

Variaciones del nivel del mar registradas como valles incisos en la Formación Villarroya de los Pinares en la subcuenca de Galve (Teruel, Cordillera Ibérica)

Sea-level oscillations recorded as incised-valleys from the Villarroya de los Pinares Formation in the Galve sub-basin (Teruel, Iberian Chain)

C. Peropadre¹, N. Meléndez¹ y C.L. Liesa²

1 Dpto. de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. cperopadre@geo.ucm.es.

2 Área de Geodinámica Interna, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain.

Resumen: Se describen cuatro discontinuidades con desarrollo de valles incisos de entre 10 y 73 metros de profundidad. La superficie S3 que presenta el mayor encajamiento puede correlacionarse a escala global con el límite de secuencia Ap4, y probablemente representa una oscilación eustática. Nuestros resultados apoyan la presencia de hielo polar durante el Aptiense.

Palabras clave: discontinuidades, eustatismo, hielo polar, Aptiense, España.

Abstract: Four unconformities with incised-valley development are described from the Aptian of the Galve sub-basin. Incision magnitude varies from 10 to 73 metres. The deepest incision correlates well with Ap4 sequence boundary of Hardenbol *et al.*, (1998), and probably represents a high amplitude eustatic fall. Our results support the presence of polar ice-caps during the Aptian.

Key words: unconformities, eustatism, polar ice-caps, Aptian, Spain.

INTRODUCCION

El Aptiense es un periodo de tiempo de cambio global durante el Cretácico en el cual el clima evoluciona desde un sistema moderadamente frío durante el Cretácico Inferior a un sistema cálido (*greenhouse*) durante el Cretácico Medio y Superior. Dos indicadores típicos de la presencia de casquetes polares (ausentes en el sistema *greenhouse*) son las variaciones de gran amplitud y alta frecuencia del nivel del mar, y una estacionalidad marcada; ambos hechos parecen haber ocurrido en el Aptiense (Gréssele y Pittet, 2005; Steuber *et al.*, 2005). En este trabajo tratamos de contribuir a esta cuestión describiendo variaciones del nivel del mar que se observan en los depósitos de edad Aptiense en la subcuenca de Galve (Teruel).

La Cuenca del Maestrazgo, de la cual forma parte la subcuenca de Galve (Fig. 1), se desarrolló como un *rift* intracontinental durante el Cretácico Inferior y Medio. En el Aptiense, la subcuenca de Galve se rellenó de sedimentos marinos someros, con una gran variedad de facies siliciclásticas, mixtas y puramente carbonatadas (facies urgonianas). Los afloramientos aptienses esta subcuenca presentan una gran continuidad, y algunos tramos de la serie pueden contemplarse en afloramientos espectaculares. En el litosoma característico de la facies urgoniana, la Formación Villarroya de los Pinares, se observa la incisión de valles que interpretamos que se produjeron durante caídas del nivel mar; dada la continuidad de los afloramientos, las superficies pueden seguirse por toda la subcuenca de Galve.

Por otro lado, si bien una de las superficies que presentamos ya había sido descrita (Peropadre *et al.*, 2007) y podía encuadrarse en esquemas secuenciales previos (Salas *et al.*, 1995; Vennin y Aurell, 2001) las otras son totalmente inéditas y por lo tanto, contribuyen al conocimiento estratigráfico de la Cuenca del Maestrazgo.

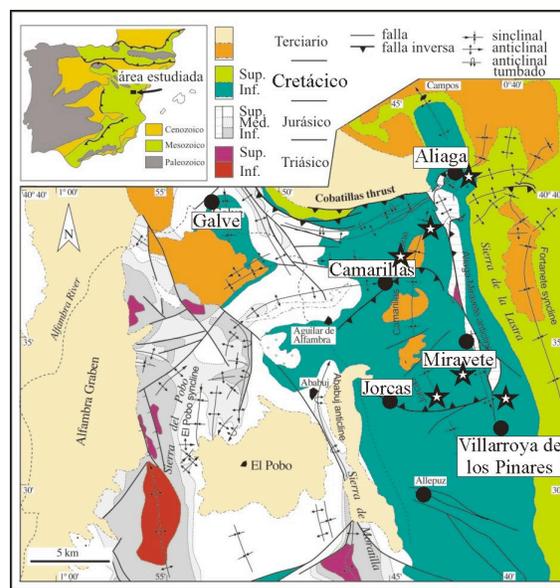


FIGURA 1. Situación geográfica y geológica del área estudiada. Los materiales del Cretácico inferior delinean la subcuenca de Galve.

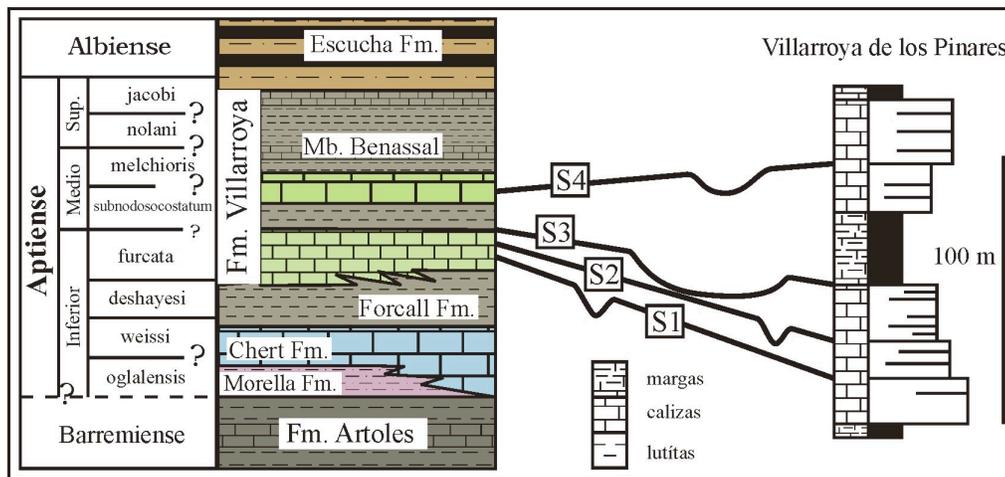


FIGURA 2. Estratigrafía del Aptiense de la subcuenca de Galve, y columna estratigráfica de parte de la Formación Villarroya de los Pinares, en la localidad tipo. La anchura de la columna estratigráfica expresa el resalte topográfico. S1-S4 se describen en el texto.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

En la subcuenca de Galve, la Formación Calizas de Villarroya descansa y pasa lateralmente por cambio de facies a la Formación Margas de Forcall. La primera constituye una plataforma carbonatada somera y la segunda su correspondiente plataforma profunda (*shelf*). Sobre la Formación Villarroya se dispone la Formación Lignitos de Escucha (Salas *et al.*, 1995).

En el área estudiada, la Formación Villarroya de los Pinares presenta típicamente un desarrollo en dos litomas calcáreos, separados por un tramo de margas verdes (Fig. 2). Lógicamente, este esquema está más o menos alterado donde existen incisiones erosivas. Por encima de ellos la serie es predominantemente margosa correspondiendo al Miembro Benassal de la misma formación.

SUPERFICIES DE INCISIÓN EROSIVA

En la figura 2 se muestra la posición estratigráfica en la columna de Villarroya de los Pinares de las cuatro superficies que se describen a continuación.

Superficie 1 (S1): Se trata de una discontinuidad reconocible en toda la subcuenca de Galve, sin embargo, se ha reconocido aquí por primera vez como una incisión erosiva. En general, aparece como una superficie de exposición subarérea, con gran desarrollo de procesos de disolución que presentan rellenos ferruginosos (Fig. 3a). Entre Jorcas y Villarroya de los Pinares aparece como una incisión erosiva de 10 metros de profundidad con forma de valle (Fig. 4). Su anchura en la dirección de afloramiento (N60W) es de 270 metros, y presenta un relleno, de muro a techo, de (Fig. 3b): 8,5 metros de lutitas verdes, y margas gris-verdosas bioturbadas con niveles de caliza *mudstone* con escasas orbitolinas; el techo es una superficie bioturbada; 1,5 metros de calizas margosas con ammonites, *Dufrenoyia furcata* (J.A. Moreno comunicación personal) (Fig. 3c). Sobre este relleno, rebasando ya el surco erosivo, se dispone un cuerpo de calizas bioclásticas groseras con

estratificación cruzada tangencial de 1,5 metros de espesor máximo que se acuña hacia el W; por encima hay de 3 a 1,5 metros cubiertos. La edad probable del relleno es Aptiense Inferior, zona de *Dufrenoyia furcata*. A partir de la bioestratigrafía de ammonites de la Formación Forcall (Moreno y Bover, 2007), infrayacente a la Formación Villarroya de los Pinares, la edad de la superficie es Aptiense Inferior entre las zonas de *Deshayesites deshayesi* y *D. furcata*.

Superficie 2 (S2): Se describe aquí por primera vez. Entre Jorcas y Villarroya de los Pinares (Figs. 3d y 4) se observa una superficie erosiva con geometría de valle y una profundidad de 15 metros, su anchura en la dirección de afloramiento (N60W) es de 400 metros. Su relleno consta: en la base de 2 metros calizas bioclásticas con estratificación cruzada, un tramo de 10 metros cubierto, y a techo 3 metros de calizas de aspecto ruinoso, margosas, con corales y rudistas, que definen cliniformas al menos de 3 metros de altura y que pasan pendiente arriba a un banco grueso de caliza.

Superficie 3 (S3): Se trata de una incisión de gran escala que se reconoce durante 16 kilómetros a lo largo de la subcuenca de Galve. Al norte se reconoce en la localidad de Aliaga, desde donde se dirige hacia el SE cortando el sinclinal de Camarillas por el nordeste, y siguiendo hacia el sur, se ha cartografiado por todo el flanco oeste del sinclinal hasta Jorcas. Por el flanco Este del sinclinal la superficie se vuelve a encajar en Miravete de la Sierra y así se mantiene hasta la falla de Jorcas. Esta superficie también se reconoce en el flanco este del anticlinal de Miravete, y de nuevo es un valle encajado entre las localidades de Miravete y Villarroya de los Pinares. Se ha reconstruido esta superficie en tres zonas (Fig. 1): en Camarillas, en el área entre Jorcas y Miravete, y en Villarroya de los Pinares; el afloramiento de Camarillas fue descrito en Peropadre *et al.*, (2007) pero ha sido reevaluado con nuevos datos. Se ha medido un encajamiento de 72, 75 y 73 metros, respectivamente. Al norte del Sinclinal de Camarillas el valle es más cerrado con una anchura aparente de

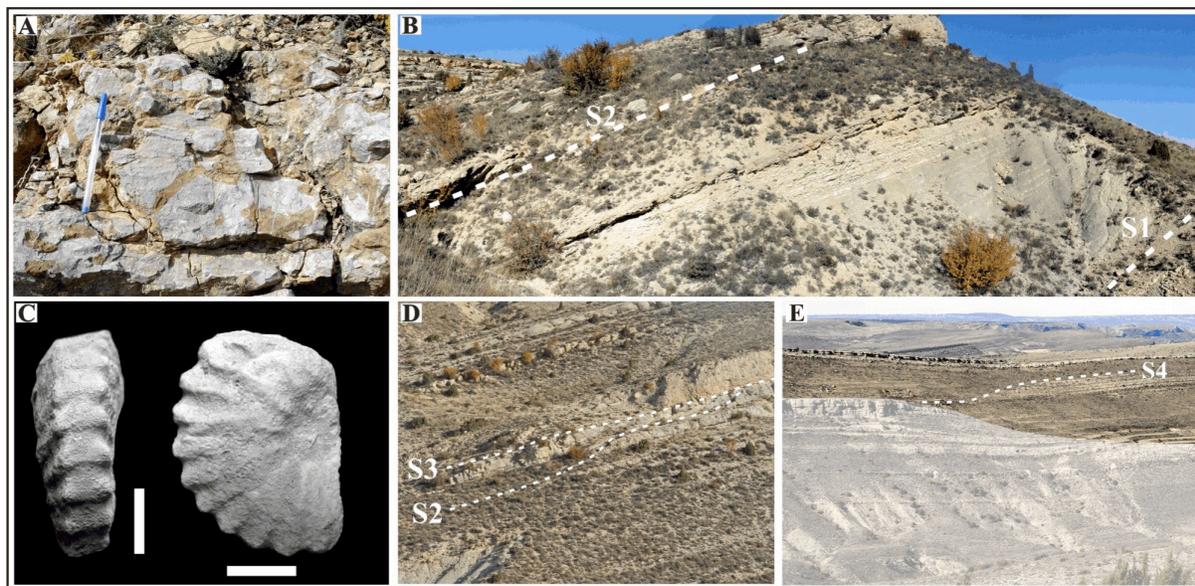


FIGURA 3. A. Trazas de disolución asociadas a la superficie de S1; B. Relleno del valle inciso sobre la superficie S1 entre Jorcas y Villarroya de los Pinares; C. ammonioideo *Dufrenoyia furcata* hallado en el relleno de la incisión S1 (Fig. 3b), escala 1 cm; D. Superficies S2 y S3 entre Jorcas y Villarroya, destacan las calizas bioclásticas ocreas sobre S3; E. Superficie S4 entre Jorcas y Villarroya (se ha difuminado la ladera en primer plano que tapa parcialmente la superficie S4).

700 metros. Más hacia el sur se ensancha, así en Miravete tiene 5 kilómetros de ancho y al norte de Villarroya de los Pinares 4 kilómetros. El relleno es considerablemente complejo: hacia el norte contiene calizas bioclásticas de color característicamente ocre amarillento, con estratificación cruzada; hacia el sur las calizas bioclásticas se mantienen en la base incluso aparecen conglomerados calcáreos, en los que se reconocen cantos de caliza con orbitolinas probablemente procedentes de la Formación Forcall; en el entorno de Jorcas presenta un relleno predominantemente de margas verdes que evoluciona verticalmente a calizas margosas con hemiesferoides de corales y calizas con rudistas. Este último episodio en facies urgonianas presenta unos 20 metros de espesor. Sobre la base de los orbitolínidos que aparecen en las calizas infrayacentes a la superficie 3 en la sección de Villarroya de los Pinares (Schroeder, 1964), la edad de la discontinuidad ha de ser próxima al límite Aptiense Inferior – Medio.

Superficie 4 (S4): Se describe aquí por primera vez. Entre Jorcas y Villarroya de los Pinares (Figs. 3e y 4) se reconoce un valle inciso con una profundidad de al menos 14 metros. Presenta una anchura de 350 metros en la dirección de afloramiento (N30W). En la base se disponen 1,5 metros de calizas bioclásticas groseras ocreas claras, y se cubre, aunque afloran algunos retazos de calizas bioclásticas. En Villarroya de los Pinares es una superficie muy neta con evidencias de disolución. La edad de esta superficie es algo imprecisa, dentro del Aptiense Medio o Superior (Weisser, 1959; Schroeder, 1964; Martínez *et al.*, 1994). En la sección tipo de la Formación Villarroya de los Pinares Weisser (1956) encontró *Acanthohoplites bergeroni*, un ammonioideo que se encuentra en las biozonas Melchioris, Nolani y

Jacobi? y que aparece unos 260 metros por encima de la superficie S4; de modo que de forma especulativa parece más probable que la incisión se produjera en la biozona Melchioris.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia de valles incisos en el registro sedimentario aptiense de la subcuenca de Galve, es un hecho llamativo e inédito. Algunas de las superficies descritas pueden correlacionarse con los límites de secuencia propuestos por otros autores, lo que les da carácter regional (Fig. 5). La superficie 1 equivale al límite de secuencia SB2 de Vennin y Aurell (2001). La superficie 3 corresponde con el techo de la secuencia de depósito K1.8 de Salas *et al.*, (1995). Los valores de encajamiento podrían ser mayores ya que los rellenos de paleovalles corresponden siempre a cortejos transgresivos y los valores mínimos del nivel del mar los marcan los cortejos de bajo nivel de los cuales no hay registro en el área estudiada.

Una cuestión de difícil resolución es el origen eustático o tectónico (*uplift*) de las caídas del nivel del mar aquí descritas. La solución con total seguridad requiere un mayor control de puntos de datación absoluta con el fin de construir curvas de subsidencia detalladas. García-Mondejar *et al.*, (2005) han descrito un periodo sin subsidencia durante el Aptiense Medio en la Cuenca Vasco-Cantábrica. A nuestro juicio, el cese de la subsidencia no es suficiente para generar un valle erosivo, sería necesario que se produjera levantamiento (*uplift*). Esto no parece que ocurriera en la Cuenca del Maestrazgo o en la vecina Cuenca del Garraf ya que en ambos casos hay registro continuo de ammonites (Martínez *et al.*, 1994; Moreno, 2007).



FIGURA 4. Afloramiento de la Formación Villarroya entre Jorcas y Villarroya. Se distinguen todas las superficies y sus incisiones (excepto la incisión de S4 que esta tapada por la ladera situada en primer plano), así mismo se han indicado varios niveles de onlap.

Correlacionar tanto en tiempo como en magnitud con el límite de secuencia SB1 de Gréselle y Pittet (2005) descrito en Omán, y con el límite de secuencia Ap4 de Hardenbol *et al.*, (1998). Parece probable que al menos la superficie 3 sea de origen eustático.

Si durante el Aptiense existieron casquetes polares susceptibles de oscilar de volumen, tal y como interpretan Gréselle y Pittet (2005) y Steuber *et al.*, (2005), será una causa muy probable para explicar una caída eustática de 72-75 metros (S3) y otras tres de menor magnitud que en términos geológicos indicarían una frecuencia alta.

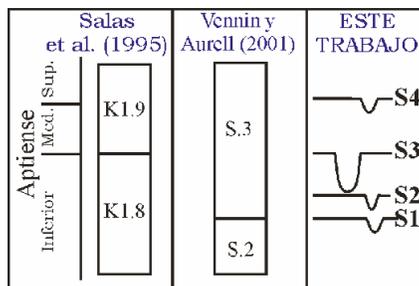


FIGURA 5. Correlación de las superficies descritas en este trabajo con las definidas por otros autores.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2005-07445-C03-03 del ministerio de educación y ciencia y, a los grupos de investigación de Análisis de Cuencas UCM-CAM y Geotransfer del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

García-Mondéjar, J., López-Horgue, M.A., Aranburu A., Fernández-Mendiola, P.A. (2005): Pulsating subsidence during a rift episode: stratigraphic and tectonic consequences (Aptian–Albian, northern Spain). *Terra Nova*, 17: 517–525.

Gréselle, B., Pittet, B. (2005): Fringing carbonate platforms at the Arabian Plate margin in northern Oman during the Late Aptian–Middle Albian:

Evidence for high-amplitude sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 175: 367–390.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.-C. y Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. (P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P.R. Vail, eds.) Spec. Publ.-Soc. Sediment. Geol, 60: 3-13.

Martínez, R., Grauges, A., Salas, R. (1994): Distribución de los ammonites del Cretácico inferior de la Cordillera Costera Catalana e Ibérica Oriental. *Cuad. de Geol. Ibérica*, 18: 337-354.

Moreno, J.A. (2007): Bioestratigrafía del Aptiense del macizo del Garraf (NE de la Península Ibérica). *Geogaceta*, 41: 131-134.

Moreno, J.A. y Bover, T. (2007): Precisiones sobre la edad, mediante ammonioideos, de la Fm. Margas del Forcall, Aptiense inferior, en la subcuenca de Galve (Teruel, España). *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Caravaca de la Cruz, Libro de resúmenes*: 151-152.

Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X., Guimerà, J., Roca, E. (1995): Evolución tectosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico inferior. En: R. Salas y C. Martín-Closas (Coords.). *El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia*. Publicaciones de la Univ. de Barcelona: 13-94.

Schroeder, R. (1964): Orbitoliniden-Biostratigraphie des Urgons nordöslich von Teruel. *N. Jb. Geol. Paläont. Monatshefte.*, 8: p. 462-474.

Steuber, T., Rauch, M., Masse, J-P, Graaf, J. y Malkoc, M. (2005): Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature*, 437. p. 1341-1344.

Vennin, E., Aurell, M. (2001): Stratigraphie sequentielle de l'Aptien du sous-basin de Galvé (Province de Teruel, NE de l'Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(4): 397-410.

Weisser, D. (1959): Acerca de la estratigrafía del Urgoaptense en las cadenas celtibericas de España. *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, 55: p. 17-32.