

# Superposición estructural hercínica y alpina en el borde occidental del domo de Pallassos (Noguera de Tor, Pirineo central)

I. Gil-Peña y A. Barnolas

Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid  
E-mails: i.gil@igme.es - a.barnolas@igme.es

## RESUMEN

La estructura del domo de Pallassos responde a la superposición compleja de dos sistemas de pliegues hercínicos no coaxiales con cabalgamientos asociados, que es a su vez deformada por estructuras tardías de edad tardihercínica y/o alpina. Estas deformaciones tardías son coaxiales con el segundo sistema de pliegues hercínicos.

La relación del Domo de Pallassos con la unidad de Durro-Llessui se produce mediante un contacto sustractivo que lamina la parte superior de la serie de Pallassos. Está asociado al primer sistema de pliegues y es deformado por tanto, por el segundo sistema hercínico y por las deformaciones tardías. Estas últimas reactivan tramos favorablemente orientados del mismo. Las deformaciones tardías reactivan también los pliegues del segundo sistema hercínico y el clivaje asociado a los mismos.

Existen indicios que permiten atribuir al menos parte de estas deformaciones tardías al alpino, implicando la existencia de deformación interna penetrativa en los materiales hercínicos involucrados en el edificio estructural alpino.

Palabras clave: cabalgamiento plegado, Pirineo axial, Superposición orogénica

## ***Hercynian and alpine structural superposition in the west margin of Pallassos Dome (Noguera de Tor, Central Pyrenees)***

### ABSTRACT

*The main structural characteristic in the Pallassos Dome consists of the superposition of two non-coaxial synschistose Hercynian folding systems with associated thrusts. Subsequent late Hercynian and/or Alpine deformations are coaxial with the second fold system.*

*The contact between the Pallassos Dome and the Durro-Llessui unit shows a subtractive character, lacking partially the Upper Ordovician and the higher levels of the Cambro-Ordovician succession. This subtractive contact is related to the first Hercynian fold system and so, is deformed by the second Hercynian fold system and the late deformations. These late deformations reactivate partially the subtractive contact, the second Hercynian fold system and the S2-cleavage.*

*There are evidences that let us attribute, at least partially, an Alpine age to these late deformations. This implies the existence of an Alpine penetrative deformation in the Hercynian rocks involved in the Alpine structural building.*

*Key words: Axial Pyrenees, folded thrust, Orogenic superposition*

## **Introducción**

El Pirineo es una cadena de doble vergencia alpina constituida en su núcleo por la denominada Zona Axial. La Zona Axial está formada principalmente por rocas hercínicas, pertenecientes a las zonas externas del flanco sur de la rama europea del arco orogénico

varisco, que han sido fuertemente reestructuradas durante la orogenia alpina.

Las rocas involucradas en la deformación hercínica incluyen desde un basamento gneissico, atribuido al Precámbrico (Fonteilles y Guitard, 1988), a los sedimentos sintectónicos de la cuenca de antepais hercínica (Devolve *et al.*, 1993). De acuerdo con la historia

geodinámica de la Zona Axial pirenaica, se pueden encontrar estructuras que van desde aquellas ligadas a la evolución extensional del margen continental pasivo del Devónico, a aquellas ligadas a los procesos colisionales variscos. Superpuestas a estas se encuentran estructuras ligadas al movimiento relativo de las placas Ibérica y Europea durante el ciclo alpino, desde la apertura del Golfo de Vizcaya en el Mesozoico a la convergencia terciaria. Como consecuencia de esto la relación del hercínico del Pirineo con el resto del hercínico europeo se torna complicada, máxime si tenemos en cuenta que la convergencia da lugar a cabalgamientos alpinos que enraizan en el zócalo hercínico y que provocan la traslación y superposición de unidades hercínicas cuya restitución a la posición original resulta problemática. En este contexto, vemos que nos encontramos ante una historia realmente compleja en la que las estructuras antiguas condicionan el desarrollo de las deformaciones posteriores y las características originales de las primeras estructuras han sido modificadas.

La implicación del basamento hercínico en la deformación alpina se conoce desde muy antiguo (por ej., Dalloni, 1913), habiendo sido ampliamente documentada con los datos aportados por la información derivada de la investigación petrolífera del subsuelo (Cámara y Klimowitz, 1985) así como por los perfiles sísmicos profundos de investigación de la corteza: ECORS-Pyrenees (Choukroune y Ecors Pyrenean team, 1989; Roure *et al.*, 1989; Mattauer, 1990 y Muñoz, 1992) y ECORS-Arzacq (Daignieres *et al.*, 1994; Teixell, 1998) (fig. 1 y fig. 2). Las unidades hercínicas forman parte principal de las láminas cabalgantes que constituyen el núcleo del Pirineo alpino, las cuales han sido interpretadas por distintos autores como integrantes de un apilamiento antiformal (Parish, 1984; Williams y Fischer, 1984; Cámara y Klimowitz, 1985; Muñoz, 1985, 1992; Teixell, 1998). Sin embargo no existe acuerdo entre los distintos autores sobre las características de la deformación interna sufrida por estas láminas durante el alpino. Para unos la deformación se concentra a favor de pla-

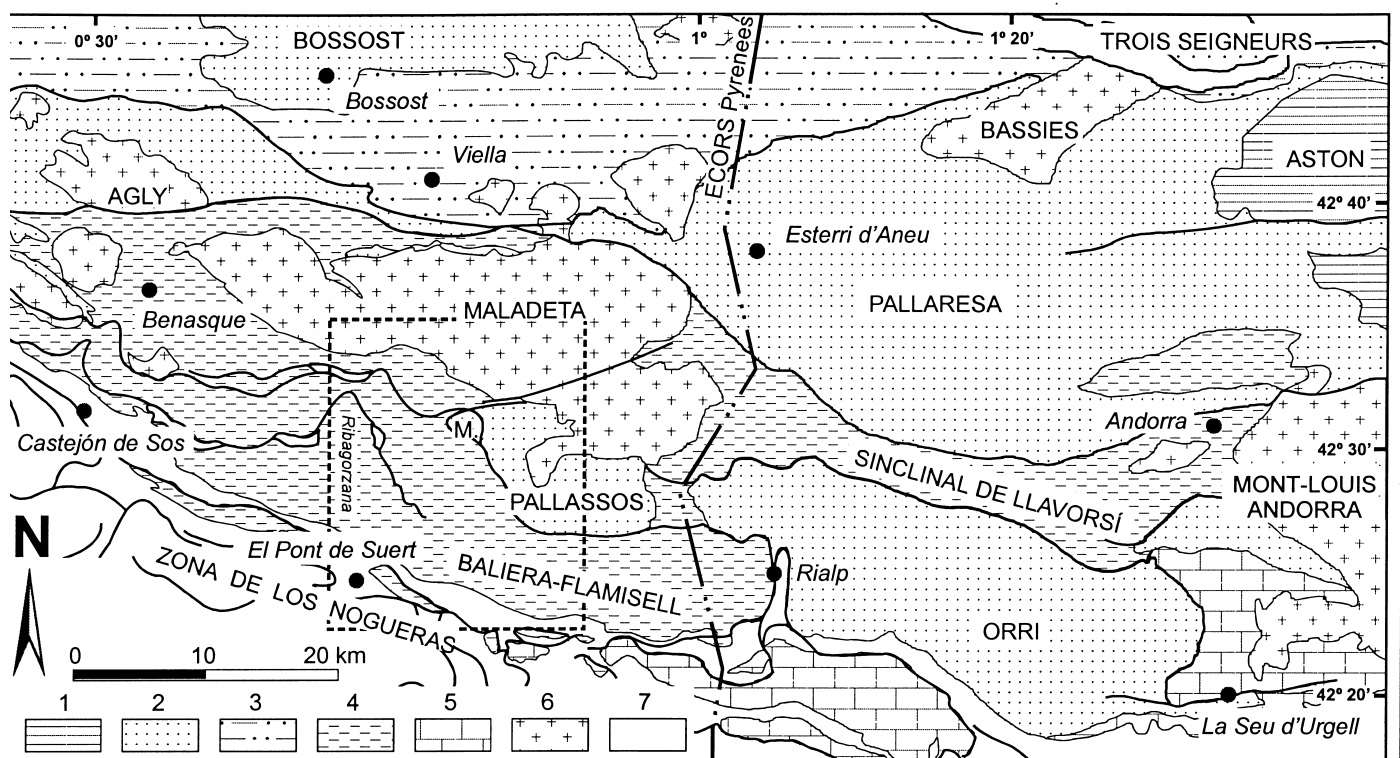


Fig. 1. Unidades estructurales del sector centro-meridional de la Zona Axial, con indicación de la traza del perfil ECORS-Pirineos y situación del área estudiada. 1. Gneisses; 2. Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior; 3. Silúrico-Devónico (facies Anticlinorio Central); 4. Silúrico-Devónico (facies Sierra Negra); 5. Silúrico-Devónico (facies Compte); 6. Granito; 7. Materiales posthercínicos

Fig. 1. Structural units of the south-central Axial Zone. The location of the studied area and the ECORS-Pyrenees profile position are shown. 1. Gneisses; 2. Cambro-Ordovician and Upper Ordovician; 3. Silurian and Devonian (Anticlinorio Central facies); 4. Silurian and Devonian (Sierra Negra facies); 5. Silurian and Devonian (Compte facies); 6. Granite; 7. Post-Hercynian rocks

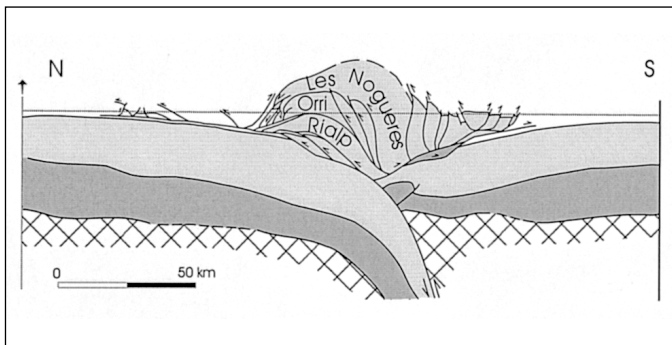


Fig. 2. Interpretación del perfil ECORS-Pirineos, según Muñoz (1992)

Fig. 2. Geological cross-section along the ECORS-Pyrenees profile after Muñoz (1992)

nos discretos de cabalgamiento que superponen unidades sin que exista una deformación dúctil significativa de las mismas (Muller y Roger, 1977; Zwart, 1979; Muñoz, 1985, 1992). Para otros la deformación dúctil es importante, atribuyendo buena parte de la formación de clivaje al alpino (Mattauer, 1964; Seguret, 1972). En una posición intermedia se sitúan autores como Valero (1974), Poblet (1991) y García Sansegundo (1992, 1996) que admiten cierto grado de deformación dúctil alpina especialmente en el sector meridional y occidental de la Zona Axial.

En este trabajo se analiza la superposición estructural hercínica y alpina en un sector de la Zona Axial pirenaica (sector occidental del domo de Pallassos) con un buen afloramiento de estructuras hercínicas y un marco de deformaciones alpinas bien establecidas, para tratar de desentrañar como las estructuras hercínicas han condicionado la deformación posterior.

### Marco geológico

El domo de Pallassos es una culminación anticlinal alargada en dirección E-W, que se sitúa en el borde sur de la parte central de la Zona Axial pirenaica (fig. 1). Está constituido por una potente serie no datada atribuida al Cambro-Ordovícico que culmina en la serie bien establecida del Ordovícico superior. La serie cambro-ordovícica (Fm Seo, Hartevelt 1970) consiste en una alternancia rítmica de areniscas y lutitas, puntualmente con niveles cuarcíticos de cierta entidad. Hacia techo de la serie cambro-ordovícica aparecen intercalaciones carbonatadas (Mey, 1967, 1968; Poblet, 1991) (fig. 3). Estos sedimentos están afectados por metamorfismo regional de grado bajo-

muy bajo. Al oeste del domo de Pallassos se extiende el domo de Muro, el cual presenta características estratigráficas y estructurales similares.

El conjunto Pallassos-Muro limita al norte con la unidad de Sierra Negra, constituida por materiales del Silúrico y Devónico en facies Sierra Negra (Mey 1967, 1968), y es cortado por la granodiorita tardihercínica de la Maladeta. Al sur limita con las unidades de Durro-Llessui y Flamisell-Baliera, constituidas respectivamente por ampelitas y calizas del Silúrico y Devónico basal en facies Llessui (Duro-Llessui) y Devónico en facies Baliera (Flamisell-Baliera) con afloramientos aislados de la cobertera triásica (Mey 1967, 1968).

El marco alpino de este área consiste en dos cabalgamientos mayores que involucran basamento hercínico y cobertera mesozoica. El inferior corresponde al cabalgamiento de Rialp, estructura que separa el triásico de la unidad de Rialp (bloque inferior del cabalgamiento), de la unidad del Orri; Esta última está constituida entre otras por las unidades hercínicas referidas anteriormente (Pallassos-Muro, Sierra Negra, Durro-Llessui y Flamisell-Baliera). La unidad de Rialp aflora en la ventana tectónica del mismo

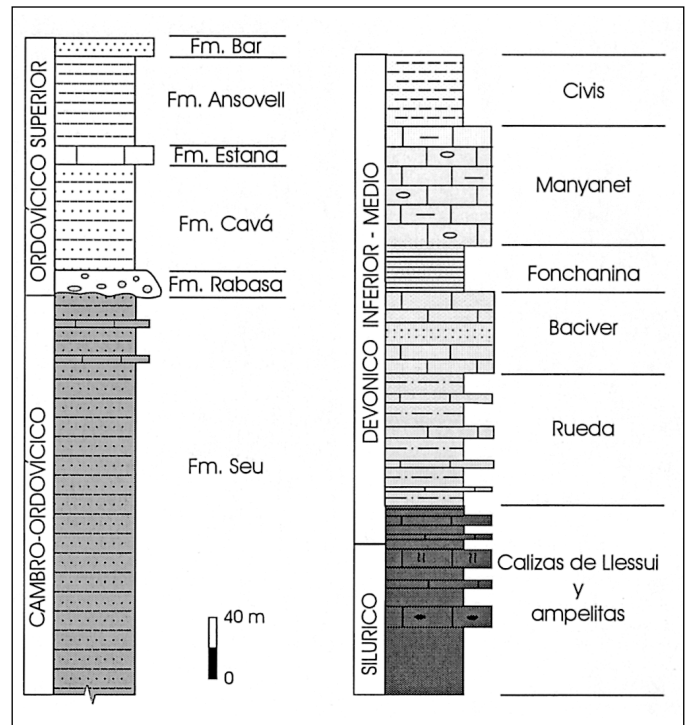


Fig. 3. Columnas estratigráficas esquemáticas de las unidades (a) domo de Pallassos y Muro; (b) Durro-Llessui y Flamisell-Baliera  
Fig. 3. Schematic stratigraphic sections of the units (a) Pallassos and Muro dome; (b) Durro-Llessui and Flamisell-Baliera

nombre, en el valle de la Noguera Pallaresa (Jacob *et al.* 1926). El segundo cabalgamiento mayor alpino en este área corresponde en realidad a un sistema de cabalgamientos que conforman la denominada zona de Nogueras. La zona de los Nogueras está constituida por un conjunto de unidades de basamento y cobertera que se encuentran basculadas hacia el sur y se disponen en rampa sobre el frente meridional de la unidad del Orri (Seguret, 1972; Saura, 2000). La unidad de Nogueras es considerada por Muñoz (1992) (fig. 2) como la parte frontal de la lámina superior del apilamiento antiformal alpino. Esto le lleva a suponer la existencia de una gran lámina cabalgante (lámina de los Nogueres) que recubriría totalmente la lámina del Orri, lo que daría lugar a una disposición en semiabanco de la esquistosidad principal hercínica.

En el conjunto del hercínico pirenaico el estilo de la deformación está fuertemente condicionado por la existencia de un nivel de despegue general, las pizarras ampelíticas del Silúrico, que se traduce en una disarmonía en la deformación del conjunto Cambro-Ordovícico con respecto al Devónico-Carbonífero (Matte y Xu Zhi, 1988, García-Sansegundo, 1992). El nivel de despegue Silúrico delimita en sectores más septentrionales dos niveles estructurales denominados infraestructura y supraestructura (de Sitter y Zwart, 1960). Carreras y Capellá (1994) realizan una revisión del significado de esta zonación.

### **Descripción de la estructura**

La configuración estructural de este área resulta de la superposición de diferentes estructuras de cabalgamiento y plegamiento de edad hercínica y alpina. Los pliegues complejos que afectan a la serie de Pallassos son hercínicos, como demuestran las relaciones de corte con el granito tardihercínico de la Maladeta (Mey, 1967, 1968; Poblet, 1991). Los pliegues mayores resultan de la interferencia de dos sistemas no coaxiales con expresión cartográfica.

### **Primera generación de pliegues**

La primera generación de pliegues se caracteriza por estructuras muy aplastadas, recumbentes, con fuerte engrosamiento de charnela, que presentan clivaje de plano axial asociado (S1). Este está desarrollado casi exclusivamente en los niveles pelíticos y limolíticos así como en las zonas de charnela. Estos pliegues están fuertemente deformados por estructuras posteriores no coaxiales, lo que da lugar a una fuerte inmersión axial y aplastamiento de los mismos que dificulta considerablemente su identificación y análisis.

Estas deformaciones posteriores son también las responsables de que con frecuencia la relación estratificación-clivaje indique flanco inverso cuando los criterios estratigráficos indican polaridad normal y viceversa. Pliegues de similares características se encuentran también muy bien desarrollados en las calizas y pizarras silúricas de la unidad de Durrollessui así como en la serie devónica de la unidad de Flamisell-Baliera. Aquí la existencia de una secuencia estratigráfica bien definida nos permite evaluar las dimensiones kilométricas de estas estructuras (fig. 4 y Mey, 1967, 1968). En estas unidades, el clivaje S1 aparece bien desarrollado especialmente en los materiales silúricos y en los calcoesquistos de la formación Manyanet, apareciendo con frecuencia plegado. En las pizarras ampelíticas silúricas asociados a estos pliegues aparecen cabalgamientos de bajo ángulo que, aunque siguen mayoritariamente rellanos de la estratificación, localmente la cortan.

### **Segunda generación de pliegues**

La segunda generación de pliegues es la responsable principal de la deformación de estas primeras estructuras (fig. 5). Son pliegues de escala kilométrica con pliegues menores asociados y su desarrollo está generalizado a todas las unidades estructurales aquí consideradas. Su orientación es ESE y presentan una vergencia meridional bien definida, estando asociados a un clivaje de crenulación (S2) que se conoce como "esquistosidad principal hercínica" en la cobertera silúrico-devónica (por ej. García-Sansegundo 1992; Carreras y Capellá, 1994; Carreras y Debat, 1996). Este clivaje presenta una orientación media ESE con buzamientos de 30-60° N y sufre grandes refracciones al atravesar las distintas litologías. Puntualmente aparece deformado pudiendo mostrar orientaciones submeridianas. En los domos de Pallassos y Muro así como en las unidades de Durrollessui y Flamisell-Baliera, la existencia de estructuras previas muy bien desarrolladas determina que S2 presente un desarrollo más local, limitándose en ocasiones a la zona de charnela. Los ejes de los pliegues asociados, así como las lineaciones de intersección S2-estratificación, muestran gran variabilidad de orientación, siendo frecuente una disposición N-S debido a la interferencia con los pliegues previos. Asociados a estos pliegues aparecen cabalgamientos de vergencia sur que se desarrollan de simultánea a tardíamente con relación a los mismos; esto ha sido descrito también en otras áreas del Pirineo (por ej. en la unidad del Segre y en la unidad de Llavorsí, Casas *et al.*, 1989; en la alta Ribagorza, García Sansegundo, 1992).

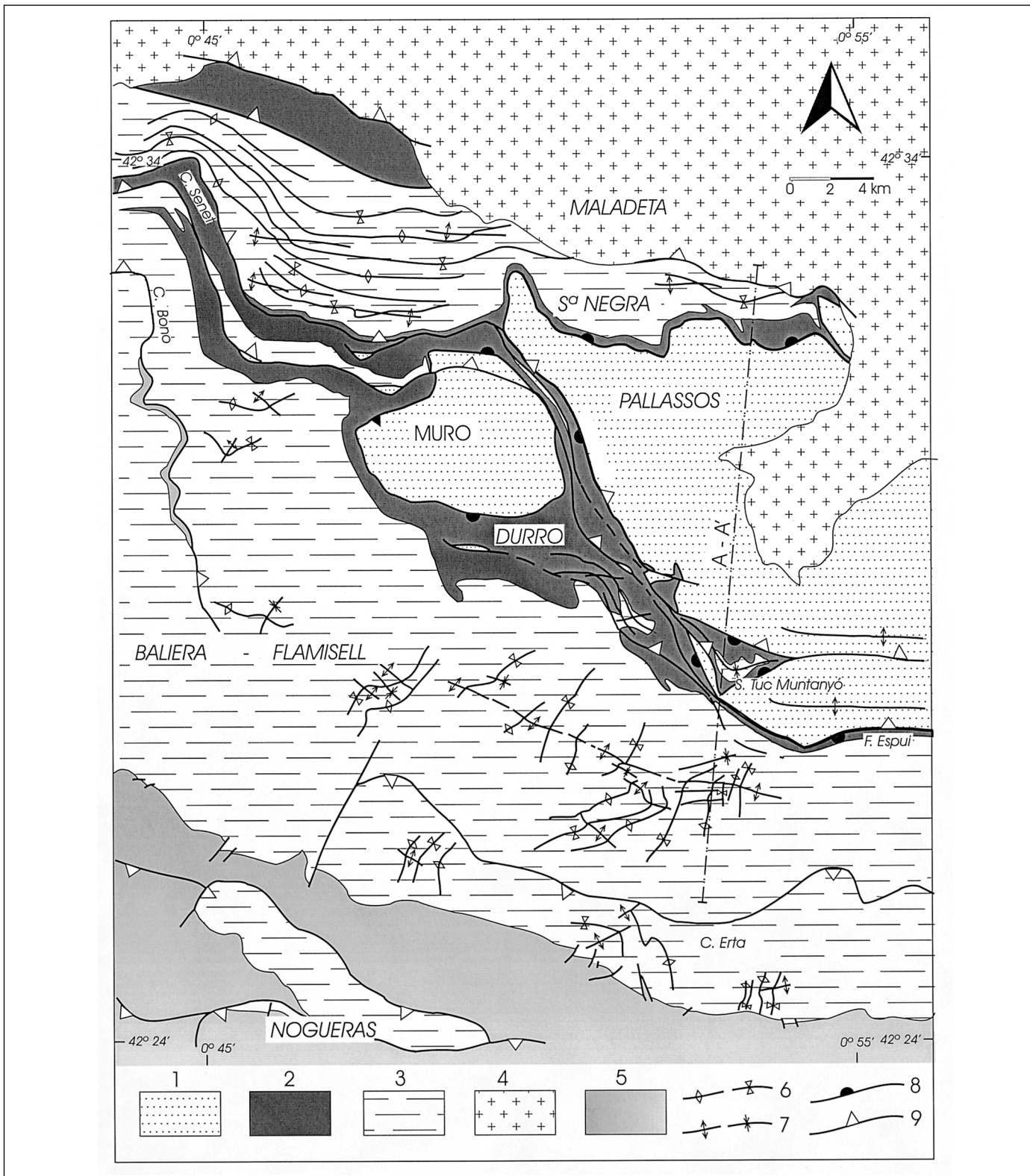


Fig. 4. Esquema estructural de la zona considerada (situación en fig. 1). 1. Cambro-Ordovícico; 2. Silúrico; 3. Devónico; 4. Granito; 5. Materiales posthercínicos; 6. Pliegues asociados a S1; 7. Pliegues asociados a S2; 8. Contacto sustractivo; 9. Cabalgamientos tardihercínicos o alpinos

Fig. 4. Structural sketch of the studied area (location in fig. 1). 1. Cambro-Ordovician; 2. Silurian; 3. Devonian; 4. Granite; 5. Post-Hercynian rocks; 6. S1-related folds; 7. S2-related folds; 8. Subtractive contact; 9. Late-Hercynian or Alpine thrusts

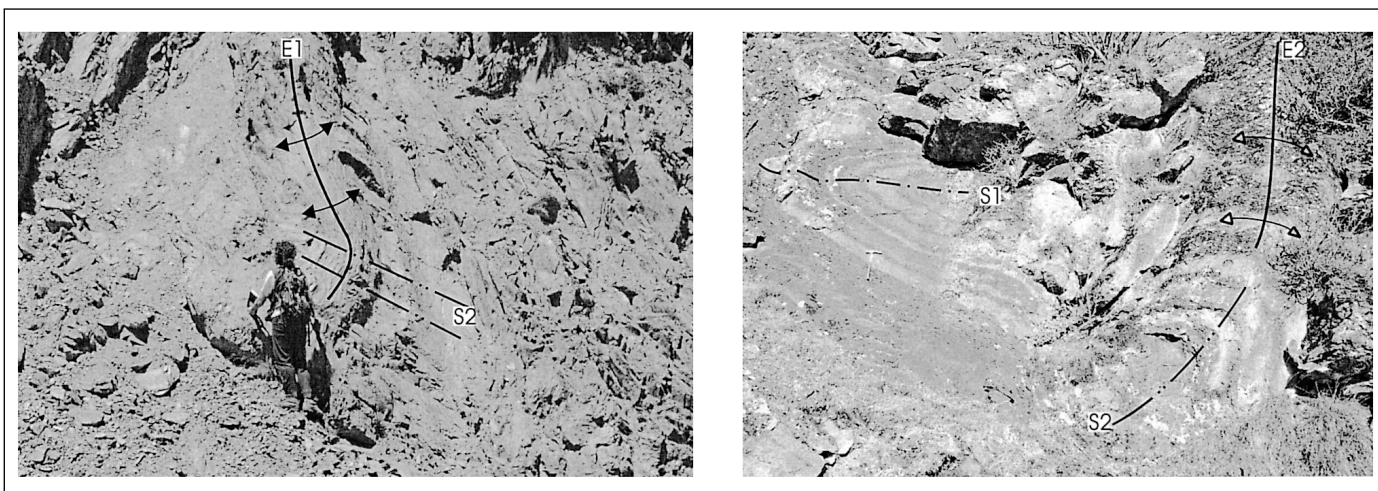


Fig. 5. Superposición de pliegues de primera y segunda generación hercínica en (a) los materiales Cambro-Ordovícicos y (b) las calizas de Llessui

Fig. 5. First and second Hercynian fold-systems superposition affecting (a) the Cambro-Ordovician rocks and (b) the Llessui limestones

### Tercera generación de pliegues

Deformando a este segundo sistema de pliegues y con un desarrollo muy local encontramos pliegues con clivaje asociado (S3). Se trata de pliegues de escala métrica a decamétrica de orientación ESE, con S3 de orientación N110-130E y buzamiento de 65-85° N, que no se han visto relacionados con cabalgamientos. Han sido identificados en el sinclinatorio de Tuc del Muntanyó (fig. 4), deformando este pliegue del segundo sistema hercínico que a su vez deforma al clivaje S1 y a los pliegues asociados a este. Dada la coaxialidad entre el segundo sistema de pliegues y estas deformaciones tardías, el clivaje S3 se desarrolla bien únicamente en las zonas de charnela, crenulando a modo de chevrons al clivaje S2 (fig. 6). En las zonas de flanco sin embargo, los clivajes S2 y S3 normalmente coinciden; esto podría estar relacionado además con las evidencias de rejuego como falla inversa de los planos de S2 (Mey, 1967, 1968) a lo largo de toda la unidad de Flamisell-Baliera. En la unidad de Ertá, en las inmediaciones del cabalgamiento de Nogueras, el clivaje S3 se encuentra desarrollado puntualmente en los niveles pelíticos, presentando buzamientos de 50-60° N. En los materiales cambro-ordovícicos no se ha observado este clivaje S3, pero se identifican otras deformaciones ligadas a la reactivación tardía de los pliegues de segunda generación, mediante la rotación del flanco inverso y deslizamiento capa sobre capa lo que genera la apertura del flanco inverso (Fig. 7), o bien asociado a la formación de grietas en echelon también en el flanco inverso de los pliegues.

### Cabalgamientos y fallas cartográficas

La cartografía detallada de los domos de Pallassos y Muro muestra que el Silúrico de la unidad de Durro-Llessui se apoya sobre distintos términos de la monótona serie cambro-ordovícica y sobre el Ordovícico superior, cortando estructuras previas y mostrando localmente una geometría de rampa sobre rampa (fig. 8). Así mismo este contacto es plegado por una sucesión de anticlinales y sinclinales de escala cartográfica de orientación ESE y vergencia sur, relacionados con la segunda generación de pliegues hercínicos. Se trata por tanto de un contacto sustractivo que deja aflorar el Cambro-Ordovícico de los domos de Pallassos y Muro a modo de ventana tectónica. Contactos sustractivos, plegados por el segundo sistema de pliegues hercínicos y cortando estructuras previas han sido descritos en otras áreas del Pirineo, como el Valle de Gave de Pau (Valero, 1974 y Muller y Roger, 1977), manto de Gavarnie (Majesté-Menjoulas, 1981), Pays de Sault (Raymond, 1986) y macizo de Marimanya (Donnot y Guérangué, 1974; Losantos *et al.*, 1986; Bodin y Ledru, 1986), habiendo sido interpretados como cabalgamientos.

El contacto Pallassos-Durro aparece además deformado por cabalgamientos tardíos de bajo ángulo que implican únicamente al Cambro-Ordovícico y que no están deformados por estructuras posteriores (fig. 8). Asociados a estos cabalgamientos tardíos se encuentran mineralizaciones de sulfuros.

La relación actual entre el domo de Pallassos, la unidad de Durro-Llessui y el domo de Muro, se produce mediante un sistema de cabalgamientos imbr-



Fig. 6. (a) Superposición de pliegue tardío sobre un pliegue menor del flanco norte del sinclinal de la Muntanya. (b) Detalle del clivaje S3 asociado en la zona de charnela.

Fig. 6. (a) Superposition of a late-fold on a minor-fold in the northern limb of the la Muntanya syncline. (b) Detail of the S3 cleavage in the hinge area

cados de alto ángulo de vergencia sur. Como consecuencia de esto, el Cambro-Ordovícico del domo de Pallassos cabalga sobre el domo de Muro y sobre el Silúrico de Durro, invirtiendo en este último caso las relaciones estructurales producidas por el contacto sustractivo. Estos cabalgamientos se extienden por el borde meridional (falla de Espui, Mey 1967, 1968) y occidental de Pallassos, conectando hacia el norte con el cabalgamiento de Senet (fig. 4). Asociado a estos cabalgamientos aparecen escamas de Cambro-Ordovícico dentro del Silúrico, brechas de falla y diques de cuarzo y cuarzo-diorita, lo que ayuda a definir el trazado de estas estructuras dentro del Silúrico. El desplazamiento mínimo estimado para estos cabalgamientos es de orden hectométrico.

## Discusión

De las estructuras descritas, los dos sistemas de pliegues cartográficos con clivaje S1 y S2 asociado así como el despegue del Silúrico tienen una edad hercínica indiscutible, como demuestran sus relaciones de corte con el macizo tardihercínico de la Maladeta. Los pliegues tardíos ligados a S3, las distintas manifestaciones de reactivación de pliegues sin-S2 y los sistemas tardíos de cabalgamientos de alto y bajo ángulo

son posteriores, siendo discutible si su edad es tardihercínica o alpina.

Un punto que ofrece especial interés es el referente al contacto sustractivo del Silúrico sobre el Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior. Este contacto fué ya pintado por Muller y Roger (1977) como un cabalgamiento al que atribuyó tentativamente una edad tardihercínica, señalando que restaba demostrar esta edad. Poblet (1991) consideró que en realidad se trataba de dos cabalgamientos diferentes a los que denominó Erill Avall y Sallente. El cabalgamiento de Erill Avall separaría el domo de Muro en el bloque inferior, de Durro-Llessui y Pallassos en el bloque superior, dejando aflorar el Cambro-Ordovícico del domo de Muro a modo de ventana tectónica. El cabalgamiento de Sallente sería un cabalgamiento superior a este que colocaría Durro-Llessui sobre Pallassos, entroncando hacia el norte con el cabalgamiento de Llavorsí-Senet, estructura que separa a su vez la unidad de Sierra Negra (bloque superior) de Pallassos y Muro. Estas estructuras las interpretó como tardías dentro de la denominada fase principal hercínica -es decir, la que genera S2- en la cobertera silúrica-devónica.

De nuestras observaciones se deduce que la historia es en realidad un poco más compleja. Los cabalgamientos de Sallente y Erill Avall responden a dos

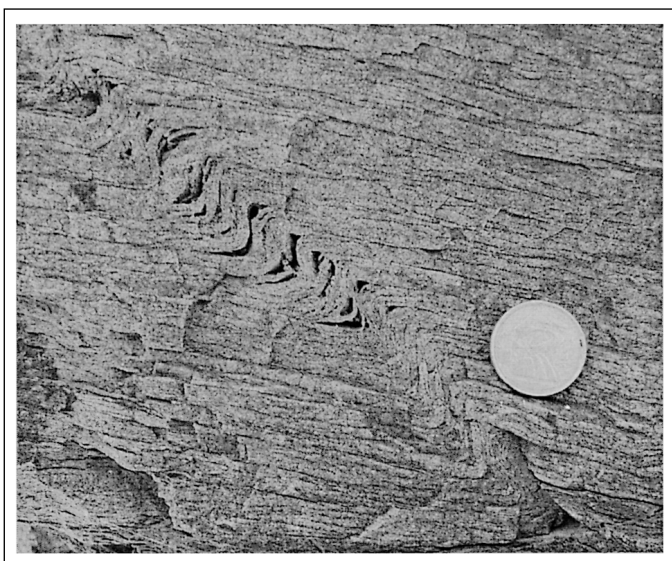


Fig. 7. Reactivación tardía de pliegues menores de segunda generación hercínica en el Cambro-Ordovícico de Pallassos  
 Fig. 7. Reactivation of minor folds of the second hercynian system affecting the Cambro-Ordovician of the Pallassos Dome

generaciones distintas de estructuras: el contacto sustractivo de Durro sobre Pallassos y los cabalgamientos de alto ángulo tardíos. En los puntos donde tenemos una buena exposición del contacto (por ejemplo fig. 8 y sinclinatorio de Tuc del Muntanyó), encontramos que el contacto de los domos de Muro y Pallassos con la unidad de Durro está plegado por estructuras ESE, de vergencia sur y escala cartográfica, con el clivaje de la denominada fase principal (S2) asociado, con lo que su edad es claramente anterior a las mismas. Por otra parte corta estructuras previas, con lo que podemos situar su formación en relación con el primer sistema de pliegues cartográficos hercínicos.

Los cabalgamientos tardíos de alto ángulo (fig. 4) reactivan, en parte, el contacto sustractivo, al seguir los rellanos generados por los flancos de los pliegues de fase principal que lo deforman. Así lo vemos, por ejemplo, en el cabalgamiento de Senet que hace cabalgar la unidad de Sierra Negra sobre el domo de Muro, siguiendo el flanco largo de uno de estos pliegues. La falla de Espui, contacto neto E-W que limita Pallassos por el sur, hace cabalgar este domo sobre la unidad de Flamisell-Baliera siguiendo el flanco corto de un pliegue de fase principal, lo que supone una reactivación del contacto sustractivo pero sin seguir su misma pauta cinemática (reactivación geométrica en el sentido de Holdsworth *et al.*, 1997).

La edad de formación -tardihercínica o alpina- de estos cabalgamientos de alto ángulo es discutible. Estos cabalgamientos constituyen la prolongación lateral de la serie de cabalgamientos imbricados de la zona de la Noguera Ribagorzana situada inmediatamente al W de la zona estudiada. Los cabalgamientos de la Ribagorzana tienen distintas edades. Algunos de ellos son hercínicos, como demuestran sus relaciones de corte con el macizo tardihercínico de la Maladeta (Mey, 1967, 1968; Poblet, 1991). Sin embargo otros cabalgamientos involucran sedimentos posthercínicos (por ej., el cabalgamiento de Bono. Mey,



Fig. 8. Contacto sustractivo del Silúrico de Durro sobre el Cambro-Ordovícico del domo de Pallassos, plegado por un anticlinal del segundo sistema hercínico y deformado por cabalgamientos de bajo ángulo tardíos

Fig. 8. Subtractive contact of the Durro-Llessui unit onto Pallassos Dome, folded by a second-folding-hercynian-system anticline and deformed by low-angle late-thrusts



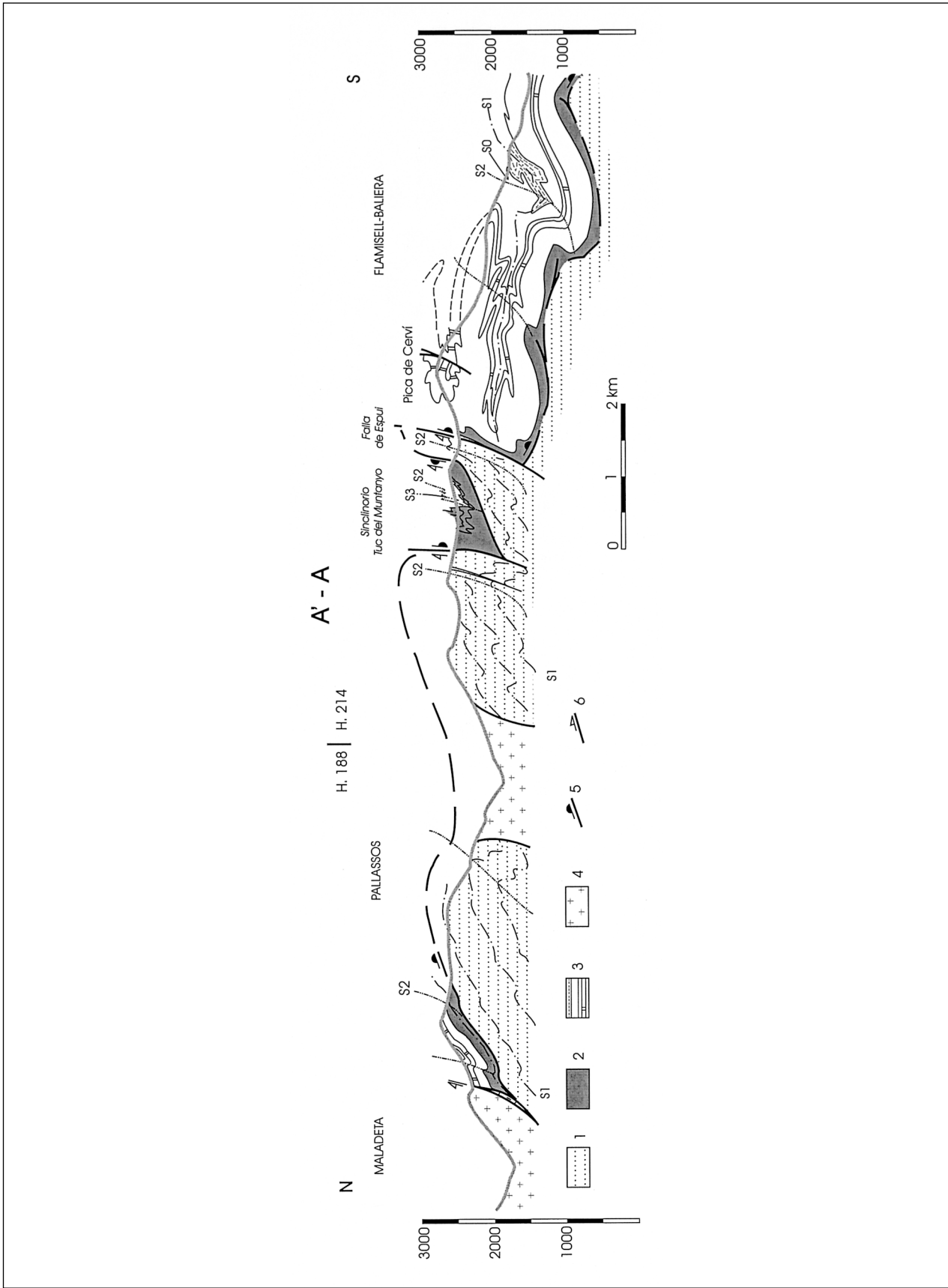


Fig. 9. Corte estructural del Domo de Pallassos y sector septentrional de la unidad de Flamisell-Baliera. Situación en fig. 4. 1. Cambro-Ordovícico; 2. Silúrico; 3. Devónico; 4. Granito. 5. Contacto sustractivo. 6. Cabalgamientos tardihercínicos o alpinos  
 Fig. 9. Structural cross-section of the Pallassos Dome and the northern sector of the Flamisell-Baliera unit. Location on fig. 4. 1. Cambro-Ordovician; 2. Silurian; 3. Devonian; 4. Granite. 5. Subtractive contact. 6. Late-Hercynian or Alpine thrusts

1967, 1968) lo que demuestra su actividad alpina. El hecho de que el cabalgamiento de Bono muestre un salto superior en las unidades hercínicas que en el Triásico habla a favor de que se trate de un cabalgamiento de edad hercínica reactivado en el alpino (García Sansegundo, 1992, 1996). Situaciones similares de cabalgamientos que muestran mayor desplazamiento en las estructuras hercínicas que en las posthercínicas o tardihercínicas han sido descritas en otros puntos del Pirineo como por ejemplo el cabalgamiento de Soulan-Pyerefitte en relación al granito de Néouville (Majesté-Menjoulas, 1979).

Respecto a la edad de los pliegues asociados a la esquistosidad S3, así como de la reactivación de pliegues y el rejuego de los planos de S2 como fallas inversas, no hemos encontrado indicios directos de su edad. El paralelismo mostrado entre las estructuras hercínicas asociadas a S2 y la orientación de las estructuras alpinas permite especular con cualquiera de las dos edades. Sin embargo, el hecho de que la cobertera permotriásica no se encuentre despegada de la serie paleozoica infrayacente, unido a que ésta aparece afectada por pliegues, habla a favor de la edad alpina de estas estructuras. En este mismo sentido hablan las observaciones realizadas por Mey (1968) en el sector de la Ribagorzana, donde pequeñas fallas inversas que siguen la esquistosidad hercínica desplazan el contacto del Permo-Trías sobre la Fm. Civis y producen una esquistosidad de fractura en la parte basal del Permo-Trías.

## Conclusiones

La macroestructura del domo de Pallassos responde a un sistema de pliegues sinesquistosos, de apretados a isoclinales, formados simultáneamente a un despegue de la unidad de Durro-Llessui sobre Pallassos. Este despegue lamina la parte superior de la serie del Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior. A esto se superpone un sistema de pliegues, anticlinorio-sinclinorio (sinclinorio de Tuc del Muntanyó)-anticlinorio de orientación ESE y vergencia sur, no coaxiales con los primeros pliegues y que están asociados a un clivaje S2 que se relaciona con la esquistosidad principal en la supraestructura. Con posterioridad, esta estructura es comprimida de nuevo en dirección NNE, lo que provoca la reactivación de los pliegues previos -con el rejuego inverso del clivaje S2 y la formación local de un tercer clivaje- y la aparición de cabalgamientos de alto ángulo que hacen cabalgar el domo de Pallassos sobre la unidad de Flamisell-Baliera (falla de Espui) y domo de Muro. También posteriormente a la segunda generación de pliegues

hercínica, pero sin poder establecer la relación temporal con las otras estructuras tardías, se forma un sistema de cabalgamientos de bajo ángulo que deforman el contacto Pallassos-Durro.

Evidencias de reactivación del clivaje S2 como falla inversa han sido vistas en el sinclinorio de Tuc del Muntanyó, sobre el domo de Pallassos, y también a lo largo de la unidad de Flamisell-Baliera, llegando a afectar a la discordancia del Permo-Trías (Mey, 1967, 1968). Si admitimos que esta reactivación, que va a su vez asociada a la reactivación de los pliegues asociados a S2, ha debido producirse de forma sincrónica en todo el dominio, esto nos lleva a admitir una cierta deformación interna de las láminas cabalgantes alpinas. Esta se produciría a través de planos de cabalgamiento discretos y también mediante un mecanismo de deformación carácter más penetrativo (deslizamiento a favor de planos discretos de esquistosidad y mediante la rotación pasiva de los flancos de los pliegues).

Esta deformación penetrativa tardía se encuentra desarrollada a todo lo largo de la transversal estudiada, afectando a las partes más altas de la lámina del Orri. Esto parece poco compatible con la existencia de un arqueamiento de esta lámina, como consecuencia del emplazamiento de láminas alpinas inferiores para construir el importante apilamiento antiformal deducido por Muñoz (1992) y parece apoyar más la idea de que el cabalgamiento de Rialp es una estructura fuera de secuencia (Poblet, 1991). Por otra parte, en este sector no se ha detectado una rotación progresiva en sentido N-S de las estructuras hercínicas. Algunas observaciones realizadas por autores como Mey (1967, 1968), Zwart (1979), García Sansegundo (1992), Carreras y Capellá (1994) y Soler *et al.* (1998) apuntan en esta misma dirección.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el IGME con el proyecto MAGNA (Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000, hoja 214-Sort). Los autores agradecen a J. García-Sansegundo las discusiones de campo sobre las estructuras hercínicas; a J. Sanz-López por el apoyo en el estudio estratigráfico y a A. Teixell por la discusión sobre la estructura alpina.

## Referencias

Bodin, J. y Ledru, P. 1986. Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétérotypique dans les Pyrénées ariégoises. *C. R. Académie Science Paris*, 302 (2), 969-974.

- Cámara, P. y Klimowitz, J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro occidental surpirenaica. *Estudios geológicos*, 41, 391-404.
- Carreras, J. y Capella, I. 1994. Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16, 11, 1509-1524.
- Carreras, J. y Debat, P. (coord.) et al. 1996. Tectonique hercynienne. En: Barnolas, A., Chiron J.C y Guérangé, B. (eds.), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. BRGM-ITGE ed., 1, 585-677.
- Casas, J. M., Domingo, F., Poblet, J. y Soler, A. 1989. On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, 2, 135-147. París.
- Choukroune y ECORS team 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8 (1), 23-39.
- Daignières, M., Seguret, M., Specht, M. y ECORS Team 1994. The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. En: Mascle, A. (ed), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Eur. Assoc. Pet. Geosci. Spec. Publ. Springer-Verlag ed., 4, 199-208.
- Dalloni, M. 1913. Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales). *Bulletin Société Géologique France*, 4e, 13, 243-263.
- Devolvé, J.J., Souquet, P., Vachard, D., Perret, M.F. et Aguirre, P. 1993. Caractérisations d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées. *C. R. Académie Science Paris*, 316 (II), 959-966.
- Donnot, M. y Guérangé. B. 1974. Problème Ordovicien-Dévonien dans la haute Noguera Pallaresa (Val-d'Aran, Pyrénées espagnoles). *Bulletin BRGM*, sect. 2, 1, 27-35.
- Fontelles, M. y Guitard, G. 1988. Précambrien basement in the Variscan belt of the Pyrénées. En: Zoubeck, V. (ed.), *Precambrian in younger fold belts, European variscides*. Springer Verlag ed., 553-573.
- García-Sansegundo, J. 1992. *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en al transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça*. Publicación especial del Boletín Geológico y Minero, 167 pp.
- García-Sansegundo, J. 1996. Influence de la tectonique alpine sur les structures hercyniennes. En: Barnolas, A., Chiron J.C y Guérangé, B. (ed.), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. BRGM-ITGE ed., 1, 658-659.
- Hartevelt, J.J.A. 1970. Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. Sheet 10, 1: 50.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 167-236.
- Holdsworth, R.E. 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society*, 154, 73-78. London.
- Jacob, Ch., Fallot, P., Astre, G. y Ciry, R. 1926. Observations tectoniques sur le versant meridional des Pyrénées orientales et centrales. *C. R. 14e. Congreso Geológico Internacional*, 2, 335-412. Madrid.
- Losantos, M.; Palau, J. y Sanz, J. 1986. Considerations about Hercynian thrusting in the Marimanya Massif (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129, 71-79.
- Majesté-Menjoulas, C. 1979. *Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)*. Thèse Science, Université Paul Sabatier, Toulouse, 343 pp.
- Majesté-Menjoulas, C. 1981. Superpositions d'unités varisques à séries hétéropiques du Dévonien supérieur dans la Nappe alpine de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Bulletin Société Géologique France*, 7, XXIII, 673-678.
- Mattauer, M. 1964. Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C. R. Académie Science Paris*, 259, 2891-2894.
- Mattauer, M. 1990. Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bulletin Société Géologique France*, 8, VI (2), 307-311.
- Matte, Ph and Xu Zhi, Q. 1988. Decollements in slate belts. Examples from the European variscides and Qin Ling Belt of Central China. *Geologische Rundschau*, 77, 227-238.
- Mey, P.H.W. 1967. The Geology of the Upper Ribargozana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 229-292.
- Mey, P.H.W. 1968. Geology of the Upper Ribargozana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. Sheet 8, 1: 50.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 153-220.
- Muller, J y Roger, Ph. 1977. L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géologie Alpine*, 53, 149-191.
- Muñoz, J.A. 1985. *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 305 pp.
- Muñoz, J.A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: McClay, K.R. (ed.) *Thrust tectonics*. Chapman and Hall ed., 235-246.
- Parish, M. 1984. A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology. *Journal of Structural Geology*, 6 (3), 247-255.
- Poblet i Eslugas, J. 1991. *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 604 pp.
- Raymond, D. 1986. Tectonique tangentielle varisque dans le paléozoïque supérieur de l'est des Pyrénées françaises: l'exemple du Pays de Sault (nord du granite de Quérigut, Aude et Ariège) et des régions voisines. *Bulletin Société Géologique France*, sér. 8, II (3), 479-485.
- Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Cámara, P. y Deramond, J. 1989. ECORS depp seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8 (1), 41-50.

- Saura i Parramon, E. 2000. *Les unitats de les Nogueres i la seva relació amb els conglomerats oligocens entre les valls del Flamicell i el Manyanet (Pirineu central)*. Tesis de licenciatura, Universidad Autònoma de Barcelona.
- Seguret, M. 1972. *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Publications Université des Sciences et Techniques du Languedoc (Ustela), sér, Géologie Structurale, 2, Montpellier, 147 pp.
- de Sitter, L.U. y Zwart, H.J. (1960). Tectonic development in supra- and infra-structures of a mountain chain. Proc. 21st. *International Congress*, Copenhagen, 18, 248-256.
- Soler, D. Teixell, A. y García-Sansegundo J. 1998. Amortissement latéral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes. *C. R Académie Science Paris*, 327, 699-704.
- Teixell, A. 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 3, 395-406.
- Valero, J. 1974. *Géologie Structurale du Paleozoïque de la région de Panticosa, province de Huesca (Espagne)*. Thèse 3e cycle, Université de Bordeaux.
- Williams, G.D. y Fischer, M.W. 1984. A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt. *Tectonics*, 3 (7), 773-780.
- Zwart, H.J. 1979. The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 1, 1-74.

Recibido: Junio 2001  
Aceptado: Agosto 2001