

# Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp («Garumniense», Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos meridionales)

The stratigraphy of the Tremp Group revisited («Garumnian», Tremp-Graus basin, South Pyrenees).

V. Pujalte <sup>(1)</sup> y B. Schmitz <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, Ap. 644, Bilbao. victoriano.pujalte@ehu.es

<sup>(2)</sup> Department of Geology, University of Lund, Sölvegatan 12, Lund, Sweden. birger.schmitz@geo.lu.se

## ABSTRACT

The term Tremp Group reflects more appropriately than the former Tremp Formation the stratigraphic complexity of the so-called «Garumnian» of the south Pyrenean Tremp-Graus basin. However, the current definitions of some of the formal units making up the Tremp Group are somewhat inconsistent. New field observations and, mainly, the discovery of the carbon isotopic excursion of the Initial Eocene Thermal Maximum, permit to correlate key sections of the Tremp Group with far more reliability than was hitherto possible. On the light of that correlation we revise the original definitions of the Talarn, Esplugafreda and Claret Formations, and of some of its members, and propose modifications to clarify their boundaries and ages.

Key words: Garumnian, Tremp Group, Tremp-Graus basin, lithostratigraphy, IETM

Geogaceta, 38 (2005), 79-82  
ISSN: 0213683X

## Introducción

La denominación «Garumniense» (o «facies Garum»), designa a una cuña de materiales predominantemente aluviales y fluviales, pero también lacustres y lagunares, intercalados entre depósitos marinos del Cretácico superior y del Paleógeno inferior (Liebau, 1973; Rosell *et al.*, 2001). Dicha cuña, ampliamente aflorada en el dominio pirenaico, alcanza su máximo espesor (> 800 m) en la Cuenca

de Tremp-Graus (Fig. 1A), donde fue definida formalmente como Formación Tremp por Mey *et al.* (1968), y más recientemente como Grupo Tremp por Cuevas *et al.* (1991) y Cuevas (1992). El rango de Grupo (Gp) refleja más adecuadamente que el de Formación (Fm) la complejidad estratigráfica del Garumniense de la Cuenca de Tremp-Graus, y por ello ha sido también adoptado en publicaciones recientes (e.g., Pi i Palomés *et al.*, 2002 y 2003; Baceta *et al.*, 2004). Sin embargo,

en las propuestas de Cuevas *et al.* (1991) y Cuevas (1992) la definición de los límites entre las Fms Talarn, Esplugafreda y Claret resulta en algunos aspectos contradictoria. Un primer objetivo de este trabajo es examinar dichas contradicciones y proponer modificaciones para subsanarlas. Se precisa además la posición estratigráfica del Miembro la Guixera de Cuevas (1992), y se introduce un nuevo Miembro (Mb), con la denominación «Conglomerado de Claret».

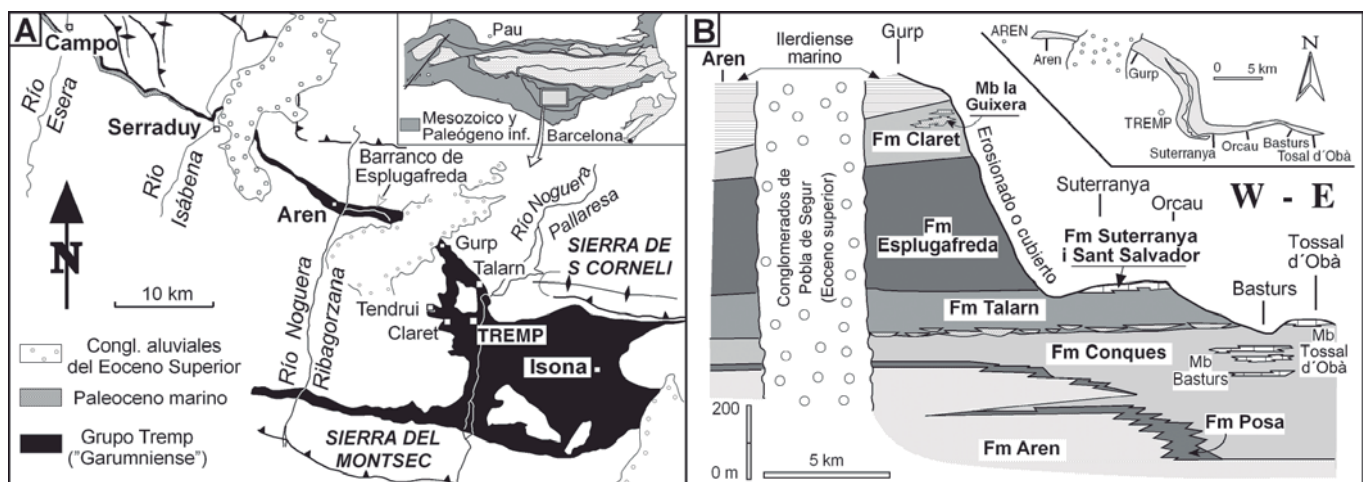


Fig. 1.- (A) Afloramientos del Grupo Tremp y situación de secciones de referencia. (B) Litoestratigrafía del Grupo Tremp según Cuevas *et al.* (1991) y Cuevas (1992) (modificado de sus figuras).

Fig. 1.- (A) Tremp Group outcrops and situation of main reference sections. (B) Lithostratigraphy of the Tremp Group, according to Cuevas *et al.* (1991) and Cuevas (1992) (modified from their figures).

### Subdivisión original del Grupo Temp

La Fig. 1B sintetiza la división del Gp Temp formulada por Cuevas *et al.* (1991) y Cuevas (1992), quienes en la parte media-superior del «Garumniense» reconocen tres formaciones (Talarn, Esplugafreda y Claret), todas ellas de carácter fluvioaluvial y constituidas mayoritariamente por lutitas, areniscas y conglomerados. Para su delimitación, los citados autores utilizan dos criterios diferentes:

Criterio 1, aplicado en secciones estratotípicas: designación de lithohorizontes. Así, al oeste del río Noguera Pallaresa (área tipo de la Fm Talarn), Cuevas (1992) indica que el contacto entre las Fms Talarn y Esplugafreda «coincide con un nivel de 1 m de potencia, con rizocreaciones de yeso, de color violeta...», mientras que al este del citado río la base de la Fm Esplugafreda viene marcada por el paso de las calizas de la Fm Suterranya a lutitas de color rojo intenso. De igual modo, en el área tipo de la Fm Esplugafreda (Barranco de Esplugafreda, Fig. 1A), Cuevas *et al.* (1991) sitúan el límite entre las Fms Esplugafreda y Claret en la base de «una arenisca conglomerática lateralmente extensa», fácilmente identificable en el dibujo panorámico del afloramiento que representan en su figura 39 (p 104).

Criterio 2, empleado en el resto de la cuenca: color de las lutitas. Se asume que las lutitas de la Fm Talarn son «rojas y versicolores», las de la Fm Esplugafreda «rojo intenso», y las de la Fm Claret «ocres y rojizas».

Como se discute a continuación, los lithohorizontes del criterio 1 están bien elegidos. Sin embargo, su utilización simultánea con el criterio de color de las lutitas conduce a resultados contradictorios.

### Nuevos datos en el Barranco de Esplugafreda

En la sección sintética de la sección de Esplugafreda de la figura 2A-B se comparan las observaciones de Cuevas *et al.* (1991), y las presentadas en este trabajo. Cuevas *et al.* (1991) no dibujan la posición de la base de la Fm Esplugafreda, pero según Cuevas (1992, p. 102) en este sector dicha base «está representada por un tránsito brusco a las lutitas versicolores de la Fm Talarn». Un tránsito como el citado es observable hacia el comienzo de la sección (Fig. 2A), pero los niveles con lutitas versicolores no contienen paleosuelos carbonatados ni *Microcodium*, y por ello creemos que pertenecen a la Fm Conques (Maastrichtiense) (Fig. 2B).

Cuevas *et al.* (1991) señalan un nivel de paleosuelos hacia el metro 90 de la sección, reconocible a todo lo ancho del afloramiento representado en su figura (1 km), con el que marcan el techo de una primera macrosecuencia dentro de la Fm Esplugafreda. Según nuestras observaciones, dichos paleosuelos son de tipo aridisol, de color violáceo, y contienen horizontes de acumulación de yeso bien desarrollados. Pensamos por ello que son lateralmente equivalentes del lithohorizonte yesífero que, según Cuevas (1992), separa las Fms Talarn y Esplugafreda en el valle del Noguera Pallaresa. Tal correlación está avalada por la presencia unos metros por debajo del nivel de aridisoles de capas delgadas (0,5 m) y discontinuas de calizas palustres, las únicas existentes en toda la sección, que probablemente corresponden a las calizas de Suterranya i S. Salvador (Fig. 1B). Es importante resaltar que el nivel de aridisoles pertenece con toda probabilidad al denominado «Horizonte Temp-Colmenar», una catena edáfica descrita por Eichenseer (1988) que puede ser trazada hacia el oeste hasta al menos el perfil de Campo (Fig. 1). La gran continuidad lateral de dicha catena (> 30 km), su pequeño espesor (< 8 m) y sus características sedimentológicas, sugieren un episodio regional de extrema aridez y sedimentación muy lenta, hechos que resaltan su validez como horizonte de correlación estratigráfica.

Coincidimos con Cuevas *et al.* (1991) en la elección del lithohorizonte que delimita las Fms Esplugafreda y Claret en el barranco de Esplugafreda (Fig. 2 A-B), ya que el cuerpo de areniscas conglomeráticas que separa ambas unidades marca un importante cambio en el tipo de paleosuelos situados por debajo y por encima del mismo. Además, nuestras observaciones permiten reconocer dentro de la Fm Claret los siguientes 5 tramos (Fig. 2B), citados de más antiguo a más moderno:

Tramo 1: su espesor varía lateralmente (0-20 m), y está formado en su parte inferior por el cuerpo de areniscas conglomeráticas mencionado por Cuevas *et al.* (1991), en su parte media-superior por alternancias de lutitas y areniscas grises, y en su parte final por lutitas de color rojo pálido con ocasionales nódulos edáficos de carbonato.

Tramo 2: cuerpo de conglomerados y areniscas de gran continuidad lateral, generalmente de entre 1 y 4 m de espesor (excepcionalmente hasta 8 m). Lo definimos formalmente como Mb Conglomerado de Claret, por las razones expuestas más abajo.

Tramo 3: tiene unos 20 m de espesor y está compuesto predominantemente por lutitas caracterizadas por un distintivo color amarillo-anaranjado y por contener gran cantidad de nódulos carbonatados de pequeño tamaño (hasta 1 cm). Los datos de Schmitz y Pujalte (2003) demuestran que los valores de isótopos de C13 de dichos nódulos son anómalos respecto a los encontrados por debajo y por encima, anomalía que por su posición y magnitud sólo puede corresponder a la denominada *Carbon Isotopic Excursion* (CIE), que registra la aberración climática global de corta duración (> 130.000 años) ahora denominada «*Initial Eocene Thermal Maximum*» (IETM, Fig. 2B). El CIE/IETM ha sido reconocido en carbonatos marinos y continentales de todo el mundo, y su base ha sido adoptada por acuerdo internacional para marcar el límite Paleoceno/Eoceno (Luterbacher *et al.*, 2000). Su reconocimiento en la cuenca de Temp-Graus proporciona por tanto una valiosa herramienta de correlación y datación (ver puntos siguientes).

Tramo 4: formado por lutitas de color rojo intenso que contienen abundantes cristales y vetas de yeso y ocasionales nódulos carbonatados. Su espesor es de unos 10 m.

Tramo 5: integrado por lutitas de colores rojo pálido y pardo, sin yeso pero con esporádicos nódulos edáficos de carbonato. Es recubierto concordantemente por depósitos del Ilerdiense marino, representados por arcillas grises y calizas con alveolinas.

### Nuevos datos en la sección de Temp

La sección de Temp se realiza a lo largo de la carretera C-1311, de Temp a Puente Montañana y es ya clásica, principalmente por ser el estratotipo del piso Ilerdiense (Hottinger y Schaub, 1960). Al comienzo de la sección afloran unos 300 m de la parte alta del Grupo Temp, representado allí mayoritariamente por lutitas ocres y rojizas que Cuevas (1992) asigna en su totalidad a la Fm Claret en base al segundo de sus criterios (Fig. 2C). Según nuestras observaciones (Fig. 2D) los 80 m finales de dicha sucesión están constituidos por los siguientes tramos:

Tramo 1: constituido predominantemente por areniscas y limolitas grises, salvo en su zona basal donde aparecen conglomerados y en sus metros finales, formados por lutitas rojas. Su base es una superficie fuertemente erosiva, y su espesor varía de 15 a 30 m.

Tamo 2: tiene un espesor medio de 4 m y está constituido predominantemente por conglomerados de grueso calibre

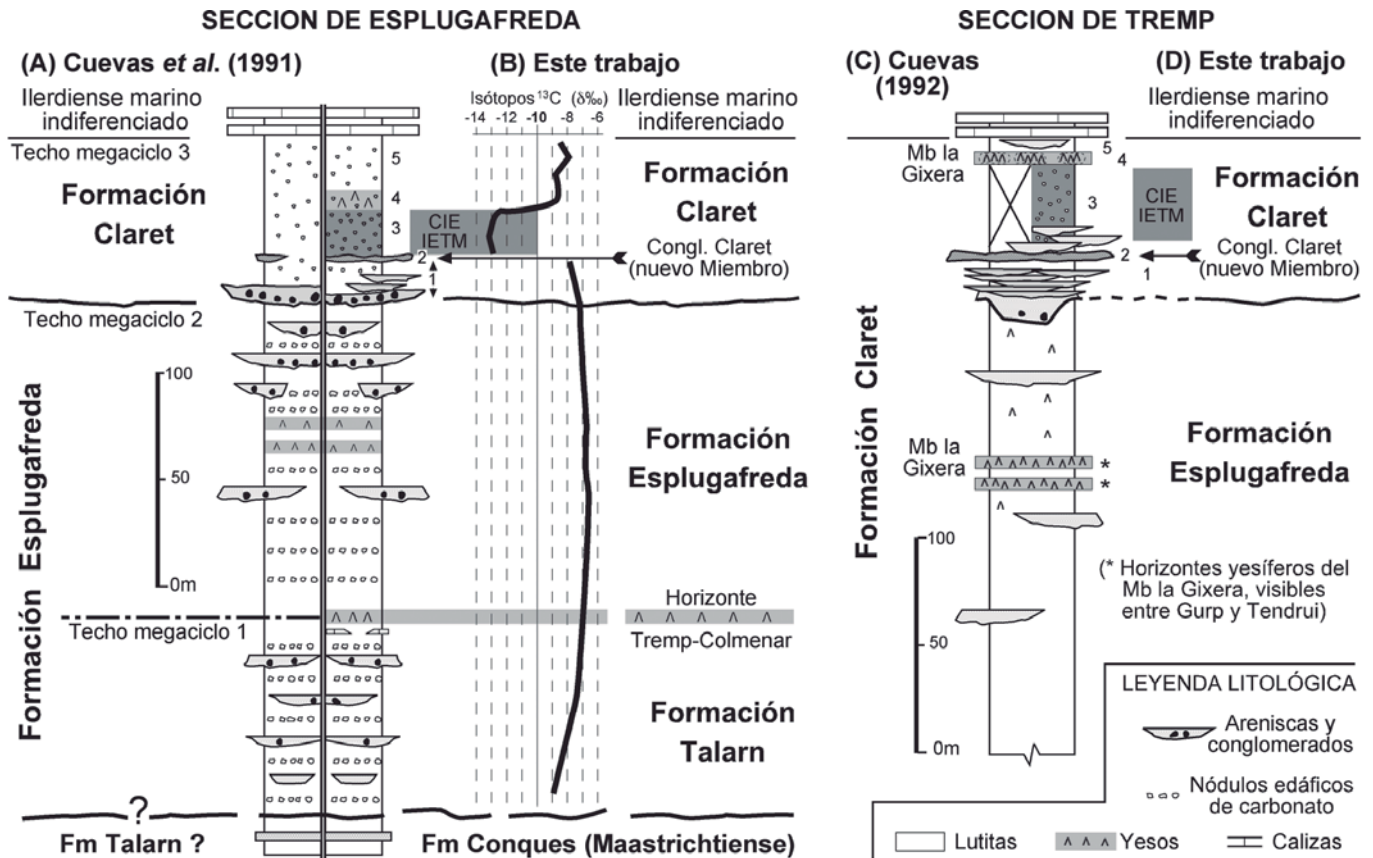


Fig. 2.- Comparación, en dos secciones representativas, entre la subdivisión litostatrigráfica original del Grupo Tresp (Cuevas *et al.*, 1991, y Cuevas, 1992), y la propuesta en este trabajo.

Fig. 2.- A comparison, in two representative sections, between the original lithostratigraphic subdivision of the Tresp Group (Cuevas *et al.*, 1991, and Cuevas, 1992) and the one proposed in this paper.

(clastos de hasta 30 cm); el pueblo de Claret se sitúa directamente sobre estos conglomerados.

Tramo 3: aflora mal en la propia sección de Tresp, donde sido aprovechado para campo de cultivo, pero está ampliamente expuesto en barrancos situados al norte de la carretera. Está compuesto predominantemente por lutitas amarillo-anaranjadas (35-40 m de espesor), con algunas intercalaciones de areniscas canaliformes en su parte inferior. Las lutitas contienen abundantes nódulos carbonatados de pequeño tamaño, idénticos a los del tramo 3 de Esplugafreda, y los análisis isotópicos han corroborado su pertenencia al IETM (ver sección Tendrui en Schmitz y Pujalte 2003).

Tramo 4: caracterizado por la presencia de abundante yeso alabastrino en el seno de lutitas rojizas, bien en forma de nódulos métricos o rellenando diaclasas. Tiene varios metros de espesor y por su posición, directamente sobre las lutitas del IETM, puede correlacionarse con el tramo 4 de Esplugafreda (Fig. 2).

Tramo 5: alcanza ente 2 y 5 m de potencia y está constituido por lutitas ocreas con intercalaciones de areniscas

canaliformes. Su techo lo marcan las primeras capas lagunares y marinas del Ilardiense.

### Discusión

Las anteriores descripciones ponen de manifiesto que la sucesión estratigráfica de la parte superior del Grupo Tresp en las secciones de Esplugafreda y Tresp son prácticamente idénticas, salvo por pequeñas variaciones de espesor, identidad que se refuerza por la presencia en ambas secciones del intervalo del CIE/IETM (Fig. 2). Es por ello evidente que la superficie erosiva basal del tramo 1 en Claret es correlacionable con el lithohorizonte seleccionado como límite inferior de la Fm Claret en el barranco de Esplugafreda (Fig. 2B/D). Por tanto, en la sección de Tresp el criterio de lithohorizontes sitúa el límite entre las Fms Esplugafreda y Claret en una posición mucho más alta de la que resulta del criterio de color de las lutitas (Fig. 2C/D). Se demuestra así que la aplicación simultánea de los dos criterios utilizados por Cuevas *et al.* (1991) y Cuevas (1992) deriva en una definición ambigua de ambas formaciones. Para eliminar dicha ambi-

güedad nuestra propuesta, implícita en la Fig. 2B/D, es fijar los límites inferiores de las Fms Esplugafreda y Claret exclusivamente mediante el criterio de lithohorizontes. Debe resaltarse que el lithohorizonte de la base de la Fm Claret (superficie erosiva basal del tramo 1 en Esplugafreda y Claret) es aproximadamente sincrónico, mientras el cambio de color de las lutitas entre ambas secciones es fuertemente diacrónico (comparar las Fig. 2C/D).

La nueva propuesta obliga a realizar algunas precisiones sobre el Mb la Gixera. Según Cuevas (1992, p 105) este miembro estaría formado por «niveles de yeso nodular alabastrino, en capas de pocos metros de potencia y una continuidad lateral del orden de cientos de metros», niveles que estarían incluidos en su Fm Claret (Figs. 1B y 2C). Según nuestras observaciones, coincidentes con las de García Veigas (1988), los citados yesos se concentran en tres niveles principales. Los niveles inferior y medio, que aparecen muy próximos entre sí, son reconocibles desde el S de Gulp hasta Tendrui, a lo largo de una transversal NS de casi 5 km y quedan ubicados en la

redefinida Fm Esplugafreda. El nivel yesífero superior se sitúa hacia el techo de la Fm Claret y tiene mayor extensión lateral que los niveles infrayacentes, observándose al menos desde Claret hasta el barranco de Esplugafreda, donde está representado por el tramo 4 (Fig. 2B).

#### Definición del Miembro «Conglomerado de Claret»

Proponemos el nombre de Conglomerado de Claret, con rango de Miembro, para designar formalmente la unidad de conglomerados (con subordinadas areniscas y lutitas) descrita como tramo 2 en las dos secciones de referencia aquí consideradas (Figs. 2B y 2D). La razón principal que motiva y justifica esta propuesta es la utilidad de dicha unidad como nivel guía. De una parte, su espesor es comparativamente reducido (raramente supera los 4 m), y se identifica claramente por su posición estratigráfica inmediatamente por debajo de las lutitas amarillo-anaranjadas del IETM. Por otra, el Conglomerado de Claret se ha podido trazar casi sin interrupción (salvo por recubrimientos o ausencia de afloramiento) desde Esplugafreda hasta Campo (> 30 km) y desde Gulp hasta el sur de Claret (casi 8 km). Se trata, muy probablemente, del cuerpo detrítico grosero de mayor extensión areal del Garumniense de la Cuenca de Tremp-Graus. En Claret la mejor zona para estudiarlo se encuentra en el área habilitada para picnic justo al norte del pueblo. En el barranco de Esplugafreda puede observarse casi sin solución de continuidad a lo largo de una transversal de unos de 4 km de largo.

#### Edad de las Formaciones

La datación directa de depósitos Garumnienses es difícil, porque sólo esporádicamente contienen fósiles de valor biostratigráfico, tales como carofitas (Médus y Colombo, 1991) o restos de mamíferos (López-Martínez y Peláez-Camomanes, 1999). Sin embargo, la edad de los lithohorizontes arriba citados puede concretarse con razonable precisión, y ello permite acotar el rango temporal de las tres formaciones aquí redefinidas. Así, el horizonte Tremp-Colmenar separa carbonatos Danienses y Thanetienses en el corte de Campo (Eichenseer, 1988), mientras que la base del CIE/IETM marca por acuerdo internacional el límite Paleoceno/Eoceno (o Thanetiense/Ilerdiense: ver Pujalte *et al.*, 2003). Por tanto, la Fm Talarn corresponde al Maastrichtiense superior-Daniense,

la Fm Esplugafreda pertenece al Thanetiense, mientras que el grueso de la Fm Claret queda incluida en el Eoceno inferior (= Ilerdiense).

En las hojas geológicas 290-2-1 y 290-2-2 (Pi i Palomés *et al.*, 2002 y 2003) se atribuye la Fm Talarn al Maastrichtiense superior-Paleoceno, la Fm Esplugafreda al Paleoceno, y la Fm Claret al Ilerdiense. Debe resaltarse, no obstante, que en estas hojas las formaciones citadas están cartografiadas según los criterios de Cuevas *et al.* (1991 y Cuevas (1992), y por ello que sus límites son fuertemente diacrónicos. La información aportada en este trabajo aconseja revisar tales atribuciones cronológicas.

#### Conclusiones

La clasificación estratigráfica elaborada por Cuevas *et al.* (1991) y Cuevas (1992) tiene aspectos valiosos que merecen ser preservados. El rango de Grupo, por ejemplo, resulta más apropiado que el de Formación para reflejar la complejidad estratigráfica del Garumniense de la Cuenca de Tremp-Graus. Los estratotipos y los nombres de las tres formaciones aquí analizadas están bien elegidos, así como los lithohorizontes seleccionados en dichos estratotipos para delimitarlas. Sin embargo, los nuevos datos discutidos en este trabajo, en especial la localización de los niveles del CIE/IETM, demuestran que el criterio de coloración de las lutitas conduce a resultados equívocos, y debería por ello ser abandonado.

#### Agradecimientos

Investigación de V. Pujalte financiada por los proyectos BTE 2002-03806 (Ministerio de Ciencia y Tecnología) y 9/UPV00121.310-1455/2002 (Univ. País Vasco). Investigación de B. Schmitz financiada por el Swedish Research Council. Dejamos constancia de nuestra gratitud a N. López-Martínez (Univ. Madrid) y E. Remacha (Univ. Autónoma de Barcelona) por habernos facilitado informaciones valiosas sobre la Cuenca de Tremp-Graus.

#### Referencias

- Baceta, J. I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A., y Orue-Etxebarria, X. (2004). En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 308-313.
- Cuevas J. L. (1992). *Acta Geológica Hispánica*, 27, 95-102.
- Cuevas, J. L., Dreyer, T. y Mercadé, L. (1991). En: *Guidebook of 4th Intern.*

- Conference on Fluvial Sedimentology* (M. Marzo y C. Puigdefàbregas, Eds.),. Publicacions Servei Geològic de Catalunya, 2ª Edició, 23-26 y 103-105.
- Eichenseer, H. (1988). *Facies geology of late Maastrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments*. Tesis Doctoral, Univ. de Tübingen, 273 pp.
- García Veigas, F. J. (1988). *La formación evaporítica de las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Lleida): petrología, geoquímica y sedimentología*. Tesis de Licenciatura, Univ. Autónoma de Barcelona, 175 pp.
- Hottinger, L. y Schaub, H. (1960). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 53, 453-459.
- Liebau, A. (1973). *Actas XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología*, Enadimsa, Madrid, 113-140.
- López-Martínez, N. y Peláez-Camomanes, P. (1999). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 681-696.
- Luterbacher, H. P., Hardenbol, J., y Schmitz, B. (2000). *Decision of the voting members of the International Subcommission on Paleogene Stratigraphy on the criterion for the recognition of the Paleocene-Eocene boundary*. Newsletter International Subcommission on Paleogene Stratigraphy, 9, p.13
- Médus, J., y Colombo, F. (1991). *Acta Geológica Hispánica*, 26, 173-179.
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J., y Hartevelt, J. J. A. (1968). *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 221-228
- Pi i Palomés, E., Badía, R., Samsó, J. M<sup>a</sup>., Arbués, P., Caus, E., Cuevas, J. L., Barberà, X., Corregidor, J., Florensa, R. M<sup>a</sup>., Saula, E., Solà, J., y Montaner, J. (2002). *Mapa geològic de Catalunya 1:25.000, hoja 290-2-2 (Sant Salvador de Toló)*. ICC
- Pi i Palomés, E., Colomer, M., Samsó, J. M<sup>a</sup>., Caus, E., Arbués, P., Cuevas, J. L., Mercadé, L., Barberà, X., Corregidor, J., Escuer, J., Solà, J., Montaner, J., y Berástegui, X. (2003). *Mapa geològic de Catalunya 1:25.000, hoja 290-1-2 (Llimiana)*. ICC.
- Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Schmitz, B., Tosquella, J., Baceta, J.I., Payros, A., Bernaola, G., Caballero, F. y Apellaniz, E. (2003). En: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* (S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz y E. Thomas, Eds.), *The Geological Society of America Special Paper*, 369, 205-221.
- Rosell, J., Linares, R. y Llopart, C. (2001). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 47-56.
- Schmitz, B., y Pujalte, V. (2003). *Geology*, 31, 689-692.