ello, se hace difícil su individualización y debe de admitirse la posibilidad de que sean consideradas alternativamente como conjuntos de parasecuencias (de 4<sup>o</sup> orden) integrantes de una única secuencia deposicional de 3<sup>er</sup> orden. Finalmente, Segura *et al.* (1993) distinguieron dentro de la secuencia 2.5 de 3<sup>er</sup> orden cinco conjuntos de parasecuencias de 4<sup>o</sup> orden, con un control bioestratigráfico basado en los trabajos de Wiedmann (*op. cit.*) sobre ammonites.



**Fig. 1.-** Situación geológica de las secciones estudiadas: G, Grado de Pico; S, Somolinos. El mapa geológico de base ha sido modificado del esquema regional a escala 1:1.000.000 de la hoja 533 (Atienza) del Mapa Geológico Nacional, IGME.

Desde un punto de vista palinológico, durante esta última época se han llevado a cabo diversos trabajos sobre el Cretácico Superior del borde Sur del Sistema Central, principalmente en la Comunidad de Madrid (Álvarez Ramis y Doubinger, 1980; Álvarez Ramis, 1985; Álvarez Ramis y Doubinger, 1994; Álvarez Ramis *et al.*, 1996a, 1996b, 1996c; Kedves *et al.*, 1999). Estos trabajos han puesto de manifiesto la presencia de diversas asociaciones polínicas, principalmente dominadas por Normapolles y datadas como Cenomaniense a Campaniense. En algunos casos, las asociaciones polínicas de algunos afloramientos (Patones, Madrid) han mostrado igualmente evidencias de reelaboración (Kedves *et al.*, *op. cit.*).

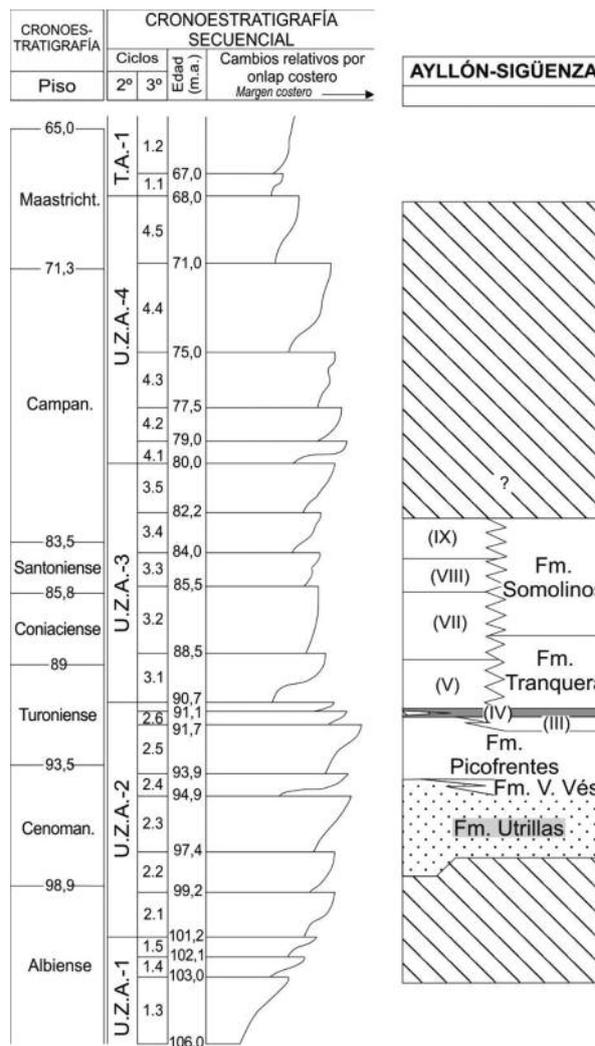
En otras regiones de la Península Ibérica, hay que señalar: i) los trabajos de Kedves (1994), que estudiaron más de veinte afloramientos del Cretácico Superior-Terciario en el Norte de España, señalando la existencia de una palinoflora dominada por *Classopollis* y Normapolles (género *Atlantopollis*); ii) el estudio de Diniz *et al.* (1977) en el Turoniense de Portugal, describiendo una palinoflora dominante compuesta por los géneros *Atlantopollis* y *Complexiopollis*; y, iii) el trabajo de Peyrot *et al.* (2008) en los materiales del Cenomaniense y Turoniense del Norte de Burgos (Plataforma Nordcastellana). Este último trabajo destaca especialmente por la abundancia de pólenes atribuidos al grupo de los Normapolles, el aumento de pólenes terrestres durante el Turoniense inferior y la presencia de dos tipos de paleovegetación: una costera integrada por Gimnospermas y otra más continental dominada por Angiospermas anemófilas productoras de Normapolles, con un sotobosque compuesto por criptógamas vasculares.

Finalmente, en el área estudiada en este trabajo y concretamente en la sección de Somolinos, Fernández-Marrón *et al.* (2010) estudiaron dos niveles ricos en polen, en dos secuencias deposicionales correlativas (Turoniense inferior-medio), describiendo la presencia de una palinoflora característica de ambientes neríticos abiertos y costeros, compuesta por una abundancia en quistes de dinoflagelados, esporas de pteridofitas, polen de coníferas y de Angiospermas del grupo Normapolles, junto con caparzones internos de microforaminíferos resistentes a los ácidos.

Completar el análisis palinológico del Turoniense medio y superior y extenderlo a los afloramientos principales del sinclínorio de Campisábalos constituye el objetivo del presente trabajo. Este tipo de análisis es una herramienta eficaz para coadyuvar a identificar los procesos y ambientes sedimentarios de la sucesión estratigráfica del Cretácico Superior en esta región. Este tipo de análisis, junto con los datos estratigráficos y sedimentológicos, es también una herramienta importante para mejorar el conocimiento del patrón de apilamiento deposicional, precisando y/o reforzando límites de secuencias (3<sup>er</sup> orden) y conjuntos de parasecuencias (4<sup>o</sup> orden) en el Turoniense de la Cuenca Ibérica.

### Situación geográfica y geológica

El Cretácico Superior del sinclínorio de Campisábalos está caracterizado por la presencia de tres grandes con-



**Fig. 2.-** Unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior del Dominio de Ayllón-Sigüenza; (III) Miembro Riofrío del Llano y Miembro Muriel de la Formación Ciudad Encantada; (IV) Capa Alcorlo; (V) Formación Muñecas; (VI) Formación Tranquera; (VII) Formación Hortezielos; (VIII) Formación Hontoria del Pinar; (IX) Formación Burgo de Osma. Modificado de Gil *et al.* (2004).

juntos litológicos, como en muchas otras áreas de la Cordillera Ibérica (Segura *et al.*, 1999; Gil *et al.*, 2004): i) Un conjunto terrígeno basal atribuible a la Formación Utrillas (Fig. 2), que llega a alcanzar más de un centenar de metros en algunas partes del sinclínorio, dependiendo de si descansa discordante sobre el Triásico o el Paleozoico; ii) un conjunto intermedio carbonatado, constituido por una sucesión de margas grises fosilíferas y calizas nodulares, asimilables a las formaciones Picofrentes y Ciudad Encantada (Segura *et al.*, 1999), esta última escasamente desarrollada, dando paso a un nivel de margas verdes y calizas asimilable a la Capa Alcorlo (Fig. 2), que actúa como nivel guía de correlación regional (Gil *et al.*, 2004) y que incluye a techo un nivel arenoso de especial importancia estratigráfica (Segura *et al.*, 1999) denominado “Capa de Arenas de Somolinos” (Segura *et al.*, *op. cit.*); y finalmente, iii) un conjunto superior dolomítico constituido por dolomías tableadas de la Formación Embalse de

la Tranquera y dolomías en bancos gruesos de la Formación Somolinos (Fig. 2).

Para este trabajo se han estudiado dos secciones, una en cada extremo del sinclinorio (Fig. 1). La primera sección se localiza en las proximidades de la población de Somolinos (Guadalajara), en el extremo Este de la estructura (S en Fig. 1; coordenadas de la base 41°14'53.12"N; 3°03'42.30"O), y la segunda en las proximidades de Grado de Pico (Segovia), en el extremo Oeste de la misma (G en Fig. 1; coordenadas de la base 41°18'19.14"N; 3°14'10.21"O).

El trabajo se ha centrado en los materiales del Turoniense debido a la posible presencia de niveles ricos en polen y a su variedad litológica, facies y ambientes sedimentarios. En la sección de Somolinos (Fig. 3), el Turoniense está caracterizado por una alternancia de margas y calizas micríticas nodulares con una abundante fauna de ammonites, bivalvos, gasterópodos y equinodermos, dando paso a una monótona sucesión de calizas nodulares, calizas detríticas (bioclásticas y oolíticas) tableadas con laminación de *ripples* y algas, arenas finas con niveles de margas verdes y rizocreciones y finalmente, dolomías tableadas con *ripples*, algas, numerosas superficies ferruginosas y una tendencia estratocreciente a techo.

Por su lado, la sección de Grado de Pico (Fig. 3), presenta una tendencia parecida, pero es especialmente interesante para el estudio del conjunto intermedio y de la base del conjunto superior, puesto que esta última no está dolomitizada, como ocurre en la sección de Somolinos.

La sucesión descrita muestra una progresiva somerización hacia techo desde los ambientes de plataforma externa que reflejan los materiales de la base. Dicha somerización culmina con los niveles de margas verdes de la Capa Alcorlo y de arenas (Capa de Arenas de Somolinos), que reflejan una clara proximidad de la línea de costa e incluso emersión. Por encima, se reinstauran ambientes de plataforma carbonatada pero en contextos muy someros o proximales (llanuras de marea), mostrando un ligero incremento del espacio de acomodación hacia techo a juzgar por el paulatino aumento del espesor de los bancos.

## Material y métodos

Se han muestreado las capas de arcillas y margas de la parte superior de la Formación Picofrentes, Capa de Alcorlo y base de la Formación Embalse de la Tranquera en las dos secciones estudiadas (Somolinos y Grado de Pico). En la sección de Somolinos se han procesado siete muestras recogidas en niveles arcillo-margosos potencialmente favorables para tener contenido palinológico (Fig. 3). Sin embargo, las muestras recogidas en niveles de margas verdes han resultado estériles en todo tipo de palinomorfos y otros microfósiles, lo que sugiere malas condiciones tafonómicas. Las cuatro muestras restantes resultaron fértiles y dos mostraron un contenido palinológico estimable. En la sección de Grado de Pico se han estudiado tres muestras correspondientes a tres tramos de la Capa de Alcorlo (Fig. 3); todas han resultado productivas, si bien solo dos de ellas han proporcionado un número significativo de palinomorfos (casi 300). Para cada una de las muestras, se ha reali-

zando un inventario de esporas, polen, quistes de dinoflagelados y membranas internas quitinosas de microforaminíferos.

El método empleado para la preparación de las muestras de los palinomorfos dispersos en los sedimentos es el clásico en estos estudios (Phipps y Playford, 1984; Wood *et al.*, 1996). Consiste primero en triturar la muestra y tamizarla de manera que el ataque químico se realice sobre fracciones entre 1 y 2 mm. A continuación se elimina la matriz inorgánica mediante ácido clorhídrico (HCl) en frío para suprimir los carbonatos, y posteriormente con ácido fluorhídrico (HF) en caliente para la matriz arenosa. Para eliminar la sílice coloidal se trata en caliente con HCl al 10%. La materia orgánica resultante se macera con el reactivo de Schulze (solución de clorato potásico más ácido nítrico) y a continuación, si es necesario, con álcalis diluidos. De cada fase del tratamiento químico de las muestras se realizan lavados sucesivos. El residuo palinológico final se engloba en glicero-gelatina y para este estudio en concreto, se montaron tres preparaciones de cada muestra.

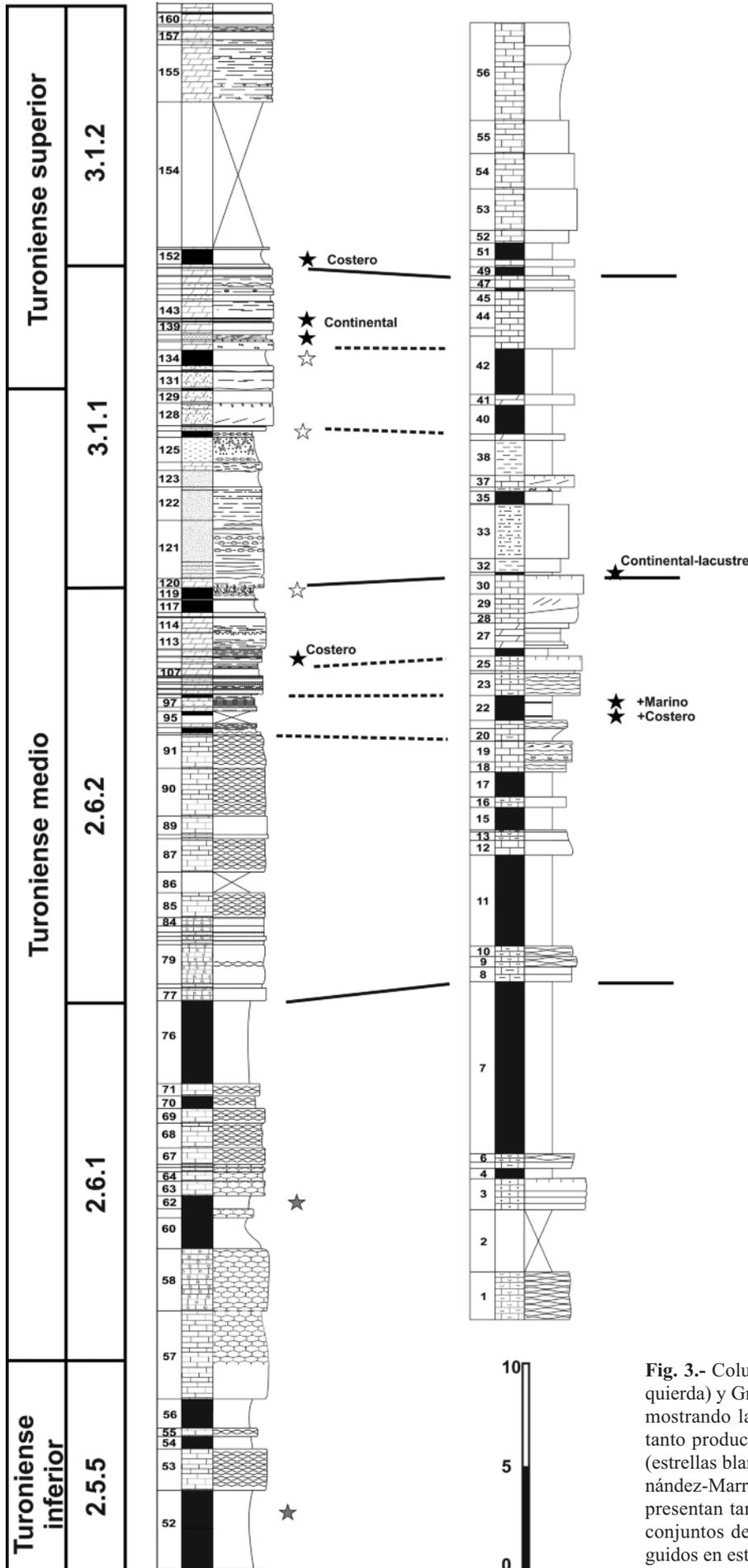
## Resultados

### *Análisis polínico de la Sección de Grado de Pico*

En la sección de Grado de Pico se han analizado tres muestras, dos de ellas en el tramo 22 y una en el tramo 31 (Fig. 3), cuyos diagramas porcentuales se muestran en la Fig. 4. La muestra de la parte inferior del tramo 22 (Fig. 5) exhibe una asociación palinológica relativamente pobre en componentes, ya que solo se han podido identificar 59 palinomorfos y todos ellos de características terrestres. El 90% corresponde a Normapolles de los paragénos *Atlantopollis* (que a su vez representan el 73%) y *Complexiopollis*, sin ninguna otra miospora de Angiospermas. El resto son escasos granos de polen de Gimnospermas (*Cycadopites sp.*, *Araucariacites australis* Cookson e *Inapertopollenites sp.*).

La muestra de la parte alta del tramo 22 (Fig. 6) aporta una abundante y bien conservada asociación palinológica. Por su abundancia destacan los granos de polen pertenecientes a Normapolles (75%), seguidos de los de cámaras internas de Foraminíferos (*foraminiferal lining*) que representan el 11% de la asociación estudiada. Las esporas de Filicales, junto con los escasamente diversificados granos de polen de coníferas (*Classopollis sp.* y *Araucariacites australis* Cookson) y los quistes de dinoflagelados constituyen el resto de la asociación, mostrando porcentajes cercanos al 5% cada uno. Los Normapolles están constituidos por diversas formas de *Atlantopollis* y *Complexiopollis*, junto con escasos granos afines a *Trudopollis*.

Por último, la muestra del tramo 31 (Fig. 7) es muy rica en grana, aunque la asociación presenta una escasa diversidad, dado que el 34% de las miosporas corresponden a *Classopollis*, el 14% a *Araucariacites* y el 40% son Normapolles, de los que la mayoría pertenecen a *Atlantopollis*, mostrando una mayor presencia de *Trudopollis*. Aparecen escasas esporas de la Lycophyta *Patellasporites cf. taware-*



**Fig. 3.-** Columnas estratigráficas de Somolinos (izquierda) y Grado de Pico (derecha) y su correlación, mostrando la posición de las muestras estudiadas, tanto productivas (estrellas negras), como estériles (estrellas blancas), y las muestras estudiadas en Fernández-Marrón *et al.* (2010) (estrellas grises). Se representan también la edad de los sedimentos y los conjuntos de parasecuencias (2.5.5 a 3.1.1) distinguidos en este trabajo. Escala en metros.

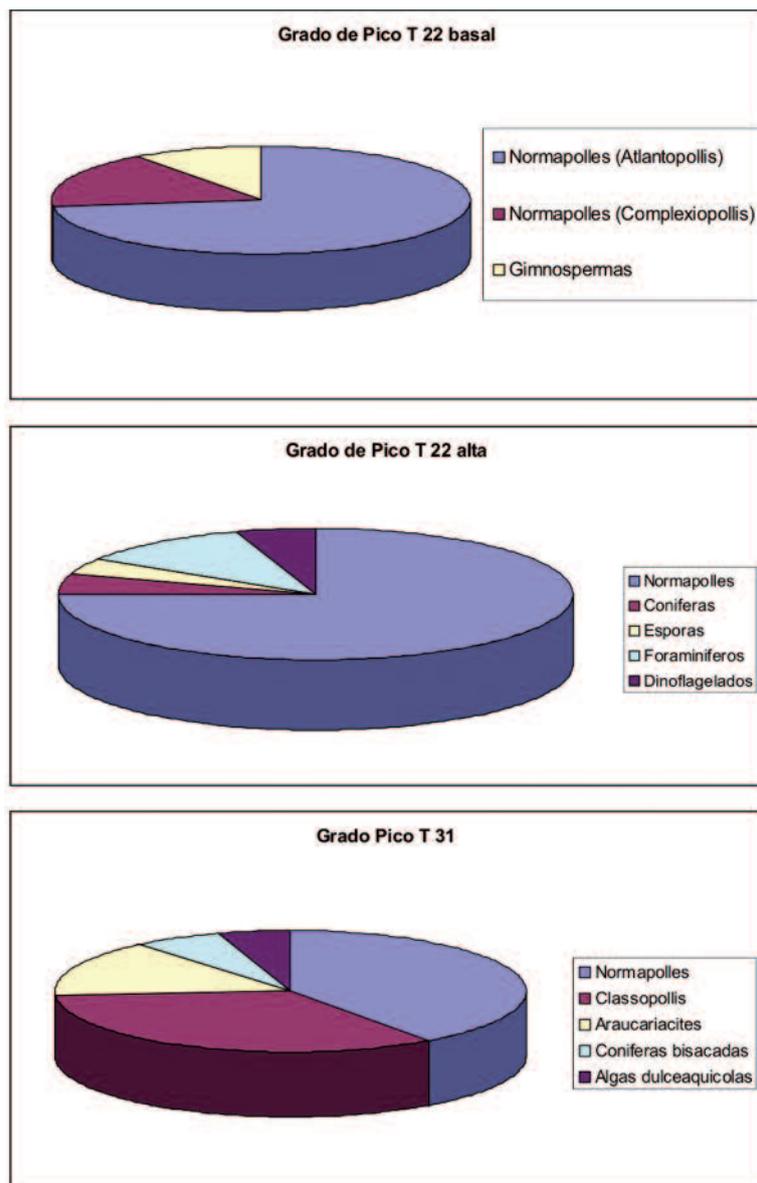


Fig. 4.- Diagramas porcentuales de las asociaciones palinológicas de la sección de Grado de Pico.

*densis* Groot y Groot, y algas dulceacuicolas (oosporas de *Oedogonium cretaceum* Zippi y colonias de *Botryococcus braunii* Kützing), estas últimas en una proporción del 4% siendo importantes por su significado paleoambiental.

#### Análisis polínico de la sección de Somolinos

En la sección de Somolinos se han estudiado siete muestras de las que han resultado productivas cuatro (tramos 110, 137, 142 y 152; Fig. 3) y estériles tres (tramos 119, 126 y 134; Fig. 3). De las cuatro muestras fértiles, solo la 110 y 142 presentan una abundancia relativa de *grana*, mostrándose sus diagramas porcentuales (Fig. 8).

En la muestra recogida en el tramo 110 se han identificado 113 palinomorfos de los cuales el 67% corresponde a Angiospermas y escasas esporas (4%). El resto de la asociación lo componen coníferas de polen de dispersión aérea (14%) y paleomicroplancton compuesto por algas verdes

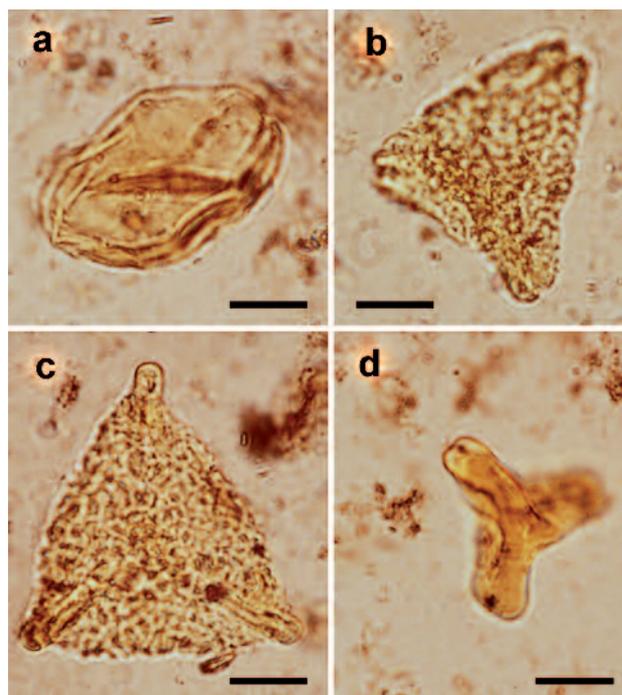
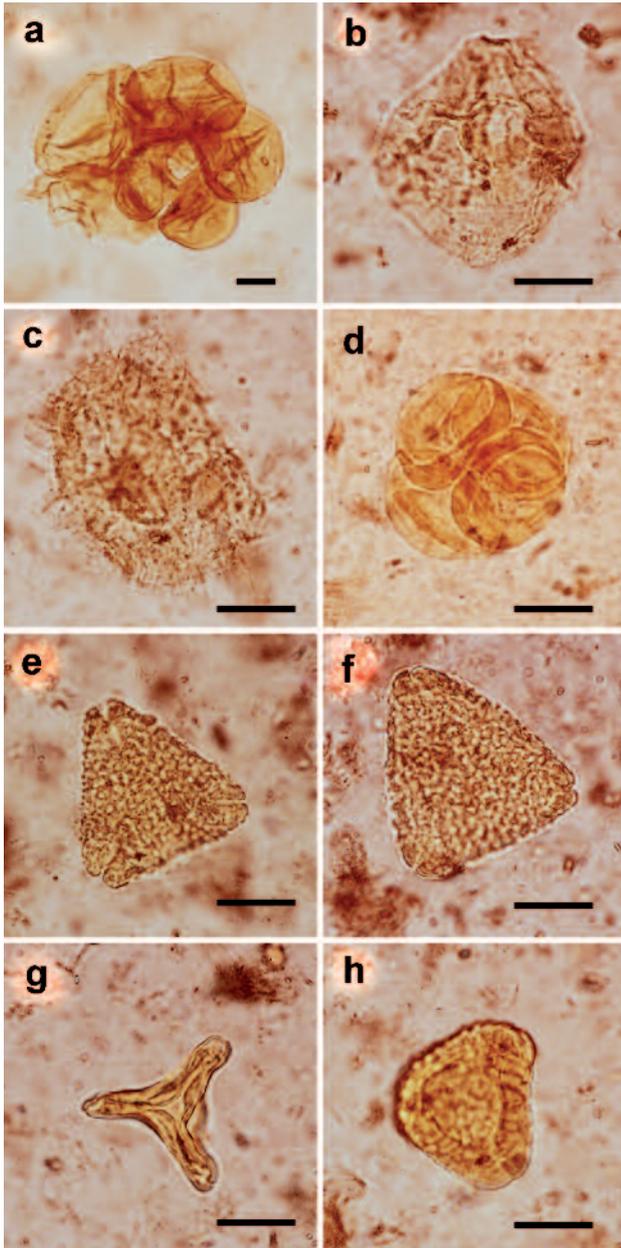


Fig. 5.- Sección de Grado de Pico, tramo 22 parte inferior; a) *Araucariacites australis* Cookson; b) *Atlantopollis reticulatus* Krutzsch; c) *Atlantopollis verrucosus* (Groot & Groot) Krutzsch; d) *Complexiopollis* sp. Escala gráfica 10  $\mu$ m.

(Prasinofitas y Oedogoniales) que representan el 15% de la asociación. Un aspecto sobresaliente de esta asociación palinológica es que a pesar de ser mayoritario el polen de Angiospermas su diversidad es muy baja, representando las formas de *Atlantopollis* el 85 % de ellas siguiendo en importancia las de *Complexiopollis*. Por otro lado, destaca la ausencia de dinoquistes y de cámaras internas de foraminíferos, especialmente teniendo en cuenta la presencia y abundancia de estos elementos en las muestras estudiadas en un trabajo previo (Fernández-Marrón *et al.*, 2010) y que la actual se ha recogido dentro de un conjunto de calizas finamente tableadas, interpretadas como de ambientes claramente mareales, en la que se han podido determinar algas Chlorophytas tanto dulceacuicolas (*Oedogonium cretaceum*), mostrando oosporas y aplanosporas de supervivencia, como marinas o al menos salobres (ficomas grandes, lentoideos atribuidos a Prasinophyceae del género *Tasmanites*). Los ficomas de Prasinophyceae fósiles son frecuentes en ambientes marinos de salinidad reducida y en concreto los carentes de ornamentación, como los estudiados en esta muestra, son propios de zonas poco profundas o muy próximas a la costa (Prauss, 1996; Martínez *et al.*, 2005). Algunos de los palinomorfos más representativos se muestran en la figura 9.

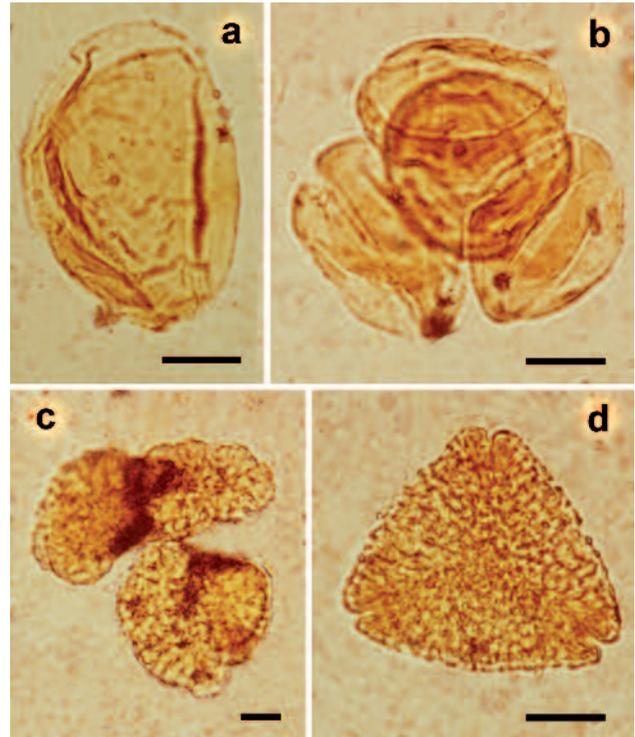
La muestra del tramo 137 es muy pobre, habiéndose reconocido tan solo 16 grana. Destaca la ausencia del género *Atlantopollis* (el más primitivo de los Normapollens) y la presencia de granos atribuibles a *Vacuopollis*, que se distribuye a partir del Turoniense superior-Coniaciense, junto con *Complexiopollis* y *Cycadopites carpentieri*, este último muy común en todo el Cretácico Superior (Fig. 10).



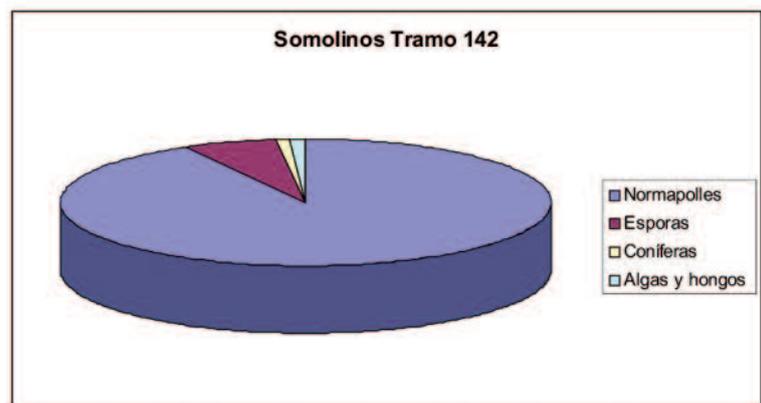
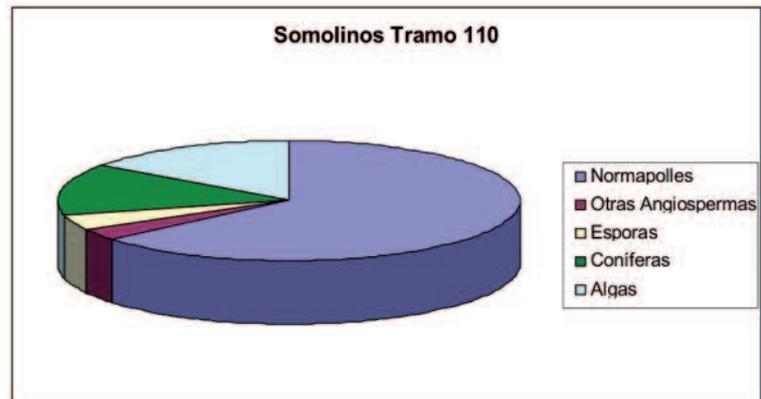
**Fig. 6.-** Sección de Grado de Pico, tramo 22 parte superior; a) Cámaras internas de foraminíferos; b) Dinoquiste indeterminado; c) Dinoquiste aff. *Exochosphaeridium*; d) *Classopollis* sp.; e y f) *Atlantopollis verrucosus* (Groot & Groot) Krutzsch; g) *Complexiopollis praeatumescens* Krutzsch; h) *Trudopollis* sp. Escala gráfica 10µm

La muestra del tramo 142 es la más rica en palinomorfos, reconociéndose más de 1.100 granos en muy buen estado de preservación. La asociación está dominada por los granos de Angiospermas, destacando los de Normapolles que representan más del 92% de los palinomorfos y de éstos, *Vacuopollis* ha aumentado notablemente, representando el 17% de los Normapolles. Las esporas son escasas (6%), el polen de coníferas es minoritario (1%) y la presencia de algas dulceacuícolas y esporas de hongos septadas es algo testimonial. Los palinomorfos más característicos se representan en la figura 11.

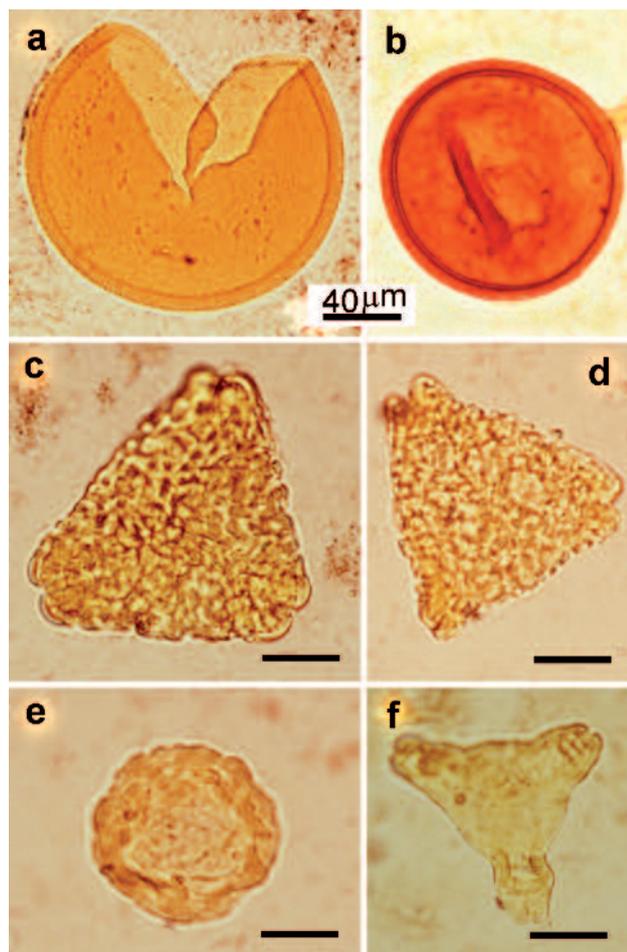
Finalmente, la muestra del tramo 152 presenta un bajo contenido en palinomorfos, destacando la presencia mayo-



**Fig. 7.-** Sección de Grado de Pico, tramo 31; a) *Araucariacites* sp.; b) *Classopollis* sp.; c) *Botryococcus braunii* Kützing; d) *Atlantopollis verrucosus* (Groot & Groot) Krutzsch. Escala gráfica 10µm.



**Fig. 8.-** Diagramas porcentuales de las asociaciones palinológicas de las muestras 110 y 142 de la sección de Somolinos. Las muestras 137 y 152 son muy pobres en palinomorfos.



**Fig. 9.-** Sección de Somolinos, tramo 110; a y b) *Tasmanites* sp.; c y d) *Atlantopollis verrucosus* (Groot & Groot) Krutzsch; e) *Pattellaspores* sp.; f) *Complexiopollis praeatumescens* Krutzsch. Escala gráfica a y b 40µm; c, d, e y f 10µm.

ritaria de ficomas de *Tasmanites* perfectamente conservados, en los que se aprecian las dos capas y los canales radiales (Fig. 12).

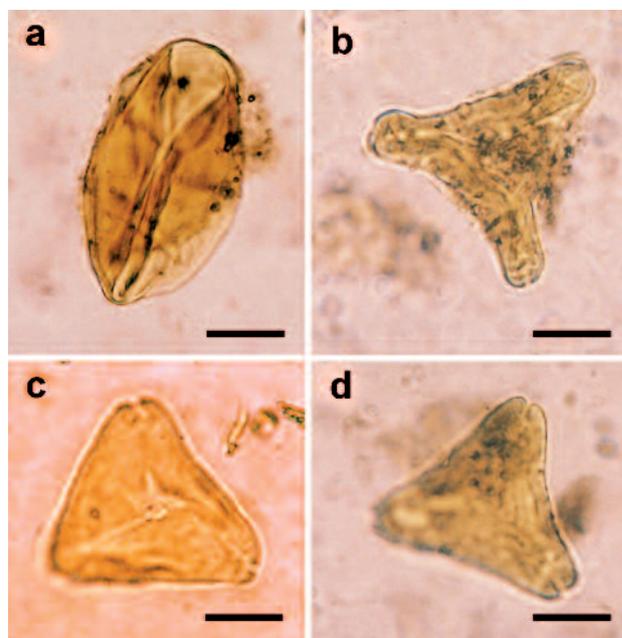
## Discusión

### Interpretación ambiental de la Sección de Grado de Pico

Todas las miosporas determinadas en la parte inferior del tramo 22 son de dispersión anemófila, con la particularidad de *Atlantopollis* por su ornamentación reticulada (Peyrot *et al.* 2008) que está presente en zonas distales y proximales del surco Ibérico (Peyrot *et al.* 2011). La ausencia de granos de polen bisacados de amplia dispersión aérea y la presencia de *Araucariacites*, cuyos granos de polen presentan un transporte poco eficiente (Peyrot *et al.*, 2008), unido a los numerosos restos de cutículas de plantas superiores en muy buen estado de conservación, parecen indicar proximidad a un área de sedimentación lacustre. Sin embargo, es relevante la ausencia de esporas de Criptógamas vasculares ligadas normalmente a lugares húmedos, así como de palinomorfos de algas dulceacuícolas.

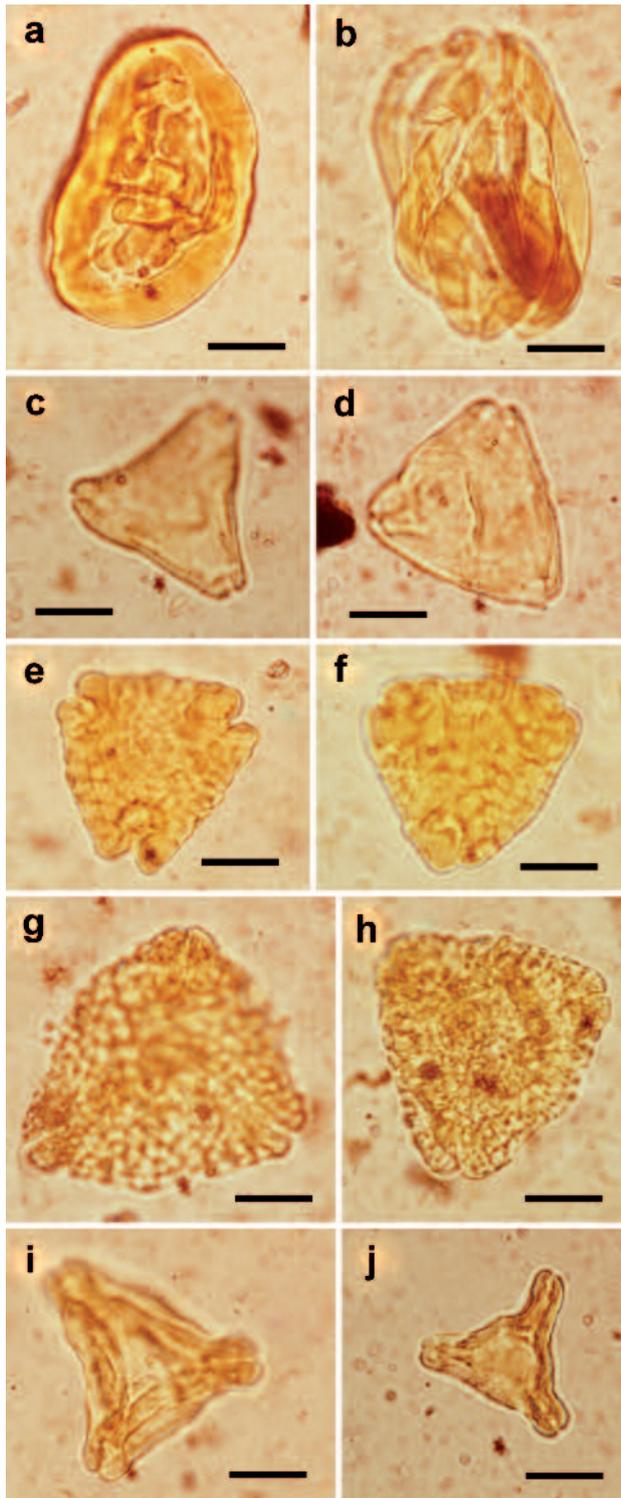
Inmediatamente encima, en la parte alta del tramo 22, la presencia significativa de cámaras internas de Foraminífe-

ros, junto con las variadas formas de quistes de dinoflagelados nos vincula a un escenario claramente marino, donde los componentes continentales habrían alcanzado este ambiente por dispersión anemófila. Sin embargo, la relativa abundancia y buena preservación de las miosporas atribuidas a *Classopollis* que, incluso aparecen formando las tan características tétradas de la especie, es indicativa de una cierta proximidad entre el área madre y la de sedimentación. Igualmente, la asociación de Normapolles con *Classopollis*, que es característica de zonas proximales, junto con la presencia de *Araucariacites australis*, que están mejor representadas en facies deltaicas proximales debido al transporte poco eficiente de sus granos de polen, en contraposición al de otras coníferas aladas que están ausentes en la asociación palinológica analizada, nos incita a pensar en un ambiente marino proximal. En cualquier caso, a la vista de la asociación palinológica de ambas muestras, este tramo 22 se puede interpretar como un intervalo claramente transgresivo.



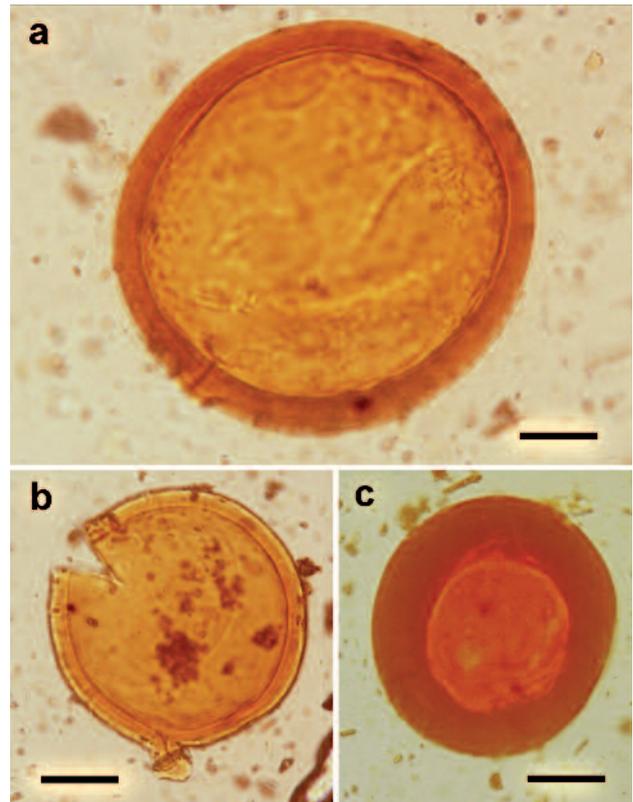
**Fig. 10.-** Sección de Somolinos, tramo 137; a) *Cycadopites carpentieri* (Delcourt & Sprumont) Sing; b) *Complexiopollis* sp.; c y d) *Vacuopollis* sp. Escala gráfica 10µm.

El análisis del contenido palinológico del tramo 31 refleja una asociación formada por miosporas terrestres y elementos dulceacuícolas autóctonos, sin ningún componente marino (foraminíferos, dinoflagelados) o al menos salobre (ficomas de Prasinofitas), lo que sugiere un ambiente continental lacustre. La escasez de esporas, normalmente formas pesadas y bastante degradadas en la muestra, es indicativa de una relativa lejanía del lugar de depósito, mientras que las formas de dispersión anemófila (*Classopollis*, *Araucariacites* y los Normapolles), perfectamente conservadas y en gran proporción, es indicativa de un bosque abierto de Angiospermas con abundantes coníferas Cheirolepidiaceas (productoras de *Classopollis*) y Araucariaceas no muy lejano al lugar de depósito. Este tramo re-



**Fig. 11.-** Sección de Somolinos, tramo 142; a) *Polypodiaceoisporites* sp.; b) *Gnetaceapollenites* sp.; c) *Vacuopollis orthopyramis* Pflug; d) *Vacuopollis* sp.; e y f) *Trudopollis* sp.; g y h) *Atlantopollis* sp.; i y j) *Complexiopollis praeatumescens* Krutzsch. Escala gráfica 10µm.

presenta una importante caída del nivel del mar comparado con los niveles claramente marinos infrayacentes, que es consecuente con su posición en la serie, ya que da paso a una sucesión principalmente terrígena con limos y arenas de grano fino (Fig. 3).



**Fig. 12.-** Sección de Somolinos, tramo 152; a, b y c) *Tasmanites* sp. Escala gráfica 40µm.

#### *Interpretación ambiental de la Sección de Somolinos*

Desde un punto de vista ambiental, la asociación palinológica del tramo 110 nos sitúa en un ambiente claramente costero con elementos autóctonos, como los morfotipos de los ficomas de *Tasmanites* donde desarrollaron su ciclo biológico, y elementos arbóreos de zonas continentales arrastrados por corrientes hídricas o por el viento. Los bosques estarían dominados por Angiospermas y la zona más próxima a la línea de costa (más salina), estaría poblada por Cheirolepidiáceas (*Classopollis*) y Araucariáceas (Diéguez *et al.* 2010). El buen estado de conservación de los palinomorfos refuerza estas características paleoambientales.

Todas las formas observadas en el tramo 137 son terrestres y de dispersión anemófila. Un aspecto destacable de la asociación es la ausencia de palinomorfos marinos, ni siquiera de aguas salobres. Lo mismo sucede en el nivel siguiente (tramo 142), que se encuentra relativamente próximo desde un punto de vista estratigráfico (Fig. 3). En este último tramo, la exclusiva presencia de miosporas de plantas continentales representa una asociación muy rica y variada, con palinomorfos perfectamente conservados, sugiriendo una relativa cercanía entre el área madre y la de sedimentación. Los Normapolles son en su mayoría granos de gran tamaño y muchos de ellos con ornamentación reticulada o granulada, lo que dificultaría una amplia dispersión aérea. Otro aspecto a tener en cuenta y que refuerza esta hipótesis, es la escasa proporción de Gimnospermas, a las que con carácter general, se les atribuye un comportamiento anemófilo. La asociación descrita en el tramo 142

sugiere un medio continental con una cobertera vegetal compuesta por bosques abiertos de Angiospermas, escasas coníferas de pequeño porte, formado por Gnetophytas y Cheirolepidiaceas, y un sotobosque no muy desarrollado.

Por último, los escasos palinomorfos que aparecen en la muestra del tramo 152 y que se representan en la figura 10, sugieren un ambiente costero sin aportes continentales. Ello contrasta con los datos de las dos muestras infrayacentes, típicas de medios continentales. Un listado completo de los taxones determinados, con indicación del tramo y sección en el que aparecen, se muestra en la Tabla I.

#### Implicaciones en el análisis secuencial

El análisis del conjunto de las asociaciones palinológicas descritas en este trabajo, incluyendo las dos descritas con anterioridad en tramos inferiores de la sección de Somolinos (Fig. 3) (Fernández-Marrón *et al.*, 2010), junto con los datos estratigráficos y sedimentológicos de ambas sucesiones (Somolinos y Grado de Pico), permite precisar la descripción de los medios sedimentarios y mejorar el patrón de apilamiento deposicional de alta y baja frecuencia, precisando la naturaleza y posición estratigráfica de algu-

	Grado de Pico			Somolinos			
	T 22 bas	T 22 sup.	T 31	T 110	T 137	T 142	T 152
Botryococcus braunii Kützing			X				
Oedogonium cretaceum Zippi			X	X			
Tasmanites sp.				X			X
Laevigatosporites sp.						X	
Biretisporites sp.						X	
Leiotriletes sp.		X		X		X	
Polypodiaceoisporites sp.						X	
Patellasporites tavaradensis Groot & Groot			X	X		X	
Patellasporites sp.						X	
Verrucatosporites sp.				X		X	
Gnetaceapollenites sp.						X	
Cycadopites carpentieri (Del.& Spr.) Singh					X		
Cycadopites sp.	X						
Alisporites sp.						X	
Araucariacites australis Cookson	X	X	X	X			
Classopollis sp.		X	X	X		X	
Inaperturopollenites sp.	X						
Parvisaccites radiatus Couper			X				
Atlantopollis microreticulatus Krutzsch		X		X		X	
Atlantopollis reticulatus Krutzsch	X	X	X	X		X	
Atlantopollis verrucosus (Groot& Groot) Krutzsch	X	X	X	X		X	
Atlantopollis lusitanicus Dinitz, Kedves & Sim.						X	
Atlantopollis vilaflorensis Kedves & Dinitz						X	
Atlantopollis sp.		X	X	X		X	
Complexiopollis complicatus Góczán	X						
Complexiopollis patulus Tschudy		X		X		X	
Complexiopollis praeatumesces Krutzsch		X		X		X	
Complexiopollis vulgaris (Groot & Groot) Groot & Krutzsch				X		X	
Complexiopollis vamcampoae Kedves & Hegedus						X	
Complexiopollis sp.	X	X	X	X	X	X	
Trudopollis cf. pertrudens (Pflug) Pflug						X	
Trudopollis sp.		X				X	
Vacuopollis orthopyramis Pflug						X	
Vacuopollis sp.					X	X	
Triatriopollenites sp.		X				X	
Subtriporopollenites sp.						X	
Tricolpopollenites			X				
Momipites sp.						X	
Milfordia sp.				X			
Sparganiaceapollenites sp.				X			
Cámaras internas de Foraminíferos		X					
Varias formas de Dinoquistes		X					

**Tabla I.-** Listado completo de taxones identificados con indicación del tramo y sección estratigráfica en el que han sido recogidos.

nos de los límites de los conjuntos de parasecuencias (4<sup>o</sup> orden).

Regionalmente se reconocen con claridad la presencia de dos secuencias de 3<sup>er</sup> orden, que han sido descritas y estudiadas recientemente en ambos bordes del Sistema Central (Gil *et al.*, 2006; García-Hidalgo *et al.*, 2007). La inferior tiene una edad Cenomaniense superior-Turonense inferior y comprende 5 conjuntos de parasecuencias menores (4<sup>o</sup> orden) (Segura *et al.*, 1993; Segura *et al.*, 1999; García-Hidalgo *et al.*, 2007). La superior tiene una edad Turoniense superior e incluye también otros 5 conjuntos de parasecuencias de 4<sup>o</sup> orden (Gil *et al.*, 2006), aunque presenta también una ciclicidad de orden menor y un control orbital en el desarrollo de estos ciclos sedimentarios de alta frecuencia (Gil *et al.*, 2009). Estas secuencias son correlacionables con los ciclos UZA-2.5 y UZA-3.1 respectivamente, de la carta de ciclos eustáticos globales de Haq *et al.*, (1988), así como con los ciclos deposicionales DC-6 y DC-7 respectivamente, de Floquet (1998). Entre ambas secuencias se localiza en esta región un conjunto margoso calcáreo (Capa Alcorlo, Segura *et al.*, 1999), en el que se distinguían otras dos secuencias de 3<sup>er</sup> orden diferentes de las anteriores, habiendo sido correlacionadas con las secuencias UZA-2.6 y UZA-2.7 de la carta de ciclos de Haq *et al.* (1988) (Segura *et al.*, 1999, Fig. 3). No obstante, y en base a su espesor y extensión, ambas secuencias parecen corresponder realmente a dos conjuntos de parasecuencias (4<sup>o</sup> orden), más que a dos secuencias de 3<sup>er</sup> orden. En este trabajo hemos optado por incluir ambos conjuntos de parasecuencias (2.6.1 y 2.6.2 respectivamente; Fig. 3) como parte de una única secuencia de 3<sup>er</sup> orden (2.6), tal y como así ha sido identificada en las sucesiones del borde sur del Sistema Central (García-Hidalgo *et al.*, 2007), donde a su base se ha descrito una ruptura sedimentaria neta puesta de manifiesto por el avance de los cinturones de facies costeras. En el mismo sentido hay que señalar que Floquet (1998) ha descrito tentativamente hasta tres ciclos menores transgresivo-regresivos (DC6a, DC6b y DC6c, respectivamente) dentro del ciclo deposicional DC-6; si, por su posición estratigráfica, DC6a es equivalente a la secuencia 2.5 (Segura *et al.*, 1999), sus dos ciclos deposicionales superiores (DC6b y DC6c) pueden corresponder a los dos conjuntos de parasecuencias (2.6.1 y 2.6.2) aquí descritos.

Finalmente, por encima, la Capa de arenas de Somolinos y sus sedimentos suprayacentes asociados, corresponden a un conjunto de parasecuencias diferente (3.1.1) (Fig. 3), el primero de la secuencia de 3<sup>er</sup> orden 3.1 (Segura *et al.*, 1999) o del ciclo deposicional DC-7 (Floquet, 1998), habida cuenta de que representa una ruptura sedimentaria mayor, originada por una caída relativa del nivel del mar, y puesta de manifiesto por la presencia de esas arenas, que suponen un claro avance de las facies arenosas continentales-costeras sobre los sedimentos marinos y costeros del conjunto de parasecuencias 2.6.2 (Fig. 3).

De los datos obtenidos en este trabajo y en el de Fernández-Marrón *et al.* (2010) se observa una clara evolución general en la tendencia de toda la sucesión sedimentaria, desde ambientes neríticos de plataforma

(tramo 52; Fernández-Marrón *et al.*, 2010) a ambientes costeros. Así, la sucesión de acritarcos – dinoquistes (tramo 62 de Somolinos, Fernández-Marrón *et al.*, *op.cit.*) – prasino fitas (Somolinos tramo 110) es indicativa de un gradiente de salinidad decreciente, desde escenarios de mar abierto a costeros (Prauss, 2001). Por otro lado, el conjunto de las tres asociaciones palinológicas de la sección de Grado de Pico es representativo de escenarios lacustres muy próximos a la línea de costa y ocasionalmente, marinos proximales. La asociación de *Botryococcus* y de oosporas de *Oedogonium* es común en medios lacustres de aguas tranquilas, someros y efímeros. Así mismo, la asociación de algas dulceacuícolas con Normapolles y *Classopollis* es indicativa de zonas proximales (Peyrot *et al.*, 2008). El carácter no anemófilo de las escasas esporas presentes en las dos muestras con asociaciones palinológicas de elementos exclusivamente terrestres sugiere igualmente proximidad entre el área fuente y la sedimentación.

Más hacia techo, en la sucesión predominan los episodios claramente continentales, estando situadas en esa posición estratigráfica las muestras que representan los ambientes más someros de toda la columna. En las muestras consideradas, destaca la práctica ausencia de granos de polen bisacados, reconociéndose escasamente en la muestra del tramo 31 de Grado de Pico, cuando en general, son muy abundantes por su superproducción polínica (Fernández-Marrón *et al.*, 2010). La abundancia de granos de *Classopollis* en relación a granos de polen bisacados, tal y como sucede en la muestra del tramo 31 de Grado de Pico, es un hecho señalado por Taugourdeau-Lanz *et al.* (1982) como indicativo de contextos regresivos. Lo mismo sucede en niveles similares (tramos 137 y 142) de la sección de Somolinos, en los que cabe destacar la ausencia de palinomorfos marinos, también con ausencia de palinomorfos de aguas salobres.

Finalmente, la presencia exclusiva de prasino fitas y la ausencia de palinomorfos continentales en la muestra 152 de la sección de Somolinos reflejarían un cambio de tendencia a escenarios nuevamente marinos muy proximales, tal y como también sugiere la monótona sucesión de dolomías tableadas suprayacentes.

La evolución antes descrita a partir de la sucesión palinológica observada, complementa el análisis secuencial inferido previamente, confirmando la existencia de tres episodios deposicionales transgresivo-regresivos de menor amplitud dentro de una tendencia regresiva de mayor amplitud. Dichos episodios son equiparables con sendos conjuntos de parasecuencias (4<sup>o</sup> orden) y están situados entre las secuencias de 3<sup>er</sup> orden 2.5 y 3.1 (Fig. 3), reconocidas en amplios sectores de la Cordillera Ibérica. Los dos conjuntos de parasecuencias inferiores (2.6.1 y 2.6.2) podrían definir conjuntamente una secuencia de 3<sup>er</sup> orden (2.6) dibujando una tendencia más regresiva que su secuencia infrayacente (2.5). El límite entre ambas secuencias (2.5 y 2.6), no define una ruptura sedimentaria mayor, como ocurre en sucesiones más proximales del borde sur del Sistema Central (García-Hidalgo *et al.*, 2007) y en ausencia de nuevos datos, se mantiene en la posición establecida en el trabajo de Fernández-Marrón *et al.* (2010).

El tercer conjunto de parasecuencias está caracterizado por su carácter siliciclástico y por presentar asociaciones palinológicas de carácter eminentemente continental. Esto sugiere un avance neto de los cinturones de facies desde zonas más proximales al continente, que se puede relacionar con la caída relativa del nivel del mar de mayor orden observable en toda esta secuencia sedimentaria. Por ello, en su base se puede situar un límite de megasecuencia de 2º orden, tal y como ha sido señalado en otros trabajos anteriores (Segura *et al.*, 1999; Gil *et al.*, 2004). Por tanto, dicho conjunto de parasecuencias representa el primero (3.1.1 en la Fig. 3) de la secuencia de 3º orden 3.1 suprayacente.

#### *Edad de los materiales*

Las asociaciones palinológicas descritas en este trabajo permiten ciertas precisiones cronoestratigráficas. La asociación casi exclusiva (90%), de granos de polen de *Atlantopollis* y *Complexiopollis* en el tramo 22 de la sección de Grado de Pico es característica del Cenomaniense medio-Turonense inferior (Méon *et al.*, 2004). Sin embargo, esos mismos autores señalan asimismo que, mientras dicha asociación sería indicativa de esa edad, la aparición de nuevos taxones dentro de los Normapolles, tal y como sucede con la presencia de escasos, pero significativos elementos atribuibles a *Trudopollis* en la parte superior de este tramo, caracterizaría el Turoniense medio (Méon *et al.*, 2004). Por ello, el conjunto de parasecuencias 2.6.2 parece tener ya una edad Turoniense medio, lo que también confirma el análisis secuencial para estos sedimentos. Así mismo, la presencia de *Vacuopollis* en el tramo 137 en la sección de Somolinos, sugiriendo un Turoniense superior es coherente con el análisis secuencial realizado hasta la fecha (Segura *et al.*, 1999).

#### **Conclusiones**

Se han estudiado algunos niveles arcillosos y margosos en la parte alta de la Formación Picofrentes, Capa de Alcorlo y base de la Formación Embalse de la Tranquera en dos secciones estratigráficas en el sinclinorio de Campisábalos (Cordillera Ibérica-Sistema Central): sección de Somolinos, con siete muestras analizadas, (cuatro de ellas fértiles) y sección de Grado de Pico, con tres muestras, todas productivas. En cada muestra se ha realizado un inventario de esporas, polen, quistes de dinoflagelados y membranas internas quitinosas de microforaminíferos.

A la vista de los datos polínicos de ambas secciones, se infiere una evolución general clara en la tendencia de toda la sucesión sedimentaria desde ambientes neríticos de plataforma a ambientes costeros con un gradiente de salinidad decreciente. Dicha tendencia queda puesta de manifiesto por la sucesión de acritarcos-dinoquistes-prasinofitas y asociaciones de escenarios lacustres muy próximos a la línea de costa y ocasionalmente marinos proximales, tal y como sugiere la presencia de algas dulceacuícolas (*Botryococcus* y oosporas de *Oedogonium*) junto con Normapolles y granos de *Classopollis*. Más hacia techo predominan los episodios claramente continentales, estando situadas en esa

posición estratigráfica las muestras que representan los ambientes más someros de toda la sucesión estratigráfica. En ellos cabe destacar tanto la ausencia de palinomorfos marinos, como la de palinomorfos de aguas salobres. Sin embargo, en la muestra situada más alta estratigráficamente se observa un cambio de tendencia a escenarios nuevamente marinos muy proximales por la presencia exclusiva de prasinofitas y la ausencia de palinomorfos continentales.

Se propone la existencia de tres conjuntos de parasecuencias (4º orden) en el intervalo estratigráfico estudiado; dos de ellas pertenecerían a la secuencia de 3º orden 2.6 y presentarían una tendencia general regresiva (2.6.1 y 2.6.2). La presencia de un cuerpo arenoso en relación con pólenes de carácter continental, permite diferenciar un tercer conjunto de parasecuencias que pertenecería ya a la secuencia de 3º orden 3.1 suprayacente, representando una caída importante del nivel del mar asociado a un límite mayor de megasecuencia de 2º orden.

La presencia de granos de Normapolles correspondientes a *Trudopollis* sp., permiten asignar una edad Turoniense medio en el conjunto de parasecuencias 2.6.2; mientras que la presencia de miosporas de *Vacuopollis* permite asignar una edad Turoniense superior para el conjunto basal de parasecuencias de la secuencia 3.1. Todo ello es coherente con el análisis secuencial realizado hasta la fecha.

#### **Agradecimientos**

Agradecemos a Aida Adsuar y Aitor Antón del Instituto de Geociencias (CSIC-UCM) por la preparación de las muestras. Este trabajo ha sido realizado en el marco de los Proyectos de investigación CGL2009-12008/BTE y CGL2009-09000 de la Dirección General de Investigación y Gestión del Plan Nacional I+D+i del Ministerio de Economía y Competitividad. Los autores agradecen la revisión crítica de dos revisores anónimos, cuyos comentarios y sugerencias han contribuido a mejorar la calidad final del manuscrito.

#### **Referencias**

- Álvarez Ramis, C. (1985): Sur la paléocologie des alentours du barrage "El Vellon" (Madrid, Espagne) pendant le Crétacé Supérieur. *Actes du 110e congrès national des Sociétés Savantes*, 5: 115–125.
- Álvarez Ramis, C. y Doubinger, J. (1980): Los microfósiles vegetales del Cretácico superior de Torrelaguna (Madrid). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 78: 205–215.
- Álvarez Ramis, C. y Doubinger, J. (1994): Contribución al conocimiento de la palinoflora cretácica de la provincia de Madrid. Los Alcores, Guadalix de la Sierra. *Revista Española de Micropaleontología*, 26 (2): 5–22.
- Álvarez Ramis, C., Clemente Belmonte, P. y Fernández-Marrón, M.T. (1996a): Avance del estudio paleopolínico de angiospermas procedentes de la formación cretácica del Barranco de Patones (Madrid). *Geogaceta*, 20(1): 201–203.
- Álvarez Ramis, C., Kedves, M., Fernández Marrón, M.T. y Clemente Belmonte, P. (1996b): Nuevos datos palinológicos sobre las angiospermas primitivas del Cretácico Superior de Los Al-

- cores (Guadalix de la Sierra, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 28(3): 101–110.
- Álvarez Ramis, C., Kedves, M., Fernández-Marrón, M.T., Clemente Belmonte, P. y Gómez Porter, P. (1996c): Estudio paleopalinoológico de un nivel rico en palinomorfos situado en el Barranco de Patones (Madrid). *XI Simposio de Palinología APLE*, 3-6.
- Calderón, S. (1874): Reseña geológica de la provincia de Guadaluajara. *Revista de la Universidad*, 97, Madrid.
- Carenas, B., García, A., Calonge, A., Pérez, P. y Segura, M. (1989): Middle Cretaceous (Upper Albian-Turonian) in the central sector of the Iberian ranges (Spain). En: *Cretaceous of the Western Tethys. Proceeding of the Third International Cretaceous Symposium*. (J. Wiedmann, Ed.), Tubingen, 15.
- Dieguez, C., Peyrot, D. y Barrón, E. (2010): Floristic and vegetational changes in the Iberian Peninsula during Jurassic and Cretaceous. *Review of palaeobotany and Palynology*, 162: 325-340
- Diniz F., Kedves, M. y Simoncsics, P. (1977): Les sporomorphes principaux de sédiments crétacés de Vila Flor et de Carrajão, Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 58: 161–178.
- Fernández-Marrón, M.T., Gil, J., Gil-Cid, M.D. y Fonollá-Ocete, J.F. (2010): Précisions sur le patron d'empilement de dépôts du Cénomaniens-Turonien de Somolinos (Chaîne Ibérique, Espagne) d'après l'étude palynologique. *Geobios*, 43: 305-315.
- Floquet, M., Alonso, A. y Meléndez, A. (1982): Cameros-Castilla. El Cretácico Superior. En: *El Cretácico de España*, (A. García, Coord.), Universidad Complutense, Madrid, 387–453.
- García, A., Segura, M. y García-Hidalgo, J.F. (1996): Sequences, cycles and hiatuses in the Upper Albian-Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a cyclostratigraphic approach. *Sedimentary Geology*, 103: 175–200.
- García-Hidalgo, J.F., Gil, J. y Segura, M. (2003): Sedimentología de los términos basales de la sucesión cretácica en el borde sur del Sistema central. *Journal of Iberian Geology*, 29: 55–72.
- García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Segura, M. y Dominguez, C. (2007): Internal anatomy of a mixed siliciclastics-carbonate platform: the Late Cenomanian-Mid Turonian at the southern margin of the Spanish Central System. *Sedimentology*, 54: 1245–1271.
- Gil, J., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Segura, M. y García, A. (2004): Unidades litoestratigráficas del Cretácico superior en el centro de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17: 249–266.
- Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., García, A. y Carenas, B. (2006): Stratigraphic architecture, palaeogeography and sea-level changes of a third order depositional sequence: The late Turonian–early Coniacian in the northern Iberian Ranges and Central System (Spain). *Sedimentary Geology*, 191: 191-225.
- Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Mateos, R. y Segura, M. (2009): Orbital cycles in a Late Cretaceous shallow platform (Iberian Ranges, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 40–53.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross, y J.C. van Wagoner, Eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42:71–108.
- Kedves, M., Álvarez Ramis, C., Fernández-Marrón, M.T., Belmonte Clemente, P. y Gomez Porter, P. (1999): Sporomorphs isolated from pre-Quaternary sediments of “Barranco de Patones” (Spain). *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*, 32: 57–71.
- Kedves, M. (1994): Plant microfossils from the Upper Cretaceous and Lower Tertiary layers of Northern Spain I. *Plant Cell Biology and Development*, 5: 29–41.
- Martínez, M. A., Quattrocchio, M. E. y Pramparo, M.B. (2005): Análisis palinoológico de la Formación Los Molles, Grupo Cuyo, Jurásico Medio de la cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 42(1): 67-92.
- Méon, H., Guignard, G., Pacltova, B. y Svobodova, M. (2004): Normapolles. Comparaison entre l'Europe Centrale et du Sud-Est pendant le Cénomaniens et le Turonien: évolution de la biodiversité et paléoenvironnement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 75: 579–593.
- Phipps, D. y Playford, G. (1984): Laboratory techniques for the extraction of palynomorphs from sediments. *Papers of the Geology Department*, University of Queensland, 11: 1–23.
- Prauss, M. (1996): The lower Toarcian Posidonia Shale of Grimmen, Northeast Germany. Implications for the palynological analysis of a near-shore section. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 200: 107-132.
- Prauss, M. (2001): Sea level changes and organic-walled phytoplankton response in a Late Albian epicontinental setting, lower Saxony basin, NW Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 174: 221-249.
- Peyrot, D., Barrón, E., Comas-Rengifo, M.J., Barroso-Barcenilla, F. y Feist-Burkhardt, S. (2008): Palinología del tránsito Cenomaniense/Turonienense en la sección de Puentevedy (Burgos, España). *Coloquios de Paleontología*, 58: 101-161.
- Peyrot, D. Barroso-Barcenilla, F., Barrón, E. y Comas Rengifo, M.J. (2011): Palaeoenvironmental analysis of Cenomanian-Turonian dinocyst assemblages from the Castilian Platform (Northern- Central Spain). *Cretaceous Research*, 32: 504-526
- Schröder, E., (1930): La zona limítrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas. *Publicaciones Extranjeras Geología de España*, 4: 294–325.
- Segura, M., Pérez, P., Carenas, B., García, A. y Calonge, A. (1989): Le Cénomaniens supérieur-Turonien dans la zone centrale de la chaîne ibérique (Espagne): une étape sédimentaire très particulière dans l'évolution de la plate-forme crétacée. En: *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)* (P. Cotillon, Ed.), Geobios Mem. Spec., 22: 161–67.
- Segura, M., García Hidalgo, J.F., Carenas, B. y García, A. (1993): Late Cenomanian-Early Turonian Platform from Central Eastern Iberia, Spain. En: *Cretaceous carbonate Platforms* (J.A.T. Simo, R.W. Scott y J.P. Masse, Eds.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 56: 283–296.
- Segura, M., García, A., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B., Ruiz, G. y Gil, J. (1996): Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico Medio y Superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, 20: 54–57.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., García, A., Ruiz, G. y Carenas, B. (1999): El Cretácico de la zona de intersección del Sistema Central con la Cordillera Ibérica: Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*. AGGEP, Madrid, 129-140.
- Taugourdeau-Lanz, J., Azéma, C., Hasenboehler, B., Masure, E. y Moron, J.M. (1982): Évolution des domaines continentaux et marins de la marge portugaise (Leg 47B site 398D) au cours du Crétacé: essai d'interprétation par l'analyse palynologique comparée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24: 447-459.
- Verneuil, Ch. y Colombe, G. (1853): Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bulletin Société Géologique France 2<sup>e</sup> ser.* 10. Paris, 61p.

Wiedmann, J. (1964): Le Crétacé supérieur de l' Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Estudios Geológicos*, 20: 107–148.

Wood, G.D., Gabriel, A.M. y Lawson, J.C. (1996): Palynological techniques, processing and microscopy. En: *Palynology: Prin-*

*ciples and Applications*, (J. Jansonius, y D.C. McGregor, Eds.), AASP Foundation, 29–50.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 10/10/2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 20/11/2013

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 21/11/2013