

EL RELIEVE DE LOS PIRINEOS

The relief of the Pyrenees

Julien Babault y Antonio Teixell (*)

RESUMEN

La evolución del relieve de los Pirineos es un buen ejemplo de la interacción entre procesos superficiales y profundos. La elevada topografía media de la cadena es fruto del acortamiento y engrosamiento cortical, hoy inactivo, que se produjo principalmente durante el Paleógeno. Aunque la topografía es antigua, el escarpado relieve local es moderno. La etapa paleógena culminó con la formación de superficies de erosión con bajo relieve, formadas ya desde su inicio a gran altitud, en relación con el aumento de nivel de base fluvial causado por la sedimentación continental en los piedemontes o antepaíses de la cadena. La formación de superficies en altitud comportó la preservación de la raíz cortical y de la topografía elevada a pesar del allanamiento. Los valles que caracterizan la red de drenaje actual y el relieve joven disectan profundamente los restos de la superficie de erosión, y se deben a cambios en la conexión de la red fluvial remota y, sobre todo, a los cambios climáticos del Plio-Cuaternario (ciclos glaciares).

ABSTRACT

The landscape evolution in the Pyrenees is a good example of the interactions between surface and deep earth processes. The high topography is relatively old, resulting from crustal shortening and thickening during Palaeogene times, now inactive. However, the local relief is relatively young. The palaeogene stage produced a high-elevation, low-relief erosional surface in relation to the fluvial base level rise associated to the continental sedimentary aggradation in the forelands. This permitted the preservation of the Pyrenean crustal roots and the high topography, in spite of the lowering of the local relief. The incision of the present drainage network with high relief is due to changes in the connections of the distal fluvial network and the climate changes initiated during the Plio-Quaternary (i.e., the glacial cycles).

Palabras clave: Pirineos, tectónica, topografía, relieve, erosión, sedimentación, red de drenaje.

Keywords: Pyrenees, tectonics, topography, relief, erosion, sedimentation, drainage network.

INTRODUCCIÓN

Las cadenas de montañas como los Pirineos deben entenderse como un producto de la interacción entre fenómenos superficiales y profundos en nuestro planeta. Su morfología es el resultado por una parte de procesos tectónicos, que elevan la superficie topográfica, y por otra de procesos erosivos que la esculpen (es decir, que modelan el relieve) y de procesos de transporte y sedimentación de los productos de erosión. Los procesos no actúan de forma independiente sino que se influyen entre sí. Los Pirineos demuestran además que otros factores externos como los cambios climáticos o la arquitectura de la red de drenaje a escala continental dejan también una impronta característica en el relieve.

Los Pirineos se formaron entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior debido a la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática. Durante gran parte del Mesozoico, en el lugar actualmente ocupado por la cordillera se situaba un surco marino que separaba ambas masas continentales. Este surco correspondía a una depresión formada por

tectónica extensional (un *rift*), en la que se acumularon miles de metros de sedimentos del Jurásico y del Cretácico inferior. A pesar de la extensión de la litosfera, en el mar precursor de los Pirineos ístmicos actuales nunca hubo corteza oceánica, sino que ésta conservó siempre su naturaleza continental, aunque muy adelgazada. A partir de mediados del Cretácico superior (Santonense), la convergencia generalizada entre las placas Euroasiática y Africana, impelida por la apertura del Atlántico sur, cogió la pequeña placa Ibérica entremedio y provocó el cierre y la emersión del antiguo surco Pirenaico, engrosando su corteza y elevando la superficie topográfica. La actividad tectónica compresiva en los Pirineos duró unos 60 millones de años; en la actualidad son ya una cordillera inactiva, ya que la convergencia entre África y Eurasia se acomoda hoy día en otras regiones más meridionales, como las cordilleras Béticas, el Rif y el Atlas del norte de África. En la actualidad existe una sismicidad moderada en los Pirineos, pero el análisis de los mecanismos focales de los terremotos no muestra resultados uniformes (indicando fallas normales,

(*) Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona). julien.babault@uab.es, antonio.teixell@uab.es.

direccionales o inversas según las ocasiones), por lo que no puede decirse que continúe el crecimiento activo de la cadena.

La figura 1 representa la topografía de los Pirineos a partir de un modelo digital del terreno. Los mapas topográficos convencionales muestran que 212 picos en el eje de la cordillera superan los 3000 m de altitud; los modelos digitales del terreno permiten además calcular las altitudes promedio, que son las que más fielmente reflejan los procesos geodinámicos de gran escala, suavizando la rugosidad o el relieve de escala local. Así, por ejemplo, la altura media en la Zona Axial es de ~2000 m dentro de un área de 200 km de longitud por 20 km de anchura. La cordillera está flanqueada por dos antepaíses de baja altitud, las cuencas de Aquitania y del Ebro (con 300 y 500 m de altitud media respectivamente). Una imagen tan fascinante como la de la figura 1 nos sirve para plantearnos varias cuestiones acerca del origen y la evolución de una cadena de montañas: ¿qué mecanismos tectónicos producen la topografía elevada (altura media) en una cordillera?, ¿qué aporta el análisis del relieve (rugosidad) sobre la evolución de la erosión y de los movimientos verticales?, ¿cómo influye la sedimentación de piedemonte en la evolución del relieve?, y ¿por qué los Pirineos, una cordillera tectónicamente inactiva, están cortados por valles tan profundos con erosión muy activa?

Este artículo trata de responder a estas preguntas mediante una síntesis de los condicionantes tectónicos y geomorfológicos de la cordillera Pirenaica. En primer lugar se describirá la estructura de los Pirineos y su papel en la elevación de la topografía (altura media). A continuación se analizará el relieve local y sus variaciones, poniendo de manifiesto

el importante papel desempeñado por la sedimentación de los productos de la erosión en los piedemontes circundantes a la cadena, por los cambios del nivel de base remoto de la red fluvial, y por los singulares cambios climáticos del Plio-Cuaternario.

ESTRUCTURA TECTÓNICA Y TOPOGRAFÍA

Desde la formulación del principio de la isostasia en el siglo XIX se conoce que las zonas topográficamente elevadas como las cadenas de montañas se hallan soportadas por un estado de flotación de las capas más externas de la Tierra, según el principio de Arquímedes (Anexo 1). La topografía elevada necesita la existencia de una raíz cortical que la sostenga, la cual se forma por el engrosamiento de la corteza durante el acortamiento orogénico.

Las evidencias de engrosamiento cortical en los Pirineos derivan de las observaciones geológicas de superficie y de las investigaciones geofísicas de la corteza profunda. La figura 2 muestra un mapa geológico de la cordillera Pirenaica, donde se ponen de manifiesto las principales estructuras de deformación tectónica y su distribución. Atendiendo a la geometría de las estructuras y a los tipos de roca dominantes que afloran, se puede dividir la cordillera en una franja septentrional donde las estructuras tienen vergencia hacia el norte, denominada Zona Norpirenaica, y una franja meridional donde la vergencia es hacia el sur (Choukroune y Séguret, 1973). Ésta última comprende la Zona Axial, integrada por rocas Paleozoicas, y la Zona Surpirenaica, compuesta por rocas Mesozoicas y Terciarias (Fig. 3A, B). Los piedemontes de la cordillera corresponden a las cuencas terciarias de Aquitania y



Fig. 1. Imagen de la topografía de los Pirineos a partir de un modelo digital del terreno (SRTM90) de resolución 90 m; la escala de color da la altura. Las líneas de contorno indican la altura media calculada alrededor de cada píxel y dentro de una celda de 30 km de diámetro, es decir a la misma escala que el espesor de la corteza.

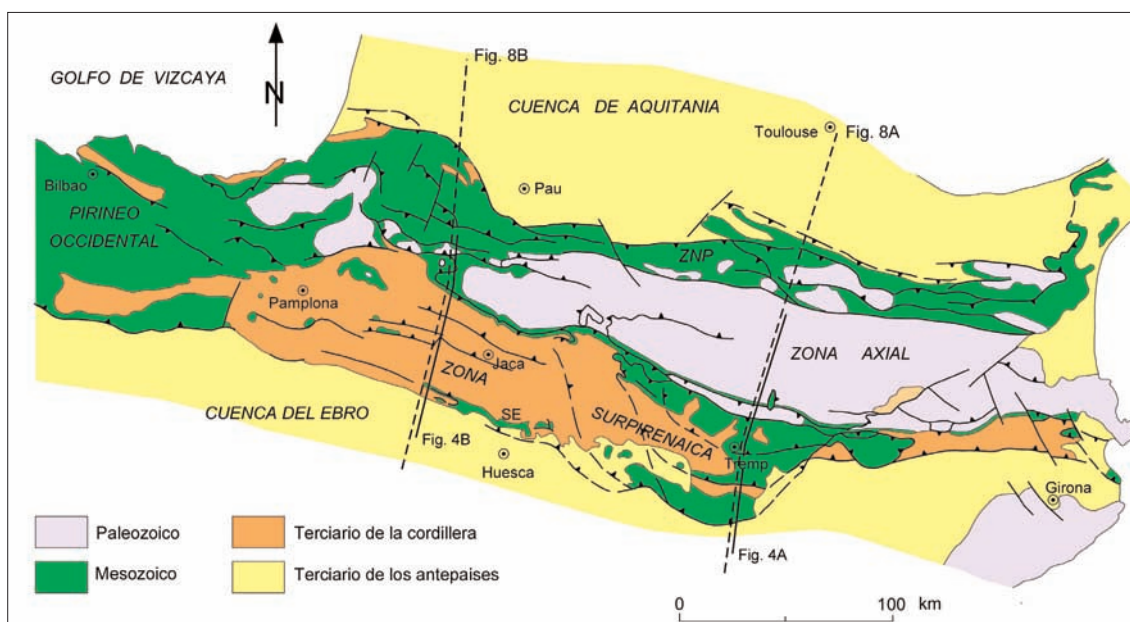


Fig. 2. Mapa geológico esquemático de los Pirineos, indicando la distribución de las principales unidades litológicas y estructuras tectónicas. ZNP: Zona Norpirenaica.

del Ebro (Fig. 2). Las rocas Paleozoicas y Mesozoicas se formaron previamente a la orogénesis pirenaica, mientras que las rocas del Cretácico más superior y del Terciario son contemporáneas, mostrando en afloramiento buenos ejemplos de relaciones tectónica-sedimentación en los que se basan los estudios sobre la cronología evolutiva de la cordillera.

Las estructuras que reflejan el acortamiento tectónico en los Pirineos y que podemos observar en la superficie corresponden a pliegues y cabalgamientos. Afectan a las rocas de todas las edades, desde Paleozoicas a Terciarias, aunque con diferente estilo según las litologías y profundidades de la deforma-

ción. A modo de ilustración, la figura 4 presenta cortes geológicos de la vertiente sur de la cordillera, contruidos esencialmente a partir de datos de geología de campo. Más detalles y descripciones locales pueden hallarse en Barnolas y Pujalte (2004) y en la colección didáctica de imágenes de Martínez *et al.* (2003). En función de cortes geológicos como los de la figura 4 y de su restitución a los estadios previos a la compresión, ha podido calcularse que el acortamiento tectónico total en los Pirineos ha sido entre 80 y 150 km (Muñoz, 1992; Vergés *et al.*, 1995; Teixell, 1998). El acortamiento es mayor en la parte oriental de los Pirineos y disminuye hacia el oeste, debido a una propagación de la deformación en esa

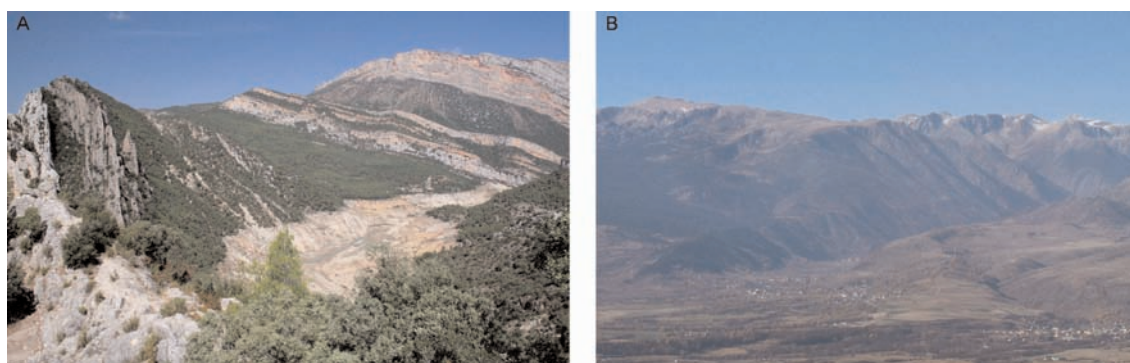


Fig. 3. A. Panorámica de la Sierra del Montsec, característica del paisaje de la Zona Surpirenaica (valle del río Noguera Ribagorçana). El relieve local está controlado por la litología y estructura de las capas plegadas, con cuevas desarrolladas a favor de la alternancia de niveles resistentes (principalmente calizas) y niveles blandos. En la imagen se observa el anticlinal frontal del manto del Montsec, dibujado por capas Jurásicas y Cretácicas. B. Fotografía de la Zona Axial, en las proximidades de la Cerdanya. La litología y estructura de las rocas metamórficas e ígneas Paleozoicas no tiene una expresión marcada en el relieve. Se observan restos de una superficie de erosión en altitud (parte superior izquierda), entallada por pequeños circos glaciares inmediatamente debajo, y por un profundo valle glaciar con perfil característico (derecha).

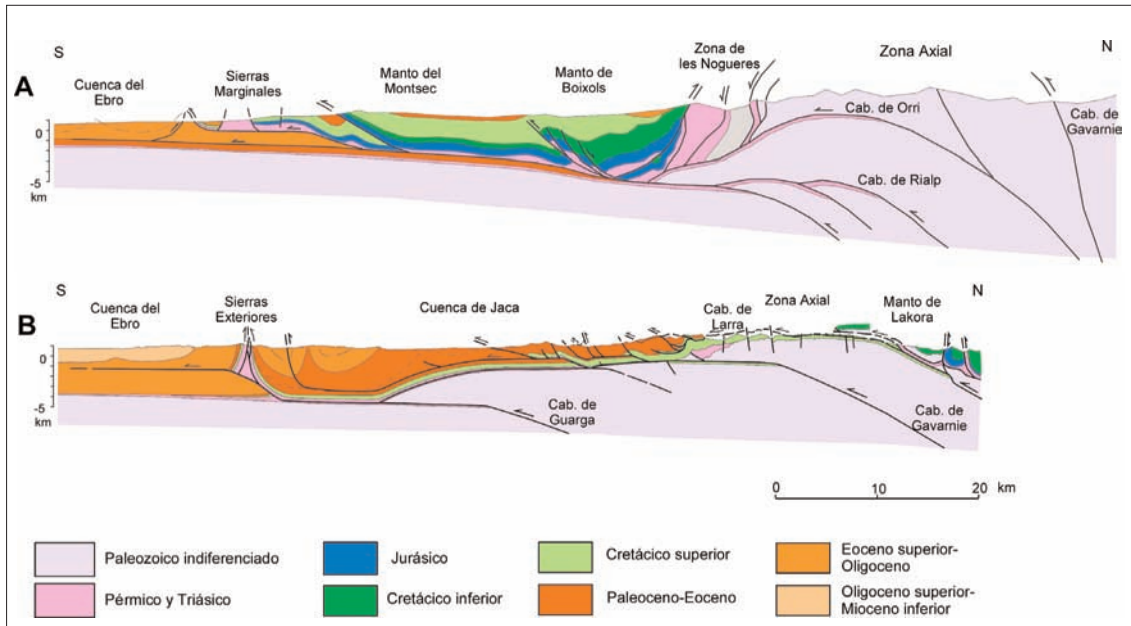


Fig. 4. Cortes geológicos de la vertiente sur de los Pirineos, mostrando la característica estructura de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el sur (ver Fig. 2 para su localización). A: Corte por el valle del río Noguera Pallaresa (modificado de Muñoz, 1992). B: Corte por los valles de Ansó y Belagua (según Teixell, 1998).

dirección con el tiempo. Estos valores cuantifican la convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática. Con ellos, conociendo la duración de la orogenia a partir de los sedimentos sintectónicos, podemos estimar la velocidad promedio a la que se acercaban las dos placas: entre 1,3 y 2,4 mm por año.

Por lo que respecta a las aportaciones de la geofísica, la evidencia más directa del engrosamiento cortical la proporcionan las anomalías de la gravedad. El mapa de la figura 5 representa la distribu-

ción de la anomalía de Bouguer en los Pirineos, a partir de mediciones precisas de la gravedad en una malla de puntos de observación. La anomalía de Bouguer corresponde a la diferencia entre la gravedad medida en cada punto y la gravedad teórica según un determinado modelo de referencia de la Tierra (una vez aplicada una serie de correcciones), y refleja el efecto de la distribución irregular de densidades en la corteza bajo el nivel del mar o el geoid. Los Pirineos, como muchas otras cadenas de

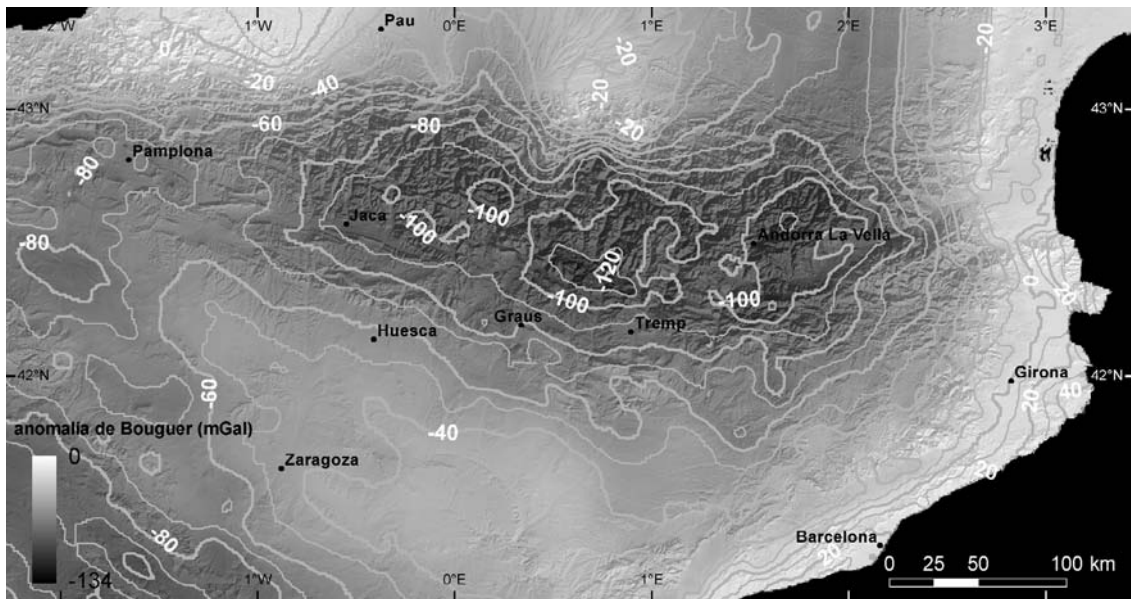


Fig. 5. Mapa de anomalías de Bouguer de los Pirineos, elaborado a partir de la base de datos gravimétricos del Instituto Geográfico Nacional. La unidad de medida habitual de la anomalía de Bouguer es el miligal, que equivale a la cienmilésima parte del m/s^2 . La anomalía negativa de gran longitud de onda que se observa es un reflejo del engrosamiento de la corteza bajo la cordillera.

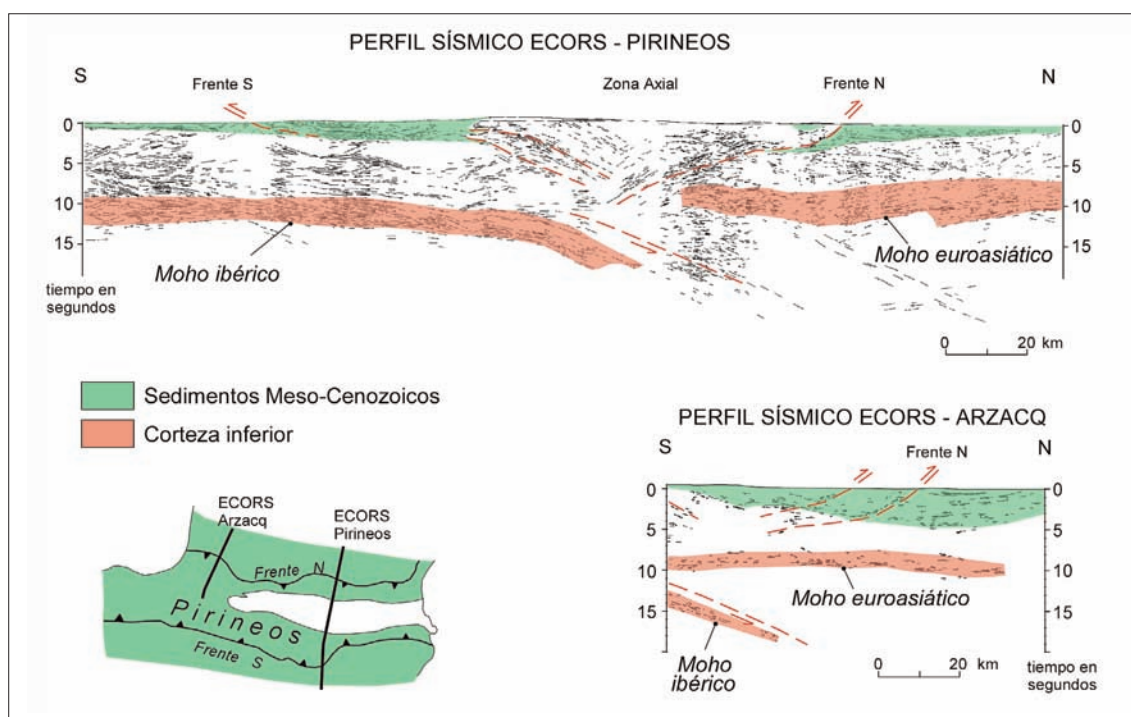


Fig. 6. Trazas de reflectores de los perfiles sísmicos de reflexión ECORS de los Pirineos. Su localización coincide aproximadamente con los cortes de la Fig. 8. En ambos perfiles quedan bien expresados los rasgos fundamentales de la estructura cortical, y se individualizan claramente las cortezas Ibérica y Euroasiática, con la discontinuidad de Mohorovicic (Moho) en la base. La inmersión de la placa Ibérica hacia el norte define la raíz asimétrica de la cordillera. La escala vertical está en tiempo de ida y vuelta de las ondas sísmicas (ver los cortes geológicos de la Fig. 8 para su equivalencia en profundidad real).

montañas, muestran fuertes valores negativos de anomalía de Bouguer, lo que indica que su subsuelo tiene un déficit de masa. Este déficit obedece a la raíz de corteza engrosada proyectándose hacia el manto superior, la misma que sostiene a la cadena de montañas en estado de equilibrio isostático. Para traducir los valores de la anomalía gravitatoria en espesores de corteza se necesita realizar un modelado numérico de las densidades del subsuelo y su respuesta, habitualmente según perfiles seleccionados. Los modelos gravimétricos realizados en los Pirineos sugieren que el espesor de la corteza bajo la cordillera alcanza valores de hasta 50 km (Casas *et al.*, 1997) lo que corresponde a un engrosamiento de 20 km.

Una imagen más precisa de la estructura de la corteza -y de la geometría de su engrosamiento- la aportan los perfiles sísmicos de reflexión. Esta técnica se basa en el estudio de la reflexión en diferentes capas del subsuelo de ondas sísmicas provocadas. Tras un adecuado tratamiento de las señales recibidas por un conjunto de geófonos, se obtiene una sección vertical del subsuelo con las trazas de los principales niveles o superficies reflectoras, que se atribuyen a capas o estructuras tectónicas particulares; de ese modo, algunas reflexiones representan estratos, otras superficies de fractura o incluso la discontinuidad de Mohorovicic. La ejecución de un perfil profundo de reflexión es una técnica costosa que requiere el concurso de varias instituciones

o países. La parte central de la cordillera Pirenaica ha sido atravesada por dos de esos perfiles, el perfil ECORS-Pirineos y el perfil ECORS-Arzacq (Fig. 6) (Choukroune *et al.* 1989; Daignières *et al.*, 1994), que nos proporcionan excelentes imágenes de la estructura profunda de la cadena, de manera que los Pirineos pueden considerarse privilegiados en ese sentido. Los perfiles sísmicos pirenaicos aportan detalles sobre la estructura interna de la corteza y corroboran el engrosamiento cortical -la discontinuidad de Mohorovicic se detecta hasta una profundidad de casi 60 km-. La estructura de la raíz cortical profunda es asimétrica: la corteza inferior Ibérica se sumerge hacia el norte bajo la Euroasiática, que mantiene una profundidad al Moho constante (obviamente la geometría de las raíces reales es más compleja que el modelo simplificado de la figura del anexo 1). Los perfiles de altura media de la figura 7 muestran también una asimetría N-S de la cadena, con un flanco norte abrupto y un flanco sur menos escarpado, que refleja probablemente la asimetría cortical puesta en evidencia por los datos geofísicos.

Los resultados de los perfiles han servido para construir nuevos cortes geológicos, que representan esta vez ya toda la corteza y el manto superior. Dos cortes correspondientes a cada uno de los perfiles se muestran en la figura 8 (recogiendo las interpretaciones de Muñoz, 1992, Berastegui *et al.*, 1993 y Teixell, 1998). La convergencia entre las placas ha

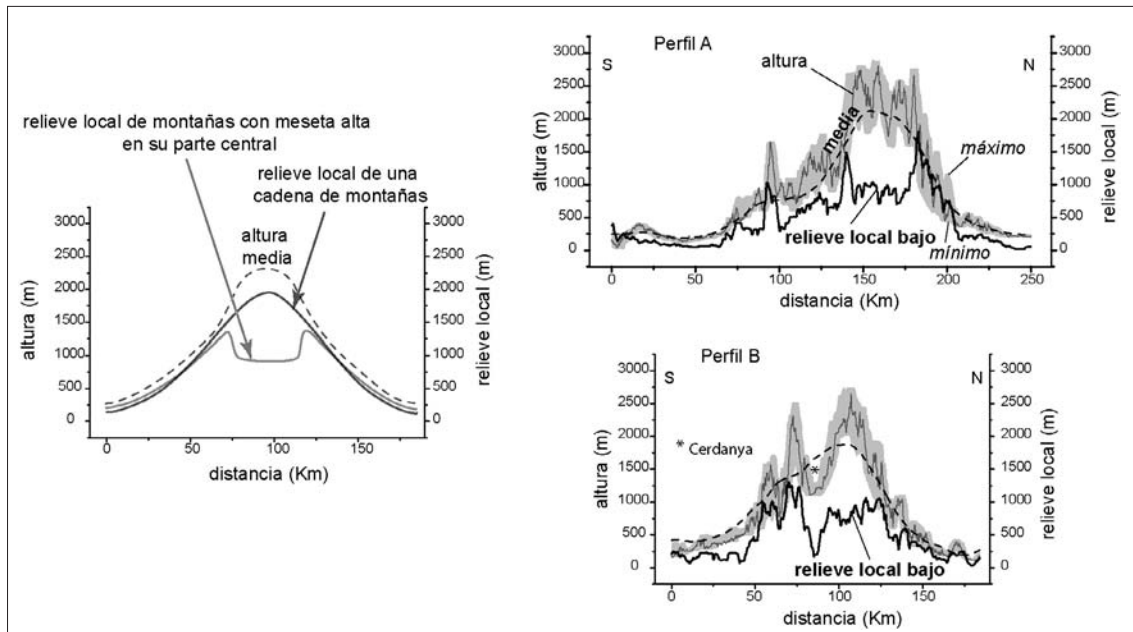


Fig. 7. Perfiles topográficos transversales a la cadena Pirenaica. Izquierda: perfil teórico mostrando la relación espacial entre la altura media y el relieve local en una cadena de montañas. Derecha: A, perfil topográfico del Pirineo Central; B, perfil del Pirineo Oriental. El bajo relieve local de menos de 1000 m en el centro de la Zona Axial responde a los restos de superficies de erosión descritas. En el perfil B, la depresión de la Cerdanya corresponde a una semi-fosa orientada NE-SO y rellena por sedimentos Miocenos. Línea negra: altura; línea negra discontinua: altura media; línea gruesa y franja gris: relieve local. La altura media está calculada dentro de una celda de 30 km de diámetro; el relieve local está calculado dentro de una celda de 5 km de diámetro.

hecho que la placa Euroasiática se haya introducido hacia el sur como una cuña, causando que la parte inferior desgajada de la Placa Ibérica haya subducido hacia el manto (Fig. 8). La comparación entre la longitud de la raíz subducida esperable y el acortamiento total medido en los Pirineos sugiere que la raíz debe prolongarse hacia profundidades mayores de hasta donde ha sido detectada, quizás hasta 100 km o más. La subducción continental hasta tal profundidad debe haberse visto favorecida por una transformación metamórfica de la raíz a eclogita, roca cuya elevada densidad (hasta 3400 kg/m³) le permite sumergirse hacia el manto (Teixell, 2000; Vacher y Souriau, 2001) (a la vez que la hace difícilmente diferenciable de éste mediante las técnicas

geofísicas). Un engrosamiento de 20 km de la corteza pirenaica implicaría una altura media entorno a 4000 m en su parte axial. Según Vacher y Souriau (2001), los Pirineos, que alcanzan en promedio unos 2000 m (Fig. 1), no llegan a esa elevación debido al efecto de la propia raíz eclogítica, cuya alta densidad tiende a disminuir la flotabilidad de la corteza profunda.

Los datos geológicos demuestran que el proceso de elevación de la topografía de los Pirineos producto del engrosamiento cortical es hoy inactivo (terminó hace unos 20 Ma). Por tanto, la altura media es antigua, a pesar del fuerte relieve local que caracteriza una gran extensión de esta cadena de montañas.

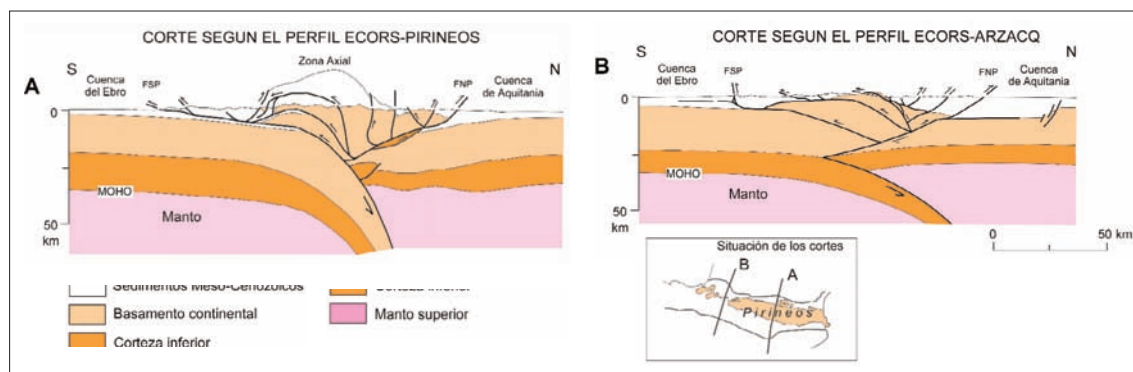


Fig. 8. Cortes geológicos a escala cortical de los Pirineos, basados en la geología de superficie (Figs. 4A y B) y en los perfiles sísmicos ECORS (Fig. 6). Su localización puede hallarse en el mapa de la Fig. 2. Corte A según Muñoz (1992) y Berastegui et al. (1993). Corte B según Teixell (1998). FSP y FNP: frentes sur- y norepirenaico.

ANEXO 1: Acortamiento tectónico, isostasia y elevación topográfica

A gran escala, las variaciones de altitud se corresponden con variaciones de densidad de capas más externas de la Tierra: una región donde sean menos densas estará más elevada. Deliberadamente no hemos precisado cuales son esas capas puesto que tanto la corteza como la parte superior del manto terrestre juegan un papel, que varía según el contexto geodinámico.

Dos mecanismos principales pueden elevar la topografía de una región: el engrosamiento de su corteza y el ascenso del manto profundo caliente. El segundo ocurre en zonas como las dorsales oceánicas o los puntos calientes volcánicos (*hot spots*), donde la expansión térmica rebaja la densidad de las rocas y eleva la superficie. Los Pirineos, como cordillera de plegamiento formada por compresión en un borde de placas, se han elevado por el primero de esos mecanismos, por engrosamiento de su corteza. El engrosamiento de la corteza en una zona de compresión ocurre de manera paralela al acortamiento tectónico. La corteza, cuya densidad promedio es de 2750 kg/m^3 , cuando es acortada aumenta de grosor a expensas del manto superior, más denso (3300 kg/m^3). El resultado neto es un descenso de la densidad. Como ocurre

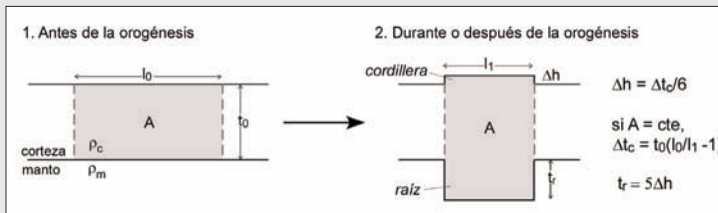


Fig. Anexo 1. Balance de masas en 2D durante la formación de una cadena de montañas. El engrosamiento de la corteza correlativo al acortamiento orogénico es el motor tectónico del relieve. En estado de equilibrio isostático cortical de tipo Airy, hay una relación determinada entre el acortamiento tectónico, el engrosamiento de la corteza (Δt_c), y la altura media de la cordillera. Esta relación es dependiente de la razón de densidades entre la corteza y el manto superior (expresada por $(\rho_m - \rho_c)/\rho_m$, cuyo valor habitual es próximo a $1/6$).

con todo cuerpo flotante, una parte del aumento de espesor produce una proyección de la corteza o "topografía" hacia abajo (una raíz), y una proyección hacia arriba elevando la superficie de la Tierra (ver figura). Cuando esta situación es estable hablamos de un estado de equilibrio isostático, en el que hay una relación definida entre la cantidad de acortamiento tectónico experimentado, el espesor de la corteza, la profundidad de la raíz, y la elevación topográfica.

La elevación topográfica (Δh) durante la orogénesis viene definida por:

$$\Delta h = \Delta t \left[\frac{(\rho_m - \rho_c)}{\rho_m} \right] \approx \Delta t / 6$$

(donde Δt es el aumento de grosor de la corteza y ρ_c , ρ_m son las densidades promedio de la corteza y manto. La relación $[(\rho_m - \rho_c)/\rho_m]$ suele ser próxima a $1/6$). Si realizamos un análisis en dos dimensiones, conociendo el acortamiento tectónico (expresado como la diferencia entre la longitud inicial l_0 y final l_1 de un perfil de la cordillera), podemos predecir la elevación promedio de una cordillera en función de éste y del espesor original de la corteza (t_0):

$$\Delta t = t_0(l_0/l_1 - 1), \text{ y por tanto}$$

$$\Delta h \approx t_0(l_0/l_1 - 1)/6$$

Los valores habituales de espesor (original) de la corteza en una región llana a nivel del mar se sitúan en torno a 30 km, pero en una zona adelgazada como el rift precursor de los Pirineos puede limitarse a 20 km o menos.

Por otra parte, el grosor de la raíz cortical necesario para soportar una elevación topográfica h dada viene dado por:

$$t_r = \rho_c h / (\rho_m - \rho_c) \approx 5h$$

lo que se traduce en que cada km de altura topográfica requiere unos 5 km de raíz cortical proyectándose hacia el manto para hallarse en equilibrio isostático (este cálculo es análogo al que se efectúa para deducir que una masa de hielo flotando en el mar tiene una parte sumergida 8 veces superior a la emergida).

En el caso de la Zona Axial de los Pirineos aragoneses, por poner un ejemplo, el acortamiento tectónico allí calculado del 40% sobre una corteza original de 20 km de espesor (valor razonable en vista de la extensión Mesozoica) debe haber elevado el fondo del mar Cretácico algo más de 2 km. La altura media ahora es de unos 1600 m, lo que es coherente si se tiene en cuenta la actuación de la erosión, que actúa en sentido contrario. Este tipo de cálculos sencillos se refiere siempre a elevaciones promedio abarcando áreas de gran escala. Obviamente, el relieve o rugosidad de pequeña escala, como la diferencia de altitud entre una montaña y un valle adyacente, no requiere variaciones de profundidad de la base de la corteza que se sitúa más de 30 km por debajo, sino que puede ser soportado por la propia rigidez de la litosfera.

TOPOGRAFÍA Y RELIEVE

Hemos visto que los Pirineos presentan una topografía media elevada resultado de los procesos tectónicos. El relieve local, con profundos valles, crestas y restos de superficies de aplanamiento, deriva de la acción de procesos erosivos y de sedimentación que han modelado la cordillera de manera no homogénea desde sus orígenes hasta nuestros días.

Las superficies de erosión con poco relieve en altitud

Una característica notoria de los Pirineos es la existencia en altitud de superficies de erosión con poco relieve, que contrastan con el relieve escarpado circundante de picos y valles profundos. La figura 9 sitúa las áreas de este tipo señaladas por los

geógrafos y geólogos del siglo XX (ver referencias en Babault *et al.*, 2005). Entre las principales se hallan la zona de los Encantats, entre los ríos Noguera Pallaresa y Ribagorzana, los macizos alrededor de las cuencas neógenas de Cerdanya y Capcir (Fig. 10), y el macizo de Aston. Su extensión representa un 10% de la superficie de la Zona Axial.

Para mostrar la morfología de estas superficies se ha calculado el relieve local a escala de 5 km a partir de un modelo digital del terreno (ver Fig. 9 y el Anexo 2). Las superficies de erosión con poco relieve en altitud descritas en la literatura tienen un cierto relieve local ($750 \text{ m} \pm 250 \text{ m}$), pero que aún así contrasta con el relieve que supera los 1000 m y alcanza 2000 m en los valles profundos de los ríos principales. La altura media de esas superficies está contenida entre 1800 y 2500 m (Babault *et al.*, 2005).

Fig. 10. Vista tridimensional hacia el suroeste del DEM de los Pirineos Orientales, mostrando las superficies de erosión con poco relieve a gran altura. Los restos de la superficie de erosión miocena están incididos por los afluentes del río Segre. Las zonas en blanco corresponden a las semifosas tectónicas bordeadas al sur por fallas normales y rellenas de sedimentos del Mioceno superior. El Segre, el Têt y el Aude se encajan en la topografía justo al salir de la depresión de la Cerdanya, con lo que ésta ha sido en gran parte preservada de la erosión.

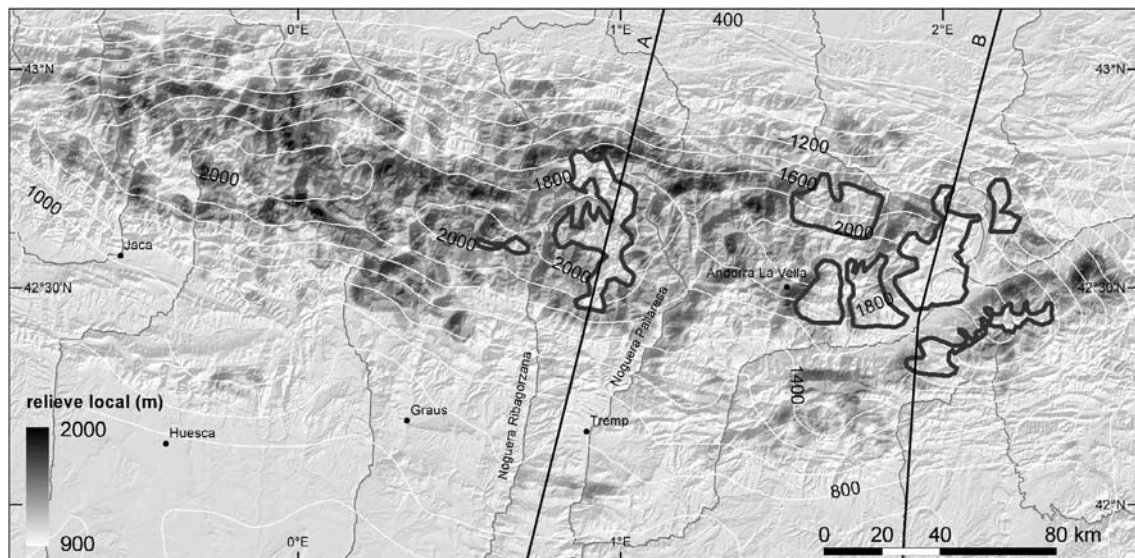
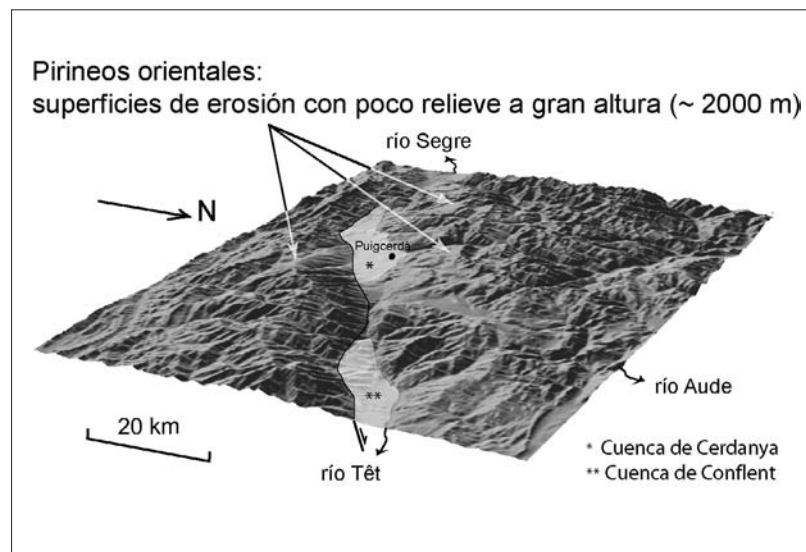


Fig. 9. Mapa de relieve local calculado dentro de una celda móvil de 5 km de diámetro. La altura media está representada por las curvas de nivel en blanco. Las líneas grises gruesas delimitan las zonas donde se preservan superficies de erosión con poco relieve a gran altura. Están caracterizadas por un relieve local de menos de 1000 m, que contrasta con el relieve local de entre 1000 y 2000 m de los profundos valles que las inciden.

Los perfiles topográficos de la figura 7 atraviesan los restos de las superficies con poco relieve a gran altura. El esquema conceptual de la parte izquierda de la figura muestra la relación habitual que existe entre el perfil topográfico y el relieve local en una cadena de montañas. Este tipo de relación no se observa en los perfiles A y B de los Pirineos (Fig. 7, derecha) donde el relieve local disminuye en la parte más elevada, cuando el perfil atraviesa las superficies de erosión. Un patrón de este tipo, con disminución del relieve local al aumentar la altura media, se encuentra también cuando se desarrolla una alta meseta (un *plateau*) en una cadena de montañas, como se ilustra en el perfil teórico. Esto surge que las superficies con poco relieve en altitud preservadas hoy en día en los Pirineos pueden ser los restos de una topografía de poco relieve mucho más amplia.

La preservación de depósitos continentales del Mioceno superior del margen norte de la fosa de la Cerdanya sobre las superficies de erosión con poco relieve proporciona una edad mínima para su creación. Las superficies habían sido previamente interpretadas como restos de una penillanura formada a nivel del mar después de la orogenia pirenaica, posteriormente elevada a 2000 m (de Sitter, 1952, y referencias internas). La visión de de Sitter (1952), que sigue el modelo del ciclo geográfico de Davis (1899), tiene la implicación de que la altura y la morfología actual de los Pirineos no estaría causada por la tectónica alpina Paleógena que engrosó la corteza de los Pirineos. Por ello, se invocó un acortamiento Plioceno, que nunca pu-

do documentarse. Como solución, Brunet (1986) propuso que la raíz litosférica Paleógena, fría y densa, de los Pirineos se había desprendido y hundido hacia el manto durante el Neógeno, permitiendo el ascenso de la astenosfera en su lugar e induciendo el levantamiento Plioceno. Sin embargo, los datos geofísicos muestran pruebas de una raíz litosférica continua hasta 100 km por debajo de los Pirineos, y, como hemos señalado en la sección precedente, Vacher y Souriau (2001) han demostrado que la densa raíz eclogítica profunda de los Pirineos va en contra de un levantamiento reciente a escala de la corteza.

Las superficies de poco relieve en altitud han sido profundamente disectadas por la erosión fluvial y glacial (Bordonau, 2005) durante el Cuaternario. La incisión de una topografía se ve siempre acompañada por un levantamiento relativo de las rocas con el fin de mantener el equilibrio isostático. De todas formas, a pesar del levantamiento local de las rocas provocado por el efecto del denominado rebote isostático, la altitud media de la cordillera disminuye durante su incisión. Por tanto, como la superficie de erosión miocena está incidida, la altura media de la cadena ha necesariamente disminuido desde aquella época, mientras que la altitud de los restos de la superficie en zonas de interfluvios con poca erosión relativa debe haber aumentado debido al rebote. De todas formas, la altura media y la cantidad de erosión experimentada por los Pirineos hace poco realista que la altitud de los restos de la superficie de erosión se deba en una parte importante al efecto del rebote isostático (Fig. 11).

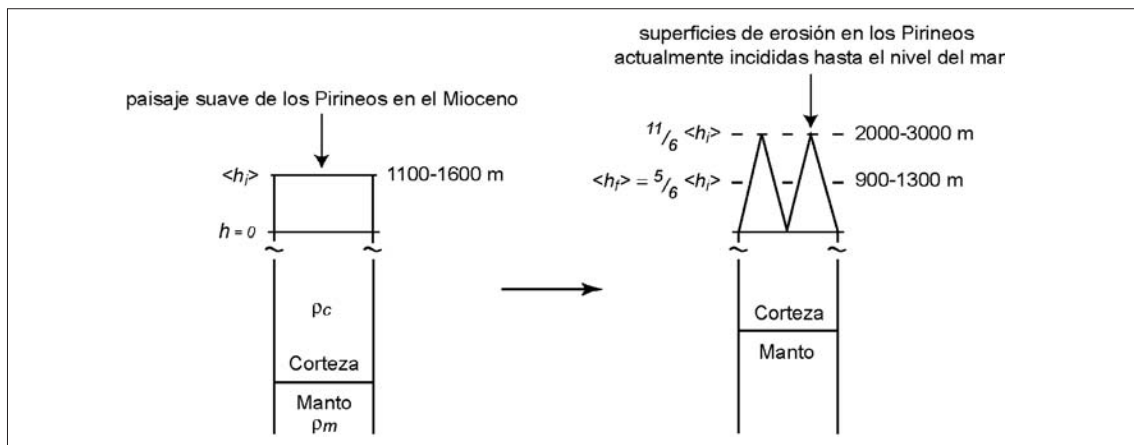


Fig. 11. Modelo de levantamiento de una topografía por rebote isostático propuesto por Molnar y England (1990) y aplicado a los Pirineos. h_i es la altura media inicial del paisaje suave del Pirineo en el Mioceno, y h_f es la altura media del paisaje resultante después de una disecación post-miocena, implicando una erosión muy heterogénea, localizada en los valles y alcanzando el nivel del mar. La compensación isostática de la erosión en este modelo predice una leve disminución de la altura media final h_f de un sexto de la altura media inicial h_i , y un levantamiento de las rocas y de la base de la corteza de una magnitud igual a $5/6$ de h_i . Las incisiones profundas hasta el nivel del mar resultan en una elevación de los picos de $11/6$ de la altura inicial h_i , lo que implica que la topografía inicial de poco relieve se formó ya en altura, y que las incisiones de los ríos se acercan al nivel del mar. Sin embargo, los tramos bajos de los ríos fluyen a una altura entre 300 m y 500 m en los flancos norte y sur respectivamente. Además, la altura de entre 2000 y 3000 m de los restos de superficies de erosión requiere una altura media inicial de 1100 a 1600 m, valores que corresponden a la actual altura media de la Zona Axial, lo que conlleva una implicación poco realista de ausencia de erosión desde el Mioceno. El modelo de Molnar y England (1990) de levantamiento por ajuste isostático no permite explicar la totalidad de la altura actual de las superficies de erosión con poco relieve en altitud de los Pirineos.

ANEXO 2: modelos numéricos de la topografía (DEMs)

Desde finales de los años 80, la generación de modelos numéricos de la topografía (Modelos Digitales del Terreno o *Digital Elevation Models*, comúnmente abreviados como DEM) ha permitido cuantificar el relieve de manera precisa y exhaustiva, como no se había podido hasta entonces. Los primeros DEM fueron generados mediante la digitalización de mapas topográficos. En la actualidad, los programas de generación de DEM mediante satélites abren la posibilidad de obtener DEM de cualquier zona de la Tierra, y también de planetas remotos como Marte. Un DEM es como una imagen digital, donde el tamaño de los píxeles define la resolución, pero al valor de cada píxel se le atribuye la altura media dentro del píxel. En 2001, la nave espacial Space Shuttle Endeavour's registró datos de radar permitiendo a la NASA producir un DEM con resolución horizontal de 90 m, puesto a disposición del público desde 2003 (SRTM90, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/cbanddataproducts.html>).

Un DEM es muy útil cuando necesitamos datos de altura media de una región. La altura media se calcula por cada píxel dentro de un disco o célula cuyo diámetro depende de la escala de los objetos geológicos que queremos estudiar. Ya que el grosor de la corteza continental en zonas estables es de 30 km, para estudios a escala cortical la altura media se calcula a la misma escala, es decir dentro de un disco de diámetro 30 km: La figura 1 muestra curvas de nivel de altura media como un ejemplo de este tipo de análisis.

La altura media caracteriza la topografía a gran escala, pero para caracterizarla a escala intermedia (entre las crestas y valles principales), o a escala aún inferior, se utiliza el relieve local. Dado que las pendientes locales (variación de altitud entre píxeles en dirección de la pendiente máxima o pendiente del flujo de agua) dependen mucho más de la resolución del DEM que el relieve local (diferencia máxima de altitud dentro de una célula), se utiliza preferencialmente el relieve local para caracterizar y cuantificar el relieve. La figura 9 muestra un ejemplo de resultado de cálculo del relieve local dentro de una célula de diámetro 5 km. Cuanto más grande la célula, más elevado es el relieve local, que tiende a converger hacia la altura absoluta del píxel más elevado dentro de la célula de cálculo. Los ríos pirenaicos principales distan entre sí aproximadamente 10 km; por ello se calculó el relieve local en los Pirineos a una escala inferior (5 km de diámetro), para caracterizar el relieve local entre esos ríos y así cuantificar las características de las superficies de erosión con poco relieve en altitud.

¿Cuál es entonces el origen de las superficies de erosión en altitud? Es en la vertiente sur de la cadena Pirenaica donde se hallan argumentos geológicos y geomorfológicos que permitieron a Babault *et al.* (2005) proponer un modelo para su formación, que se describe a continuación.

Influencia de la sedimentación de piedemonte sobre la dinámica de erosión

Hasta el Eoceno medio, la cuenca de antepaís surpirenaica era un surco marino estrecho abierto hacia el Atlántico, lo que permitía la dispersión de los productos de la erosión de la Zona Axial. A partir del Eoceno superior, la cuenca inició un largo periodo de sedimentación continental, debido a que la propagación de la deformación hacia el oeste provocó el cierre de la conexión con el Atlántico, convirtiendo la cuenca en cerrada o endorreica. Debido al crecimiento del orógeno y al incremento del flujo sedimentario, la cuenca se rellenó rápidamente. Como consecuencia, se produjo un aumento progresivo del nivel de base, y los relieves del borde de la cuenca formados cuando ésta estaba abierta fueron cubiertos por el propio relleno, tal como se puede apreciar en una serie de paleovalles transversos, llenos de sedimentos aluviales del Eoceno superior-Mioceno en la Zona Surpirenaica (como por ejemplo los conglomerados de la Pobra de Segur o de la Sierra de Sis; Fig. 12 A). Una observación fundamental es que en la actualidad los restos de estos depósitos aluviales subhorizontales llegan a una altitud de 2000 m, pudiéndose prolongar la superficie de depósito hasta las superficies de poco relieve a gran altura de la Zona Axial. La altitud máxima de esos depósitos es 1100 m a lo largo del cabalgamiento frontal surpirenaico (Fig. 12B)

Formación de una topografía con poco relieve a gran altitud

En el clásico ciclo geográfico de Davis (1899), tras un levantamiento orogénico la madurez del paisaje se alcanza cuando los valles adquieren su relieve máximo. Al final del ciclo, el paisaje se ha degradado en una superficie con muy poco relieve, cerca del nivel de base, denominada penillanura. Es decir, la disminución de la altura media de una cadena de montañas hacia el nivel de base se ve acompañada por un aplanamiento del paisaje. En el modelo de Davis, el nivel de base hacia el cual el paisaje termina por ajustarse es el nivel del mar.

El nivel de base corresponde al límite inferior de la zona en erosión. Por tanto, la parte más elevada y proximal de un piedemonte, es decir, el ápex de los abanicos aluviales que bordean las montañas en erosión, corresponde al nivel de base para los ríos que erosionan y transportan los productos de la erosión. En el caso de la vertiente sur de los Pirineos, a partir del momento en que la cuenca del Ebro se convierte en endorreica, la acumulación (agradación) de sedimentos cada vez más hacia el interior de la cordillera (cubriendo gran parte de la Zona Surpirenaica hasta el límite de la Zona Axial), es

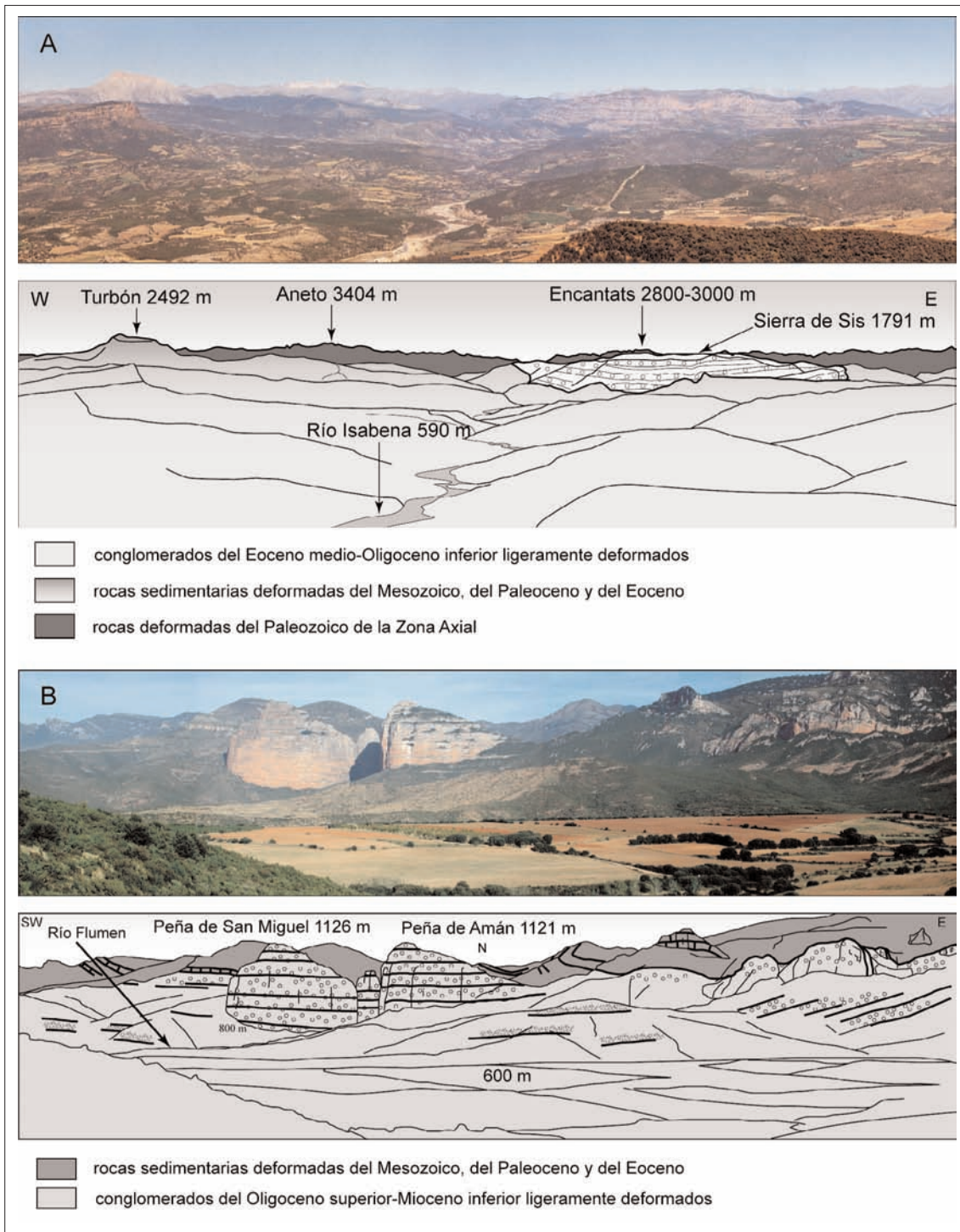


Fig. 12. A. Vista hacia el norte de la Zona Surpirenaica central mostrando una sección transversal de un paleovalle N-S relleno de sedimentos del Eoceno Superior-Oligoceno (y probablemente hasta del Mioceno) (Sierra de Sis). El paleovalle está relleno de conglomerados aluviales que alcanzan una altura de casi 1800 m. La foto está tomada desde un promontorio formado por conglomerados equivalentes más al sur, que se hallan no deformados. Antes de la disección del valle del Isábena, la región debía probablemente parecerse a una bajada que cubría la margen sur de la Zona Axial hasta 2000 m o más en el fondo de la imagen, descendiendo hasta 1000 m en el primer plano. Al pie de la Sierra de Sis, el río Isábena alcanza una altura de 750 m, implicando alrededor de 1000 m de incisión. B: Vista hacia el noroeste de los conglomerados del Mioceno inferior muy poco deformados del Salto de Roldán, en el borde de la cuenca del Ebro al norte de Huesca. Los conglomerados, que corresponden a depósitos proximales de abanicos aluviales, cubren las rocas sedimentarias plegadas del Mesozoico al Eoceno. Forman acantilados espectaculares que dominan la depresión del Ebro, y su desnivel varía entre 300 y 500 m. Los conglomerados alcanzan una cota de 1120 m.

una prueba de la subida progresiva del nivel de base a escala de toda la cuenca.

Probablemente, la cordillera Pirenaica alcanzó su altitud máxima durante el Oligoceno. Desde el Mioceno en adelante la altura media fue disminuyendo progresivamente, a medida que el levantamiento de origen tectónico desaparecía. La acumulación continuada de sedimentos conglomeráticos durante el Oligoceno y el Mioceno, fosilizando el relieve previo, implica que el nivel de base siguió alto durante esas épocas.

La erosión y exhumación de las rocas en una cadena de montañas puede medirse con las técnicas de termocronología de baja temperatura, como la medida de las huellas de fisión. La fisión de núcleos de uranio en minerales como el apatito deja unas señales o huellas que se mantienen en los cristales por debajo de una cierta temperatura. Contando la cantidad de huellas (defectos de la red cristalina) se puede determinar la edad de enfriamiento por debajo de 110° de temperatura, en la trayectoria de las rocas hasta la superficie, donde actualmente las muestreamos. Conocer el gradiente geotérmico es fundamental para poder convertir esas temperaturas a profundidades. Con el muestreo de un perfil vertical en una montaña, se puede construir una gráfica de las edades obtenidas en función de la altura (Fig. 13). La línea de regresión de la gráfica permite prescindir del efecto del gradiente geotérmico, y obtener una velocidad de erosión. En el caso del macizo pirenaico de la Maladeta, las velocidades de erosión calculadas disminuyen entre el Oligoceno (en torno a 32 Ma) y el Mioceno inferior (hasta 20 Ma) (Fig. 13). Desde el Oligoceno en adelante lo más probable es que el relieve entre las cumbres de la Zona Axial y la parte más elevada de los sedimentos de piedemonte disminuyera, un proceso que se habría acentuado durante el Mioceno, época post-orogénica en la que continuó la agradación de

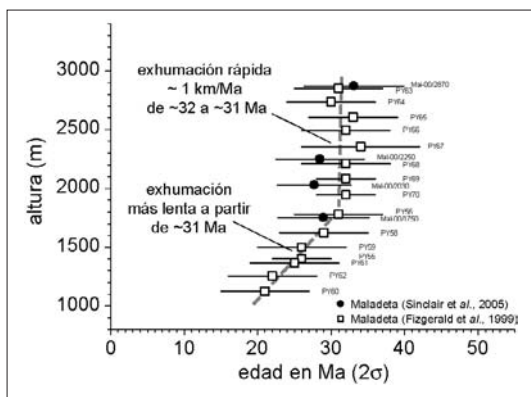


Fig. 13. Diagrama altura-edad a partir de datos de huellas de fisión en apatito de los Pirineos centrales publicados por Fitzgerald et al. (1999) y Sinclair et al. (2005). Las huellas de fisión en apatito proporcionan la edad de enfriamiento de las rocas por debajo de los 110°C, es decir, 3 ó 4 km según el gradiente geotérmico de la zona. Los datos muestran una exhumación rápida durante el Oligoceno, y más lenta a partir de 30 Ma.

sedimentos continentales. Esto resultó en el aplanaamiento progresivo de la Zona Axial, y en la formación de superficies de erosión con poco relieve en gran altura.

La evolución morfológica de la cuenca interior de la Cerdanya puede ser vista como un ejemplo a pequeña escala de lo que ocurrió a mayor escala en el conjunto de la cordillera Pirenaica. La Cerdanya corresponde a una semi-fosa neógena limitada al sur por una zona de fallas normales inclinadas hacia el norte (Fig. 10); la vertiente norte de la fosa buza 10° hacia el sur como consecuencia del basculamiento mioceno. Como hemos mencionado, los sedimentos del Mioceno superior del margen norte de la Cerdanya indican que la superficie de erosión con poco relieve existía ya antes de esa época. Hoy día, la red de drenaje corta la superficie, pero el río Segre y sus afluentes están muy poco encajados en el relleno de la cuenca. El Segre y el Têt se encajan en la topografía justo al salir de la Cerdanya, por lo que la depresión de la Cerdanya ha sido en gran parte preservada de la erosión. Una característica notable es la diferencia de relieve de las vertientes de los ríos Segre y Têt dentro y fuera de la cuenca (Fig. 10). La diferencia de relieve está directamente relacionada con la diferencia de posición del nivel de base constituido por esos dos ríos para sus respectivos afluentes.

La incisión de la red de drenaje reciente

El papel de la conexión de la cuenca del Ebro al Mediterráneo

Como hemos señalado, las superficies de erosión con poco relieve que se hallan a gran altura en los Pirineos son los restos de un paisaje alisado que ha sido retocado por la red de drenaje actual. Para explicar la incisión de paisaje de bajo relieve original se ha propuesto la hipótesis de la renovada conexión de la cuenca del Ebro al Mediterráneo después de la etapa endorreica (Riba et al., 1983) (Fig. 14), lo que habría comportado el descenso del nivel de base de los ríos. Es más problemático el saber cuando se produjo esta reapertura. A finales del Mioceno, se produjo una caída de 1500 m del nivel del mar del Mediterráneo, debido al cierre de su conexión con el Atlántico. Este bien conocido evento, denominado Crisis de Salinidad del Mesiniense (MSC) por las potentes capas de evaporitas que se depositaron en el fondo del mar, significó la caída del nivel de base de los ríos que desembocaban en el Mediterráneo. Esto causó una fuerte erosión remontante, con cañones propagándose hasta 300 km hacia el interior del continente (y con una profundidad máxima de hasta 1000 m en el caso del talud continental del Ródano, como ejemplo bien documentado). En el caso del Nilo, la incisión se propagó 2000 km, y en otros ríos con una área de drenaje de un orden de magnitud inferior alcanzó una decena de km, indicando una relación clara entre la propagación de la incisión y el tamaño de la cuenca de drenaje (Loget et al., 2005). Al final de la MSC, cuando el Mediterráneo se conectó de nuevo al

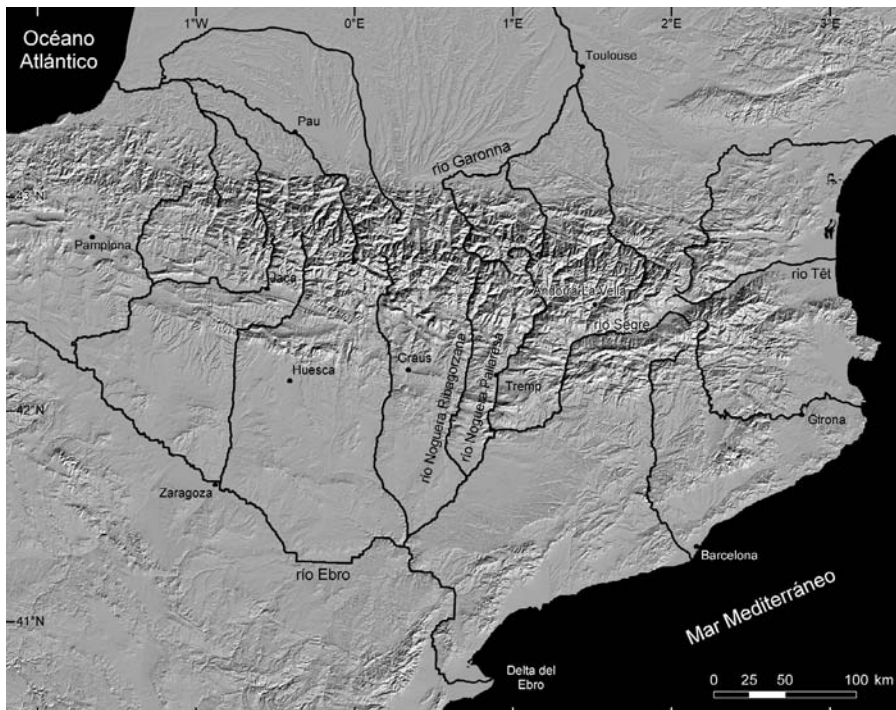


Fig. 14. Superposición de la red de drenaje principal de los Pirineos sobre una topografía digital. La morfología actual está caracterizada por ríos transversales que disectan profundamente las superficies con poco relieve en altitud.

Atlántico, la reinundación marina provocó la fosilización de los cañones por depósitos detríticos marinos y continentales.

El área de drenaje del Ebro es del mismo orden de magnitud que la del Ródano, lo que implica que si la cuenca del Ebro hubiese estado ya conectada al Mediterráneo al final del Mioceno, la incisión debería haberse propagado notablemente tierra adentro. Pero no existe cañón alguno en la cuenca de drenaje del río Ebro, sugiriendo que no estaba conectada al mar antes del Plioceno. De hecho, existen cañones profundos en el talud frente a la costa española, pero su profundidad no supera los 400 m. En tierra firme no se ha documentado ningún cañón Mesiniense como en el caso del Ródano o del Nilo. Tan solo en la parte baja del valle del Ebro, cerca de Tortosa, se ha encontrado una paleotopografía enterrada por sedimentos del Plioceno inferior, lo que indica que las incisiones que se encuentran en el mar no se han propagado más que unos pocos kilómetros hacia el interior de la costa (Fig. 15).

El volumen de sedimentos post-Mesinienses depositados bajo el mar en el surco de Valencia es de 25700 km³ en el margen continental del delta del Ebro, y de 6300 km³ en el abanico profundo del surco de Valencia (Fig. 15). Estos 32000 km³ de sedimentos representan el mismo orden de magnitud que el volumen de sedimentos erosionados en la cuenca de drenaje del Ebro, ~37800 km³ desde su conexión al Mediterráneo. La estimación de primer orden del balance del volumen de sedimentos erosionados en la cuenca del Ebro y cadenas adyacentes, y del volumen de sedimentos depositados en el surco de Valencia durante el Plioceno y el Cuaternario demuestra que el río Ebro actual puede no haber empezado a desembocar en el Mediterráneo hasta el Plioceno (Babault *et al.*, 2006).

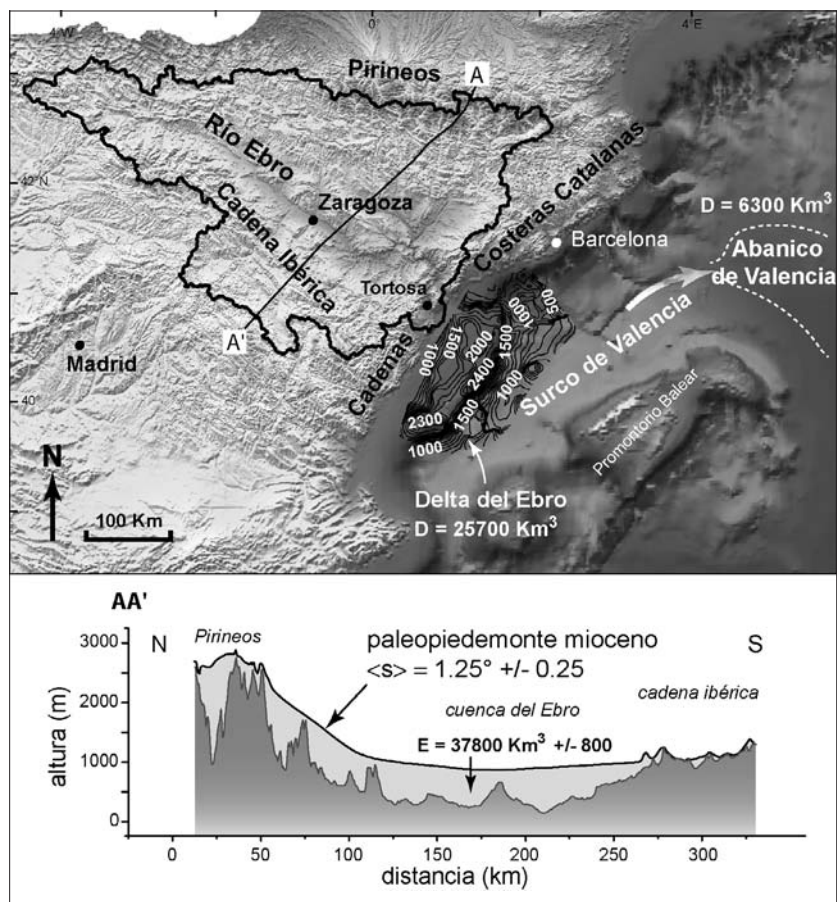
Por lo que respecta a las implicaciones sobre el relieve de los Pirineos, los argumentos expuestos implican que el nivel de base de la cuenca del Ebro ha caído unos 1000 m (Fig. 15), por lo menos desde el Plioceno, dando lugar a una erosión regresiva inevitable en el interior de la totalidad de la cuenca de drenaje del Ebro. Por consiguiente, la incisión de valles profundos en el flanco sur de los Pirineos podría haber empezado en el Plioceno.

La incisión asociada al cambio climático Plio-Cuaternario

Al final del Plioceno se produjo un importante cambio en la sedimentación en el surco de Valencia, con el paso de arcillas a arenas acompañado por un incremento por tres de la tasa de sedimentación, lo que sugiere que el retoque de la topografía miocena estuvo influenciado por el cambio climático del final del Plioceno, cuando empezaron las oscilaciones entre épocas glaciares e interglaciares.

La erosión glacial es responsable de la acentuación del relieve en las partes altas de la cordillera Pirenaica, como se puede apreciar en la foto de la figura 3B, donde los circos y valles glaciares están encajados en las superficies de erosión con poco relieve. Aunque los ciclos glaciares se iniciaron probablemente en el Plioceno superior, debido al continuo retrabajamiento de las formas de erosión y de acumulación durante los sucesivos ciclos, se cree que la mayor parte de las formas y depósitos glaciares que actualmente observamos en los Pirineos corresponden al último máximo glacial, entre hace 70.000 y 40.000 años (para una revisión del glaciario pirenaico nos remitimos al trabajo de Bordouan, 2005, publicado en esta revista, y al libro editado por Martí Bono y García Ruiz, 1994). Entre las formas de erosión y depósitos glaciares que se reco-

Fig. 15. Estimación del volumen erosionado en la cuenca de drenaje del Ebro desde el Plioceno, y del volumen sedimentado en el surco de Valencia desde el Mioceno. Arriba: topografía de la cuenca de drenaje del río Ebro (límite representado por la línea negra gruesa). La línea fina corresponde a la traza del perfil topográfico situado debajo. Abajo: Reconstrucción de la paleotopografía miocena sobre el relieve actual. La paleotopografía se ha reconstruido, en la cuenca de drenaje del Ebro, utilizando los restos de los depósitos más recientes en la cuenca del Ebro, e interpolando una superficie entre las cumbres en la Zona Axial. El volumen erosionado (en gris claro) está calculado sustrayendo la topografía actual de la paleotopografía miocena, y resulta ser de $37800 \pm 800 \text{ km}^3$. El volumen de sedimentos



depositados por el río Ebro en el talud continental del surco de Valencia (curvas negras en el margen continental, donde los números indican el espesor de sedimentos en metros) se obtiene por la sustracción del techo del Mesiniense a la batimetría (obtenido por interpolación de las líneas sísmicas), y se ha estimado en 25700 km^3 . Una parte de los sedimentos ha circulado hacia el fondo del surco de Valencia ("abanico de Valencia") mediante corrientes de turbidez; y la parte correspondiente a los sedimentos provenientes del río Ebro es de 6300 km^3 . Los 32000 km^3 de sedimentos provenientes del río Ebro en el margen continental son comparables a los 37800 km^3 de volumen erosionado en la cuenca de drenaje del Ebro.

nocen destacan los típicos valles con perfil en U, abundantes en la Zona Axial (Fig. 3B), los circos glaciares (con abundantes cubetas de sobreexcavación, hoy ocupadas por lagos) y las morrenas frontales y laterales. Los glaciares de valle se superpusieron a la red fluvial preexistente, desarrollada ya cuando el sistema se abrió al Mediterráneo. Algunos valles glaciares alcanzaron los 50 km de longitud (p.e., el valle del Noguera Pallaresa en la vertiente sur de los Pirineos, o diversos valles de la vertiente norte). En la vertiente norte los glaciares alcanzaron una cota de 400 m, mientras que en la vertiente sur llegaron hasta unos 700-800 m. Hoy día quedan tan solo poco más de una decena de glaciares de circo en franco retroceso, y el modelado del relieve actual en los Pirineos está de nuevo dominado por los procesos fluviales, de ladera y periglaciares.

En la vertiente norte de los Pirineos se encuentra una morfología similar a la de la vertiente sur, con restos de superficies de erosión con poco relieve disectadas por la red fluvial. La formación de

esas superficies, que se hallan entre 700 y 1900 m de altitud, estuvo causada también por la inhibición de la erosión relacionada con la sedimentación de piedemonte, que alcanza una cota de 600-700 m en las partes proximales del abanico de Lannemezan (el mecanismo sería el mismo que el responsable de las superficies del flanco sur de la cadena: el límite más proximal de la sedimentación detrítica puede ser considerado como el nivel de base eficaz de una cadena; Fig. 16). En ese caso, la incisión de las superficies y del piedemonte no puede deberse, como en el sur, a la apertura de la cuenca de Aquitania al océano, puesto que la red fluvial del flanco norte de los Pirineos ha estado siempre conectada al mar. Por consiguiente, no fue tanto la organización del drenaje sino la capacidad de transporte de sedimentos por las corrientes fluviales el factor más determinante de la posición del nivel de base efectivo. El cambio climático del Plio-Cuaternario aparece como el único factor posible para explicar la incisión en los Pirineos septentrionales.

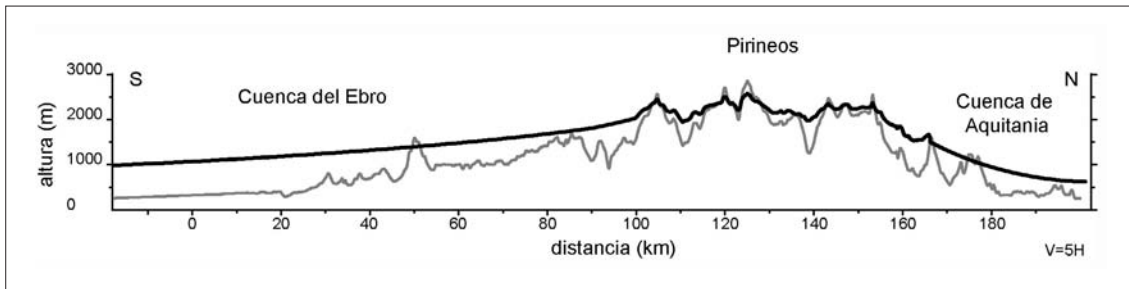


Fig. 16. Reconstrucción idealizada de la paleotopografía (curva negra) de los Pirineos antes del retoque post-mioceno (topografía actual en gris).

CONCLUSIONES

La elevación de la cordillera Pirenaica se produjo por la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática desde finales del Cretácico hasta el inicio del Mioceno. El acortamiento orogénico resultante causó el engrosamiento de la corteza y así se elevó la topografía media de la cordillera. No existen indicios de la evolución de la topografía media en el tiempo, es decir, si aumentó de forma constante durante los 60 millones de años que duró la deformación compresiva, o si llegado un momento se alcanzó una altitud límite en la cual la erosión equilibraba el levantamiento. Por otra parte, el escarpado relieve local de los Pirineos no está relacionado con la construcción tectónica del Paleógeno, puesto que la elevación progresiva del nivel de base resultó en el aplanamiento en altura de la cordillera. El modelo de aplanamiento del relieve en altura que describimos contrasta con el de Davis (1899) e implica que la disminución del relieve no equivale necesariamente a la disminución de la altura media de la superficie (Fig. 17). La incisión de las superficies de erosión comenzó probablemente durante el Plioceno. Puesto que la morfología de ambos flancos de la cadena tiene

características similares, la formación del relieve reciente está, en gran parte, determinada por el cambio climático global que se inició al final del Plioceno, y no únicamente por los cambios de condiciones de los límites de las cuencas de antepaís (como la conexión de la cuenca del Ebro al mar Mediterráneo). Durante el Mioceno la mayoría de los productos de erosión fueron atrapados en las cuencas de antepaís norte y sur. El cambio climático del Plioceno puede haber aumentado la capacidad de transporte de los productos de erosión, de manera que el nivel de base de los Pirineos ya no eran sus piedemontes norte y sur, sino respectivamente el océano Atlántico y el mar Mediterráneo. Finalmente, el modelo del aplanamiento e inhibición de la erosión en altitud proporciona una explicación a la preservación de la raíz cortical y de la topografía elevada en las cadenas de montañas (Fig. 17).

Agradecimientos

Este artículo se ha realizado con el soporte de los proyectos de investigación del Ministerio de Educación y Ciencia CGL 2006-07226 y Consolider-Ingenio CDS2006-00041.

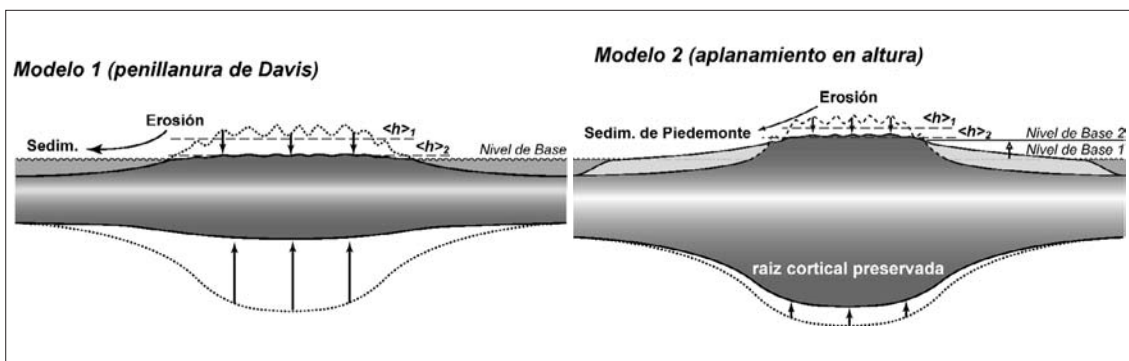


Fig. 17. Dos modelos de allanamiento del relieve de una cadena de montañas. Modelo 1: la penillanura de Davis (1899) se forma únicamente por erosión y rebote isostático, provocando fuerte exhumación y la eliminación a largo plazo de la raíz cortical. Modelo 2: el allanamiento en altura (Babault et al., 2005) resulta de la subida del nivel más proximal de la sedimentación de piedemonte, que actúa como nivel de base de la zona montañosa en erosión. A largo plazo, la disminución del relieve local por erosión a la vez que sube el nivel de base al acumularse sedimentos genera en altitud una superficie de poco relieve. La inhibición de la erosión en altura causada por la sedimentación de piedemonte permite además la preservación de la raíz cortical. $\langle h \rangle_1$: altura media inicial (sinorogénica) de la cadena de montañas; $\langle h \rangle_2$: altura media final (postorogénica).

BIBLIOGRAFÍA

- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. y Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.
- Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche J., Castelltort S., Bonnet S. y Davy P. (2006). Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian Salinity Crisis? *Geomorphology*, 81, 155-165.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (coordinadores) (2004). La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera), Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 233-343 (con la participación de 58 autores).
- Berastegui, X., Losantos, M., Muñoz, J.A., y Puigdefàbregas, C. (1993). *Tall geològic del Pirineu Central 1:200.000*. Ed. Servei Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Bordonau, J. (2005). El glaciarismo cuaternario en los Pirineos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13.3, 252-258.
- Brunet, M. F. (1986). The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. *Tectonophysics*, 129, 343-354.
- Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. y Adam, C. R. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 65-78.
- Choukroune, P. y Séguret, M. (1973). Tectonics of the Pyrenees, role of gravity and compression. En: *Gravity and Tectonics* (ed. K.H. de Jong y R. Scholten), Wiley, New York, 141-156.
- Choukroune, P. y ECORS team (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., y ECORS team (1994). The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. En: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France* (Ed. A. Mascle), Springer Verlag, New York, 199-208.
- Davis, W. M. (1899). The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14, 481-504.
- de Sitter, L. U. (1952). Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. *American Journal of Science*, 250, 297-307.
- Fitzgerald, P. G., Muñoz, J. A., Coney, P.J. y Baldwin, S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157-170.
- Loget, N., Van Den Driessche, J. y Davy, P. (2005). How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova*, 17, 414-419.
- Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (eds.) (1994). *El Glaciarismo Surpirenaico: Nuevas Aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, 142 p.
- Martínez, A., Muñoz, J.A., Busquets, P. y Vilaplana, M. (1993). *La formació dels Pirineus: interpretació a partir d'un tall geològic als Pirineus centrals*. Col·lecció didàctica de diapositives. Generalitat de Catalunya, Departament de Política Territorial i Obres Públiques.
- Molnar, P. y England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346, 29-34.
- Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (Ed. K.R. McClay), Chapman and Hall, New York, 235-246.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos* (Ed. J. A. Comba), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, vol. 2, 131-159.
- Sinclair, H. D., Gibson M., Taylor, M., y Norris, R. G. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, 305, 369-406.
- Teixell, A. (1998). Crustal Structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 395-406.
- Teixell, A. (2000). Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288, 54-65.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-section. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 893-915.
- Vacher, P. y Souriau, A. (2001). A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophysical Journal International*, 145, 460-470. ■

Fecha de recepción del original: 14 septiembre 2007
Fecha de aceptación definitiva: 5 noviembre 2007.