

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d'Ánglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

CONSIDERACIONES SOBRE EL FINAL DEL RELLENO ENDORREICO DE LAS FOSAS DE CALATAYUD Y TERUEL Y SU PASO AL EXORREÍSMO. IMPLICACIONES MORFO- ESTRATIGRÁFICAS Y ESTRUCTURALES

Gutiérrez Santolalla, F.¹, Gracia Prieto, F.J.² y Gutiérrez Elorza, M.¹

¹ Dpto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

² Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Apdo. 40. Polígono del Río San Pedro. 1150 Puerto Real . Cádiz.

RESUMEN

Se pone en evidencia como la edad de la Superficie de Erosión Fundamental y el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel, en la Cordillera Ibérica, no es un evento isócrono, sino variable en ambas depresiones y en distintos sectores de una misma. La información geomorfológica y estratigráfica demuestra como la captura de una depresión endorreica y su paso al exorreísmo es un proceso gradual en el espacio y en el tiempo, sin que necesariamente esté relacionado con estímulos tectónicos o climáticos. Así un intervalo de tiempo post-captura puede estar representado en distintos sectores de una fosa por sedimentos endorreicos, hiatos erosivos o de no depósito y depósitos aluviales exorreicos. Por otra parte se cuestiona la cronoestratigrafía tradicional de los mantos aluviales depositados en condiciones exorreicas. Finalmente se esboza la evolución espacio-temporal de la captura y paso al exorreísmo de las fosas de Calatayud y Teruel y de las semifosas pliocuaternarias del sector central de la Cordillera Ibérica.

Palabras clave: Cordillera Ibérica, Fosas de Calatayud y Teruel, semifosas pliocuaternarias, captura, exorreísmo

ABSTRACT

It is shown how the age of the "Fundamental Erosion Surface" and the end of the endorheic infill of Calatayud and Teruel grabens, in the Iberian Range, is not isochronous, but variable between both basins and among different sectors of a certain one. Both, geomorphological and stratigraphical evidences demonstrate how the capture of an endorheic basin and its transition to exorheic conditions is a gradual process, which not necessarily has to be related with tectonic or climatic

factors. A post-capture time span may be represented in different sectors of a graben by endorheic sediments, erosional and nondepositional hiatus and alluvial exorheic deposits. On the other hand, the traditional chronostratigraphy of the alluvial fans deposited under exorheic conditions is argued. Finally, the space and time evolution of the capture and transition to exorheic conditions in Teruel and Calatayud grabens and in the Plioquaternary halfgrabens of the central sector of the Iberian range is outlined.

Key words: Iberian Range, Calatayud and Teruel Grabens, Plioquaternary halfgrabens, capture, exorheism

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Ibérica constituye una cadena de intraplaca generada por la inversión tectónica de un sistema de cuencas mesozoicas como consecuencia de la convergencia y colisión de las placas Euroasiática, Ibérica y Africana durante la compresión alpina (ALVARO *et al.*, 1979; VEGAS y BANDA, 1982; CAPOTE, 1983; GUIMERA, 1984; CAPOTE y DE VICENTE, 1989; ALVARO, 1995). En el sector central de la Cordillera Ibérica, durante el Mioceno inferior y medio, el régimen compresivo pasa gradualmente a extensional. Se inicia un proceso de *rifting* que compartimenta la Cadena en bloques, generando, mediante la reactivación de fracturas de zócalo, depresiones tectónicas superpuestas a las estructuras alpinas previas. Diversos autores han puesto de manifiesto como el tránsito del régimen compresivo al distensivo se llevó a cabo de forma progresiva, mediante un intercambio en la orientación de los ejes s_1 y s_2 (SIMON, 1983a y b, 1984a y b; 1986; 1989; CASAS y SIMON, 1986; GUIMERA, 1984; CAPOTE y DE VICENTE, 1989). La generación de estas fosas se circunscribe dentro de un proceso general de *rifting* que afecta al Mediterráneo occidental y que es a su vez, el responsable de la generación de las cuencas de Valencia y Alborán (VEGAS *et al.*, 1979; VEGAS y BANDA, 1982; SIMON, 1983b, 1984a, 1989; CAPOTE y DE VICENTE, 1989; ANADON *et al.*, 1989a, b; ANADON y ROCA, 1996). VEGAS (1992) relaciona la génesis de estas cuencas con la migración hacia el Oeste del bloque de Alborán y al giro antihorario del bloque Corso-Sardo. ANADON y ROCA (1996) interpretan las cuencas y fosas neógenas del NE peninsular como cuencas de *back-arc* relacionadas con la subducción de la placa Africana bajo la placa Ibérica.

Aunque en el sector central de la Cordillera Ibérica la tectónica distensiva ha actuado de forma continuada desde el Mioceno medio hasta la actualidad (etapa postorogénica), tradicionalmente se diferencian dos episodios distensivos principales.

En el Mioceno inferior-medio actúa el primer episodio distensivo, generando las fosas de Calatayud, con dirección ibérica (NW-SE) y de Teruel, con orientación oblicua a la de la Cadena (NNE-SSW) (Fig. 1) y paralela al sistema de fosas de la franja litoral y prelitoral mediterránea. El relleno de ambas fosas se llevó a cabo en régimen endorreico, mediante sistemas de

abanicos aluviales relacionados distalmente con medios lacustres y palustres con sedimentación evaporítica y carbonatada. A grandes rasgos, ambas depresiones tectónicas presentan carácter de semifosa, encontrándose las facies evaporíticas y carbonatadas desplazadas hacia el margen oriental más activo (JULIVERT, 1954; GAUTIER *et al.*, 1972; MOISSENET, 1979, 1983, 1989; PEÑA *et al.*, 1981; SIMON, 1983b, 1984a; PEÑA *et al.*, 1984; GUTIERREZ, 1994a).

Con la colmatación de las fosas de Calatayud y Teruel en condiciones endorreicas, concluye la generación de una extensa superficie de erosión denominada Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA *et al.*, 1984; GRACIA *et al.* 1988; GUTIERREZ y PEÑA, 1989, 1994). La edad de la etapa final de elaboración de esta superficie, en cada fosa, es correlativa a los sedimentos calcáreos culminantes con los que enrasa. La colmatación de las fosas de Calatayud y Teruel no fue sincrónica (MOISSENET, 1982; GRACIA *et al.*, 1995; ANADON y MOISSENET, 1996). En la Fosa de Calatayud los sedimentos calcáreos más recientes del relleno endorreico son de edad Rusciniense inferior (Plioceno inferior). En la Fosa de Teruel la sedimentación carbonatada se prolongó hasta el Plioceno superior.

El segundo episodio distensivo importante tiene lugar en el Plioceno superior y es responsable de las principales morfo-estructuras que constituyen el relieve actual de la Cadena. Esta pulsación tectónica deformó la Superficie de Erosión Fundamental generando grandes abombamientos y depresiones tectónicas (OLIVE *et al.*, 1982; SIMON, 1983b, 1984a, 1989, 1991; PEÑA *et al.* 1984; GRACIA *et al.*, 1988, 1995; GUTIERREZ y PEÑA, 1989, 1994). Se reactivan las depresiones neógenas preexistentes (fosas de Calatayud y Teruel y Depresión de La Puebla de Valverde-Sarrión) y se originan diversas depresiones de nueva generación, como las del Jiloca, Gallocanta, Daroca (GRACIA, 1990, 1992, 1993) y posiblemente la de Munébrega (GUTIERREZ, 1994a). Todas estas depresiones tectónicas adquieren carácter de semifosa, quedando limitadas por fallas normales de dirección NW-SE en su margen oriental (Fig. 1). Esta desnivelación desencadena un nuevo ciclo de relleno en las depresiones, desarrollándose sistemas de abanicos aluviales y medios lacustres-palustres en el caso de las semifosas del Jiloca y Gallocanta (GRACIA, 1990). En las fosas de Calatayud y Teruel, el depósito de estos mantos aluviales con morfología de glacis tuvo lugar tras el paso al exorreísmo de estas depresiones. Con posterioridad, los sistemas aluviales a lo largo del Cuaternario se han encajado en el relleno de algunas de estas fosas, desarrollando secuencias escalonadas de glacis-terrazas y configurando el relieve que actualmente presenta el interior de estas depresiones.

En el ámbito de las depresiones tectónicas del sector central de la Cordillera Ibérica, la actividad tectónica distensiva ha seguido actuando a lo largo del Plioceno superior y Cuaternario, como demuestran las deformaciones que afectan a depósitos y formas recientes (MOISSENET *et al.*, 1974; ADROVER *et al.*, 1978; CAPOTE *et al.*, 1981; OLIVE *et al.*, 1982; MOISSENET, 1982, 1983, 1984; GUTIERREZ *et al.*, 1983a, 1983b; SIMON, 1983b, 1984a; PEÑA *et al.*, 1984; BURILLO *et al.*, 1985; SANCHEZ-FABRE, 1989a y b; GRACIA, 1990, 1992, 1993; GRACIA y CUCHI, 1993; GUTIERREZ, 1994a y b).

El motivo fundamental de este trabajo es llevar a cabo algunas reflexiones acerca de algunos acontecimientos de gran relevancia en la evolución geológica-geomorfológica de las fosas de Calatayud y Teruel:

- El final del relleno de las fosas en condiciones endorreicas y la edad de la Superficie de Erosión Fundamental.
- El tránsito al exorreísmo de las depresiones tectónicas
- Los mantos aluviales de las fosas de Calatayud y Teruel depositados en condiciones exorreicas.

EL FINAL DEL RELLENO ENDORREICO DE LAS FOSAS DE CALATAYUD Y TERUEL EN CONDICIONES ENDORREICAS Y LA EDAD DE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN FUNDAMENTAL

Durante la etapa final del relleno endorreico de cada una de las fosas de Calatayud y Teruel, en un período de relativa calma tectónica y bajo condiciones predominantemente semiáridas (CALVO *et al.*, 1993), la progresiva pediplanación de los relieves circundantes dió lugar a una extensa superficie de erosión conocida como Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA *et al.*, 1984; GRACIA *et al.*, 1988; GUTIERREZ y PEÑA, 1989, 1994). El relieve adquirió una topografía plana definida por una superficie de erosión-acumulación, tan sólo interrumpida por algunos relieves residuales muy suavizados. En algunos sectores de las fosas de Calatayud y Teruel, es posible observar como esta superficie de erosión enrasa con el techo de los sedimentos calcáreos que constituyen el final del relleno en régimen endorreico de cada una de las fosas. El estudio de estos sedimentos es de gran trascendencia, dado que nos suministra una valiosa información acerca de uno de los acontecimientos más importantes de la evolución geomorfológica de estas depresiones tectónicas. La datación y el análisis sedimentológico de estas formaciones nos permite situar temporalmente e inferir las condiciones ambientales de la etapa final de elaboración de la superficie de erosión y del relleno endorreico de las fosas.

Esta superficie de erosión-acumulación ha sido empleada por diversos autores como nivel de referencia para detectar las deformaciones tectónicas que han tenido lugar desde su etapa final de elaboración hasta la actualidad (GUTIERREZ *et al.*, 1983a; SIMON, 1983b, 1984a, 1989; GRACIA *et al.*, 1988; ECHEVERRÍA, 1988; SANCHEZ-FABRE, 1989; GRACIA, 1990). Mediante el reconocimiento de las porciones correspondientes a esta superficie de erosión-acumulación, se elabora un mapa de contornos estructurales o tectono-morfo-isohipsas, en el que también se representan los principales accidentes tectónicos que afectan a esta superficie. Asumiendo una topografía original aproximadamente plana y subhorizontal para la superficie, el mapa representa la geometría de las deformaciones generadas con posterioridad a la elaboración de la misma.

Las investigaciones bioestratigráficas llevadas a cabo en las fosas de Calatayud y Teruel, demuestran como su colmatación en condiciones endorreicas no fue sincrónica (MOISSENET, 1982, 1989; GRACIA *et al.*, 1995). En la Fosa de

Calatayud, los sedimentos calcáreos que representan el final del relleno endorreico son de edad Rusciniense inferior (Plioceno inferior) (ADROVER *et al.*, 1982). En la Fosa de Teruel, la sedimentación carbonatada endorreica se prolongó localmente hasta el Plioceno superior (MICHAUX, 1971; MOISSENET, 1979, 1982, 1983, 1984, 1989; MEIN *et al.*, 1983, 1989-1990; ADROVER *et al.*, 1984; ADROVER, 1986; ALCALA, 1994).

Por otra parte, los sedimentos que registran el final de la sedimentación en condiciones endorreicas pueden no ser correlativos para los distintos sectores de una misma fosa. En el caso de la Fosa de Teruel, las dataciones bioestratigráficas muestran que, mientras que en algunos sectores las calizas culminantes no rebasan el Plioceno inferior (páramos de Celadas, Lomas de Casares y Los Mansuetos), en otros existió una sedimentación carbonatada residual hasta el Plioceno superior, controlada por una subsidencia tectónica intrapliocena (ADROVER *et al.*, 1978, 1984, 1988; MOISSENET, 1979, 1982, 1983, 1984, 1989; MEIN *et al.*, 1983, 1989-1990). Estas zonas con sedimentación carbonatada relictas se localizan en el sector de Villalba Alta-Escorihuela, al pie de la falla del Pobo y en el área de Con cud-Teruel, ocupando el bloque hundido que determinan las fallas de Con cud y Teruel (Fig. 1).

Dada la diacronía existente entre las calizas que registran el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y de los distintos sectores de esta última fosa, la etapa final de elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental, en este sector de la Cordillera Ibérica, no es un evento isócrono, sino que corresponde a un intervalo de tiempo. En consecuencia, la edad de la Superficie de Erosión Fundamental es variable en ambas fosas y en distintos sectores de una misma. En este sentido, GRACIA *et al.* (1988) y GRACIA (1990) observan como en determinados sectores del entorno de la Fosa de Calatayud, existe una superficie de erosión (S₃) de edad Rusciniense (Plioceno inferior) encajada en la Superficie de Erosión Fundamental (S₂) de edad Turolense-Rusciniense. Este desdoblamiento de la Superficie de Erosión Fundamental está ligado a un episodio tectónico de rehundimiento de la Fosa. Sin embargo, en aquellos sectores donde esta pulsación tectónica no se manifiesta o genera un relieve de escaso gradiente, la fisonomía y ambiente erosivo-sedimentario del margen de la fosa no llegan a modificarse, produciéndose un continuo retrabajamiento de la superficie S₂, culminando su elaboración en el Rusciniense inferior (Plioceno inferior).

Estas precisiones cronológicas deben ser tenidas en cuenta en la reconstrucción de la historia geológica y geomorfológica de las fosas y en la utilización de la superficie de erosión-acumulación como marcador de las deformaciones acontecidas con posterioridad al final de su elaboración, cuya edad puede acotarse localmente con mayor precisión.

PLANTEAMIENTO TEÓRICO SOBRE EL PASO AL EXORREISMO DE LAS FOSAS DE CALATAYUD Y TERUEL

Como se ha expuesto previamente, el final del relleno endorreico en los distintos sectores de una fosa, está representado en el registro estratigráfico fundamentalmente por los sedimentos lacustres (generalmente calcáreos) más recientes. No hay que descartar la posibilidad de la existencia previa de unidades estratigráficamente más altas que hayan sido desmanteladas. Este no parece ser el caso de las fosas de Calatayud y Teruel, en cuyos páramos culminantes no se observan rasgos que induzcan a pensar que correspondan a plataformas exhumadas.

El paso de condiciones endorreicas a exorreicas de una fosa, tiene lugar a partir del momento en que ésta es capturada por la red de drenaje externa. Este es un acontecimiento crucial en la evolución geomorfológica y sedimentaria de la depresión tectónica, produciéndose una inversión en el sentido evolutivo del relleno de la cuenca (MARTIN-SERRANO, 1991). Con el paso al exorreismo, los sistemas aluviales dejan de drenar hacia las zonas lacustres de la fosa y se desarrollan nuevos sistemas aluviales dirigidos hacia el punto de captura, superponiéndose a los sedimentos del relleno endorreico. Con este cambio de nivel de base, pueden producirse transformaciones importantes en el trazado de la red desarrollada en el seno de la depresión y en el funcionamiento hidrogeológico de la misma. En el caso de las fosas de Calatayud y Teruel, el paso al exorreismo marca el momento a partir del cual comienzan a esbozarse los sistemas aluviales que disectan el relleno de estas depresiones. En cuanto a la red fluvial responsable de la captura, ésta aprovecharía antiguos valles excavados en los relieves circundantes de las fosas durante la etapa de colmatación de las mismas (MARTIN-SERRANO, 1991). Estos valles heredados con una dilatada historia terciaria, se verían reactivados acentuándose su incisión vertical.

En algunos trabajos se ha relacionado la captura de las fosas de Calatayud y Teruel con episodios de actividad tectónica, sin que existan evidencias que apoyen esta hipotética vinculación. No obstante, aunque la tectónica puede jugar un papel importante en el paso al exorreismo de una fosa, ésta no tiene por que ser la responsable de dicho acontecimiento. En este sentido, MARTIN-SERRANO (1991), haciendo referencia a la captura y paso al exorreismo de las cuencas internas del Macizo Hespérico indica: "la captura de las cuencas interiores, debe considerarse una respuesta prolongada y de efecto retardado de la red fluvial", " hay que olvidar que el cambio de estado de las cuencas meseteñas de endorreicas a exorreicas con la Raña en dicha encrucijada, tenga que estar inmediata y exclusivamente inducido por cambios globales endógenos o exógenos. Sería apostar por planteamientos esquemáticos y en ocasiones decididamente catastróficos, olvidando la continuidad dinámica que exige toda evolución geológica".

Así como el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel no ha sido sincrónico, el paso al exorreismo de ambas fosas tampoco ha tenido que suceder simultáneamente. De igual forma, cabe esperar que la

transición al exorreísmo de cada una de estas depresiones tectónicas, no haya sido un evento puntual a escala de tiempo geológico, sino gradual en el espacio y en el tiempo. Para las cuencas del Macizo Hespérico MARTIN-SERRANO (1991) pone de manifiesto la diacronía del paso al exorreísmo de las diferentes cuencas y distintos sectores de una misma. Cabe la posibilidad de que tras producirse la captura de una fosa, existan sectores en las que perduren unas condiciones endorreicas prolongándose la sedimentación carbonatada. Según este esquema teórico, un intervalo temporal post-captura puede estar representado en distintos sectores de una fosa por: sedimentos depositados en condiciones endorreicas, hiatos erosivos o de no depósito y depósitos aluviales acumulados en condiciones exorreicas y que pueden superponerse a los sedimentos culminantes del relleno endorreico o encajarse en ellos. En la figura 2 se representa un ejemplo hipotético que ilustra este planteamiento teórico.

Cuando una fosa o una porción de la misma pasa a ser exorreica, esta deja de comportarse como un colector cerrado de sedimentos y los nuevos sistemas aluviales tienden a excavar el relleno endorreico de la fosa y disectar la superficie de erosión elaborada en sus márgenes. A pesar de ello, la actividad tectónica distensiva puede seguir actuando, prolongándose la subsidencia tectónica. El balance entre la subsidencia tectónica y la tendencia de estos sistemas aluviales a excavar el relleno de la fosa determinará la labor erosiva o acumulativa de estos sistemas en los distintos sectores de una fosa y para cada intervalo de tiempo.

En caso de que el balance sea favorable a la subsidencia tectónica, los sistemas aluviales agradan acumulando depósitos esencialmente detríticos sobre los sedimentos del relleno endorreico. Estos episodios acumulativos también podrían producirse como respuesta a otros factores externos o alocíclicos como el clima o como consecuencia de una respuesta compleja de los sistemas aluviales (SCHUMM, 1973).

Si el balance es favorable a la tendencia de los sistemas aluviales a excavar el relleno de la fosa, estos inciden en el relleno encajándose en el mismo. Pueden desarrollarse así sistemas aluviales confinados entre relieves formados por los sedimentos del relleno de la fosa, dando lugar a secuencias escalonadas de glacia-terrazas.

Como norma general, las unidades sedimentarias depositadas en condiciones exorreicas, a diferencia de las que forman parte del relleno endorreico, se caracterizan porque pueden tener representación geomorfológica además de estratigráfica. En condiciones endorreicas, las unidades sedimentarias generalmente se apilan fosilizándose unas a otras. Sin embargo, bajo condiciones exorreicas, las nuevas unidades sedimentarias pueden quedar encajadas unas respecto a otras por mediar periodos de excavación entre los de acumulación. Estas unidades encajadas aparecen limitadas a techo por superficies morfogenéticas escalonadas (abanicos, conos, glacia, terrazas) que, en caso de ser de agradación y no haber sido deformadas, reflejan la dirección y pendiente del Sistema Morfo-Sedimentario que las generó. Este tipo de unidades sedimentarias pueden ser denominadas Unidades Morfo-

Sedimentarias (UMFS), término introducido por SOMOZA (1989) y posteriormente utilizado por diversos autores (SILVA, 1994; GUTIERREZ, 1994a y b; ARAUZO y GUTIERREZ, 1995; GUTIERREZ y ARAUZO, 1995). Podemos definir a estas Unidades Morfo-Sedimentarias (UMFS) como unidades sedimentarias con expresión geomorfológica, ya sea relictas, heredada o funcional.

Las unidades sedimentarias depositadas en condiciones exorreicas, pueden superponerse al relleno endorreico sin que se haya interrumpido la sedimentación. Esta situación puede tener lugar cuando con el paso al exorreísmo la subsidencia tectónica sigue actuando y provoca la agradación en los nuevos sistemas sedimentarios (Fig. 2, B). En caso de que con anterioridad al depósito de las unidades exorreicas haya mediado una etapa de excavación, estas se dispondrán sobre el relleno endorreico mediante una superficie erosiva, pudiendo quedar encajadas (MEDIÁVILLA *et al.*, 1995) (Fig. 2, C). En cualquiera de los casos, aunque a escala de afloramiento, las unidades depositadas en condiciones exorreicas sobre el relleno endorreico puedan mostrar paralelismo por continuidad sedimentaria, paraconformidad o discordancia cartográfica sobre el relleno endorreico. Para la generación de estas discordancias cartográficas no es preciso que medie la actividad tectónica. La propia pendiente de los sistemas aluviales y el consecuente buzamiento sindeposicional de las unidades exorreicas pueden determinar la falta de paralelismo a escala cartográfica.

Para el estudio de las deformaciones tectónicas acaecidas tras el paso al exorreísmo, se recurre a criterios esencialmente geomorfológicos. Las secuencias de niveles morfogenéticos y/o de unidades morfo-sedimentarias son las que nos permiten revelar y acotar temporalmente (de forma relativa) las deformaciones de génesis reciente. Si entendemos por Neotectónica como el estudio de las deformaciones que generan relieves y que pueden ser detectadas y analizadas por criterios geomorfológicos (FAIRBRIDGE, 1981; GUTIERREZ *et al.*, 1983a; SILVA, 1994), para el caso de las fosas de Calatayud y Teruel, el final de la elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental y el paso al exorreísmo delimitarían el inicio de un "período neotectónico".

LOS MANTOS ALUVIALES DEPOSITADOS EN CONDICIONES EXORREICAS EN LAS FOSAS DE CALATAYUD Y TERUEL

En las fosas de Calatayud y Teruel, así como en otras depresiones neógenas de este sector de la Cordillera Ibérica (Depresión de la Puebla de Valverde-Sarrión), existen unos mantos aluviales de composición fundamentalmente detrítica y con morfología de glaciares, que se superponen a los sedimentos del relleno endorreico de estas depresiones.

En la Fosa de Calatayud estos mantos aluviales están representados por abanicos como los del piedemonte de las sierras de la Virgen y de Vicort, de Valgalindo, El Campillo, La Lastra. En la Fosa de Teruel corresponden a los mantos aluviales de Perales de Alfambra, Orrios-Escorihuela, Valdecebro, Gea, Aldehuela y Cascante del Río.

Estas unidades sedimentarias con expresión geomorfológica (UMFS) presentan las siguientes características generales:

- Aparecen frecuentemente asociadas a los márgenes activos de las depresiones terciarias y son generalmente unidades expansivas que se solapan al contacto entre los márgenes de las depresiones y su relleno endorreico.
- Son unidades de carácter progradante, superponiéndose a menudo sus depósitos detríticos a facies distales del relleno endorreico.
- Estos depósitos detríticos aluviales pueden superponerse al relleno endorreico de las depresiones, manteniendo paralelismo entre las capas y en aparente continuidad sedimentaria (abanicos de Perales de Alfambra, Orrios-Escorihuela y Gea) (GUTIERREZ y PEÑA, 1976; MOISSENET, 1979, 1982, 1983; SIMON, 1983b), aunque marcan siempre un salto en la evolución secuencial. En otros casos se superponen a los sedimentos del relleno endorreico mediante una superficie erosiva en disconformidad o discordancia angular, pudiendo quedar encajados en el relleno endorreico de las depresiones (abanicos de piedemonte de las sierras de la Virgen y de Vicort, Valgalindo, Valdecebro) (ECHEVERRIA, 1988; SANCHEZ-FABRE, 1989a y b; GUTIERREZ, 1994a). A mayor escala, estas unidades quedan siempre limitadas por discordancia cartográfica.
- Estas unidades morfo-sedimentarias poseen morfología de glaciares y las superficies morfogénicas de estos mantos aluviales presentan una pendiente que tiende a dirigirse hacia las principales arterias fluviales que drenan las depresiones terciarias.

Estos rasgos permiten inferir que estas unidades morfo-sedimentarias se generaron en condiciones exorreicas, con posterioridad al final del relleno endorreico y elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental de cada sector de las fosas de Calatayud y Teruel. Para diversos autores (BIROT, 1959; MOISSENET, 1982, 1984; PEÑA, 1983; PEÑA *et al.*, 1984), estos mantos aluviales representan el paso al exorreísmo de las fosas y son la base precursora para el desarrollo de la red de drenaje cuaternaria. Podría matizarse indicando que aunque estas unidades no marcan necesariamente el paso al exorreísmo, sí son la primera manifestación morfo-sedimentaria de estas condiciones exorreicas.

El origen de estos mantos aluviales generalmente se ha relacionado con el rejuvenecimiento del relieve en los márgenes de las depresiones por reactivación tectónica. Sin embargo la intervención de la tectónica no es totalmente necesaria para desencadenar la generación de estos primeros mantos aluviales exorreicos. La captura de la depresión y su paso al exorreísmo, sin que intervengan factores tectónicos o climáticos, puede ser una causa suficiente. MARTIN-SERRANO (1991), haciendo referencia a la génesis de la Raña en las cuencas internas del Macizo Hespérico indica: "la captura en sí misma es suficiente porque simplemente el cambio de régimen de la Cuenca, de endorreico a exorreico supone también un cambio en el nivel de base y por tanto del

incremento de gradiente de energía de flujo". Un criterio útil para dilucidar la causa genética de estos mantos aluviales exorreicos sería analizar la relación geométrica de estos abanicos con fallas de actividad reciente y clara expresión morfológica.

Dos de los mantos aluviales de la Fosa de Teruel, Gea (La Guea) y Orrios-Escorihuela, han podido ser datados gracias a los yacimientos de vertebrados encontrados en el seno de sus depósitos. Los yacimientos del manto de Gea han dado una edad Plioceno superior, biozona MN 16 de MEIN (MOISSENET, 1983, 1984; ADROVER *et al.*, 1986, 1988; MEIN *et al.*, 1989-1990; ADROVER y ALCALA, 1991). El manto de Orrios-Escorihuela ha sido también datado como del Plioceno superior (MN 16) (MOISSENET *et al.*, 1974; MOISSENET, 1983; MEIN *et al.*, 1989-1990).

Sin embargo, dada la escasez de datos bioestratigráficos que suministran estas formaciones detríticas, los mantos aluviales de las fosas de Calatayud y Teruel, así como de otras depresiones terciarias (Depresión de La Puebla de Valverde-Sarrión y Fosas de Daroca, Jiloca y Gallocanta), se han correlacionado regionalmente por criterios geomorfológicos y por similitud de facies, considerándolos como cronoestratigráficamente equivalentes (SILVA, 1994). Tradicionalmente se acepta que estos mantos de piedemonte se generan como respuesta a la segunda fase distensiva importante (asunción cuestionada previamente) que deforma a la Superficie de Erosión Fundamental, dando lugar a nuevas depresiones tectónicas y reactivando las fosas preexistentes. Para acotar temporalmente el inicio de esta fase tectónica (GUTIERREZ *et al.*, 1983a; SIMON, 1983b, 1984a, 1989, 1991; PEÑA *et al.*, 1984; GUTIERREZ y PEÑA, 1989, 1994), se ha tomado como infradato el techo de las sedimentación calcárea en la Fosa de Teruel, por ser considerados como los sedimentos correlativos a la etapa final de elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental. Para ello se recurre a los yacimientos de Escorihuela y Transformadores de Teruel, del Plioceno superior, biozona MN 16 (MOISSENET, 1979, 1982, 1983, 1984; MEIN *et al.*, 1983, 1989-1990). El supradato viene dado por la base de las formaciones detríticas rojas generadas por la supuesta pulsación tectónica. Para ello se toma el yacimiento del Cerro de los Espejos, situado en una cavidad kárstica rellena por las arcillas de la base del manto aluvial correspondiente a la Formación de Sarrión, en la Depresión de Sarrión. Este yacimiento es también del Plioceno superior, biozona MN 16, aunque ligeramente más joven que los anteriores (ADROVER, 1974, 1986; MOISSENET, 1982).

Se pueden plantear algunas objeciones al razonamiento empleado para la datación del inicio de esta "fase distensiva" y de la sedimentación de los mantos aluviales.

Por un lado, como ya se ha expuesto previamente, el final de la elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental no es un evento isócrono en las fosas de Calatayud y Teruel. El infradato queda por tanto indeterminado.

Por otra parte, al tomar como supradato la datación obtenida en la base de la Formación de Sarrión, en una depresión neógena diferente a la de las fosas de Calatayud y Teruel, se asume implícitamente que este suceso tectónico

y sedimentario aconteció en todas las depresiones de este sector de la Cordillera Ibérica de forma simultánea. Esto equivale a considerar a los mantos aluviales como unidades tecto-sedimentarias (UTS) en el sentido de GONZALEZ *et al.* (1988) y PARDO *et al.* (1989). Estas unidades tecto-sedimentarias han sido empleadas para el análisis y correlación de los rellenos sedimentarios de las cuencas terciarias aragonesas. Para estos autores, las UTS son conjuntos de estratos genéticamente relacionados y limitados en la base y techo por rupturas sedimentarias producidas por variaciones en la actividad diastrófica. Asumen que las variaciones de la actividad diastrófica se manifiestan simultáneamente en una extensión mayor que la que ocupan las cuencas terciarias, por lo que estas UTS tiene un significado geocronológico y una validez intercuenal. Los mantos aluviales, por tanto, son considerados desde el punto de vista genético, como una unidad tecto-sedimentaria (UTS) con expresión geomorfológica.

Sin embargo, como señalan RIBA (1989, 1992) y SANTANACH (1989a y b) el concepto de UTS parte de un postulado no demostrado, la contemporaneidad de las pulsaciones tectónicas en el ámbito geográfico en que son estudiadas. Por otra parte, la cronoestratigrafía de los rellenos sedimentarios de las distintas cuencas de este sector de la Cordillera Ibérica presenta una evolución temporal variable (ANADON y MOISSENET, 1996). En definitiva, la datación y correlación de estos mantos aluviales se muestra problemática. La correlación de estas unidades morfo-sedimentarias, entre distintos sectores de una misma cuenca y entre distintas cuencas, por criterios geomorfológicos y por analogía de facies, debe aplicarse con cautela. Quizás sea preferible datar estos mantos aluviales de forma relativa, situándolos en la secuencia morfo-sedimentaria local. Un manto aluvial determinado será posterior al final del relleno endorreico y previo a los niveles morfogénicos o unidades morfo-sedimentarias encajadas respecto de él.

LA CAPTURA Y EL PASO AL EXORREISMO DE LAS FOSAS DE CALATAYUD Y TERUEL Y DE LAS SEMIFOSAS PLIOCUATERNARIAS

La Fosa de Teruel sería capturada por un paleoTuria en su extremo meridional. Los sedimentos de relleno endorreico de este sector de la fosa (Ademuz) podrían alcanzar el Plioceno basal (ADROVER *et al.*, 1978), por lo que la captura tendría lugar en el Plioceno inferior. El paso al exorreísmo avanzaría progresivamente hacia el Norte de la depresión. En el sector Alfambra-Teruel, durante el Plioceno inferior, la sedimentación carbonatada endorreica presenta un carácter expansivo ocupando una gran extensión. En el Plioceno superior la sedimentación calcárea queda restringida a cubetas residuales localizadas en las áreas de Concud-Teruel y Villalba Alta-Escorihuela. El paso al exorreísmo en este sector centro-septentrional de la fosa tuvo lugar en el Plioceno superior, como indican las dataciones bioestratigráficas realizadas en los mantos aluviales de Gea y Orrios-Escorihuela.

La captura inicial de la Fosa de Calatayud se produciría mediante un primitivo Jalón a través del Puerto de Caverro, un amplio collado excavado entre los relieves paleozoicos de las sierras de la Virgen y de Vicort (Fig. 1). En el entorno de Calatayud, los sedimentos del relleno endorreico más recientes

corresponden a las calizas de la plataforma de Armantes (964 m), de las que no existe información cronoestratigráfica. El techo de las calizas de la plataforma de La Tronchona, al SE de Calatayud (Páramo inferior), es de edad Turolense superior (OLIVE *et al.*, 1982) y alcanza los 870 m de altura. Es probable por tanto que la sedimentación carbonatada en este sector se haya prolongado hasta el Rusciniense (MELENDEZ *et al.*, 1979), aunque no hay que descartar la posibilidad de que los páramos hayan sufrido desnivelaciones tectónicas importantes. Con la información cronoestratigráfica disponible, tan sólo es posible acotar la captura de la Fosa de Calatayud por el Jalón como post-Turolense. Los primeros mantos aluviales de este sector de la fosa (abanicos del piedemonte de las sierras de la Virgen y de Vicort y de Valgalindo) se encajan hasta 300 m respecto del techo de la sedimentación calcárea.

En el valle del Perejiles, en una zona de *palaeoembayment*, se encuentra el abanico de El Campillo, que enlaza altitudinalmente con el techo del Páramo inferior y cuya pendiente señala un desagüe hacia el sector de Calatayud. Este manto aluvial representa el primer vestigio de sedimentación exorreica en este sector de la Fosa. Más al SE, en la zona de Mainar, asociados al margen más activo de la fosa, se localizan los sedimentos calcáreos más recientes de la depresión (Páramo superior) de edad Plioceno inferior (Fig. 1). Posiblemente las calizas de Mainar representen una sedimentación lacustre residual coetánea con períodos de excavación y sedimentación exorreica (El Campillo) en sectores de la fosa más próximos al punto de captura.

La captura de la Fosa por el Río Huerva fue más tardía, posterior al páramo de Mainar, en el que apenas se encaja 20 m, frente a los 400 m que alcanza el encajamiento del Jalón-Jiloca en Calatayud. Por esta razón, el abanico de La Lastra, que marca el inicio al exorreísmo de este sector, debe ser más reciente que el de El Campillo, a pesar de que presenten facies y morfologías muy parejas.

Tras la captura de la Fosa de Calatayud por el Jalón, se produciría la progresiva excavación de su relleno, generándose depresiones erosivas entre las facies calcáreas y conglomeráticas por donde discurren los ríos Jiloca y Perejiles. Un primitivo Jiloca capturaría por erosión remontante la Semifosa de Daroca, quizá en torno al Plioceno terminal-Pleistoceno inferior (Fig. 1). Posteriormente el Jiloca capturó la semifosa de su mismo nombre. Este evento tuvo lugar ya bien entrado el Pleistoceno inferior, puesto que en el sector Norte de la fosa, el primer nivel encajado en el relleno endorreico corresponde a una terraza trvertínica datada por U^{234}/Th^{230} como de edad Pleistoceno medio (GRACIA y CUCHI, 1991). Hacia el Sur el encajamiento del Jiloca disminuye progresivamente, de forma que aguas arriba de Villafranca del Campo el Jiloca no ha llegado a encajarse en el relleno de la fosa. El tramo Santa Eulalia-Cella todavía constituye una zona endorreica aunque drenada artificialmente (Fig. 1) (GRACIA, 1993). Estas condiciones endorreicas residuales también perduran en la Depresión de Mierla, asociada al margen oriental de la Semifosa del Jiloca y en la Semifosa de Gallocanta, que no han sido todavía capturadas por encontrarse topográficamente más elevadas.

La generación y relleno de la Semifosa de Munébrega tuvo lugar con posterioridad a la captura de la Fosa de Calatayud por el Jalón (GUTIERREZ, 1994a). La captura de esta semifosa por el Barranco de la Rambla del Molino debió ser más reciente que la de la Semifosa del Jiloca. Este barranco no presenta niveles encajados en el relleno endorreico y lo disecta hasta tan sólo 3 km del punto de captura, donde se reconoce un *knick point* en su perfil longitudinal. Aguas arriba de este punto la disección es prácticamente inexistente y predominan los procesos de agradación.

CONCLUSIONES

Como ponen en evidencia las reflexiones expuestas anteriormente, en los estudios realizados en las depresiones terciarias de la Cordillera Ibérica, subyace una tendencia a extrapolar y generalizar (correlacionar) datos y observaciones puntuales para todo el ámbito de las depresiones. Esto ha permitido confeccionar valiosas síntesis evolutivas de carácter regional. No obstante, la evolución geológico-geomorfológica en detalle ha podido ser más compleja. Hay que tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- La edad de la Superficie de Erosión Fundamental y de las formaciones calcáreas que registran el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel es variable para ambas depresiones y en distintos sectores de una misma. Estas precisiones cronológicas deben ser tenidas en cuenta en la utilización de la superficie de erosión acumulación como marcador de deformaciones neotectónicas.

- Las evidencias morfo-estratigráficas demuestran que el tránsito al exorreísmo de las depresiones tectónicas a partir de su captura, es un proceso gradual en el espacio y en el tiempo. Un intervalo de tiempo post-captura puede estar representado en distintos sectores de una fosa por sedimentos endorreicos, hiatos erosivos o de no depósito y depósitos aluviales exorreicos.

- La captura y paso al exorreísmo de un sector de una depresión, sin que intervengan factores tectónicos o climáticos, puede ser causa suficiente para la generación de los mantos aluviales que constituyen la primera manifestación morfosedimentaria de las condiciones exorreicas (MARTIN-SERRANO, 1991). Estos mantos aluviales que tradicionalmente se han relacionado con reactivaciones tectónicas y se han relacionado regionalmente por criterios geomorfológicos y similitud de facies pueden no ser cronoestratigráficamente equivalentes.

AGRADECIMIENTOS

Quisieramos agradecer la ayuda prestada por el Dr. Luis Alcalá, quién revisó un manuscrito previo realizando algunas aportaciones y puntualizaciones referentes a la bioestratigrafía.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADROVER, R. (1974). Un relleno kárstico plio-pleistocénico en el Cerro de los Espejos en Sarrión (Prov. de Teruel, España) (Nota preliminar). *Acta Geológica Hispánica*, T. 9, 4, 142-143.
- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978). Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos*, 34, 205-214.
- ADROVER, R.; FEIST, M.; HUGUENEY, M.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1982a). L'âge et la mise en relief de la formation détritico culminante de la Sierra Pelarda (pro. de Teruel, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 295, Série II, 231-236.
- ADROVER, R.; GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1984a). Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. En: GUTIERREZ, M. y MELENDEZ, A. (Eds.). *XVIII Curso de Geología Práctica*. Teruel, 197-224.
- ADROVER, R. (1986). *Nuevas faunas de roedores en el Mio-Plioceno continental de la región de Teruel (España). Interés bioestratigráfico y paleoecológico*. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel, 423 p.
- ADROVER, R.; ALCALA, L.; MEIN, P.; MOISSENET, E. y ORRIOS, J. (1986). Mamíferos del Turolense medio en la Rambla de Valdecebro (Teruel). *Estudios Geológicos*, 42, 495-509.
- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1988). Contribución al conocimiento de la fauna de roedores del Plioceno de la región de Teruel. *Teruel*, 79(I), 89-151.
- ADROVER, R. y ALCALA, L. (1991). Riqueza paleontológica del terciario turolense. En: GUTIERREZ, M. y MELENDEZ, A. (Eds.). *Introducción a la Geología del Provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel, 127-136.
- ALCALA, L. (1994). *Macromamíferos neógenos de la Fosa de Alfambra-Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.). Teruel, 554 p.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, Libro Homenaje a Lluís Solé Sabaris, 14, 172-177.
- ALVARO, M. (1995). La Cadena Ibérica. En: GUTIERREZ, M. y MELENDEZ, A. (Eds.). *XXIX Curso de Geología Práctica*. Teruel, 1-27.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; JULIA, R.; ROCA, E. y ROSELL, L. (1989a). Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European rift system). *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 70, 7-28.
- ANADON, P.; CABRERA, L. y ROCA, E. (1989b). Contexto estructural y paleogeográfico de los sistemas lacustres cenozoicos de España. *Acta Geológica Hispánica*, Vol. 34, 3-4, 167-184.
- ANADON, P. y ROCA, E. (1996). Geological setting of the Tertiary basins of Northeast Spain. En: FRIEND, P. y DABRIO, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, 43-48.
- ANADON, P. y MOISSENET, E. (1996). Neogene basins in the Eastern Iberian Range. En: FRIEND, P. y DABRIO, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, 68-76.
- ARAUZO, T. y GUTIERREZ, F. (1995). Fenómenos recientes de subsidencia kárstica sinsedimentaria en el Barranco de Torrecilla (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología*, 9 (1-2), 73-90.
- BIROT, P. (1959). Esquisse morphologique des Monts Celtibériques Orientaux. *Bull. Comité Trav. Hist. et Scient., Sect. Geogr.*, 72, 101-130.
- BURILLO, F.; GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1985). Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centrooriental). *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*. Lisboa, Vol. 2, 355-366.
- CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADON, P.;

- ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DIAZ-MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTIN-SUÁREZ, E.; MARTINEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PEREZ-GARCIA, A.; PEREZ-GONZALEZ, A.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A. J.; VERA, J.A. y MEIN, P. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4), 29-40.
- CAPOTE, R. (1983). La Tectónica de la Cordillera Ibérica. En: *Libro Jubilar J.M. Rios: Geología de España*. IGME, Vol. II, 108-120.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981). Movimientos recientes en la Fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*. Sevilla, 245-257.
- CAPOTE, R. y DE VICENTE, G. (1989). El marco geológico y tectónico. En: *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE. Madrid, 9-19.
- CASAS, A. M. y SIMON, J.L. (1986). Evolución del estado de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en un sector del borde N de la Cordillera Ibérica (Alcaine, Teruel). *Estudios Geológicos*, 42, 127-136.
- ECHVERRIA, M. (1988). *Geomorfología de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica entre las depresiones de Calatayud y Almazán y su reborde soriano*. Tesis doctoral. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza. 969 p. Inédita.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1981). The concept of Neotectonics. An introduction. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 40, 7-12.
- GAUTIER, F.; MOISSENET, E. y VIALARD, P. (1972). Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne). *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 77, 179-200.
- GONZALEZ, A.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1988). El Análisis Tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *Simposio sobre: Nuevas tendencias en el análisis de cuencas*. S.G.E., 175-184.
- GRACIA, J.; GUTIERREZ, M. y LERANOZ, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 1/2, 135-142.
- GRACIA, J. (1990). *Geomorfología de la Región de Gallocanta (Cordillera Ibérica Central)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 660 p. Inédita.
- GRACIA, J. (1992). Tectónica pliocena de la Fosa de Daroca (prov. de Zaragoza). *Geogaceta*, 11, 127-129.
- GRACIA, F.J. (1993). Evolución cuaternaria del río Jiloca (Cordillera Ibérica Central). En: FUMANAL, M.P. y BERNABEU, J. (Eds.). *Estudios sobre Cuaternario. Medios Sedimentarios, Cambios Ambientales, Hábitat Humano*. Valencia, 43-51.
- GRACIA, F.J. y CUCHI, J.A. (1993). Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica central). En: *El Cuaternario en España y Portugal*. Actas 2ª Reun. Cuat. Ibérico, AEQUA y CTPEQ. Madrid-1989, Vol. 2, 697-706.
- GRACIA, F.J.; OLIVE, A. y GUTIERREZ, M. (1995). Fosas del Jiloca y de Gallocanta. En: GUTIERREZ, M. y MELENDEZ, A. (Eds.). *XXIX Curso de Geología Práctica de Teruel*. Teruel, 139-155.
- GUIMERA, J. (1984). Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121(5), 413-420.
- GUTIERREZ, F. (1994a). *Geomorfología de la Región de Calatayud*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 302 p. Inédita.
- GUTIERREZ, F. (1994b). Subsistencia kárstica sinsedimentaria en el sistema aluvial Jalón-Jiloca (Fosa de Calatayud). En: ARNAEZ, J.; GARCIA RUIZ, J.M. y GOMEZ, A. (Eds.). *Geomorfología de España*. S. E. G. . Logroño, T. I, 133-147.
- GUTIERREZ, F. y ARAUZO, T. (1995). Subsistencia kárstica sinsedimentaria en un sistema aluvial efímero: El Barranco de Torrecilla (Depresión del Ebro, Zaragoza). En: MELENDEZ, M. y AURELL, M. (Eds.). *XIII Congreso Español de Sedimentología*. Teruel, 59-60.

- GUTIERREZ, M y PEÑA, J.L. (1976). Glacis y terrazas en el curso medio del Río Alfambra (Provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 86-87, 561-570.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L.; RODRIGUEZ, J. y SIMON, J.L. (1983a). Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la neotectónica en áreas continentales (ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos). *Primeras Jornadas sobre neotectónica y su aplicación al análisis de riesgos de emplazamientos energéticos e industriales*. J.E.N.. Madrid, 158-213.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L. y SIMON, J.L. (1983b). Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérida (Teruel). *Actas VI Reunión Nacional G.E.T.C., Vigo-Santiago de Compostela*, 449-459.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1989). Cordillera Ibérica. En: BIELZA de ORY (Ed.). *Territorio y Sociedad en España I, Geografía Física*, Taurus, 125-142.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1994). Cordillera Ibérica. En: GUTIERREZ, M. (Ed.). *Geomorfología de España*, Ed. Rueda, 251-286.
- JULIVERT, M. (1954). Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud. *Arrahona*. Museo de Sabadell, 3-18.
- MARTIN-SERRANO, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), 337-351.
- MEDIAVILLA, R.; ALCALA, L.; SANTISTEBAN, J.; ALBERDI, M.T.; LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, I.; MORALES, J. y PEREZ, B. (1995). Estratigrafía y Paleontología del Mioceno superior del Sur de la Provincia de Palencia (Sector Central de la Cuenca del Duero). En: MELENDEZ, M. y AURELL, M. (Eds.). *XIII Congreso Español de Sedimentología*. Comunicaciones. Teruel, 59-60.
- MEIN, P.; MOISSENET, E. y ADROVER, R. (1983). L'extension et l'âge des formations continentales pliocènes du fossé de Teruel (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*. t. 296, Série II, 1603-1610.
- MEIN, P.; MOISSENET, E. y ADROVER, R. (1989-1990). Biostratigraphie du Néogène Supérieur du bassin de Teruel. *Paleontología i Evolució*, 23, 121-139.
- MELENDEZ, A.; PARDO, G.; PENDON, J.G. y VILLENA, J. (1979). Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior. En: *Primera Reunión sobre la geología de la cuenca del Duero*. Salamanca. 415-429.
- MICHAUX, J. (1971). Arvicolinae (Rodentia) du Pliocène terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne. *Palaeovertebrata*, 4, 137-213.
- MOISSENET, E.; ADROVER, R. y AGUIRRE, E. (1974). Fosa de Teruel. *Coloquio internacional sobre Biostratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Madrid, 51-83.
- MOISSENET, E. (1979). Relief et tectonique recente: Quelques transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Relief et Neotectonique en Mediterranee Occidentale*. Travaux de la R.C.P. 461, 159-207.
- MOISSENET, E. (1982). Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne), Stratigraphie-Déformations-Milieus. *Colloque "Le Villafranchien Méditerranéen"*. Lille, 229-253.
- MOISSENET, E. (1983). La Cordillera Ibérica. En: *Libro Jubilar J.M. Rios: Geología de España*. I.G.M.E., Vol. II, 423-446.
- MOISSENET, E. (1984). L'évolution tectonique du fossé de Teruel (Chaînes Ibériques orientales, provinces de Cuenca, Teruel et Valence, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 299, Serie II, 4, 173-178.
- MOISSENET, E. (1989). Les fossés néogènes de la Chaîne ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. géol. France*, 8, Vol. V, 5, 919-926.
- OLIVE, A.; PORTERO, J.M.; CAPOTE, R. y GUTIERREZ, M. (1982). Geología de la Fosa del Jiloca y sus alrededores. En: GUTIERREZ, M. y MELENDEZ, A. (Eds.). *XV Curso de Geología Práctica*. Teruel, 79-98.
- PARDO, G.; VILLENA, J. y GONZALEZ, A. (1989). Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como

- fundamento de correlaciones estratigráficas. En: VERA, J.A. (Ed.). División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (3-4), 199-219.
- PEÑA, J.L.; SANCHEZ-FABRE, M. y SIMON, J.L. (1981). Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Teruel*, 66, 31-48.
- PEÑA, J.L. (1983). Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar, en las cercanías de Teruel. *Actas VII Coloquio de Geografía*, A.G.E., Pamplona, T. I, 255-259.
- PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRIGUEZ, J.; SANCHEZ, M.; SIMON, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984). *Geomorfología de la Provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. Exma. Dip. Provincial de Teruel, 149 p.
- RIBA, O. (1989). Unidades Tectosedimentarias y Secuencias Depositionales. En: VERA, J.A. (Ed.). División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (3-4), 189-198.
- RIBA, O. (1992). Las secuencias oblicuas en el borde Norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la discordancia de Barbarín. *Acta Geológica Hispánica*, Vol. 27, 1-2, 55-68.
- SANCHEZ-FABRE, M. (1989a). *Geomorfología de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 926 p.
- SANCHEZ-FABRE, M. (1989b). Caracteres geomorfológicos de la Depresión de Valdecebro (Provincia de Teruel). *Geographicalia*, 26, 267-277.
- SANTANACH, P. (1989a). Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica en la división estratigráfica de rellenos de cuenca. Implicaciones en la correlación estratigráfica. En: VERA, J.A. (Ed.). División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (3-4), 223-234.
- SANTANACH, P. (1989b). Comentarios al artículo "Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas". En: VERA, J.A. (Ed.). División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (3-4), 219-220.
- SCHUMM, S.A. (1973). Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. En: MORISAWA, M. (Ed.): *Fluvial Geomorphology*. George Allen & Unwin. Londres, 299-310.
- SILVA, P. (1994). *Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 642 p. Inédita.
- SIMON, J.L. (1983a). La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental. *Boletín Geológico y Minero*, T. XCIV-IV, 3-12.
- SIMON, J.L. (1983b). Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.
- SIMON, J.L. (1984a). Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Instituto de estudios turolenses. Teruel, 269 p. .
- SIMON, J.L. (1984b). Principales rasgos de la evolución de la Cadena Ibérica centro-oriental. *XVIII Curso de Geología Práctica*. Teruel, 1-17.
- SIMON, J.L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from the Eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.
- SIMON, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, 3, 285-294.
- SIMON, J.L. (1991). Tectónica alpina y neotectónica. En: GUTIERREZ, M.; MELENDEZ, A. (Eds.). *Introducción a la Geología de la Provincia de Teruel*. Teruel, 95-104.
- SOMOZA, L. (1989). *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante)*. *Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 352 p. Inédita.
- VEGAS, R. (1992). The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203, 249-261.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1979). Widespread neogene rifting

superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. *Proceedings of the Symp. on Evolution and Tect. of the Western Medit. and Surrounding Areas*. E.G.S. Viena. Inst. Geog. Nac. Special Publication, 201, 109-128.

VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, Vol. 2, 4, 320-343.

Pies de figuras

Figura 1. Mapa de las fosas de Calatayud y Teruel y de las semifosas pliocuaternarias del sector central de la Cordillera Ibérica.

Figura 2. Relación morfo-estratigráfica entre depósitos endorreicos y exorreicos en distintos sectores de una fosa. El diagrama cronoestratigráfico representa como el paso al exorreísmo de una fosa es un proceso gradual, de forma que un intervalo de tiempo post-captura puede estar representado, en distintos sectores de la depresión, por depósitos endorreicos, períodos de excavación y depósitos aluviales exorreicos. Este esquema ilustra como distintos mantos aluviales pueden no ser correlativos.

