

Modelo morfo-sedimentario de evolución fluvial cuaternaria en condiciones de subsidencia kárstica de evaporitas (río Gállego, cuenca del Ebro)

GERARDO BENITO*, ALFREDO PÉREZ-GONZÁLEZ**,
FRANCISCO GUTIÉRREZ*** y MARIA JOSÉ MACHADO*

* CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Serrano 115 bis, 28006 Madrid.

** Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Complutense, 28040, Madrid.

*** Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias,
Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

RESUMEN

La evolución de las terrazas fluviales del río Gállego ha estado controlada por cambios climáticos y fenómenos de subsidencia sinsedimentaria debidos a la karstificación del sustrato evaporítico subyacente. Los depósitos aluviales cuaternarios emplazados sobre facies de margas y arcillas del Terciario presentan, aguas arriba de Zuera, potencias que oscilan entre 2 y 5 m, mientras que aguas abajo de esta localidad, los depósitos aluviales, dispuestos sobre formaciones evaporíticas, se engrosan alcanzando potencias de hasta 110 m. Cronológicamente, los primeros depósitos claramente implicados en el engrosamiento corresponden a las terrazas T2 (+105 m), T3 (+95 m) y T4 (+85 m), presentando una polaridad inversa (Matuyama, pre-0.78 Ma). El segundo periodo de subsidencia ha afectado a los depósitos aluviales de la terraza T9 (+30 m) de polaridad normal (Brunhes, post-0.78 Ma). Estos engrosamientos son el resultado de fenómenos de subsidencia sinsedimentaria a gran escala provocada por la disolución del sustrato evaporítico infrayacente, probablemente acelerados durante intervalos de tiempo asociados a un incremento del caudal del río Gállego. En el modelo geomorfológico y sedimentológico propuesto, la subsidencia en las antiguas llanuras aluviales ha sido balanceada por procesos de agradación como respuesta del sistema para mantener el perfil longitudinal de equilibrio del río. Para los dos periodos anteriormente indicados, la subsidencia máxima sería equivalente a 165 y 25 m, respectivamente, que corresponde a la potencia que alcanzan los depósitos aluviales.

Palabras clave: Subsistencia kárstica, karst en yesos, terrazas fluviales, Pleistoceno.

ABSTRACT

The stream terrace evolution of the Gállego River during the Quaternary was controlled both by climatic changes and synsedimentary subsidence due to the karstification of the underlying gypsum bedrock. Quaternary deposits overlying Tertiary clay and marl are between 2 and 5 m in thickness, whereas on evaporite formations the alluvial deposits may reach up to 110 m. Chronologically the first deposits clearly involved in the thickening correspond to the stream terraces T2 (+105 m), T3 (+95 m) and T4 (+85 m) which were dated by magnetostratigraphic analysis as Matuyama (pre-0.78 Ma). The second subsidence period affected the alluvial deposits corresponding to the terrace tread T9 (+30 m), which were dated as Brunhes (post-0.78 Ma). In the two thickening periods, the synsedimentary subsidence was produced due to solution of the underlying evaporite formations (halite and gypsum), probably during intervals of high river discharge. In the proposed model, the subsidence in the alluvial plains was balanced by alluvial aggradation, tending the system to maintain the river equilibrium profile. The total subsidence can be assumed to be equal to the alluvial thickening for each subsidence period, up to 165 and 25 m, respectively.

Key words: Karst subsidence, gypsum karst, fluvial terraces, Pleistocene.

INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista genético, en la literatura se describen convencionalmente tres tipos de terrazas: climáticas, tectónicas y de respuesta compleja (Schumm, 1977). En general, las terrazas de agradación aparecen asociadas a fluctuaciones climáticas, mientras que las terrazas de erosión pueden aparecer asociadas a movimientos tectónicos (Bull, 1990; Merritts *et al.*, 1994) o a cambios bruscos en el régimen climático (Leopold *et al.*, 1964).

En algunos de los sistemas fluviales más importantes de la Península Ibérica, la evolución cuaternaria de determinados tramos fluviales que atraviesan las depresiones terciarias ha estado controlada tanto por fluctuaciones climáticas o tectónicas, como por factores lito-estructurales. El control lito-estructural se refiere a la disolución del sustrato evaporítico que produce la subsistencia sinsedimentaria de los valles fluviales, comportándose como un megasistema subsidente de karst cubierto por depósitos aluviales. Este tipo de subsistencia ha sido descrita en los ríos Jarama (Pérez-González, 1971),

Alframbra (Gutiérrez *et al.*, 1985, Moissenet, 1993), Gállego (Benito, 1989; Benito y Pérez-González, 1990; 1994), Ebro (Lerános, 1993), Jalón y Jiloca (Gutiérrez, 1994 a y b, 1995, 1996), y Tajo (Pinilla *et al.*, 1995).

El río Gállego, afluente pirenaico del Ebro, ha experimentado una evolución morfo-sedimentaria compleja durante el Cuaternario como consecuencia de la subsidencia sinsedimentaria por disolución del sustrato terciario que atraviesa en su tramo inferior. Los depósitos aluviales de este sistema fluvial rellenan un surco generado por disolución de 30 km de longitud y 8 km de anchura, alcanzando los depósitos cuaternarios en algunos sondeos hasta 110 m de potencia.

La respuesta fluvial a los procesos de subsidencia sinsedimentaria por disolución genera dispositivos geomorfológicos y sedimentológicos de mayor complejidad que los desarrollados en áreas tectónicamente activas. En el caso de los sistemas fluviales afectados por la karstificación de un sustrato soluble infrayacente, el relleno aluvial está compuesto de cuerpos sinsedimentarios depositados en zonas subsidentes con una compleja evolución espacio-temporal. El análisis de las características sedimentológicas (litofacies, arquitectura, paleocorrientes) y de la estructura interna de los depósitos nos permite inferir la respuesta sedimentaria del sistema al fenómeno de subsidencia kárstica sinsedimentaria. El principal objetivo del presente trabajo se centra en el estudio de la dinámica de los sistemas fluviales afectados por fenómenos de subsidencia sinsedimentaria por disolución a gran escala. El análisis de las características geomorfológicas, sedimentológicas y estructurales permitirá concretar la localización espacio-temporal de los distintos focos de subsidencia y determinar las tasas de hundimiento, así como la respuesta del sistema fluvial ante un fenómeno de subsidencia de esta índole, en escalas temporales amplias. Para ello, se aborda el análisis geomorfológico, sedimentológico, magnetoestratigráfico y geofísico de los depósitos aluviales cuaternarios del río Gállego.

EMPLAZAMIENTO GEOLÓGICO

La Cuenca Terciaria del Ebro se encuentra rellena por depósitos continentales que comprenden conglomerados y areniscas en los sectores marginales, y arcillas, margas, calizas y evaporitas en sus partes distales. Estos sedimentos fueron depositados en un dispositivo sedimentario de abanicos aluviales distales relacionados con sistemas lacustres someros con sedimentación evaporítica (ambiente de playa-lake) y carbonatada. A lo largo de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca, las principales formaciones evaporíticas han ocupado los depocentros más subsidentes, migrando progresivamente de N a S (Ortí, 1990). El río Gállego, en su tramo inferior, atraviesa el depocentro de la sedimentación miocena (Fig. 1), que está representado en el registro

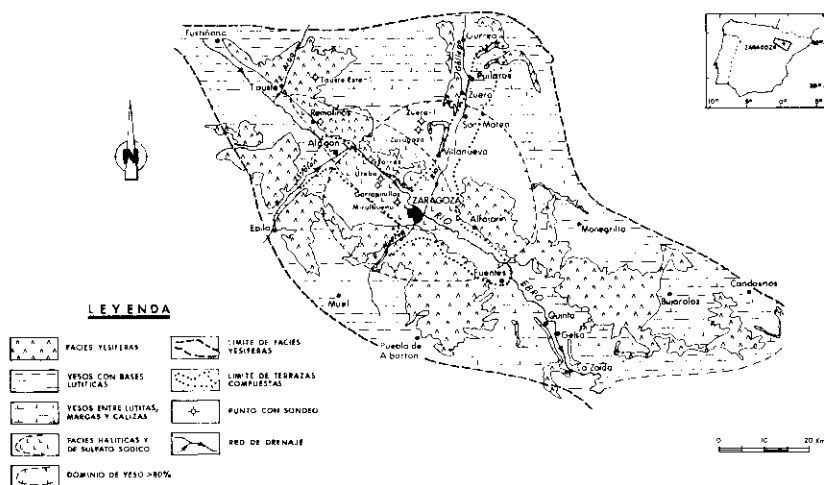
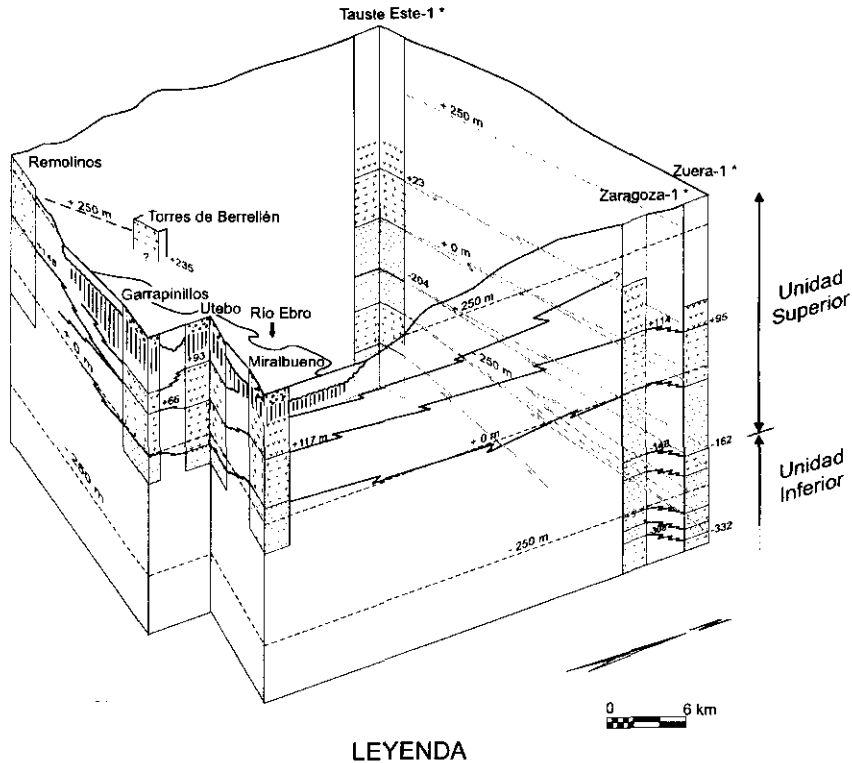


Fig. 1.—Distribución de las facies terciarias de la Formación Yesos de Zaragoza en el sector central de la Cuenca del Ebro (modificado de Ortí, 1990), y localización de sondeos utilizados en la Figura 2.

Fig. 1.—Distribution of the Yesos de Zaragoza Formation within the central Ebro Basin (modified from Ortí, 1990), and location of the logs used in Figure 2.

estratigráfico por las facies evaporíticas de la Formación Yesos de Zaragoza (Quirantes, 1978; Ortí, 1990). Desde el punto de vista estructural, estas formaciones presentan una disposición subhorizontal y las estructuras de la deformación se limitan a ligeros basculamientos y a sistemas de diaclasas subverticales. Torrecusa y Klimowitz (1990) han descrito dos unidades litoestratigráficas principales en estas evaporitas miocenas (Fig. 2). La Unidad Inferior presenta hasta 270 m de potencia, localizándose el techo a una cota de aproximadamente -150 m en Zuera y Zaragoza, y de -204 m en Tauste. Esta unidad está compuesta por tres secuencias sedimentarias, cada una de ellas comprende un cuerpo inferior de arcillas con intercalaciones de anhidritas y calizas, y un cuerpo superior con dominio de halitas. Por otro lado, la Unidad Superior presenta hasta 600 m de potencia en algunas zonas y está compuesto por un tramo inferior de margas y arcillas con 140 m de potencia, una intermedia de halita con 120 m de potencia (con techo a cotas de $+95$ m en Zuera y $+23$ m en Tauste), y una unidad superior de anhidrita. En Remolinos y Torres de Berrellén (15-20 km al NW de la confluencia Gállego-Ebro, Fig. 1), se explota actualmente una capa de halita de 12 m de espesor localizada a cota $+250$ m, y a techo de una secuencia de anhidrita y halita de 85 m de potencia (Fig. 2). La estratigrafía de esta unidad no se conoce en detalle ya que la mayor parte de la información corresponde a la interpretación de cuatro sondeos realizados con fines petrolíferos (ver Torrecusa y Klimowitz,



LEYENDA

 Halita	 Depósitos aluviales	 Curva de nivel (n.m.)
 Anhidrita/Yeso	 Disolución de evaporitas	 Línea de correlación
 Arcilla con niveles de yeso	 Sin registro	 Cotas: nivel del mar

Fig. 2.—Diagrama panel basado en las correlaciones estratigráficas de Torrecusa y Klimowitz (1990), utilizando las diagrfias de los sondeos Tauste Este-1, Zaragoza-1 and Zuera-1, y los sondeos mecánicos realizados por Tolsa S.A. y descritas en Esnaola *et al.* (1991), en Remolinos, Torres de Berrellén, Utebo, Garrapinillos and Miralbuengo.

Fig. 2.—Fence diagram based on stratigraphical correlations both by Torrecusa and Klimowitz (1990), using gamma-ray logs in Tauste Este-1, Zaragoza-1 and Zuera-1, and by Esnaola *et al.* (1991), using the strip logs performed by Tolsa S.A. in Remolinos, Torres de Berrellén, Utebo, Garrapinillos and Miralbuengo.

1990), y de tres perforaciones realizadas por la empresa Tolsa S.A. para la explotación de halitas (ver descripción en Esnaola *et al.*, 1991). En los trabajos previos se ha correlacionado la capa de halita en explotación en Remoli-

nos con el cuerpo halítico de la Unidad Superior de Torrescusa y Klimowitz (1990). Igualmente, resulta probable que estos cuerpos salinos correspondan a unidades diferentes y, en ese caso, las sales de Remolinos hayan desaparecido en el entorno de Zaragoza y en el tramo inferior del valle del río Gállego por procesos de disolución. Aguas abajo de Remolinos y Zuera, los procesos de disolución durante el Cuaternario resultan patentes por el engrosamiento anómalo de los depósitos aluviales de los ríos Ebro y Gállego. La extensión de las halitas hacia el valle del Gállego no se conoce en detalle. Sin embargo, se han encontrado niveles halíticos por debajo del aluvial en Puilatos (norte de Zuera).

					7 km Norte de Gurrea	3 km NE de Zuera
Pleistoceno	Inferior	Matumaya	Terrazas de la Sarda	T1	175	105
				T2	150	
				T3	130-140	
				T4	120	
				T5	100	
				T6	85-90	
	Medio	Brunhes	El Temple	T7	60-70	—
				T8	50	45
				T9	40-50	30
Superior	Brunhes	Santa Isabel	T10	20-30	20	
			T11	12-20	10-12	
			T12	2-9	2-6	
Holoc.						

Tabla 1.—Altimetría en metros de las terrazas del río Gállego en Alcalá de Gurrea y Zuera.
Table 1.—Terrace tread altitudes above the present river thalweg at two locations: Alcalá de Gurrea and Zuera.

TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO GÁLLEGO

La cartografía geomorfológica realizada a partir de fotografías aéreas a escala 1:30.000 permite diferenciar hasta 12 niveles aluviales que, en el perfil realizado 7 km al norte de Gurrea de Gállego, se sitúan entre 2 y 175 m por encima del cauce actual (Tabla 1). Estas terrazas se han dividido en tres grupos: a) terrazas de La Sarda (T1 a T6), b) terrazas de El Temple (T7 a T9), y terrazas de Santa Isabel (T10 a T12). En la figura 3 se han dibujado los perfiles longitudinales de las terrazas a partir de cotas obtenidas mediante un alfiler y de los mapas topográficos a escala 1:25.000 y 1:50.000.

Los primeros engrosamientos puntuales de las terrazas se encuentran entre Gurrea y Puilatos (entre 30 y 44 km aguas arriba de la confluencia de los ríos Gállego y Ebro), donde las terrazas T3 (+140 m) y T4 (+120 m) aumentan su potencia desde los 2-3 m hasta los 20 m, observándose algunas estructuras de deformación. En el entorno de Puilatos (km 28), las terrazas de la Sarda han sido afectadas por subsidencia postsedimentaria, flexionando las superficies morfológicas e incrementando los gradientes de sus perfiles longitudinales (Fig. 3). Uno de los mejores afloramientos de esta deformación postsedimentaria se localiza en el barranco de Valdeparadas (4 km al N de Zuera), donde el cuerpo aluvial de la terraza T4 (+85 m) desciende en altitud 20 m, en 300 m de distancia. Sin embargo, las capas de este depósito mantienen un paralelismo. Magnetoestratigráficamente, esta terraza presenta una polaridad inversa correspondiente a Matuyama (pre-0.78 Ma).

Aguas arriba de Zuera, estas deformaciones no presentan un carácter generalizado. De hecho, a 4 km al noreste de Zuera y en la margen izquierda del valle (Fig. 4), se pueden reconocer la mayor parte de las superficies de terraza sin deformar, desde la terraza T2 hasta la llanura de inundación, escalonadas y encajadas en el sustrato yesífero. Aquí, el sustrato terciario comprende margas y calizas estromatolíticas y la potencia de los depósitos aluviales varía entre los 7-10 m para las terrazas de la Sarda y 2-3 m para las terrazas de El Temple. Aguas abajo, el contacto sustrato-aluvial deja de aflorar debido al fuerte incremento de la potencia de los depósitos fluviales de algunas de las terrazas de La Sarda.

GEOMETRÍA DEL RELLENO ALUVIAL

La geometría del relleno aluvial aguas abajo de Zuera se ha obtenido a partir de los estudios geofísicos e hidrogeológicos de Sauquillo *et al.* (1976) y Octavio de Toledo (1986, 1988 a y b), así como a partir de la información de espesores de aluvial y granulometrías de más de 150 sondeos realizados para captación de aguas (Fig. 5). En los citados informes hidrogeológicos, las medidas geofísicas corresponden a sondeos eléctricos verticales (S.E.V) y han estado apoyados mediante sondeos de tipo mecánico que han confirmado la

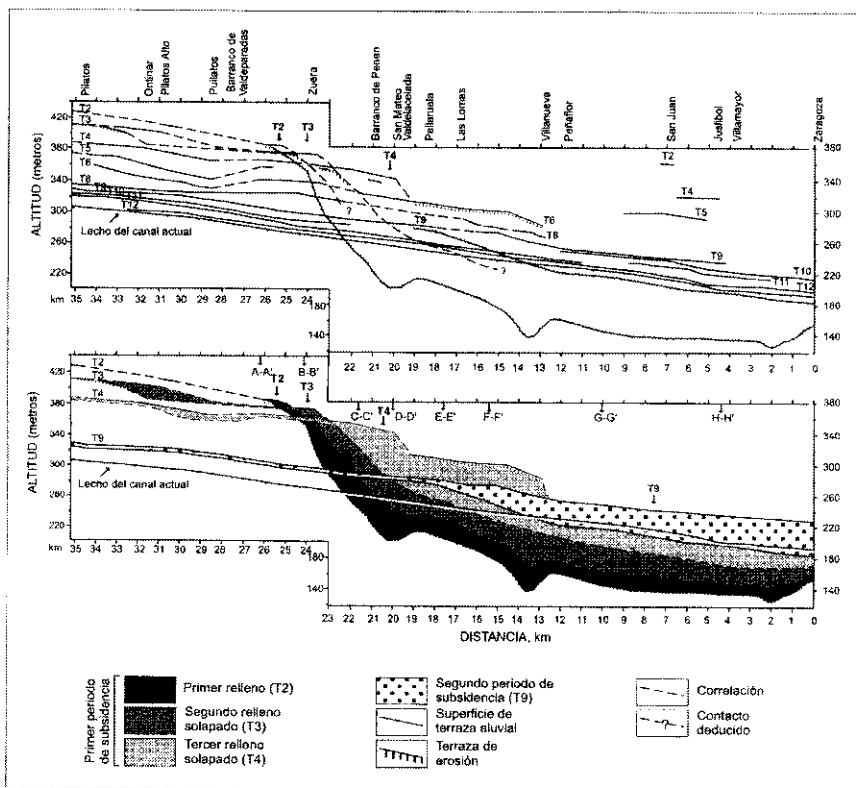


Fig. 3.—En la figura superior, perfil longitudinal de las superficies de las terrazas aluviales (línea continua), terrazas erosivas (entramado vertical), canal actual (entramado oblicuo), y base del cuerpo aluvial engrosado (línea ondulada). Estos datos se han obtenido del mapa topográfico escala 1:50.000 y 1:25.000, y de medidas altimétricas de campo, y datos geofísicos. Las líneas discontinuas indican las correlaciones longitudinales establecidas para un mismo nivel en base a interpretaciones de fotografía aérea y datos topográficos. En la figura inferior, las tramas indican la deformación y el engrosamiento de los depósitos de las diferentes terrazas fluviales. La localización de la base de estos cuerpos en la zona de engrosamiento es interpretativa (línea discontinua). Los cortes A-A' etc. se representan en la figura 6.

Fig. 3.—In the upper figure, longitudinal profiles of the fill terraces (continuous line), strath terraces (repeated vertical lines), present channel (repeated inclined line), and base of the thickened alluvial deposits (ondulated line). Dashed lines indicate tentative correlations. In the bottom figure, the stippled pattern indicate the deformation and thickening of the different alluvium fill terraces. Section A-A' etc. refer to Fig. 6.

validez de los mismos. La información de campo y los datos de porcentaje de grava, arena y arcilla de los sondeos permiten determinar, no sólo las variaciones en la geometría del depósito, sino también los principales cambios texturales (Fig. 6).

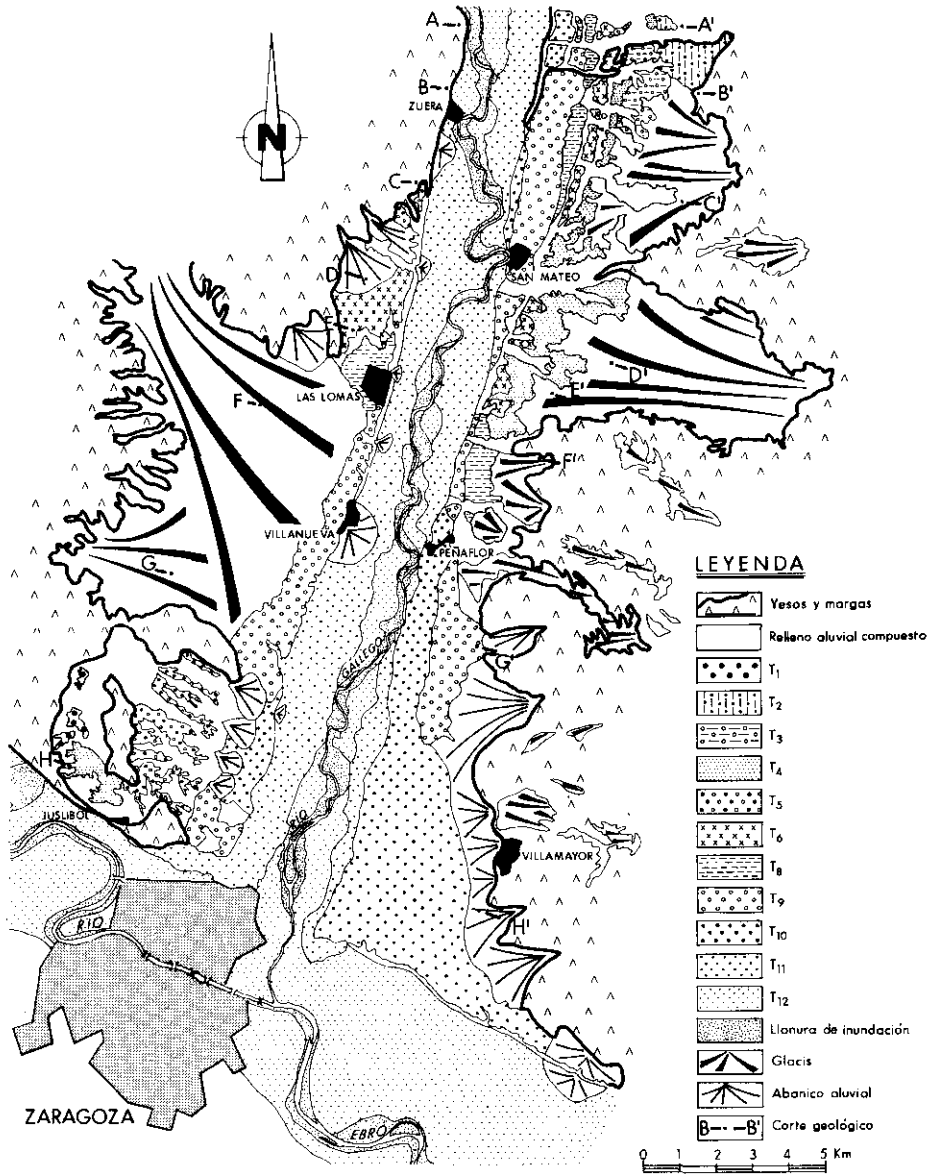


Fig. 4.—Mapa geomorfológico de las terrazas y glacis cuaternarios en el tramo inferior del río Gállego.

Fig. 4.—Geomorphological map of the Quaternary stream terraces and alluvial fans in the lower reach of the Gállego river.

A partir del mapa de isopacas del aluvial (Fig. 5) se observa la presencia de tres depocentros localizados al norte de San Mateo, en Villanueva y al NE de Zaragoza (entre Zaragoza y Villamayor). En su conjunto el relleno aluvial presenta una anchura de 8 km y una longitud de 30 km con una potencia máxima de 110 m, registrados en un sondeo mecánico cerca de Villanueva. Al norte de San Mateo, el depósito engrosado rellena un surco cuyo eje posee una dirección NNE-SSW (Fig. 5). Aguas abajo, en el entorno de Las Lomas y Villanueva, el engrosamiento aluvial presenta un eje de dirección N-S y, aparentemente, el depoeje de esta depresión se encuentra desconectado del anterior surco aluvial. El tercer engrosamiento principal parece corresponder a una prolongación de la depresión de Las Lomas y Villanueva y alcanza en su sector meridional más de 80 m de potencia. Considerando el espesor total del aluvial, es decir la suma de las potencias de los aluviales engrosados por encima y por debajo del cauce actual, la subsidencia total en los depocentros anteriormente descritos ha sido de 145, 160 y 190 m, respectivamente.

SUBSIDENCIA ALUVIAL DURANTE EL PLEISTOCENO INFERIOR

En los alrededores de Zaragoza, los depósitos aluviales del río Ebro correspondientes a la terraza T1 (+160 m) presentan potencias de hasta 50 m, estando claramente afectados por deformaciones tanto sinsedimentarias como postsedimentarias. En el valle del río Gállego la primera terraza del perfil de Zuera implicada en los engrosamientos corresponde a la T2 (+105 m), seguida cronológicamente por la T3 (+95 m) y la T4 (+85 m), igualmente afectadas por subsidencia (Fig. 3).

Los efectos en la dinámica sedimentaria que se derivan de la subsidencia a gran escala son, por un lado, la incisión del valle y la formación de terrazas erosivas aguas arriba de la zona subsidente, y por otro, la agradación en la zona subsidente debida a la sucesiva superposición de cuerpos aluviales. Desde el punto de vista morfo-estratigráfico, los depósitos de terraza podrían superponerse en discordancia angular o disconformidad a los depósitos de uno o varios niveles de terraza previos en los sectores en que estos hayan estado engrosados por subsidencia sinsedimentaria. En los sectores donde no haya actuado la subsidencia los depósitos de terraza quedarán encajados en el sustrato. La línea que divide estos tramos del curso fluvial con diferentes comportamientos geomofológicos y sedimentológicos ha sido denominada en zonas tectónicamente activas por Doorkamp y Mukang (1985) como línea de pivote o de inversión. En el valle del río Gállego, la posición de las áreas subsidentes se ha trasladado aguas abajo en el tiempo. Para las terrazas T2, T3 y T4 el transecto donde se inicia el engrosamiento se sitúa en los kilómetros 25.5, 23.5 y 20.0, respectivamente (Fig. 3). Esta pauta de evolución espacio-temporal de la subsidencia también ha sido observada para las terrazas del

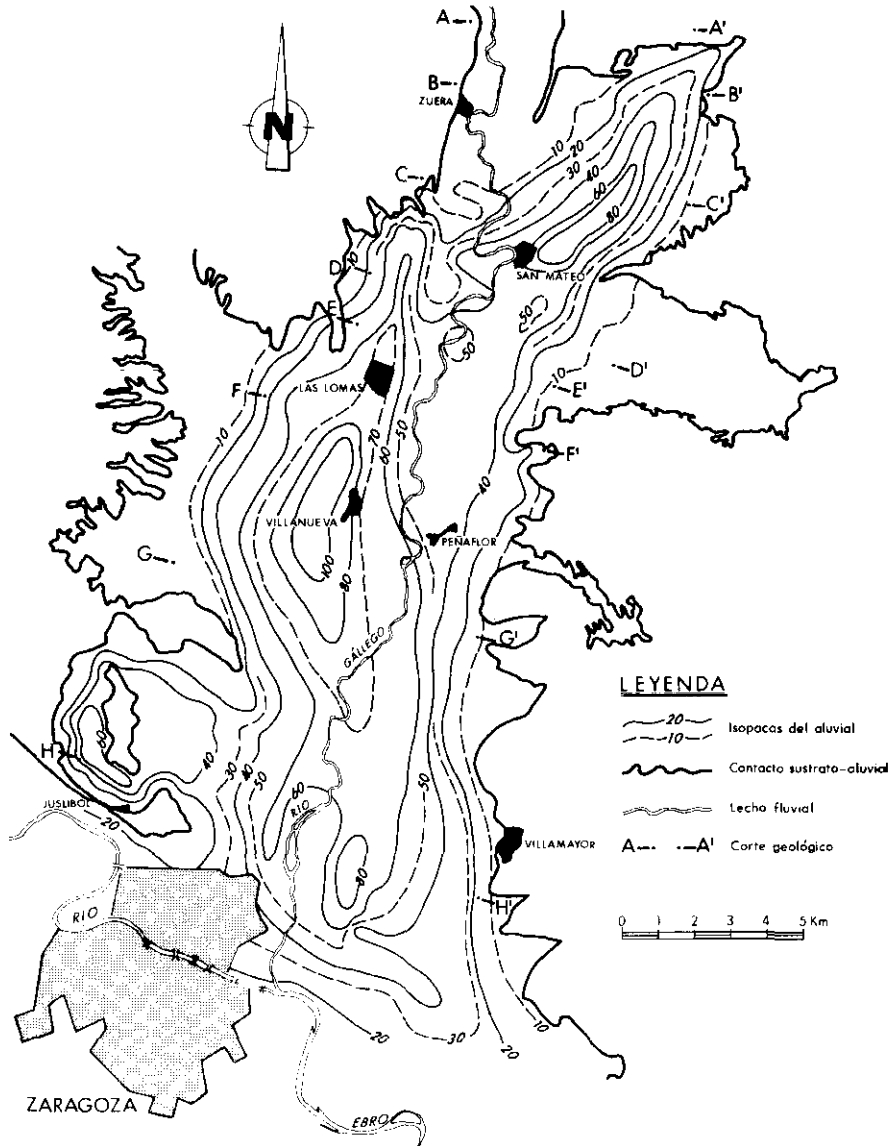


Fig. 5.—Mapa de isopacas del aluvial en metros.

Fig. 5.—Alluvial thickness contours in meters.

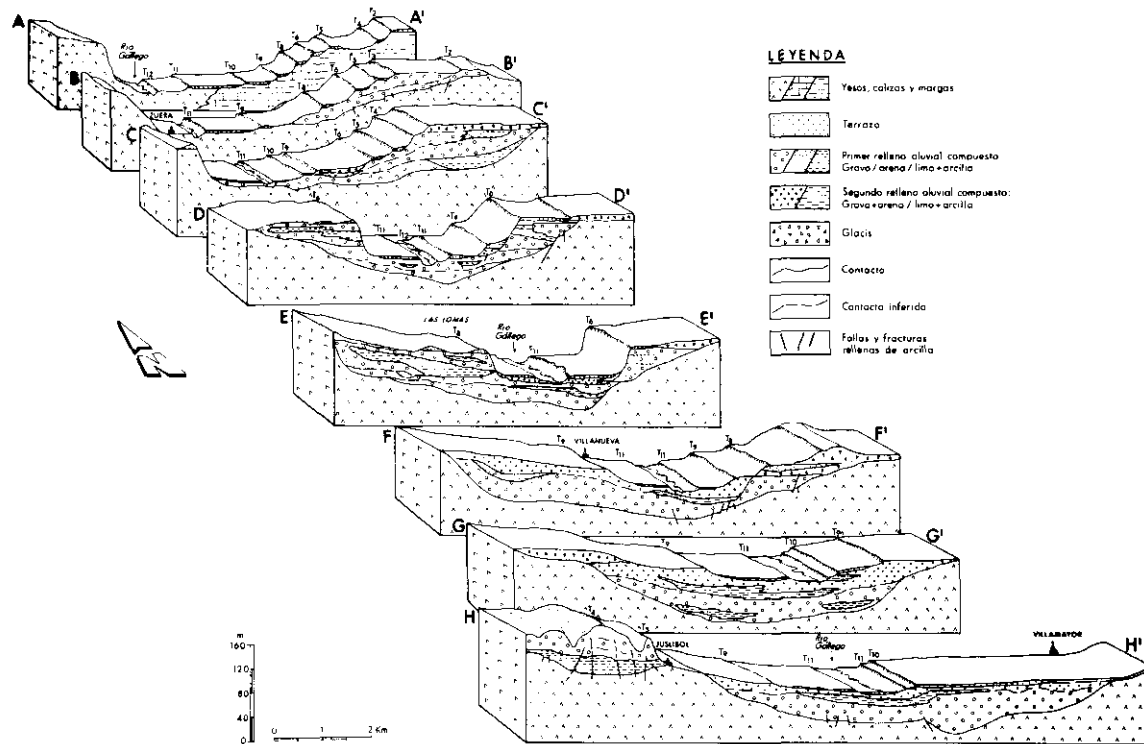


Fig. 6.—Secuencia de cortes geológicos en 3-D del curso inferior del río Gállego realizados en base a datos geofísicos, sondeos mecánicos y estratigrafía de campo. La localización de los cortes se indica en la figura 4.

Fig. 6.—3-D geologic cross-sections of the lower reach of the Gállego river based on geophysical, water-well logs and stratigraphical field data. Cross-section locations are in figure 3.

Jalón y Jiloca en la Fosa de Calatayud (Gutiérrez, 1996). En las zonas de transición próximas a la zona donde se inicia la subsidencia se puede observar la inversión de los depósitos de las terrazas más antiguas, que se sitúan por debajo de los depósitos más recientes e incluso por debajo de la llanura de inundación actual.

En las proximidades de Zuera, en la margen derecha del río Gállego, el contacto entre el sustrato terciario y el aluvial incrementa su pendiente de 3-4° hasta alcanzar localmente los 50°, engrosándose el depósito 40 m en una distancia de 500 m (Fig. 7A). No obstante, la superficie de la terraza (T5, +75 m) mantiene su gradiente en 1°-2°. Estas deformaciones no sólo afectan a los depósitos aluviales en sentido longitudinal sino que, tal y como se observa en el Barranco de Valdelacelada, emplazado en la margen derecha del río Gállego (km 19 en Fig. 3; al N del corte D-D' en Fig. 4 y Fig. 6), la deformación también se produce en sentido transversal al valle. En este barranco, el contacto sustrato-aluvial es irregular y buza unos 25° hacia el río Gállego. Se trata por tanto de estructuras típicas de borde de cuenca con engrosamiento de las capas o niveles aluviales hacia el depocentro, mientras que el sustrato yesífero mantiene su estructura subhorizontal. En estos depósitos aluviales se diferencian dos unidades estratigráficas. La inferior con 20 m de potencia, buza 35° SW y aparece muy deformada, estando constituida por gravas y arenas con potentes intercalaciones de litofacies Fl (depósitos de inundación), Fsc (backswamp deposits), Fm (overbank o drape deposits), según la clasificación de Miall (1978; 1985). Las facies palustres comprenden fangos que contienen gasterópodos, e intercalaciones de niveles de calizas (Fig. 7B). Las facies de llanura de inundación incluyen lóbulos de derrame y láminas de arenas que están en relación con áreas de continua inundación por rebosamiento de los bancos del canal. La unidad superior no presenta deformaciones y se emplaza en disconformidad sobre los depósitos finos anteriores. Esta unidad superior comprende facies de gravas (Gm, Gt y Gp) de 4 m de potencia que culminan en la superficie de la terraza T5 (+75 m).

Al este de San Mateo, en un valle transversal de dirección E-W (Fig. 4), hay uno de los afloramientos más significativos con depósitos aluviales afectados por deformaciones sinsedimentarias y postsedimentarias. Al norte del barranco, la secuencia aluvial finaliza en la superficie de la terraza T4 (+85 m), mientras que al sur estos depósitos se flexionan con un buzamiento de unos 4° hacia el S. Esta flexión e inversión de los depósitos de la terraza T4 (+85 m) permite que la superficie morfológica al sur del barranco de San Mateo se sitúe a 25 m por debajo de la superficie de la terraza T4, correspondiéndose en este caso con la superficie de la terraza T6 (+60 m) que comprende una unidad de depósitos aluviales adosados o *fill inset* según la terminología de Leopold *et al.* (1964) (ver en Fig. 3 la inversión entre los km 19-20). Los depósitos aluviales engrosados presentan una potencia de 55 m, comprendiendo de base a techo: a) 13 m de gravas con facies Gm, Gp y Gt (según

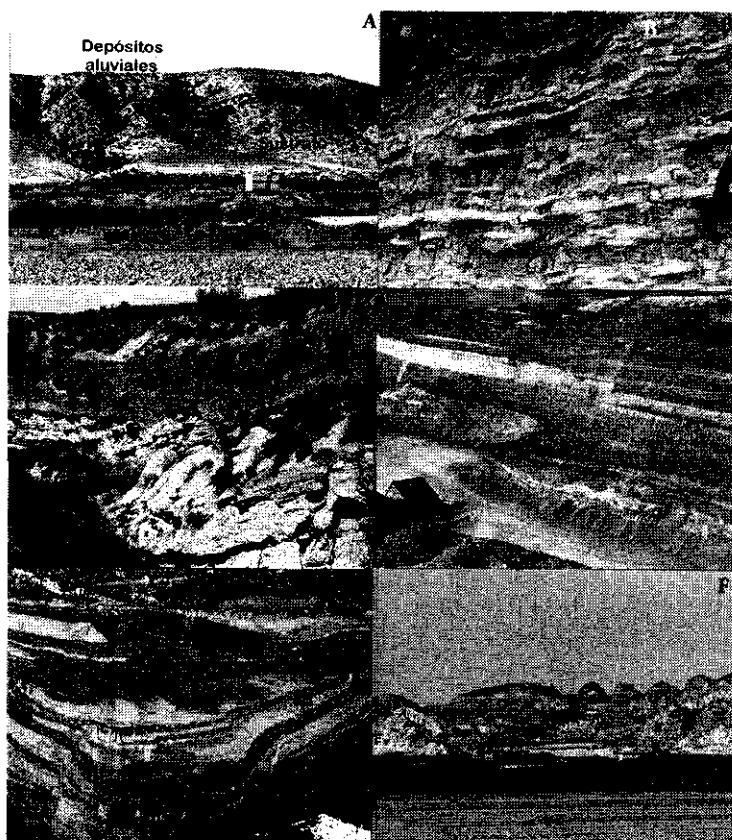


Fig. 7.—Geometrías y facies fluviales relacionadas con la subsidencia a gran escala. A: Hundimiento del contacto sustrato-aluvial por debajo de la llanura de inundación cerca de Zuera. B: Facies palustres de fangos con gasterópodos y niveles de calizas. C: Cuerpos de gravas de 2-3 m de potencia y facies de inundación. D: Gravera de 30 m de altura con cuatro unidades de gravas separadas por depósitos de inundación correspondiente al nivel T4. La parte superior corresponde a los depósitos de la terraza T6 (4 m de potencia) en disconformidad con los depósitos aluviales de T4. E: Paleodolina rellena por depósitos fluviales que presentan deformaciones sinsedimentarias. F: Depresión de 400 m de diámetro rellena por depósitos aluviales de 90 m de potencia al noroeste de Juslibol (Ev= Sustrato evaporítico; Q= Depósitos fluviales cuaternarios).

Fig. 7.—Large-scale subsidence features and related facies. A: Contact bedrock-alluvium plunging down beneath the floodplain near Zuera. B: Mud with freshwater molluscs (backswamp pond deposits). C: Gravel bodies 2-3 m in thickness and floodplain facies. D: 30 m-high gravel pit showing four gravel units with intercalation of floodplain deposits corresponding to terrace T4. The uppermost part is composed by the 4 m-thick aggradation terrace T6, overlying in disconformity the T6 alluvial deposits. E: Paleosinkhole filled by fluvial deposits with syndimentary deformations. F: Subsidence depression 400 m in diameter filled by 90 m-thick Early-Middle Pleistocene alluvial deposits north of Juslibol.

el código de nomenclatura de Miall, 1978, 1985), b) 23 m de arenas y limos en niveles horizontales con estructura masiva y *ripples*, interpretados como facies de inundación (Fl), c) 7 m de canales métricos de gravas (Gt) y facies de *point bar*, d) 12 m de cuerpos de gravas con 2-3 m de potencia y estratificación cruzada (Gt y Gp), con intercalaciones de niveles de finos de inundación de 1-2 m de potencia (Fm) (Fig. 7C). Al sur del barranco (Corte E-E' en Fig. 6), esta última unidad, que supera los 30 m de potencia (Fig. 7D), ha sido parcialmente erosionada por un cuerpo de gravas de 4 m de potencia correspondiente a la terraza T6 a +60 m, que descansa en disconformidad sobre la unidad aluvial engrosada (ver en Fig. 3 la terraza aguas abajo del km 19).

En la unidad «d» se han tomado tres muestras para determinación de la polaridad magnética primaria que ha sido en todos los casos inversa (pre-0.78 Ma). Los múltiples rellenos aluviales superpuestos en las zonas afectadas por subsidencia, no siempre pueden ser correlacionados con sus respectivos niveles de terraza escalonados aguas arriba. Igualmente, la precisión de los métodos de datación que pueden emplearse para sedimentos fluviales del Pleistoceno inferior no permiten separar en las secuencias aluviales los depósitos equivalentes a las diferentes terrazas. En este caso del barranco situado al E de San Mateo, la secuencia estratigráfica y las relaciones geométricas con las terrazas localizadas aguas arriba, sugieren que al menos se encuentran representados los depósitos correspondientes a las terrazas T3 y T4, separadas por una unidad formada por depósitos de *overbank* y aportes laterales (unidad «b») que refleja la localización de una zona de rápida subsidencia.

Genéricamente, este tipo de relleno aluvial complejo ha sido denominado por Mukang (1984) como terrazas compuestas. Sin embargo, algunos de los cuerpos que integran estos aluviales pueden diferenciarse por la presencia de discordancias angulares y disconformidades, así como por el grado de deformación, que aumenta hacia el contacto con el sustrato y afecta en mayor medida a los depósitos más antiguos. Los materiales evaporíticos del sustrato en cambio se mantiene indeformados. En la zona donde el contacto sustrato-aluvial desaparece por debajo de la llanura de inundación (km 22.5, Fig. 3), los depósitos aluviales presentan numerosas estructuras de deformación de tipo frágil (fallas normales e inversas) y dúctil. En general, las estructuras dúctiles son esencialmente deformaciones sinsedimentarias formadas en sedimentos no litificados y saturados en agua. Evidentemente, los depósitos aluviales más antiguos presentan un grado de deformación mayor, ya que han sido afectados por subsidencias sinsedimentarias y postsedimentarias. Además de los diferentes grados de deformación, los rellenos superpuestos que conforman las terrazas compuestas, pueden diferenciarse por el desarrollo de terrazas de erosión que biselan los depósitos de niveles aluviales más antiguos, así como por la presencia de intercalaciones de depósitos de abanicos aluviales de aporte lateral, y por los cambios bruscos en la granulometría del depósito.

La subsidencia en el sistema fluvial también ha afectado al desarrollo de los sistemas de glaciares, los cuales presentan hasta 11 km de longitud y 4 km de anchura, con arranque desde las plataformas de calizas miocenas existentes a ambos lados del valle del río Gállego. Las relaciones entre estos depósitos laterales y las terrazas del Gállego puede observarse en el barranco de Penen (E de San Mateo; Fig. 4). En este barranco, los depósitos de la terraza T4 (+85 m) aparecen buzando 26° SE y se encuentran cubiertos en discordancia angular por 12 m de depósitos de abanicos aluviales. La deformación postdeposicional ha afectado tanto a los depósitos de abanico como a los de la terraza, y se encuentran a su vez fosilizados por depósitos de glaciares, con menor grado de cementación que los anteriores (nivel de glaciares al NE de San Mateo en Fig. 4). En cada una de las unidades que componen esta secuencia se tomaron muestras para determinar su polaridad magnética primaria, siendo en todos los casos inversa (pre-0.78 Ma). El importante desarrollo de los depósitos de aporte lateral localizados en esta secuencia, tanto por debajo como por encima de los niveles fluviales de gravas del Gállego, indica que la subsidencia en este sector comenzó con antelación al depósito de la terraza fosilizada y continuó con posterioridad al mismo, ya que la deformación es claramente postsedimentaria. En este caso, el epicentro de la subsidencia se desarrolló en el margen del valle y los sistemas aluviales de aporte lateral agradaron para restablecer el equilibrio del sistema.

SUBSIDENCIA ALUVIAL DURANTE EL PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR

Las terrazas fluviales T5 (+75 m), T6 (+60 m) y T8 (+45 m) presentan una potencia constante de 3-4 m. Aguas abajo de Zuera, se han construido a medida que el río ha excavado el relleno aluvial engrosado y, por tanto, se encuentran encajadas en dicho relleno, en algunos tramos adosadas y en otros superpuestas (Cortes B-B' y C-C' en Fig. 6). La terraza T6, datada como Pleistoceno inferior, aguas arriba de San Mateo se adosa en los depósitos de las terrazas engrosadas en la zona de subsidencia o engrosamiento (Corte C-C', Fig. 6) mientras que aguas abajo se superpone en disconformidad al depósito de la terraza T4 (+85 m) (Figs. 3 y 4, Cortes D-D' y E-E' en Fig. 6).

El segundo periodo de subsidencia ha afectado a los depósitos de la terraza T9 (+30 m), que se presenta engrosada en su tramo inferior (Figs. 3 y 4, aguas abajo del corte C-C' en Fig. 6). Al este de Zuera, cerca de la estación de ferrocarril, los depósitos de la terraza T9 presentan cambios frecuentes en la potencia y se disponen sobre las calizas y margas terciarias (Corte B-B', Fig. 6). Sin embargo, la deformación de mayor entidad de esta terraza se produce 2 km aguas abajo del Seminario de Zuera, donde los cuerpos aluviales se encuentran basculados y la potencia del aluvial pasa de 1.5 m a 15 m en tan sólo 100 m de distancia. El sustrato terciario infrayacente aparece igualmen-

te deformado y, aguas abajo, se convierte prácticamente en una brecha de colapso. La terraza T9 ha construido en su base una superficie o terraza de erosión que bisela la brecha. Aguas abajo, el contacto sustrato-aluvial desciende en cota hasta desaparecer por debajo de la llanura aluvial (Corte E-E', Fig. 6). Esta terraza comprende gravas cementadas y niveles de arcillas de polaridad normal (Brunhes, post-0.78 Ma) en facies de canales entrelazados. Aguas abajo, los rellenos aluviales de las terrazas compuestas del Pleistoceno inferior (niveles T2, T3 y T4) y el cuerpo aluvial engrosado de la terraza T9 resultan prácticamente indiferenciados, tanto en superficie como en profundidad.

Al norte de Villanueva (corte F-F', Fig. 6), una cantera con un corte de 15 m de altura muestra la terraza T9 (+30 m) compuesta por facies Gm, Gp y Gt. Igualmente, otras dos canteras localizadas entre Zaragoza y Villamayor (Corte H-H', Fig. 6) exponen una unidad inferior de gravas con 10 m de potencia observada, que comprende numerosos rellenos de canales entrelazados. A 13 m por debajo de la superficie superior de la cantera se ha tomado una muestra que registra una polaridad normal (Brunhes, post-0.78 Ma). Los datos de granulometría obtenidos tanto en campo como a partir de los sondeos para extracción de agua muestran la existencia de cambios bruscos de textura a una profundidad de 20-25 m. Estos cambios de textura generalizada en el tramo inferior del río Gállego se han interpretado como debidos al cuerpo aluvial engrosado de la terraza T9 (+30 m), siendo la subsidencia máxima en metros para este periodo equivalente a los 20-25 m que alcanzan dichos depósitos. Las terrazas T10 (+20 m) y T11 (+10-12 m) presentan potencias constantes de 2-3 m y se encuentran encajadas en los depósitos de terrazas engrosadas aguas abajo de Zuera (desde corte C-C' en Fig. 6). Por un lado, al norte de San Mateo se emplazan en discordancia angular sobre el relleno aluvial del Pleistoceno inferior, mientras que al sur se encajan en disconformidad sobre el depósito engrosado de T9.

FORMACIÓN DE DOLINAS Y SUBSIDENCIA RECIENTE

En la actualidad la karstificación de las evaporitas infrayacentes es un proceso activo que provoca la continua modificación de la superficie mediante la generación de dolinas (Benito, 1987; 1989; Benito y Gutiérrez, 1987 y 1988; Benito y Pérez del Campo, 1991 y Benito *et al.*, 1995). Los sedimentos aluviales constituyen acuíferos en los que el flujo de agua subálveo disuelve las evaporitas en el contacto sustrato-aluvial. Sauquillo *et al.* (1976) describen dos acuíferos desarrollados en los depósitos aluviales y en las evaporitas, respectivamente. La circulación de agua subterránea en los depósitos terciarios se desconoce, aunque su salinidad puede alcanzar 3-12 gr/l. En los tramos del valle con nulo o escaso engrosamiento por debajo del nivel de base

del Gállego, el flujo subterráneo se dirige hacia el nivel de base constituido por el río Gállego, mientras que aguas abajo de San Mateo, coincidiendo con el engrosamiento del aluvial, existe una pérdida de caudal desde el río Gállego hacia el acuífero. Las concentraciones más altas en sulfatos se localizan hacia los márgenes del aluvial (hasta 1500 ppm según Sauquillo *et al.*, 1976), donde la cobertera se adelgaza y existen entradas laterales de flujo desde los afloramientos yesíferos. Asimismo, estas áreas coinciden con la mayor densidad de dolinas. Las tasas medias de subsidencia relacionadas con áreas de colapso en el aluvial pueden alcanzar localmente valores entre 3-5 cm/año (Benito, *et al.*, 1995) y 3-10 cm/año (Soriano y Simón, 1995). Estos últimos autores describen subsidencias de carácter extremo que afectan a una autopista próxima a Zaragoza y que han alcanzado los 6.15 m en 12 años. Igualmente, Zuidam (1976) utilizando fotografías aéreas con un intervalo temporal de 18 años, señala que en un área de 21 km² al menos 1.5 km² ha sido afectada por subsidencia generándose 35 depresiones nuevas.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La mayor parte de los trabajos que abordan el estudio de terrazas compuestas están relacionadas con movimientos tectónicos (Lensen y Vella, 1971; Brunnacker, 1979, Brunnacker *et al.*, 1982; Mukang, 1984; Markewich, 1984, and Doornkamp y Mukang, 1985). Las relaciones geométricas entre terrazas varían para zonas afectadas por fallas y áreas con hundimientos corticales lentos (Doornkamp y Mukang, 1985). En el sector central de la Cuenca del Ebro se han descrito deformaciones microestructurales debidas a movimientos neotectónicos, pero nunca se ha indicado la existencia de estructuras mayores afectando al sustrato terciario y a los depósitos cuaternarios. En la mayor parte de los afloramientos, los depósitos aluviales deformados descansan sobre sustrato evaporítico soluble indeformado, existiendo por tanto cierta selectividad en la deformación. Las deformaciones tectónicas no pueden ser selectivas ya que una fractura que afecta a la cobertera aluvial debería de afectar igualmente al sustrato evaporítico. Las estructuras de deformación en los depósitos aluviales por tanto no tienen porque ser compatibles con los campos de esfuerzo regionales, sino que son estructuras gravitacionales generadas por pérdida del soporte basal como consecuencia de la karstificación del sustrato evaporítico soluble.

Este sustrato comprende yeso, halita y anhidrita que pueden disolverse fácilmente por flujos subterráneos y provocar la subsidencia en la cobertera aluvial. De hecho, las aguas subterráneas con concentraciones de halita entre 75 y 200 gr/l pueden disolver entre tres y cuatro veces más yeso que las aguas con baja concentración iónica (Ponsjack, 1940). En los depósitos aluviales circula un flujo continuo de agua subterránea que disuelve los depósitos eva-

porfíticos en el contacto sustrato-aluvial. El desarrollo de un karst evaporítico bajo una cobertera aluvial corresponde a un karst cubierto (Sweeting, 1972; Jennings, 1985). En la zona de estudio, los procesos de disolución no explican por sí solos los fenómenos de colapso tanto actuales como los registrados en el paleokarst, debido a la elevada potencia de los depósitos cuaternarios. Estos colapsos deben de interpretarse como la suma de los procesos de karstificación y de arrastre del material detrítico (piping) de la cobertera aluvial hacia las cavidades kársticas desarrolladas en el sustrato evaporítico (Benito *et al.*, 1995). El transporte de material aluvial a través del endokarst desarrollado en el sustrato evaporítico y la subsidencia de la cobertera aluvial puede estar favorecido por variaciones en la posición del nivel freático, la cual puede alterarse debido al incremento de las precipitaciones o del caudal de los ríos. De forma análoga y para un escala temporal más amplia, las variaciones en el caudal del sistema fluvial a lo largo del Cuaternario han podido afectar a las tasas de karstificación aluvial y por tanto de subsidencia. Como señala Starkel (1987), cuando coinciden en la evolución de un sistema fluvial ciclos climáticos que favorecen el incremento de caudal y la capacidad de transporte de sedimentos, con periodos de subsidencia, la respuesta del sistema fluvial resultará en la superposición de cuerpos aluviales.

En general, las deformaciones de carácter tectónico afectan a un sector de un valle en su conjunto, mientras que la subsidencia por disolución queda confinada al sistema aluvial, pudiendo desarrollarse numerosos focos subsidentes (Fig. 7E y F) con una distribución espacial y temporal compleja. Dado que la subsidencia por disolución está controlada lito-estructuralmente, tanto la litoestratigrafía de las formaciones evaporíticas como su estructura, restringirán las zonas susceptibles de experimentar subsidencia. En la Cuenca del Ebro y particularmente en el valle del río Gállego, algunas zonas con sustrato evaporítico han sido afectadas por subsidencia a gran escala, encontrándose relaciones geomorfológicas y de deformación de terrazas similares a las descritas por Mukang (1984) y Doornkamp y Mukang (1985) en los modelos morfotectónicos de zonas con subsidencia neotectónica. Las terrazas fluviales se sumergen aguas abajo de la línea de pivote o inversión, produciendo el solapamiento de cuerpos aluviales progresivamente más modernos (Fig. 3). Esta línea o zona de inversión de las terrazas ha cambiado de posición progresivamente aguas abajo, localizándose para los niveles T2 (+105 m), T3 (+95 m) y T4 (+85 m) en los kilómetros 25.5, 23.5 y 20.0, respectivamente. Los cambios en la localización de las zonas de inversión pueden interpretarse como la migración aguas abajo de las zonas de subsidencia, posiblemente relacionada con una mayor potencia de las formaciones evaporíticas y particularmente de las facies halíticas en el entorno de Zaragoza.

En el modelo de dinámica fluvial propuesto se requiere que la tasa de disolución y la subsidencia subsecuente sea compensada por el proceso de agradación aluvionar, para mantener el perfil de equilibrio del sistema Gállego-

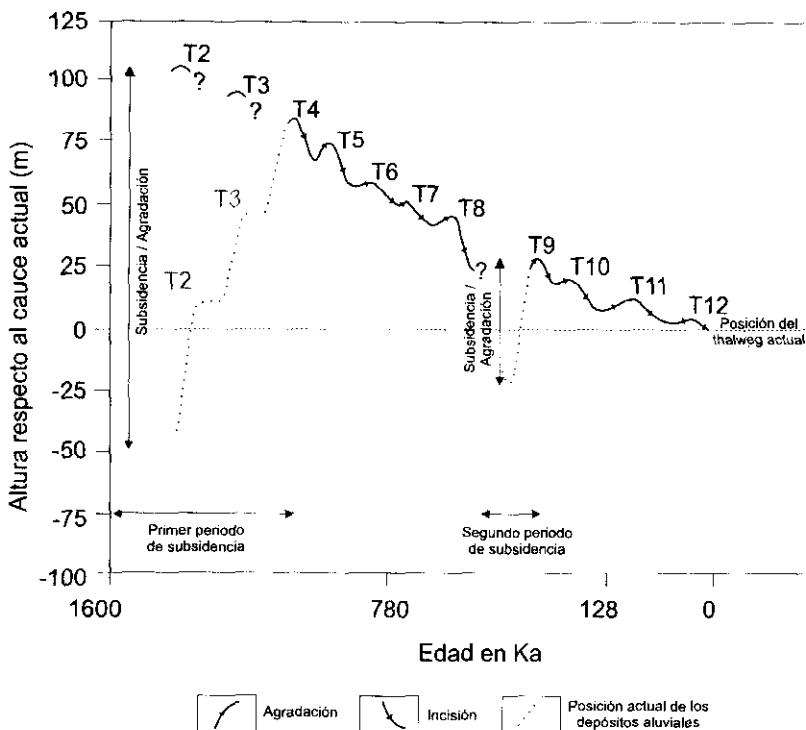


Fig. 8.—Evolución del sistema fluvial reflejada en los cambios del nivel de base a través del tiempo. Se representan los procesos de agradación y degradación debidos a la variabilidad climática y la posición actual de los depósitos afectados por fenómenos de subsidencia.

Fig. 8.—Fluvial system evolution reflected on changes of streambed altitude through time caused by aggradation and degradation due to climatic variability and land subsidence.

Ebro. De esta manera, el equilibrio establecido es de carácter dinámico donde pueden existir etapas de mayor o menor velocidad de subsidencia que son compensadas rápidamente por los procesos de agradación. Esta subsidencia que afecta al material aluvial se pone de manifiesto en las numerosas deformaciones, algunas claramente sinsedimentarias, que afectan especialmente a los depósitos más próximos al contacto con el sustrato y que se atenúan hacia el techo, pudiéndose observar abanicos de capas dirigidos hacia los depocentros de las áreas afectadas por la subsidencia.

La polaridad magnética primaria de los aluviones cuaternarios permite diferenciar dos periodos principales de subsidencia generalizada. El segundo periodo se produjo durante el Pleistoceno medio-superior, estimándose la subsidencia en 25 m (Fig. 8). Para el primer periodo de subsidencia generalizada ocurrida durante el Pleistoceno inferior, se estima una subsidencia de

165 m (Fig. 8), para la zona con hundimientos más activa, próxima a la confluencia con el río Ebro. El desarrollo de estos focos de subsidencia ha producido cambios en el gradiente del perfil longitudinal del río y, además, un conjunto de cambios tales como variaciones en el régimen de flujo, en los patrones en planta de la red de canales próxima a las zonas de subsidencia, y desarrollo de zonas encharcadas. Los principales rasgos de la respuesta fluvial a la subsidencia son la agradación en la zona de subsidencia, y la degradación inmediatamente aguas arriba. En este último sector, los elementos arquitecturales más frecuentes (Fig. 9) son los canales (CH) y las barras de gravas (GB) con facies de gravas masivas (Gm) y estratificadas (Gt y Gp), que se ajustan en su conjunto al modelo 2 de Miall (1985), descrito como numerosos canales someros de baja sinuosidad. En la zona de subsidencia se diferencian dos tramos aguas arriba y aguas abajo de la zona subsidente. En el sector aguas arriba, el perfil longitudinal del río presentaría un incremento local de la pendiente seguido de una atenuación. Las secuencias deposicionales aparecen dominadas por barras de gravas y formas de lecho (GB) culminadas por facies de textura fina (OF), que encajan con la descripción de cursos fluviales del modelo 3 de Miall. Aguas abajo de la zona subsidente, el descenso en el perfil longitudinal aparece asociado a arquitecturas de barras de gravas (GB) y acreción lateral (LA) (Fig. 9). Estos cambios en el gradiente del perfil longitudinal provocan una rápida agradación en el canal y la inundación frecuente de las zonas subsidentes de llanura aluvial donde se acumulan depósitos de inundación y lóbulos de derrame. Igualmente, algunas de estas áreas se han localizado topográficamente por debajo del nivel freático originando zonas de encharcamiento permanente o esporádico en los que se depositan facies palustres y lacustres. Estos depósitos finos presentan frecuentemente geometrías de láminas horizontales con ciclos granodecrecientes.

Esta metamorfosis fluvial encaja con los resultados experimentales de Ouchi (1985) sobre la respuesta de los canales braided a la subsidencia, aunque en nuestro caso existe una mayor diversidad de las facies sedimentarias. En el modelo de Ouchi (1985), el incremento en la carga de sedimentos y el gradiente longitudinal se manifiestan en el desarrollo de un patrón braided en la parte aguas arriba de la zona de subsidencia, mientras que aguas abajo donde la pendiente disminuye, los procesos de agradación permiten la construcción de barras transversales frecuentemente cubiertas por sedimentos de textura fina. Schumm (1986) señala que en las llanuras aluviales afectadas por subsidencia tectónica la metamorfosis de los canales constituye uno de los cambios geomórficos más significativos, presentando tres tipos de efectos asociados. El primero se refiere al aumento o disminución del gradiente fluvial, el segundo a la respuesta fluvial con agradación o degradación dependiendo de la pendiente y, el tercero con el incremento o decrecimiento en la carga de sedimento que afecta a la zona aguas arriba de la zona subsidente con degradación en el canal y al sector aguas abajo con agradación en el lecho.

Los cambios en el nivel de base debidos a la subsidencia aceleran la degradación de los relieves circundantes y el aumento en la producción y transporte de sedimentos en los sistemas laterales al valle. En el valle del Gállego, los depósitos de terraza afectados por subsidencia aparecen asociados a depósitos de abanicos aluviales que igualmente se han engrosado por subsidencia sinsedimentaria. Estos abanicos aluviales se disponen generalmente cubriendo las llanuras aluviales contemporáneas a los mismos. En algunas áreas, la subsidencia y la migración lateral del río ha producido la disposición de los niveles de terraza en «sandwich», es decir, entre dos unidades de abanicos aluviales.

Las depresiones generadas por mecanismos de flexión y/o colapso presentan dimensiones que oscilan entre algunos metros (paleodolinas; Fig. 7E) y kilómetros (Fig. 7F). En las depresiones generadas por colapso se observan deformaciones de carácter distensivo en las zonas de borde con desarrollo de fracturas subverticales rellenas de arcilla, buzando ligeramente hacia el centro de la depresión. En las zonas centrales de los paleocolapsos pueden aparecer estructuras compresivas como «fallas inversas», antitéticas respecto a las estructuras distensivas, y pliegues apretados. En las canteras localizadas al norte de Juslibol (Corte II-H', Fig. 6), las fracturas subverticales se encuentran rellenas de arcilla, cuya composición mineralógica indica que provienen de lavado de los horizontes de suelo localizados en la superficie de la terraza.

Sin duda, la investigación realizada hasta la fecha en los sistemas fluviales del centro de la Depresión del Ebro permiten desmarcarse de los modelos tradicionales de evolución de terrazas de origen exclusivamente climático propuestos hasta fechas recientes. En el futuro, la investigación requiere la utilización de técnicas precisas de datación absoluta en depósitos aluviales cuaternarios para comprender en detalle este complejo paradigma, donde se debe de considerar tanto los diversos centros de subsidencia que se han desplazado espacialmente durante el Cuaternario, como las variaciones en el tiempo de las tasas de hundimiento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la disposición mostrada por Fernando Octavio de Toledo, Victor Arques y Gabriel Clemente quienes desinteresadamente han facilitado los datos geofísicos y de sondeos mecánicos utilizados en este trabajo. Los análisis paleomagnéticos se han realizado en un equipo criogénico del Instituto Jaume Almera (CSIC) en Barcelona. La enseñanza del instrumental y la discusión de los resultados paleomagnéticos por parte de José María Parés ha sido crucial en la datación relativa y el análisis magnetoestratigráfico de las secuencias aluviales. Este trabajo ha sido mejorado gracias a la revisión del manuscrito realizada por Alfonso Sopena (Instituto de Geología Económica, CSIC) y de Angel Martín Serrano (ITGE), y a las recomendaciones y las referencias bibliográficas enviadas por Anthony H. Cooper (British Geological Survey en Nottingham).

Zona	A	B	C
Proceso dominante	Dirección del flujo ----->		Área de subsidencia eje ↓
Arquitectura	degradación	GB → OF	agradación GB → (SB) → OF LA
Facies	Gm, Gt	Gm, Gp, Gt Fl	Gm, Gp, Gt St, Sl Fl, Fm, Fsc, Fcf
Principales características		Canales múltiples Depósitos potentes de inundación Glacis y abanicos aluviales laterales	Incremento de sinuosidad Inundación Áreas palustres
Modelo (según la clasificación de Miall, 1985)	Modelo 2: Numerosos canales amplios y someros de baja sinuosidad	Modelo 3: Ríos con lecho de gravas (trunk rivers)	Modelo 4: Ríos de grava con alta sinuosidad

Fig. 9.—Respuesta sedimentaria de los canales al fenómeno de subsidencia sinsedimentaria por disolución en el curso inferior del río Gállego.

Fig. 9.—Response of channels to solution subsidence in the lower reach of the Gállego river.

BIBLIOGRAFÍA

- BENITO, G. (1987), «Karstificación y colapsos kársticos en los yesos del sector central de la Depresión del Ebro», *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 61-76.
- (1989), *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Gállego*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 764 (inédito).
- y GUTIÉRREZ, M. (1987), «Karst in gypsum and its environmental impact on the Middle Ebro Basin (Spain)», en B. F. Beck y W. L. Wilson (eds.), *Karst Hydrology: Engineering and environmental applications*, A.A. Balkema, 137-142.
- y GUTIÉRREZ, M. (1988), «Karts in gypsum and its environmental impact on the middle Ebro Basin, Spain», *Environmental Geology and Water Sciences*, 12, (2), 107-111.
- y PÉREZ DEL CAMPO, P. (1991), «Sinkhole evolution in alluvial deposits within the Central Ebro Basin, Northeast Spain», en A. I. Johnson (ed.), *Land Subsidence*, International Association of Hydrological Sciences, Publ. núm. 200, 323-331.
- 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*, Teruel, vol. 2, 407-416.
- y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1994), «Quaternary subsidence and complex evolution of stream terraces within the Gállego River, Ebro Basin, NE-Spain», *Geological Society of America 1994 Abstracts*, vol. 26, núm. 7, A-218.
- PÉREZ DEL CAMPO, P., GUTIÉRREZ ELORZA, M. y SANCHO, C. (1995), «Natural and human-induced sinkholes on gypsum terrain and its environmental problems in NE Spain», *Environmental Geology*, 25, 156-164.
- BRUNNACKER, K. (1979), «Classification and stratigraphy of the Quaternary terraces of the lower Rhine», *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, Report t, Prague, 32-44.
- LÖSCHER, M., TILLMANN, W. y URBAN, B. (1982), «Correlation of the Quaternary terrace sequence in the Lower Rhine Valley and Northern Alpine Foothills of Central Europe», *Quaternary Research*, 18, 152-173.
- BULL, W. B. (1990), «Stream-terrace genesis: implications for soil development», en Knuepfer, P. L. K. y MacFadden, L. D. (eds.), *Soils and landscape evolution*, Proceedings of the 21st Binghamton Symposium in Geomorphology. Elsevier, 351-367.
- DOORNKAMP, J. C. y MUKANG, H. (1985), «Morphotectonic research in China and its application to earthquake prediction», *Progress in Physical Geography*, vol. 9, 3, 353-381.
- ESNAOLA, J. M., SANTOS, J. A., GIL, C. y MARQUÉS, L. A. (1991), *Memoria y Mapa Geológico de España. E: 1:50,000. Alagón (354)*, ITGE, Madrid, 79pp. (en prensa).
- GUTIÉRREZ, F. (1994a), *Geomorfología de la Región de Calatayud. El karst en yesos*, Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 302 pp. (inédito).
- (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 de España*, 133-147.
- (1995), «Synsedimentary and postsedimentary subsidence due to gypsum karstification and derived hazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain)», en F. B. J. Barends, F. J. J. Brouwer y F. H. Schröder (eds.), *Land Subsidence*, Balkema, Rotterdam, 47-57.

- (1996), «Gypsum karstification induced subsidence: effects on alluvial systems and derived geohazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain)», *Geomorphology*, 16, 277-293.
- GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J. L., SÁNCHEZ FABRE, M. (1985), «Dolinas aluviales en los materiales yesíferos de Villalba Baja (Teruel)», *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, vol. II, 427-438.
- JENNINGS, J. N. (1985), *Karst geomorphology*, Blackwell, 293pp.
- LENSÉN, G. J. y VELLA, P. (1971), «The Waiohine River faulted terrace sequence: Recent crustal movements», *R. Soc. New Zealand Bull.*, 9, 117-119.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. y MILLER, J. P. (1964), *Fluvial processes in Geomorphology*, W. H. Freeman and Company, 522 pp.
- LERÁNOZ, B. (1993), *Geomorfología y Geología Ambiental de la Ribera de Navarra*, Tesis Doctoral, University de Zaragoza, 521 pp. (inédito).
- MARKEWICZ, H. W. (1984), «Geomorphic evidence for Pliocene-Pleistocene uplift in the area of the Cape Fear Arch, North Carolina», en Morisawa, M. y Hack, J. T. (eds.), *Tectonic Geomorphology*, Binghamton, SUNY, Series, núm. 15, 279-297.
- MERRITS, D. J., VINCENT, K. R. y WOHL, E. E. (1994), «Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces», *J. Geoph. Res.*, vol. 99, núm. 87, 14031-50.
- MIAL, A. D. (1978), «Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary», en Miall A. D. (ed.), *Fluvial sedimentology*, Can. 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.
- MOISSENET, E. (1993), «L'âge et les deformations des terraces alluviales du fossa de Teruel», *2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, Madrid, ITGE (ed.), vol. 1, 267-279.
- MUKANG, H. (1984), «Tectonic geomorphology and its application to earthquake prediction in China», en Morisawa, M. y Hack, J. T. (eds.), *Tectonic Geomorphology*, The Binghamton Symposia in Geomorphology: International Series, núm. 15, 367-386.
- OCTAVIO DE TOLEDO, F. (1986), *Estudio geofísico de la terrazas aluviales del río Gállego*, Servicio Geológico de Obras Públicas, 28 pp. (inédito).
- (1988a), *Acuífero aluvial del río Gállego en el área desembocadura*, MOPU, 26pp. (inédito).
- (1988b), *Estudio geofísico del aluvial del río Gállego. Zona de Zuera-Villanueva de Gállego (Zaragoza)*, MOPU, 21 pp. (inédito).
- ORTÍ, F. (1990), «Observaciones sobre la Formación Zaragoza y unidades evaporíticas adyacentes (Mioceno Continental)», en Ortí Cabo, F. y Salvany Duran, J. (eds.), *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie*, 117-119.
- OUCII, S. (1985), «Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 504-515.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1971), «Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar)», *Estudios Geológicos*, vol. 27, 317-324.
- PINILLA, L., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., SOPENA, A. y PARÉS, J. M. (1995), «Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la

- Cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo)», en Aleixandre, T. y Pérez-González, A. (eds.), *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*, Monografías 3, Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Madrid, 125-140.
- PONJACK, E. (1940), «Deposition of calcium sulfate from sea water», *Amer. J. Sci.*, 238, 559-568.
- QUIRANTES, J. (1978), *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*, Inst. Fernando el Católico, CSIC, Zaragoza, 200 pp.
- SAUQUILLO, A., LÓPEZ CAMACHO, B. y OCTAVIO DE TOLEDO, F. (1976), *Estudio hidrogeológico de las terrazas de los ríos Ebro y Gállego en la zona de influencia de Zaragoza*, MOPU, Confederación Hidrográfica del Ebro, 118 pp.
- SCHUMM, S. A. (1977), *The fluvial system*, John Wiley & Sons, Inc. New York, 338 pp.
- (1986), «Alluvial river response to active tectonics», *Active tectonics*, National Academic Press, 80-94.
- SORIANO, M. A. y SIMÓN, J. L. (1995), «Alluvial dolines in the central Ebro Basin: a spatial and developmental hazard analysis», *Geomorphology*, 11, 295-309.
- STARKEL, L. (1987), «Long-term and short-term rhythmicity in terrestrial landforms and deposits», en Rampino, R. M., Sanders, J. E., Newman, W. S. y Königsson, L. K. (eds.), *Climate: History, periodicity and predictability*, 323-332.
- SWEETING, M. M. (1972), *Karst landforms*, Macmillan Press, 362pp.
- TORRESCUSA, S. y KLIMOWITZ, J. (1990), «Contribución al conocimiento de las evaporitas miocenas (Fm. Zaragoza) de la Cuenca del Ebro», en Ortí Cabo, F. y Salvany Duran, J. (eds.), *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie*, 120-122.
- ZUIDAM, R. A. Van (1976), *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain*, Int. Inst. of Aerial Survey and Earth Sc. (ITC) 211 pp., Enschede.

Manuscrito recibido: 26-6-1996

Manuscrito aceptado: 18-10-1996