

El modelado: sin valles no hay montañas

The landforms: without valleys there are no mountains

ÁNGEL SALAZAR

Instituto Geológico y Minero de España. C/La Calera, 1, 28760 – Tres Cantos (Madrid, España). E-mail: a.salazar@igme.es

Resumen La vista espectacular de muchas de las montañas de la Tierra no es tanto el resultado directo de su altitud absoluta sobre el nivel del mar, sino más bien una consecuencia indirecta de su altura relativa sobre los valles adyacentes. El papel de la actividad tectónica en la configuración de los valles en zonas montañosas, a través de movimientos diferenciales de elevación y hundimiento, es muy variable, como también lo es la relación cronológica entre tectónica y excavación de valles. De una parte, la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Ibérico) es un ejemplo adecuado para discutir sobre el primer punto; el origen tectónico o erosivo de los valles de montaña. Por otro lado, los registros sedimentarios y otros datos del Pirineo aragonés permiten ilustrar el segundo tema; las relaciones cronológicas entre tectónica y formación de valles. A partir de ambos ejemplos, podemos concluir que la presentación en el aula de modelos teóricos de evolución de los valles de montaña debería complementarse con la presentación de casos reales que enseñen a elaborar razonamientos empíricos.

Palabras clave: Cordillera, cuenca de drenaje, Geomorfología, valle erosivo, valle tectónico.

Abstract *The spectacular view of many of the Earth's mountains is actually not the result of their absolute elevation above sea level, but a consequence of their relative height above the adjacent valleys. The role of tectonic activity in the configuration of valleys in mountainous terrains, through differential movements of uplift and subsidence, is very variable, as is the chronological relationship between tectonics and the erosional formation of valleys. On the one hand, the Sierra de Guadarrama (Central Iberian System) is a suitable example to discuss the first point, the tectonic or erosional origin of mountain valleys. On the other hand, the sedimentary record and additional data of the Aragonese Pyrenees allow discussing the second topic, the chronological relationships between tectonics and valley formation. From both examples it can be concluded that the presentation in the classroom of theoretical models about the evolution of mountain valleys should be complemented by the presentation of some case studies that help to learn how to elaborate empirical arguments.*

Keywords: *Drainage basin, erosional valley, geomorphology, mountain range, tectonic valley.*

INTRODUCCIÓN

Se atribuye al escultor renacentista Michelangelo Buonarroti (1475- 1564) la frase “*Ogni blocco di pietra ha una statua dentro di sé ed è compito dello scultore scoprirla*” (cada bloque de piedra tiene una estatua dentro de sí y es tarea del escultor descubrirla). Empleando este razonamiento, podríamos afirmar metafóricamente que es tarea de los valles poner al descubierto las montañas encerradas en el interior de los orógenos. La visión espectacular de muchas de las montañas de la Tierra no es tanto el resultado de su altitud absoluta sobre el nivel del mar, sino más bien una consecuencia de su altitud relativa sobre los valles adyacentes. Esta cualidad

se puede cuantificar mediante diversos parámetros morfométricos, como por ejemplo la amplitud de relieve, que es el desnivel existente entre dos puntos, usualmente los de mayor y menor elevación dentro de la unidad geomorfológica considerada. Así ocurre, por ejemplo, en el macizo pirenaico de Monte Perdido o “Treserols” (3.348 m), cuya visión espectacular desde el vecino macizo de La Munia, situado al noreste, es debida a que la cumbre de Monte Perdido se eleva más de 2.000 m sobre fondo del valle de Pineta o del río Cinca, siendo la distancia que separa ambos lugares de poco más de 3 km (Fig. 1).

Pero los valles de montaña también son los responsables de subdividir las grandes cordilleras en macizos individualizados, por ejemplo: los valles



Fig. 1. Vista espectacular del macizo de Monte Perdido o “Treserols”, cuya cumbre se eleva más de 2.000 metros sobre el fondo del valle de Pineta. Fotografía tomada desde la Sierra de Espierba (macizo de La Munia).

franceses de L’Arve y Montjoie (norte y oeste), el val Venny y val Ferret italianos (sur y sureste) y el val Ferret suizo (este) son los encargados de independizar el macizo de Mont Blanc (4.810 m), individualizándolo dentro de la cordillera de los Alpes.

Aunque John Playfair (1748-1819) puso de manifiesto a través de relaciones empíricas el origen erosivo de los valles fluviales (Playfair, 1802), algunos geólogos del siglo XIX (De Luc, 1809; Schulz, 1859) siguieron postulando un origen tectónico para las profundas gargantas y cañones de los paisajes de montaña, suponiendo así que se trataba de grandes fracturas que atravesaban la corteza terrestre. Si bien es frecuente que muchos valles de montaña coincidan con las trayectorias de estructuras tectónicas (fallas, pliegues), en la mayoría de los casos este hecho se debe a que la erosión fluvial o glaciar ha aprovechado las líneas de menor resistencia del macizo rocoso, en algunos casos discurriendo sobre la traza de fracturas más o menos importantes, en otros casos adaptándose a las unidades litológicas de menor resistencia a la erosión. El papel real que la actividad tectónica ha jugado en la configuración de los valles mediante movimientos diferenciales de elevación y hundimiento es muy variable. Este es el primer tema que presentaremos a los lectores de *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, analizando para ello algunos ejemplos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Ibérico).

La interpretación de los fenómenos naturales e históricos como la repetición cíclica de los mismos procesos tiene un arraigamiento profundo en todas las facetas del pensamiento humano. Según algunos filósofos (Eliade, 1949), este hecho se fundamenta en el mito ancestral denominado el “*eterno retorno*”, en el que ideas tales como el “*retorno al origen*” o la “*perfección de los comienzos*” desempeñan un papel

esencial. Además de formar una parte consustancial de diversas liturgias, ciertos aspectos y funciones de este pensamiento mítico perviven hoy en día en aspectos tan diferentes como el arte (renacimiento, vanguardias), la política (revoluciones) o la economía (crisis), e incluso está presente en el pensamiento positivista y la ciencia porque son constitutivos del ser humano (Gusdorf, 1953; Eliade, 1963). La explicación de la realidad a través de procesos cíclicos goza también de una larga tradición en las Ciencias de la Tierra, desde el ciclo geológico de Hutton (García Cruz, 2001; 2002), hasta el ciclo tectónico de Wilson (López-Gómez, 2015). No es por lo tanto extraño que el llamado ciclo geográfico o ciclo de erosión de Davis (1899), que trata de explicar la formación del relieve a partir de un levantamiento tectónico rápido y a través de diversas etapas, ejerciera una gran influencia en la Geomorfología durante la primera mitad del siglo XX (Gutiérrez-Elorza, 2008). A pesar de las numerosas críticas y su evidente falta de validez, los axiomas del ciclo de Davis todavía gozan de gran popularidad en los ambientes docentes. Esto es debido a que su elegancia, simplicidad y sintonía con el evolucionismo y su lenguaje antropocéntrico (juventud, madurez, senectud) lo dotan de cualidades pedagógicas evidentes y ventajosas (Flemal, 1971). Por ello, el profesorado debería ser prudente a la hora de presentar estos contenidos, huyendo de simplificaciones teóricas y basando sus explicaciones en la exposición y estudio de casos reales. Para discutir brevemente sobre este segundo asunto utilizaremos los registros sedimentarios y otras evidencias geológicas del Pirineo aragonés, pues constituyen un buen ejemplo de lo complejas y variadas que pueden ser las relaciones entre la tectónica y la excavación de valles y como procesos geológicos ajenos al orógeno también pueden influir en la red de drenaje.

Montañas y valles son así la cara y cruz de una misma moneda, es imposible entender el relieve de las primeras sin analizar la distribución de los valles intramontanos y periféricos, su relación con la morfoestructura, la actividad tectónica y la historia geológica de la región en la que se ubican.

LOS VALLES EN LA SIERRA DE GUADARRAMA (SISTEMA CENTRAL IBÉRICO)

El Sistema Central Ibérico se considera una cadena montañosa intraplaca de piel gruesa, es decir, una cadena caracterizada por la presencia de fallas profundas que afectan al basamento, y con una tectónica polifásica. La deformación se concentra en sistemas de fallas inversas de doble vergencia y cuyo resultado final es una estructura de bloques elevados o *pop-ups* de dirección general NE-SO que separa las cuencas cenozoicas del Duero al norte y del Tajo al sur (De Vicente *et al.*, 2004). El relieve de la cordillera está caracterizado por una superficie de cumbres, a la que se adosan otras superficies de erosión escalonadas y con un encajamiento de la red fluvial superpuesto (De Pedraza, 1994). Vamos a describir brevemente dos ejemplos de valles, ambos localizados en la llamada Sierra de Guadarrama, que constituye el sector centro-oriental de la cadena.

El valle alto del río Lozoya (Sierra de Guadarrama - Sistema Central)

Este valle, afluente del río Jarama, se localiza en el centro de la Sierra de Guadarrama y discurre en su

tramo alto según una dirección SW – NE, para posteriormente girar al sur. El fondo del tramo alto del valle se sitúa a una altitud comprendida entre los 1.180 m (confluencia del río de la Angostura y el arroyo de la Umbría) y poco menos de 1.090 m (embalse de Pinilla del Valle). Es un valle intramontano, rodeado por elevaciones de más de 2.000 m de altitud que están constituidas por rocas graníticas y metamórficas del Paleozoico, formando las alineaciones de Peñalara – Montes Carpetanos al noroeste y de Cuerda Larga al sur (Fig. 2 y Fig. 3). En el fondo de este valle afloran sedimentos marinos y continentales del Cretácico superior y del Paleógeno. Aunque este hecho ya fue observado por los investigadores del siglo XIX (De Prado, 1864), no fue hasta finales de ese siglo cuando se considera por primera vez que la sedimentación cretácica se tuvo que producir sobre un relieve completamente arrasado por la erosión y que fueron los movimientos tectónicos postcretácicos los que dieron lugar a la elevación de las montañas que rodean el valle (Penck, 1894).

Hoy en día se interpreta que esta estructura tectónica consiste en dos bloques elevados sobre fallas inversas o *pop-ups*, separados por un bloque hundido o *pop-down* en el que se aloja el alto valle del Lozoya (Fig. 2 y Fig. 4). Las montañas situadas al sur del valle (*pop-up* de Cuerda Larga) son parte de una alineación formada por varias estructuras que siguen direcciones generales N 70°-80° E, y de la cual también forma parte, el *pop-down* de Manzanares o de Guadalix y el *pop-up* del Cerro de San Pedro (De Vicente *et al.*, 2004). Las dos fallas inversas que delimitan el alto valle del Lozoya confluyen y se

Fig. 2. Esquema geológico de la Sierra de Guadarrama. 1: Rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico. 2: Rocas sedimentarias del Cretácico superior – Paleógeno. 3: Materiales sedimentarios del Neógeno – Cuaternario. 4: Falla. 5: Cabalgamiento. 6: Falla extensional. Se señala también la localización de la Fig. 4. Fuente: Mapa Geológico de España y Portugal simplificado (Rodríguez *et al.* 2015).

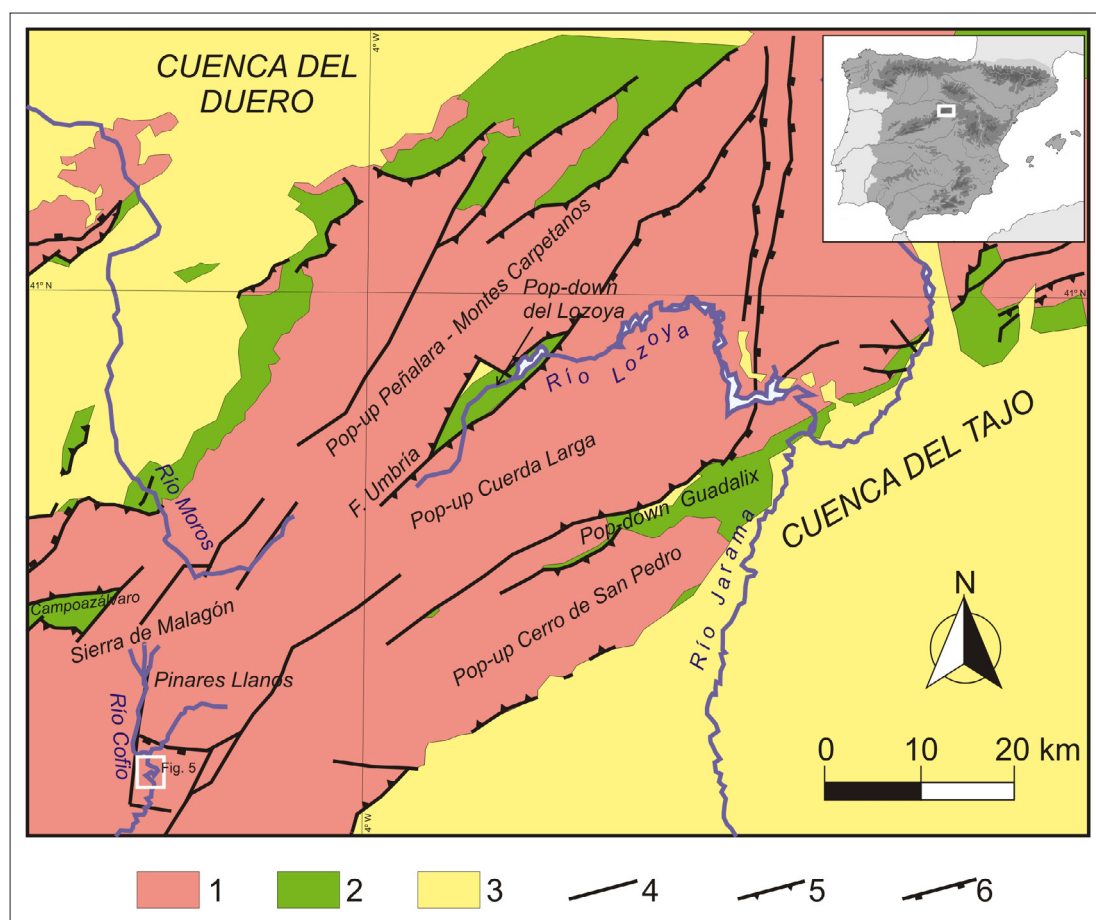




Fig. 3. Vista general del valle alto del río Lozoya (Sierra de Guadarrama) desde el mirador de Los Robledos (Rascafría, Madrid). Al fondo del valle se observa el embalse de Pinilla, a la izquierda se localiza la cumbre de Reajo Capón (2.093 m) de los montes Carpetanos y a la derecha la estribación norte de la Cuerda Larga (Altos del Hontanar).

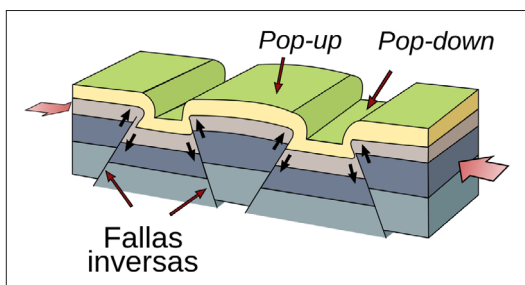


Fig. 4. Estructuras características del estilo tectónico de piel gruesa. Las elevaciones entre fallas inversas de vergencia contraria se denominan *pop-up* o extrusión. Las depresiones entre dos fallas inversas de vergencia contraria se denominan *pop-down*. Fuente: Wikimedia Commons.

unen hacia el sureste, para formar la falla denominada de “La Umbría”, que fue uno de los grandes problemas constructivos durante la excavación del túnel de Guadarrama de la línea de ferrocarril de alta velocidad (Cobrerros *et al.*, 2002; Simic, 2005). Más al oeste, en la Sierra de Gredos, los valles controlados estructuralmente por fallas condicionan buena parte de la red de drenaje, destacando los valles de Ambles, Alberche y Tietar, todos ellos en relación con sendos *pop-downs*.

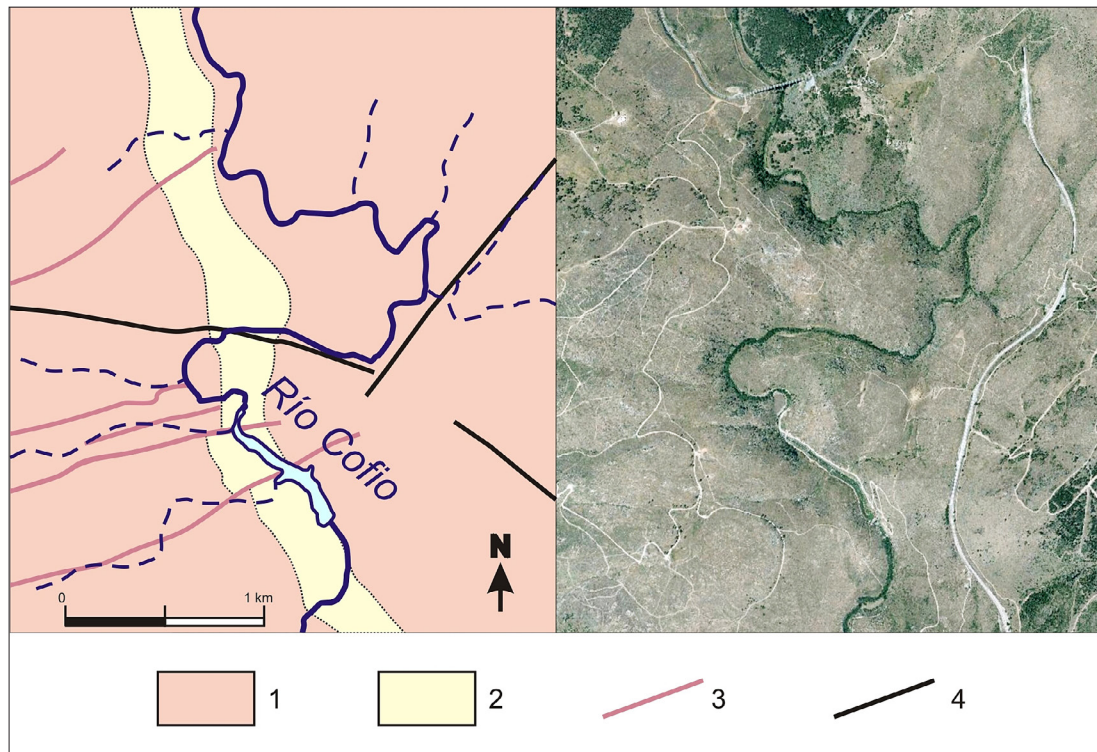
El valle medio del río Cofio (Sierra de Guadarrama - Sistema Central)

El río Cofio es afluente del río Alberche y nace en la vertiente sur de la Sierra de Malagón, que es una alineación secundaria en el sector suroccidental de la Sierra de Guadarrama (Fig. 2). La Sierra de Malagón culmina en una superficie de cumbres bastante continua, de dirección N80°E, que desciende de este a

oeste entre 1900 m (Cueva Valiente) y 1.500 m (puerto de La Lancha). La Sierra de Malagón tiene una vertiente norte abrupta que domina el *pop-down* de Campoazálvaro y su continuación por el valle del río Moros y El Espinar, con unos 600 m de desnivel neto en menos de 3 km de distancia. Por el contrario, la vertiente sur es más suave e irregular, y se configura a partir de una superficie escalonada con respecto a la línea de cumbres, formando la denominada paramera de Pinares Llanos (De Pedraza, 1994), que es una superficie irregular e intensamente desmantelada por la erosión, basculada hacia el sur para enlazar con la depresión o *pop-down* del Alberche. Es en esta vertiente sur donde se encuentra el valle del Cofio, que fluye durante 56 km desde la citada Sierra de Malagón hasta alcanzar el río Alberche (confluencia a 570 m).

Durante sus primeros kilómetros de recorrido, el río Cofio tiene un trazado bastante rectilíneo pues sigue las trazas de un sistema de fallas y diques de lamprófidos de dirección N10°E, para encajarse así en un substrato paleozoico formado por granitoides biotíticos y leucogneises. A continuación, el río gira hacia el este abandonando dicho sistema de fallas y adentrándose en un macizo de rocas metamórficas. Tras recibir a su afluente principal, el arroyo de la Aceña, el Cofio gira de nuevo al sur formando un valle estrecho y meandriforme que caracterizan su tramo medio. El macizo sobre el que discurre el tramo medio del río Cofio está compuesto fundamentalmente por ortogneises glandulares, con una intercalación principal de leucogneises y mármoles que señalan la estructura general del macizo (Fig. 5). Aunque puntualmente algún tramo del valle meandriforme o sus afluentes secundarios se adaptan a la traza de las fracturas, en general el curso del río

Fig. 5. Esquema geológico (izquierda) y fotografía aérea (derecha) del tramo medio del río Cofio (Ver localización en Fig. 2). 1: Ortogneises glandulares. 2: Leucogneises y marmoles. 3: Diques de pórfidos graníticos - granodioríticos. 4: Falla. Fuentes: Mapa Geológico de España 1:50.000 simplificado (Bellido et al., 1990).



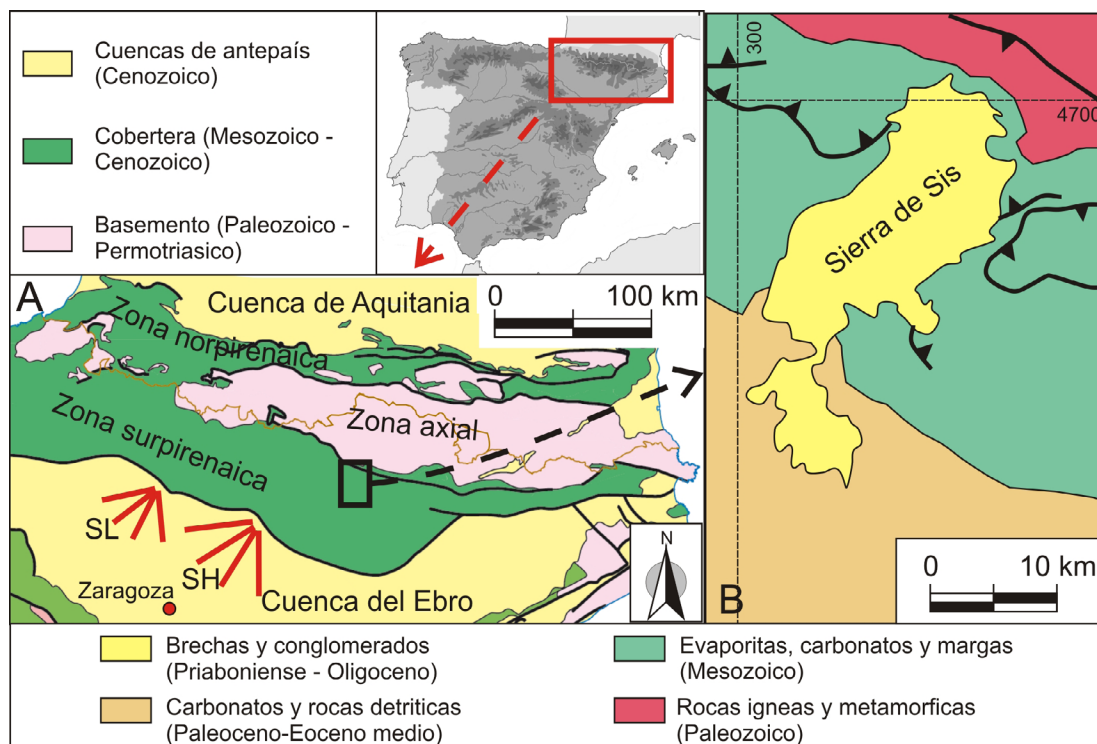
es indiferente a la fracturación o a los cambios litológicos, cruzando los contactos entre las litologías sin modificar su trazado meandriforme. Los meandros del tramo medio del río Cofio presentan laderas asimétricas, es decir, es un valle de meandros de crecimiento o *in-grown meander valley*. La asimetría de las laderas, típica de los meandros de crecimiento, indica claramente que los meandros progresaron y se desplazaron durante el propio encajamiento (Rich, 1914). El valle meandriforme del Cofio forma en realidad una garganta interior, encajada un centenar de metros en los restos degradados de un va-

lle en artesa previo y más amplio, cuyas huellas son un conjunto de hombreras y rellanos a igual cota. Todas estas características indican que el origen de este valle es de manera inequívoca erosivo.

LOS VALLES EN EL PIRINEO ARAGONÉS

Los Pirineos constituyen una cadena de dirección E-O de doble vergencia con un zócalo de rocas ígneas y metamórficas (Paleozoico) que ha sido elevado por los cabalgamientos alpinos y aflora en el

Fig. 6. A: Esquema geológico de las principales zonas estructurales de los Pirineos y posición aproximada de los sistemas fluviales de Luna (SL) y Huesca (SH) durante el Oligoceno superior y Mioceno (Hirst y Nichols, 1986; Friend et al., 1988). B: Esquema geológico de los conglomerados de la Sierra de Sis (Huesca). Fuente: simplificado a partir de García-Senz (2002).



eje central de la cadena formando la denominada Zona Axial. La Zona Axial está rodeada al norte por la Zona Norpirenaica, un estrecho cinturón de rocas sedimentarias del Mesozoico que cabalgan sobre la cuenca de antepaís de Aquitania. Al sur de la Zona Axial se distingue la Zona Surpirenaica, compuesta por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico apiladas mediante cabalgamientos imbricados, siguiendo un estilo estructural de piel fina (Fig. 6-A). Los sedimentos sinorogénicos son muy abundantes en la Zona Surpirenaica, lo que permite acotar la cronología de la deformación con bastante precisión (Barnolas y Pujalte, 2004). Más al sur se encuentra la cuenca de antepaís sur o del Ebro.

La orogenia de la cordillera Pirenaica se inició por la colisión oblicua de las placas tectónicas Ibérica y Europea. La etapa orogénica comienza en el Cretácico superior, produciéndose una transgresión marina generalizada, con expansión de los depósitos carbonatados en ambientes de plataforma, que alcanzan su máxima expansión a comienzos del Eoceno, contemporáneamente con el emplazamiento de las láminas cabalgantes que forman la Unidad Surpirenaica Central, lo que dio lugar a la compartimentación de la cuenca surpirenaica en tres subcuencas, en las que predominaba la sedimentación deltaica y turbidítica, pero coexistiendo con ambientes de plataforma carbonatada en el borde sur y con abanicos aluviales siliciclásticos procedentes del norte (Zona Axial). A partir del Bartonense (Eoceno medio) la sedimentación, que ya es predominantemente siliciclástica, se produce en ambientes marinos más someros y continentales que se van desplazando cada vez más al sur. La sedimentación marina finalizó en el Priabonense con el depósito de sales sódicas y potásicas en Cataluña y Pamplona. A partir de ese momento, la sedimentación es continental y endorreica, desplazándose desde la Zona Surpirenaica hacia la Cuenca del Ebro.

Los primeros paleovalles

La Sierra de Sis (Huesca) es una elevación montañosa de dirección general NNE-SSO, situada al sur del macizo granítico de la Maladeta y al este del macizo calcáreo del Turbón, cuyas cumbres se sitúan a 1600 - 1790 m y hacen de divisoria de las cuencas de los ríos Isábena y Noguera Ribagorzana. Esta Sierra está formada fundamentalmente por conglomerados poligénicos contemporáneos a la fase principal de plegamiento, pero poco deformados y transportados sobre la lámina cabalgante de la Unidad Surpirenaica Central (Fig. 6-B).

Los conglomerados se apoyan de forma discordante sobre una superficie de erosión irregular que arrasa las estructuras previas, formando paleovalles y crestas hacia el norte. Los conglomerados tienen un espesor total de 850 m con dos facies diferenciadas. La parte inferior, de unos 150 - 200 m de espesor, está compuesta por brechas y conglomerados masivos de clastos principalmente calcáreos y de areniscas, procedentes de formaciones cretácicas y eocenas y, en menor medida, de rocas paleozoicas, están cementados por carbonato y representan ambientes fluviales proximales. En la parte superior los clastos están más redondeados y predominan los procedentes de las formaciones permotriásicas,

paleozoicas y los de rocas graníticas. Es decir, aunque los conglomerados superiores también son de ambientes fluviales, presentan facies ligeramente más distales y su procedencia es ya claramente de la zona axial. Estos conglomerados presentan también cierta deformación, pues están basculados y plegados, indicando que su sedimentación fue sincrónica con las últimas fases del plegamiento (García-Senz y Ramírez, 2009; García-Senz, 2002). Una veintena de kilómetros al este es posible encontrar otra formación de conglomerados muy similar en la Sierra de Gulp.

Las trazas de fisión (*fission tracks*) es una técnica de datación radiométrica basada en el análisis de los rastros o trazas que dejan los fragmentos de fisión en ciertos minerales que contienen uranio. Esta técnica permite reconstruir y comprender la evolución térmica de la corteza superior y ha sido muy utilizada en el estudio de la exhumación de las cadenas montañosas desde los años ochenta del pasado siglo. Esta técnica ha permitido determinar que se produjo una exhumación y erosión bastante rápida en la zona axial de los Pirineos entre los 40 y 30 Ma (Fillon y Van der Beek, 2012), coincidiendo con la edad que tradicionalmente se ha asignado a los conglomerados de Sis (Priabonense - Oligoceno inferior).

La red fluvial primitiva

Los conglomerados de las sierras de Sis y Gulp fueron coetáneos, al menos en su porción más alta, con otros conjuntos de sedimentos fluviales situados más hacia el sur, tanto en la sub-cuenca Jaca-Pamplona (al oeste), como en la subcuenca de Tremp-Graus (al sureste), ambas pertenecientes a la Zona Surpirenaica. Las paleocorrientes de estos sedimentos meridionales se dirigían inicialmente hacia el océano Atlántico (oeste) de manera subparalela a la cordillera. En el Oligoceno inferior, como consecuencia del paulatino levantamiento de las Sierras Exteriores (parte sur de la Zona Surpirenaica), las paleocorrientes giraron hacia la Cuenca del Ebro (sur), que era una cuenca continental de carácter endorreico. Este cambio de direcciones no fue sincrónico, produciéndose antes en el este, en la subcuenca de Tremp - Graus, que en el oeste, en la subcuenca de Jaca-Pamplona (Friend *et al.*, 1996).

Desde el Oligoceno superior en adelante, la red fluvial se dirigió ya hacia el sur. Los estudios estratigráficos ponen de manifiesto que la entrada de los aluviones a la Cuenca del Ebro no se producía de manera aleatoria o desordenada, sino que seguía un patrón definido (Hirst y Nichols, 1986; Friend, 1988; Friend *et al.*, 1996). Este patrón incluía dos sistemas o abanicos aluviales principales (Fig. 6), los llamados sistema de Luna y de Huesca, que dado su tamaño (abanicos de más de 50 km de radio) y la tipología de sus depósitos (predominio de las lutitas sobre las areniscas), estaban alimentados por grandes cuencas que alcanzaban la Zona Axial. Al mismo tiempo, junto al borde pirenaico de la Cuenca del Ebro, coexistían otros abanicos menores, constituidos fundamentalmente por conglomerados cuyos clastos tenían una procedencia exclusivamente local ya que drenaban cuencas mucho más pequeñas.

Fig. 7. Los Mallos de Riglos (derecha) están formados por conglomerados del Mioceno, el valle del río Gállego (centro) se ha encajado al menos 500 m en dichos sedimentos desde el Tortonense. Autor: Fabián López Olmedo.



Durante esta etapa, la Cuenca del Ebro era endorreica, y en su zona más deprimida se acumulaban calizas lacustres y evaporitas. El nivel de base de los ríos no era el mar Mediterráneo, sino las zonas lacustres y playas saladas de la Cuenca del Ebro. Los datos de trazas de fisión indican que se produjo una ralentización de las tasas de erosión entre los 29 y 9 Ma (Fillon y Van der Beek, 2012) coetáneamente a la existencia de ese nivel de base local.

Consolidación y encajamiento de la red

El proceso geológico más importante, para que se consolidara definitivamente la red de drenaje actual y se produjera su encajamiento, fue la apertura de la Cuenca del Ebro y su paso a condiciones exorreicas. Aunque se ha debatido mucho sobre la edad de dicho proceso, tanto los datos estratigráficos, como los modelos teóricos y los últimos datos geofísicos marinos indican que dicha apertura ocurrió antes de la crisis de salinidad del Messiniense, muy posiblemente en el Tortonense (Evans y Arche, 2002; Salazar, 2003; García Castellanos *et al.*, 2003; Arche *et al.*, 2010, Urgeles *et al.*, 2011).

La consolidación y encajamiento de la red se hizo en buena parte a expensas de la red fluvial oligo-miocena. La cuenca actual del río Cinca, y quizás también las del Noguera y Segre, son herederas de la cuenca fluvial que alimentó el sistema de Huesca; mientras que la cuenca del río Aragón posiblemente heredó la cuenca del sistema de Luna (Friend, 1988). Sin embargo, el río Gállego, que hoy en día nace en la zona axial, debió de tener durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior - medio una cuenca de drenaje bastante distinta a la actual. Los conglomerados de los Mallos de Riglos (Oligoceno superior - Mioceno) situados justo en la salida del Gállego

hacia la Cuenca del Ebro así lo indican, pues sus clastos tienen siempre procedencia cercana (caliza de las Sierras Exteriores) y su sistema sedimentario fue de pequeñas dimensiones. El Gállego debió por lo tanto aumentar su cuenca por erosión remontante, fagocitando parcialmente la cuenca del sistema de Luna (Friend, 1988).

El encajamiento de la red de drenaje durante los últimos 9 - 10 Ma fue muy importante. Por ejemplo, tomando como referencia la altitud de la culminación de los Mallos de Riglos (Fig. 7), es fácil deducir que el río Gállego se ha encajado al menos 500 m en ese punto. A pesar de la espectacularidad de los paisajes glaciares de los valles altos (Fig. 1), globalmente, el impacto real de la erosión glaciar en la configuración de la red de drenaje fue secundario en comparación con el producido por el cambio de nivel de base que supuso la conexión de la Cuenca del Ebro con el Mediterráneo (Fillon y Van der Beek, 2012).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Valles de origen tectónico y valles de origen erosivo

El origen primario del valle alto del río Lozoya es principalmente tectónico, pues la diferencia de desnivel entre las cumbres que lo rodean y el fondo del valle, que es de entre 1.000 y 13.000 m, tan solo puede ser explicada teniendo en cuenta los saltos ocurridos en las fallas que orlan el valle. Los sedimentos del Cretácico superior, Paleógeno y Neógeno alojados en el interior del valle apenas alcanzan unas pocas decenas de metros de espesor, siendo de carácter pre y sin-orgénico, por lo que este relieve no puede ser resultado de la mera erosión dife-

rencial entre estos materiales y las rocas del zócalo. Un estudio geomorfológico detallado ha puesto de manifiesto que las primeras terrazas erosivas se sitúan a unos 190 m de altura sobre el fondo del valle actual, sobre materiales del zócalo, siendo la edad estimada Pleistoceno inferior (Karampaglidis *et al.*, 2015). En este caso, la elevación de la cordillera y el hundimiento del valle ocurrieron mediante el mismo proceso de carácter principalmente tectónico, siendo la excavación fluvial relativamente menos importante.

Por el contrario, el tramo medio del valle del Cofio se formó principalmente por procesos de excavación fluvial, generando una garganta interior encajada en un valle previo más amplio y en forma de artesa, que a su vez se excavó en una superficie antigua (paramera) basculada por la tectónica. La formación de meandros de crecimiento pone en evidencia que, aunque la tectónica jugó un papel importante en la configuración general del relieve regional, el encajamiento de la garganta interior es, en este caso, debido exclusivamente a la acción erosiva fluvial.

Aunque los valles de origen tectónico se asocian generalmente a las áreas sometidas a campos de esfuerzos extensionales o de *rifting*, en las zonas montañosa y bajo un régimen tectónico regional de compresión, también es posible encontrar valles de origen tectónico como los pop-downs, en especial en los casos de cadenas con tectónica de piel gruesa.

Tectónica y cronología de los valles de montaña

En el caso del alto valle del río Lozoya, el proceso que dio origen a una parte importante del relieve del valle es el movimiento de bloques sobre fallas, siendo la contribución del encajamiento por erosión comparativamente menor. La formación inicial del valle y la elevación de la cadena son el mismo fenómeno de creación de relieve estructural y ambos procesos fueron prácticamente sincrónicos. Este fenómeno no explica, sin embargo, todos los valles de la Sierra de Guadarrama, ni tan siquiera todo el relieve actual del valle del Lozoya. El tramo medio del valle del Cofio es un magnífico ejemplo de valle de origen erosivo con meandros de crecimiento, como también lo es el propio valle bajo del río Lozoya a partir de la localidad de Buitrago (Karampaglidis *et al.*, 2015).

La formación de valles en el Pirineo aragonés fue un proceso polifásico y largo en el tiempo, pues duró cerca de 40 Ma. Los sedimentos y otros datos permiten diferenciar tres momentos en la formación de los valles. Durante el Eoceno final y Oligoceno inferior, la erosión y encajamiento fluvial debió ser muy importante, pero afectaba sobre todo a la Zona Axial, pues en la Zona Surpirenaica predominaba la sedimentación y la red de drenaje se dirigía hacia el Atlántico. El drenaje giró hacia el sur paulatinamente, hacia la Cuenca del Ebro. Esta era una cuenca endorreica, que determinaba un nivel de base local. La erosión quedó ralentizada en el Oligoceno superior y Mioceno, quizás como consecuencia de ese nivel de base local, y se estableció una red de drenaje primitiva en el Pirineo que ya reflejaba los rasgos básicos de la red actual. La conexión de la Cuenca

del Ebro con el Mediterráneo, que fue un fenómeno geológico ajeno a la evolución tectónica de la propia cadena, supuso un cambio importante del nivel de base y el encajamiento de la red, pero este encajamiento se produjo a partir de un patrón de drenaje preexistente, que llevaba siendo funcional casi una veintena de millones de años.

Los ejemplos presentados muestran claramente que la relación cronológica entre la tectónica y la formación de valles sigue patrones diferentes en cada cadena montañosa e incluso pueden variar de uno a otro valle en una misma cadena.

Reflexiones en torno a la didáctica

Los modelos de evolución del relieve, como el ciclo de erosión de Davis (1899), parten de simplificaciones que no siempre se ajustan a la realidad de los datos. De hecho, en el momento en que se plantearon estos modelos los conocimientos y datos sobre cómo se forman las cadenas de montañas y cómo evoluciona su relieve eran escasos e imprecisos. No obstante, sus excelentes cualidades didácticas los convierten en una verdadera golosina para el docente. Quizás sea así porque más que reflejar una realidad bien conocida, lo que reflejan es un arquetipo apropiado a nuestro propio modo de entender y explicar la realidad.

Al menos en los niveles superiores de aprendizaje en las Ciencias de la Tierra, es recomendable sustituir la presentación de modelos simplificados de evolución del relieve, tipo ciclo, por ejemplos reales basados en datos conocidos u observables. Es más útil enseñar a los alumnos cómo se elabora un razonamiento empírico a partir de datos y observaciones, que especular sobre el posible encaje de la realidad en constructos preestablecidos.

BIBLIOGRAFÍA

Arche, A., Evans, G. y Clavell, E. (2010). Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: post- or pre-Messinian? *Journal of Iberian Geology*, 36, 73–85.

Barnolas, A. y Pujalte, V. (editores) (2004). La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (Ed.: J. A. Vera). Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, 233–343.

Bellido Mulas, F., Casillas, R., Navidad, M., De Pablo Maciá, J.G., Peinado Moreno, M. y Villaseca, C. (1990). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000 – Hoja nº 532 (Las Navas del Marqués)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, 108 p.

Cobrerros Aranguren, J.A., Mendaña Saavedra, F. y Moreno Cervera, M. (2002). Proyecto y construcción del Túnel de Guadarrama. *Revista de Obras Públicas*, 3426, 7–49.

Davis, W.M. (1899). The Geographical Cycle. *The Geographical Journal*, 14, 5, 481–504.

De Luc, J.A. (1809). *An elementary treatise on Geology: Determining fundamental points in that science, and containing an examination of some modern geological systems, and particularly of the huttonian theory of the earth*. F. C. and J. Rivington, 415 p.

De Prado y Valle, C. (1864). *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta Nacional de Estadística, 219 p.

- De Pedraza Gilsanz, J. (1994). Sistema Central. En: *Geomorfología de España* (Eds.: M. Gutiérrez y Peña J.L.). Ed. Rueda, 63–100.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., González-Casado, J.M., Carbó, A., Álvarez, J., Cloetingh, S., Andriesen, P. y Elorza, F.J. (2004). El Sistema Central. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera) Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, 621-626.
- Eliade, M. (1949). *Le Mythe de Veternel retour: archetypes et repetition*. Librairie Gallimard. (Trad. Castellano: Anaya, R. 2001. *El mito del eterno retorno – arquetipos y repetición*. Emecé, 112 p.).
- Eliade, M. (1963). *Aspects du Mythe*. Librairie Gallimard. (Trad. Castellano: Gil, L. 1991. *Mito y realidad*. Editorial Labor S.A., 99 p.).
- Evans, G. y Arche, A. (2002). The flux of siliciclastic sediment from the Iberian Peninsula with particular reference to the Ebro. En: *Sediment flux to basins: causes, controls and consequences* (Eds.: S.J. Jones y L.E. Frostick). Geological Society London Special Publication 191, 199-208.
- Fillon, C. y Van der Beek, P. (2012). Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: Constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research*, 24.4, 418–436.
- Flemal, R.C. (1971). The Attack On The Davisian System Of Geomorphology: A Synopsis. *Journal of Geological Education*, 19.1, 3-13.
- Friend, P.F. (1988). Space and time analysis of river systems, illustrated by Miocene systems of the northern Ebro Basin in Aragon, Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2, 55-64.
- Friend P.F., Lloyd M.J., McElroy R., Turner J., Van Gelder A. y Vincent S.J. (1996). Evolution of the Central Part of the Northern Ebro Basin Margin, as indicated by its Tertiary Fluvial Sedimentary Infill. En: *Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (Eds.: P.F. Friend y C.J. Dabrio C.J.). World and Regional Geology. Cambridge University Press, 166–172.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (2003). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108, 23-47.
- García Cruz, C.M. (2001). Origen y desarrollo histórico del concepto de ciclo geológico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 9.3, 222-234.
- García Cruz, C.M. (2002). ¿Ciclos Geológicos? Aproximación a la geología evolutiva. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 10.2, 144-150.
- García-Senz, J. (2002). *Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión*. Tesis, Universitat de Barcelona, 310 p.
- García-Senz, J. y Ramírez Merino, J.I. (2009). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000 – Hoja nº 213 (Pont de Suert)*. Instituto Geológico y Minero de España, 76 p.
- Gutiérrez-Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Prentice-Hal, 920 p.
- Gusdorf, G. (1953). *Mythe et Métaphysique. Introduction à la Philosophie*. Flammarion Éditeur, 267 p.
- Hirst, J.P.P. y Nichols, G. J. (1986). Thrust Tectonic Controls on Miocene Alluvial Distribution Patterns, Southern Pyrenees. En: *Foreland basins* (Eds.: P.A. Allen y P. Honevood). International Association of Sedimentologists, Special Publication. Blackwell Scientific Publications, 8, 247–258.
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, B. Pérez-González, A. (2015). Geomorphology of the Lozoya river drainage basin area (Community of Madrid, Spanish Central System), *Journal of Maps*, 11(2), 342-353.
- López-Gómez, J. (2015). Sedimentación y vida en el inicio de un ciclo tectónico: el caso del ciclo alpino. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.3, 286-293.
- Penck, A. (1894). *Die Pyrenäen-Halbinsel*. Reisebilder. Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien, 34, 1–40
- Playfair, J. (1802). *Illustrations of the Huttonian theory of the earth*. Ed. Cadell and Davies - W. Creech, 528 p.
- Rich, J. L. (1914). Certain types of stream valleys and their meaning. *Journal of Geology*, 22, 469–497.
- Rodríguez Fernández, L.R., López Olmedo, F., Oliveira, J.T., Medialdea Cela, T., Terrinha, P., Matas, J., Martín - Serrano García, A., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Marin, C., Montes Santiago, M. y Nozal Martín, F. (2015). *Mapa geológico de España y Portugal (Escala 1:1.000.000)*. Instituto Geológico y Minero de España -Laboratorio Nacional de Energía y Geología de Portugal, 1 mapa.
- Salazar Rincón, A. (2003). El final del endorreísmo terciario en la Cuenca del Ebro. *Geo-Temas* 5, 205-208.
- Simic, D. (2005). Tunnel de Guadarrama. Problématique des tunnels profonds. La traversée de la faille de la Umbria du tunnel de Guadarrama. *Tunnels et Ouvrages Souterrains*, 190, 13-21.
- Schulz, G. (1858). *Atlas geológico y topográfico de Asturias*. Lit. G. Pfeiffer, 138 p.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., García-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I. y Hardman, M. (2011). New constraints on the Messinian sea level draw-down from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, 23, 123–145. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 3 de mayo y aceptado definitivamente para su publicación el 30 de septiembre de 2017