

Caracterización sedimentológica de los sistemas fluviolacustres y tobáceos del Mioceno Superior-Plioceno de la Cuenca de Calatayud (Zaragoza)

Sedimentological characterization of Upper Miocene-Pliocene fluviolacustrine and tuffaceous systems of the Calatayud Basin (Zaragoza)

E. Sanz-Rubio (*), M. Hoyos (*), J.C. Cañaveras (*), S. Sánchez-Moral (*), J.P. Calvo(**)

(*) Dpto. de Geología, Museo Nac. de Ciencias Naturales (CSIC), 28006-Madrid.

(**) Dpto. de Petrología y Geoquímica, Fac. C. Geológicas, C. Universitaria, 28040 Madrid.

ABSTRACT

A complex fluviolacustrine calcareous system with associated autochthonous tufa deposits is recognized in the Upper Miocene-Pliocene of the Neogene Calatayud Basin. A detailed sedimentological analysis of the calcareous sediments reveals a wide spectrum of facies associations mainly related to reworking of tufa deposits including products such as oncolithic tufas and less common phytoclastic and intraclastic tufas.

Key words: Calatayud Basin, Miocene-Pliocene, tufa, oncoids.

Geogaceta, 20 (2) (1996), 277-280

ISSN: 0213683X

Introducción

La interpretación y el análisis sedimentológico de facies carbonáticas tobáceas y fluviolacustres en el registro sedimentario de las cuencas terciarias de la Península Ibérica, ha generado notables trabajos como los de Ordóñez y García del Cura (1977), Nickel (1983), Anadón y Zamarreño (1981) o Anadón y Utrilla (1993). La Cuenca de Calatayud contiene, especialmente en las unidades neógenas más recientes, una serie de materiales tobáceos-fluviolacustres carbonáticos que hasta el momento carecen de un estudio particular, restringido solamente a descripciones en trabajos sobre la geología general de la cuenca, como los más recientes de la J.E.N. (1980) o Tena y Mandado (1984). Entre los numerosos trabajos en los que se realiza un análisis detallado de los sistemas tobáceos actuales, podemos destacar los realizados por Irion y Müller (1968), Buccino *et al.*, (1978), Ordóñez y González (1979), Ordóñez *et al.*, (1980), Ordóñez y García del Cura (1983), Emeis *et al.* (1987), Freydet y Plet (1991), y Pedley (1993), que proporcionan una herramienta fundamental para la elaboración de modelos paleogeográficos - paleoambientales y para la modelización del funcionamiento de complejos tobáceos existentes en el registro sedimentario. Las especiales características sedimentológicas de los materiales tobáceos-fluviolacustres estudiados, así como la buena calidad de sus afloramientos, los convierte en

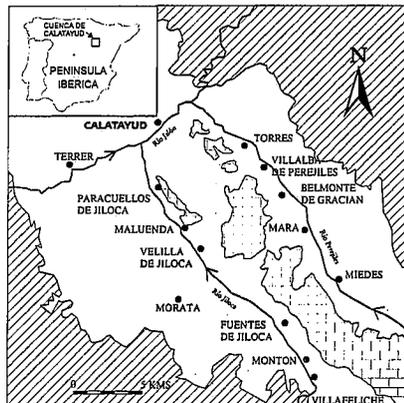


Fig. 1.- Mapa de situación de la Cuenca de Calatayud con una cartografía sintética de las facies centrales de la Unidad Superior.

Fig. 1.-Location map of the Calatayud Basin showing a synthetic cartography of the central facies of Upper Unit.

un excelente marco para la aplicación de estos modelos y la reconstrucción evolutiva de las pautas de sedimentación durante el Mioceno Superior - Plioceno Inferior en la Cuenca de Calatayud.

La caracterización de todo sistema tobáceo requiere modelos de clasificación de estos depósitos. En el presente estudio hemos adoptado la nomenclatura de Pedley (1990), que realiza una clasificación de las tobas calcáreas y una revisión de modelos ambientales.

Marco Geológico

En la Cuenca neógena de Calatayud han sido reconocidas tres unidades sedimentarias miocenas (Hoyos y López-Martínez, 1985) dentro de un modelo deposicional centrípeto en el cual los sistemas de abanicos aluviales marginales gradan hacia el centro a facies de precipitación química, evaporitas y/o carbonatos: Unidad Inferior evaporítica (?-Mioceno Inferior) constituida principalmente por facies yesíferas; Unidad Intermedia (Mioceno Medio) de variable espesor y de carácter calcáreo palustre; Unidad Superior tobáceo-fluviolacustre terrígeno-carbonática (Mioceno Superior-Plioceno Inferior). Los afloramientos de las facies centrales de este sistema fluviolacustre quedan restringidos al interfluvio de los Ríos Jiloca y Perejiles, así como limitados hacia el Norte por el Río Jalón (Fig-1) formando un extenso páramo que se prolonga hacia el SE, y que es resultado de una superficie de erosión (Hoyos *et al.*, 1979) que bisela el suave estilo de plegamiento de estos materiales.

Unidad Superior

El espesor de afloramiento de la Unidad Superior oscila entre los 20-110 m. Las máximas potencias han sido encontradas en áreas afectadas localmente por procesos de subsidencia sinsedimentaria (Sanz-Rubio *et al.*, 1995; Hoyos *et al.*, 1996) como resultado de

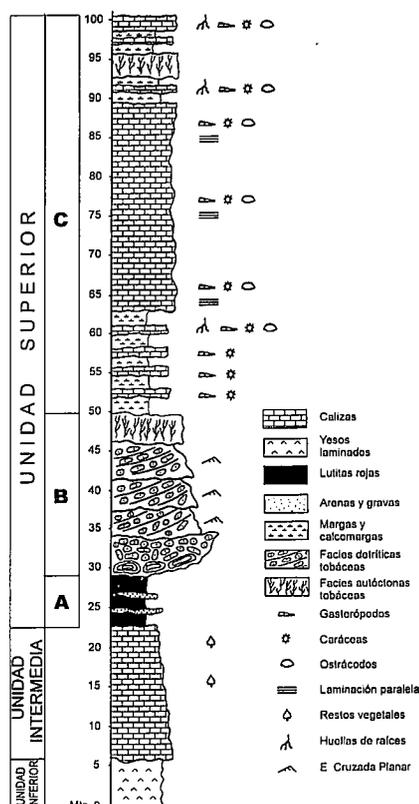


Fig. 2.-Serie estratigráfica de la Unidad Superior (área de Maluenda).

Fig.2.-Lithostratigraphic section of the Upper Unit (Maluenda zone).

una karstificación de las facies yesíferas infra-yacentes. Las facies terrígeno-carbonáticas integrantes del sistema fluviolacustre-tobáceo pueden dividirse de muro a techo en tres tramos (Fig- 2):

A) Facies distales de abanicos aluviales: Constituye el tramo basal de la U. Superior siendo su base una de las discontinuidades sedimentarias más marcadas de la cuenca; precede estratigráficamente al conjunto de facies carbonáticas fluviolacustres y tobáceas. Litológicamente se compone de lutitas y limos rojos con intercalaciones de niveles arenosos y conglomeráticos de cuarzo y cuarcita. Su espesor oscila entre los 5 m (Villalba de Perejiles) y los 65 m (Montón-Villafeliche). Este tramo suele presentar hacia techo, niveles canalizados oncolíticos y fitoclásticos, así como niveles conglomeráticos cuyos cantos terrígenos son encostrados por una fina lámina de calcita de carácter algal.

B) Facies carbonáticas tobáceas y fluviolacustres: El espesor medio de este tramo varía entre 20-30 m constituyendo un claro resalte morfológico sobre las lutitas rojas in-

feriores. Comprende un complejo sistema tobáceo-fluviolacustre con gran variabilidad de asociaciones de facies. La base de este tramo queda marcada por un nivel continuo carbonático noduloso altamente recristalizado (3-6 m), de base muy irregular, con abundante contenido en terrígenos y en ocasiones oncoídes, que refleja un efecto de palustrización progresiva. Los sistemas tobáceos calcáreos y facies asociadas de este tramo, poseen como característica fundamental la alternancia de fases activas de crecimiento tobáceo junto con el desarrollo de sistemas de drenaje internos relacionados con facies de removilización tobácea, tales como tobas oncolíticas, fitoclásticas e intraclásticas, así como facies carbonáticas palustres y bioclásticas. El tramo incluye niveles calizos y calcomargosos con cierta continuidad lateral, alta recristalización, y entre 0.5-1.5 m de potencia con bases y geometrías irregulares relacionadas con facies de removilización, y niveles de morfología tabular en facies palustres y bioclásticas.

En función de su carácter autóctono o alóctono, dentro de este tramo se han diferenciado dos grupos principales: edificios fitohermales o depósitos tobáceos autóctonos, y tobas oncolíticas, fitoclásticas e intraclásticas.

B-1) Edificios fitohermales o depósitos tobáceos autóctonos. Reflejan la incrustación de hidrofitas y macrofitas semiacuáticas (caráceas, briofitas,...) mediante cementos esparíticos de LMC isopacos y/o biofilms micríticos en función de la dinámica de flujo y la biota asociada (Pedley, 1992). En las secuencias sedimentarias estudiadas, los grandes edificios tobáceos no constituyen la asociación de facies más frecuente, sino facies mixtas de tobas autóctonas y de removilización de las mismas. Se localizan preferentemente en los primeros metros del tramo y en el área NW del área de estudio. Las asociaciones de facies sedimentarias más comunes son:

i) Fitohermos asociados a canales fluviales. Constituyen el litotipo tobáceo más fácilmente identificable por su fábrica característica, la potencia del biohermo (2-3 m), y la presencia ocasional de formaciones estalactíticas o tapices algales. Se integran en secuencias (Fig-3a) a cuya base quedan niveles fluviales de gravas y oncoídes cilíndricos-oblatos (soporte vegetal como núcleo) en una matriz carbonática, que marcan la base del canal y que hacia techo pasan a colonias fitohermales *in situ* reflejando un pausado abandono de canal y la adquisición de condiciones de flujo laminar. Los fitohermos tienden lateralmente a desaparecer, adaptándose a la geometría del cuerpo canalizado.

ii) Fitohermos asociados a niveles continuos. Resulta frecuente encontrar depósitos tobáceos autóctonos en niveles continuos, de base y techo planoparalelos de 0.5-0.8 m de

potencia (Fig-3b). Internamente son heterogéneos y con transiciones laterales a facies de removilización del sistema tobáceo, sin existencia de superficies erosivas internas reconocibles, reflejando un sistema activo tobáceo con un drenaje interno bien desarrollado.

B-2) Tobas oncolíticas, fitoclásticas, e intraclásticas. Representan facies de removilización con escaso transporte de los depósitos tobáceos autóctonos. Se encuentran asociados a niveles canalizados de base erosiva (orden desde unos cm-hasta 1.5 m) con estructuras de flujo, o bien en niveles de base y techo planoparalelos de menor potencia (0.5-1 m). En ambos casos, el conjunto de facies se encuentra ligado lateral o verticalmente a depósitos tobáceos autóctonos de diversa entidad. No existen términos puros oncolíticos, fitoclásticos, o intraclásticos sino materiales mixtos carbonáticos con selección moderada *wackestone-grainstone* con una importante carga terrígena. Entre los componentes calcáreos más comunes cabe destacar:

B-2.1) Oncoides y nódulos algales:

Comúnmente, responden a oncoídes cilíndricos y oblatos de hasta 8-10 cm de longitud, cuyo núcleo queda constituido fundamentalmente por soportes vegetales (tallos de macrofitas). Otro morfotipo de oncoide refleja formas esféricas, cuyo núcleo queda integrado por terrígenos, intraclastos carbonáticos, o nódulos algales. La microestructura de los oncoídes responde usualmente a una alternancia de bandas esparíticas claras y láminas micríticas con desarrollo de porosidad fenestral circular-ovoidal (posibles chironómidos), similares a las descritas por Monty y Mas (1981), donde las franjas micríticas con filamentos algales son atribuidas a *Schizothrix*. En cuanto a las esparíticas carecientes de trazas algales, resulta más difícil atribuirles un origen, aunque pueden relacionarse con actividad algácea semejante a la actual asociación *Phormidium Incrustatum o Dicothrix/ Calothrix*.

Se distinguen dos asociaciones de facies principales relacionadas con formaciones oncolíticas:

i) Secuencias granodecrecientes de hasta 1.5 m de potencia (Fig-3c) integradas por una base calcomargosa con terrígenos tamaño grava y oncoídes cilíndricos-oblatos, así como grandes formaciones pseudoesféricas algales de hasta 40 cms de diámetro (Fig-4) integradas por núcleos de fragmentos removilizados de colonias de macrofitas incrustadas, que son tapizados por envueltas estromatolíticas muy finas, similares a las descritas en canales fluviales por Anadón y Zamarreño (1981). Hacia techo pasan a *packstone-grainstone* de oncoídes cilíndricos-oblatos con granoselección vertical, en asociación con fitoclastos, intraclastos tobáceos, gasterópodos y caráceas, re-

flejando un escaso transporte a partir del área fuente (fitohermos tobáceos).

ii) Secuencias masivas de 0.8-1 m de potencia integradas por capas de base y techo planoparalelos. Su base es calcomargosa con oncoides oblatos-cilíndricos y/o intercalaciones tobáceas autóctonas; hacia techo pasan a niveles masivos de *wackestone-packstone* integrados mayoritariamente por oncoides esféricos de pequeño tamaño (3-4 mm) con frecuente núcleo algal, que en ocasiones se encuentran fragmentados, indicando sucesivas removilizaciones. Se caracterizan por la existencia de una matriz terrígeno-carbonatada con fragmentos de moluscos, carófitas, fitoclastos e intraclastos tobáceos. Son frecuentes las estructuras de flujo (Fig-3d) y la colonización por raíces, (Fig- 3e) indicando exposición temporal del depósito.

B-2.2) Fitoclastos e intraclastos tobáceos:

Componentes usuales de facies de removilización tobácea; las tobas fitoclásticas corresponden a macrofitas semiacuáticas (frecuentemente carófitas) incrustadas efímeramente por calcita y removilizados en íntima asociación con otras facies detríticas, tales como oncoides cilíndricos-oblatos, donde los propios fitoclastos pueden hacer la función de núcleo. Los intraclastos tobáceos son componentes caracterizados por gruesos cementos isopacos de esparita alrededor de soportes vegetales de distinta índole, que suelen encontrarse altamente disgregados.

B-2.3) Clastos algales:

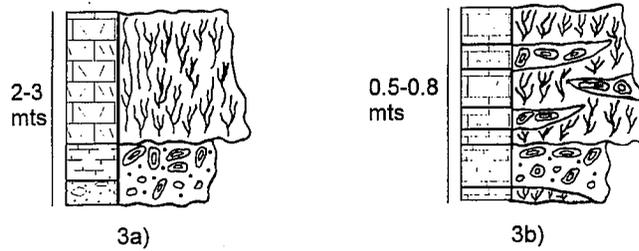
El desmantelamiento de un fitohermo tobáceo puede generar clastos algales procedentes de colonias de cianofíceas reconocibles como componentes detríticos en lámina delgada (Fig- 5). Son frecuentes los clastos algales en los que solamente llega a reconocerse una textura arborescente, así como componentes clásticos con estructuras calcíticas específicas alrededor de filamentos algales de crecimiento radial, similares a las producidas por *Rivularia Haematites*, y a las descritas por Schneider et al., (1983).

B-2.4) Bioclastos y tobas de caráceas:

Integran normalmente la fracción más fina de los materiales detríticos descritos. Petrográficamente, se diferencia una matriz micrítica con gran contenido en terrígenos y fragmentos de moluscos y ostrácodos, a la vez que componentes monocristalinos calcíticos procedentes de la desarticulación de tallos y oogonios incrustados de caráceas, o bien intraclastos tobáceos.

C) Facies lacustres en zona litoral-sublitoral: Constituyen el último tramo litológico diferenciable en la serie Mio-Pliocena, cuya potencia de afloramiento alcanza hasta 60 m. Las mayores potencias de este tramo han quedado salvaguardados de los efectos de la superficie de erosión finipliocena en

Formaciones tobáceas autóctonas



Tobas oncolíticas (fitoclásticas e intraclásticas)

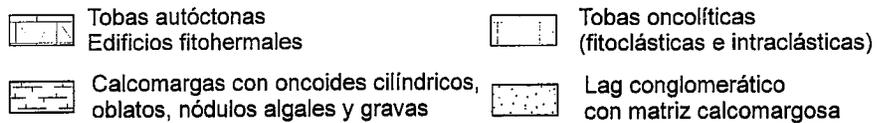
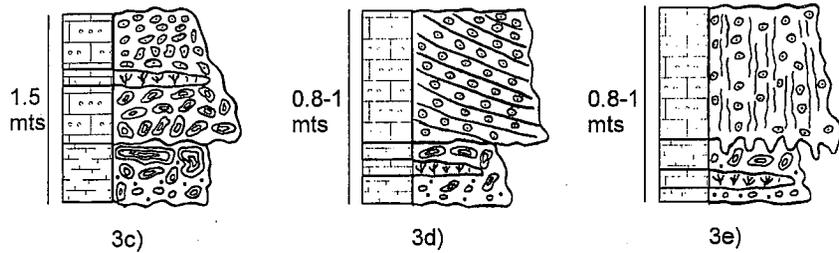


Fig. 3.-Asociaciones de facies en depósitos autóctonos y detríticos tobáceos.

Fig.3.-Facies associations of autochthonous and detrital tuffaceous deposits.

áreas con procesos de colapso o subsidencia sin-sedimentaria, como Maluenda o Belmonte.

Componen una monótona serie de niveles calizos perfectamente tabulares de unos 10-15 cm con laminación paralela muy bien definida, y con algún nivel autóctono tobáceo. Es un material altamente incoherente, ligero y caracterizado por una fábrica porosa. En lámina delgada (Fig-6), se identifican como *grainstone-packstone* de fragmentos orientados de tallos y oogonios de caráceas, con gasterópodos y ostrácodos. Estas facies pueden interpretarse como tránsito hacia un medio deposicional lacustre-palustre con incrustaciones fitohermales esporádicas, semejante al descrito por Buccino et al. (1978) en el Pleistoceno del Valle Tanagro (Italia).

Síntesis Evolutiva-Ambiental

En el contexto general evolutivo de la cuenca durante el Mioceno Inf.- Medio, los episodios sedimentarios quedan representados por depósitos evaporíticos que evolucionan hacia una sedimentación calcárea palustre por un progresivo cambio hacia condiciones de menor salinidad. El estudio sedimentológico de las secuencias estratigráficas realizadas en los materiales fluvio-lacustres-tobáceos de la Cuenca de Calatayud permite establecer va-

rios episodios que definen la evolución temporal de la sedimentación de la Unidad Superior:

a) Las facies rojas distales de abanico aluvial (Mioceno Sup.) marcan una importante discontinuidad sedimentaria que representa eventos de progradación de las facies terrígenas de borde hacia áreas más centrales de la cuenca, relacionados probablemente con un período de actividad tectónica y/o cambio climático. La geometría de los cuerpos sedimentarios en el área de estudio indica una mayor influencia de los sistemas de abanicos aluviales del SE (área de Villafeliche). Los depósitos marginales correspondientes a estas facies, así como los de los tramos carbonáticos suprayacentes carecen de representación en el área de estudio debido a fenómenos de erosión diferencial y encajamiento de la red fluvial actual a favor de direcciones de fractura preferentes.

b) La instalación de los sistemas tobáceos se refleja en un tránsito vertical desde facies distales de abanico aluvial, hacia carbonatos nodulosos palustres y sistemas de tobas autóctonas con facies asociadas de removilización, dentro de unas condiciones de estabilidad tectónica y de clima húmedo que permite el desarrollo de abundante vegetación macrofítica y macrofauna propia (Sanz-Rubio et al., 1995). Sistemas deposicionales semejantes han sido caracterizados por Nickel (1983), Ordóñez y García del Cura (1983) en el Ter-



Fig. 4.-Nódulos algales en canal oncolítico.

Fig. 4.-Algal nodules within an oncolithic channel.



Fig. 5.-Lámina delgada (X 20). Grainstone con elementos detríticos tobáceos y clastos algales (*Rivularia*).

Fig. 5.-Thin section photomicrograph (X 20). Grainstone with detrital components and algal clasts (*Rivularia*).

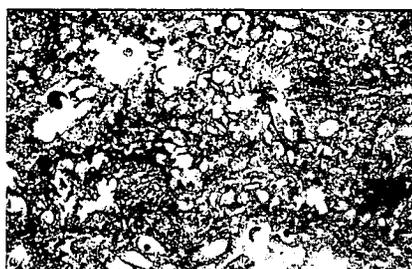


Fig. 6.-Lámina delgada (X 20). Packstone-Grainstone laminado de caráceas, gasterópodos y ostrácodos.

Fig. 6.-Thin section photomicrograph (X 20). Laminated Packstone-Grainstone composed of charophytes, gasteropods, and ostracods.

ciario de la Península Ibérica, dentro de modelos fluviales tipo braided con predominio de regímenes de flujo laminar (Pedley, 1990).

c) Finalmente, el registro sedimentario muestra una evolución vertical que denota un progresivo abandono de los sistemas fluviales y tobáceos, con un tránsito hacia sistemas deposicionales de ámbito lacustre somero, definidos por facies laminadas con *grainstone-packstone* de carófitas con ostrácodos y gasterópodos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto PB92-0024 de la D.G.I.C.Y.T.

Referencias

Anadón, P. y Utrilla, R. (1993): *Sedimentology*, 40 (4), 699-720.

Anadón, P. y Zamareño, I. (1981): *Phanerozoic Stromatolites*. C.L. Monty (Ed.), 140-154.
 Buccino, G. et al. (1978): *Boll. Soc. Geol. Italia*, 97, 617-646.
 Emeis, K.C. et al. (1987): *Sedimentology*, 34, 595-609.
 Freydet, P. y Plet, A. (1991): *Geobios*, 24 (2), 123-139.
 Hoyos, M. y López Martínez, N. (1985): *IGCP Project 25*, Vol 1.
 Hoyos, M. et al. (1979): *III Reunión Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, 149-160.
 Hoyos, M. et al. (1996): *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 100, 49-63.
 Irion, G. y Müller, G. (1968): *Carbonate Sedimentology in Central Europe*. G. Müller & G.M. Friedman (Eds.), 271-285.
 J.E.N. (1980): *Memoria síntesis geológica de la Cuenca terciaria de Calatayud*, 74 pp.
 Monty, C.L.V. y Mas, J.R. (1981): *Phanerozoic Stromatolites*. C.L. Monty (Ed.), 85-128.
 Nickel, E. (1983): *Coated grains*. T. Peryt (Ed.), 308-329.
 Ordóñez, S. et al. (1980): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 78, 303-315.
 Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. (1977): *Estudios Geol.*, 33, 459-466.
 Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. (1983): *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6, 485-497.
 Ordóñez, S. y González, J.A. (1979): *Estud. Geol. Inst. Inv. Geol. Lucas Mallada*, 35, 205-212.
 Pedley, M. (1990): *Sedim. Geol.*, 68, 143-154.
 Pedley, M. (1992): *Sedim. Geol.*, 79, 255-274.
 Pedley, M. (1993): *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 49 (3), 197-206.
 Sanz-Rubio, E. et al., (1995): *XIII Congreso Español de Sedimentología*, 167-168.
 Tena, J.M. y Mandado, J.A. (1984): *Rev. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. de Zaragoza*, 39, 69-78.