

*Subsidencia kárstica sinsedimentaria  
en un sistema aluvial efímero:  
El Barranco de Torrecilla  
(Depresión del Ebro, Zaragoza)*

F. GUTIÉRREZ y T. ARAUZO

Dpto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias.  
Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

RESUMEN

En el estudio del Barranco de Torrecilla hemos diferenciado seis unidades Morfo-Sedimentarias. Este barranco ha experimentado una evolución compleja debido al fenómeno de subsidencia kárstica sinsedimentaria que ha afectado al menos a dos de las unidades diferenciadas, la  $U_4$  y la  $U_3$ . Como consecuencia de esta subsidencia sinsedimentaria, los depósitos de ambas unidades se encuentran localmente engrosados y deformados. Durante el desarrollo de estas unidades, la karstificación aluvial del sustrato yesífero dió lugar a grandes depresiones de orden hectométrico, en las que se desarrollaron ambientes palustres con sedimentación carbonatada y turbosa. Basándonos en la intensidad de la karstificación aluvial sinsedimentaria y en criterios sedimentológicos, pensamos que la unidad  $U_3$  se ha depositado en un sistema aluvial más perenne que la unidad  $U_2$ .

**Palabras clave:** Valles de fondo plano, incisión-agradación-degradación, subsidencia kárstica sinsedimentaria, karst en yesos, Depresión del Ebro.

ABSTRACT

In the study of the Torrecilla Arroyo we have differentiated six Morpho-Sedimentary units. This arroyo has undergone a complex evolution due to the synsedimentary karstic subsidence that has affected at least to two units,  $U_4$  and  $U_3$ . As a result of this synsedimentary subsidence, the deposits of these units are locally thickened and deformed. During the development of both units, the alluvial karstification of the yesiferous bedrock gave place to hec-

tometric depressions, where palustrine environments with carbonate and peat sedimentation were formed. Based on the intensity of the syndimentary alluvial karstification and on sedimentological criteria, we believe that the  $U_3$  unit has been deposited in an alluvial system less ephemeral than the  $U_2$  unit.

**Key words:** Infilled valleys, incision-aggradation-degradation, syndimentary karstic subsidence, karst in gypsum, Ebro Basin.

## INTRODUCCIÓN

Este trabajo se centra en el estudio de un valle de fondo plano o val, el Barranco de Torrecilla. Este barranco desemboca en la Val de Valmadrid justo en la localidad de Torrecilla de Valmadrid, situada a unos 20 Km al

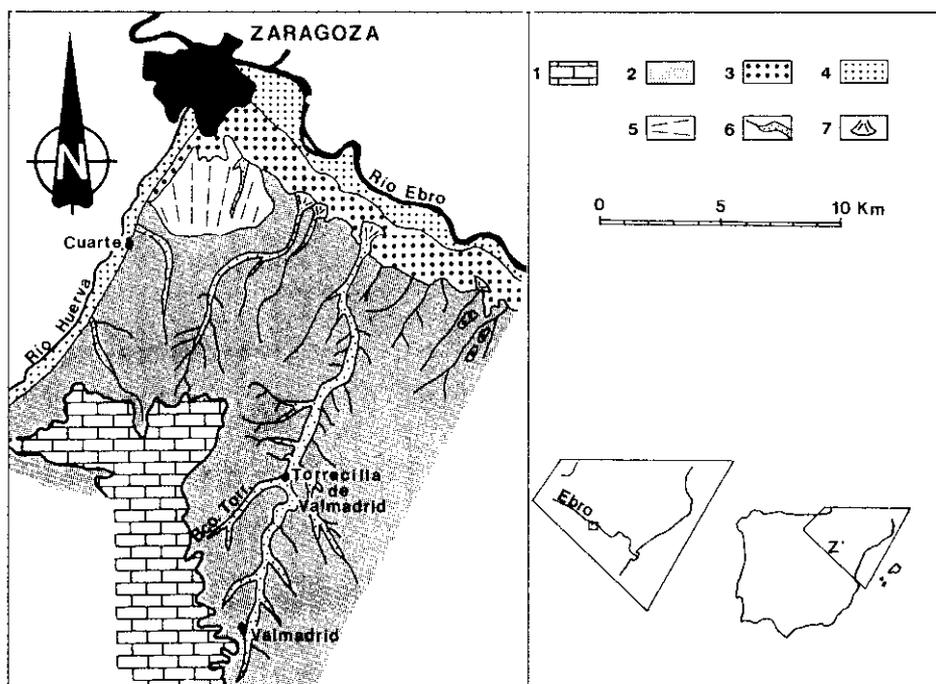


Fig. 1.—Situación del área de estudio. 1: Plataforma estructural en calizas. 2: Yesos miocenos. 3: Terrazas superiores. 4: Llanura de inundación. 5: Glacis de acumulación. 6: Valles de fondo plano. 7: Abanicos aluviales.

Fig. 1.—Location map of the study area. 1: Limestone structural platform. 2: Miocene gypsum. 3: Upper terraces. 4: Flood plains. 5: Mantled pediment. 6: Infilled valleys. 7: Alluvial fans.

SE de Zaragoza (Fig. 1). En este área existe una red de vales de carácter dendrítico y rasgos meandriformes, siendo la dirección de las vales principales NNE-SSW, afluyendo hacia la margen derecha del Río Ebro al Sur de Zaragoza.

En este sector de la Depresión del Ebro, el relleno mioceno está constituido por las Formaciones Yesos de Zaragoza y Calizas de Alcubierre (Quirantes, 1978). La primera se encuentra formada por yesos con intercalaciones margosas y la segunda por calizas masivas con niveles margosos. Esta última se encuentra representada por La Plana, una de las plataformas carbonatadas del centro de la Depresión del Ebro.

Durante el Cuaternario se produce el desarrollo de la red fluvial que incide en el relleno terciario del centro de la Depresión del Ebro, dando lugar a diversos relieves estructurales, así como a la formación de sistemas de glacis y terrazas encajados. Desde el punto de vista geomorfológico, el área estudiada se ubica en el piedemonte oriental del relieve estructural de La Plana. En este sector se ha elaborado un amplio nivel de glaciplanación erosivo en los yesos miocenos, que aparece disectado por una densa red de vales y barrancos. El resultado de esta evolución del relieve es un macromodelado en *badlands* elaborado en los materiales yesíferos, con unos interfluvios alomados que separan barrancos en forma de V. El fondo de estos barrancos frecuentemente aparece relleno, dando lugar a los valles de fondo plano o vales, una de las morfologías más abundantes y características del centro de la Depresión del Ebro (Alberto *et al.*, 1984).

El clima del área corresponde a un ambiente morfoclimático semiárido, con valores de precipitación y temperatura medios anuales de 350 mm y 15°C respectivamente, y una evapotranspiración potencial de 760 mm. La aridez se ve acentuada por la irregularidad espacio-temporal de las precipitaciones, no alcanzando algunos años los 200 mm, así como por la distribución de la precipitación en dos máximos pluviométricos de carácter tormentoso, primavera y otoño.

En el Bco. de Torrecilla hemos diferenciado seis *Unidades Morfo-Sedimentarias (UMFS)* ( $U_5$ ,  $U_4$ ,  $U_3$ ,  $U_2$ ,  $U_1$  y  $U_0$ ). Definimos estas Unidades Morfo-Sedimentarias como unidades sedimentarias con expresión geomorfológica, ya sea relictas, heredadas o funcionales. A cada UMFS le corresponde un nivel o superficie morfogenética ( $N_5$ ,  $N_4$ ,  $N_3$ ,  $N_2$ ,  $N_1$  y  $N_0$ ) (Fig. 2). Estas superficies pueden ser de agradación cuando aparezcan a techo del depósito de su propia unidad, o de degradación en caso de que la unidad carezca de depósito (a lo sumo un *lag* residual) y la superficie se haya elaborado en el depósito de otra unidad más antigua. En el Bco. de Torrecilla, pensamos que a todas las unidades les corresponden superficies de agradación, con la excepción de la  $U_1$  que presenta una superficie de degradación elaborada en el depósito de la  $U_2$ . En este sistema aluvial los depósitos de las unidades  $U_4$  y  $U_3$  están localmente afectados por engrosamientos y de-

formaciones sinsedimentarias que no afectan a los sedimentos yesíferos miocenos infrayacentes y adyacentes, los cuales conservan su estructura horizontal. Por lo tanto no cabe duda de que estas deformaciones son consecuencia de una subsidencia sinsedimentaria ocasionada por la karstificación del sustrato evaporítico.

## DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES MORFO-SEDIMENTARIAS

Este trabajo analiza las características geomorfológicas, estratigráficas, sedimentológicas y estructurales de cada unidad morfosedimentaria.

Para el análisis sedimentológico de los depósitos de las distintas unidades, hemos diferenciado un conjunto de facies sedimentarias, para posteriormente analizar sus asociaciones y la disposición geométrica de los elementos arquitecturales que las contienen (Miall, 1985). Para la denominación de las distintas facies sedimentarias hemos adoptado un código de nomenclatura análogo al establecido por Miall (1978) para depósitos fluviales:

— *Gms*. Gravas masivas con textura no granosostenida. Esta facies puede formar parte del relleno de canales o constituir cuerpos tabulares. Corresponde a depósitos de *debris flow*, flujos en masa de gravas de elevada viscosidad (flujos plásticos)(Nemec y Steel, 1984, Nemec, 1990).

— *Gmg*. Gravas masivas con textura granosostenida. Los clastos son heterométricos y muestran una disposición caótica. Esta facies aparece principalmente formando cuerpos tabulares de gran continuidad lateral, y en ocasiones con base erosiva. También pueden formar parte del relleno de canales. Se genera mediante flujos en masa de gravas de tipo fluidal con alta turbulencia (Nemec y Steel, 1984, Nemec, 1990). Estos flujos pueden circular por todo lo ancho de la val (arroyada en manto o *sheet flood*) o confinados en un canal (flujo canalizado o *stream flood*).

— *Gm*. Gravas masivas con grosera estratificación horizontal e imbricación de cantos. Esta facies presenta una madurez textural (granoselección y redondez) superior a las facies citadas previamente. Aparece formando cuerpos de base plana y techo convexo o rellenando canales. Se genera mediante la acreción de barras. Puede existir una gradación de términos intermedios entre esta facies y la anterior.

— *Sh*. Arenas con laminación horizontal. Se ha observado localmente formando cuerpos tabulares. Corresponde a una arena depositada durante una circulación de agua rápida en alto régimen de flujo (McKee, Crosby y Berryhill, 1967, Williams, 1971).

— *Sr*. Arenas con laminación cruzada. Se ha observado formando cuerpos tabulares de espesor centimétrico. Se genera mediante la migración de *ripples* de corriente de régimen de flujo bajo.

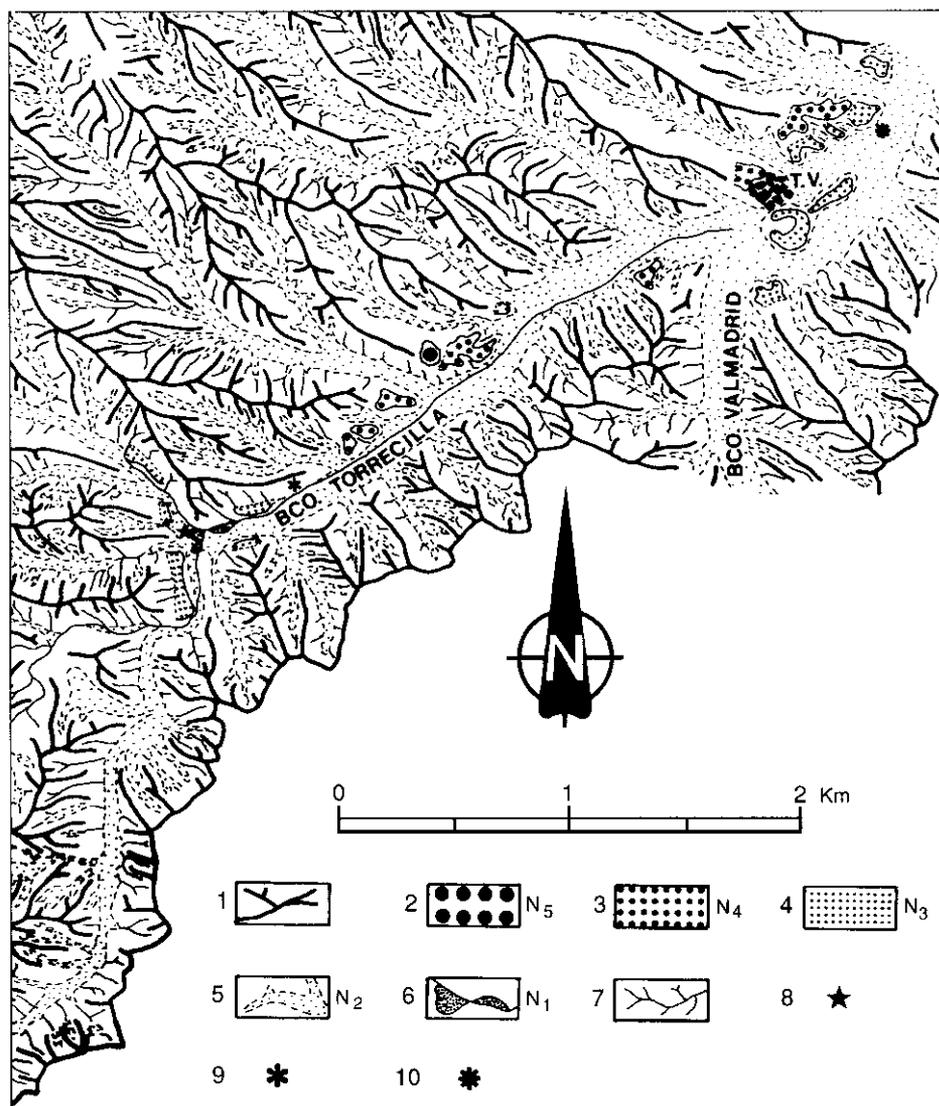


Fig. 2.—Mapa geomorfológico del Barranco de Torrecilla. 1: Interfluvios en materiales yesíferos. 2: Nivel  $N_5$ . 3:  $N_4$ . 4:  $N_3$ . 5:  $N_2$ . 6:  $N_1$ . 7: Incisiones lineales. 8: Situación de los esquemas de la Figura 6. 9: Situación del Perfil 1 de la Figura 4. 10: Situación del Perfil 2 de la Figura 4. T. V.: Torrecilla de Valmadrid.

Fig. 2.—Geomorphological map of the Torrecilla Arroyo. 1: Divides in gypsiferous materials. 2: Level  $N_5$ . 3:  $N_4$ . 4:  $N_3$ . 5:  $N_2$ . 6:  $N_1$ . 7: Linear incision. 8: Situation of the sketches in Figure 6. 9: Situation of Profile 1 in Figure 4. 10: Situation of Profile 2 in Figure 4. T. V.: Torrecilla de Valmadrid.

— *Lmc*. Limos yesíferos masivos, en ocasiones groseramente estratificados, con cantos y/o bloques en su interior. Forma cuerpos tabulares de gran continuidad lateral y puede interdigitarse lateralmente con la facies Gmg. Esta facies se genera mediante *sheet flows* de elevada densidad (abundante limo en suspensión) y turbulencia, capaces de transportar grandes bloques (McKee *et al.*, 1967, Reid y Frostick, 1989).

— *Lm*. Limos yesíferos masivos formando cuerpos tabulares o lenticulares. Podría generarse por decantación de los limos en suspensión durante la recesión de un episodio de flujo o por la entrada de éste en zonas subsidentes encharcadas.

— *Lh*. Limos yesíferos con laminación horizontal y formando cuerpos tabulares. Se genera mediante la circulación de agua en un alto régimen de flujo sobre un lecho plano. Esta facies originalmente podría ser más abundante de lo que hemos observado, ya que los limos yesíferos pueden perder su estructura primaria por procesos edáficos, diagenéticos de disolución-precipitación (Artieda, 1993) o por su hidroconsolidación debido a su carácter colapsable (hidroconsolidación) (Faraco, 1975).

— *Lr*. Limos yesíferos con laminación cruzada de *ripples* de corriente. Su génesis sería equiparable a la de la facies Sr. Por las mismas razones que para la facies Lh su preservación puede ser escasa.

— *M*. Calizas y margocalizas con gasterópodos y bioturbación. Aparece formando cuerpos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico. Se genera mediante sedimentación carbonatada en ambientes palustres, desarrollados en depresiones subsidentes originadas por la karstificación aluvial del sustrato (Gutiérrez, 1994a y b).

— *Cp*. Limos yesíferos masivos con coloración oscura que presentan bioturbación por raíces, precipitaciones nodulares y vermiformes de carbonato, así como gran cantidad de coprolitos. Forma cuerpos tabulares de gran continuidad lateral y de hasta 50 cm de espesor. Corresponde a paleosuelos fosilizados.

— *Cm*. Acumulaciones ricas en materia orgánica o de carácter turboso. Aparece en niveles centimétricos que en ocasiones presentan base cóncava. Es frecuente que aparezcan ligados a deformaciones en el depósito. Se genera en ambientes palustres ligados a depresiones subsidentes (Arauzo y Gutiérrez, 1994).

— *Ch*. Limos yesíferos con gran cantidad de restos de cenizas y carbón vegetal. Niveles de orden centimétrico que pueden presentar cambios laterales a Lm y Lh. Su origen parece estar ligado a paleoincendios de carácter natural o antrópico (Peña *et al.*, 1993, Arauzo y Gutiérrez, 1994).

— *H*. Limos yesíferos y cantos angulosos en distinta proporción. Poseen escasa madurez textural y pueden presentar un buzamiento sindeposicional. Corresponde a depósitos coluvionares.

En cuanto al análisis sedimentológico, es importante reseñar que éste va

a estar condicionado por la localización de la incisión actual y de los focos subsidentes desarrollados durante el depósito de las unidades  $U_3$  y  $U_4$ . Ambos factores determinan los afloramientos disponibles para el estudio de los depósitos.

A continuación pasamos a describir cada Unidad Morfo-Sedimentaria:

#### *Unidad Morfo-Sedimentaria $U_5$*

Esta unidad está representada por un pequeño residuo situado en la margen izquierda del Bco. de Torrecilla (Fig. 2). La superficie de agradación de este nivel  $N_5$ , a 49 m sobre el cauce actual, enlaza con el nivel de glaciplanación general. Este es un glacis de degradación elaborado en los materiales yesíferos miocenos. Se encuentra profusamente disectado por la red de barrancos, quedando reducido a divisorias alomadas sin expresión cartográfica.

En el punto donde se conserva esta unidad, el depósito presenta una potencia de 5 m y posee una alta proporción de cantos calcáreos. Los afloramientos no permiten observar la litofacies o arquitectura del depósito.

#### *Unidad Morfo-Sedimentaria $U_4$*

La superficie de agradación de esta unidad se sitúa a 26 m sobre el cauce en el Bco. de Torrecilla, y a 28 m sobre el nivel  $N_2$  en la Val de Valmadrid (Fig. 2). Este nivel  $N_4$  enlaza con un glacis de degradación, encajado respecto del nivel de glaciplanación correlativo a  $N_5$ . Esta superficie de glaciplanación no es cartografiable puesto que ha quedado reducida a cuerdas alomadas.

Aguas arriba de Torrecilla de Valmadrid, el depósito de esta unidad posee 4,5 m de potencia. Este se encuentra rubefactado y presenta una cementación parcial, afectando a un canal relleno de facies Gm. En este canal sólo se observan cantos de caliza y sílex, y su aspecto es oqueroso como consecuencia de la disolución que ha actuado selectivamente sobre los cantos yesíferos. También se ha observado la facies Lm.

Aguas abajo de Torrecilla de Valmadrid, el depósito de esta unidad posee al menos 16 m de potencia, encontrándose el depósito de la  $U_3$  adosado o superpuesto y adosado al depósito de la  $U_4$ . Localmente se han observado niveles ligeramente basculados en los que alternan facies M y Lm. Esta unidad por consiguiente ha estado afectada localmente por subsidencia sinsedimentaria, desarrollándose ambientes palustres con sedimentación carbonatada. Cabe la posibilidad de que al depósito de esta unidad se superpongan los de la  $U_3$  y  $U_2$ , sin embargo nuestras observaciones quedan siempre limitadas por el nivel de base actual en cada punto, puesto que carecemos de datos de sondeo.

### Unidad Morfo-Sedimentaria $U_3$

En el sector donde confluyen varios barrancos tributarios al Bco. de Torrecilla, la superficie de agradación de este nivel se sitúa a 15-16 m sobre el cauce actual y a 6-7 m sobre  $N_2$  (Fig. 2). Aguas abajo, en un pequeño residuo ubicado en la margen izquierda del Bco. de Torrecilla, este nivel  $N_3$  se sitúa a 10 m sobre el cauce actual y a 9 m sobre  $N_2$ . En el entorno de Torrecilla de Valmadrid la superficie  $N_3$  se encuentra a 13 m sobre  $N_2$ . Estos datos altimétricos indican cómo el desnivel entre las superficies morfogenéticas  $N_3$  y  $N_2$  aumenta en el sentido de aguas abajo.

Durante el desarrollo de esta unidad ha actuado una subsidencia kárstica sinsedimentaria, engrosándose y deformándose su depósito. El depósito alcanza potencias de al menos 16 m y nunca aparece colgado, sino que el nivel  $N_2$  se encaja en el depósito de la unidad  $U_3$  (Fig. 3 y Fig. 4, Perfil 2). Por otra parte, el depósito de la unidad  $U_3$  se encuentra fosilizado por el de la unidad subsecuente  $U_2$ , en los sectores donde la subsidencia que ha afectado a  $U_3$  ha progresado hasta cotas por debajo de la incisión previa al depósito de la unidad  $U_2$  (Fig. 3 y Fig. 4, Perfil 1).

En los afloramientos que expone la incisión actual, el depósito de esta unidad  $U_3$  presenta sinformas con buzamientos atenuados hacia techo. Estas sinformas corresponden a secciones de estructuras en cuenca que constituyen

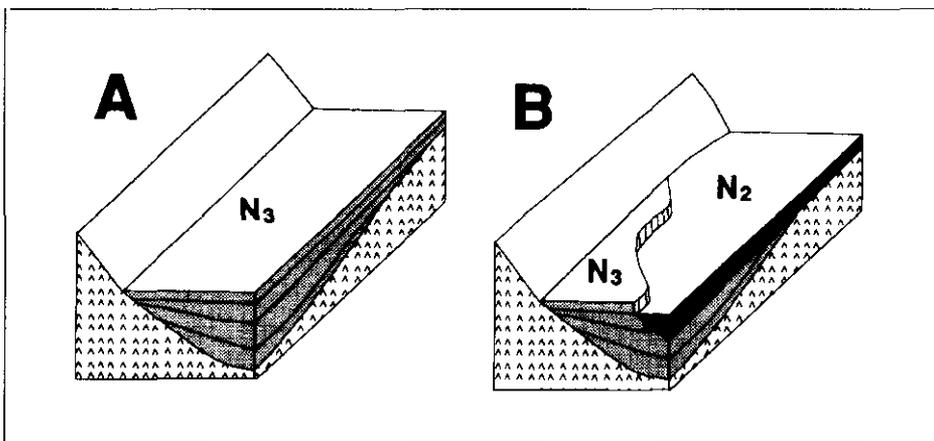


Fig. 3.—A: Unidad  $U_3$  engrosada por subsidencia kárstica sinsedimentaria. B: Unidad  $U_2$  cuyo depósito se adosa y superpone localmente (en discordancia angular-disconformidad) al depósito de la unidad  $U_3$ . Las superficies de agradación de ambas unidades aparecen encajadas.

Fig. 3.—A:  $U_3$  unit thickened due to synsedimentary karstic subsidence. B:  $U_2$  unit whose deposit is locally adjoined and superimposed (by angular unconformity-disconformity) to the deposit of the  $U_3$  unit. The aggradation surfaces of both units appear inset.

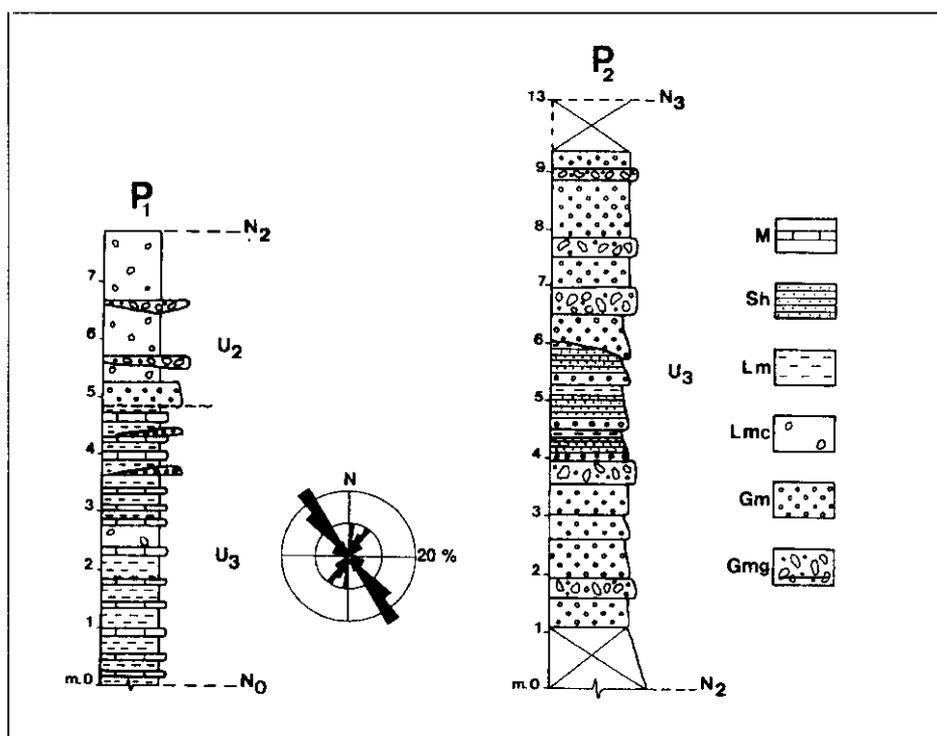


Fig. 4.—P<sub>1</sub>: Perfil sedimentológico de las unidades U<sub>3</sub> y U<sub>2</sub> superpuestas en disconformidad (localización en la Figura 2). Rosa de direcciones de las diaclasas que afectan al depósito de la unidad U<sub>3</sub>. P<sub>2</sub>: Perfil sedimentológico de la unidad U<sub>3</sub> (localización en la Figura 2).

Fig. 4.—P<sub>1</sub>: Sedimentological profile of U<sub>3</sub> and U<sub>2</sub> units superimposed by disconformity (location in Figure 2). Direction density diagram of the joints affecting the deposit of U<sub>3</sub> unit. P<sub>2</sub>: Sedimentological profile of U<sub>3</sub> unit (location in Figure 2).

el relleno de focos subsidentes, de los cuales se puede observar una sección de hasta 90 m de longitud a lo largo de la incisión actual.

En las zonas marginales de estos focos de subsidencia, los depósitos de esta unidad forman abanicos de capas que localmente pueden estar truncados y fosilizados en discordancia angular por el depósito de la unidad U<sub>2</sub> (Figs. 3, 6 y 7). En cambio, los sedimentos yesíferos miocenos infrayacentes mantienen su disposición subhorizontal. Hacia el depocentro de estos focos de subsidencia, el depósito de la unidad U<sub>2</sub> se superpone al de la unidad U<sub>3</sub> en disconformidad (*parallel unconformity*).

En los afloramientos en los que los depósitos de ambas unidades U<sub>3</sub> y U<sub>2</sub> se superponen, estos son claramente diferenciables por diversos criterios:

1. El depósito de la unidad  $U_3$  está afectado por un denso diaclasado que se interrumpe en el contacto entre las unidades  $U_3$  y  $U_2$ .

2. Los materiales de la unidad  $U_3$  se encuentran cementados y muestran una patente erosión diferencial.

3. El depósito de la unidad  $U_3$  se encuentra rubefactado.

4. La base del depósito de  $U_2$  puede presentar superficies erosivas canaliciformes, en ocasiones *paleogullies* allí donde confluyen barrancos laterales.

En dos afloramientos se han observado sendas paleodolinas en embudo rellenas de un depósito cementado correspondiente a la unidad  $U_3$  (Fig. 5). Estas paleodolinas han sido truncadas y fosilizadas por el depósito indeformado y sin cementar de la unidad  $U_2$ .

Es importante señalar que el depósito de la unidad  $U_3$  afectado por subsidencia, generalmente no se pone en contacto directo con el sustrato, sino a través de un residuo kárstico constituido por una masa caótica de bloques de yeso empastados en material margoso (Fig. 5 y 6). Este residuo muestra cómo se lleva a cabo el proceso de karstificación aluvial en este sistema de ba-

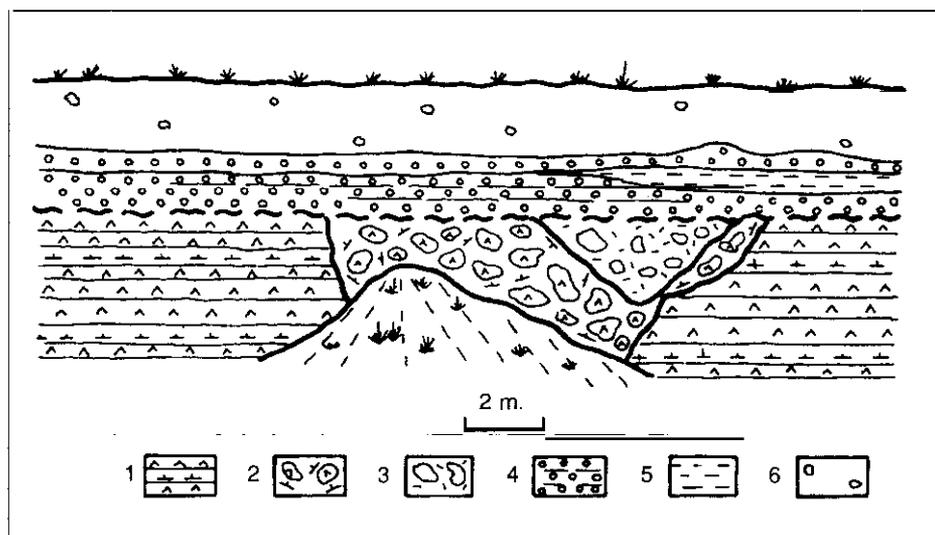


Fig. 5.—Relleno de paleodolina en embudo correspondiente a la unidad  $U_3$ . Esta paleodolina está truncada y fosilizada por el depósito sin cementar de la unidad  $U_2$ . 1: Sustrato yesífero con intercalaciones margosas. 2: Bloques de yeso empastados en material margoso ( $U_3$ ). 3: Masa caótica cementada de bloques empastados en una matriz de limo yesífero ( $U_3$ ). 4: Facies Gm ( $U_2$ ). 5: Facies Lm ( $U_2$ ). 6: Facies Lmc ( $U_2$ ).

Fig. 5.—Infill of a funnel-shape palaeodoline corresponding to the  $U_3$  unit. This palaeodoline is truncated and fossilized by the uncemented deposit of  $U_2$  unit. 1: Gypsiferous bedrock with interbedded marls. 2: Gypsum blocks with a marly matrix. 3: Cemented chaotic mass of blocks with a matrix of gypsiferous silts matrix. 4: Gm facies. 5: Lm facies. 6: Lmc facies.

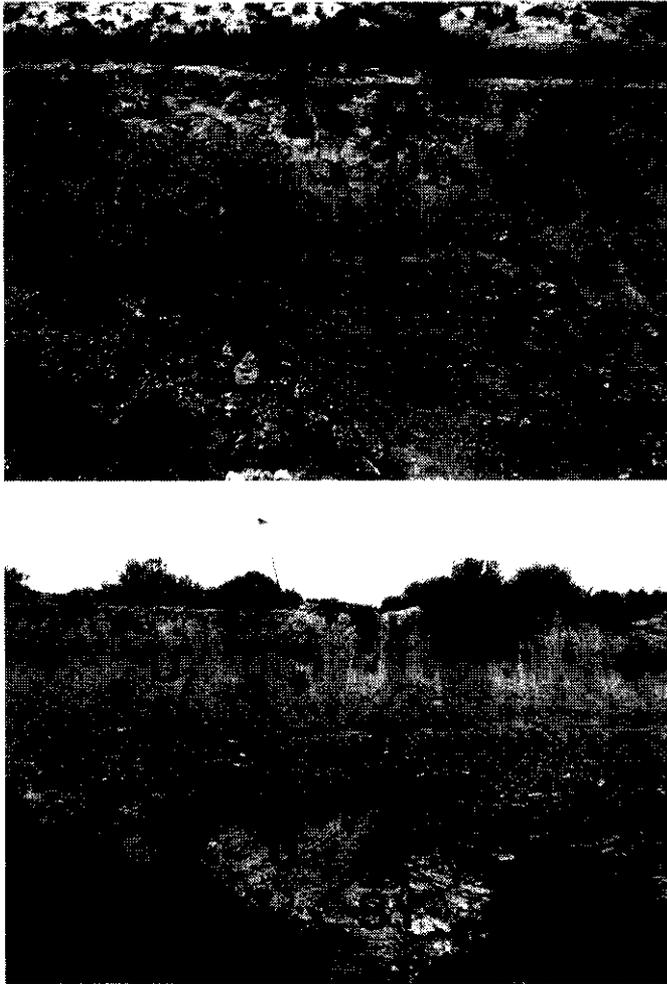


Fig. 6.—Abanico de capas en el depósito de la unidad  $U_3$ , correspondiente al margen de aguas arriba de un foco subsidente. Este abanico de capas se apoya sobre un residuo kárstico con un dispositivo en *onlap*. El depósito de la unidad  $U_2$  se superpone al de la unidad  $U_3$ . La flecha señala una diaclasa que se interrumpe en el contacto entre ambas unidades.

Fig. 6.—Bed fan in  $U_3$  deposit. This fan corresponds to the upstream margin of a subsidence focus and onlaps a karstic residuum. The deposit of the  $U_2$  unit overlays the deposit of the  $U_3$  unit. The arrow marks a joint interrupted in the contact between both units.

Fig. 7.—Depósito de la unidad  $U_2$  que se superpone al depósito de la unidad  $U_3$  y al sustrato mioceno (SY), en discordancia angular y en disconformidad respectivamente.

Fig. 7.—Deposit of  $U_2$  unit overlaying both the deposit of  $U_3$  unit and the miocene bedrock (SY), by angular unconformity and disconformity respectively.

rancos. El yeso se disuelve parcialmente reduciendo su volumen. Cuando su resistencia mecánica no es suficiente para soportar el peso de la cobertera, este se fragmenta y brechifica subsidiendo la cobertera por flexión o colapso en función de que ésta se comporte de forma dúctil (Fig. 6) o frágil (Fig. 5).

El estudio sedimentológico de esta unidad se basa en dos afloramientos con distinta posición estratigráfica y geomorfológica.

Por un lado el afloramiento que expone la incisión actual, en el que el depósito engrosado y deformado de la unidad  $U_3$  se encuentra fosilizado por el de la unidad  $U_2$  (Fig. 4, Perfil 1). El otro afloramiento corresponde al corte que ofrece una pequeña cantera próxima a Torrecilla de Valmadrid, en la que el depósito aparentemente indeformado de la unidad  $U_3$  queda por encima de la unidad  $U_2$  (Fig. 4, Perfil 2).

En la incisión se observan esencialmente sedimentos que rellenan áreas subsidentes. Estos depósitos están constituidos por una alternancia de niveles en facies M y Lm, pudiendo esta última asociarse lateralmente con la facies Gm (Fig. 4, Perfil 1). También aparecen facies Lmc y Cm. Estas secuencias sedimentarias se formarían en ambientes palustres generados por subsidencia kárstica. En estos focos subsidentes, tendría lugar una sedimentación carbonatada (M), que eventualmente sería interrumpida por aportes detríticos (Lm y Gm) tanto longitudinales como transversales. En los márgenes de los focos subsidentes (esencialmente en los márgenes situados aguas arriba) dominaría la sedimentación detrítica (Lm, Lmc y Gm) (Fig. 6).

En el Perfil 2 (Fig. 4), el depósito está constituido esencialmente por la facies Gm. Aparecen secuencias granodecrecientes de facies Gm, Sh y Lm. También se intercalan niveles tabulares de facies Gmg.

Se han tomado 43 medidas de las diaclasas que afectan al depósito de la unidad  $U_3$  en la incisión actual (Fig. 4). Existe una familia principal de dirección N145E y otras dos secundarias de dirección N007E y N030E. El diaclasado de dirección N145E, ha sido puesto de manifiesto por diversos autores como un sistema muy penetrativo que ejerce un importante control morfogenético en el sector central de la Depresión del Ebro (Quirantes, 1978, Benito, 1989, Gutiérrez, Arauzo y Desir, 1993, Arlegui, Simón y Soriano, 1994). Las diaclasas que afectan al depósito de la unidad  $U_3$ , pueden ser un fiel reflejo del diaclasado que afecta al sustrato mioceno. Esta red de fracturas ha podido ejercer un control importante en la karstificación aluvial del sustrato yesífero y por consiguiente en la dinámica del sistema morfosedimentario afectado por subsidencia kárstica sinsedimentaria.

### *Unidad Morfo-Sedimentaria $U_2$*

Esta unidad morfosedimentaria es la que posee mayor expresión morfológica, constituyendo el nivel general  $N_2$  (Arauzo y Gutiérrez, 1994) o fondo de las vales (Fig. 2).

Este nivel  $N_2$  presenta una incisión discontinua, comportándose como superficie relictiva en el sector del Bco. de Torrecilla donde existe incisión, y como superficie funcional en la Val de Valmadrid (en el sector cartografiado) así como en gran parte de las cabeceras del sistema de barrancos de Torrecilla (Fig. 2). El desnivel entre  $N_2$  y  $N_0$  pasa de 9 m, donde la incisión es más profunda, a 0 m donde desaparece. El depósito de esta unidad alcanza al menos 9 m de potencia.

La superficie morfogenética del nivel  $N_2$ , queda encajada en el depósito de la  $U_3$  (Fig. 4, Perfil 2). Por otra parte, el depósito de esta  $U_2$  puede estar encajado en el sustrato, o bien adosado o adosado y superpuesto al depósito engrosado y deformado de la unidad  $U_3$  (Figs. 3, 6, 7 y Fig. 4, Perfil 1).

En los afloramientos que expone la incisión actual, se observa que el depósito de esta unidad  $U_2$  está constituido básicamente por dos tramos, uno basal de gravas en facies Gm, Gmg y Gms, y otro superior en el que domina la facies Lmc (Fig. 6). No se ha observado ninguna evidencia estratigráfica o geomorfológica que indique que esta unidad haya estado afectada por subsidencia kárstica.

Se han elaborado esquemas de dos afloramientos muy próximos situados en la zona de confluencia de varios barrancos tributarios con el Bco. de Torrecilla (Fig. 7). Ambos afloramientos son aproximadamente transversales a uno de los barrancos tributarios (Fig. 8, Esquema B) y al Bco. de Torrecilla (Fig. 8, Esquema A). Estos esquemas permiten observar las facies más características de la  $U_2$ , sus relaciones laterales y verticales y geometría de los distintos elementos arquitecturales.

En ambos esquemas, así como en los perfiles sintéticos que se derivan de ellos, se aprecia cómo en este sector la agradación de la  $U_2$  se ha visto interrumpida por una etapa de incisión. El flujo quedaría confinado en el canal, pudiendo desbordar dando lugar a alas de gravas (Fig. 8, Esquema B). En ambos márgenes del canal la escasa o nula sedimentación permitiría el desarrollo de un paleosuelo (facies Cp). Pueden existir por tanto dentro de una misma unidad morfosedimentaria, etapas de incisión que no posean expresión geomorfológica aunque sí registro estratigráfico.

Cuchi y Soriano (com. pers.) han realizado dos dataciones absolutas en esta unidad  $U_2$ . A partir de dos niveles ricos en carbón vegetal (facies Ch), situados entre 4.5 y 5 m por debajo de la superficie  $N_2$ , obtienen unas dataciones isotópicas mediante Carbono-14 de  $2000 \pm 80$  BP y  $2140 \pm 220$  BP. Así mismo, los citados autores han encontrado cerámicas de filiación ibérica y romana en la superficie  $N_2$ , hecho también corroborado por nosotros.

Existen otros trabajos previos en el sector central de la Depresión del Ebro, en los cuales se diferencian distintos periodos de agradación e incisión en los fondos de las vales. La mayoría realiza estimaciones cronológicas por medios geoarqueológicos, interpretando edades para una acumulación generalizada equiparable a nuestra unidad  $U_2$ : entre 700 a. C. y 100 d. C. (Zui-

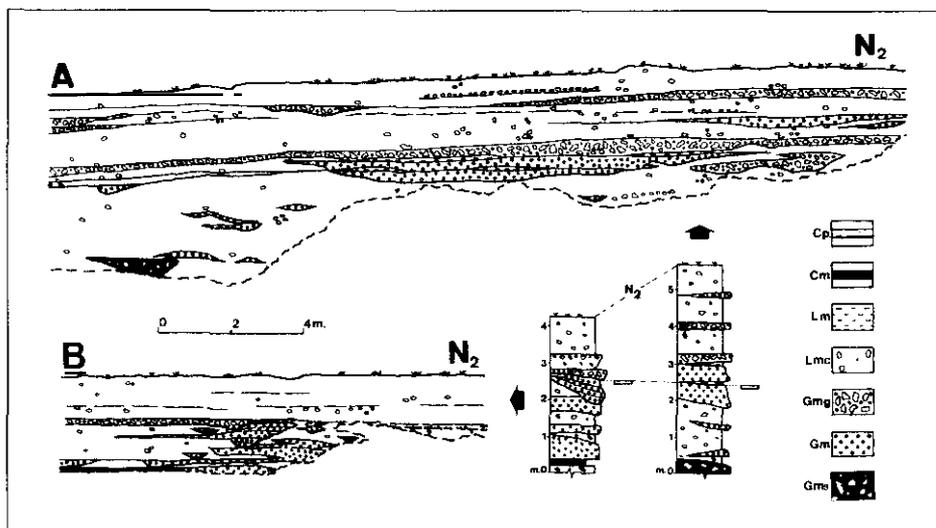


Fig. 8.—Esquemas sedimentológicos y perfiles sintéticos de dos afloramientos de la unidad  $U_2$  (localización en Figura 2).

Fig. 8.—Sedimentological sketches and synthetic profiles of two outcrops of  $U_2$  unit (location in Figure 2).

dam, 1975), del siglo VII-VI a. C. hasta el s. I d. C. (Burillo, Gutiérrez y Peña, 1985), edad postromana previa o contemporánea a la ocupación visigoda para la superficie  $N_2$  (Soriano y Calvo, 1987, Soriano, 1989). También existen estudios que cuentan con dataciones absolutas, como el realizado por Peña *et al.* (1993), que interpretan una etapa acumulativa que abarca desde 6000 BP hasta el siglo V d. C.

#### Unidad Morfo-Sedimentaria $U_1$

Esta unidad está representada por unos vestigios de superficie de degradación elaborada en el depósito de la unidad  $U_2$  (Fig. 2). La superficie situada a 5 m sobre el cauce actual es un *fill-cut* según la nomenclatura de Howard, Fairbridge y Quinn (1968) y Ritter (1978). Esta superficie carente de depósito, o a lo sumo con un *lag* residual, se generó por una interrupción en la incisión, en la que dominó la erosión lateral (Peña *et al.*, 1993) en un periodo de equilibrio estático (Bull, 1990).

Trabajos previos en otras áreas del centro de la Depresión del Ebro, reconocen una acumulación encajada en la  $U_2$  (Burillo *et al.*, 1985), que en ocasiones contiene cerámicas medievales (Soriano y Calvo, 1987, Soriano, 1989).

En los barrancos de la margen izquierda del río Ebro aguas abajo de Zaragoza, Arauzo y Gutiérrez (1994) observan cómo  $N_1$  puede ser tanto una superficie de degradación como de agradación. En el Bco. de Villafranca  $N_1$  es una superficie de degradación en un depósito del que se ha obtenido una datación de  $3760 \pm 70$  BP (pudiera corresponder a una unidad equivalente a  $U_2$ ). En el Bco. de Nuez la  $N_1$  se presenta localmente como una superficie de agradación. El depósito correspondiente a este nivel contiene cerámicas de filiación Medieval/Moderno, y se dispone en discordancia angular sobre una acumulación deformada por subsidencia kárstica. En la unidad deformada se data una facies Cm como  $9865 \pm 85$  BP (pudiera ser equivalente a la  $U_3$ ). En la unidad que se dispone discordante se data una facies Ch como  $155 \pm 50$  BP (pudiera ser equivalente a la  $U_1$ ).

#### Unidad Morfo-Sedimentaria $U_0$

Esta unidad corresponde a la incisión lineal o *gully* excavado en los depósitos de las unidades  $U_2$  y  $U_3$ . El nivel de esta unidad posee muy poca amplitud lateral y desaparece allí donde interseca al nivel  $N_2$ .

Esta unidad es funcional en la actualidad. Su depósito no supera los 1.5 m de potencia, y procede esencialmente de la erosión de las unidades previas.

En este nivel hemos observado depresiones erosivas (*scour holes*) (Picard y High, 1973) y dolinas de colapso de más de 1 m de profundidad. Estas depresiones son zonas preferentes de acumulación de materia orgánica y partículas finas cuando desciende el caudal de un evento de flujo.

En general se observa que la proporción de cantos calcáreos frente a los de yeso aumenta con la antigüedad de las unidades. También se observa cómo la proporción de cantos calcáreos en los depósitos de las distintas unidades disminuye en el sentido de aguas abajo.

## EVOLUCIÓN MORFO-SEDIMENTARIA

La incisión de la red fluvial en el relleno terciario de este sector de la Depresión del Ebro, quedó interrumpida por una etapa de agradación, generándose la UMFS  $U_5$  del Bco. de Torrecilla (Fig. 9). Durante este período se desarrolló un extenso nivel de glaciplanación en los materiales yesíferos. Este glacis de degradación en yesos podría ser correlativo con algún nivel aluvial del Río Ebro afectado por subsidencia.

Posteriormente se reanudó la incisión hasta la agradación de la UMFS  $U_4$ . Durante la sedimentación de esta unidad actuó la subsidencia kárstica, engrosándose y deformándose su depósito. Este fenómeno de subsidencia dió lugar a depresiones en las que se desarrollaron ambientes palustres con sedimenta-

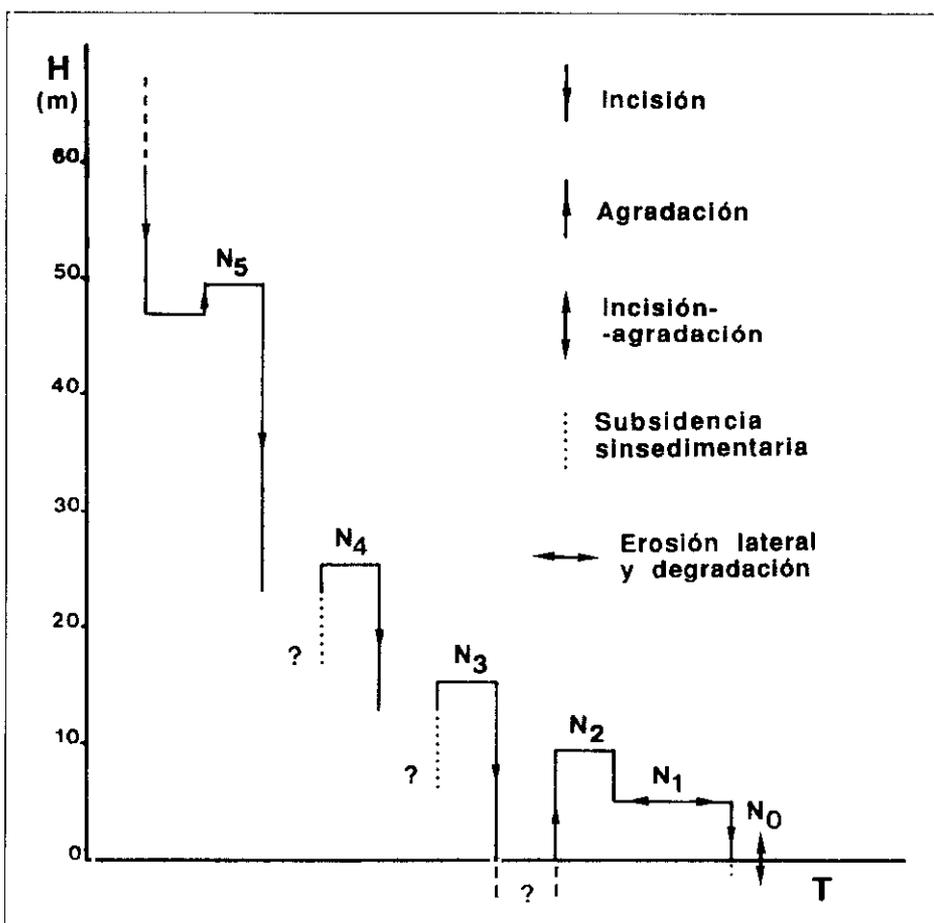


Fig. 9.—Evolución del Sistema Morfo-Sedimentario. H: Altura respecto del *thalweg* o del nivel de base en cada sector. T: Tiempo (sin escala).

Fig. 9.—Evolution of the Morpho-Sedimentary System. H: Height in respect to the thalweg or to the base level for each sector. T: Time (no scale).

ción carbonatada (Fig. 10). Contemporáneamente con la sedimentación de esta unidad, se generó un nivel de glació de degradación en yesos encajado respecto del anterior.

A continuación se reanudó un nuevo ciclo de incisión-agradación, depositándose la UMFS U<sub>3</sub>. Esta unidad también estuvo afectada durante su depósito por una subsidencia kárstica generalizada. La karstificación del sustrato y la subsidencia de la cobertera aluvial, dió lugar a depresiones de orden hectométrico, en las que se desarrollaron ambientes palustres con sedimentación

carbonatada y turbosa (Fig. 10). Estas depresiones recibieron aportes tanto transversales como longitudinales de material detrítico, actuando como «trampas» de sedimento. La aparición de estos focos de subsidencia implica una ruptura en el perfil de equilibrio de la superficie aluvial. El sistema respondería mediante la agradación en las zonas subsidentes, para alcanzar unas condiciones de equilibrio dinámico, de forma que la tasa de subsidencia sea compensada con la de agradación. De forma contraria, en el entorno de los focos subsidentes, predominarían los procesos de degradación, pudiendo generarse superficies de degradación en relación con el nivel aluvial afectado por subsidencia (Ouchi, 1985, Schumm, 1986, Gregory y Schumm, 1987, Benito, 1989, Benito y Pérez González, 1990 y 1993, Gutiérrez, 1994a y b).

Por otra parte, el descenso del nivel de base local que supone la generación de estas depresiones, podría desencadenar procesos de incisión o incluso la inversión del sentido del drenaje en un determinado sector del sistema (Gutiérrez *et al.*, 1985).

Con posterioridad a la formación de la UMFS  $U_3$ , se reanudó la incisión de la red hasta el inicio de la agradación correspondiente a la UMFS  $U_2$ . No

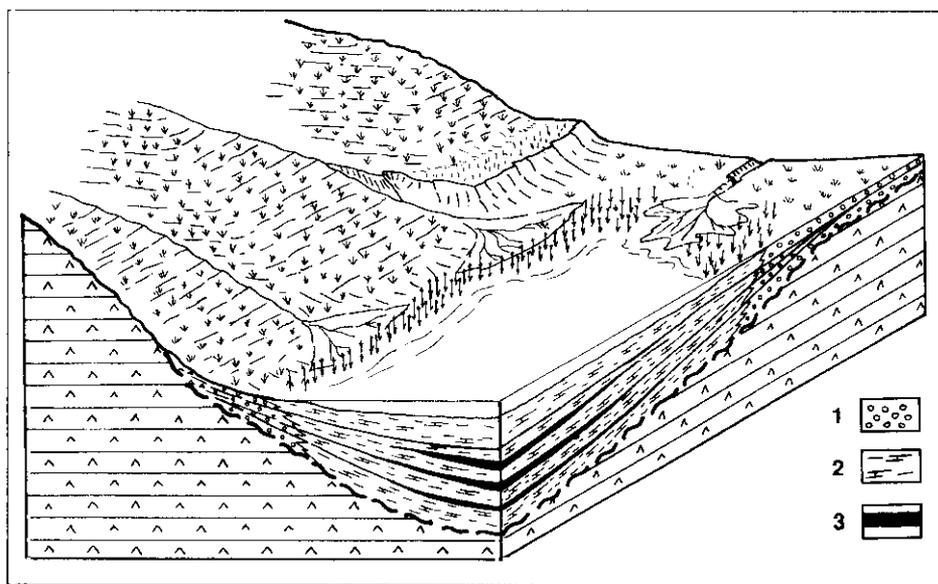


Fig. 10.—Ambiente palustre desarrollado en una depresión cerrada generada por subsidencia kárstica sinsedimentaria. 1: Facies detríticas groseras. 2: Facies limosas y calcáreas. 3: Facies ricas en materia orgánica.

Fig. 10.—Palustrine environment developed in a depression generated by sinsedimentary karstic subsidence. 1: Coarse detrital facies. 2: Silty and calcareous facies. 3: Silty facies with high content in organic matter.

se han observado evidencias que demuestren que esta unidad haya estado afectada por subsidencia kárstica. El depósito de esta unidad  $U_2$  está constituido esencialmente por dos tramos: uno basal de gravas en facies Gm, Gmg y Gms, y otro superior de limo yesífero en facies Lmc (Fig. 6). Pensamos que esta unidad no indica necesariamente una evolución sedimentaria enérgico-decreciente, puesto que inmersos en los limos aparecen bloques de gran tamaño. La variación en la granulometría de ambos tramos, podría estar motivada por un cambio del área fuente del sedimento. Es posible que las gravas del tramo basal procedan esencialmente del reabajamiento de los depósitos de unidades previas. Los limos yesíferos, producto de la meteorización del yeso (Llamas, 1962, Artieda, 1993), podrían proceder del desmantelamiento del suelo desarrollado en las laderas de los relieves yesíferos (Zuidam, 1975). Este brusco cambio histórico, podría estar motivado por paleoincendios naturales o provocados por el hombre (Peña *et al.*, 1993, Arauzo y Gutiérrez, 1994), que eliminarían la cubierta vegetal favoreciendo la erosión en las laderas y la sedimentación en los fondos de los valles (Knox, 1983, Miller *et al.*, 1993).

Al finalizar la agradación de la unidad  $U_2$ , se reanudó la incisión que quedó interrumpida por una etapa en la que dominó la erosión lateral (Peña *et al.*, 1993) bajo condiciones de equilibrio estático (Bull, 1990), generándose la superficie de degradación  $N_1$  de la unidad  $U_1$ .

Tras la elaboración del nivel  $N_1$ , prosigue la incisión, desarrollándose la unidad  $U_0$  del Bco. de Torrecilla. En este barranco el fenómeno de subsidencia kárstica es funcional en la actualidad, tal como evidencian las dolinas observadas en el nivel  $N_0$ .

## DISCUSIÓN

El depósito de  $U_3$  posee en general una mayor madurez textural que el de la unidad  $U_2$ , encontrándose una mayor proporción de facies Gm frente a Gms y Gmg en  $U_3$ . Además la  $U_3$  presenta una sedimentación carbonatada y turbosa propia de ambientes palustres, genéticamente relacionados con depresiones subsidentes. Ambas consideraciones indican unas condiciones de mayor humedad y menor torrencialidad para la  $U_3$  (Shepherd, 1978). Por otra parte, la subsidencia kárstica aparentemente ha afectado más a la unidad  $U_3$  que a la  $U_2$ . La mayor intensidad de la karstificación aluvial que ha tenido lugar durante la sedimentación de la unidad  $U_3$ , puede ser debida a una mayor disponibilidad hídrica y/o a un aporte hídrico más eficaz para la karstificación (Benito y Pérez González, 1993, Gutiérrez, 1991a y b). En principio los sistemas aluviales efímeros serían menos favorables para la karstificación aluvial. Los eventos de flujo en los medios efímeros presentan hidrogramas de gran amplitud y corta duración (*flash floods*) (Reid y Frostick, 1989),

por lo que la proporción de agua que se filtra incorporándose al flujo subálveo para un determinado caudal es relativamente menor. Por tanto, basándonos en las características sedimentológicas de los depósitos y en la intensidad de la karstificación aluvial sinsedimentaria, pensamos que la unidad  $U_3$  se ha depositado en un sistema aluvial más perenne o menos efímero que  $U_2$ .

Según Arauzo y Gutiérrez (1994) los niveles ricos en materia orgánica, generalmente asociados a deformaciones en el depósito, corresponden a paleoambientes palustres generados por la disolución de los yesos infrayacentes. Estos paleoambientes palustres que se infieren a partir del registro estratigráfico, tienen su equivalente actual en zonas como la Val de Osera, donde existe un área palustre suavemente deprimida y permanentemente encharcada, con un eje mayor de hasta 1 Km. En diversos trabajos también se ha indicado la existencia tanto de dolinas como de grandes áreas suavemente deprimidas en barrancos de fondo plano elaborados en materiales yesíferos (Llamas, 1962, Gutiérrez *et al.*, 1985, Benito y Gutiérrez, 1987, Benito, 1987, Arauzo y Gutiérrez, 1994, Gutiérrez, 1994a). Las deformaciones en el depósito observadas en el Bco. de Torrecilla, así como los niveles calcáreos y acumulaciones de carácter turboso, están relacionados con un fenómeno de subsidencia kárstica que actuó durante la formación de determinadas unidades. Por otra parte el fenómeno de subsidencia kárstica en los valles de fondo plano posee una gran relevancia desde el punto de vista aplicado por los riesgos derivados de su funcionalidad actual. La generación de dolinas por colapso ocasionan graves problemas en las redes viarias de comunicación y de irrigación (Llamas, 1962, Benito y Gutiérrez, 1987). Llamas (1962) en su estudio sobre los problemas que plantean los terrenos yesíferos en los canales de la Cuenca del Ebro señala, como los ingenieros suelen decir, que las averías siguen la «ley de las vaguadas», haciendo referencia a los barrancos de fondo plano. Según este mismo autor, las averías por colapso en los canales ocasionan cuantiosas pérdidas económicas, siendo muy superiores las pérdidas provocadas por los cortes de agua que las relacionadas con las reparaciones del propio canal.

En el Bco. de Torrecilla el nivel  $N_0$  intersecta al nivel  $N_2$  inmediatamente aguas arriba de Torrecilla de Valmadrid. El nivel  $N_2$  se comporta como una superficie relicta en los sectores en los que se encuentra incidido, y como funcional donde no hay incisión. Según uno de los guardas de la zona, en los últimos 14 años al menos en dos ocasiones, ha llegado a circular un manto de agua (*sheet flood*) por todo lo ancho de la Val de Valmadrid, inundando la carretera que enlaza Torrecilla de Valmadrid con Valmadrid. Así, en distintos sectores de un determinado sistema de barrancos, un mismo nivel puede comportarse como funcional o como relicto, de forma que en unos puntos domine la incisión, mientras que en otros la tasa neta pueda ser favorable a la agradación. Los procesos de incisión, agradación y degradación pueden no afectar sincrónicamente a los distintos sectores de un mismo sistema de ba-

rrancos (Schumm, 1973, Womack y Schumm, 1977, Patton y Schumm, 1981, Starkel, 1983, Prosser, Chappell y Gillespie, 1994).

El Bco. de Torrecilla en el transcurso de su evolución ha incidido progresivamente en los materiales del sustrato. Esta incisión ha quedado interrumpida por etapas en las que ha dominado la agradación o la degradación, generándose así las distintas unidades Morfo-Sedimentarias. Hasta el momento, en todos los trabajos realizados sobre barrancos de fondo plano en la Depresión del Ebro, se ha recurrido al clima y/o la acción antrópica como los factores desencadenantes de las etapas de incisión y relleno (Zuidam, 1975, Burillo *et al.*, 1985, Soriano y Calvo, 1987, Soriano, 1989, Peña *et al.*, 1993, Arauzo y Gutiérrez, 1994). Sin embargo los períodos de incisión, agradación y degradación pueden estar motivados o condicionados por otros factores:

—La subsidencia kárstica en los sistemas de barrancos desarrollados en materiales evaporíticos.

—La influencia de eventos de gran magnitud y baja frecuencia (Brunsdén y Thornes, 1979, Knox, 1983, Bull, 1990, Prosser *et al.*, 1994). En la Depresión del Ebro las tormentas presentan una gran irregularidad espacio-temporal. Cabe la posibilidad de que se produzcan eventos catastróficos locales que desencadenen una etapa de incisión no generalizada.

—Las fases de incisión, agradación y degradación también pueden ser resultado de una respuesta compleja (Schumm, 1973, 1979, Womack y Schumm, 1977, Brunsdén y Thornes, 1979, Prosser *et al.*, 1994) como consecuencia del ajuste interno del sistema por la interacción de las variables dependientes del mismo (Bull, 1990).

## CONCLUSIONES

—El Bco. de Torrecilla ha experimentado un evolución compleja debido al fenómeno de subsidencia kárstica sinsedimentaria, que ha actuado durante el desarrollo de al menos las UMFS  $U_4$  y  $U_3$ . Como consecuencia de esta subsidencia sinsedimentaria, los depósitos de las unidades  $U_4$  y  $U_3$  se encuentran localmente engrosados y deformados. Durante el desarrollo de ambas unidades y en relación con depresiones subsidentes, se generaron ambientes palustres con sedimentación carbonatada y turbosa. Es importante tener en cuenta que en los sistemas de barrancos desarrollados en materiales yesíferos, los procesos locales de agradación y degradación, así como las etapas de incisión y relleno, pueden estar condicionadas por fenómenos de subsidencia kárstica en el sistema de barrancos, o por subsidencia en la llanura aluvial donde desembocan. La evolución de estos sistemas por consiguiente puede ser compleja y las fases de relleno y excavación en los distintos barrancos no tienen por qué haber estado en fase (Gutiérrez, 1994a).

—Apoyándonos en criterios sedimentológicos y en la intensidad de la karstificación aluvial sinsedimentaria, pensamos que la unidad  $U_3$  se ha generado en un sistema aluvial más perenne o menos efímero que la unidad  $U_2$ .

—En los depósitos de una val cabe la posibilidad de que existan discontinuidades que representen dilatados periodos de tiempo de no sedimentación. Estas discontinuidades pueden ser difíciles de detectar, dada la homogeneidad litológica que presentan los sedimentos de las distintas unidades (Arauzo y Gutiérrez, 1994).

—Dentro de una misma unidad morfosedimentaria, pueden existir etapas de incisión que no posean expresión geomorfológica aunque sí registro estratigráfico.

—Pueden existir diacronías en las superficies morfogenéticas, así como en los depósitos de una determinada UMFS para distintos sectores de un mismo sistema de barrancos (Schumm, 1973, 1979, Womack y Schumm, 1977, Patton y Schumm, 1981, Starkel, 1983, Prosser *et al.*, 1994).

—Integrando las evidencias geomorfológicas y la información que suministra el paleokarst registrado en los depósitos aluviales más antiguos podemos obtener un mejor conocimiento del problema de la subsidencia kárstica de cara a prevenir y reparar sus efectos.

—El fenómeno de subsidencia kárstica en los sistemas de barrancos puede tener implicaciones geológicas (geomorfológicas, estratigráficas, sedimentológicas y estructurales) relevantes, ya que la subsidencia puede condicionar la dinámica y evolución del sistema morfosedimentario y ocasionar deformaciones que no tienen que ser necesariamente compatibles con campos de esfuerzos regionales.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Cristino Dabrio y Gerardo Benito la revisión del manuscrito. Este trabajo ha sido realizado dentro del proyecto PMA 20/93 financiado por el CONAI (Diputación General de Aragón).

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBERTO, F., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M. J., MACHÍN, J., PEÑA, J. L., POCOVÍ, A. y RODRÍGUEZ, J. (1984): «*El Cuaternario de la depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*», Universidad de Zaragoza y Estación Experimental de Aula Dei, 217 pp.
- ARAUZO, T. y GUTIÉRREZ, M. (1994): «Evolución de los valles de fondo plano del centro de la Depresión del Ebro», en Arnáez, J., García Ruiz, J. M. y Gómez Villar, A. (eds.), *Geomorfología en España. III Reunión Nacional de Geomorfología*, t. I, Logroño 277-290.

- ARLEGUI L. E., SIMÓN, J. L. y SORIANO, A. (1994): «Un sistema regional de fracturas NW-SE en el centro de la Cuenca del Ebro», en Muñoz, A., González, A. y Pérez, A. (eds.), *2.º Congreso del Grupo Español del Terciario*, Jaca, 39-42.
- ARTIEDA, O. (1993): «Factores geológicos que inciden en el desarrollo de los suelos en un medio semiárido. El caso de Quinto (Zaragoza)», Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 305 pp. (Inédita).
- BENITO, G. (1987): «Karstificación y colapsos kársticos en los yesos del sector central de la Depresión del Ebro (Aragón, España)», *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 61-76.
- (1989): «Geomorfología de la Cuenca Baja del río Gállego», Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 764 pp. (Inédita).
- y GUTIÉRREZ, M. (1987): «Karst in gypsum and its environmental impact on the Middle Ebro Basin (Spain)», en Beck, B. F. y Wilson, W. L. (ed.), *Karst Hydrogeology: Engineering and environmental applications*, A. A. Balkema, 137-141, Rotterdam.
- y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1990): «Modelo de respuesta compleja de las terrazas del río Gállego en el tramo Zuera-Zaragoza», *I Reunión Nacional de Geomorfología*, t. II, Teruel, 407-416.
- y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1993): «Subsidence, climate change and complex terraces of the Gállego river», en Gutiérrez, M., Sancho, C. y Benito, G. (eds.), *Second European Intensive Course on Applied Geomorphology: Arid Regions*, Zaragoza, 123-137.
- BRUNSDEN, D. y THORNES, J. B. (1979): «Landscape sensitivity and change», *Transactions of Inst. Brit. Geogr.*, 4, 463-484.
- BULL, W. B. (1990): «Stream-terrace genesis: implications for soil development», *Geomorphology*, 3, 351-367.
- BURILLO, F., GUTIÉRREZ M. y PEÑA, J. L. (1985): «Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza)», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 11, 193-207.
- FARACO, C. (1975): «Estudio del colapso de la estructura de los limos yesíferos», *Revista de Obras Públicas*, 3127, 776-790.
- GREGORY, D. I. y SCHUMM, S. A. (1987): «The effect of active tectonics on alluvial river morphology» en Richards, K. (ed.), *River channel, environment and process*, Blackwell, 41-68, New York.
- GUTIÉRREZ, F., ARAUZO, T. y DESIR, G. (1993): «Landslides in the Alfajarín gypsum escarpment (Zaragoza)», en Gutiérrez, M., Benito, G. y Sancho, C. (eds.), *Second European Intensive Course on Applied Geomorphology: Arid Regions*, Zaragoza, 153-160.
- (1994a): «Geomorfología de la Región de Calatayud. El Karst en Yesos», Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 302 pp. (Inédita).
- (1994b): «Subsistencia Kárstica Sinsedimentaria en el Sistema aluvial Jalón-Jiloca (Fosa de Calatayud)», en Arnáez, J., García Ruiz, J. M. y Gómez Villar, A. (eds.), *Geomorfología en España. III Reunión Nacional de Geomorfología*, t. I., Logroño, 133-147.
- IBÁÑEZ, M. J., PEÑA, J. L., RODRÍGUEZ, J. y SORIANO, M. A. (1985): «Quelques exemples de karst sur gypse dans la dépression de l'Ebre», *Karstologia*, 6, 29-36.
- HOWARD, A. D., FAIRBRIDGE, R. W. y QUINN, J. H. (1968): «Fluvial terraces», en Fairbridge, R. W. (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 1117-1124.

- KNOX, J. C. (1983): «Responses of river systems to Holocene climates», en Wright, H. E. (ed.), *Late-Quaternary Environments of the United States. Vol. 2. The Holocene*, University of Minnesota Press, Minneapolis, 26-41.
- LLAMAS, M. R. (1962): «Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la Cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales», *Informaciones y Estudios*, Boletín núm 12, Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas, Madrid, 192 pp.
- MCKEE, E. D., CROSBY, E. J. y BERRYHILL, H. L. (1967): «Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965», *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 829-851.
- MIALI, A. D. (1978): «Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary», en Miall, A. D. (ed.), *Fluvial sedimentology*, Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, 597-604.
- (1985): «Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits», *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308.
- MILLER, S. O., RITTER, D. F., KOCHIEL, R. C. y MILLER, J. R. (1993): «Fluvial response to land-use changes and climatic variations within the Drury Creek watershed, southern Illinois», *Geomorphology*, 6, 309-329.
- NEMEC, W. (1990): «Aspects of sediment movement on steep delta slopes», en Colellas, A. y Prior, D. B. (eds.), *Coarse-grained deltas*, Special Publications of the International Association of Sedimentologist, 10, 29-73.
- y STEEL, R. J. (1984): «Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits», en Koster, E. H. y Steel, R. J. (eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 10, 1-31.
- OUCHI, S. (1985): «Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement», *Geological Society of America Bulletin*, 96, 504-515.
- PATTON, P. C. y SCHUMM, S. A. (1981): «Ephemeral-stream processes: implications for studies of Quaternary valley fills», *Quaternary Research*, 15, 24-43.
- PENA, J. L., ECHEVARRÍA, M. T., PETIT-MAIRE, N. y LAFONT R. (1993): «Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la Val de Las Lenas (Depresión del Ebro, Zaragoza)», *Geographica*, 30, 321-332.
- PICARD, M. D. y HIGH, L. R. (1973): «Sedimentary structures of ephemeral streams», *Developments in Sedimentology*, 17, Elsevier, Amsterdam, 233 pp.
- PROSSER, J. P., CHAPPEL, J. y GILLESPIE, R. (1994): «Holocene valley aggradation and gully erosion in headwater catchments, South-Eastern Highlands of Australia», *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 465-480.
- QUITRANTES, J. (1978): «Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros», Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 200 pp.
- REID, I. y FROSTICK, L. E. (1989): «Channel form, flows and sediments in deserts» en Thomas, D. S. G. (ed.), *Arid zone geomorphology*, Blehaven, Oxford, 117-135.
- RITTER, D. F. (1979): «Process Geomorphology», WM. C. Brown, Dubuque, Iowa, 603 pp.
- SCHUMM, S. A. (1973): «Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems», en Morisawa, M. (ed.), *Fluvial Geomorphology*, George Allen & Unwin, Londres, 299-310.
- (1979): «Geomorphic thresholds: the concept and its implications», *Transactions of Inst. Brit. Geogr.*, 4, 485-515.
- (1986): «Alluvial river response to active tectonics», en National Academy Press

- (ed.), *Active Tectonics*, 80-94.
- SHEPHERD, R. G. (1978): «Distinction of aggradational and degradational fluvial regimes in valley-fill alluvium, Tapia canyon, New Mexico», en Miall, A. D. (ed.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, 277-286.
- SORIANO, M. A. (1989): «Infilled valleys in the central Ebro Basin (Spain)», *Catena*, 16, 357-367.
- y CALVO, J. M. (1987): «Características, Datación y Evolución de los valles de fondo plano de las inmediaciones de Zaragoza», *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 283-293.
- STARKEI, L. (1983): «Climatic change and fluvial response», en Gardner, R. y Scoging, H. (eds.), *Mega-Geomorphology*, t. I., Wiley, Chichester, 196-211.
- WILLIAMS, G. E. (1971): «Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia», *Sedimentology*, 17, 1-40.
- WOMACK, W. R. y SCHUMM, S. A. (1977): «An example of episodic erosion», *Geology*, 5, 73-76.
- ZUIDAM, R. A. Van (1975): «Geomorphology and archaeology. Evidences of interrelations at historical sites in the Zaragoza region, Spain», *Z. Geomorph. N.F.*, 19, 319-328.

*Manuscrito recibido: 29 de junio 1995*

*Manuscrito aceptado: 5 diciembre 1995*