

SOBRE LAS DEFORMACIONES DEL PALEOZOICO EN EL MACIZO DEL DESIERTO DE LAS PALMAS (CASTELLÓN)

J. L. Simón Gómez (*)

RESUMEN

Los materiales paleozoicos que afloran en el macizo del Desierto de las Palmas son turbiditas de probable edad Carbonífero inferior. Registran una primera fase de deformación en la que se generan pliegues muy aplastados, tendidos o acostados, con esquistosidad de flujo asociada y ejes NE-SW. Posteriormente se desarrollan dos etapas de pliegues flexurales poco aplastados con esquistosidad de crenulación: la segunda etapa ENE y la tercera N a NNW. Una última crenulación superpuesta ESE es ya probablemente de edad alpina.

Palabras clave: *Carbonífero, tectónica Hercínica, cadena Ibérica.*

ABSTRACT

The Paleozoic deposits in the Desierto de las Palmas massif are turbidites whose probable age is lower Carboniferous. They registered a first deformation phase giving rise to very flattened recumbent folds, with associated slaty cleavage and NE-SW axes. Afterwards two phases of buckling folds with small flattening and crenulation cleavage are developed: the second one is ENE and the third one is N to NNW. A last superposed ESE crenulation is probably of Alpine age.

Key words: *Carboniferous, Hercynian tectonics, Iberian chain.*

Introducción

El macizo del Desierto de las Palmas constituye el retablo montañoso septentrional de la Plana de Castellón y separa ésta del sistema de fosas prelitorales del Maestrazgo oriental. El valle de Borriol lo divide en dos unidades orográficas principales, cuyas mayores alturas (la Peña de Villafamés, al W, y el Bartolo, al E) presentan cotas idénticas: 729 m. Todo el conjunto queda comprendido dentro de la hoja 616 del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000.

Dominan en el macizo los materiales paleozoicos, triásicos y cretácicos, en tanto que el Cuaternario rellena las depresiones que lo rodean (fig. 1). Se encuentra surcado por una red de fallas muy importantes, entre las que sobresalen, tanto por su longitud como por la magnitud del salto, las de dirección NE-SW. Las que pasan, respectivamente, por las localidades de Villafamés y Poble Tornesa, ponen en contacto el Paleozoico con el Aptiense superior, pudiendo alcanzar su salto valores próximos a los 1.000 m

(Obis y Canérot, 1973). A juicio de Canérot (1974), la estructura general del macizo correspondería a un gran anticlinal de dirección ibérica (NW-SE), que en la actualidad se halla desmembrado por la acción de las fallas citadas. Los materiales paleozoicos constituirían el núcleo de dicho anticlinal, actualmente aflorantes en tres bloques ligeramente desplazados en sentido sinistral (fig. 1): el situado inmediatamente al SW de Villafamés, el de Poble Tornesa y el que ocupa la pequeña depresión entre el Bartolo y las Agujas de Santa Agueda, al N de Benicassim.

Son escasos los trabajos regionales que hacen referencia a la estratigrafía y tectónica de estos enclaves paleozoicos. Aparte de los ya señalados de Obis y Canérot (1973) y Canérot (1974), cabe destacar únicamente las referencias contenidas en las obras clásicas (Lotze, 1929) y otros trabajos meramente descriptivos (Sos Baynat, 1982). Ninguna atención ha merecido hasta el momento la estructura y evolución tectónica de detalle de los materiales hercínicos. Su enorme complejidad explica, creemos, este hecho. A

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Zaragoza.

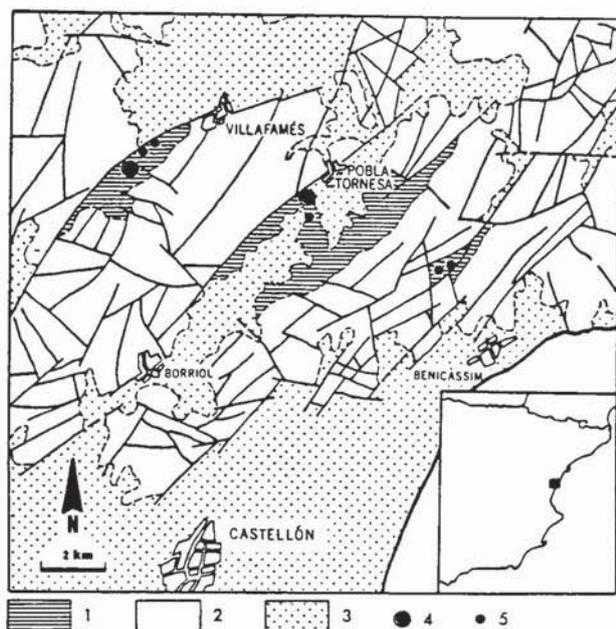


Fig. 1.—Esquema geológico del macizo del Desierto de las Palmas. 1: Paleozoico. 2: Mesozoico. 3: Cuaternario. 4: Principales afloramientos estudiados. 5: Otros puntos de observación.

la, de por sí, intrincada estructura hercínica se superponen deformaciones alpinas bastante importantes, faltando criterios claros para deslindar unas de otras. Por otra parte, la monotonía litológica imperante (a la que aludiremos más tarde) imposibilita prácticamente la elaboración de una cartografía de detalle como base necesaria para la interpretación macroestructural.

Dentro del marco que acabamos de trazar, el presente trabajo pretende ser una primera contribución al conocimiento de las deformaciones que afectan a los materiales paleozoicos del macizo del Desierto de las Palmas. No constituye un estudio exhaustivo, para cuya finalización se requerirían más observaciones de alcance regional y, sobre todo, una reconstrucción macroestructural que aquí no hemos acometido. Moviéndonos en las escalas micro y mesoestructural pretendemos trazar únicamente los principales rasgos de las distintas etapas deformacionales que registra el Paleozoico de esta región.

Los materiales paleozoicos

La serie sedimentaria paleozoica presenta rasgos idénticos en sus tres afloramientos del Desierto de las Palmas (Villafamés, Poblá Tornesa y Benicassim). Se trata de una alternancia rítmica y monótona de capas de arenisca (generalmente grauwaca) y pizarra, de color gris amarillento las primeras y verdoso o negruzco las segundas. Los bancos no sobrepasan casi nunca 1 m de espesor y es frecuente encontrar potentes sucesiones de capas de sólo 10-20 cm cada una. En conjunto, puede hablarse de características típicas de facies flysch.

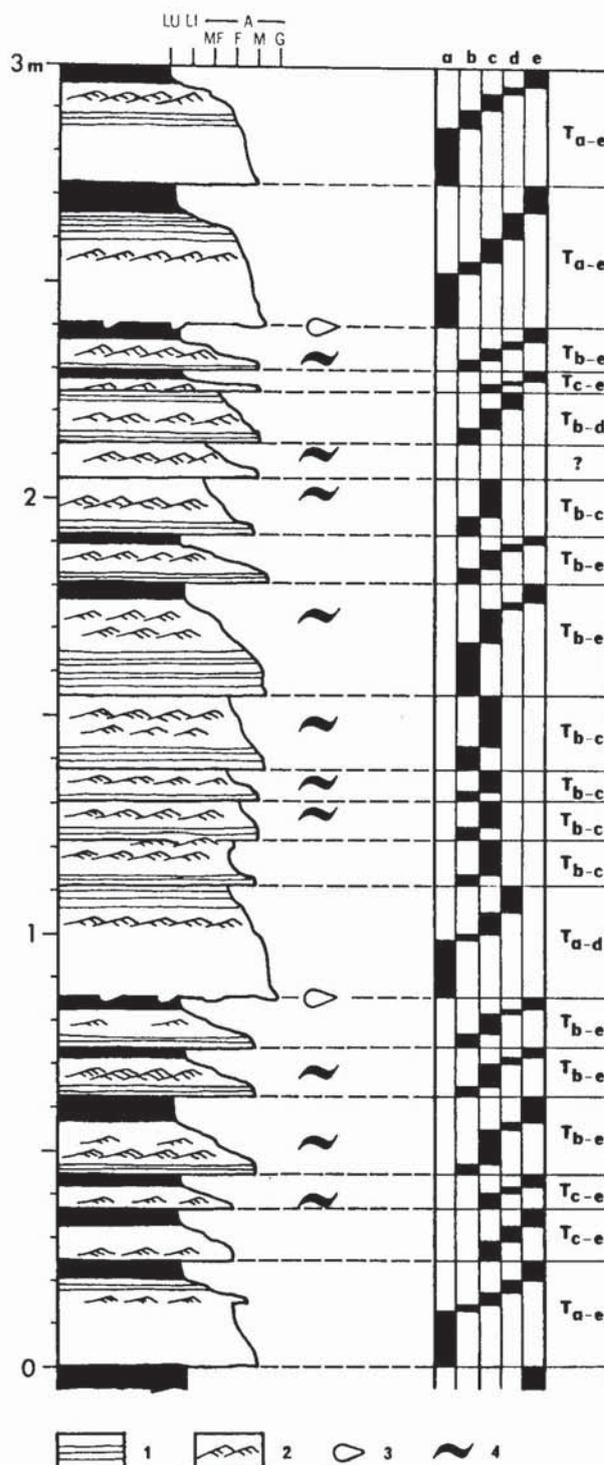


Fig. 2.—Detalle de la serie sedimentaria paleozoica en el afloramiento de Poblá Tornesa. 1: Laminación paralela. 2: Ripples. 3: Marcas de base (*flute cast*). 4: Estructura *flasher*. Granulometría: LU: lutita; LI: limo; A: arena; MF: muy fina; M: media; G: gruesa. A la derecha, interpretación de los términos (a, b, c, d, e) y secuencias de Bouma.

El análisis sedimentológico de la serie permite definir en casi todos sus tramos un encadenamiento de secuencias de Bouma (fig. 2). Existen intervalos que pueden atribuirse a la facies C de Mutti y Ricci Lucchi (1972) (secuencias completas T_{a-e} , bancos de espesor en torno a 30 cm y elevada proporción arena/arcilla), en tanto que otros corresponderían a la facies D (secuencias incompletas T_{b-e} o T_{c-e} , bancos de 10-15 cm de espesor medio y mayor proporción de lutita). En algunos casos aparecen asimismo intercalados otros tramos de arenisca en bancos de espesor mayor (0,5-1 m), y no tan constante como el de las capas de la ritmita, los cuales podrían atribuirse a la facies B₂. Esta asociación de facies es característica de las turbiditas de abanico intermedio (Walker y Mutti, 1973); por otra parte, la ausencia total de depósitos canalizados sugiere que corresponden más bien a lóbulos deposicionales. Ocasionalmente aparecen asimismo en las lutitas estructuras de *slumping* de dimensiones decimétricas.

Respecto a la edad de esta formación, no existen datos paleontológicos que permitan fijarla de forma exacta. Lotze (1929) y Obis y Canérot (1973) la sitúan en el Devónico-Carbonífero, por similitud de facies con otros terrenos de esas edades existentes en la Cordillera Ibérica y Catalánides. Los más próximos geográficamente son los de Montalbán, que presentan unas características sedimentológicas (Villena *et al.*, 1978) muy parecidas a las que acabamos de describir en el Desierto de las Palmas; su edad ha sido establecida por Sacher (1966) mediante flora en el Viseense-Namuriense inferior, y ampliada luego por Quarch (1975) a parte del Westfaliense. En Castellón, los únicos restos vegetales citados, aunque muy fragmentarios y poco característicos, parecen recordar también a géneros propios del Carbonífero inferior (Sos Baynat, 1982), pero resulta difícil situar los yacimientos en la serie estratigráfica y estimar la amplitud cronológica total de la misma.

Deformaciones del paleozoico a escala micro y mesoestructural

Las deformaciones a escala micro y mesoestructural de los materiales carboníferos han sido estudiadas en varios afloramientos de tamaño muy variable, y cuya ubicación se señala en la figura 1. El más importante de ellos es el de Poblá Tornesa, constituido por una cantera de dimensiones hectométricas, con varios frentes de alturas y orientaciones variables, y un corte de carretera adyacente. En el área de Villafamés se ha estudiado asimismo un afloramiento importante en el collado de la carretera que une esta localidad con San Juan de Moró. De estos dos procede la mayor parte de los datos disponibles. El resto son puntos de observación de menores dimensiones o que han proporcionado escasa información.

La estructura más penetrativa en todos los casos observados es una esquistosidad continua que aparece casi siempre subparalela a la estratificación y con escaso buzamiento. Dicha estructura está muy marcada en las lutitas, mientras que al pasar a las capas de grauwacas sólo se reconoce una esquistosidad de fractura bastante espaciada. Superpuestos a la mencionada esquistosidad se desarrollan varias generaciones de pliegues, casi siempre acompañados de esquistosidad de crenulación y presentando varias orientaciones diferentes.

A escala microscópica la esquistosidad continua viene definida por una orientación preferente muy marcada de los filosilicatos y más débil en ciertos granos de cuarzo alargados. En los niveles arenosos con cuarzos equigranulares la fábrica puede llegar a desaparecer, a no ser que se intercalen pequeñas placas de moscovita que sí mantienen esa orientación. No existen indicios claros de recristalización metamórfica, por lo que dicha esquistosidad continua debe ser considerada una pizarrosidad o esquistosidad de flujo (*slaty cleavage*), en la que prácticamente el único mecanismo determinante ha sido la reorientación de los cristales de hábito planar. En otro macizo paleozoico de este sector de la Ibérica, el que ocupa el núcleo del anticlinorio de Espadán (SW de la provincia de Castellón), el grado de deformación parece ser mayor; el aplastamiento dúctil afecta aquí claramente a cristales de moscovita e incluso de cuarzo: los primeros muestran una sección fusiforme muy clara y en los segundos aparece extinción ondulante e incipientes sombras de presión.

Por lo que se refiere a las crenulaciones, microscópicamente éstas suelen tener la apariencia de un simple repliegamiento de la esquistosidad continua anterior, aunque en algunos flancos estirados puede iniciarse una cierta diferenciación mineralógica (enriquecimiento en micas: esquistosidad de crenulación *zonal*). Ocasionalmente hay también planos discretos en los que parece haber operado un mecanismo de presión-disolución (esquistosidad de crenulación *discreta*).

En la descripción estructural que sigue, denominaremos S_1 a la primera esquistosidad continua, que junto con los pliegues y lineaciones asociados será tratada en el apartado que sigue. A continuación estudiaremos el conjunto de estructuras posteriores, representando genéricamente como S_2 a las esquistosidades de crenulación (L_2 en el caso de referirnos a sus ejes) y discutiendo finalmente la cronología relativa de sus distintas generaciones.

La esquistosidad continua (S_1) y estructuras asociadas

A pesar de ser S_1 la estructura más desarrollada, resulta difícil reconstruir el estilo y orientaciones de los pliegues a los que se asocia, correspondientes éstos, al parecer, a la primera gran fase de deformación hercínica. Por una parte, las numerosas etapas de deformación que se han sucedido después, tanto hercínicas como alpinas, han modificado dichas orientaciones siguiendo pautas cinemáticas casi imposibles de desentrañar. Por otra parte, la visión de conjunto de estos pliegues se ve dificultada por la escasez de charnelas a escala de afloramiento. Este hecho, junto al ya mencionado paralelismo que tienden a mostrar S_0 (estratificación) y S_1 , sugiere, de todos modos, que

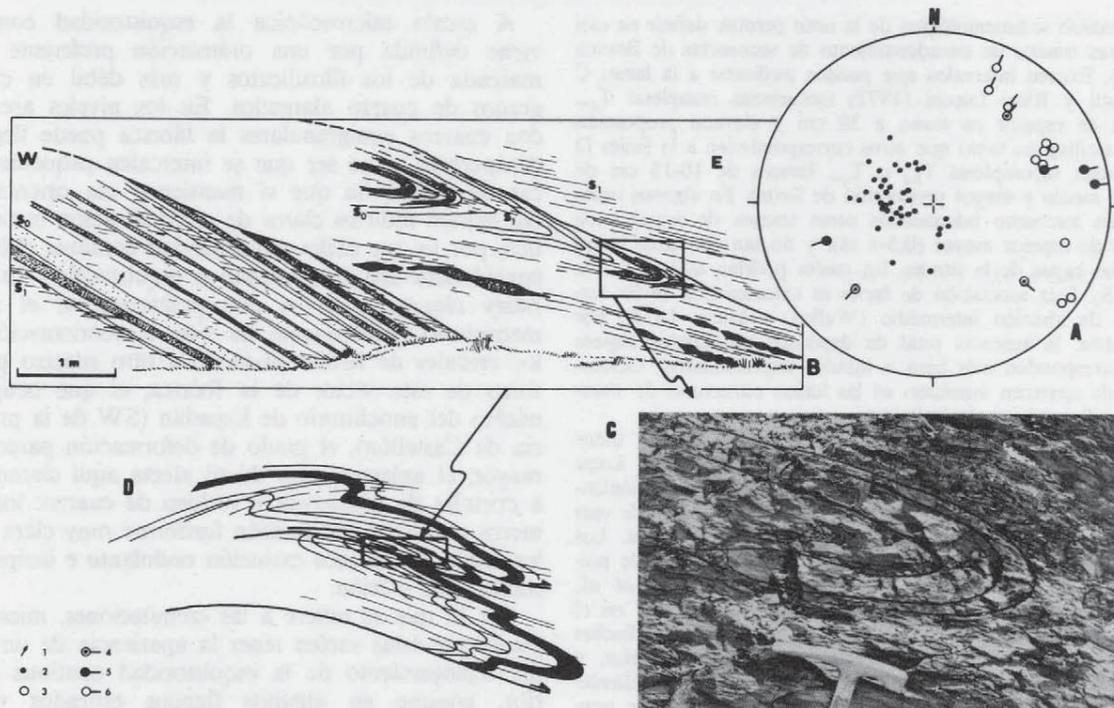


Fig. 3.—Estructuras de la primera fase de plegamiento sinésquistoso. A: Proyección estereográfica de los diferentes elementos estructurales. B: Esquema de afloramiento de un pliegue de primera fase en Pobra Tornesa. S_0 : Estratificación. S_1 : Esquistosidad de flujo.—C: Fotografía de detalle del pliegue anterior.—D: Esquema interpretativo de la macroestructura en que pueden inscribirse las deformaciones del afloramiento de Pobra Tornesa. 1: Polaridad de la estratificación. 2: Polos de planos S_1 . 3: Ejes de *boudinage*. 4: Ejes de pliegues en el afloramiento de Benicassim. 5: Idem en Villafamés. 6: Idem en Pobra Tornesa.

nos encontramos ante pliegues isoclinales y muy aplastados, en los que las zonas de charnela están muy restringidas en comparación con las de flanco, estilo bastante común en las primeras generaciones de pliegues de muchas zonas del Macizo Ibérico.

En la figura 3.B se representa esquemáticamente uno de estos pliegues de primera fase, observado en el afloramiento de Pobra Tornesa. Muestra una charnela claramente engrosada (geometría variable, según cada capa, entre las clases 1c, 2 y 3 de Ramsay, 1967) y flancos estirados y adelgazados, con *boudinage* dúctil muy marcado en algunos estratos competentes. La esquistosidad S_1 se dispone paralela a su plano axial. Presenta, por tanto, todas las características de los pliegues de aplastamiento.

Este pliegue aparece flanqueado por dos planos de falla de escaso buzamiento, subparalelos entre sí y también a la esquistosidad, si bien a veces cortan ligeramente a esta última. Este tipo de planos de falla son frecuentes en muchos afloramientos, en ocasiones con rellenos de cuarzo de espesor centimétrico, si bien nunca ha podido, desgraciadamente, precisarse el sentido de su desplazamiento. Como veremos más adelante, son siempre afectados por los plegamientos posteriores (S_2 - L_2) y, allí donde pueden observarse sus relaciones geométricas con los pliegues de primera

fase (fig. 3-B), éstas muestran una coherencia tal que permite pensar, si no en un desarrollo propiamente sincrónico, sí al menos en una cierta relación genética entre ambos.

El marco macroestructural en que pueden situarse las deformaciones de la figura 3.B se infiere a partir de la propia geometría de las mismas, de la disposición relativa de S_0 y S_1 y de la polaridad de la estratificación. El buzamiento de S_1 menor que el de S_0 sugiere que nos hallamos ante un flanco invertido de pliegue, pero, curiosamente, la polaridad de las capas, obtenida a partir de marcas de base y secciones de ripples, es la de una serie normal. Esto sólo puede explicarse si nos hallamos en el flanco superior de un anticlinal recumbente invertido, en cuyo caso la sinforma de la figura correspondería asimismo a un anticlinal de orden menor. En ese esquema (fig. 3-D) podrían encajar las fallas paralelas a S_1 , interpretándolas como cabalgamientos acompañantes del pliegue mayor. Hay que aclarar, no obstante, que no es seguro que el carácter invertido fuese una cualidad del pliegue de primera fase como tal; es quizá más probable que se trate de un efecto de la superposición de las etapas posteriores de plegamiento.

Algunos pliegues más con S_1 de plano axial han sido observados asimismo en otros puntos de la can-

tera de Pobra Tornesa, en Villafamés y en Benicassim. En el estereograma de la figura 3-A se representan las orientaciones de sus ejes, así como las de algunos *boudins* presumiblemente relacionados con ellos. Aunque muestran una marcada dispersión, debida a plegamientos más recientes, tanto unos como otros parecen concentrarse en torno a la dirección NE-SW. Los polos de S_1 , no tan dispersos como podía temerse, reflejan claramente el carácter muy tendido de sus planos axiales. Por último, la interpretación de la figura 3 supone que las estructuras tienen vergencia SE.

Los pliegues y esquistosidades de crenulación (S_2) posteriores

En todos los afloramientos estudiados se encuentran pliegues que afectan conjuntamente a S_0 y S_1 , y que suelen tener una esquistosidad discontinua de tipo crenulación paralela al plano axial o en ligero abanico normal. La geometría de estos pliegues es distinta de la de los anteriores; en algunos casos son prácticamente isopacos y en otros presentan una charnela sólo ligeramente engrosada (clase 1c de Ramsay).

En la figura 4-B se representa esquemáticamente un conjunto de estos pliegues, correspondientes al afloramiento de Villafamés, donde pueden observarse las características descritas. En este caso se observan asociados a pequeños cabalgamientos, en perfecta coherencia geométrica y con vergencia al SW. Los ejes de estos pliegues, así como los del resto del afloramiento, tienen una orientación preferente NNW, al igual que los ejes de la crenulación asociada, a los que denominaremos L_{2A} (fig. 4-A). Existe, sin embargo, otra crenulación distinta que se cruza con la anterior y lleva dirección WNW (L_{2B}). Las intersecciones entre ambas a pequeña escala, analizadas en dos muestras de

mano, indican que L_{2A} es anterior a L_{2B} . Por otra parte, las relaciones espaciales de L_{2B} con el pliegue inferior de la figura 4-B (singenético con $S-L_{2A}$) parecen corroborar esa secuencia cronológica. En efecto, si los ejes de L_{2B} hubieran sido afectados por dicho pliegue (prácticamente isopaco) se distribuirían sobre una superficie cónica en torno al eje del mismo. Sin embargo, todos parecen estar contenidos en un plano $110,75^\circ N$ (fig. 4-C), que coincide con el plano medio de la propia S_{2B} ; dentro de él, la dispersión de L_{2B} se debería únicamente a que afecta a unas S_0 y S_1 previamente plegadas.

En el afloramiento de Pobra Tornesa también existen pliegues postesquistosos y crenulaciones asociadas en dos direcciones distintas: ENE y S a SSE (fig. 5-A). En la primera de estas familias se agrupan estructuras de muy diversas escalas: a) ejes de crenulación milimétrica (L_{2C}); b) micropliegues centimétricos que afectan a un plano de falla muy tendido relacionado con la primera fase de plegamiento sinesquistoso (circunstancia a la que ya nos hemos referido en el apartado anterior); c) pliegues métricos de tipo casi isopaco; d) un pliegue hectométrico reconstruido a partir de las variaciones sistemáticas en la orientación de S_0 y S_1 en una parte del afloramiento (fig. 5-A). En la familia S a SSE se agrupan pliegues métricos y una crenulación asociada a los mismos (L_{2D}). La figura 5-B muestra uno de estos pliegues afectando no sólo a S_0 y S_1 , sino, además, a otro plano de falla muy tendido que presenta una placa de cuarzo separando ambos labios. No existe evidencia de relación entre este plano de falla y los pliegues de la primera fase, pero son notorias tanto su similitud con los anteriormente descritos como su anterioridad respecto al pliegue de la figura (las relaciones geométricas de ambos no son las de un pliegue-falla «replegado» en el curso de la misma etapa tectónica). Parece razonable, por tanto, incluirlo en la generación de cabalgamientos de bajo

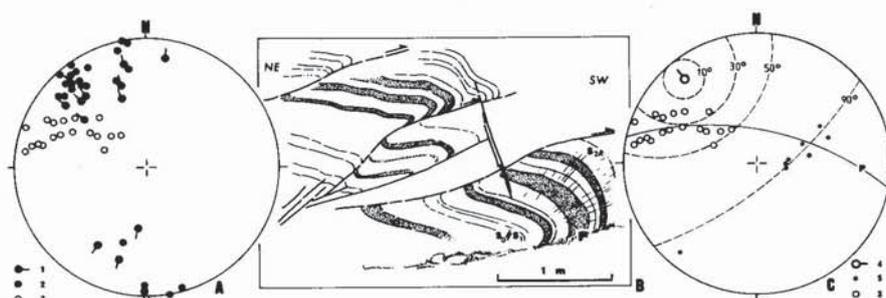


Fig. 4.—Estructuras de plegamiento postesquistoso en el afloramiento de Villafamés. A: Proyección estereográfica de los elementos estructurales. B: Esquema de afloramiento de varios pliegues con eje NW-SE. C: Estereograma que muestra la dispersión de los ejes de crenulación L_{2B} sobre un plano P que coincide con el propio plano medio de la esquistosidad S_{2B} ; L_{2B} no se halla dispersa en ningún círculo menor (algunos de los cuales $10^\circ, 30^\circ, 50^\circ$ se representan asimismo) en torno al pliegue F del esquema B, sobre el cual se han realizado las mediciones. 1: Ejes de pliegues post- S_1 . 2: Ejes de crenulación L_{2A} . 3: Ejes de crenulación L_{2B} . 4: Eje de pliegue F. 5: Polos de S_0 y S_1 plegadas por el anticlinal F.

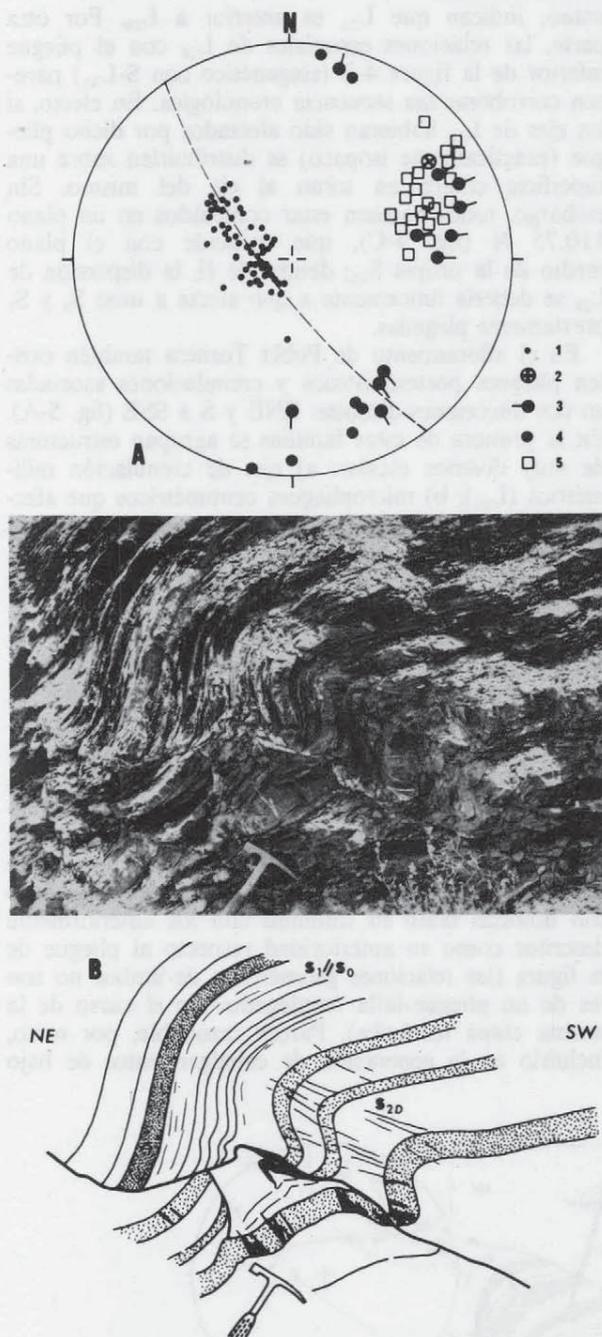


Fig. 5.—Estructuras de plegamiento postesquistoso en el afloramiento de Pobra-Tornesa. A: Proyección estereográfica de los elementos estructurales. 1: Polos de S_0 y S_1 plegadas. 2: Eje de pliegue deducido de la dispersión de S_0 y S_1 . 3: Ejes de micropliegues. 4: Ejes de crenulación L_{2D} . 5: Ejes de crenulación L_{2C} .—B: Fotografía y esquema de un pliegue post- S_1 de eje NNW-SSE.

ángulo simultáneos o ligeramente posteriores al plegamiento sinésquistoso. Hay que decir, finalmente, que la observación (realizada bajo lupa binocular) de

algunas relaciones de intersección entre ambas crenulaciones permite inferir que L_{2C} es anterior a L_{2D} .

Discusión e interpretación de los datos estructurales

No existen, en principio, grandes dificultades para interpretar la esquistosidad continua S_1 , presente en toda el área estudiada, y las estructuras que se asocian a ella (pliegues, *boudinage*). Todas ellas representarían una etapa de plegamiento con fuerte aplastamiento, planos axiales muy tendidos o acostados, esquistosidad de flujo paralela a los mismos y ejes de orientación aproximada NE-SW; en episodios finales o inmediatamente posteriores a esta etapa de deformación principal habrían aparecido, asimismo, cabalgamientos de bajo ángulo subparalelos a S_1 (fig. 3).

El estilo estructural que caracteriza a esta primera fase sinésquistosa descrita en el Desierto de las Palmas es similar al que muestra la misma en otros puntos de la zona Asturoccidental-Leonesa del Macizo Ibérico, de la que normalmente se considera prolongación el Hercínico de la Cordillera Ibérica (pliegues de Mondoñedo, Caurel...) (Julivert, 1983).

Respecto a las etapas de plegamiento postesquistoso, existen problemas a la hora de definir el número exacto, orientación y cronología de las que han actuado en el conjunto de la región. Sí tienen en

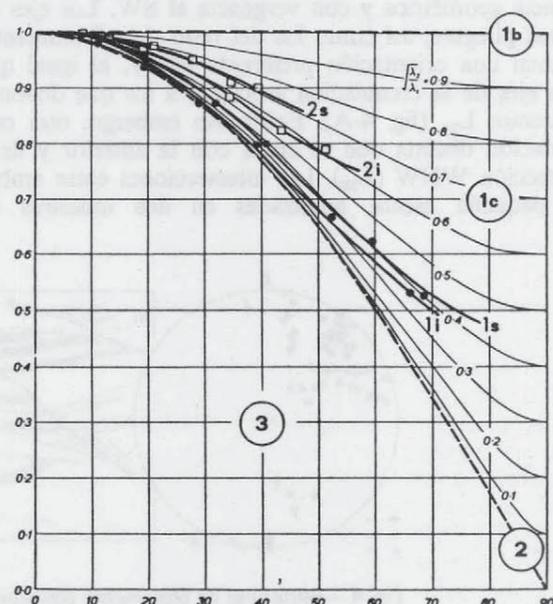


Fig. 6.—Diagrama t'/α , de Ramsay (1967), para los pliegues de las figuras 3.C (curvas 1) y 5.B (curvas 2); i: flanco inferior; s: flanco superior. Las cuatro curvas han sido elaboradas para paquetes de dos capas, una de ellas más competente (grauwaca) y otra menos (pizarra), con el fin de soslayar la diferencia geométrica entre ambas.

común una característica: los pliegues son casi isopacos y únicamente tienen asociada esquistosidad de crenulación, lo que refleja que han sufrido un aplastamiento mucho menor que los de primera fase. En la figura 6 se representan en un diagrama t'/α , de Ramsay (1967) los datos correspondientes a varias capas afectadas por los pliegues de las figuras 3-C y 5-B. La comparación entre ambos pone de manifiesto su diferente geometría (clase 1c muy próxima a 2 para el pliegue de primera fase; clase 1c más próxima a 1b para el posterior) y, de ahí, el diferente grado de aplastamiento: $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1}=0,3-0,4$, en el primer caso, y $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1}=0,6-0,7$, en el segundo, si consideramos ambos pliegues como producto de flexión más aplastamiento homogéneo (Ramsay, 1967).

Si bien en cada uno de los afloramientos principales estudiados se ha hallado una secuencia de dos etapas de plegamiento postesquistoso con las características antedichas, la correlación entre ellas no parece clara. En Villafamés, los ejes de pliegues y crenulaciones llevan direcciones NNW (L_{2A}) y WNW (L_{2B}), en tanto que en Poblea Tornesa son ENE (L_{2C}) y N a NNW (L_{2D}). Parece razonable suponer que L_{2A} y L_{2D} , de orientaciones similares, corresponden a la misma etapa de plegamiento; cualquier otra posibilidad de correlación no cuenta con ningún soporte objetivo; por otra parte, considerar que las cuatro familias de estructuras son enteramente independientes supone aumentar innecesariamente el número de etapas de deformación en el modelo final. Es cierto que los pliegues relacionados con L_{2A} y L_{2D} (figs. 4-B y 5-B, respectivamente) tienen vergencias contrarias; sin embargo, este hecho no debe parecer extraño, siendo que afectan a capas ya plegadas con anterioridad.

Asumida la equivalencia propuesta entre L_{2A} y L_{2D} , y teniendo en cuenta la cronología relativa de crenulaciones interpretada en cada afloramiento, la secuencia completa de las mismas sería:

$$\begin{array}{ccccccc} L_{2C} & \rightarrow & L_{2D} = L_{2A} & \rightarrow & L_{2B} & & \\ \text{ENE} & & \text{N a NNW} & & \text{WNW} & & \end{array}$$

De éstas, las dos primeras deben de corresponder a sendas etapas de plegamiento hercínicas, en tanto que la tercera es ya probablemente alpina. Esta última interpretación se sustenta en tres puntos fundamentales: a) el plegamiento con crenulación WNW-ESE es posterior a todos los demás; b) su orientación coincide con la del plegamiento alpino dominante en este sector de la cadena; c) en el anticlinorio de la Sierra de Espadán, unos 30 km al SW de los afloramientos aquí estudiados, aparece una esquistosidad discontinua de edad alpina con esa misma orientación (Gutiérrez y Pedraza, 1974; Simón Gómez, 1984), que afecta tanto al Buntsandstein como al Paleozoico infrayacente; en este último se manifiesta como crenulación superpuesta a las demás y de dirección media 100.

Conclusiones

Los materiales paleozoicos que afloran en el macizo del Desierto de las Palmas, pertenecientes probablemente al Carbonífero inferior, constituyen una serie rítmica y monótona de grauwacas y pizarras de espesor difícilmente estimable, y pueden caracterizarse sedimentológicamente como turbiditas de abanico intermedio.

Esta serie fue afectada por una primera etapa de deformación hercínica en la que se formaron pliegues muy apretados, tendidos o acostados, con una esquistosidad continua de plano axial asociada a los mismos (S_1). La geometría de estos pliegues (Clase 1c muy próxima a 2), el carácter de la esquistosidad S_1 y otras estructuras acompañantes (*boudinage* dúctil) reflejan un elevado grado de aplastamiento. La orientación media de los ejes de plegamiento es NE-SW. En estadios tardíos o ligeramente posteriores a esta etapa de deformación aparecen cabalgamientos de bajo ángulo, asociados quizá en parte a los pliegues.

Al menos otras dos etapas de plegamiento hercínicas tienen lugar a continuación. Los pliegues resultantes son esencialmente flexurales y reflejan un grado menor de aplastamiento: su geometría es 1c más próxima a 1b y les acompañan sendas esquistosidades de crenulación bastante discontinuas. Los ejes de plegamiento de la fase segunda se orientan según ENE y los de la tercera N a NNW. Ocasionalmente también existen fallas inversas asociadas a estos pliegues.

Una última crenulación ESE, similar a otra identificada en el Paleozoico y Triásico inferior del anticlinorio de la Sierra de Espadán, debe de ser ya probablemente de edad alpina.

No resulta sencillo correlacionar las etapas de deformación hercínicas del modelo aquí propuesto con las definidas en otras áreas de la zona Asturoccidental-Leonesa. Nos hemos referido anteriormente a la coincidencia de estilo estructural que puede apreciarse, al menos, en las deformaciones de la fase primera y principal. Sin embargo, la orientación dominante N a NNW que presentan sus pliegues, tanto en el sector más septentrional (entre los antiformes de Narcea y Mondoñedo) como en los bloques paleozoicos incluidos en la Cordillera Ibérica (Capote y González Lodeiro, 1983), no coincide en absoluto con la hallada en el Desierto de las Palmas. Aun contando con las alteraciones provocadas por las posteriores etapas deformacionales hercínicas y alpinas, la dirección que parece mantenerse aquí con cierta constancia, según ya hemos señalado, es NE-SW. En las Catalánides, sin embargo, sí se encuentran rasgos bastante coincidentes con los del Desierto de las Palmas en lo referente a esta primera fase de plegamiento. Según señalan Julivert y Martínez (1983) para el área del Tibidabo, los pliegues resultantes son de flexión y aplastamiento, con esquistosidad de flujo poco incli-

nada, ejes orientados entre E y NE y vergencia al S o SE. Las características, como se ve, son las mismas que las descritas aquí, lo que sugiere que el Paleozoico del Desierto de las Palmas puede hallarse relacionado estructuralmente más con el de las Cadenas Catalanas que con el de la Ibérica.

Por lo que se refiere a las fases de deformación posteriores, los problemas de correlación son aún mayores. Ninguna secuencia de validez regional ha sido definida en la zona Asturoccidental-Leonesa, habida cuenta de las variaciones locales que experimentan la orientación y caracteres de las estructuras (Julivert, 1983). Por otra parte, en los afloramientos de la Cordillera Ibérica únicamente se destaca una fase compresiva posterior al primer plegamiento esquistoso, la cual genera cabalgamientos, pliegues menores y esquistosidad discontinua con orientación preferente NW-SE (Capote, 1984). Quizá sea equivalente a la etapa de plegamiento con crenulación NNW detectada por nosotros tanto en Villafamés como en Poblá Tornesa, pero no existen por el momento datos suficientes para confirmarlo.

Referencias

- Capote, R. (1984): La tectónica del Precámbrico y Cámbrico inferior del valle medio del Jalón. *XVIII Curso Geol. Práct.*, Teruel, 18-29.
- Capote, R. y González Lodeiro, F. (1983): La estructura herciana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, tomo I, 513-529.
- Canérot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane*. Tesis Doct. Publ. ENA-DIMSA, 517 pp.
- Gutiérrez, M. y Pedraza, J. (1974): Existencia de pizarrosidad alpina en la Cordillera Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85, 269-270.
- Julivert, M. (1983): La estructura de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, tomo I, 381-408.
- Julivert, M. y Martínez, F. J. (1983): El paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, tomo I, 529-536.
- Lotze, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Beitr. Geol. Westmedit. Gebiet.*, 3, *Abh. D. Ges. Wiss. Z. Göttingen Math.-Phis. N. F.*, 14(2). Trad. esp. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, IGME, 8, 1-315 (1954-1955).
- Mutti, E. y Ricci-Lucchi, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennine settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.
- Obis, J. A. y Canérot, J. (1973): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja n.º 616 (Villafamés)*. IGME.
- Quarch, H. (1975): Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums in Sattel von Montalbán (Ostliche Iberische Ketten, NE Spanien). *Geol. Jb.*, B 16, 3-43.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- Sacher, L. (1966): Über Karbonische Sedimente bei Montalbán in den Östlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Neues Jahrbuch Geol. und Paläontl. Mh.* 7, 436-443.
- Simón Gómez, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica oriental*. Tesis Doct. Univ. Zaragoza. Publ. Inst. Estudios Turolenses (CSIC), 269 pp.
- Sos Baynat, V. (1982): *Geología de la provincia de Castellón*, Caja de Ahorros de Castellón, 402 pp.
- Villena, J.; Pendón, J. G.; Pardo, G., y Meléndez, A. (1978): Rasgos sedimentológicos del Carbonífero inferior de Montalbán (provincia de Teruel). *Acta Geol. Hisp., Hom. Lluís Solé Sabarís*, 14, 208-212.
- Walker, R. G. y Mutti, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. En: *Turbidites and deepwater sedimentation*, Soc. Econom. Paleont. Miner., Pacific Section, 119-157.

Recibido el 13 de noviembre de 1986
Aceptado el 11 de diciembre de 1986