

# Estructuras alpinas internas al Paleozoico del Manto de Gavarnie, Pirineo Central

L. M. Ríos Aragiúés (\*), J. M. Galera Fernández (\*), D. Baretino Fraile (\*\*)

(\*) Escuela T. S. de I. de Minas. Ríos Rosas, 21, 28003 Madrid.

(\*\*) Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid.

## ABSTRACT

*In the paleozoic materials of the lower part of the Gavarnie Nappe «retrnormal» faults appear, which are compatible with the tangencial compressives stresses and translation movement of the nappe to the south. In the upper part of the nappe (Cretaceous and Paleogenous materials) a tectonic stack with increasing thrusting from bottom to top, is produced. Both behaviours can be explained by the ratio between tangencial compressive stress and lithological load.*

**Key words:** *Pirenees, Huesca, Gavarnie, nappe, tectonic.*

*Geogaceta*, 7 (1990), 36-38.

El auctóctono relativo del Manto de Gavarnie comprende rocas cristalinas del Paleozoico Inferior de alto metamorfismo (migmatitas... etc.) (P. Debat, 1965, 1984). Dentro del Paleozoico alóctono de dicho manto (L. M. Ríos *et al.*, 1987), del área de Bielsa, Gavarnie y Sallent, se pueden distinguir una serie de subunidades todas ellas de Paleozoico Superior cu-

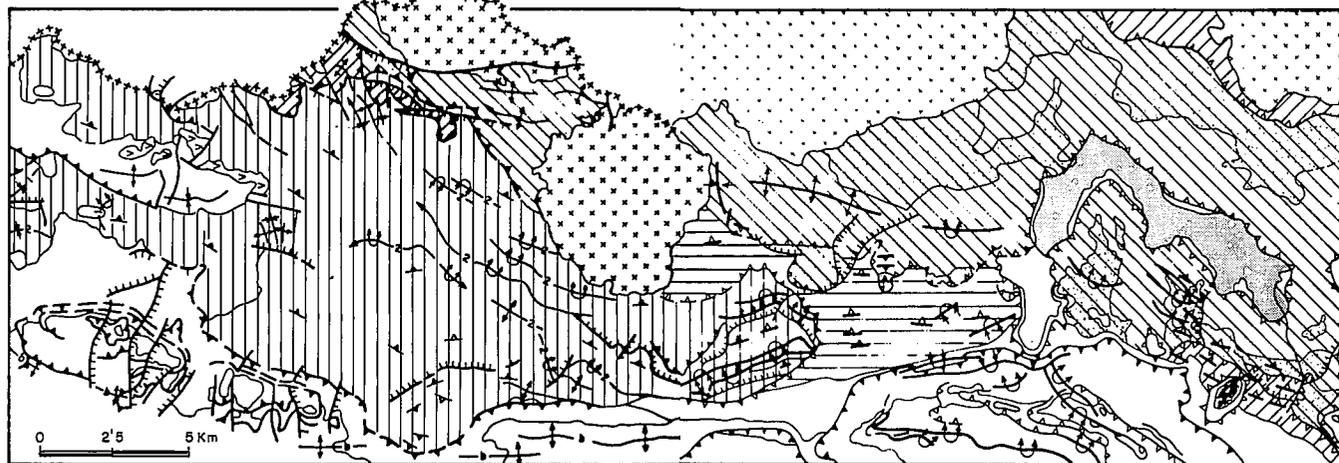
yas series estratigráficas son peculiares para cada una de ellas, aunque correlacionables entre sí. Sus límites relativos son tectónicos, herencia de accidentes o cabalgamientos prealpinos (C. Majeste, 1982) que han podido rejugar con ocasión de la orogenia alpina (L. M. Ríos *et al.*, 1986).

Las superficies de yuxtaposición de estas subunidades están biseladas por

el cabalgamiento principal base del Manto de Gavarnie de modo que de NE a SW encontramos sucesivamente las siguientes subunidades que se relevan en su superposición directa sobre el autóctono (fig. 1):

- La Unidad de La Munia-Vignemale.
- La Unidad de Bernatuara-Lapazosa.
- La Unidad de Otal-Sallent.

## ESQUEMA TECTONICO



### LEYENDA



Granitos



Unidad de Otal-Sallent



Unidad de Bernatuara-Lapazosa



Unidad de la Munia-Vignemale



Unidad de Chiripro



Series posthercynicas



Zocalo autoctono metamorfico

Fig. 1.

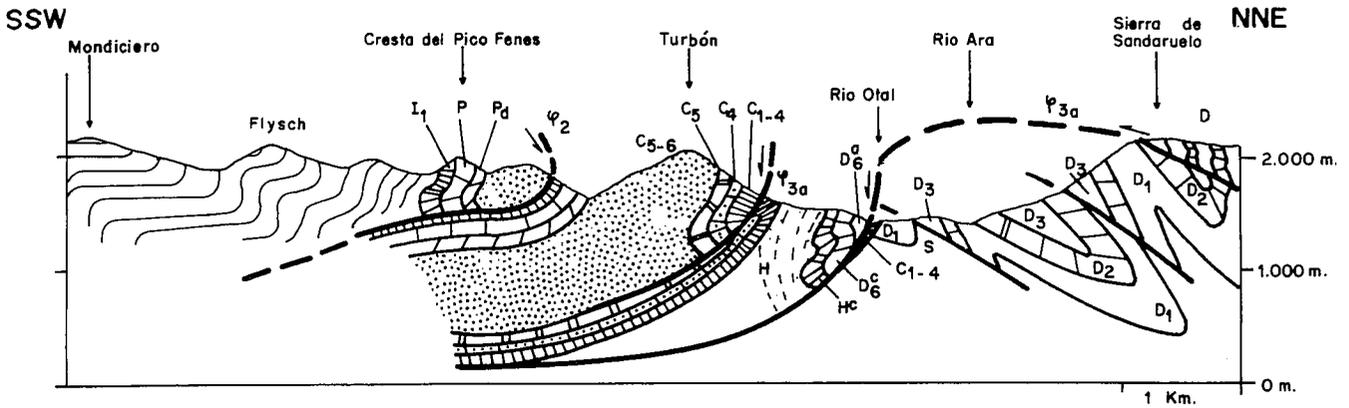


Fig. 2.

Bajo esta última no llega a aparecer, en ningún asomo, el autóctono de Gavarnie. La Unidad de La Munia soporta todavía encima la Unidad del Chinipro.

Los límites tectónicos entre las Unidades de Chinipro y La Munia (C. Majeste, 1982), así como el de esta última (La Munia-Vignemale) con la Unidad de Bernatuara son biselados por la base del Mesozoico (Cenomanense superior), estratigráficamente discordante, por lo que evidentemente son prealpinos esencialmente; además hay razones para pensar que se trata de cabalgamientos hercínicos (L. M. Ríos *et al.*, 1987), precoz en el primer caso y tardío en el segundo.

En cambio, el cabalgamiento de la Unidad de Bernatuara-Lapazosa sobre la Unidad de Otal es importante en el alpino puesto que cobija una lámina de Cenomanense. Dicho contacto tectónico, hacia el Oeste, se instala hacia la base del Cretáceo de la Hoja de Sallent hasta el Campanal de Izas.

La geometría actual de dicho cabalgamiento en la zona de Otal es la de un abombamiento (fig. 2) congruente con la segunda fase,  $\varphi_{3b}$ , de *buckling* posterior al apilamiento de escamas ( $\varphi_{3a}$ ) en los materiales del Cretáceo-Paleoceno (P. Choukroune *et al.*, 1980; R. Mirouse *et al.*, 1980; L. M. Ríos *et al.*, 1982; L. M. Ríos, 1983). El análisis (L. M. Ríos *et al.*, 1987) de las miniestructuras asociadas a dicha lámina de Cretáceo está de acuerdo con esta interpretación.

En general, en el Pirineo Central, el acomodo del material hercínico a las deformaciones impuestas por la tectónica alpina se hace mediante deformación discontinua: cabalgamientos o, en su caso, reutilización de forma discreta de la anisotropía anterior (es-

quistosidad hercínica) (P. H. W. Mey, 1967, 1968), que en el interior del bucle referido llega a producir discontinuidades con el rango de fallas (corte de la fig. 2). No obstante, la cuantía del desplazamiento de algunas de las fallas directas que resultan de dicho corte parece excesiva y más de la necesaria para solucionar el acomodo geométrico en el interior del *buckling*. Además, en el caso de las situadas en el flanco sur habrían actuado en sentido contrario al exigido.

Otra explicación para esas fallas que nos parece más convincente, es que se hayan producido en la primera etapa  $\varphi_{3a}$  durante el corrimiento del manto de Gavarnie. En el corte de la figura 2 no se ha representado, en niveles más profundos, el contacto tectónico basal del manto de Gavarnie sobre el autóctono cristalino. En la figura 3 (b), se ha representado de manera aproximada dicho contacto tectónico en la parte correspondiente al abombamiento producido durante la segunda etapa ( $\varphi_{3b}$ ) Gavarnie. La

figura 3 (c) muestra cual sería la disposición de las fallas directas durante el corrimiento de la superficie basal del manto de Gavarnie y simultáneamente, del corrimiento de la Unidad de Lapazosa sobre la Unidad de Otal. Esto representa un sentido rotacional senestro externamente al volumen de roca comprendido entre los dos cabalgamientos, y los bloques, entre planos de anisotropía o fallas, internos a dicho volumen van a tender a acomodarse girando en el mismo sentido lo que va a producir un desplazamiento dextro de esas discontinuidades..

La producción de fallas que podríamos llamar «retrodirectas», dentro del manto, en presencia de esfuerzos de compresión tangenciales es posible siempre que el esfuerzo vertical debido a la carga litológica sobrepase el esfuerzo de compresión horizontal. Esto nos puede servir para fijar un límite máximo en el cálculo de los esfuerzos tangenciales a partir de una estimación del apilamiento tectónico suprayacente en ese momento. Este dato puede ser interesante cuando se discute en qué medida en un manto interviene la componente tangencial compresiva o la componente gravitatoria en el sentido del posible gradiente morfológico, al considerar otros puntos a lo largo del perfil del corte tectónico de la Cadena.

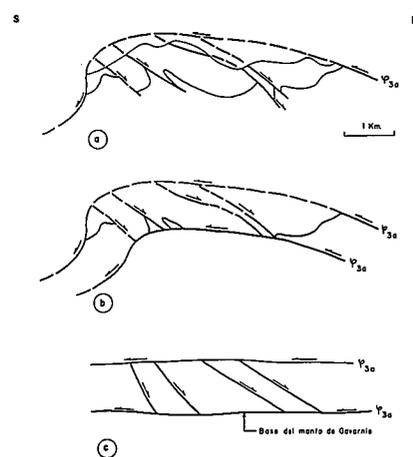


Fig. 3.

Referencias

Choukroune, P.; M. Mattauer y L. M. Ríos (1980): *Bol. Geol. Min.*, 91, 213-248.  
 Debat, P. (1965): *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 100, 137-173.  
 Debat, P.; C. Majeste-Menjoulas y G.

Pouit (1984): Excursión A.G.S.O.: Vallée du gave de Pau.  
Majeste-Menjoulas, C. (1982): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, 145-150.  
Mey, P. H. W. (1967): *Leidse Geol. Meded.*, 41, 153-220.  
Mey, P. H. W. (1968): *Leidse Geol. Meded.*, 41, 229-292.

Mirouse, R.; C. Lucas y L. M. Ríos (1980): *Bol. Geol. Min.*, 91: 143-178.  
Ríos, L. M. (1983): Libro C. Felgueroso, C. G.S., 217-227.  
Ríos, L. M. y F. Bodega (1982): *Bol. Geol. Min.*, 93, 79-83.  
Ríos, L. M.; J. M. Galera, D. Baretino y J. M. Lanaja (1987): MAGNA, Sallent, ITGE.

Ríos, L. M.; J. M. Galera y D. Baretino (1987): MAGNA, Bujaruelo, ITGE.  
Ríos, L. M.; J. M. Galera y F. Bodega (1986): *Bol. Geol. Min.*, 97, 124-127.

Recibido el 27 de septiembre de 1989  
Aceptado el 10 de octubre de 1989

## Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero

F. J. Gracia Prieto (\*), F. Nozal Martín (\*), A. Pineda Velasco (\*\*\*) y P. F. Wouters de Vries (\*\*)

(\*) ITGE. Cristóbal Bordiu, 35, of. 1-A. 28003 Madrid.  
(\*\*) EPTISA. Arapiles, 18. 28015 Madrid

### ABSTRACT

*In the northeastern border of the Duero Basin two erosional surfaces formed on mesozoic materials are distinguished. The oldest one, actually limited to isolated summits, is probably of middle-Miocene age. The youngest one is linked to the colmation surface of the Duero Basin («Páramos» limestones) and therefore of Turolian-Pliocene age. Tectonic deformations with a NW-SE strike affecting this surface in the southeastern border of the Cantabrian Chain are deduced.*

**Key words:** *Erosional surfaces, Neotectonics, Neogene, Duero Basin, Cantabrian Chain, Iberian Chain.*

*Geogaceta*, 7 (1990), 38-40.

### Introducción

En repetidas ocasiones se ha citado la existencia de diversas superficies de erosión neógenas en el borde Este de la Cordillera Ibérica, en su contacto con la Cuenca del Duero (Leranz, 1987; Echeverría, 1988), así como en el borde Sur de la Cordillera Cantábrica (Noassin, 1959; Solé, 1978).

En el proyecto «Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España 1:1.000.000, ITGE-ENRESA», se ha considerado a estas superficies como niveles de referencia, a partir de los cuales pueden deducirse movimientos neotectónicos regionales. El estudio del borde NE y E de la cuenca del Duero, nos ha permitido reconocer dos superficies de erosión, de muy distinto desarrollo, sobre materiales mesozoicos y paleógenos, a las que denominamos S1 y S2, representadas esquemáticamente en las figuras 1A y 1B.

### La superficie somital S1

Forma los más altos aplanamientos en el sector Salas de los Infantes-Cabrejas del Pinar (borde NW de la cuenca de Almazán, fig. 1B). Los replanos, aislados y de escaso desarrollo, presentan cotas entre 1.200 y 1.450 m., con una pendiente general hacia el SE. Aplanamientos similares aparecen en la Sierra de Atapuerca al E de Burgos y sobre mesas cretácicas altas («Loras») al E y SE de Aguilar de Campoo.

En nuestra opinión esta superficie es correlacionable con los replanos somitales de la Sierra de Honrubia-Pradales en el borde sur de la cuenca del Duero (Schwenzner, 1943), los cuales van perdiendo cota hacia la cuenca. En los alrededores del Embalse de Linares (provincia de Segovia) se observa cómo esta superficie enlaza con depósitos del Mioceno Medio («facies cuevas», situadas bajo las calizas de los páramos).

### La superficie S2

Se presenta como extensas áreas arrasadas al norte de la cuenca de Almazán, en la Sierra de Lerma y al norte de la provincia de Burgos. Constituye unas orla erosiva que une los relieves montañosos (sierras de Demanda-Urbión y Cordillera Cantábrica, que forman relieves residuales sobre los que se conservan replanos de la superficie S1) con los niveles de colmatación de la cuenca del Duero (calizas de los páramos; figs. 1A y 1B). El enlace entre éstos y la superficie S2 está perfectamente conservado en los alrededores de Calatañazor (borde Sur de la Sierra de Cabrejas), al Sur de la Sierra de Lerma (fig. 1B) y en el área de Huérmeces, al N de Burgos (fig. 1A).

El final de la elaboración de esta superficie debe de corresponder al Turoliense-Plioceno. Esta edad es la admitida generalmente para las calizas de los páramos (Del Olmo, *et al.*,