CORRELACION Y EVOLUCION CUATERNARIA DEL SISTEMA FLUVIAL SEGRE-CINCA EN SU CURSO BAJO (PROVS. DE LERIDA Y HUESCA)[1]

PEÑA MONNE, J. L.* y SANCHO MARCEN, C.**

* Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.
** Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

RESUMEN

En este trabajo se analizan los niveles de terraza de los ríos Segre, Cinca y Noguera Ribagorzana, estableciéndose una correlación general basada en la existencia de once etapas acumulativas y asignándoles una cronología cuaternaria. Por otra parte, se estudian las características morfológicas y los rasgos evolutivos de los niveles aluviales, así como la problemática que plantean en su correlación.

Palabras clave: Depresión del Ebro, niveles de terraza, Pleistoceno, correlación.

ABSTRACT

Terrace levels of the Segre, Cinca and Noguera Ribagorzana rivers are analized. A general correlation based on eleven quaternary acumulative periods is stablished. Problems of this correlation and evolutive and morphological features of the aluvial levels are studied.

Key words: Ebro basin, terrace levels, Pleistocene, correlation.

INTRODUCCION

El curso bajo de los ríos Segre y Cinca se localiza en el NE de la Depresión del Ebro, situándose la parte alta de sus cuencas en la vertiente sur del Pirineo centroriental (Fig. 1). La zona objeto de estudio, por la cual discurren los tramos finales del sistema fluvial Segre-Cinca, ocupa un área deprimida cuyas alturas oscilan entre los 70 (zona de confluencia de ambos ríos poco antes de desembocar en el Ebro) y los 420 m (Cerro de las Brujas, al NNE de Albalate de Cinca). Corresponde a las comarcas del Bajo Cinca, La Litera , Plá de Lleida y de Urgell, repartidas entre las provincias de Huesca y Lérida. Esta depresión está enmarcada por los relieves del Anticlinal de Barbastro al N y las Plataformas Centrales Carbonatadas de la Depresión del Ebro, al S.

Desde el punto de vista geológico, está región se caracteriza por la existencia de facies continentales típicas de abanicos aluviales procedentes de los orógenos circundantes (Pirineos, Catalánides e Ibérica). Se trata de depósitos distales pertenecientes a las formaciones Urgell y Sariena. La primera, de edad oligocena, se extiende por el sector leridano y forma parte de la Molasa de Solsona (RIBA *et al.*, 1975) proveniente del área pirenaica, pasando lateralmente a las Calizas de Tárrega (RIBA, 1967) y de Mequinenza (RIBA, 1971). Litológicamente la Formación Urgell se compone de arcillas y margas con

[1] Proyecto de la CAICYT PB 85-0392

paleocanales arenosos. La Formación Sariena, de edad miocena, ocupa el somontano oscense, tiene origen pirenaico y lateralmente se indenta con los niveles carbonatados de la Formación Alcubierre (QUIRANTES, 1969). Básicamente está constituída por una alternancia de margas y areniscas con intercalaciones de calizas. En ambos casos se trata de litofacies pertenecientes a ambientes de "bajada" que se relevan espacial y temporalmente, coincidiendo con el depocentro molásico de la Depresión del Ebro que se va desplazando durante el Oligo-mioceno desde el sector catalán hasta los Monegros (RIBA *et al.*, 1983).

La labilidad de los materiales de estas dos formaciones ha permitido una sobrexcavación fluvial desde finales del Neógeno, resultando una depresión erosiva limitada al S por los relieves estructurales (cuestas y plataformas) modelados en las formaciones carbonatadas anteriormente mencionadas (Sierra de Ontiena y La Segarra-Garrigues). El límite septentrional viene marcado por la estructura anticlinal de Barbastro-Balaguer formada por un núcleo de yesos (Formación Barbastro) del Eoceno superior-Estampiense inferio, rodeado por areniscas de la Formación Peraltilla, perteneciente al Oligoceno.

El objetivo de este trabajo consiste en el análisis de los niveles aluviales que constituyen la divisoria de aguas de los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana-Segre. Para ello es preciso revisar, en primer lugar, los criterios utilizados en la caracterización y ordenación de estos niveles, de cara a establecer una correlación general, clarificar su situación morfológica, sedimentaria y cronológica, así como proponer una evolución paleogeográfica de conjunto.

CARACTERISTICAS DE LOS NIVELES ALUVIALES

Tanto las acumulaciones aluviales ligadas a los ríos Cinca, Noguera Ribagorzana y Segre, como las de sus afluente, ocupan una extensión considerable en este sector de la Depresión del Ebro. Desde los aos 20 se han venido desarrollando diferentes trabajos encaminados a definir las características de estos niveles, especialmente en los Llanos de Urgell y Lleida. Un primer grupo de trabajos son los de PANZER (1926 y 1933), CHEVALIER (1928), SOLE y FONT (1929), SOLE y LLOPIS (1946), SOLE (1946 y 1953 a y b), de carácter descriptivo y de escasa precisión cartográfica. Para estos autores los niveles altos deben ser considerados como "niveles de piedemonte", totalmente separados de la dinámica fluvial cuaternaria de los ríos principales y les otorgan una edad pliocena o precuaternaria. En una segunda etapa, y abarcando extensiones mayores, se realizan trabajos que determinan de modo más preciso el significado geomorfológico de las terrazas fluviales y su situación espacial y temporal (BOMER, 1978 y 1979; CALVET, 1980 y PEÑA, 1983).

Un primer intento de correlación de los niveles aluviales del piedemonte surpirenaico ha sido llevada a cabo por ALBERTO *et al.* (1983). Estos autores consideran los niveles altos como "acumulaciones pliocuaternarias", denominación ya utilizada por PEÑA (1983) en el piedemonte de Lérida. Distinguen tres niveles generales pliocuaternarios situados por encima de los 90 m, que pueden diferenciarse de los propiamente cuaternarios utilizando una serie de criterios. En primer lugar aparecen modelados en glacis, ocupando las áreas interfluviales. Están desconectados de la red hidrográfica actual y topográficamente se encuentran por encima de las terrazas fluviales cuaternarias. La morfología superficial triangular, la pendiente y las estructuras internas de los materiales detríticos son propias de abanicos aluviales. A techo presentan fuertes encostramientos. Estas facies y características son semejantes a las analizadas en otras formaciones peninsulares datadas como pliocuaternarias, por lo que se les asigna esa edad.

Estos mismos criterios son utilizados por SANCHO (1985 y 1986) y RODRIGUEZ (1986) para distintos sectores del piedemonte pirenaico y central de la provincia de Huesca.

Posteriormente PEÑA (1988),en el valle del Segre, y SANCHO (1988), en el valle del Cinca, revisan los intentos de correlación anterior y de ordenación de los niveles, proponiendo un único modelo evolutivo de terrazas fluviales escalonadas, denominando a las más antiguas "niveles culminantes". Esto supone la utilización de nuevos criterios en los que se abandona la anterior tendencia a considerar dichos niveles separadamente, como anteriores a la jerarquización de la red fluvial.

El estudio detallado de los niveles aluviales culminantes, tanto en su estructura sedimentaria, como en su pendiente y morfología superficial permite interpretarlos dentro de un contexto fluvial similar al causante del desarrollo de los niveles bajos de terraza.

Las estructuras sedimentarias se pueden enmarcar en un ambiente fluvial braided que no tiene por qué relacionarse necesariamente con un sistema de abanicos aluviales. Por otra parte, la realización de perfiles longitudinales de dichos niveles y el cálculo de sus pendientes, donde se manifiesta una constancia en los valores, sin incrementos hacia los supuestos ápices, lleva a idénticos resultados que para los niveles bajos de terraza. Además, la morfología triangular, que inducía a interpretar estos niveles como abanicos aluviales, se debe fundamentalmente a la acción protectora de las plataformas y cuestas estructurales existentes en las áreas distales y a la acción erosiva de cursos secundarios que los han dejado aislados a modo de plataformas interfluviales.

Finalmente, la cartografía detallada de los diferentes retazos de terrazas conservados y la prolongación de los perfiles en dirección hacia los ríos principales muestra

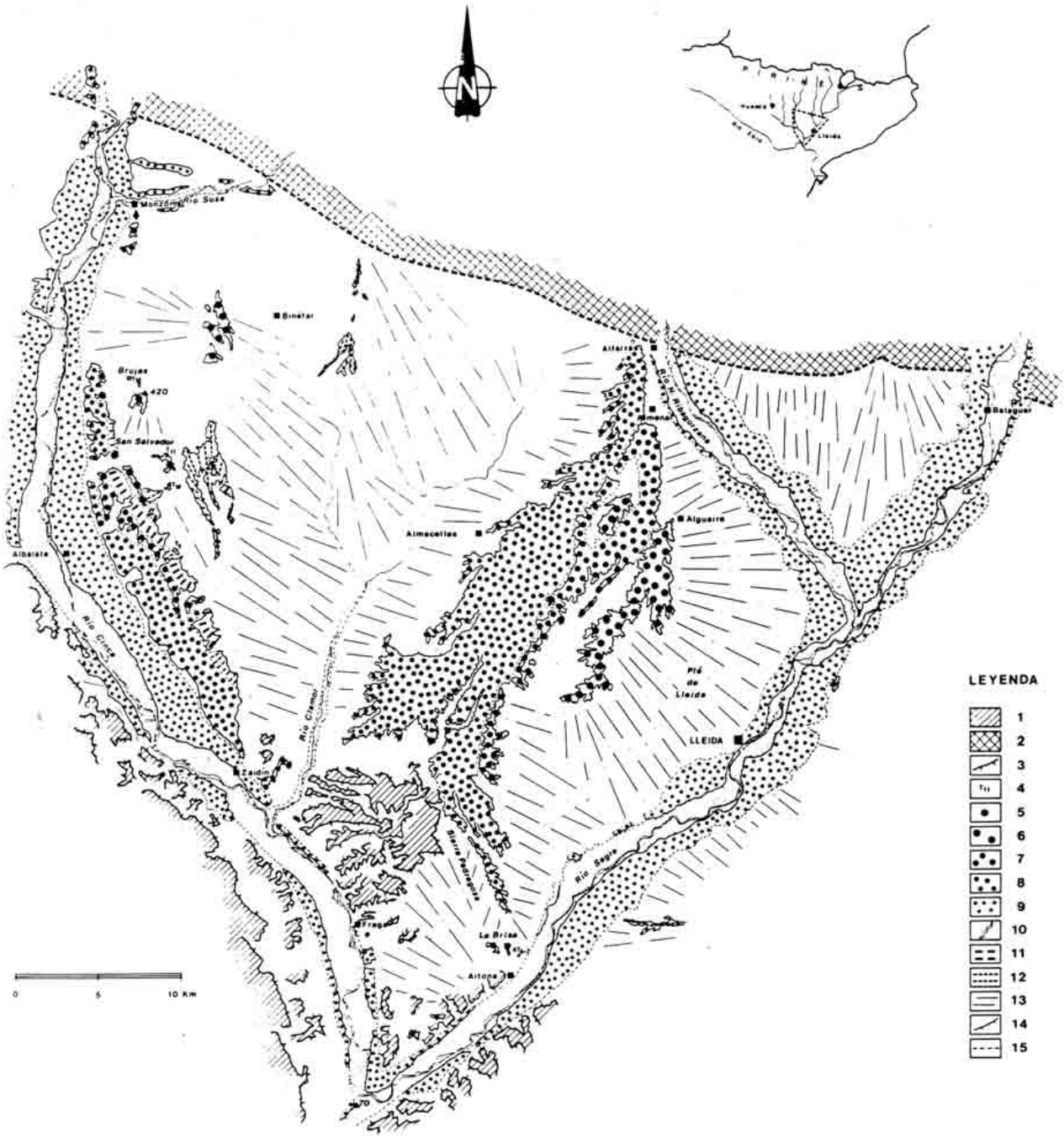

Fig. 1. Esquema geomorfológico de los depósitos cuaternarios del curso bajo del sistema fuvial Segre-Cinca y mapa de situación. 1: Relieves estructurales terciarios. 2: Superficie de erosión culminante del Anticlinal de Barbastro. 3: Escarpes estructurales. 4: Cauce actual - Terraza T1. 5: Terrazas T2, T3, T4 y T5. 6:Terraza T6-7. 7: Terraza T8. 8: Terraza T9. 9: Terraza T10. 10: Terraza T11. 11: Glacis G8. 12: Glacis G6-7. 13: Glacis G1, G2, G3, G4 y G5. 14: Escarpe en depósitos cuaternarios. 15: Conexión entre formas.

que incluso algunos niveles culminantes llegan a empalmar con niveles considerados tradicionalmente como cuaternarios. Así sucede con el nivel 6-7 de terraza del Noguera Ribagorzana que había sido considerado un glacis pliocuaternario y que, sin embargo, enlaza con la terraza de 90 m, tanto del río Segre como del Cinca (Fig. 1).

En función de los criterios sealados, se pueden diferenciar once niveles de terraza en el curso bajo del Cinca, muy bien desarrollados en la orilla izquierda entre Albalate y Zaidín. En el río Noguera Ribagorzana se han localizado ocho niveles agrupados en dos conjuntos debido al cambio producido por una captura entre la sedimentación de las terrazas 6 y 5. El río Segre únicamente conserva seis niveles de terrazas a lo largo de su curso medio y bajo. Todos estos niveles presentan una composición litológica similar, de procedencia pirenaica, dominando las gravas que se estructuran de modo masivo o mediante estratificaciones cruzadas de tipo planar o en surco. Son frecuentes las intercalaciones de arena con idéntica estratificación y además es posible diferenciar rellenos de morfologías canaliformes, barras longitudinales y cuerpos arcillosos desecados que engloban cantos aislados, observándose algunas superficies de reactivación (Fig. 2). Las principales diferencias se observan en el grado de encostramiento, apareciendo una clara gradación entre los niveles culminantes, con horizontes de caliches de hasta 1,5 m, y los niveles inferiores, que aparecen sin cementar. También es distinta la potencia del depósito, que varía entre 1 y 5 m en los niveles inferiores y de 3 a 8 m en los culminantes, aunque localmente (por ejemplo en Alfarrás) el espesor puede alcanzar los 20 m.

CORRELACION GENERAL DE LAS TERRAZAS FLUVIALES

A partir de la altimetría de los niveles de terraza respecto al cauce actual se puede establecer una correlación para cada uno de los cursos fluviales principales (Cuadro 1) y proponer una correlación general para todo el conjunto, basada en las coincidencias altimétricas observadas.

Como ya se ha indicado, en el curso bajo del río Cinca se reconocen once terrazas que presentan un desarrollo longitudinal muy continuo, bien conservadas debido a la disposición asimétrica que ocupan en la orilla izquierda del río. No obstante surgen algunos problemas entre los niveles 6 y 7, motivados por la escasa diferencia altimétrica existente entre ellos, sobre todo en los casos en que únicamente está representada una de las terrazas. El nivel 11, dado su reducido afloramiento y su escasa diferencia de altura con el T10, plantea algunas dudas respecto a su generalización como nivel independiente. Este sistema de terrazas, en sus niveles inferiores, puede hacerse extensivo al río Alcanadre, afluente del Cinca y nivel de base de buena parte del somontano oscense (SANCHO, 1988).

En el río Segre solamente se conservan seis niveles de terraza, número que aparece con una cierta constancia a lo largo de toda su cuenca y de su afluente el Noguera Pallaresa. Idéntica seriación de niveles se observa en los abanicos aluviales y terrazas de los afluentes del Segre que configuran el Plá d'Urgell (PEÑA, 1988).

	CINCA	NOG. RIBAG.	SEGRE
T1	2-3	1.5-8	1.5-2
T2	10	10	10
T3	20	20	18-20
T4	45	35-40	35-40
T5	60	50-65	60
T6	85-90	90-100	80-90
T7	100-105		
T8	115-120	115-120	
T9	150	150	
T10	190		
T11	200		

Cuadro 1. Correlación altimétrica entre las terrazas de los ríos Cinca, Noguera Ribagorzana y Segre.

En el Noguera Ribagorzana se diferencian ocho niveles, de los cuales los cinco inferiores aparecen marginando el valle actual del río entre Alfarrás y su confluencia con el Segre. Las terrazas superiores conforman un extenso interfluvio entre estos ríos y el valle del barranco Clamor; corresponden a los niveles aluviales depositados por el Noguera Ribagorzana antes de ser capturado hacia su posición actual. Pese a esta circunstancia, existe una clara correlación altimétrica de todas estas acumulaciones con las respectivas del Segre y Cinca. Además esta correlación queda confirmada por la conexión directa existente entre el nivel 6-7 del Noguera Ribagorzana y la terraza 6 del río Segre a través de la Sierra Pedregosa y de la Sierra de la Brisa, al N de Aitona. Por otro lado, se establece una correlación idéntica con la terraza 7 del río Cinca en Zaidín. En definitiva el nivel 6-7 del Noguera Ribagorzana constituye el nexo de unión cuaternario entre los tres sistemas de terrazas (Fig. 2). Su denomina-

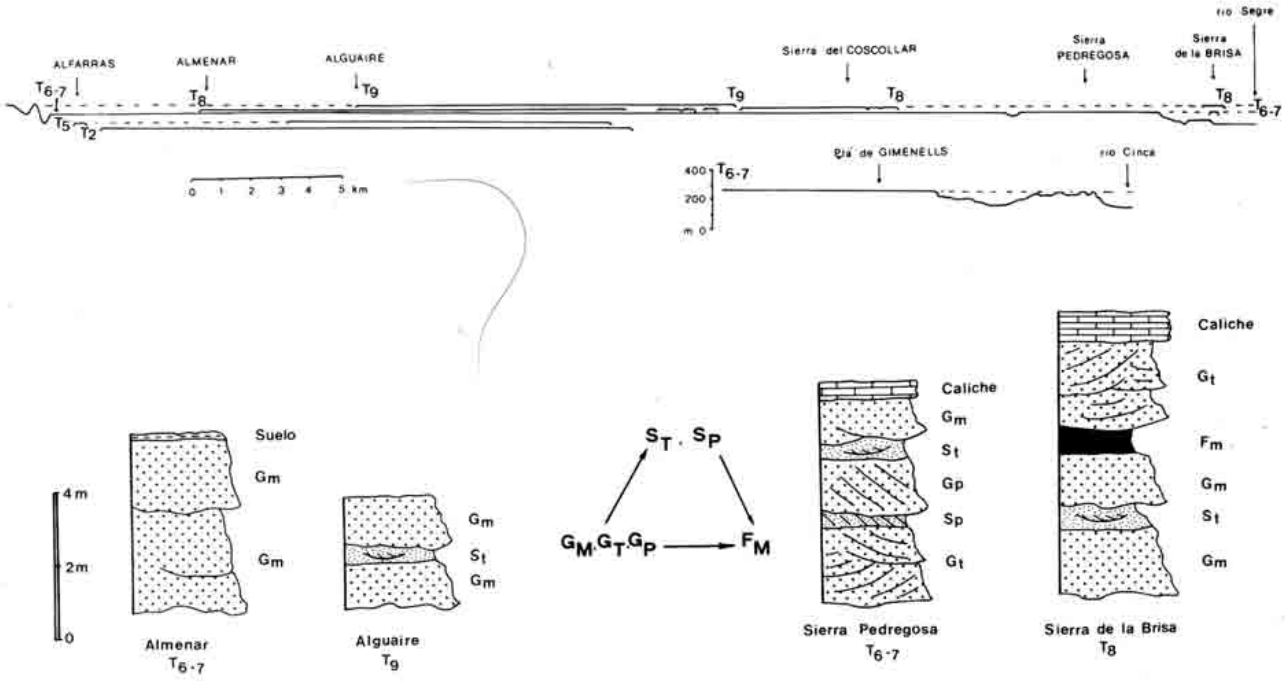

Fig. 2. Perfiles longitudinales de los niveles culminantes del Noguera Ribagorzana y su enlace con las terrazas del Segre y Cinca. Algunos cortes estratigráficos y sedimentológicos de estos niveles. Gm: gravas masivas; Gt: gravas con estratificación cruzada en surco; Gp: gravas con estratificación cruzada planar; St: arenas con estratificación cruzada en surco; Sp: arenas con estratificación cruzada planar y Fm: lutitas.

ción (T6-7) se debe a que este nivel, que constituye el más bajo de los culminantes, presenta un claro desdoblamiento en el río Cinca y pequeos desniveles internos en el sector distal del Noguera Ribagorzana, pese a lo cual la correlación es perfectamente válida. También se puede relacionar de forma casi directa el nivel 8 del Noguera Ribagorzana y el afloramiento culminante de la Sierra de la Brisa, situado a la misma altura (115-120 m) y que, tal vez, pueda corresponder a un nivel común con el río Segre.

A partir de esta correlación se puede generalizar una serie de etapas acumulativas y de incisión cuaternarias para un amplio sector de la Depresión del Ebro. Sería conveniente analizar otras áreas con importantes acumulaciones cuaternarias para confirmar y extender aun más las correlaciones establecidas, aunque es difícil encontrar otros ríos de la cuenca del Ebro que conserven tal cantidad de niveles acumulativos.

El significado climático que representa cada una de las etapas diferenciadas nos da idea de la complejidad evolutiva de las alternancias climáticas pleistocenas, que en algunas interpretaciones habían llegado a simplificarse excesivamente. La ausencia de dataciones precisas de estos niveles nos impide situar cronológicamente cada uno de los periodos climáticos causantes de los cambios dinámicos observados en la actividad fluvial. En cualquier caso, los escasos restos arqueológicos localizados en conexión con estos niveles en el río Femosa, al S del Plá d'Urgell, así como en el abanico del río Farfaña y en la terraza del Segre en la Roca dels Bous, al N de Balaguer, permiten establecer una secuencia cronológica relativa PEÑA (1988). Los niveles 1, 2 y 3 pertenecen claramente al Pleistoceno superior, los niveles 4 y 5 al Pleistoceno medio y todos los niveles anteriores al 5 deben ser considerados del Pleistoceno inferior, sin poder realizar mayores precisiones. Como ya hemos indicado, la anterior denominación cronológica de niveles pliocuaternarios asignada a aquellas acumulaciones situadas por encima del nivel 6, debe ser definitivamente modificada, ya que pueden pertenecer perfectamente al Pleistoceno inferior.

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

El encajamiento de la red fluvial sobre los materiales terciarios de la Depresión del Ebro, provocado por las últimas reactivaciones tectónicas y el exorreismo de la red hacia el Mediterráneo, produjo a lo largo del Neógeno superior los rasgos esenciales del relieve, creándose unos sectores de plataformas estructurales en el centro de la Cuenca y unas áreas de sobrexcavación en los materiales más lábiles, que constituyen las hoyas y depresiones del

margen septentrional. Los ríos pirenaicos, como respuesta a las fluctuaciones climáticas que se suceden a lo largo del Pleistoceno, han mantenido una constante excavación en esas mismas cuencas erosivas, alternando con fases de deposición de terrazas fluviales, que constituirían a su vez los niveles de base de una amplia red de afluentes convergentes hacia los cauces principales. Aunque han podido existir etapas anteriores de las que no se ha conservado registro sedimentario, se reconocen once períodos acumulativos en alturas relativas decrecientes desde los 200 m hasta el cauce actual, cuya cronología parece situarse en el Pleistoceno inferior para los niveles culminantes, y aunque desconocemos la verdadera posición cronológica de los niveles más altos, no se observan rupturas morfológicas y sedimentológicas suficientes como para asignarlos al Pliocuaternario.

A nivel de detalle se deducen ciertos cambios en la disposición de la red fluvial a lo largo de la evolución cuaternaria como consecuencia de variaciones en la dirección de drenaje o de desplazamientos laterales de los cauces. El río Cinca ha migrado hacia el W unos 10 km desde la sedimentación de la terraza 11, sin que se hayan reconocido controles tectónicos como causa generadora.

Esta misma dirección de desplazamiento se observa en el río Noguera Ribagorzana para sus niveles culminantes, valorable en 8 km; a partir del nivel 6-7 en que el río enlazaba simultáneamente con el Cinca y el Segre, se produjo la captura del Noguera Ribagorzana por parte de un pequeo tributario del río Segre, a la altura de Alfarrás. Por otra parte los afluentes del río Segre en los Llanos de Urgell se han caracterizado por la sedimentación de grandes abanicos con constantes cambios en la dirección de fluencia. Todas estas variaciones en el dispositivo sedimentario de los cursos bajos de estos ríos han permitido una mayor redistribución de los sedimentos cuaternarios, tapizando la mayor parte de la superficie de estas áreas deprimidas.

La evolución morfológica de los niveles cuaternarios se ha caracterizado por una contínua inversión de relieve, producida por la excavación de depresiones de contacto, que ha dejado aisladas las terrazas más altas debido a su mayor resistencia con respecto a los materiales arcillosos oligomiocenos del sustrato. Esta disposición sedimentaria y morfológica de algunos de los niveles de terraza conservados dificulta notablemente las correlaciones e incluso su asignación a unos ríos concretos, debido a su alejamiento y posición residual. Esto obliga a realizar perfiles longitudinales para intentar enlazar cada retazo con el sistema general de terrazas y a identificar los niveles por sus características litológicas y sedimentológicas. La dificultad de estas correlaciones se ve incrementada por la falta de dataciones absolutas y la escasez de cualquier otro tipo de información cronológica.

BIBLIOGRAFIA

ALBERTO, F.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.J.; MACHIN, J.; MELENDEZ, A.; PEÑA, J.L.; POCOVI, A. y RODRIGUEZ, J. (1983): El piedemonte pliocuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). *Geographicalia*, 18, 109-126.

BOMER, B. (1978): *Le bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Etude géomorphologique.* Thèse Doctorat Univ. de Caen, 665 p.(Ined.).

BOMER, B. (1979): Les piedmonts du Bassin de l'Ebre (Espagne). *Méditerranée*, 3, 19-25.

CALVET, J. (1980): *Relaciones entre la evolución geomorfológica cuaternaria de la Depresión Central Catalana (Segarra y Plá d'Urgell) y del valle del Segre.* Fundación J. March,102 p. Madrid (Ined.).

CHEVALIER, M. (1928): *El paisaje de Catalunya.* Ed. Barcino, 198 p. Barcelona.

PANZER, W. (1926): Talentwicklung und eiszeitklima in nordöstlichen Spanien. *Abh. der Sencken. Natur. Geseelschaft*, 39 (3). Trad. esp. en *Est. Geográficos*, 30, 79-130. Madrid.

PANZER, W (1933): Die entwicklung der Täler Kataloniens. *Assoc. Et. Geol. Médit. Occidentale*, 3 (21), 36 p. Barcelona.

PEÑA, J.L. (1983): *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico.* Instituto de Estudios Ilerdenses, 373 p. Lérida.

PEÑA, J.L. (1988): *Las acumulaciones cuaternarias de los llanos leridanos. Aspectos generales e itinerarios de campo.* Curso de iniciación a la Geoarqueología. Instituto de Estudios Ilerdenses, 81 p. Lérida.

QUIRANTES, J. (1969): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros.* Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 117 p. (Plub. en1978 por la Institución Fernando el Católico, 200 p. Zaragoza).

RIBA, O. (1967): Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la depresión central catalana. *Acta Geol. Hisp.*, 2 (1), 3-8. Barcelona.

RIBA, O. (1971): *Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Memoria y Hoja nº 33 (Lérida).* I.G.M.E., 31 p. Madrid.

RIBA, O.; MALDONADO, A. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1975): *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Memoria y Hoja nº 329 (Pons).* I.G.M.E., 47 p. Madrid.

RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. *Libro Jubilar J.M. Ríos,* T. II, 131-159. I.G.M.E. Madrid.

RODRIGUEZ, J. (1986): *Geomorfología de las Sierras exteriores oscenses y su piedemonte.* Colección de Estudios Altoaragoneses, 4. Instituto de Estudios Altoaragoneses , 172 p. Huesca.

SANCHO, C. (1985): El piedemonte pliocuaternario en la región del Cinca (Provs. de Huesca y Lérida): depósitos y evolución. *I Reunión del Cuaternario Ibérico,* II, 381-392. Lisboa.

SANCHO, C. (1986): Geomorfología de la región Albalate de Cinca-Candasnos (Prov. de Huesca). *Cuadernos de Investigación Geográfica,* T. XII (1,2), 39-58.

SANCHO, C. (1988): *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca.* Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 743 p. (Ined.).

SOLE, L. (1946): Problemas morfológicos del Llano de Lérida. *Ilerda,* 6, 7-22.

SOLE, L. (1953 a): Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona,* XXXI (7), 239-259.

SOLE, L. (1953 b): El piedemonte de Lérida y las terrazas deformadas de sus ríos. *Ibérica,* 18, 425-428 y 439. Barcelona.

SOLE, L. y FONT, J.M. (1929): Las terrazas del Segre en las inmediaciones de Lérida. *Publ. Inst. Geol. y Topogr. Diput. Prov. Barcelona,* II, 7 p. Barcelona.

SOLE, L. y LLOPIS, N. (1946): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Memoria y Hoja nº 360 (Bellvis).* I.G.M.E., 54 p. Madrid.