

## EL RELIEVE DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA

### *The relief of the Cantabrian Mountains*

Juan L. Alonso, Javier A. Pulgar y David Pedreira (\*)

#### **RESUMEN**

*La Cordillera Cantábrica constituye la prolongación occidental de los relieves Pirenaicos y es el resultado de la colisión alpina entre la placa Euroasiática y la microplaca Ibérica. En el borde norte de la microplaca Ibérica la compresión actuó en dirección aproximadamente N-S y produjo principalmente cabalgamientos y pliegues asociados que han dado lugar a los rasgos más destacados del relieve actual. El sector central de la cordillera (Macizo Asturiano) presenta las mayores elevaciones (Picos de Europa, 2648 m) y consiste en una extensa área levantada por efecto de un gran cabalgamiento de basamento despegado en la corteza media. En el sector oriental (Vasco-cantábrico), algunas de las principales sierras fueron producidas por trenes de pliegues desarrollados sobre las rampas de los cabalgamientos. Las mayores elevaciones (Castro Valnera, 1717 m) se encuentran en el flanco meridional del anticlinal de Bilbao, donde las rocas carbonatadas cretácicas resaltan sobre las series siliciclásticas más antiguas por un fenómeno de erosión diferencial. En el sector occidental o gallego, la deformación alpina va desapareciendo progresivamente. Las principales estructuras alpinas son fallas de desgarre con un componente inverso, algunas todavía activas, que han dado lugar a relieves de cierta entidad. Los principales cabalgamientos alpinos de la Cordillera Cantábrica dejaron de ser activos en el Mioceno Tardío, aunque durante los últimos 1-2 millones de años se ha seguido produciendo una elevación regional que queda registrada en la presencia de terrazas marinas pleistocenas elevadas frente a la línea de costa.*

#### **ABSTRACT**

*The Cantabrian Mountains constitute the western prolongation of the Pyrenees, and are the result of the Alpine collision between the Euro-Asiatic plate and the Iberian microplate. The compression in this area took place in a N-S direction approximately, and produced mainly thrusts and associated folds, which gave rise to the more distinctive features of the present-day relief. The central part of the Cantabrian Mountains ("Asturian Massif") holds the highest elevations ("Picos de Europa", 2648 m) and consists of an extensive area uplifted by the effect of a large basement thrust rooted in the middle crust. In the eastern domain (Basque-cantabrian region), some of the main ranges were produced by a series of folds developed over the thrust ramps. The highest elevations (Castro Valnera, 1717 m) are found in the southern limb of the Bilbao Anticlinorium, where cretaceous calcareous rocks stand out above older siliciclastic rocks by differential erosion. In the western (Galician) domain, the Alpine deformation progressively vanishes. The main alpine structures are strike-slip faults with a reverse component, some of them still active, which gave rise to some remarkable relieves. The main Alpine thrusts in the Cantabrian Mountains ceased their activity in the Late Miocene, although a regional elevation was still active during the last 1-2 Ma, as revealed by the presence of uplifted Pleistocene marine terraces along the Cantabrian coast.*

**Palabras clave:** Cordillera Cantábrica, Relieve, Orogénesis Alpina.

**Keywords:** Cantabrian Mountains, Relief, Alpine Orogenesis.

#### **INTRODUCCIÓN**

La Cordillera Cantábrica constituye una cadena montañosa litoral de más de 400 km, que se extiende a lo largo del borde norte de la Península Ibérica, entre Galicia y los Pirineos (Fig. 1). Geográficamente, constituye la prolongación hacia el oeste de los Pirineos, a través de las montañas vasco-cantábricas, hasta alcanzar las mayores elevaciones en su sector central (provincias de Asturias, León, Cantabria y Palencia), donde llega a superar los 2500 m, en los Picos de Europa.

Geológicamente, se trata de una cordillera levantada durante la orogénesis Alpina, que está flanqueada al sur por dos cuencas sinorogénicas de antepaís, las cuencas del Duero y del Ebro, situadas por delante del frente tectónico de la cordillera y cuyo relleno puede alcanzar más de 3500 m de sedimentos continentales terciarios (Fig. 2). El límite septentrional de la cordillera viene marcado por la costa cantábrica, aunque los rasgos geológicos definidos en tierra pueden prolongarse por la plataforma y el talud continental, hasta la llanura abisal del golfo de Vizcaya.

(\*) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/J. Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo. Equipo CONSOLIDER "Topo-Iberia". [jlalonso@geol.uniovi.es](mailto:jlalonso@geol.uniovi.es); [pulgar@geol.uniovi.es](mailto:pulgar@geol.uniovi.es); [david@geol.uniovi.es](mailto:david@geol.uniovi.es)

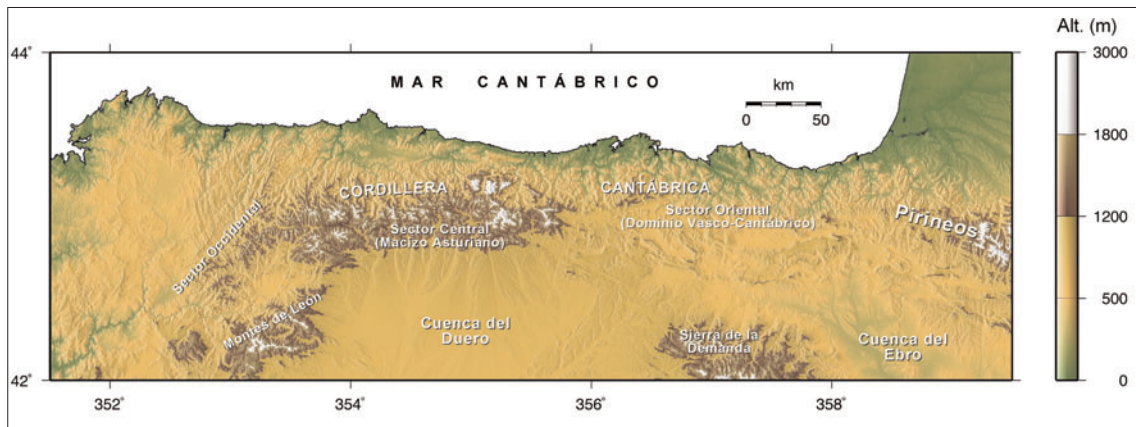


Fig. 1. Modelo digital de elevaciones (compuesto con datos procedentes de <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm> y <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>) mostrando el relieve de la Cordillera Cantábrica con los principales dominios morfoestructurales.

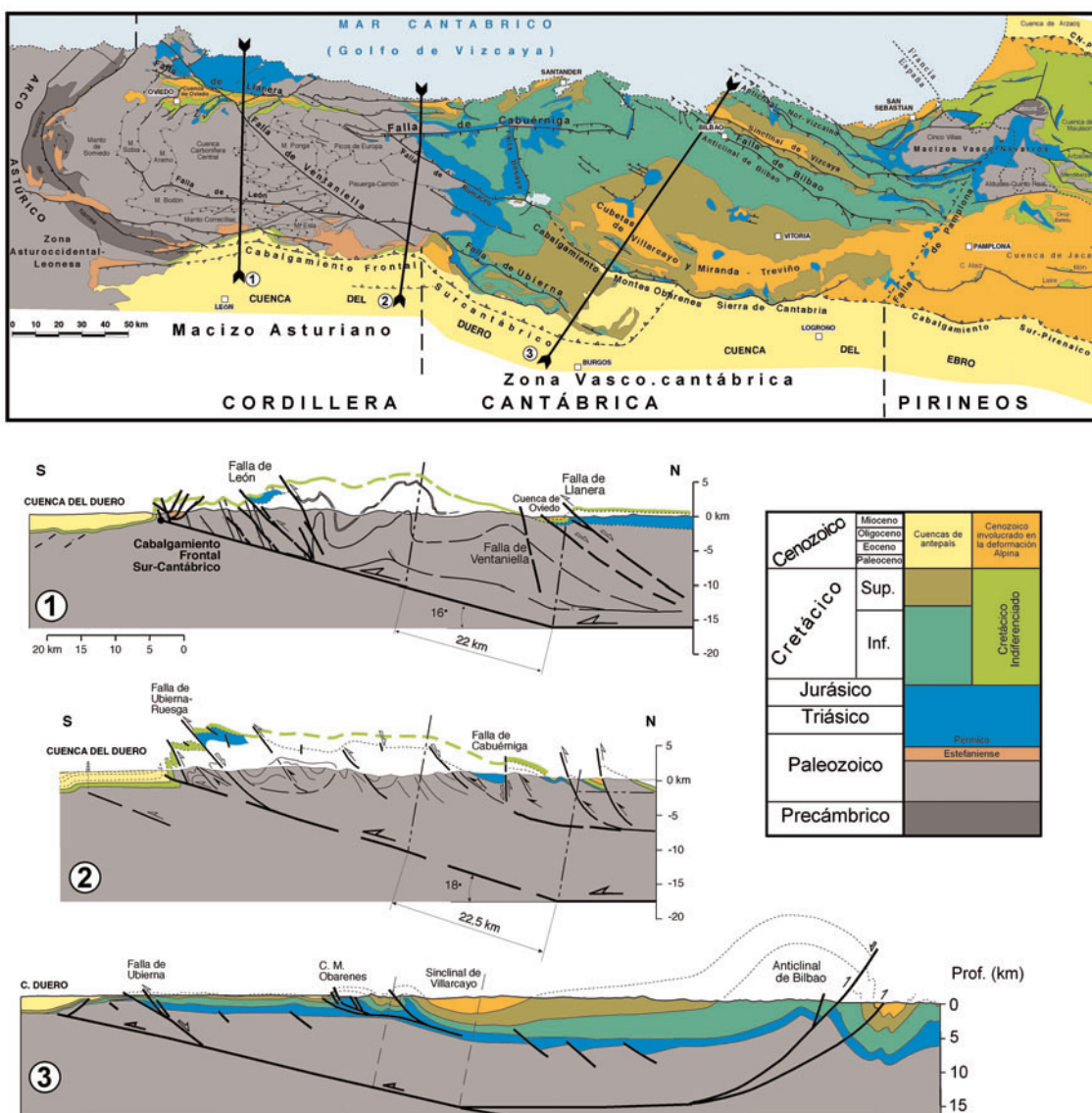


Fig. 2. Cortes y mapa geológico simplificado de la Cordillera Cantábrica, que muestran las principales estructuras geológicas alpinas responsables de su relieve (síntesis de la región Vasco-cantábrica según Quintana, inédito; cortes 1 y 2 según Alonso et al., 1996).

Desde un punto de vista geológico y geomorfológico, en la Cordillera Cantábrica pueden distinguirse tres sectores o dominios (Figs. 1 y 2). Al este se encuentra el dominio Vascocantábrico, con potentes series mesozoicas y relieves moderados que raramente superan los 1500 m. En el centro se ubica el llamado "Macizo Asturiano", con los mayores relieves, en donde una cobertera mesozoica mucho más delgada ha sido erosionada en su mayor parte, aflorando un basamento paleozoico levantado durante la deformación Alpina. El occidental, situado en el límite entre Asturias y Galicia, presenta de nuevo menores elevaciones; aquí no existen sedimentos mesozoicos y la deformación alpina ha quedado registrada por algunas cuencas terciarias limitadas por fallas.

En este trabajo se tratará de explicar cómo se han formado las montañas cantábricas y las depresiones situadas entre ellas, por qué unos relieves son más elevados que otros y por qué unas y otras sierras se orientan en diferentes direcciones. Los rasgos mayores del relieve son el resultado del desarrollo de estructuras tectónicas, pliegues y fallas, la mayoría de los cuales siguen el trazado de la cordillera y registran el relieve primario de la misma. Sobre este relieve primitivo se instaló progresivamente la red fluvial, que ha dado lugar a una erosión diferencial en función de la litología, la cual es responsable de la mayoría de los rasgos geomorfológicos menores, de carácter más local. Una expresión de este efecto es la erosión diferencial en el basamento paleozoico del Macizo Asturiano, que ha sido condicionada por las estructuras variscas previas.

Por otro lado, entre el Pleistoceno y el Holoceno se instaló en gran parte de la Cordillera Cantábrica un casquete glaciar que dejó también su impronta en el relieve (Jiménez y Farias, 2005), como consecuencia de la erosión producida por los hielos y los fenómenos de inestabilidad de las laderas que se desencadenaron tras la desaparición de los mismos.

A continuación, se expondrá en primer lugar el contexto geodinámico de la cordillera, para pasar después a describir los diferentes dominios geomorfológicos, indicando cuáles son las estructuras responsables de los movimientos verticales que han creado los relieves. En realidad, los dominios geomorfológicos se corresponden con los geológicos, ya que el relieve está estrechamente ligado a las características geológicas.

## CONTEXTO GEODINÁMICO

El primer gran evento tectónico reconocible de modo extensivo en las rocas que conforman la Cordillera Cantábrica fue la orogénesis Varisca, que tuvo lugar a finales del Carbonífero, cuando dos grandes masas continentales (Gondwana, al sureste, y Laurentia-Báltica, al noroeste) colisionaron para dar lugar al supercontinente Pangea. En la zona de colisión se formó un inmenso edificio orogénico de aproximadamente 8000 km de longitud y 1000 km de anchura (p. e. Matte, 1991) que, sin embargo, se-

ría rápidamente erosionado tan sólo 50-60 millones de años después de su consolidación, al verse afectado por un importante episodio extensional a gran escala (Coward, 1995). A pesar de esta erosión generalizada, puede afirmarse que la orogénesis Varisca tuvo un importante papel en la generación del relieve actual, al condicionar la distribución geográfica de rocas de diferente naturaleza y resistencia a la erosión.

La tectónica distensiva que se instaló en toda la Europa suroccidental durante el Pérmico desembocó en un estadio de *rifting* continental incipiente a partir del Pérmico terminal y principios del Triásico, relacionado con la divergencia entre los bloques continentales europeo y americano, como preludio de la apertura del Océano Atlántico (Ziegler, 1989; Coward, 1995). En este contexto distensivo, a finales del Triásico se produjo en el dominio Vascocantábrico una importante sedimentación de arcillas y evaporitas (facies *Keuper*) que tendría grandes repercusiones en la etapa compresiva posterior (orogénesis Alpina) al actuar como un nivel preferente de despegue de los cabalgamientos e inducir la formación de diapiros salinos.

A finales del Jurásico, comienza a desarrollarse un punto triple en el Atlántico Norte, a partir del cual se va propagando un nuevo brazo del *rift*, abriendo el Golfo de Vizcaya y provocando la divergencia entre la Península Ibérica y la Europa estable. Como consecuencia, grandes cuencas sedimentarias se instalan a lo largo de un surco o lineamiento pirenaico-cantábrico, que ya había empezado a formarse en el Triásico (Vegas y Banda, 1982). Esta situación, con creación de cuencas *pull-apart*, rotación de bloques y creación de *horsts* y *grabens*, se prolongaría hasta el Aptiense-Albiense, cuando comienza la creación de corteza oceánica en la parte central del Golfo de Vizcaya (Roest y Srivastava, 1991) y la subsidencia térmica empieza a jugar el papel principal en el control de la sedimentación sobre el margen pasivo cantábrico.

En la zona que nos ocupa, esta extensión cortical se focalizó principalmente en la cuenca Vasco-cantábrica (que actualmente conforma el dominio Vasco-cantábrico de la Cordillera Cantábrica) donde se acumularon varios miles de metros de sedimentos mesozoicos sobre una corteza extremadamente adelgazada. Hacia el oeste, la sedimentación mesozoica se concentró principalmente sobre el margen continental, siendo muy escasa sobre el actual Macizo Asturiano, que formaba parte de la plataforma continental del margen cretácico. Más hacia el oeste, en el dominio occidental de la Cordillera Cantábrica, no hay registros de sedimentación mesozoica, cuya presencia queda limitada solo a algunas cuencas en la actual plataforma.

A partir del Cretácico Tardío tiene lugar un nuevo y radical cambio en el contexto geodinámico: la placa Africana comienza a moverse hacia el norte como consecuencia de la apertura del océano Índico, provocando el empuje de la microplaca



Ibérica contra la placa Europea (Savostin *et al.*, 1986). Esta situación provocó el cierre de las cuencas mesozoicas y el inicio de la etapa compresiva Alpina, como consecuencia de la cual se levantó la cordillera pirenaico-cantábrica. El acortamiento sufrido produjo un edificio orogénico con dos ramas de vergencias opuestas: una rama septentrional en la que predominan las estructuras dirigidas hacia el norte y que, desde la Zona Norpirenaica, se continúa a través de la parte norte del dominio Vasco-cantábrico y el margen continental cantábrico, y una rama meridional con estructuras principalmente de vergencia sur, que se prolonga desde la Zona Surpirenaica hasta lo que geográficamente conocemos hoy como Cordillera Cantábrica. A niveles más profundos, el acortamiento se compensó con la subducción parcial de la corteza ibérica hacia el norte, formando una importante raíz cortical continua en dirección E-O bajo toda la cordillera Pire-

naico-cantábrica (Fig. 3) (Pulgar *et al.*, 1996; Fernández Viejo *et al.* 1998, 2000, Pedreira *et al.*, 2003, 2007).

El inicio de la etapa compresiva parece no ser coetáneo a lo largo de la cadena: mientras en los Pirineos se observan ya evidencias de compresión a finales del Cretácico (p. ej. Vergés *et al.*, 1995), éstas no se observan en el dominio central de la Cordillera Cantábrica (concretamente en su rama norte) hasta mediados o finales del Eoceno (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997). El levantamiento de la Cordillera Cantábrica propiamente dicha (rama sur) sobre la cuenca del Duero es difícil de datar con precisión, pero se estima que se produjo entre el Eoceno medio y el Mioceno (Alonso *et al.*, 1996; Gallastegui, 2000).

A continuación se detallarán las principales estructuras alpinas responsables del relieve en los distintos dominios de la Cordillera Cantábrica.

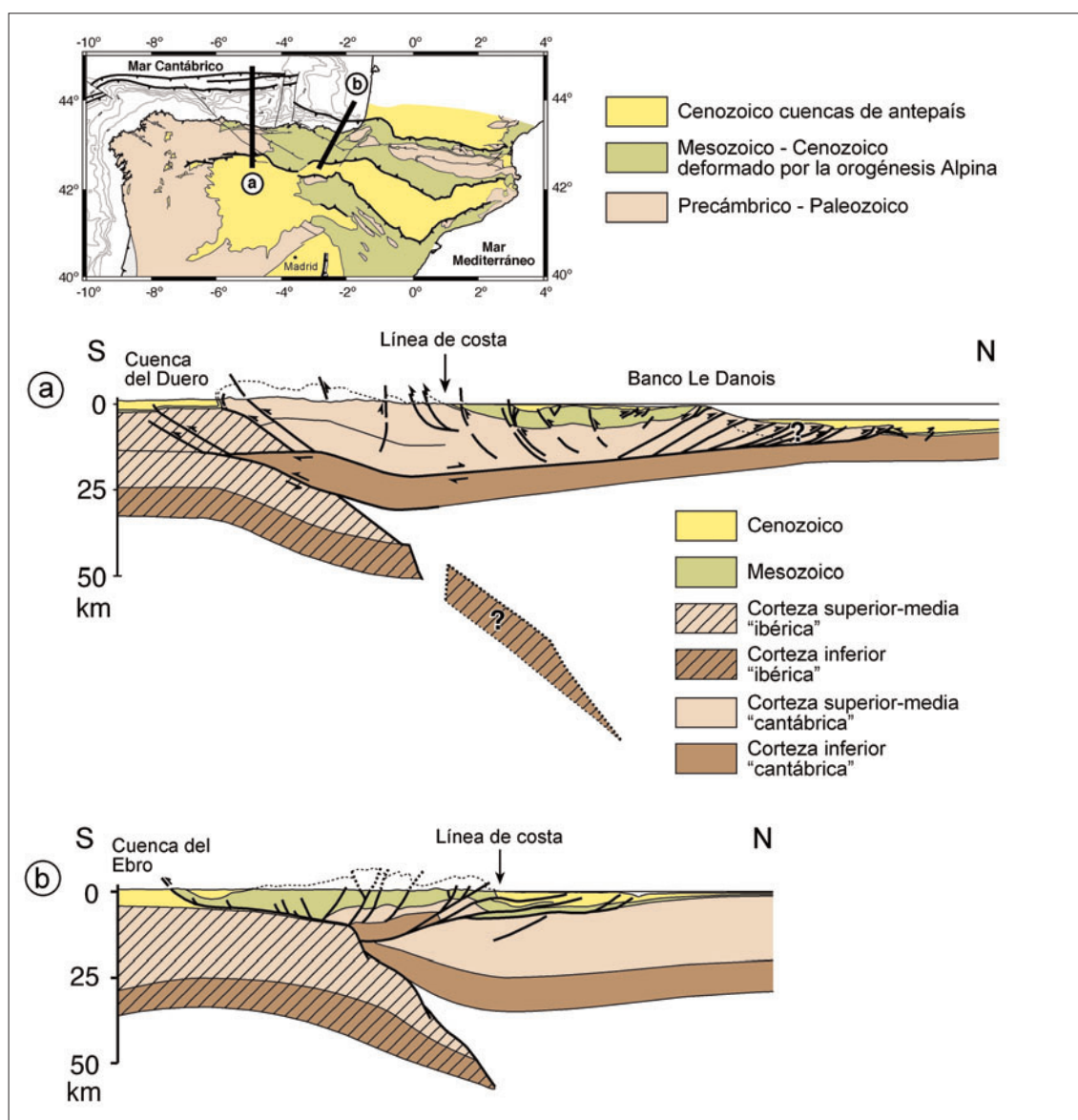


Fig. 3. Transectas corticales a través de la cordillera y margen continental cantábricos (a, según Gallastegui, 2000; b, según Pedreira, 2005).

## EL RELIEVE ALPINO DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA

### El Macizo Asturiano

El rasgo topográfico más notable de este macizo es la existencia de un área muy extensa con niveles de cumbres sobre los 1800m (Fig. 4), cuyo significado explicaremos en primer lugar. En este sector central de la Cordillera Cantábrica el basamento paleozoico y la cobertera mesozoica se deformaron conjuntamente durante la orogénesis Alpina, en contraste con el dominio Vasco-cantábrico y los Pirineos, en donde la sucesión mesozoica se encuentra a menudo despegada debido a la abundancia en estos sectores de niveles evaporíticos y arcillosos del Triásico (facies *Keuper*), que favorecen la creación de despegues entre rocas más competentes. Una transversal de la cordillera desde la costa asturiana hasta la Cuenca del Duero ilustra la estructura de este sector (Fig. 2, cortes 1 y 2). El levantamiento del basamento y los rasgos estructurales mayores de la Cordillera Cantábrica se pueden explicar mediante un cabalgamiento profundo despegado en la corteza media, que conlleva el desarrollo de una gran flexión monoclinal, lo que permite explicar un levantamiento tan extenso (Pulgar y Alonso, 1993 y Alonso *et al.*, 1996). Este tipo de estructura es conocido como pliegue de flexión de falla (*"fault-bend fold model"*, Suppe, 1983) y, en el caso del Macizo Asturiano, el desplazamiento es menor que

la longitud de la rampa. La existencia de este cabalgamiento de basamento ha sido confirmada por la sísmica de reflexión profunda realizada a través de la transición entre la Cordillera Cantábrica y la cuenca del Duero (Pulgar *et al.*, 1996, 1997). El basamento fue elevado sobre la actual Cuenca del Duero (Fig. 5), que se fue rellenando con los detritos procedentes del área levantada por el cabalgamiento (Figs. 2 y 4). En el frente sur de la cordillera, el cabalgamiento que levanta la cordillera no se observa generalmente en superficie, debido al desarrollo de un pliegue que acomoda su desplazamiento (pliegue de propagación de falla) en la parte superior de la rampa (Fig. 2); sólo en un sector en torno al río Cea se puede observar un cabalgamiento con un desplazamiento de hasta 7 km, bien visi-



Fig. 5. Panorámica del frente meridional de la Cordillera Cantábrica desde los páramos de Rioseco de Tapia (León).

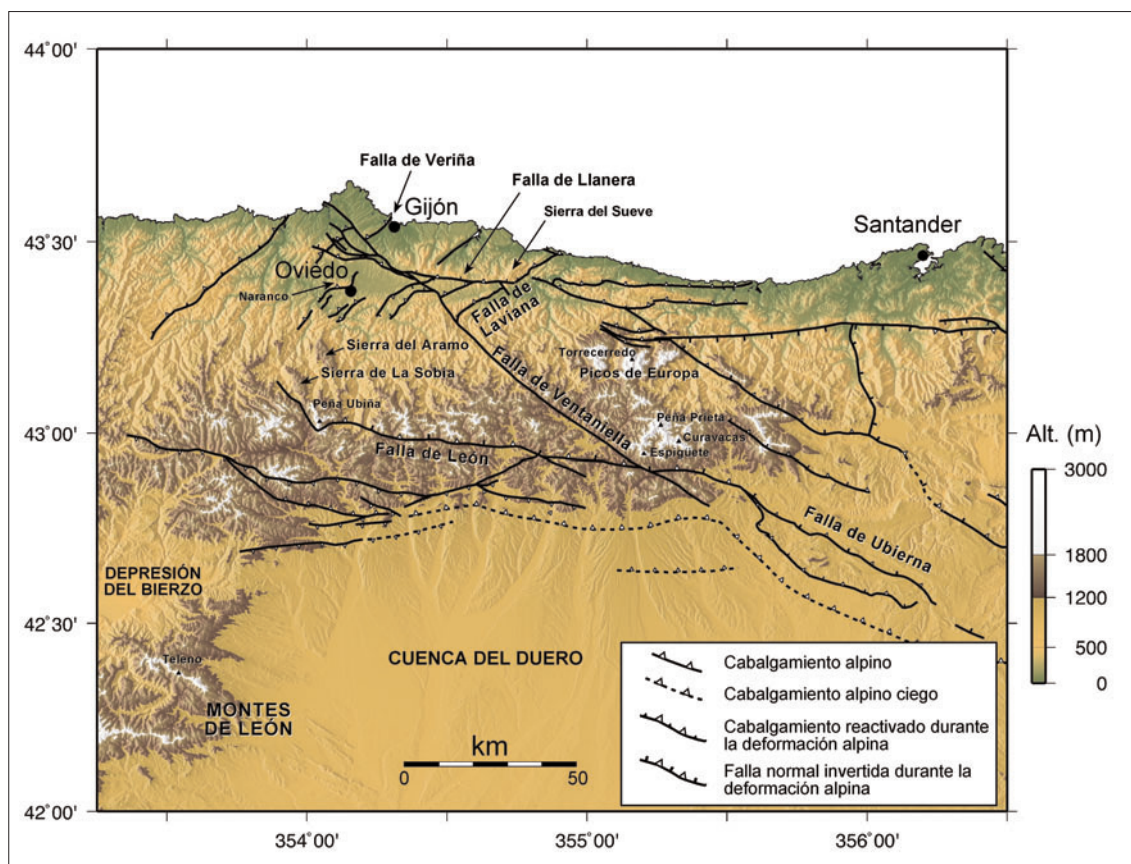


Fig. 4. Modelo digital de elevaciones del macizo Asturiano y principales estructuras tectónicas responsables del relieve.



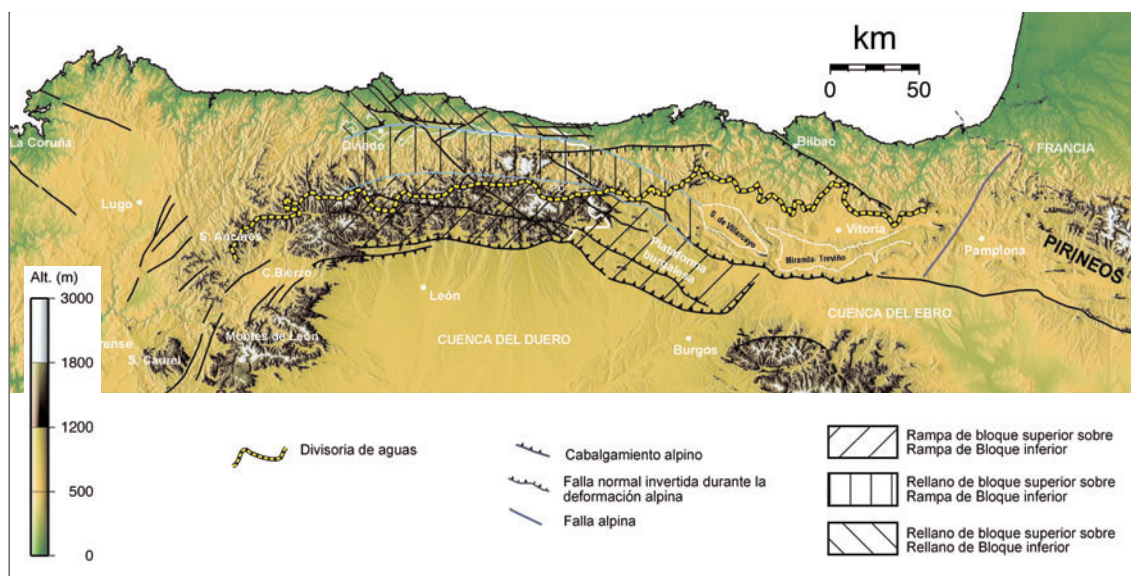


Fig. 6. Modelo digital de elevaciones mostrando la interpretación estructural del relieve cantábrico. Comparar con los cortes de la fig. 2. CCC, Cuenca Carbonífera Central; PC, Región del Pisuerga-Carrión.

ble en diversas líneas sísmicas, fosilizado por el Terciario más superior (Alonso *et al.*, 1994). Este cabalgamiento se amortigua hacia el E y W, en donde es relevado gradualmente por el pliegue de propagación de falla.

El relieve estructural creado por esta gran flexión monoclinas es aún evidente en el relieve actual (Fig. 6). La divisoria de aguas actual entre la cuenca hidrográfica del Duero y la Cantábrica es próxima a la charnela de la flexión monoclinas, donde debió situarse la divisoria de aguas inicial al comienzo del levantamiento, desplazándose después hacia el sur a causa de la erosión remontante. Su traza sinuosa actual se debe a la erosión diferencial sufrida por los materiales paleozoicos habiéndose desplazado en mayor medida hacia el sur allí donde hay extensos afloramientos de rocas siliciclásticas (Cuenca Carbonífera Central y Región del Pisuerga-Carrión), menos resistentes a la erosión que los macizos calcáreos (Fig. 6).

Al norte de la gran flexión monoclinas se presenta una pequeña cuenca terciaria, la de Oviedo (Fig. 2). Esta cuenca se formó en el frente de un cabalgamiento alpino que aprovechó una falla normal mesozoica invirtiendo su movimiento en tiempos terciarios. La inversión de esta falla, denominada Falla de Llanera, está atestiguada por la conservación de la sucesión permo-jurásica en su labio norte, mientras al sur de la misma las capas del Cretácico Inferior se apoyan directamente sobre el basamento varisco (Almela y Rios, 1962). La inversión tectónica de esta falla produjo esencialmente la elevación del bloque superior, cuya erosión dio lugar al depósito de sedimentos en el bloque inferior representado por la cuenca terciaria de Oviedo (Fig. 2, corte 1). En el bloque superior de dicha falla, la sucesión mesozoica presenta generalmente una disposición subhorizontal, con buzamientos suaves excepto en las proximidades de la falla en donde aparece una ban-

da de cabalgamientos y pliegues apretados vergentes al sur, denominada franja móvil intermedia (Ramírez del Pozo, 1969). Estos pliegues fueron probablemente generados por cizalla simple, como consecuencia de la resistencia friccional y efecto de contrafuerte del bloque inferior de la falla. La depresión creada en la cuenca de Oviedo a consecuencia de la actuación del cabalgamiento de Llanera ha determinado el desarrollo de un colector fluvial longitudinal a dicha cuenca (Ríos Nora y Pigueña), así como una cadena de pequeños puertos (La Miranda, La Madera, La Campa, Alto La Llama, etc) situados en el bloque superior de la falla, entre la cuenca de Oviedo y el mar Cantábrico (Fig. 4).

Después del cabalgamiento frontal de la cordillera situado en su borde sur, la falla alpina más relevante como generadora de relieve, en el sector central de la Cordillera Cantábrica es la Falla de León (Figs. 2 y 4). Al norte de dicha estructura, el levantamiento del basamento paleozoico (nivel de cumbres por encima de los 2100 m) fue mayor que al sur de la misma (en donde el nivel de cumbres suele estar en torno a los 1800 m). En el labio norte destacan Peña Ubiña (2417 m), Peña Prieta (2536m) y los picos Espigüete (2450 m) y Curavacas (2520 m) (Fig. 4). La mayor elevación de su labio norte ha sido interpretada, a partir de datos geofísicos, como el resultado de la duplicación alpina del basamento prevarisco en dicho sector (Gallastegui *et al.*, 1997). Aunque la Falla de León es una estructura de origen varisco, el papel de esta falla durante la deformación alpina ha sido recientemente confirmado en el cordal de las Ubiñas, en donde se ha descrito un afloramiento aislado de materiales cretácicos cobijados por un falla inversa secundaria de la Falla de León (Alonso *et al.*, 2007). Ello debe interpretarse como resultado de un mayor levantamiento que el de macizos vecinos más que como consecuencia de la erosión diferencial. En efecto, el

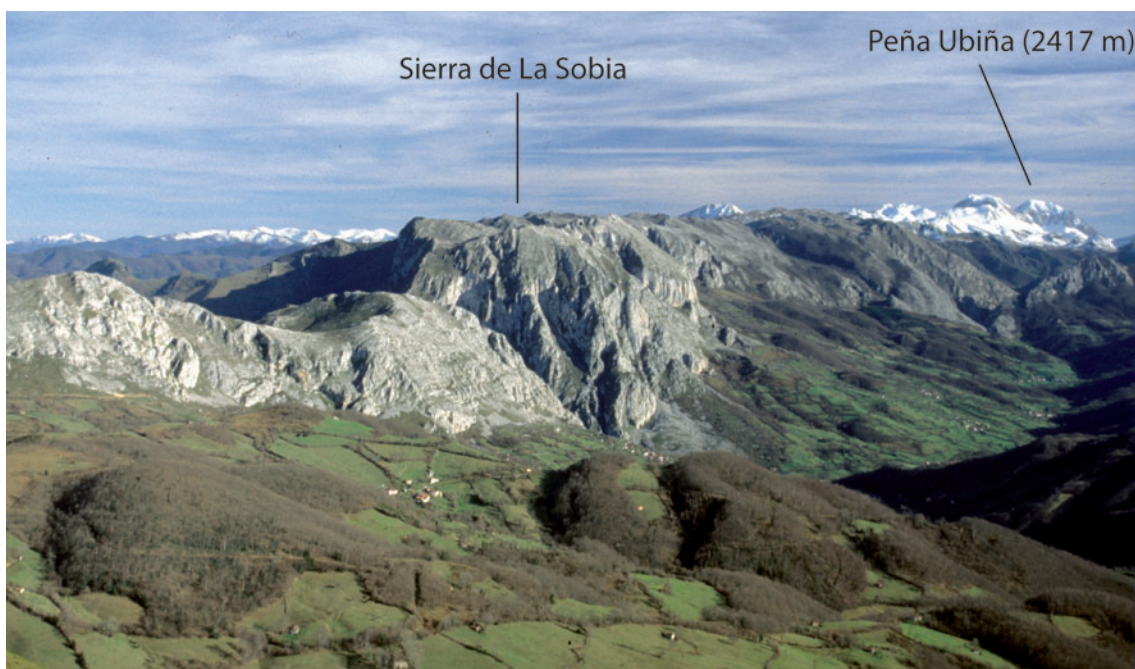


Fig. 7. Vista panorámica hacia el SE de la Sierra de La Sobia y el Macizo de Peña Ubiña (2417m).

cordal de las Ubiñas está constituido por calizas carboníferas (Formaciones Valdeteja y Barcaliente) conocidas como “Caliza de Montaña”, por formar las más elevadas cumbres de la Zona Cantábrica, pero tanto al norte (Sierras de La Sobia y del Aramo), como al sur y al oeste (Somiedo) de dicho cordal existen afloramientos más extensos de la misma formación, sin que ello conlleve mayores elevaciones (Figs. 4 y 7). La Falla de León representa probablemente la prolongación occidental de la Falla de Ubierna (Figs. 2 y 4), que actuó como falla normal en el Cretácico Inferior y se reactivó como inversa en tiempos alpinos (Espina *et al.*, 1996).

Otra falla alpina muy aparente en cuanto a su relevancia cartográfica, pero de escasa importancia en cuanto a la generación de relieve, en este sector central de la Cordillera Cantábrica, es la Falla de Ventaniella (Julivert, 1960) (Figs. 2 y 4). Un desplazamiento inverso oblicuo, de carácter dextrógiro con ligera elevación del bloque norte, permite explicar los desplazamientos aparentes de las diversas unidades estratigráficas, ya sean paleozoicas o mesozoicas, en relación con esta falla, así como la topografía algo más elevada de su labio nororiental (Álvarez-Marrón, 1989). Actualmente, existe una sismicidad persistente, aunque de baja magnitud, claramente alineada con esta estructura (López-Fernández *et al.*, 2004a; López-Fernández, 2007).

Además del levantamiento del basamento, la deformación alpina produjo la reactivación de algunas estructuras prealpinas, como ya se ha visto en el caso de la falla de León, al afectar a un bloque previamente estructurado durante la deformación varisca. Así, la deformación alpina produjo un reapretamiento de los pliegues variscos, dando lugar, además, a la verticalización y reactivación por deslizamiento flexural de algunos cabalgamientos va-

riscos plegados (Pulgar *et al.*, 1999) (Fig. 2). Los cabalgamientos variscos rejugados dieron lugar a sierras que siguen las directrices estructurales variscas, es decir de dirección noreste en el norte de Asturias. Entre los cabalgamientos variscos reactivados durante la deformación Alpina pueden citarse (Fig. 4): el Cabalgamiento de Laviana en la zona de Infiesto-Sueve (Pello, 1967), que dio lugar a la sierras de Qués y del Sueve, el del Naranco en las proximidades de Oviedo, y el que alcanza la costa en las proximidades del Cabo Torres, al oeste de Gijón (Falla de Veriña, según Julivert *et al.*, 1971).

Las principales cumbres en el Macizo Asturiano están formadas generalmente por los extensos afloramientos de calizas carboníferas (Caliza de Montaña), que usualmente dan lugar a los mayores relieves por erosión diferencial (Fig. 8). De las sierras calcáreas que resaltan sobre las zonas adyacentes por erosión diferencial menor, la más emblemática de la Cordillera Cantábrica es, sin duda, la de los Picos de Europa (Figs. 4 y 9), constituidos por un

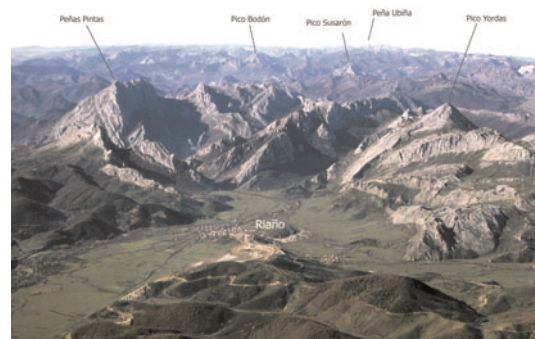


Fig. 8. Vista aérea hacia el oeste del Macizo Asturiano desde las proximidades de Riaño (León), antes del llenado del embalse.



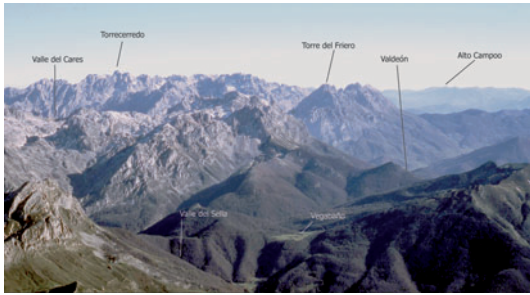


Fig. 9. Panorámica de los Picos de Europa y del contacto con las formaciones siliclásticas de la región del Pisuerga-Carrión.

apilamiento tectónico varisco de numerosas láminas de Caliza de Montaña (Marquinez, 1989), en donde se encuentra la cumbre más alta de la cordillera (Torrecedo, 2648 m). Otras sierras constituidas por la misma formación son las del Aramo y La Sobia (Figs. 4 y 7).

Al sur de la Cordillera Cantábrica se sitúa la Cuenca del Duero y hacia el oeste la depresión del Bierzo, ocupada actualmente por la cuenca del río Sil. Esta depresión se ha instalado sobre una cuenca terciaria flanqueada por cabalgamientos alpinos (Fig. 6). Al sur de esta cuenca se encuentran los Montes de León, con alturas que llegan a los 2185 m en la cumbre del Teleno (Fig. 6).

La estructura profunda del sector central de la Cordillera Cantábrica, revelada por diversos estudios sísmicos y gravimétricos (Pulgar *et al.*, 1996, 1997; Fernández-Viejo *et al.* 1998, 2000; Gallastegui, 2000; Pedreira *et al.*, 2003, 2007) es bastante compleja (Fig. 3a). La corteza ibérica y la corteza del margen cantábrico (que podría considerarse perteneciente a la placa Europea) se encuentran interdigitadas formando una doble cuña.

El cabalgamiento frontal que produjo el levantamiento de la cordillera se enraíza en un nivel de despegue al techo de la corteza inferior del margen cantábrico. Este nivel de despegue, donde debieron enraizarse las fallas extensionales mesozoicas, se reactivó durante la compresión Alpina permitiendo que la corteza inferior del margen cantábrico se deslizara hacia el sur, delaminando la corteza ibérica con una cuña frontal que forzó la subducción parcial de ésta hacia el norte, en el mismo sentido que se observa en la región Vasco-cantábrica y en los Pirineos. El acortamiento Alpino sufrido en esta transecta se estima en torno a los 96 km (Gallastegui, 2000) y, al contrario de lo que ocurre en los Pirineos, es mucho mayor en la rama norte, sumergida en el mar Cantábrico, que en la rama sur. La deformación tuvo lugar fundamentalmente entre el Eoceno Superior y el Mioceno (Alonso *et al.*, 1996; Álvarez-Marrón *et al.*, 1997; Gallastegui 2000).

### Las montañas de la zona Vasco-cantábrica

Las montañas de la Zona Vasco-cantábrica son de menor altitud que las del Macizo asturiano y los mayores cordales se disponen según un trazado aproximado este-oeste o noroeste-sureste, siguiendo las trazas de las estructuras tectónicas (Figs. 2 y 10). El mayor levantamiento del Macizo Asturiano respecto a la Zona Vasco-cantábrica ha quedado registrado en la inmersión hacia el este de los ejes de los pliegues en la sucesión mesozoica del borde occidental de dicha zona. La ausencia de afloramientos paleozoicos en esta zona no sólo se debe a su menor levantamiento respecto al Macizo Asturiano, sino también al mayor espesor de las series mesozoicas.

Previamente se ha descrito la estructura del sector central de la Cordillera Cantábrica y cabe pre-

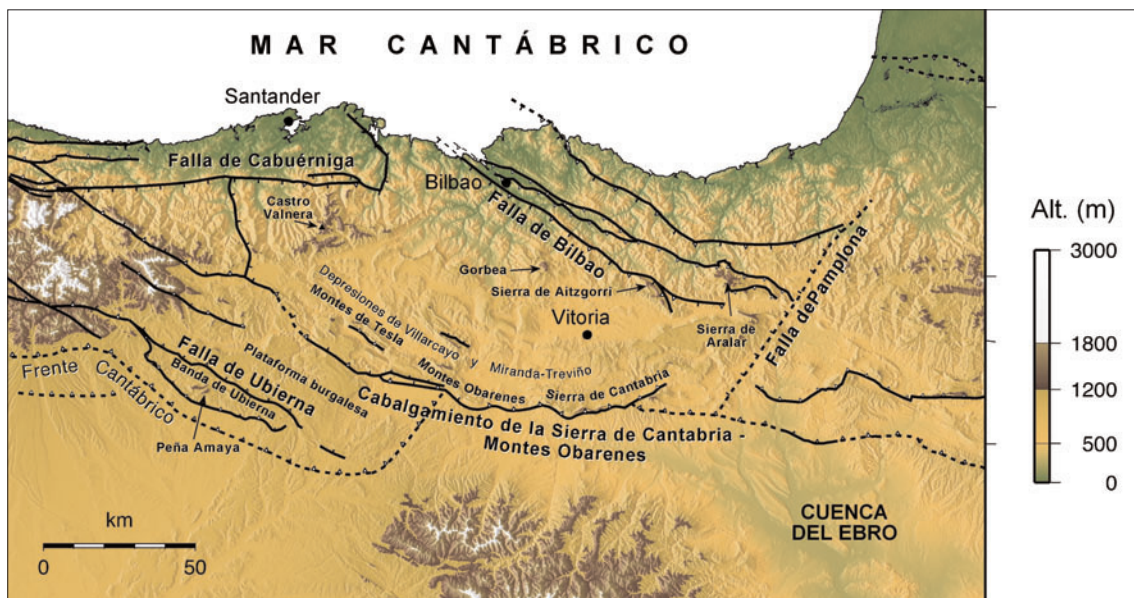


Fig. 10. Modelo digital de elevaciones de la región Vasco-cantábrica y principales estructuras tectónicas responsables del relieve.



guntarse si dicho modelo estructural es extensible a sectores orientales y occidentales de la misma. Hacia el este, en las provincias de Burgos y Cantabria, el rasgo estructural más destacable es la alternancia de amplias zonas tabulares elevadas (Páramo de Masa, Las Loras, etc, también denominado Plataforma burgalesa) (Figs. 2 y 10), en donde los buzamientos de la sucesión mesozoica son subhorizontales o suaves, con otras más estrechas fuertemente deformadas como la denominada Banda de Ubierna (Pays plissé, según Ciry, 1940), situada en el frente sur de la cordillera, o la que da lugar a los Montes de Tesla (Fig. 10). Los páramos burgaleses son resultado de un levantamiento ligado a un cabalgamiento de basamento como el descrito en la transversal asturiana, del que en realidad es continuación (Figs. 2 y 6), pero con menor desplazamiento y con una cierta componente de desgarre (Espina, 1997). Al sur de la Plataforma burgalesa, la estructura del frente de la cordillera cambia lateralmente hacia un tren de pliegues de rumbo NO-SE (Pays plissé, según Ciry, 1940), asimétricos y vergentes al sur, que afectan a la sucesión mesozoico-terciaria y que han sido interpretados como pliegues despegados sobre un basamento incompetente, que acomodan el desplazamiento del cabalgamiento del borde sur de la cordillera (Espina *et al.*, 1996) (Fig. 2). En este sector de la cordillera situado al norte de la provincia de Burgos, las altitudes raramente sobrepasan los 1200 m (la máxima elevación es Peña Amaya, con 1362 m, en el borde sur de la cordillera), lo que contrasta con las numerosas cumbres situadas sobre los 2000 m inmediatamente al noroeste, en la provincia de Palencia, en la que se produce la transición al Macizo Asturiano (Peña Labra, Pico Tres Mares-Alto Campoo, Sierra de Híjar).

El área más oriental de la Zona Vasco-cantábrica representa la transición a los Pirineos y en ella pueden reconocerse los típicos dominios estructurales pirenaicos: en el sector meridional, una cobertura mesozoica despegada a nivel de las evaporitas del Triásico, cobijando los materiales terciarios de la Rioja, a semejanza de la Zona Surpirenaica y, en el sector septentrional, una serie de pliegues y cabalgamientos con vergencia norte (Cámara, 1997; Cuevas *et al.*, 1999), que pueden considerarse la prolongación occidental de la Zona Norpirenaica, la cual se sumerge bajo el mar Cantábrico a partir de la costa vasca (Figs. 2 y 10).

En este sector oriental de la Zona Vasco-cantábrica, las principales sierras del sector meridional (Cantabria, Obarenes, Tesla) raramente sobrepasan los 1300 m. Estos relieves fueron producidos por el cabalgamiento frontal surpirenaico y el tren de pliegues desarrollado sobre las rampas de su bloque superior (Fig. 2). Las depresiones situadas al norte de estas sierras (Sinclinales de Villarcayo y Miranda-Treviño) son cubetas en donde se depositaron sedimentos terciarios sinorogénicos procedentes de la erosión de las mismas y de las situadas al norte, que constituyen la divisoria de aguas de la cordillera en este sector y donde se encuentran las cumbres mayores de la zona Vasco-Cantábrica (Castro Valnera



Fig. 11. Relieves en la divisoria de aguas del este de Cantabria. (A) Castro Valnera (1717 m) visto desde la Bahía de Santander; estas cumbres están formadas por areniscas, conglomerados y calizas urgonianas (Aptense-Albiense) (Foto L. Quintana). (B) Fuerte relieve desarrollado en una alternancia de calizas y areniscas urgonianas albienses en el Valle de Rolacías, en la margen izquierda del Alto Asón (Foto E. Villa). (C) Calizas urgonianas albienses en la margen derecha del valle del Alto Asón; La cumbre de la izquierda del valle es el Pico Mortillano (1410 m) (Foto E. Villa).

con 1717 m, Gorbea, Aitzgorri, etc.) (Figs. 6 y 10). En la mayor parte de su trazado, esta divisoria representa un relieve en cuesta desarrollado en el flanco sur del gran Anticlinal de Bilbao (Fig. 2, corte 3). Esta cuesta se generó mayoritariamente en las



Fig. 12. Relieve en cuesta formado por calizas del Cretácico Superior (Coniaciense) en la divisoria de aguas de la zona Vasco-Cantábrica. Vista hacia el NO hacia el Puerto de Orduña y Sierra Salvada (Foto E. Villa).

calizas cretácicas más resistentes a la erosión que las series siliciclásticas más antiguas (Figs. 11 y 12). Al igual que ocurre en el sector asturiano, también esta divisoria debe haberse trasladando hacia el sur a consecuencia de la erosión remontante de los ríos cantábricos, cuya pendiente y capacidad erosiva son mayores que en la cuenca del Ebro, situada al sur de la divisoria, dada la cercanía del nivel de base (mar Cantábrico).

En la zona Vasco-cantábrica el relieve es más moderado que en las zonas adyacentes del macizo Asturiano y los Pirineos debido probablemente a la conjunción de una serie de factores. La razón principal habrá que buscarla precisamente en el rasgo más distintivo de esta región: la fuerte extensión cortical que sufrió en tiempos mesozoicos, en la que se llegaron a acumular miles de metros de sedimentos sobre una corteza extremadamente adelgazada (Fig. 3b). Mientras en el macizo Asturiano la compresión alpina posterior afectó a un basamento paleozoico bien consolidado y la mayor parte del acortamiento se produjo a favor de un único cabalgamiento, provocando un gran levantamiento tectónico, en la región Vasco-cantábrica esa compresión afectó a una corteza muy adelgazada en la que el acortamiento global se encuentra repartido entre diversas estructuras.

### Las montañas galaicas

Hacia el occidente de Asturias y Galicia el modelo estructural descrito para el sector central de la cordillera no parece que sea aplicable. En este sector occidental, el acortamiento alpino parece haberse acomodado mediante fallas de desgarre dextrógiras de rumbo noroeste y levógiras de dirección noreste (Fig. 6). Así, en el noroeste de Galicia, las cuencas terciarias están ligadas a las fallas mencionadas de rumbo noroeste y se sitúan en inflexiones contractivas en las zonas donde acaban dichas fallas o como cuencas de *pull-apart* entre fallas que se relevan (Bacelar *et al.*, 1988; Santanach *et al.*, 1988; Cabrera *et al.*, 1996). Estas fallas producen saltos verticales de hasta 500 m y horizontales del orden de 1 km. Respecto a las fallas de dirección noreste, algunas son activas actualmente (González Casado y Giner Robles, 2000; López-Fernández *et al.*, 2004a, b; López-Fernández, 2007) y también llevan asociadas cuencas terciarias y sierras alineadas según dicha dirección, como las sierras de Ancares, Caurel, Faro, etc. (Fig. 6).

Son también patentes en el mapa topográfico de este sector occidental de la Cordillera Cantábrica otras sierras orientadas según una dirección que cambia progresivamente de norte-sur cerca de la línea de costa, a noroeste-sureste hacia el sur, continuándose incluso hacia los montes de León (Fig. 6). Estas sierras siguen la forma del llamado "Arco Astúrico" (Fig. 2), de origen varisco, y por lo tanto su existencia está de nuevo relacionada con la erosión diferencial entre materiales de distinta competencia.

## LA EVOLUCIÓN CUATERNARIA DEL RELIEVE DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA

Aunque los principales cabalgamientos alpinos de la cordillera Cantábrica cesaron prácticamente su actividad antes del Mioceno Superior, todavía quedan evidencias actuales o recientes de una moderada actividad tectónica. La sismicidad de la región es bastante frecuente y, aunque suele ser de baja magnitud, se han producido en los últimos años crisis sísmicas de cierta relevancia. La más notable fue la ocurrida en el año 1995 en la región de Sarria-Triacastela-Becerreá, donde se llegó a registrar un terremoto de magnitud  $m_b$  5.3 relacionado con la falla de Becerreá y otras fallas asociadas con orientación noreste-suroeste (López-Fernández *et al.*, 2004a, b; López-Fernández, 2007).

Por otro lado, durante los últimos 1-2 millones de años de años se ha seguido produciendo una elevación regional de la Cordillera Cantábrica que queda registrada en la elevación de las terrazas marinas, en Asturias denominadas rasas costeras (Jiménez Sánchez *et al.*, 2006; Álvarez-Marrón *et al.*, en prensa), sobre las cuales se han descrito depósitos pleistocenos con evidencias de actividad neotectónica (Gutiérrez-Claverol *et al.*, 2006).

Recientemente, se han llevado a cabo una serie de trabajos destinados a esclarecer la edad de las rasas costeras y la velocidad de levantamiento que han sufrido. Dataciones de espeleotemas de una cavidad kárstica desarrollada en una rasa de la costa oriental de Asturias sugieren un levantamiento de 0,19 mm/año desde hace aproximadamente 300.000 años (Jiménez *et al.*, 2006). Por otro lado, en la costa occidental de Asturias, dataciones recientes de los sedimentos que cubren la rasa principal les otorgan una edad de al menos 1-2 Ma, indicando velocidades medias de levantamiento de entre 0,07 y 0,1 mm/año como máximo (Álvarez-Marrón *et al.*, 2007). Éstos últimos autores sostienen que el origen del levantamiento debe buscarse en el acortamiento tectónico que todavía se debe estar produciendo en el borde norte de la placa Ibérica.

Si bien la tectónica es la causa primaria de los rasgos mayores del relieve, existen otros procesos que modelan el mismo y dejan una clara huella en las montañas y valles que observamos en la actualidad. Así, la erosión, fundamentalmente fluvial y glaciar, juega un papel fundamental en la evolución de las cordilleras en general y de la cantábrica en particular. Ya se ha mencionado el papel que ha jugado la erosión fluvial en el modelado del relieve actual, trasladando la divisoria de la cordillera hacia el sur. Los ríos de la vertiente norte tienen más capacidad erosiva debido a la cercanía de su nivel de base en el mar Cantábrico, y eso se refleja en la multitud de fuertes encajamientos que se observan en esta vertiente de la cordillera (Figs. 4 y 10). El ejemplo más espectacular es sin duda el del río Cares, en el macizo calcáreo de los Picos de Europa, cuyas laderas muestran un desnivel de más de 2000 m desde el cauce fluvial hasta las cumbre del Torrecerredo (2648 m) y la Peña Santa de Castilla (2596 m) (Fig. 13). Otros desfiladeros impor-



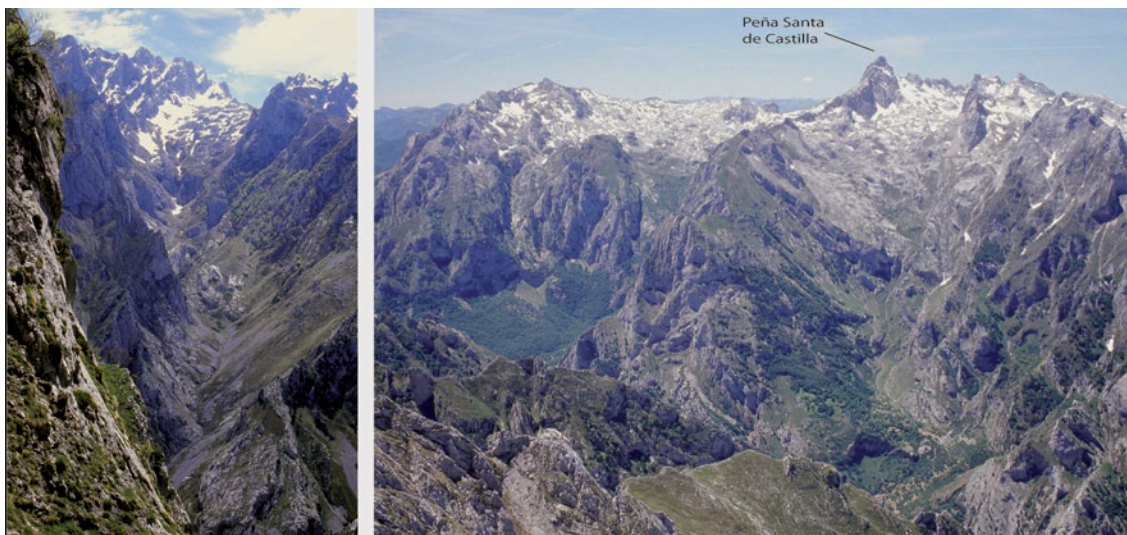


Fig. 13. Vistas de la garganta del río Cares, que forma una profunda incisión de más de 2000 m en las calizas carboníferas de los Picos de Europa (Fotos E. Villa).

tantes en la vertiente norte de la cordillera son los de los Beyos y la Hermida, formados por los ríos Sella y Deva en los bordes occidental y oriental de los Picos de Europa, respectivamente. En la vertiente sur, el único encajamiento fluvial reseñable es el del río Sil, que a muy pocos kilómetros de su nacimiento, en la comarca leonesa de La Babia, muestra ya un encajamiento de más de 80 m, haciéndose éste mucho más notable aguas abajo, en los profundos y anchos cañones de la “Ribeira Sacra”, en la provincia de Orense.

Por otro lado, durante el Pleistoceno y el Holoceno se sucedieron una serie de períodos glaciares que también dejaron una clara impronta en el relieve. Durante el último máximo glaciar, los hielos cubrían gran parte de las cumbres, documentándose su presencia en la vertiente norte a partir de alturas que oscilan entre los 950 y los 400 m (Jiménez-Sánchez, 1996). En la vertiente sur, debido a la mayor insolación, el nivel de los hielos se situaba más alto; en la comarca de la Babia se ha calculado que a partir de los 1500 m de altitud aproximadamente, con espesores de la masa de hielo de hasta 400 m (Alonso y Suárez Rodríguez, 2004). Estos glaciares han dado



Fig. 14. Valle glaciar con la típica sección en “U” en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica (valle del Lago, Somiedo).

lugar a multitud de formas erosivas características, como los típicos valles en “U” (Fig. 14), circos glaciares, *horns* (Pico Cornón, etc.), así como a gran cantidad de depósitos de *till* en los fondos de los valles o formando los característicos arcos morrénicos. Por otro lado, gran parte de los lagos más emblemáticos de la Cordillera Cantábrica (Lagos de Somiedo, Lagos de Covadonga, etc.) son de origen glaciar.

## CONCLUSIONES

Los rasgos principales del relieve de la Cordillera Cantábrica se deben al levantamiento tectónico producido durante la orogénesis Alpina al colisionar la microplaca Ibérica con la placa Euroasiática. En la parte central de la actual cordillera (Macizo Asturiano) un gran cabalgamiento profundo produjo un importante levantamiento del basamento paleozoico sobre el que estaba depositada la delgada serie sedimentaria mesozoica (Fig. 15). Hacia el este (dominio Vasco-cantábrico), la antigua corteza paleozoica había sufrido previamente un drástico adelgazamiento como consecuencia de la fuerte extensión cortical que allí se focalizó en tiempos mesozoicos, en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya, y que depositó sobre ella miles de metros de sedimentos de esta edad. La deformación compresiva Alpina en esta región se repartió en numerosas estructuras que no llegaron a exhumar el basamento paleozoico (excepto en los llamados “Macizos Vascos”, en la transición a los Pirineos), generando relieves más suaves, quizás debido también en parte a la menor inclinación del cabalgamiento frontal alpino en la zona Vasco-cantábrica respecto al Macizo Asturiano. Al oeste del sector central, la convergencia alpina disminuye progresivamente, dando paso a una deformación dominada por fallas de desgarre y tectónicas transpresivas y transtensionales, generando relieves de cierta entidad y pequeñas cuencas terciarias.



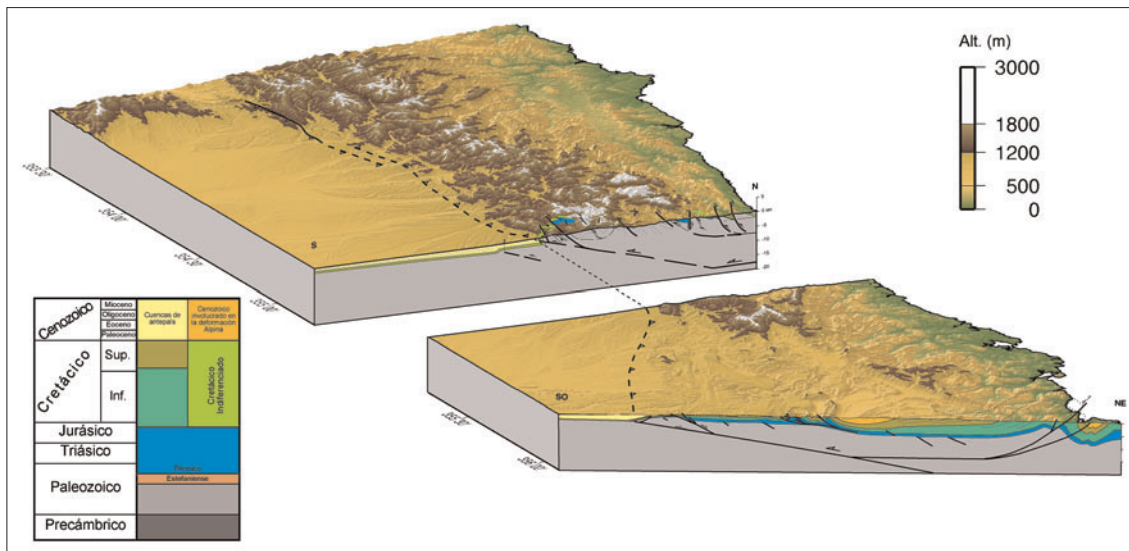


Fig. 15. Reconstrucción tridimensional del relieve y la estructura de la Cordillera Cantábrica en el Macizo Asturiano y el Dominio Vasco-cantábrico.

Los relieves estructurales generados por la deformación alpina fueron rápidamente afectados por la erosión, fundamentalmente fluvial. En la vertiente norte, la cercanía del nivel de base y el continuo levantamiento regional (todavía activo en tiempos cuaternarios) favoreció una erosión remontante especialmente intensa, que fue trasladando hacia el sur la divisoria de la cordillera a la vez que daba lugar a importantes desfiladeros. Los afloramientos suficientemente extensos de litologías más resistentes a la erosión (fundamentalmente calizas) fueron sobresaliendo en el relieve, formando los picos y macizos más relevantes de la cordillera, entre los que destacan los Picos de Europa.

Finalmente, durante el Pleistoceno y el Holoceno la erosión y sedimentación glacial también contribuyó significativamente a modelar el paisaje en las zonas más elevadas de la cordillera.

#### Agradecimientos

Este artículo incorpora los resultados de numerosos trabajos desarrollados por el Grupo de Geofísica y Estructura de la Litósfera de la Universidad de Oviedo, y se enmarca dentro del Proyecto "Topo-Iberia" del Programa Consolider-Ingenio 2010 (CSD2006-00041). También ha sido financiado en parte por el proyecto CGL2006-12415-C03-02. Agradecemos a Elisa Villa y Luis Quintana la cesión de algunas de las fotografías mostradas en este artículo.

#### BIBLIOGRAFÍA

Alonso, J. L., Pulgar, J. A. y García-Ramos, J. C. (1994). Las discordancias sintectónicas del borde N de la Cuenca del Duero: el papel de las variaciones laterales en la estructura. En: *Comunicaciones II Congreso Español del Terciario* (Muñoz, A., A. González y A. Pérez, Eds.), Universidad de Zaragoza, Jaca (Huesca): 19-22. ISBN: 84-605-1116-2

Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain: Tectonics, Climate and Sea-Level Changes* (P. F. Friend y C.

J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge: 214-227. ISBN: 0-521-46171-5

Alonso, J. L., Martínez Abad, I. y García-Ramos, J. C. (2007). Nota sobre la presencia de una sucesión cretácica en el Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica). Implicaciones tectónicas y geomorfológicas. *Geogaceta*, 43, 47-50.

Alonso, V. y Suárez Rodríguez, A. (2004). Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2), 61-70.

Almela, A. y Rios, J. M. (1962). *Investigación del Hulle-ro bajo los terrenos Mesozoicos de la costa Cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*. Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, Madrid, 159 pp.

Álvarez-Marrón, J. (1989). *La estructura geológica de la región del Ponga*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 223 pp.

Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. y Torné, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *J. Geophys. Res.*, 102 (B10), 22497-22511.

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R. y Marquínez, J. (en prensa). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*.

Bacelar, J., Alonso, M., Kaiser, C., Sánchez, M., Cabrera, Ll., Sáez, A. y Santanach, P. (1988). La cuenca terciaria de As Pontes (Galicia): su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. *Simposios II Congr. Geol. España (Granada)*, 113-121.

Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P. y Bacelar, J. (1996). Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. En: *Tertiary basins of Spain: Tectonics, Climate and Sea-Level Changes* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge: 247-254.

Cámara, P. (1997). The Basque-Cantabrian basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution. *Mém. Soc. géol. France*, 171, 187-191.

Ciry, R. (1940). Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. Tesis doctoral (1939), *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 519 pp.

Coward, M. P. (1995). Structural and tectonic setting of the Permo-Triassic basins of NW Europe. En: *Permian and Triassic rifting in NW Europe* (S.A.R. Boldy, Ed.), Geol. Soc. London, Spec. Pub., 91, 7-39.

- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J. M. y Tubia, J.M. (1999). Estudio estructural del Sector Central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica). *Bol. Geol. Min.*, 110-1, 3-18.
- Espina, R. G. (1997). *La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 230 pp.
- Espina, R. G., Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (1996). Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *J. Struct. Geol.*, 18, 431-441.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Dañobeitia, J. J. y Córdoba, D. (1998). Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (23), 4249-4252.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Córdoba, D. y Dañobeitia, J. J. (2000). Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin. *J. Geophys. Res.*, 105 (B2), 3001-3018.
- Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 22, 9-234.
- Gallastegui, J., Pulgar, J. A., Álvarez-Marrón, J. (1997). 2-D seismic modeling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NW Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data. *Tectonophysics*, 269, 21-32.
- González-Casado, J. M. y Giner Robles, J. (2000). Relaciones entre fallas y sismicidad en el Noroeste Peninsular. *Geogaceta*, 28, 71-74.
- Gutiérrez-Claverol, M., López-Fernández, C. y Alonso, J.L. (2006). Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa en la zona de Canero (Occidente de Asturias). *Geogaceta*, 40, 75-78.
- Jiménez-Sánchez, M. (1996). El glaciario en la cuenca alta del río Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 157-168.
- Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J. I., Stoll, H. y Aramburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Z. Geomorph. N.F.*, 147, 129-141.
- Jiménez, M. y Farias, P. (2005). Algunos ejemplos de geomorfología glaciar en la Cordillera Cantábrica (Noroeste de España), Enseñanza de la Ciencias de la Tierra. vol. 13.3, 259-269.
- Julivert, M. (1960). Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71, 1-346.
- Julivert, M., Ramírez del Pozo, J. y Truyols, J. (1971). Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. En: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne* (Debyser, J., X. L. Pichon y L. Montadert, Eds.), *Publications de l'Institut Français du Pétrol. Editions Technip*, 2, Paris, v.3-1 à v.3-34.
- López-Fernández, C., Pulgar, J. A., González-Cortina, J. M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz, M. (2004a). Actividad sismotectónica en el NO de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del proyecto GASPI. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 24, 91-106.
- López-Fernández, C., Pulgar, J. A., Gallart, J., González-Cortina, J. M., Díaz, J. y Ruiz, M. (2004b). Sismicidad y tectónica en el área de Becerreá – Triacastela (Lugo, NO España). *Geogaceta*, 36, 51-54.
- López-Fernández, C. (2007). Actividad sísmica, zonación sismotectónica y peligrosidad sísmica en el noroeste de la Península Ibérica. *Serie Nova Terra*, Vol. 35, 278 pp.
- Marquín, J. (1989). Síntesis cartográfica de la Región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 18, 137-144.
- Matte, Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Pedreira, D. (2005). *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*. Ed. Ediumo (Ediciones de la Universidad de Oviedo), CD-ROM, 343 pp.
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J. y Díaz, J. (2003). Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *J. Geophys. Res.*, 108 (B4), 2204, doi: 10.1029/2001JB001667.
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J. y Torné, M. (2007). Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. *J. Geophys. Res.*, 112, B12405, doi: 10.1029/2007JB005021.
- Pello, J. (1967). Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 1, 27-38.
- Pulgar, J. A. y Alonso, J. L. (1993). La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica. En: *Resúmenes XV Reunión de Geología e Minería de NO Peninsular Lab. Xeol. Laxe*, O Castro, Sada, La Coruña, 69-71.
- Pulgar, J. A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. And ESCIN Group. (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Pulgar, J. A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J., Gallastegui, J., Alonso, J. L. y ESCIN Group. (1997). The ESCI-N2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero basin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8(4), 383-394.
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 21, 283-294.
- Ramírez del Pozo, J. (1969). Bioestratigrafía y paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa). *Bol. Geol. Min.*, 80 (4), 19-44.
- Roest, W. R. y Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.
- Santanach, P., Baltuille, J. M., Cabrera, Ll., Monge, C., Sáez, A. y Vidal-Romaní, J. R. (1988). Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. *Simpósios II Congr. Geol. España (Granada)*, 123-133.
- Savostin, L. A., Sibuet, J. C., Zonenshain, L. P., Le Pichon, X. y Roulet, M. J. (1986). Kinematic evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684-721.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982). Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, 4, 320-342.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloeting, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-section. *Mar. Petrol. Geol.*, 12 (8), 893-915.
- Ziegler, P.A. (1989). Evolution of the North Atlantic: an overview. En: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* (A.J. Tankard y H.R. Balkwill, Eds.), AAPG Mem. 46, 111-12. ■

*Fecha de recepción del original: 16 octubre 2007*  
*Fecha de aceptación definitiva: 28 noviembre 2007*