

El terciario continental del sector Alfambra-Villalba Alta, fosa de Teruel.

A. M^a Alonso-Zarza ⁽¹⁾, R. Sancho Gómez ⁽¹⁾ y J.P. Calvo ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Dpt^o Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040. Madrid.

ABSTRACT

This paper focuses on the Tertiary deposits of the northern area of the Teruel Graben in the Alfambra-Villalba Alta area. The oldest Tertiary deposits are Palaeogene in age and outcrop very locally and unconformably on the Mesozoic deposits of the graben margins. Most of the sediments outcropping in this area are Pliocene in age and two main lithostratigraphic units are recognised. These units are equivalent to units IV and V, defined by Alcalá et al.(2000) for the overall Teruel Graben. Unit IV is formed by three subunits: lower detrital subunit, mixed subunit and Orrios carbonate subunit. The overall of these subunits represents a lateral change between coarse alluvial fan deposits to lacustrine environments. Unit V is formed by the upper detrital unit, which was deposited in a fluvial system flowing N-S.

Key words: Teruel Graben, Pliocene, alluvial fans, palustrine carbonates, palaeosols.

Geogaceta, 32 (2002), 255-258
ISSN:0213683X

Introducción

La Fosa de Teruel, situada en el NE de la Península Ibérica, tiene una anchura media de 15 km y se extiende a lo largo de 100 km en sentido NNE-SSW desde la zona de Alfambra-Villalba Alta, al norte, a la zona de Mira, al sur. Su formación está relacionada con la extensión ligada al fenómeno de *rifting* que tuvo lugar durante el Mioceno en el Mediterráneo occidental, y que originó la formación de diversas cuencas con relleno marino y/o continental (Guimerà, 1996). La Fosa es un semigraben, limitado por fallas normales con dirección NNE-SSW que se localizan principalmente en el borde E de la cuenca. La falla maestra es de tipo lístrico (Guimerà, 1997), y al ser el bloque W de las fallas el subsidente, los materiales neógenos tienen en muchos sectores un buzamiento general hacia el ESE.

La zona de estudio está situada en la rama norte de la Fosa y abarca el área comprendida entre Alfambra y Villalba Alta (Fig. 1). En esta zona el borde de la cuenca terciaria está constituido por materiales mesozoicos. El relleno terciario de esta zona constituye el objetivo principal de este trabajo e incluye materiales paleógenos y neógenos.

Litoestratigrafía

Paleógeno

Aflora principalmente en la parte norte de la zona de estudio (Fig. 1), situándose discordante sobre los materiales

mesozoicos. En algunas zonas la discontinuidad entre los materiales jurásicos y paleógenos queda marcada por una potente calcreta laminar. El espesor de los materiales paleógenos llega a alcanzar 200 m, si bien en la zona de estudio el espesor máximo es de unos 100 m. Estos materiales se han datado como Oligoceno superior (IGME, 1983) y afloran exclusivamente en la zona norte del área de estudio (Fig. 1). La escasez de afloramientos y el carácter tan masivo de los mismos, ha hecho que en algunos casos se hayan considerado como miocenos (Cortés y Casas, 2000). Desde nuestro punto de vista deben considerarse como paleógenos dada su similitud con otros materiales cercanos atribuidos a esa edad (IGME, 1983). Otro dato que apoya esta atribución es la amplia presencia de *Microcodium* (tipo 1 y 2) en los depósitos que hemos incluido en el Paleógeno, mientras que está ausente en los materiales miocenos, de los que se tiene buen control cronoestratigráfico. El conjunto de materiales paleógenos está formado de base a techo por:

a) Conglomerados y brechas de cantos jurásicos con intercalaciones de arenas muy cementadas y niveles de lutitas con nódulos de carbonato. En esta parte inferior de la serie son muy frecuentes los niveles de costras laminares con abundantes pisolitos y *Microcodium*. El espesor medio de esta serie es de unos 50 m.

b) Lutitas de color rojo con nódulos de carbonato, que intercalan niveles de calizas de color blanco amarillento con

abundante flora y fauna dulceacuícola. La abundancia de nódulos de carbonato en las lutitas rojas llega a definir paleosuelos con estructura prismática. El espesor de este conjunto es de 40 m. El límite de la unidad es un nivel de carbonatos con estructura prismática de 2,5 m que corresponde a un paleosuelo maduro, estadio IV de Machette (1985).

Neógeno

Los depósitos neógenos más antiguos se han datado como Aragoniense inferior (Adrover *et al.*, 1978; van Dam, 1997), aunque la mayoría de los materiales de la Fosa de Teruel tienen un rango de edad que abarca desde el Vallesiense inferior al Plioceno superior (Mein *et al.*, 1983). Son pocos los trabajos que abordan la definición y correlación de las distintas unidades neógenas a lo largo de la cuenca. En una primera aproximación, van de Weerd (1976) dividió el Neógeno en cuatro formaciones (Peral, Tortajada, Alfambra y Escorihuela). Recientemente, Alonso-Zarza y Calvo (2000) dividen el registro neógeno del sector norte de la Fosa (exceptuando la zona de estudio) en 4 unidades (Unidades I a IV). Las dos unidades inferiores, I y II, están constituidas por depósitos detríticos gruesos que pasan hacia el centro de la Fosa a depósitos lutíticos con paleosuelos y a calizas lacustres, palustres y fluvio-lacustres. La Unidad III se caracteriza por la presencia de niveles de yesos bioturbados y margas dolomíticas equivalentes a la Formación

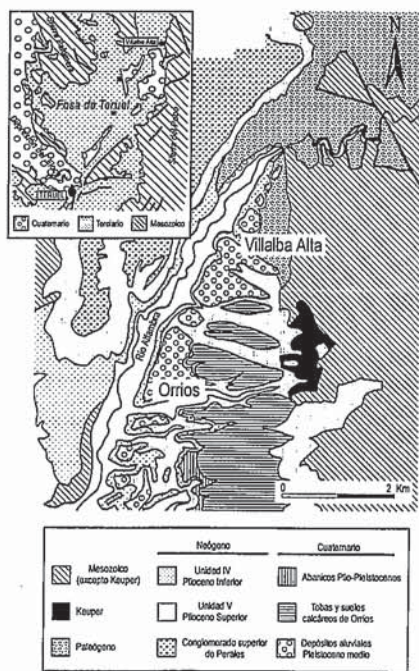


Fig. 1.- Situación geográfica y mapa geológico del sector Orrios-Villalba Alta. Basado en Anadón *et al.* (1990).

Fig. 1.- Situation and geological map of the Orrios-Villalba Alta area. Based on Anadón *et al.* (1990).

Tortajada. La unidad IV está formada por depósitos detríticos rojos que intercalan, sobre todo hacia techo, niveles lacustres carbonatados. Esta unidad representa la parte alta del Neógeno y equivale a la formación Escorihuella, estudiada en detalle por Moissenet *et al.* (1990), y por Opdyke *et al.* (1997). Más recientemente, Alcalá *et al.* (2000) incluyen una unidad más alta, la unidad V, formada por niveles lutíticos rojos que intercalan pasadas de arenas y gravas, niveles de paleosuelos carbonatados, y carbonatos fluvio-lacustres. En la zona de estudio afloran exclusivamente las unidades IV de Alonso-Zarza y Calvo (2000), y V de Alcalá *et al.* (2000), que son las que se describen a continuación.

Unidad IV

La edad de esta unidad es Alfabriense (Plioceno inferior), de acuerdo con las dataciones de Moissenet *et al.* (1990) y Opdyke *et al.* (1997). El estudio llevado a cabo en esta unidad ha permitido la definición de las siguientes subunidades (Fig. 2):

Subunidad de lutitas y gravas (detrítica inferior). El espesor de esta unidad es de 23 m, y está formada por niveles de lutitas rojas de hasta 5 m de potencia que alternan con capas de gravas clastosoportadas, algunas de las cuales presentan morfología canaliforme. Los

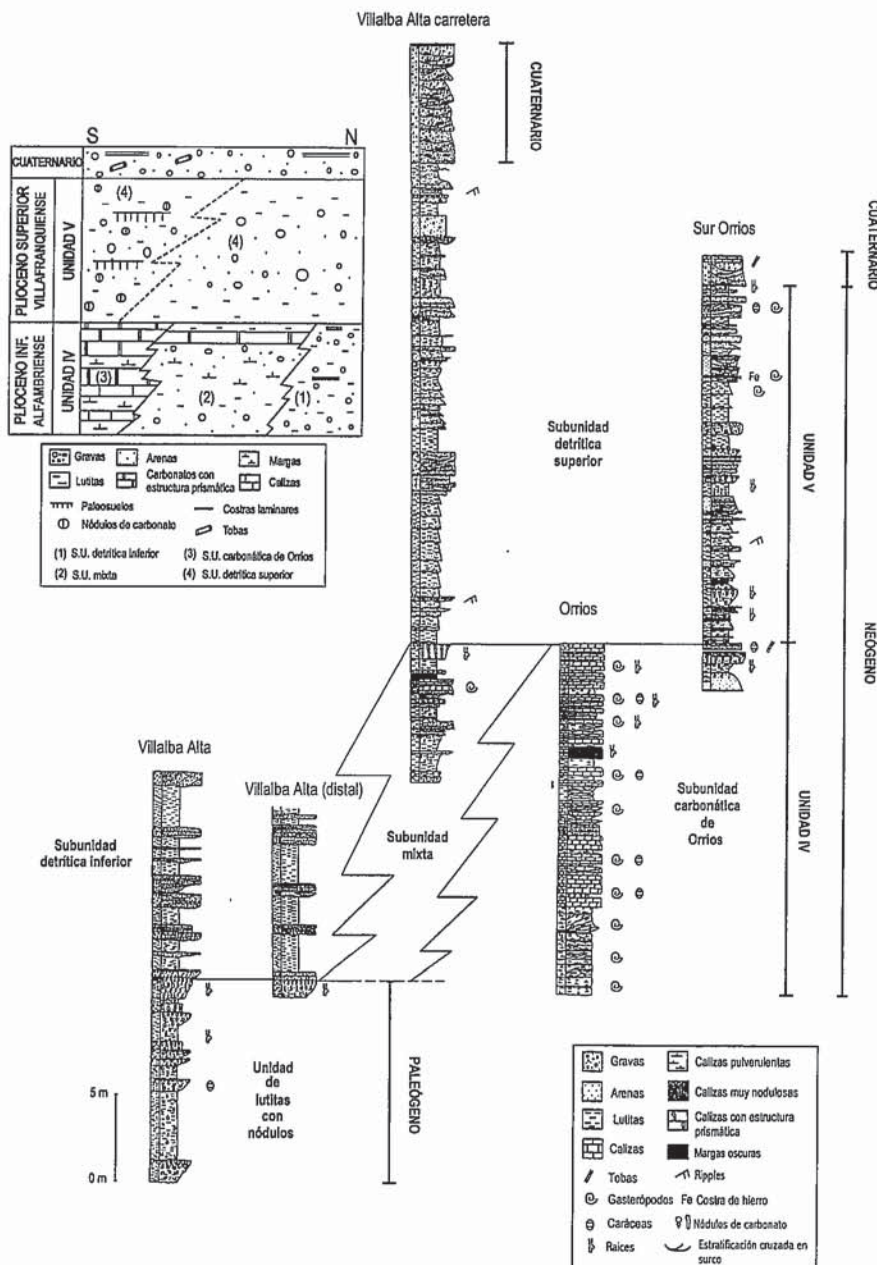


Fig 2.- Columnas estratigráficas del área estudiada, indicando la distribución de las distintas unidades litoestratigráficas. En la parte superior izquierda se presenta la columna litoestratigráfica sintética.

Fig. 2.- Stratigraphic sections of the study area with indication of the different stratigraphic units. The idealized stratigraphic log is shown in the upper-left part of the figure.

cantos de las gravas son de calizas y dolomías del Mesozoico, con una distribución de tamaños muy heterométrica. La potencia de las capas lutíticas aumenta hacia el techo de la unidad, y también aumenta si nos desplazamos hacia zonas más distales (en dirección oeste), disminuyendo el espesor de las gravas. Las gravas aparecen en bancos tabulares, con granoselección positiva y costras laminares en la parte superior de cada banco. La subunidad se apoya sobre el paleosuelo que marca el techo del Paleógeno (Fig. 2).

Subunidad mixta. Está formada por lutitas de colores rojos con nódulos de carbonato, capas de gravas y arenas, y bancos de carbonato con estructura prismática. A techo aparece un paleosuelo de 2 m de espesor, por encima del cual se depositan las lutitas pertenecientes a la subunidad detrítica superior. Esta subunidad representa el tránsito lateral de la subunidad de arcillas y gravas (detrítica inferior) a la subunidad carbonática de Orrios (Fig. 2).

Subunidad carbonática de Orrios. Es una unidad esencialmente carbonática

con un espesor máximo de 40 m, medidos en la localidad de Orrios. El límite superior lo constituyen niveles de calizas con estructura prismática, más duros, por encima de los que se disponen, en contacto neto, las arenas de la subunidad detrítica superior, incluida ya en la unidad V. En esta subunidad se distinguen dos tramos de 18 m y 22 m, respectivamente. Ambos tramos están formados en la base por calizas pulverulentas de morfología canaliforme que incluyen restos de gasterópodos y caráceas. El techo de los dos tramos lo forman calizas con estructura prismática.

Unidad V

Esta unidad está constituida exclusivamente por la que denominaremos subunidad detrítica superior. Su edad es Villafranquiense (Plioceno superior) (Opdyke *et al.*, 1997).

Subunidad detrítica superior. Su espesor es de 50-60 m. Se apoya, en el norte de la zona de estudio, sobre los materiales paleógenos mediante una paraconformidad. En el resto de la zona estudiada se apoya concordante sobre todas las subunidades que forman la Unidad IV (Fig. 2). Está formada por una sucesión de bancos de lutitas con nódulos de carbonato, arenas y gravas. Se observa un mayor contenido de lutitas en la parte inferior de cada banco y un progresivo aumento de la proporción de arena hacia el techo de los mismos, así como un aumento en la cantidad de nódulos hacia la parte superior de la subunidad.

Paleogeografía

Paleógeno. Los materiales jurásicos sobre los que se apoya presentan importantes rasgos de carstificación. Si bien, el rasgo más característico de este contacto es la presencia de importantes calcretas laminares sobre el paleorrelieve jurásico. La presencia de estas calcretas es indicativa de la exposición subáerea y colonización de este sustrato por vegetación. Este periodo de exposición es difícil de acotar temporalmente y, aunque el lapso de tiempo puede abarcar desde el Jurásico hasta el Paleógeno, lo más probable es que se iniciase con posterioridad al Cretácico, dada la amplia presencia de materiales de esta edad al norte de la zona de estudio.

La disposición de los materiales paleógenos con respecto a los materiales jurásicos del borde de la cuenca permite deducir que el levantamiento de dicho margen tuvo lugar esencialmente durante el Paleógeno, como se deduce de la geo-

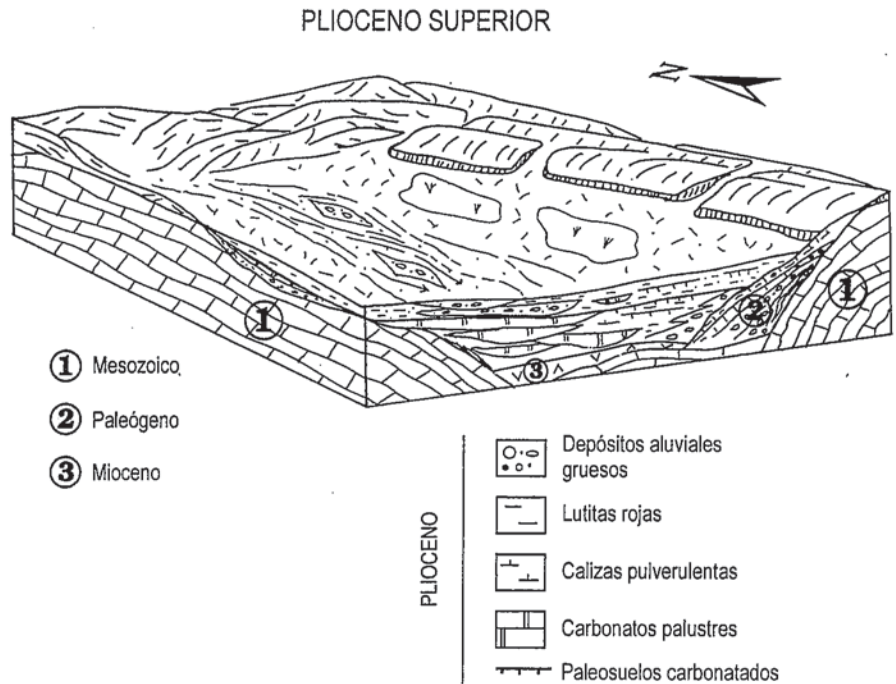


Fig. 3.- Esquema idealizado de la distribución de los distintos ambientes deposicionales durante el Plioceno Superior en el área estudiada.

Fig. 3.- Idealised sketch of the prevailing depositional systems during the Upper Pliocene in the study area.

metría de los mismos, ya que los materiales más basales presentan buzamientos elevados (60°), mientras que los materiales más altos presentan buzamientos muy suaves (5°).

Los sedimentos paleógenos que se reconocen en esta zona son todos de carácter continental. Su edad es difícil de determinar con precisión, pues a la falta de criterios paleontológicos se une la discontinuidad y escasez de afloramientos. En líneas generales la sucesión paleógena refleja un dominio de los ambientes aluviales proximales en los que las paradas en la sedimentación quedan bien marcadas por la presencia de costras laminares a techo de los niveles conglomeráticos. Esta serie conglomerática evoluciona verticalmente a lutitas que intercalan niveles de calizas lacustres y paleosuelos carbonatados. Todo ello refleja la instalación de ambientes aluviales más distales o de llanuras de inundación en las que localmente se instalan cuerpos de agua de escasa profundidad. El nivel de paleosuelo que culmina la serie paleógena refleja un periodo de estabilización tectónica y sedimentaria previo al inicio de la sedimentación neógena.

Neógeno. Los depósitos neógenos de la Fosa de Teruel incluyen materiales miocenos y pliocenos, que se disponen discordantes sobre los materiales sobre los que se apoyan. En el área de estudio

afloran sobre todo materiales pliocenos. Sin embargo, en el área de Teruel hay una continuidad total entre los materiales miocenos y los pliocenos (Alonso-Zarza y Calvo, 2000); por ello pensamos que en el área de estudio (Alfambra-Villalba Alta) el registro mioceno está presente por debajo de los materiales Pliocenos. Los paleorrelieves jurásicos, al sur de Orrios, pudieron condicionar la sedimentación miocena, que se produjo, muy probablemente, en un surco relativamente estrecho paralelo a la dirección que actualmente sigue el río.

En el área de estudio el Plioceno está representado por dos unidades (IV y V). Dentro de la Unidad IV, los depósitos de la subunidad detrítica inferior indican la instalación en el margen este de la cuenca de pequeños abanicos aluviales desconectados entre sí y en los que las paradas en la sedimentación quedan bien marcadas por la presencia de finas costras laminares a techo de los depósitos gruesos. Lateralmente y sobre los términos más distales de estos abanicos se instalaron cuerpos de agua muy someros (subunidad mixta). Más hacia el suroeste, la presencia de la subunidad carbonática de Orrios refleja el predominio de ambientes fluvioacustres muy someros en los que se depositaron los niveles de calizas palustres y lacustres y los canales con relleno carbonático. En definitiva, duran-

te la sedimentación de esta unidad IV el margen activo de la Fosa es el margen oriental. La Unidad V está discordante sobre materiales premiocenos. Cerca de Orrios la subunidad carbonática de Orrios se apoya directamente sobre una costra laminar que sigue el paleorrelieve jurásico. Este hecho indica que en algunas zonas de la Fosa los paleorrelieves jurásicos actuaron como umbrales para la sedimentación, incluso hasta el Plioceno inferior.

El Plioceno superior está representado por la Unidad V de la Fosa de Teruel (Alcalá et al., 2000), que presenta una distribución de facies con una polaridad N-S, distinta a la mostrada por la unidad IV. Esta unidad del Plioceno superior refleja la instalación de un sistema fluvial, con dirección N-S (Fig. 3), en el que se depositaron esencialmente materiales detríticos. La sedimentación de esta unidad indica: 1) la mayor actividad del borde norte de la Cuenca y, 2) la apertura más clara de la cuenca hacia el sur con la instalación del sistema fluvial axial capaz de drenar hacia el sur toda la Fosa.

Conclusiones

El estudio de este sector de la Fosa de Teruel presenta desde el punto de vista paleogeográfico algunas singularidades y de ahí su interés.

En primer lugar destaca la presencia de una importante serie de edad paleógeno *s.l.*. La disposición de los materiales del Paleógeno indica que su sedimentación se produjo simultáneamente con la elevación de los márgenes norte y este de la Fosa. Estos materiales se depositaron en sistemas de abanicos aluviales, en cuyas zonas distales se desarrollaron zonas lacustres efímeras.

La sedimentación durante el Paleógeno fue episódica, como lo demuestra el amplio desarrollo de paleosuelos.

En segundo lugar, en esta zona se reconocen importantes paleorrelieves mesozoicos, que controlaron la sedimentación neógena, pues pudieron actuar como umbrales. Los materiales neógenos que afloran en el área de estudio son, en su mayor parte, de edad Pliocena y equivalen a las unidades IV y V definidas para la Fosa de Teruel por Alcalá et al. (2000). Dentro de la unidad IV (Plioceno inferior) se han definido tres subunidades relacionadas entre sí mediante cambio lateral de facies. La distribución de estas subunidades del Plioceno inferior muestra la transición (esencialmente en sentido este-oeste) desde ambientes de abanico aluvial a ambientes lacustres. La unidad V (Plioceno superior) está formada por una únicamente por la subunidad detrítica superior. Esta subunidad representa la sedimentación en una llanura de inundación fluvial drenada por canales con carga de arenas. El depósito de esta unidad es indicativo de la apertura de la cuenca hacia el sur.

Agradecimientos

Agradecemos al Instituto de Estudios Turolenses la concesión de una ayuda a la Investigación del año 1999, que ha financiado gran parte de este trabajo. Este trabajo es parte del proyecto PB-98-0691 de la DGES.

Referencias

Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1978): *Estudios Geológicos*, 34, 205-214.
Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Ál-

varez Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen A.J., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez González A., Sánchez Moral, S., Sancho Gómez, R. y Sanz Rubio, E. (2000): *Rev. Soc. Geol. España*, 13, 323-343.
Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2000): *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 160, 1-21.
Anadón, P., Moissenet, E. y Simón, J.L. (1990): *Paleont. i. Evol. Mem. Espec.*, 2, 97-130.
Cortés, A.L. y Casas, A.M. (2000): *Rev. Soc. Geol. España*, 13, 445-470.
Dam, J.A. van. (1997): *Geologica Ultraiectina*, 156, 204 pp.
Guimerà, J. (1996): *Acta Geológica Hispánica*, 29, 57-66.
Guimerà, J. (1997): *Comun. III Congr. GET.*, Cuenca, pp. 105-108.
IGME (1983): *"Mapa y Memoria explicativa de la hoja nº 542 (Alfambra), del Mapa Geológico de España"*. Serie Magna, IGME, Madrid.
Machette, M.N. (1985): *Geological Society of America*, Special paper nº 203, 1-21.
Mein, P., Moissenet, E. y Adrover, R. (1983): *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, 1603-1610.
Moissenet, E., Lindsay, E., Mein, P., Opdyke, N. y Pérez González, A. (1990): *IX Congress R.C.M.N.S., Barcelona, abstracts*, 245-246.
Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez González, A., Moissenet, E. y Norton, V.L. (1997): *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 133, 129-148.
Weerd, A. van de. (1976): *Utrecht Micropal. Bull. Spec. Publ.*, 2, 1-217.