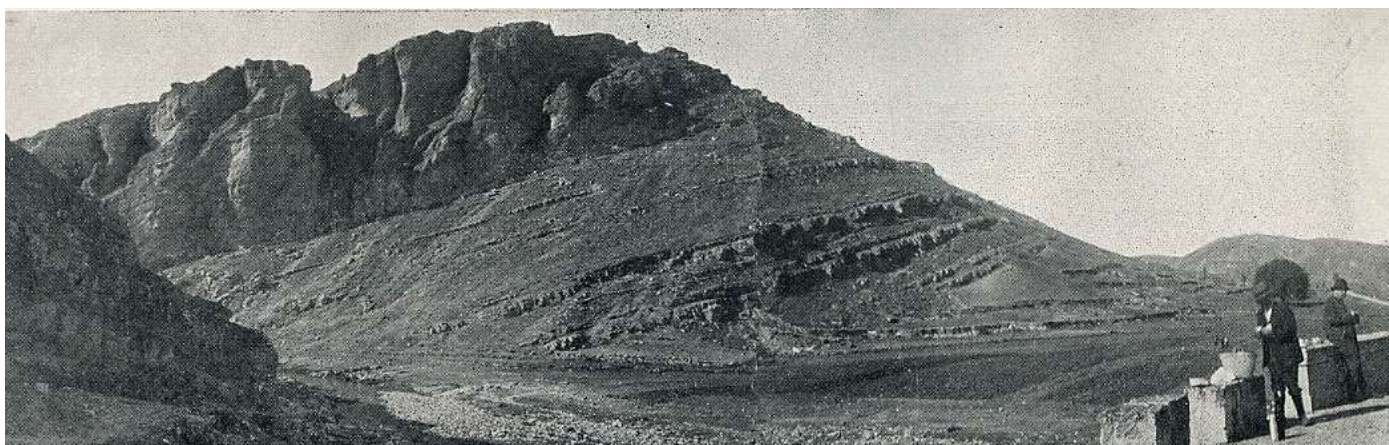




V CONGRESO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

García-Hidalgo, J.F., Gil-Gil, J., Barroso-Barcenilla, F.,
López Olmedo, F. y Díaz de Neira, J.A. (Editores)



SECUENCIAS DEPOSICIONALES EN EL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL SECTOR DE ENLACE ENTRE LA CORDILLERA IBÉRICA Y EL SISTEMA CENTRAL (GUADALAJARA Y SEGOVIA)

Manuel Segura¹, Fernando Barroso-Barcenilla^{1,2}, José F. García-Hidalgo¹ y Javier Gil-Gil¹

¹ Grupo de Investigación IBERCRETA. Universidad de Alcalá de Henares. 28871 Alcalá de Henares, España - Spain

² Grupo de Investigación Eventos Bióticos Mesozoicos. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España - Spain.

PARADA 1: EL CRETÁCICO EN LA REGIÓN DEL EMBALSE DE ALCORLO

Sucesión estratigráfica

En el extremo NE del Sistema Central el Cretácico recubre un paleo-relieve preexistente, descansado discordante de E a O sobre el Triásico superior en facies Keuper, sobre el Buntsandstein, y sobre el Paleozoico, al O de Valdesotos. También descansa sobre las cuarcitas de la Formación Alto Rey en los alrededores de Galve de Sorbe.

La sucesión cretácica comienza con la **Formación Arenas de Utrillas**, aquí representada por el Miembro Arenas de Atienza (Gil et al., 2004), cuya potencia en la zona de Alcorlo-Tamajón es de unos 25 m. En estas arenas se pueden diferenciar cuatro conjuntos sedimentarios: a) uno basal de arenas limosas que, hacia el oeste pasan a areniscas organizadas en sets de base suavemente erosiva con lag de cantos; b) un conjunto inferior de arenas caolíníferas, con hiladas de cantos, que están organizadas en sets de espesor métrico y a cuyo techo se reconocen unos niveles centimétricos de areniscas ocreas muy ferruginizadas con estratificación tabular, laminación ondulada (*wavy bedding*) y localmente, restos de serpúlidos; c) un conjunto de areniscas de grano medio a grueso, localmente muy ferruginizadas y organizadas en *sets* métricos con una fuerte estratificación cruzada planar, pasando lateralmente a areniscas con estratificación cruzada de surco; y, d) conjunto superior de arenas finas limosas en las que se observan cuerpos aislados de arenas medias con estratificación cruzada y aspecto semejante a las del conjunto anterior, pero menos continuas y de menor tamaño.

Por encima de estas arenas, aflora un conjunto de dolomías ocreas de unos 3 a 4 m de espesor, dispuestas en bancos decimétricos de aspecto tableado con sombras de laminación, tenues costras ferruginosas y niveles de concentración de geodas. Este conjunto, aunque muy reducido de espesor, corresponde a la **Formación dolomías tableadas Villa de Vés** en sus facies de borde de cuenca, y en esta zona aumenta su espesor progresivamente hacia el E hasta alcanzar 6-8 m en la región de Angón, mientras que hacia el O disminuye desapareciendo en la zona de Tamajón-Valdesotos.

Sobre estas dolomías y mediante un contacto muy neto, aflora las calizas y margas de la **Formación Picofrentes**. Comienzan con un banco de unos 6-8 m de biomicritas blanquecinas con abundantes fragmentos de conchas, que pasan de masivas en su parte basal a más arcillosas y nodulosas. Sobre este tramo de calizas descansa un potente paquete margas grises (15-20 m) con algunas intercalaciones de calizas nodulares en la base y abundante contenido fosilífero, entre los que destacan cefalópodos, equinitos, pelecípodos y gasterópodos. A techo, la unidad termina con un banco de 8-10 m de calizas nodulares con alguna intercalación de margas grises.

Por encima, afloran dos litosomas calcáreos separados por un entrante margoso que corresponden a sendos miembros de la **Formación dolomías de la Ciudad Encantada**. El inferior, *Miembro calcarenitas de Riofrío del Llano* está formado por unos 12-14 m de calcarenitas bioclásticas, algo dolomitizadas en la base y dispuestas en bancos gruesos con estratificación cruzada. Por encima, una discontinuidad sedimentaria representada por un entrante margoso con un par de bancos calcáreos da paso al *Miembro dolomías de Muriel*, compuesto por unos 18 m de dolomías en bancos gruesos en la mitad inferior y dolomías tableadas con laminaciones de algas en la superior. Hacia techo se reconocen intercalaciones margosas y bancos dolomíticos que contienen granos de cuarzo.

A continuación aflora la *Capa Margas de Alcorlo*, un nivel guía de correlación regional constituido aquí por seis niveles de margas verdes separados por cinco bancos de dolomías arenosas/areniscas con cemento dolomítico, bioturbaciones, laminación de algas y ripples. Los niveles de margas verdes muestran estructuras y procesos edáficos y suelen presentar niveles lenticulares de arenas ortocuarcíticas de grano medio. La capa Alcorlo, representa una discontinuidad estratigráfica mayor en la sucesión del Cretácico a juzgar por el desplazamiento hacia la cuenca (progradación) de los ambientes sedimentarios que sus facies denotan.

Por encima, la sucesión continua con la *Formación dolomías tableadas del Embalse de la Tranquera*, formada por una monótona sucesión de unos 60 m de dolomías bien estratificadas en bancos de 20-40 cms con estructuras tractivas, laminación de algas, bioturbación a techo y frecuentes superficies ferruginosas, y la *Formación dolomías de Somolinos*, un potente conjunto de más de 100 m de dolomías de aspecto masivo, karstificadas sobre las que se apoya la cerrada del embalse, en las que solo en afloramientos excepcionales como el del lado derecho de este embalse puede reconocerse tres litosomas: a) un litosoma inferior (40 m aprox.) escasamente estratificado; b) un litosoma intermedio (15 m aprox.) con estratificación oblicua de gran escala; y, c) un litosoma superior (45 m aprox.) dispuesto en bancos gruesos con un tableado interno difuso. Teniendo en cuenta este aspecto y especialmente su posición estratigráfica, estos tres litosomas de la Formación Somolinos son correlacionables con las formaciones Hortezuolos, Hontoria del Pinar y Burgo de Osma respectivamente, definidas en la Cordillera Ibérica septentrional (García et al., 1996).

Finalmente, la sucesión carbonatada termina con un conjunto de calizas brechificadas en bancos irregulares, difíciles de observar ya que forman el techo de las cuevas. Aquí pueden verse a la salida del barranco llegando a San Andrés del Congosto. Por encima, El Cretácico continuaría con una potente sucesión arcilloso-evaporítica, poco estudiada y que por su naturaleza litológica ha sido frecuentemente asignada al Terciario.

Análisis secuencial

El análisis secuencial de estos sedimentos permite identificar una serie de ciclos de diferente orden superpuestos. Todo el Cretácico que aflora aquí constituye una megasecuencia deposicional de gran amplitud (1^{er} orden) relacionada con el ascenso eustático global del Cretácico Superior reconocido a nivel mundial. Dentro de esta megasecuencia, se reconocen dos grandes episodios transgresivos-regresivos internos o mesosecuencias de 2^o orden (UZA-2, Cenomaniense medio-Turoniense medio; y UZA-3, Turoniense superior a Campaniense medio, según la terminología de Haq et al., 1988).

Las mesosecuencias de 2^o orden, se caracterizan y reconocen en la sucesión sedimentaria por una evolución vertical de facies que muestra una etapa transgresiva (profundización) y una etapa regresiva (somerización). Cada mesosecuencia muestra un patrón transgresivo-regresivo quedando delimitadas por un cambio de tendencia y repetición del mismo patrón o por una interrupción sedimentaria. En esta región se reconocen al menos dos mesosecuencias de 2^o orden: a) una de edad Cenomaniense-Turoniense medio, en la que la etapa transgresiva estaría representada por la Formación Utrillas y el tramo inferior de la Formación Picofrentes, el máximo transgresivo se situaría dentro de esta última (base del Turoniense), estando su etapa regresiva representada por la parte superior de la Formación Picofrentes y la Formación Ciudad Encantada y el límite superior quedaría caracterizado por los depósitos margoso-arenosos de la Capa Alcorlo; y, b) una mesosecuencia de edad Turoniense medio- Campaniense, representada aquí por las formaciones Tranquera y Somolinos o por sus equivalentes laterales en la Ibérica septentrional, formaciones Muñecas, Hortezuolos, Hontoria del Pinar, Burgo de Osma y Santo Domingo de Silos; su máximo transgresivo se sitúa hacia el Coniaciense medio-superior (Formación Hortezuolos) y su límite superior coincide con la interrupción sedimentaria correspondiente al techo de la sucesión carbonatada.

Cada una de estas mesosecuencias de 2^o orden contiene un número variable de secuencias deposicionales de 3^{er} orden, caracterizadas por la presencia interna de cortejos sedimentarios (TST, HNR y FRST) y las superficies estratigráficas de referencia que delimitan estos cortejos. Dado que son episodios deposicionales de carácter global, pero de menor amplitud que los anteriores (1^{er} y 2^o orden), la identificación y caracterización de sus superficies de referencia internas y por extensión, de sus cortejos no es sencilla en el análisis de una única sección estratigráfica, donde aspectos locales pueden distorsionar la interpretación. Requieren por tanto, el reconocimiento de un amplio sector de la cuenca sedimentaria, razón por la cual en

esta salida su identificación la estableceremos revisando un mínimo de tres secciones estratigráficas que consideramos adecuadas para poder reconocer 5 secuencias de 3^{er} orden, las tres inferiores pertenecientes a la parte superior de la Mesosecuencia de 2^o orden Cenomaniense-Turonense medio y las dos superiores pertenecientes a la parte inferior de la Mesosecuencia de 2^o orden del Turonense superior-Campaniense. Considerando la terminología de Haq et al. (1988) estas secuencias de 3^{er} orden equivaldrían a sus UZA 2.4, 2.5, 2.6/2.7, 3.1 y 3.2.

A la **primera secuencia de 3^{er} orden** se le atribuye una edad Cenomiense medio-superior, y está representada por las arenas de Utrillas y las dolomías tableadas de Villa de Ves situadas inmediatamente encima. Se trata por tanto de una secuencia de facies mixta y de carbonatación creciente a techo. Si para el análisis e interpretación secuencial nos limitásemos únicamente a la sección del cruce de Veguillas, podríamos tener dudas sobre cuáles son los materiales que abarca esta secuencia y donde deberíamos de situar sus límites. El conjunto basal e inferior de las arenas de Utrillas son depósitos continentales, que pasan a costeros hacia su parte media (García-Hidalgo et al., 2007), de manera que surgirían dudas de si incluir o no en esta primera secuencia los niveles dolomíticos de Villa de Vés, dado que: a) el límite entre ambos litosomas es muy neto, b) no hay facies intermedias de dolomías arenosas que permitan caracterizar una transición, y c) las areniscas están ferruginizadas en sus estratos de techo.

Es necesario recurrir a más afloramientos y realizar una correlación entre ellos a nivel de cuenca (i.e. Segura et al., 1994), para comprobar que estas arenas pasan lateralmente hacia el E a las dolomías suprayacentes (Villa de Vés) disminuyendo el espesor de los términos siliciclásticos en beneficio de los dolomíticos. Dicha correlación permite así mismo comprobar: a) que dentro de estas secuencias de 3^{er} orden se identifican ciclos sedimentarios de orden menor (alta frecuencia) limitados por interrupciones sedimentarias asociadas a caídas eustáticas de menor amplitud; y b) que los depósitos siliciclásticos y carbonatados dentro de una misma secuencia deposicional, no son resultado de un mismo proceso sedimentario, si no de dos procesos sedimentarios correlativos; los siliciclásticos depositados en relación con un descenso en el nivel del mar y los carbonatados en relación con un ascenso correlativo.

En la sección del cruce Veguillas se comprueba cómo la importancia de un límite de secuencia queda caracterizada por la acumulación de procesos superpuestos que dejan su huella en el registro sedimentario y no por lo llamativo de uno de ellos. La atribución definitiva de un límite de secuencias no debe de hacerse solo con un análisis puntual si no que requiere constatar su existencia en otros afloramientos con un análisis multidisciplinar en el que se tengan en cuenta parámetros litológicos, paleontológicos, bioestratigráficos, geoquímicos, etc.

Así, en la sección del Cruce de Veguillas podemos comprobar como en la posición donde situamos el límite superior de la primera secuencia de 3^{er} orden concurren: a) una importante discontinuidad sedimentaria marcada por una dolomitización que afecta a los materiales infrayacentes, b) una ferruginización de las dolomías, c) la génesis de niveles de geodas con disposición estratigráfica, situados unos centímetros por debajo del límite y que están ligadas a la migración, concentración y posterior disolución de evaporitas (Elorza y Rodríguez-Lázaro, 1984; Gómez-Alday et al., 2002), d) la presencia de lamelibranchios incrustantes tapizando la superficie, y e) un importante cambio de facies.

En este mismo afloramiento podemos ver como en otros niveles de la sección aparecen estructuras y huellas de interrupción pero no superpuestas ni en tal concentración. Se reconocen otros niveles de geodas, que denotan posibles niveles de anhidritas ya desaparecidas, así como costras ferruginosas atribuibles a interrupciones sedimentarias, cambios litológicos muy acusados, pero todos ellos coincidentes en una misma posición estratigráfica solo se dan en esta posición.

De acuerdo con estas observaciones podemos realizar una interpretación de los materiales que definen esta primera secuencia deposicional en términos de cortejos y superficie estratigráficas: El límite inferior de la secuencia se localiza en la discordancia basal Triásico-Cretácico, y la Superficie de Máxima Inundación (MFS) se localiza coincidiendo con los primeros depósitos arenosos estratificados en los bancos plano paralelos que contienen estratificación ondulada (*wavy bedding*) y serpúlidos. Se reconocen de esta forma un

cortejo transgresivo (TST) representado por la parte inferior de las arenas de Utrillas y otro cortejo de alto nivel del mar (HST) representado parte en arenas y parte en dolomías.

La posición de la MFS no siempre es fácil de establecer, como sucede en este caso ya que en principio podría parecer más lógico situarla en la base de las dolomías o incluso un poco por encima. Una vez más debemos recurrir al análisis de cuenca para cerciorarnos. La aplicación de los principios del análisis secuencial en afloramientos de superficie permite un grado de resolución mayor que la estratigrafía sísmica, pudiendo desdoblar la tradicional MFS de aquella en dos nuevas superficies de referencia (Gil, 2005): a) Superficie de Máxima Marinidad (SMM), entendida como la superficie de máxima tasa de incremento eustático o máxima tasa de retrogradación de los cinturones de facies; y, b) Superficie de Máxima Extensividad (SME), o superficie del nivel del mar más alto, siendo conceptualmente coincidente con la MFS de la estratigrafía sísmica. La SMM marcaría el límite entre el TST y el HST, mientras que la SME permite diferenciar dentro de este último, dos nuevos cortejos (Catuneanu et al., 2009): cortejo de regresión normal (HNR) y cortejo de regresión forzada (FRST).

Por otro lado, en el caso de secuencias mixtas siliciclástico-carbonatadas hay que tener en cuenta que la instalación de una plataforma carbonatada con capacidad de producir carbonatos requiere de un lado el cese de aportes siliciclásticos y de otra un decalaje para la reinstauración de la factoría de carbonatos, aspecto este último que no tenemos siempre muy bien constatado. Además de todo, un último aspecto a tener en cuenta es que las facies que vemos en un cortejo sedimentario concreto pueden ser diferentes según la posición que ocupe la secuencia que lo contiene en la mesosecuencia de orden mayor. En este caso, la primera secuencia de 3^{er} orden se encuentra dentro de la etapa transgresiva de la mesosecuencia de 2^o orden Cenomaniense-Turoniense medio. Posteriormente, tendremos ocasión de compararlo con un cortejo semejante de una secuencia de 3^{er} orden situado en la etapa regresiva de esta misma mesosecuencia.

La segunda secuencia de 3^{er} orden tiene una edad Cenomaniense terminal-Turoniense inferior, se depositó en un contexto mayor (2^o orden) de nivel del mar alto, siendo por ello, ampliamente extensiva sobre los márgenes continentales e identificable en todo el dominio ibérico y amplias áreas del Tethys occidental, África, interior de USA, etc.

Esta secuencia está representada por la Formación Picofrentes, comienza con un banco de biomicritas nodulares, continúa con un potente nivel de margas grises con intercalaciones de calizas nodulares y finaliza con un nuevo tramo de calizas nodulares. Todo el conjunto es muy fosilífero y destaca por presentar una simetría litológica (caliza-marga-caliza) y paleontológica (pelecípodos-cefalópodos-pelecípodos), lo que nos permite situar el máximo transgresivo (MFS) dentro del tramo margoso central, unos metros por encima de los niveles de margas que se correlacionan con el evento anóxico AEO2 del límite Cenomaniense-Turoniense, aunque este episodio incluso esta litología es difícil de observar al estar habitualmente cubierto por derrubios.

La *mfs* delimita un cortejo por debajo que muestra sendas secuencias de profundización caliza-marga (4^o orden; alta frecuencia), y un cortejo por encima en el que las secuencias pasan a ser de somerización, marga-caliza. Sin embargo, un análisis más detallado permite de nuevo desdoblar la esta *mfs* en dos superficies de referencia: a) una SMM posiblemente asociada al nivel anóxico, representando el evento de máxima tasa de ascenso eustático; y, b) una SME, unos metros por encima de la anterior que representaría el evento de máxima extensividad y que coincidiría con la *mfs* tradicional allí donde las secuencias internas cambian de polaridad. En este caso la SME de 3^{er} orden coincide con el máximo transgresivo de la mesosecuencia de 2^o orden que la contiene (Cenomaniense medio-Turoniense medio). A partir de estas dos superficies estratigráficas de referencia, se pueden delimitar tres cortejos sedimentarios: a) TST entre el límite inferior y la SMM (nivel anóxico) b) un HNR entre la SMM y la SME (o MFS), y c) un FRST entre la SME y el límite superior, que aquí se muestra como un cortejo más agradacional que progradacional dada la posición que ocupaba esta zona en la cuenca sedimentaria; la señal eustática de 2^o orden (inmediatamente por encima del máximo transgresivo) puede explicar la variación del patrón interno de este cortejo.

El límite superior de la secuencia se sitúa sobre las últimas calizas nodulares y está marcado en esta región por un nivel margoso azoico o por un nivel de biomicritas claramente truncado, como se observa en el afloramiento del Embalse de Alcorlo.

La tercera secuencia de 3^{er} orden tiene una edad Turoniense medio y está representada por los miembros Riofrío del Llano y Muriel de la Formación Ciudad Encantada, y por la Capa Alcorlo. Estos tres litosomas definen, por sí mismos, otras tantas secuencias internas de 4^o orden (alta frecuencia), mostrando un único patrón lineal de somerización, tanto a nivel individual como en el conjunto de las tres: a) La primera sin dolomitizar, está constituida por biocalcarentas con estratificación cruzada (Miembro Riofrío del Llano) y margas y dolomías margosas muy bioturbadas a techo; b) la segunda ya dolomitizada (Miembro Muriel), constituida por dolomías en bancos de tamaño medio y disposición estratodecreciente, con laminaciones de algas en la mitad superior y geodas a techo; c) la tercera (Capa Alcorlo), mostrando una alternancia de margas verdes y dolomías tidales con laminaciones de algas y ripples y/o areniscas con cemento dolomítico, destacando localmente la presencia de niveles lenticulares de arenas blancas sueltas de grano medio.

A la vista de la sucesión descrita, los materiales de esta tercera secuencia de 3^{er} orden son mucho más someros que los de la secuencia infrayacente y muestran a su vez, una tendencia clara de somerización hacia techo, que es conforme con la tendencia marcadamente regresiva del ciclo de 2^o orden en el que se enmarcan, cuyo límite superior (2^o y 3^{er} orden) queda caracterizado en esta región por la capa Alcorlo, que constituye el máximo exponente de somerización para este intervalo estratigráfico en toda la Cuenca Ibérica, mostrando registro de episodios edáficos y claramente continentales.

Si analizamos en conjunto los materiales de las tres secuencias de 3^{er} orden descritas para ver la evolución de la mesosecuencia de 2^o orden que las contiene, reconocemos una sucesión de facies simétrica, lógica y conforme a la tendencia transgresivo-regresiva que les caracteriza. Da comienzo con las arenas de ambientes continentales y litorales (Formación Utrillas), continua con dolomías tableadas de ambientes mareales (Formación Villa de Vés), calizas de plataforma interna y margas y calizas nodulares con ammonoideos de plataforma externa (Formación Picofrentes), calizas nodulares (parte alta de la Formación Picofrentes) y calcarenitas (Miembro Riofrío del Llano), dolomías tableadas de ambientes mareales (Miembro Muriel) y culminar finalmente con depósitos arcillosos arenosos costeros y continentales (Capa Alcorlo).

La cuarta secuencia de 3^{er} orden tiene una edad Turoniense superior y está formada por una monótona sucesión de dolomías tableadas (Formación Embalse de la Tranquera) de ambientes mareales. Por su posición estratigráfica es correlacionable con la Formación Calizas bioclásticas de Muñecas, definida en el dominio septentrional de la Cordillera Ibérica, tal y como puede comprobarse en el afloramiento de Grado de Pico (flanco occidental de la muela de Campisabalos). En el Embalse de Alcorlo, esta cuarta secuencia muestra una tendencia lineal agradacional, sin que pueda identificarse superficies de referencia interna que permitan delimitar cortejos sedimentarios. No ocurre lo mismo al norte, sobre su equivalente no dolomitizado (Formación Muñecas) en el que se ha identificado una secuencia deposicional organizada en secuencias internas de 4^o orden con una SMM situada en su tercio inferior (Gil et al., 2006) y una SME (Gil et al., 2008), que delimitan un TST no muy muy potente, un HNR ligeramente agradacional y un FRST con predominio creciente de facies mareales.

En Alcorlo, los materiales dolomíticos que constituyen esta cuarta secuencia deposicional son muy semejantes al de las dolomías de la Formación Villa de Vés (Cenomaniense medio-superior), ambos tableados y depositados en ambientes de plataforma muy somera. Esta aparente coincidencia no lo es tanto si tenemos en cuenta que ambas secuencias de 3er orden (1^a y 4^a) se desarrollan durante la etapa transgresiva de un ciclo de 2^o orden, aunque este afectado por caídas eustáticas menor amplitud (3^{er} y 4^o orden).

El límite superior de esta cuarta secuencia de 3^{er} orden tiende a coincidir con el límite de la unidad estratigráfica. Está marcado por un incremento de las superficies ferruginosas y niveles brechificados, que sugieren una mayor intensidad y duración de interrupciones sedimentarias, así como por un cambio en el patrón de estratificación, pasando de dolomías tableadas a dolomías dispuestas en bancos gruesos. En cualquier caso es un límite muy difícil de establecer en sucesiones dolomíticas como las que nos ocupan, no así en sucesiones calcáreas, donde está materializado por un neto hardground ferruginizado y bioperforado ampliamente reconocido en la Cordillera Vasco-Cantábrica (contacto entre las formaciones Villaescusa de las Torres y Nidáguila) e Ibérica Septentrional (contacto entre las formaciones Muñecas y Hortezielos). Probablemente, los procesos de dolomitización que afectan a estas sucesiones de margen costero de plataforma, unidos al hecho de que la caída eustática de 3^{er} orden asociada a dicho límite quede atenuada por

encontrarse dentro de una etapa transgresiva de mayor amplitud (2º orden) estén en el origen de esta dificultad.

Por encima, aflora un potente conjunto dolomítico asimilable a la Formación Somolinos. Si resulta difícil situar con exactitud el límite superior de la última secuencia de 3^{er} orden (Turoniense superior), dentro de la Formación Somolinos ya no es posible continuar un análisis secuencial de 3^{er} orden. Es necesario desplazarse hacia el N (ver última parada en Ligos) para poder continuar el análisis secuencial en los equivalentes calcáreos de esta potente unidad dolomítica.

PARADA 2: EL CRETÁCICO DE ATIENZA

En Atienza, el Cretácico aflora en los Cerros del Castillo y del Padrastró, este último mostrando una conocida sección de las Arenas de Utrillas, que ha sido escogida como sección tipo para el Miembro Arenas de Atienza. En este sector, donde el Sistema Central enlaza con la Cordillera Ibérica, el espesor de la Formación Utrillas supera los 100 m y muestra una evolución similar a la descrita en la parada anterior, pasando de facies continentales en la base a facies de ambientes costeros al techo. A escala de tercer orden se reconocen aquí materiales de al menos una secuencia de 3^{er} orden infrayacente a las ya descritas, edad Cenomaniense inferior-medio, mostrando un espesor de 60 m. No obstante, en la base del afloramiento los primeros metros podrían corresponder al techo de otra secuencia deposicional situada por debajo, de edad Albiense terminal-Cenomaniense basal, de la que estaría aquí representado solo el Cenomaniense (Segura, 1982). Si tenemos en cuenta estas observaciones y las realizadas en la primera parada, la primera megasecuencia de 2º orden estaría formada por cinco secuencias de 3er orden aumentando su amplitud temporal hasta la base del Cenomaniense. Sobre las arenas de Utrillas, se identifica muy cubierta por derrubios de ladera la Formación Picofrentes y coronando el cerro, el Miembro Riofrío del Llano de la Formación Encantada.

PARADA 3: EL CRETÁCICO EN LA SECCIÓN DE SOMOLINOS

Al igual que en Atienza, el Cretácico comienza un potente tramo siliciclástico de la Formación Fm Utrillas, discordante sobre las arcillas y limos del Triásico. Dentro de este conjunto, se reconocen dos secuencias de 3^{er} orden, una de edad Cenomaniense inferior-medio exclusivamente arenosa, y otra de edad Cenomaniense medio-superior que, como en Alcorlo, culmina con bancos calcáreos.

Uno de los aspectos interesantes de esta sección es situar el límite entre esta segunda secuencia y la suprayacente. Tradicionalmente, se ha posicionado a techo de los bancos dolomíticos (Segura et al., 1993) pero una revisión de la sucesión estudiando detalladamente la faunas ammonitíferas nos muestran que este límite, en principio el más aparente, debe ser un límite entre dos secuencias de orden menor (4º orden).

En la zona central de la Cordillera Ibérica, desde los Condemios hasta el sur de Alhama de Aragón, tiene lugar el paso de las facies calcáreas a las dolomíticas en los materiales del Cenomaniense superior. El estudio detallado de este tránsito ha permitido identificar la presencia de *Metoicoceras geslinianum* ya descrito (como *M. cf. swallowi*) por Wiedman (1960) en los tramos calcáreos basales y pudiéndose correlacionar los bancos situados unos metros por encima, con las capas que los Condemios presentan *Vascoceras gamai*, el cual caracteriza la base de la secuencia suprayacente (Cenomaniense terminal-Turoniense inferior). Ello obliga a pensar que aquí la secuencia Cenomaniense medio-superior llega hasta el primer tramo margoso. Este límite no puede verse aquí en detalle ya que está cubierto por un coluvión. En cualquier caso, constituye un buen ejemplo para demostrar lo complejo que puede ser posicionar un límite de secuencias de 3^{er} orden utilizando solo los datos un afloramiento y la utilidad de utilizar combinada información estratigráfica y paleontológica y realizar su interpretación en el marco de un análisis de cuencas.

La sección de Somolinos constituye uno de los mejores afloramientos para el estudio de la tercera secuencia de 3^{er} orden (Cenomaniense terminal- Turoniense inferior) y de su ciclicidad interna de alta frecuencia, 5 secuencias de 4º orden (sets de parasecuencias), las dos primeras de profundización (caliza-marga), y las tres superiores de somerización (marga-caliza). En estos materiales se ha podido establecer una precisa zonación de ammonites (Barroso-Barcenilla et al., 2009) y ello ha permitido inferir una edad de 400 Ka para cada uno

de estos ciclos de 4º orden, que es coherente con los 2 Ma que representa esta secuencia deposicional teniendo en cuenta las últimas escalas cronoestratigráficas (Ogg y Hinnov, 2012).

Por encima, la sucesión se hace más carbonatada y sucesivamente más somera. Ya Wiedmann (1960) describe que en esta sección un tramo de calizas nodulosas sin cefalópodos, en las que solo ha podido encontrar Ostreidos. Al Oeste de Somolinos, Barroso-Barcenilla (2006) ha encontrado en la sección de los Condemios un molde de *Coilopoceras* sp. en el mismo intervalo, lo que nos sitúa claramente en el Turoniense medio. La presencia de ostreidos, generalmente asociados a facies mareales, y calizas tidales con laminación de algas inmediatamente por debajo de la Capa Alcorlo, completa una sucesión sedimentaria inversa a la de profundización que se observa en las proximidades de Barahona (al NE) para la parte inferior de la sucesión donde sobre las arenas de Utrillas aflora un conjunto de calizas estromatolíticas que pasan a calizas con ostreidos y calizas con pelecípodos, equinodermos y cefalópodos (*Angulithes mermeti* y *Neolobites vibrayeanus*).

En este sentido, los resultados de un reciente análisis palinológico del Turoniense de esta sección (Gil et al., 2013) expone una evolución de los medios sedimentarios desde ambientes neríticos de plataforma (Turoniense inferior) a ambientes costeros con emersión y episodios claramente continentales en la capa Alcorlo. Ello debe ser entendido como fiel reflejo de la tendencia regresiva del ciclo de 2º orden y de la magnitud de la caída eustática que marca el límite superior del ciclo (Cenomaniense- Turoniense medio).

Por encima, aflora una sucesión de dolomías tableadas en bancos decimétricos (Formación Embalse de la Tranquera) que representa la primera secuencia de 3º orden (Turoniense superior) de la siguiente mesosecuencia (Turoniense superior-Campaniense), mostrando como en el caso de Alcorlo, un límite superior incierto, ya que de forma transicional se pasa a las dolomías de aspecto masivo de la Formación Somolinos, de las que ésta es su localidad tipo.

PARADA 4: LA SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DE GRADO DE PICO

Tras recorrer la muela de Campisabalos, siguiendo aproximadamente el eje sinclinal, la carretera desciende hacia la sección de Grado de Pico, donde de nuevo se cortan las mismas unidades del Cenomaniense-Turoniense-Coniaciense Segura et al. (1999). Pudiéndose realizar la misma interpretación secuencial. La única diferencia que existe con respecto a los afloramientos de Alcorlo y Somolinos es que en Grado de Pico, la segunda mesosecuencia transgresivo-regresiva (Turoniense superior-Campaniense medio) comienza con las calizas bioclásticas Formación Muñecas y no con facies dolomíticas. Una dislocación tectónica no permite seguir identificando los términos de la serie con precisión suficiente, pero sobre la Formación Muñecas, está situada la Formación calizas nodulares de Hortezielos, tal y como veremos en la siguiente parada.

Se observa por tanto, como a lo largo de la Muela de Campisabalos desaparece la dolomitización que afecta a los términos más altos de la sucesión carbonatada del Cretácico (García-Hidalgo et al., 1997). Los afloramientos de ambos márgenes de la muela constituyen el mejor ejemplo para mostrar la relación lateral entre las formaciones Embalse de la Tranquera y Muñecas por un lado, y la relación de la Formación Somolinos con el resto de la sucesión carbonatada del dominio septentrional de la Cordillera Ibérica (Hortezielos, Hontoria del Pinar, Burgo de Osma y Santo Domingo de Silos).

PARADA 5: EL CRETÁCICO DE LIGOS (BORDE SUR DE LA CUENCA DEL DUERO; SEGOVIA)

En la Hoz del Río Pedro, el Cretácico descansa sobre las calizas del Jurásico inferior. Comienza como en las secciones anteriores con las arenas de la Formación Utrillas, cuyo espesor supera aquí los ochenta metros. Sobre ellas, aflora un banco de calizas nodulares y margas atribuibles al Cenomaniense superior y correlacionable hacia el E con sus equivalentes dolomíticos de la Formación Villa de Vés.

En zonas próximas (Liceras) este tramo calcáreo contiene *Neolobites vibrayeanus* y *Angulithes mermeti* que, como hemos visto caracteriza la parte alta de la secuencia de 3º orden del Cenomaniense medio-superior. Por debajo, consideramos que está ampliamente representada una secuencia de 3er orden inferior, de edad

Cenomaniense inferior-medio, teniendo en cuenta la arquitectura deposicional que estas secuencias muestran en el análisis de cuenca y el espesor de las arenas de Utrillas en este afloramiento.

Por encima afloran las margas y calizas nodulares de la Formación Picofrentes (mitad de la ladera) que culminan a techo con unos bancos de biomicritas nodulares, de forma similar a las secciones de Somolinos y Alcorlo. Estos materiales definen la secuencia de 3^{er} orden del Cenomaniense terminal-Turoniense inferior, dando paso a una nueva secuencia deposicional (Turoniense medio), compuesta por calizas bioclásticas con intercalaciones margosas y arenosas (mitad superior de la ladera, semicubierto). Esta última secuencia se interpreta como la que culmina la primera mesosecuencia transgresivo-regresiva de 2^o orden.

Más interés presenta en este afloramiento la parte transgresiva de la siguiente mesosecuencia (Turoniense superior-Campaniense medio), ya que a lo largo de la hoz se reconocen los equivalentes calcáreos hacia el NO de las formaciones Embalse de la Tranquera y Somolinos, permitiendo continuar el análisis secuencial de 3^{er} orden interrumpido a esta altura del registro estratigráfico en las secciones de Alcorlo y Somolinos.

Así, la sucesión continua con las calizas bioclásticas de la Formación Muñecas y las calizas nodulares de la Formación Hortezielos con sus cuerpos escasamente estratificados de techo. Saliendo de la hoz, y a punto de desaparecer bajo la cobertera terciaria, se reconocen puntualmente unas dolomías en gruesos bancos que constatarían la presencia de la Formación Somolinos en este afloramiento, pero que serían correlacionables, al menos con la Formación Calcarenitas de Hontoria del Pinar, la siguiente unidad calcárea del dominio septentrional de la Cordillera Ibérica. Algunas de estas unidades pueden ser observadas en detalle en las canteras abiertas al otro lado de la carretera de Ayllón.

Las calizas nodulares de Hortezielos presentan abundantes invertebrados fósiles, habiéndose identificados gasterópodos, pelecípodos, ostreidos (*Pycnodonte vesicularis*), equínidos y cefalópodos (*Hemitissotia ceadouroensis*) que permiten datar a esta unidad como Coniaciense medio-superior.

Desde la perspectiva del análisis secuencial, las calizas bioclásticas de la Formación Muñecas constituyen la primera secuencia de 3^{er} orden (Gil et al., 2006) del megaciclo superior. Se trata de depósitos de plataforma cuyo máximo transgresivo hay que situarlo en la mitad inferior. La presencia de moldes de *Coilopoceras requienianum* y la correlación con la Formación Villaescusa de las Torres (dominio Vasco-cantábrico) con su fauna de rudistas (Pons et al., 2013), permite asignarle una edad Turoniense superior no terminal de acuerdo con las escalas cronoestratigráficas actuales (Gradstein et al., 2012). Dicha secuencia se desarrolló dentro de la etapa transgresiva del ciclo de 2^o orden que la contiene.

Por encima, las calizas nodulares de la Formación Hortezielos constituyen la segunda secuencia de 3^{er} orden (Turoniense terminal-Santoniense basal), conteniendo el máximo transgresivo. Comienzan con una sucesión de calizas nodulares con abundantes fósiles y en la que se observa una asociación de pelecípodos, equinodermos y cefalópodos semejante a la descrita en la secuencia del Cenomaniense terminal-Turoniense inferior (Formación Picofrentes). Representan depósitos de plataforma externa que reflejan el máximo transgresivo del ciclo de 2^o orden que la contiene y representan un intervalo de máximo nivel del mar, probablemente uno de los mayores de la Historia de la Tierra.

Sobre las facies de calizas nodulares descansa mediante contacto neto un conjunto de micritas parcialmente dolomitizadas y escasamente estratificadas, siendo interpretadas como depósitos de una plataforma acusadamente progradante con la que culmina la referida secuencia de 3^{er} orden. Su elevado espesor se interpreta como una consecuencia del espacio de acomodación creado durante el ascenso eustático de 2^o orden y supone el relleno de la cuenca hasta alcanzarse ambientes someros de plataforma carbonatada colonizados por rudistas.

Agradecimientos: A los proyectos de investigación que entre 1983 y 2012 han financiado nuestras investigaciones sobre el Cretácico en la región central de España y especialmente a los que actualmente están en vigor, PEIII1-0237-7926 (*Secuencias, eventos sedimentarios y yacimientos paleontológicos en el Santoniense-Maastrichtiense de Castilla-La Mancha*) de la Junta de Castilla-La Mancha, y CGL2009-12008 (*Cuantificación de eventos a través del análisis cicloestratigráfico en el Cenomaniense-Santoniense de la Cuenca Ibérica*), CGL2011-25894 y CGL2012-35199 del Ministerio de Ciencia e Innovación, España.

Referencias

- Barroso-Barcenilla, F. (2006). Cefalópodos del Cenomaniense superior y del Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, 613 págs.
- Barroso-Barcenilla, F., Goy, A., Segura, M. (2009): Ammonite zonation of the upper Cenomanian and Turonian in the Iberian Through, Spain. *Newsletters on Stratigraphy*, 43(2): 139-164.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C. (2009): Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- Elorza J, Rodríguez-Lázaro J. (1984): Late Cretaceous quartz geodes after anhydrite from Burgos, Spain. *Geological Magazine*, 121: 107-113.
- Gómez-Alday, J.J., García-Garmilla, F., Elorza, J. (2002). Origin of quartz geodes from Laño and Tubilla del Agua sections (middle-upper Campanian, Basque-Cantabrian Basin, northern Spain): isotopic differences during diagenetic processes. *Geological Journal*, 37: 117-134.
- García, A., Gil, J., Segura, M. (1996): La terminación sobre el Macizo Hespérico de las plataformas sedimentarias cretácicas del Surco Ibérico, a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Carpetana (Guadalajara y Madrid). *Itinerarios Geológicos desde Alcalá*. (Segura, M., Bustamante, I., Bardají, T., Eds.). Universidad de Alcalá: 247-269.
- García-Hidalgo, J. F., Segura, M., García, A. (1997): El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 39-53.
- García-Hidalgo, J. F., Gil, J., Segura, M., Domínguez, C. (2007): Internal anatomy of a mixed siliciclastic-carbonate platform: the late Cenomanian-Middle Turonian at the southern margin of Spanish central. *Sedimentology*, 54: 1245-1271.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García-Hidalgo, J. F., García, A. (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico superior en la región central de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (3-4): 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 (3-4), 191-225.
- Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., Carenas, B., García, A., Temiño, J., Díaz de Neira, J.A. (2008): Arquitectura estratigráfica de alta frecuencia de una secuencia de 3^{er} orden en el margen costero de la Cuenca Ibérica (Provincia de Segovia, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, sección Geológica*, 102: 15-33.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: *Sea level changes. An integrated approach* (Wilgus, C.K., Hastings, C.K., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. Eds. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Sp. Publ., 42: 71-78.
- Ogg, J.G., Hinnov, L.A. (2012): Cretaceous. En: *Geological Time Scale 2012, Vol 2*, (Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., Eds.) Elsevier, 793-853.
- Segura, M. (1982): Evolución del Cretácico medio y superior en el sector Sigüenza-Taravilla. *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 341-353.
- Segura, M., García-Hidalgo, J. F., Carenas, B., García, A. (1993): Upper Cenomanian -Early Turonian Platform from central Eastern Iberian (Spain). En: *Cretaceous Carbonate Platforms*. (Simo, T., Scott, B. W, Masse J.P. Eds). Chapter 23. AAPG Mem. sp. 56, 283-296.
- Segura, M., Pérez, P., Carenas, B., García-Hidalgo, J. F., García, A., Soria, N., Gil, J. (1994). Correlación secuencial de los depósitos del Cenomaniense inferior y medio del Sistema Central, Cordillera Ibérica y Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 217-140.
- Segura, M., García-Hidalgo, J. F., García, A., Ruiz, G., 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*. Asociación Española de Geólogos y Geofísicos del Petróleo: 129-139.
- Wiedmann, J. (1960): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *C.R. 84. Congrès National Sociétés Savantes, Dijon, 1959*: 709-764.



Figura 1. Panorámica de la sección estratigráfica del Cretácico en el Embalse de Alcorlo (Guadalajara).



Figura 2. Fm Arenas de Utrillas en el Cruce de Veguillas



Figura 3 Dolomías de Villa de Vés y Margas de Picofrentes en la carretera de Veguillas al Embalse de Alcorlo



Figura 4. Mb Calcarenititas de Riofrio del Llano



Figura 5. Mb. Dolomias de Muriel



Figura 6. Capa de Margas de Alcorlo en su sección tipo



Figura 7. Formación Dolomias de Somolinos



Figura 8. Panorámica de los cerros cretácicos de Atienza. A la izquierda el Cerro del Padrastro, sección tipo del Mb Arenas de Atienza



Figura 9. Panorámica de la sección estratigráfica del Cretácico en las laderas de Somolinos (Guadalajara)



Figura 10. Panorámica del Cretácico de
Grado de Pico (Segovia)



Figura 11. Panorámica de la sección estratigráfica
del Cretácico en Ligos (Segovia)



CON LA COLABORACIÓN DE:

