

LA ESTRUCTURA DEL DOMO DE LA RABASSA Y DEL SECTOR ORIENTAL DEL SINCLINAL DE LLAVORSÍ (PIRINEO CENTRAL)

I. Capellà * y O. Bou **

RESUMEN

La configuración del Domo de la Rabassa y del Sinclinal de Llavorsí resulta de diferentes estructuras de cabalgamiento y de plegamiento hercínicas. El análisis estructural llevado a cabo pone de manifiesto la importancia de las estructuras de deformación que preceden al desarrollo de la foliación dominante. Tienen un carácter precoz un cabalgamiento de vergencia sur, que superpone el Silúrico sobre la más reciente de las formaciones devónicas, y pliegues de la estratificación de dimensiones hectométricas y kilométricas. Estos primeros pliegues son responsables de las estructuras antiforme y sinforme del Domo de la Rabassa y del Sinclinal de Llavorsí respectivamente. Son pliegues cerrados, vergentes al sur, y dispuestos entre las direcciones NE-SO y NO-SE. Debido a este plegamiento precoz y al nivel actual de erosión, el contacto entre el Silúrico alóctono y el Devónico infrayacente aparece sólo en algunas estructuras sinformes. Estas corresponden a las franjas de rocas silúricas que se extienden a lo largo del núcleo del Sinclinal de Llavorsí. El posterior desarrollo de la foliación dominante convierte a los pliegues precoces en apretados e isoclinales. La estructura conformada aparece sólo modificada por un sistema de fallas inversas, de vergencia sur y dirección E-O, que compartimenta el flanco sur del Sinclinal de Llavorsí.

Palabras clave: *Hercínico, Pirineo Central, Estructuras precoces.*

ABSTRACT

The Rabassa dome and the Llavorsí syncline are two structural units of the Hercynian basement of the Central Pyrenees. Their internal structure results from the superposition of hercynian thrusts and folds. Detailed structural analysis reveals that the pre-main cleavage structures are very significant. They are a southward directed thrust, which overthrusts the Silurian rocks over the highest positioned Devonian materials, and close hectometric to kilometric-sized folds. These pre-cleavage folds give rise to the antiformal and the synform structures of the Rabassa dome and the Llavorsí syncline respectively. Their axial planes are inclined to the south and strike from NE-SW to NW-SE. This early folding and the present topographic surface make the Silurian black shales overlying the Devonian formations to appear in some synform structures, which correspond to the bands of Silurian rocks extended along the centre of the Llavorsí syncline. Shortening related to the main cleavage development produces decametric and smaller scale folds of bedding and make the previous folds to be tighter. The early structural configuration is only modified by a set of E-W trending northward dipping inverse faults which cut the southern limb of the Llavorsí syncline.

Key words: *Hercynian, Central Pyrenees, Pre-main cleavage structures.*

Introducción

El Domo de la Rabassa y el Sinclinal de Llavorsí son dos unidades estructurales del zócalo hercínico del Pirineo Central (fig. 1). Su configuración es esencialmente hercínica, siendo la participación de

la deformación alpina muy limitada. A esta última se le atribuyen algunos *kink-bands* y ondulaciones de la foliación hercínica dominante (Poblet, 1991), y la formación, según unos autores (Bourke, 1979; Zwart, 1979), o sólo la reactivación según otros (Casas *et al.*, 1989; Poblet, 1991), de cabalgamien-

* Unitat de Geologia. Facultat de Ciències. Univ. de Girona. Pl. Hospital, 6. 17071 Girona.

** Passeig de St. Joan, 166, 7è, 2a. 08037 Barcelona.

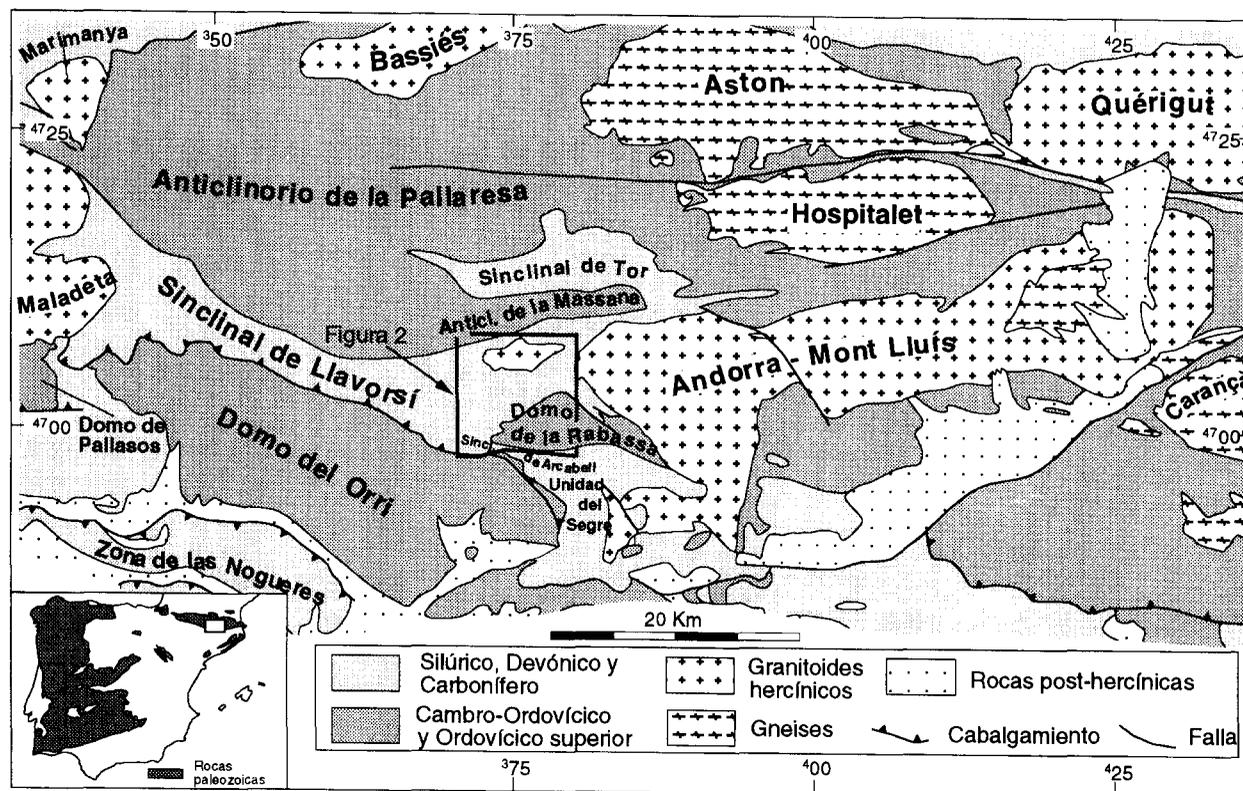


Fig. 1.—Situación de la zona estudiada en el contexto del Pirineo Central (adaptado de Losantos *et al.*, 1989).

tos y fallas de vergencia sur. Pese a que ambas unidades aparentan sencillez a nivel macroestructural, su estructura interna es compleja, pues resulta de una tectónica polifásica que origina estructuras de cabalgamiento y plegamiento. La superposición de tales estructuras dificulta que éstas puedan ser caracterizadas y que se establezca su sucesión temporal. Tal dificultad ha comportado la elaboración de historias de la deformación distintas, cuyos desacuerdos más relevantes son: (i) la contribución de los pliegues precoces a la configuración de estas dos unidades estructurales y (ii) la interpretación de los materiales silúricos insertados mecánicamente en el sector oriental del Sinclinal de Llavorsí. En relación a la primera problemática, Hartevelt (1970) y Bourke (1979) sostienen que los mismos Domo de la Rabassa y Sinclinal de Llavorsí son pliegues precoces kilométricos, como lo serían también el Domo del Orri y el Anticlinorio de la Pallaresa (fig. 1). Sin embargo, Poblet (1987) y Casas y Poblet (1989) conceden una importancia menor a estos primeros pliegues, y limitan su escala al orden hectométrico. Estos últimos autores reconocen dos generaciones de tales pliegues: los primeros con el plano axial próximo a la dirección E-O y buzamiento vertical, y los segundos con planos axiales cercanos a

la dirección NNE-SSO y buzando al norte. Con respecto al segundo desacuerdo, sobre cómo se emplazaron las pizarras silúricas en el núcleo del Sinclinal de Llavorsí, existen dos interpretaciones: la que sostiene que las pizarras se emplazaron diapíricamente (Hartevelt, 1970), y la que las asocia con estructuras de cabalgamiento (Pequera, 1987; Casas y Poblet, 1989).

El objetivo del presente trabajo es determinar la configuración de la estructura del Domo de la Rabassa y del Sinclinal de Llavorsí, prestando una atención especial a las dos problemáticas mencionadas. Para dicho propósito se han realizado una cartografía de detalle y un análisis estructural de la zona de tránsito entre ambas unidades estructurales (figs. 1 y 2).

Litología

Las rocas que afloran en el Domo de la Rabassa y en el Sinclinal de Llavorsí forman parte de la serie paleozoica pre-hercínica (fig. 3). Se trata de rocas de grado metamórfico regional muy bajo, del Paleozoico inferior en el Domo de la Rabassa, y principalmente del Devónico en el Sinclinal de Llavorsí,

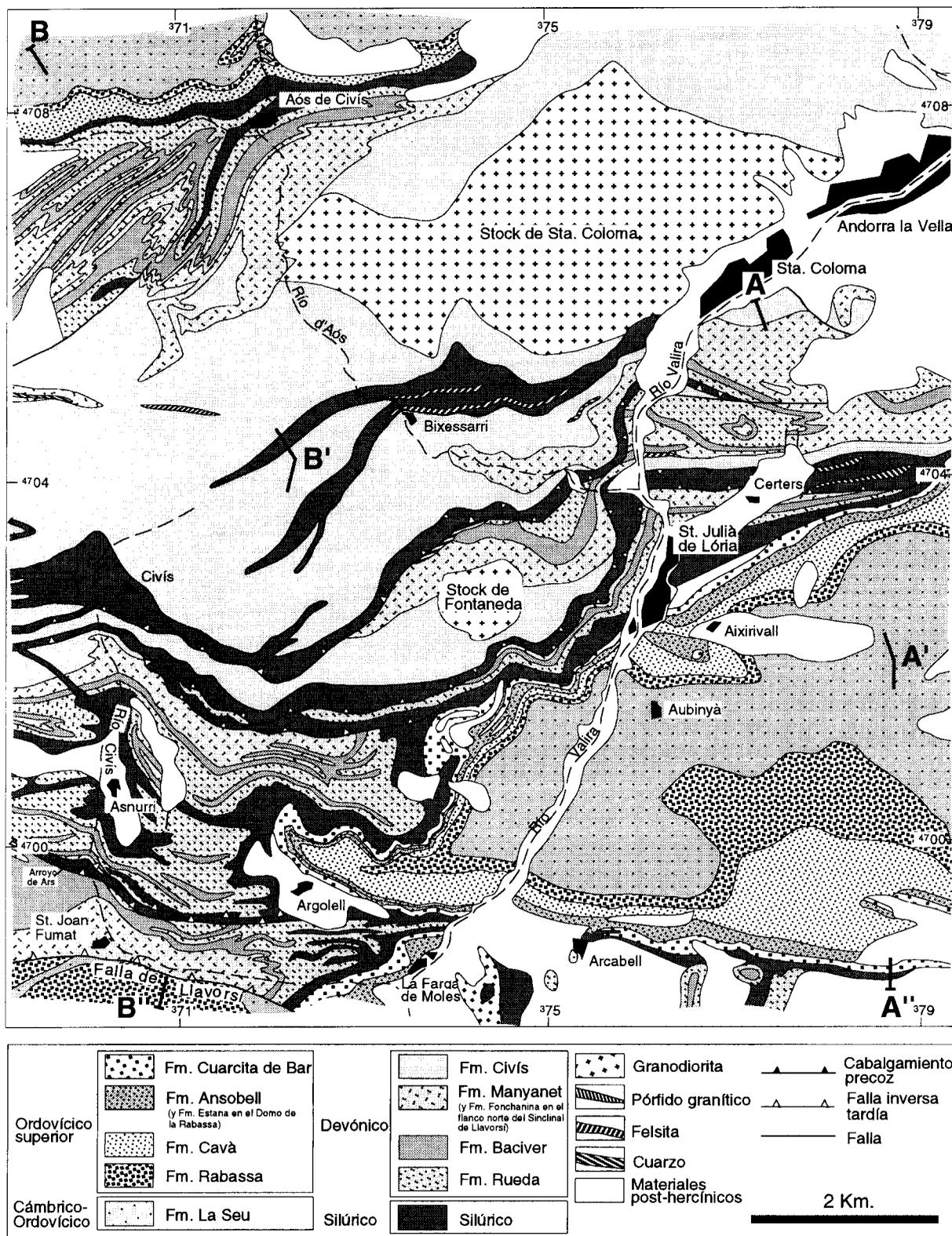


Fig. 2.—Mapa geológico de la zona estudiada, con la situación de los cortes realizados que aparecen en la figura 8 (basado en Hartevelt, 1970).

que se superponen de manera concordante. Tales materiales engloban diversos cuerpos ígneos, los más importantes de los cuales, el batolito granodiorítico de Andorra-Mont Lluís y los *stocks* asociados (figs. 1 y 2), aparecen rodeados por una aureola metamórfica.

Estratigrafía

El tramo inferior de la serie paleozoica se caracteriza por una secuencia rítmica de pizarras y areniscas de grano fino, de orden milimétrico a centimétrico, interrumpida por intercalaciones de cuarcita de potencia decimétrica, y ocasionalmente superior. La edad de estas rocas es incierta debido a la ausencia de contenido fosilífero. Debido a su posición infrayacente en relación a los primeros niveles datados, de edad Ordovícico superior, y a la correlación con rocas de edad conocida en otros macizos, se las considera cambro-ordovícicas. En el área de trabajo, todas las rocas infra-caradocienses fueron englobadas por Hartevelt (1970) en la Formación La Seu. Recubren a estos niveles cambro-ordovícicos un conjunto heterogéneo de materiales, principalmente siliciclásticos, de edad Ordovícico superior. Su descripción se basa en las formaciones litoestratigráficas definidas por Hartevelt (1970) en los Domos de la Rabassa y del Orri (fig. 3). El Paleozoico inferior culmina con unas pizarras grafitosas muy uniformes y características a lo largo del Hercínico Pirenaico, que junto a algunos lentejones de calizas intercalados, han sido atribuidas al Silúrico. La uniformidad en la litofacies y el hecho de que tales materiales comprenden en edad a la mayor parte del tiempo silúrico, ha motivado que no se les asigne ningún calificativo geográfico, y se conserve el nombre del sistema para designar a la litología que éste presenta.

Los materiales del Devónico (Buchroithner, 1976) presentan una gran variedad de facies y potencias, y sólo afloran en el Sinclinal de Llavorsí. Gran parte de su descripción y cartografía se basan en la división litoestratigráfica establecida más al oeste, en el Sinclinal Meridional, al sur del Macizo de la Maladeta. A grandes rasgos, corresponden a una sucesión de niveles carbonáticos y pizarrosos, con predominio de los primeros en el tramo basal y de los últimos en el tramo superior (fig. 3). En dicha sucesión se han reconocido, de base a techo, las cinco formaciones siguientes: Rueda, Baciver, Fonchanina, Manyanet y Civís. Las tres primeras fueron definidas por Mey (1967), y las dos últimas por Roberti (en Mey, 1967) y Hartevelt (1970) respectivamente.

Todas las rocas de la serie paleozoica pre-herci-

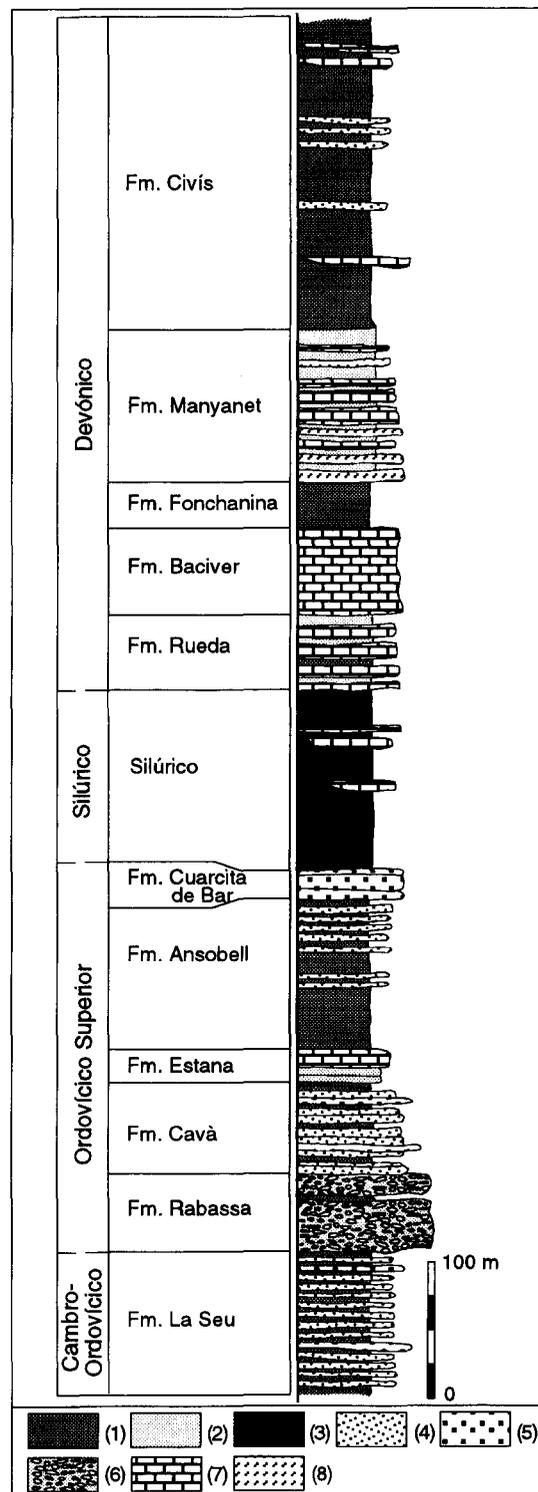


Fig. 3.—Columna estratigráfica de la serie paleozoica pre-hercínica de la zona de estudio. Explicación: (1) pizarras, (2) pizarras carbonáticas, (3) pizarras grafitosas, (4) metapsamitas, (5) cuarcitas, (6) conglomerados, (7) calizas marmóreas, (8) calizas margosas-nodulosas.

niana y algunas de las rocas filonianas que se citan a continuación han estado afectadas por un metamorfismo regional de poca intensidad. En general, las condiciones de dicho metamorfismo han estado las propias de la anquizona, y sólo en la zona del Anticlinal de la Massana, se han alcanzado las de la zona inferior de la facies de los esquistos verdes (Bons, 1988).

Rocas ígneas

En los materiales de la serie paleozoica pre-herciana se hallan emplazados diversos cuerpos de rocas filonianas y plutónicas. Los primeros corresponden en su mayoría a pórfidos graníticos y a microgranitoides, que se presentan en forma de diques de potencia métrica y longitud decamétrica-hectométrica. El emplazamiento de los primeros y parte de los segundos es posterior a la foliación dominante y tiene lugar en los diferentes niveles estratigráficos. Existen también filones de felsita, con espesores no superiores a los 15 m y una longitud kilométrica, que se caracterizan por su gran consistencia y tonalidades blanquecinas. Se hallan encajados en materiales silúricos y devónicos y su intrusión es anterior al desarrollo de la foliación dominante. Las rocas plutónicas corresponden a la terminación occidental del batolito de Andorra-Mont Lluís, que corta todos los niveles de la serie, y a los *stocks* de Santa Coloma y Fontaneda, emplazados en los materiales devónicos. Estos plutones están formados por granodioritas y por granitos leucocráticos (Losantos *et al.*, 1989). El emplazamiento de estos cuerpos es posterior al desarrollo de las principales estructuras hercianas. Su intrusión origina una aureola metamórfica, cuya amplitud es de unos 500 m en el *stock* de Fontaneda, y superior a 1 km en los demás plutones.

Estructura

El Domo de la Rabassa y el Sinclinal de Llavorsí son dos unidades hercianas de orden kilométrico alineadas en la dirección ESE-ONO. El Domo de la Rabassa, definido así por Hartevelt (1970), corresponde a la terminación occidental de un antiforame de materiales cambro-ordovícicos, ordovícicos y silúricos. Es un gran pliegue de vergencia sur, del que aflora mayormente el flanco normal. Dicho domo está separado de la masa principal del antiforame, que se extiende al este, por el batolito granodiorítico de Andorra-Mont Lluís. Al norte y al oeste está en contacto con el Sinclinal de Llavorsí, y al sur con el Sinclinal de Arcabell y la Unidad del

Segre (fig. 1). El Sinclinal de Llavorsí es una estructura sinformal vergente al sur, formada por materiales silúricos y devónicos. Se extiende entre los batolitos granodioríticos de la Maladeta, al oeste, y de Andorra-Mont Lluís, al este, siguiendo la dirección ESE-ONO. Al norte contacta con el Anticlinal de la Massana, y al sur se halla limitado por la Falla de Llavorsí, que lo separa del Domo del Orri. Ambas unidades estructurales corresponden a dos antiformes de materiales del Paleozoico inferior, también de dirección ESE-ONO. El Sinclinal del Arcabell es una banda estrecha, de dirección E-O, formada por materiales equivalentes a los del Sinclinal de Llavorsí en edad y en estructura. Dicha banda se encuentra limitada al sur por la Falla de Llavorsí, mientras que hacia el oeste y el este enlaza respectivamente con el Sinclinal de Llavorsí y la Unidad del Segre. Esta última unidad, formada principalmente de materiales paleozoicos pre-hercánicos, se caracteriza por presentar una variación progresiva en la orientación de los pliegues y cabalgamientos; de aproximadamente E-O al noroeste, como en las demás unidades estructurales, a N-S al sureste.

Tectónica de plegamiento

Se han definido tres episodios de deformación en función de la edad de los pliegues respecto al desarrollo de la foliación dominante.

Episodio precoz

Los pliegues formados durante este episodio preceden a la foliación dominante. La existencia de estas estructuras se ha detectado por: (i) la dispersión de las lineaciones de intersección estratificación/foliación dominante sobre el plano de foliación, y (ii) la observación de algunos pliegues de la estratificación cuyos flancos se hallan interceptados de igual modo por la foliación dominante (al oeste de la población de Asnurri). Si bien este último hecho es determinante, el primero requiere una justificación adicional. La dispersión mencionada podría ser debida también a ejes curvos de los pliegues, y/o a cizallamientos paralelos a la foliación, pero tales geometrías y estructuras no se han observado. Por lo tanto, la dispersión citada tiene el origen en las distintas disposiciones de los planos de estratificación con anterioridad a la formación de la foliación. Dado que a la escala cartográfica no se observan figuras de interferencia entre los pliegues precoces y los asociados a la foliación, ni una distribución geométrica de las lineaciones de intersec-

ción en cuanto a su orientación, para caracterizar a estos primeros pliegues se ha precisado un análisis de las relaciones entre las lineaciones de intersección y los planos de foliación y de estratificación (fig. 4). Dicho análisis exige una disposición relativamente constante de los planos de la foliación, hecho que ha motivado la división del área en diversos sectores. A continuación se analizan por separado el Domo de la Rabassa y cada uno de los flancos del Sinclinal de Llavorsí.

En el Domo de la Rabassa la foliación dominante buza unos 40 grados al NO. En proyección equiareal, las lineaciones de intersección y los ejes de los pliegues describen una guirnalda en la que destacan dos máximos de concentración: uno dirigido al NO y el otro entorno a la dirección OSO-ESE. El primero, y menos importante, deriva de la intersección de la foliación con planos de estratificación buzantes hacia el O entre 50 y 60°, mientras que las lineaciones OSO-ESE están asociadas a planos de estratificación próximos en dirección a los de la foliación pero con un buzamiento inferior, unos 30° hacia el norte.

La foliación dominante en el flanco norte del Sinclinal de Llavorsí buza unos 60° al NO. En este mismo sector las lineaciones de intersección definen una pequeña guirnalda con un único máximo representativo, que está orientado hacia el NO. Los planos de estratificación asociados a este máximo presentan tres disposiciones predominantes: buzando al SO, al N y al NO, siendo la última de ellas la más común.

En el flanco sur del Sinclinal de Llavorsí la foliación buza unos 45° al NE. Aquí, las lineaciones de intersección describen, en la proyección equiareal, una guirnalda relativamente continua en la que sobresalen dos máximos de densidad, uno con orientación NE y el otro en la dirección NO-SE. Los planos de estratificación que dan lugar a la mayoría de estas lineaciones buzando al NE, y son muy próximos a los planos de foliación.

Los análisis realizados ponen de manifiesto que los planos de estratificación son principalmente subparalelos a la foliación y, que la mayor parte de las lineaciones de intersección son atribuibles a tal relación entre ambas superficies. El desarrollo poco significativo de los pliegues asociados a la foliación dominante, y su pequeña escala, sugieren que la disposición medida de la estratificación debe ser próxima a la adaptada con anterioridad al episodio de deformación penetrativa. Es decir, la escasez de los pliegues del segundo episodio de deformación indica que el ángulo inicial entre los planos de estratificación y de foliación debió ser ya lo suficientemente pequeño para impedir un replegamiento extenso y a gran escala de la estratificación. Se considera

pues, que el responsable máximo de la orientación actual de la estratificación es un plegamiento precoz, cuya dirección sería ligeramente oblicua a la de la foliación dominante. En la figura 5 se ha simulado la dispersión de las lineaciones de intersección basándose en las relaciones entre estratificación y foliación dominante que mayormente se detectan en el Sinclinal de Llavorsí. Se observa que las pequeñas diferencias en la disposición de planos de estratificación de un pliegue cortado a bajo ángulo por una superficie de foliación dan lugar a una dispersión de las lineaciones de intersección muy similar a la detectada. Según la simulación realizada, los ejes de los pliegues precoces buzaban ligeramente (unos 10°) hacia el SO en el flanco norte del Sinclinal de Llavorsí y hacia el NO en el flanco sur. Las relaciones observadas entre los elementos estructurales podrían satisfacerse también mediante pliegues con los ejes buzando en sentido opuesto al de los considerados, es decir, al NE y al SE respectivamente. Sin embargo, el ligero buzamiento de los ejes al oeste está en concordancia, en este sector, con el hecho de que hacia el este afloran niveles estratigráficos progresivamente más bajos. Se considera probable que los pliegues precoces determinados son vergentes al sur, mayoritariamente con los dos flancos buzando al norte, y con la geometría propia de los pliegues cerrados. De no ser el plano axial y los flancos de estos pliegues, próximos en orientación al plano de la foliación dominante, deberían haberse reconocido sectores con abundancia de pliegues asociados a dicha fábrica. La deformación asociada al desarrollo posterior de la foliación dominante daría lugar a un cierre de estos primeros pliegues, que evolucionarían a apretados e isoclinales.

El predominio en el área de las relaciones citadas entre estratificación, foliación y lineaciones de intersección, y que la disposición de la estratificación se deba en gran parte a los pliegues precoces descritos, indican que tales estructuras son las de mayor escala. Se trata de pliegues cartográficos, hectométricos a kilométricos, responsables de las propias estructuras antiformal y sinformal del Domo de la Rabassa y del Sinclinal de Llavorsí respectivamente.

La existencia de planos de estratificación de dirección N-S en el Domo de la Rabassa, o buzando al SO y al NO respectivamente en los flancos norte y sur del Sinclinal de Llavorsí, por lo tanto con un ángulo elevado respecto al plano de la foliación dominante, sugiere el desarrollo de otro sistema de plegamiento precoz. Podría tratarse de pliegues oblicuos a la estructura cartográfica, aunque su geometría y su edad relativa en relación a los demás pliegues precoces no se han determinado.

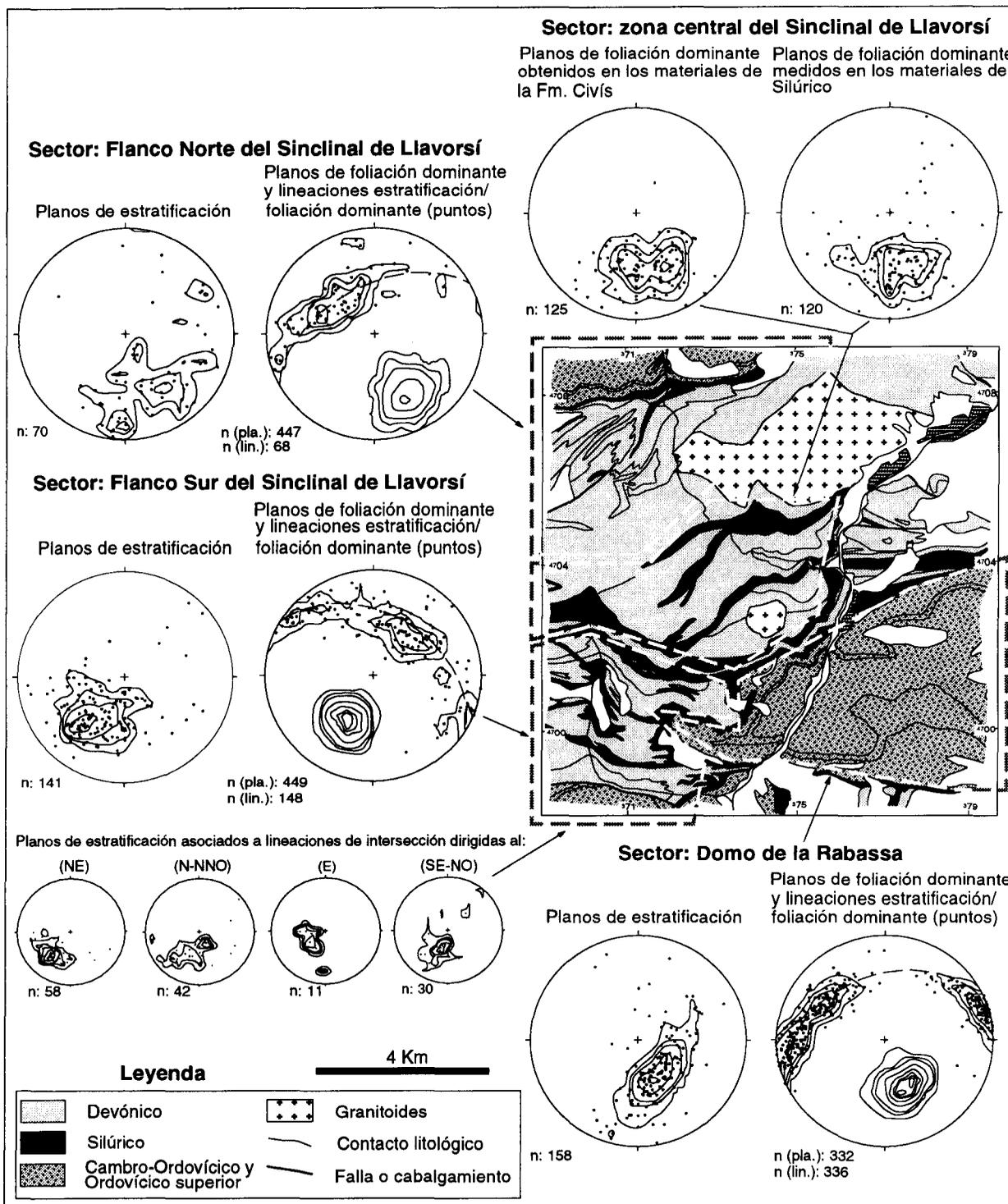


Fig. 4.—Disposición de los elementos estructurales de la zona cartografiada: planos de estratificación y de la foliación dominante, y lineaciones de intersección. Para llevar a cabo el análisis estructural se han diferenciado cuatro sectores en base a la disposición de la foliación dominante. Los contornos de densidad en los estereogramas (proyección equiareal del hemisferio inferior) corresponden al 2, 4, 6, 10, 14, 18, 20 y 22 %. La ciclográfica en línea discontinua representa la disposición media de la foliación dominante en el sector. n: número de medidas en la proyección. El esquema geológico en el centro corresponde a una simplificación del mapa geológico de la figura 2.

Episodio de la foliación dominante

Esta foliación afecta a todos los niveles de la serie estratigráfica y su desarrollo está asociado a pliegues de la estratificación de dimensiones milimétricas a decamétricas. Dichos pliegues son asimétricos, de apretados a isoclinales, y geoméricamente corresponden a pliegues paralelos a similares. Sus flancos buzan al norte y sus ejes son dispersos debido a su interferencia con las estructuras precoces. Su plano axial coincide con la foliación dominante y se dispone según las direcciones NE-SO, en el Domo de la Rabassa y flanco norte del Sinclinal de Llavorsí, y NO-SE, en el flanco sur de dicho sinclinal. Esta variación en la disposición de la foliación resulta igualmente perceptible en los pliegues precoces. Tres son las causas a las que se atribuye dicho cambio de orientación. La primera corresponde a la terminación periclinal del Domo de la Rabassa, que desdobra el Sinclinal de Llavorsí en dos brazos asimétricos que se apartan en su dirección, NE-SO el septentrional, y NO-SE el meridional (el Sinclinal de Arcabell). La segunda deriva de un mayor grado de acortamiento de la estructura al oeste. Se constata por el mayor grado de cierre de los pliegues, por la transposición generalizada de la estratificación a favor de la foliación dominante, y por la tendencia de los planos de dicha fábrica a converger al oeste. La tercera causa sería el empuje que posiblemente ejerce, según Hartvelt (1970), la intrusión del *stock* de Sta. Coloma sobre el encajante, en el flanco norte del Sinclinal de Llavorsí.

La foliación dominante corresponde morfológicamente a un *slaty cleavage* en los niveles lutíticos y a un *spaced cleavage* en los niveles calizos y cuarcíticos. Sin embargo, en diferentes niveles pizarrosos, y principalmente en las zonas de charnela, se trata de una foliación de crenulación. Esta última morfología resulta de la deformación de una fábrica paralela a la estratificación, definida por granos y agregados elongados de moscovita y de clorita. Que dicha fábrica no corte a la estratificación descarta en gran medida su relación con los pliegues precoces. Su desarrollo parece estar ligado a procesos ocurridos con anterioridad a la deformación hercínica; de origen sedimentario según Zwart (1979), y relacionados con un metamorfismo de carga, recristalización mimética y extensión paralela a las capas, según Poblet (1991).

Episodio tardío

Se engloban en el mismo aquellas estructuras dúctiles que se superponen a la foliación dominan-

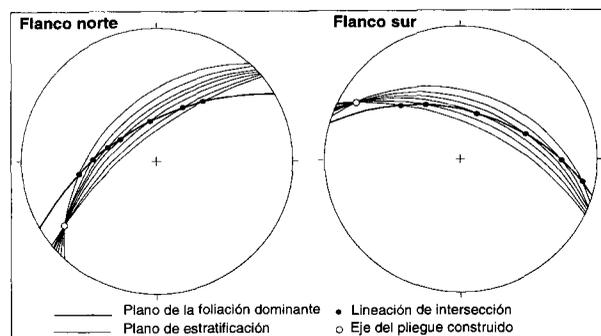


Fig. 5.—Simulación en proyección estereográfica de las lineaciones de intersección detectadas en los flancos norte y sur del Sinclinal de Llavorsí. Se ha procedido a la construcción parcial de dos pliegues precoces en base a las relaciones entre la estratificación y la foliación dominante que se observan con más frecuencia.

te. Su desarrollo es escaso y la ausencia de relaciones entre las mismas no ha permitido determinar su edad relativa. Las más significativas corresponden a bandas de *kink* de relación normal y amplitud centimétrica, cuyo desarrollo está especialmente extendido en los niveles pizarrosos y calizo-pizarrosos de las formaciones devónicas del flanco norte del Sinclinal de Llavorsí. Sus ejes se orientan alrededor de la dirección ESE-ONO y su plano axial buza entre 60 y 65° al SSO. En el flanco sur del Sinclinal de Llavorsí se han observado pliegues cerrados de charnelas angulosas que ocasionalmente están acompañados por una foliación de crenulación. Son de tamaño centimétrico a métrico, su plano axial buza entre 35 y 50° al N y sus ejes se inclinan al ENE. Las estructuras restantes son: una crenulación poco penetrativa de la foliación dominante que está asociada a pliegues centimétricos-decimétricos, cerrados y con el plano axial buzando al O-SO, y zonas de cizalla próximas al plano de foliación dominante, indicativas de un movimiento inverso vergente al sur.

Tectónica de cabalgamiento y fractura

En el núcleo del sector oriental del Sinclinal de Llavorsí se han cartografiado tres franjas de pizarras silúricas, de amplitud hectométrica y longitud kilométrica, insertadas mayormente en los materiales de la Formación Civís. Los contactos entre estas pizarras, de probada edad silúrica en la franja septentrional (Oliver, 1967), y las de la Formación Civís, son tectónicos, pues tales materiales no presentan continuidad en la serie estratigráfica. Las franjas siguen aproximadamente la dirección de las estructuras precoces de la zona, se disponen entre E-O y NE-SO y buzan moderadamente al norte. Sus

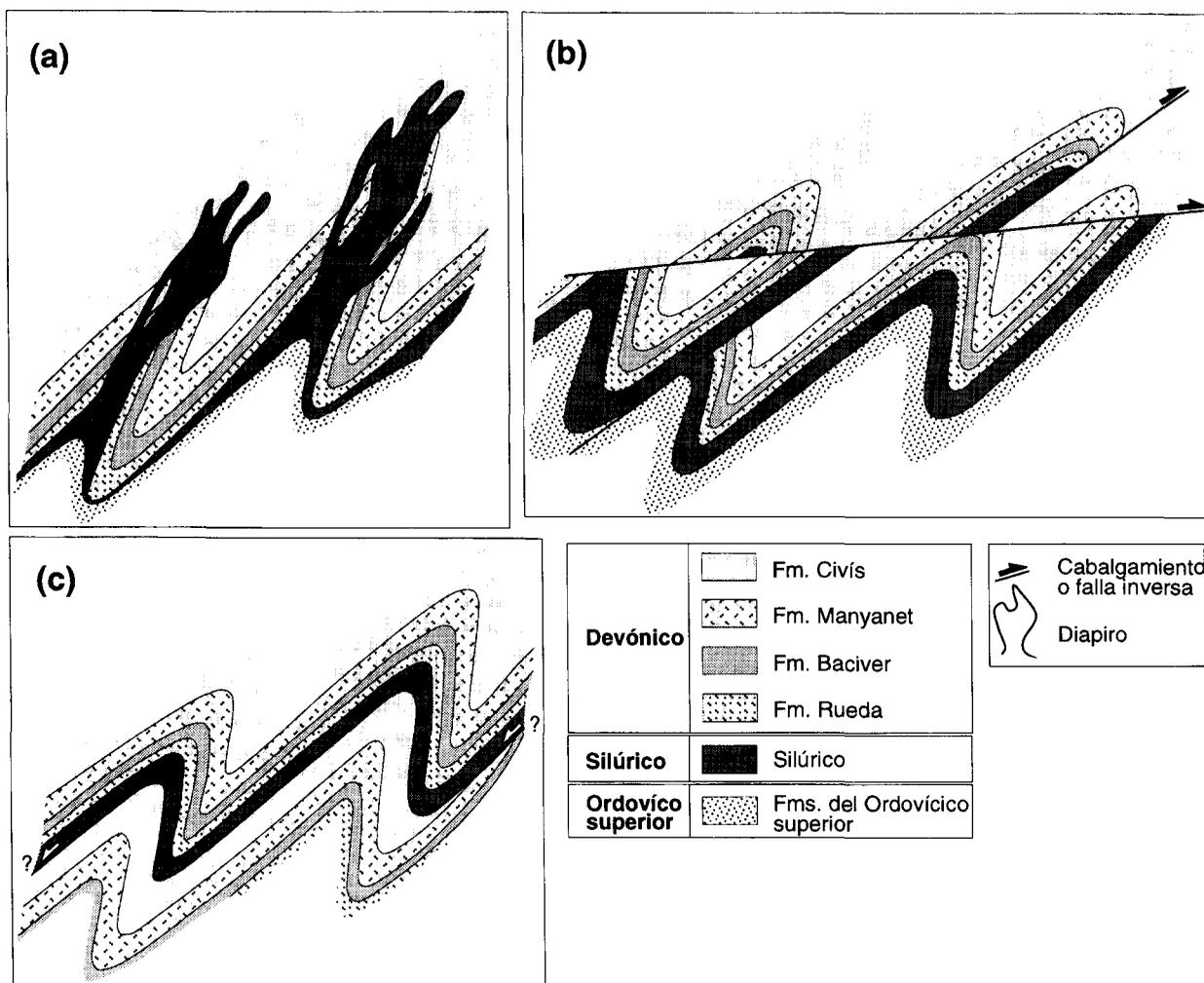


Fig. 6.—Esquema ilustrativo de las interpretaciones propuestas para las franjas de materiales silúricos insertados en la zona central del Sinclinal de Llavorsí: (a) emplazamiento mediante un ascenso diapírico (Hartevelt, 1970), (b) configuración de las franjas por la combinación de dos cabalgamientos posteriores a la foliación (Casas y Poblet, 1989), (c) los materiales silúricos podrían ser restos de un alóctono emplazado sobre los materiales de la Formación Civís con anterioridad a los pliegues cartográficos, tal como sugiere Pequera (1988).

límites son ligeramente oblicuos a la foliación dominante, la disposición de la cual en los niveles silúricos coincide con la presente en los materiales de la Formación Civís (fig. 4). En las pizarras de estas franjas se observan zonas de cizalla que afectan a la foliación dominante y que indican un desplazamiento del bloque superior hacia el sur.

La posición de estas pizarras silúricas se ha justificado con un emplazamiento de tipo diapírico (Hartevelt, 1970) y mediante estructuras de cabalgamiento (Casas y Poblet, 1989; Pequera, 1988) (fig. 6). En relación a la primera interpretación, Hartevelt sostiene que la intrusión de las plásticas pizarras silúricas debe haber sido sincrónica o posterior al desarrollo de la foliación dominante, pues considera que el movimiento ascendente de los

materiales ha seguido paralelo a la fábrica citada. Sobre esta interpretación se objeta principalmente el hecho de que tal mecanismo de ascenso produciría una dispersión importante de los planos de foliación, que no ha estado advertida con las medidas realizadas. Sin embargo, no puede descartarse que algunas rocas silúricas se hayan emplazado localmente de este modo. Lo sugiere la pequeña banda de pizarras existente al noroeste de la población de Asnurri, de disposición vertical y con una dirección oblicua a la de las estructuras cartográficas del sector. Esta banda intercepta las formaciones de rocas devónicas y enlaza al oeste con la más meridional de las franjas silúricas. Respecto a las estructuras de cabalgamiento, éstas representan un mecanismo alternativo que permite salvar la objección realizada

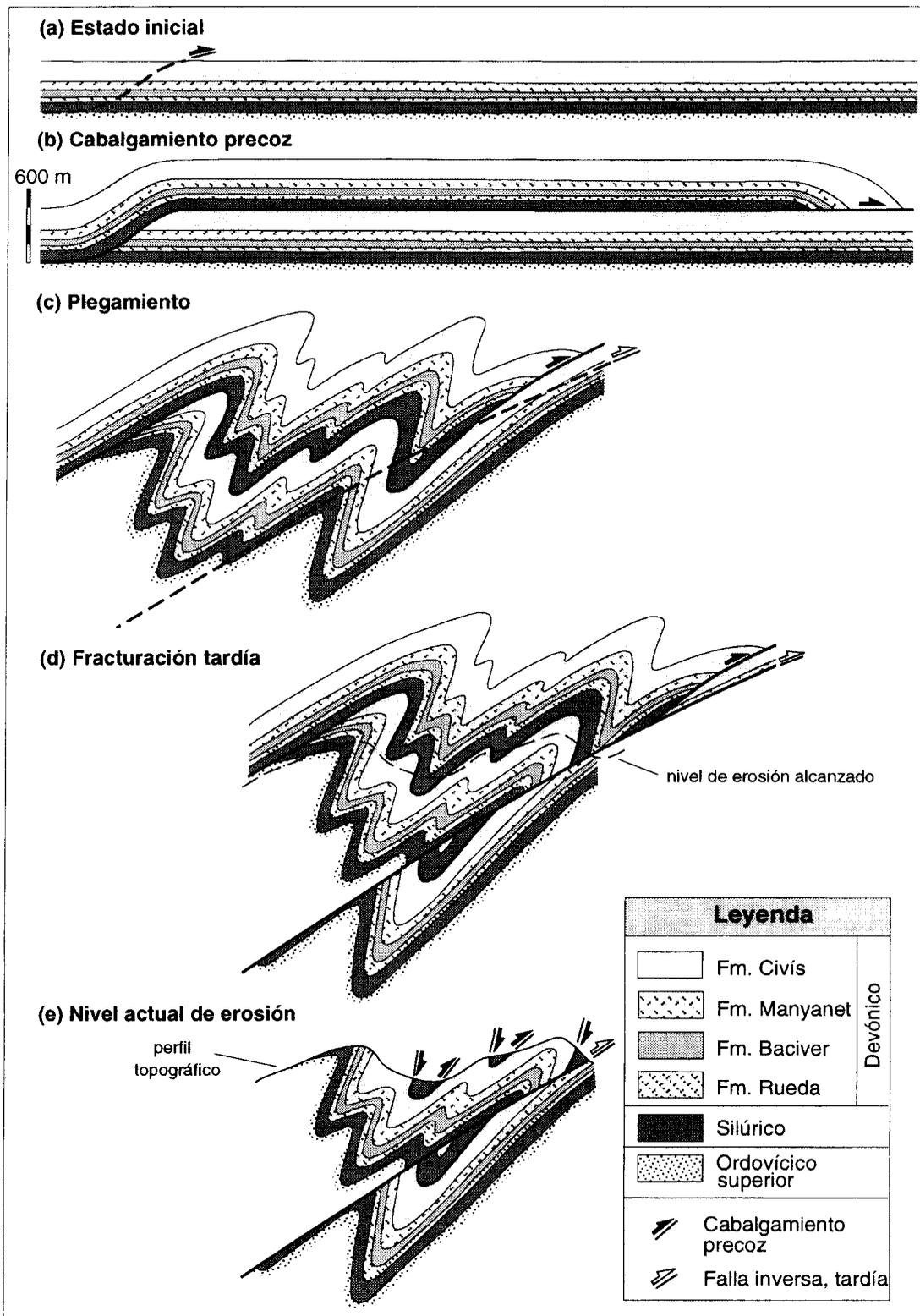


Fig. 7.—Representación esquemática de la configuración de las franjas de rocas silúricas extendidas a lo largo del núcleo del sector oriental del Sinclinal de Llavorsí.

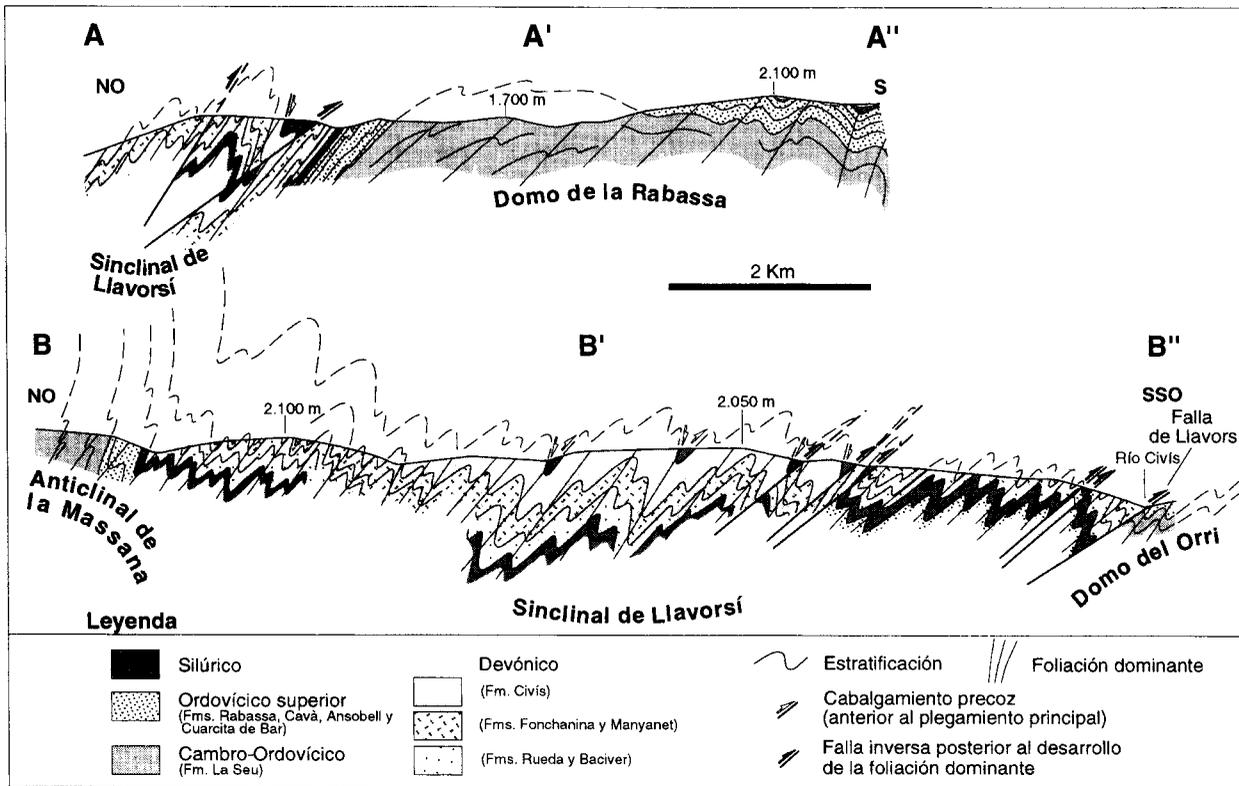


Fig. 8.—Cortes geológicos del sector occidental del Domo de la Rabassa y del sector oriental del Sinclinal de Llavorsí. La localización de los cortes aparece indicada en la figura 2.

a la intrusión diapírica. Casas y Poblet consideran que la configuración de las franjas resulta de dos cabalgamientos diferentes, ambos vergentes al sur y posteriores a los pliegues asociados a la foliación dominante, a los cuales cortan. La base de las franjas corresponde a un cabalgamiento de las plásticas pizarras silúricas sobre los materiales de la Formación Civís, mientras que el límite superior representa un cabalgamiento muy tendido de los materiales devónicos sobre las rocas silúricas. Por su parte, Pequera (1988) sugiere que es más probable una superposición de los materiales silúricos sobre los niveles suprayacentes mediante cabalgamientos de edad anterior a la de los pliegues cartográficos.

Pese a que ambas versiones involucrando estructuras de cabalgamiento son plausibles en primera instancia, hay dos hechos que favorecen más una interpretación que englobe ambas soluciones. Así, el hecho que las franjas de materiales silúricos estén limitadas ampliamente por los niveles de la Formación Civís, en especial su límite superior, es muy improbable que se repita en las tres franjas mediante un sistema de cabalgamientos posterior al episodio de la foliación dominante. Por otro lado, la intersección de los contactos estratigráficos entre las formaciones devónicas por parte de las bandas

de rocas silúricas, como se observa en la figura 2, no puede justificarse mediante láminas de cabalgamiento precoces. Tales contactos pueden argumentarse mejor con una tectónica de cabalgamiento precoz a la que le sucede un sistema tardío de fallas inversas.

Se considera que las rocas devónicas y silúricas se situaron por encima de los materiales de la Formación Civís mediante un cabalgamiento de vergencia sur, enraizado en las pizarras silúricas y con una rampa que cortó oblicuamente las formaciones devónicas suprayacentes (fig. 7a-b). Posteriormente, autóctono y alóctono se deformarían conjuntamente durante los episodios de plegamiento (fig. 7c). De ese modo, las bandas de pizarras silúricas entre los materiales de la Formación Civís se interpretan como estructuras sinformes cartográficas de silúrico alóctono originadas en el episodio de plegamiento precoz. El contacto entre el Silúrico de las bandas y la Formación Civís es el más común entre autóctono y alóctono, pues corresponde mayormente al rellano del bloque superior. Se explican así que la disposición cartográfica de las franjas de silúrico coincida con la de los pliegues precoces, los de mayor escala, y la disposición concordante de la foliación dominante del silúrico alóctono en rela-

ción al devónico autóctono. La vergencia de este cabalgamiento no ha podido constatararse debido a la deformación posterior y al nivel de erosión alcanzado. Sin embargo, se ha considerado en sentido sur atendiendo al desplazamiento general hacia el sur originado por la compresión hercínica y patente en las estructuras que suceden a dicho cabalgamiento. Posteriormente al episodio de la foliación dominante, tiene lugar una tectónica de fractura que afecta principalmente al flanco sur del Sinclinal de Llavorsí. Se desarrollan fallas inversas de longitud kilométrica, con una dirección próxima a E-O y buzamiento norte (fig. 8). Su vergencia es hacia el sur (Casas y Poblet, 1989), como lo indican las pequeñas zonas de cizalla que deforman a la foliación dominante en las proximidades de tales fallas. Pese a tal movimiento inverso, algunos de los contactos originados por estas fallas son sustractivos (como el originado por la Falla de Llavorsí). Esto es debido a la combinación entre la magnitud del salto y el hecho de que las fallas buzan ligeramente menos que los planos axiales de los pliegues de la estratificación. Algunas de estas fallas inversas han interceptado el contacto entre la Formación Civís y el Silúrico alóctono de las franjas, lo que ha provocado la superposición de este último sobre las diferentes formaciones devónicas del autóctono (figs. 7d-e y 8). La más importante de estas fallas es la de Llavorsí, así definida por Hartevelt (1970), que constituye el límite sur del sinclinal de dicho nombre. Esta estructura superpone los materiales devónicos de la Formación Manyanet sobre el Ordovícico superior y Cambro-ordovícico del Domo del Orri. El desplazamiento asociado a estas fallas debe de considerarse superior a 1 km atendiendo a la geometría de los pliegues y a los contactos entre los bloques. La disposición similar de estas fallas inversas, su coincidencia en el desplazamiento originado y su edad posterior a la de la foliación dominante, sugieren que su desarrollo fue coetáneo. Que estas estructuras aparezcan interceptadas más al oeste por la granodiorita tardi-hercínica de la Maladeta indica que su edad es hercínica, aunque no se descartan movimientos alpinos en éstas, pero con poca influencia sobre la estructura ya conformada (Casas *et al.*, 1989).

Conclusiones

La primera deformación reconocida en la zona de estudio corresponde a un cabalgamiento que sitúa el Silúrico y las formaciones devónicas suprayacentes sobre los materiales de la Formación Civís. La vergencia sur considerada para esta estructura precoz, pese a no poder ser probada, es consistente con la

del resto de estructuras descritas. Corresponde de hecho a la más común en este sector de la Cadena Hercínica (Carreras *et al.*, 1996) y es así considerada por diversos autores que también han reconocido cabalgamientos precoces en otras localidades del hercínico pirenaico (Majesté-Menjoulas, 1981; Raymond, 1986; Bodin y Ledru, 1986; Losantos *et al.*, 1989). El que sólo se observen rocas silúricas y devónicas implicadas en esta primera estructura indica que se trata de un cabalgamiento superficial, no enraizado por debajo de las pizarras silúricas. Dicho carácter superficial sugiere que esta estructura responde a un deslizamiento gravitacional ocurrido en relación al inicio del desarrollo de los grandes pliegues, similar a los que propone Graham (1981) en su modelo explicativo de los mantos Tinnée en los Alpes Marítimos. No se descarta, pues, que el cabalgamiento y los pliegues precoces se desarrollaran de modo conjunto, aunque probablemente sólo en sus inicios. La finalización del plegamiento precoz sería posterior al emplazamiento definitivo de la lámina cabalgante. De no ser así, el cabalgamiento (quizá más de uno) hubiera sido distinto y los contactos entre el autóctono y el alóctono a que éste hubiera dado lugar no serían únicamente como el observado. Debido a las estructuras de plegamiento antes citadas y al nivel actual de erosión, este cabalgamiento aparece en estructuras sinformes en las que el Silúrico alóctono descansa sobre los materiales devónicos de la Formación Civís. Dichos sinformes corresponden a las franjas de rocas del Silúrico que se extienden a lo largo del núcleo del Sinclinal del Llavorsí.

A la formación del cabalgamiento citado le sigue el desarrollo de pliegues precoces de la estratificación de dimensiones cartográficas. Los propios Domo de la Rabassa y Sinclinal de Llavorsí se interpretan respectivamente como estructuras antiforforme y sinforme de dimensiones kilométricas y originadas en este episodio de deformación. Estos primeros pliegues son originalmente cerrados, vergentes al sur y con los ejes orientados entre las direcciones NE-SO y NO-SE y buzando ligeramente al oeste. La orientación axial media de estos pliegues es próxima a la de las grandes unidades estructurales (ESE-ONO). Se considera probable la existencia de otros pliegues precoces, aunque de escala inferior a los descritos. Lo indicarían los planos de estratificación con una relación angular importante respecto a la foliación dominante. Es posible pues que existan dos sistemas de pliegues precoces, como ya han sido reconocidas al norte y al sur de la área estudiada, en el Anticlinal de la Massana (Cirés *et al.*, 1990) y en el Domo del Orri (Speksnijder, 1987) respectivamente, y también más al oeste, en el propio Sinclinal de Llavorsí (Poblet, 1987).

Con posterioridad a los pliegues precoces se desarrolla la foliación dominante. Esta fábrica está asociada a pliegues asimétricos de la estratificación, apretados a isoclinales, cuyo tamaño máximo es de orden decamétrico. Son pliegues vergentes al sur que presentan una dispersión en la orientación de los ejes debido a su interferencia con las estructuras previas. Su plano axial oscila entre las direcciones NE-SO, en el flanco norte del Sinclinal de Llavorsí, y NO-SE, en el flanco sur.

La última deformación importante que tiene lugar en el área corresponde a un sistema de fallas inversas de dirección E-O localizadas mayoritariamente en el flanco sur del Sinclinal de Llavorsí. Estas estructuras dan lugar a un desplazamiento relativo hacia el sur del bloque superior. Debido a que buzan ligeramente menos que los planos axiales de los pliegues, algunos de los contactos a que dan lugar tienen un carácter sustractivo. Algunas de estas fallas son las responsables de los contactos anómalos que el Silúrico alóctono mantiene con diferentes formaciones devónicas, y que no pueden atribuirse a las deformaciones precoces. La edad de estas fallas, así como la de los pliegues precoces y la de la foliación dominante, es hercínica, pues todas ellas se hallan interceptadas por los batolitos granodioríticos tardi-hercínicos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios y sugerencias realizados por J. Carreras en la revisión de este trabajo. Asimismo, también manifiestan su reconocimiento a los consejos proporcionados por A. Teixell.

Referencias

- Bodin, J. y Ledru, P. (1986). Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 302, 969-974.
- Bons, A. J. (1988). Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the Central Pyrenees. *Geol. Ultraiectina*, 56, 173 págs.
- Bourke, D. (1979). *Etude géologique de la termination orientale du Massif de la Maladeta et de ses abords, region d'Espot (Province de Lerida, Pyrénées espagnoles)*. Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 69 págs.
- Butchroithner, M. F. (1976). Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Silur und Devon der Ost. und Zentralpyrenäen. *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 69, 247-266.
- Capellà, I. (1991). *Variació de l'estil estructural a l'Hercinià del Pirineu. Infraestructura-Zona de Transició-Supraestructura*. Tesis Doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona, 279 págs.
- Carreras, J., Julivert, M. y Santanach, P. (1996). The Pyrenean basement. Hercynian structure and effects of Alpine reworking. En: *Geodynamic domains in the Alpine-Himalayan Tethys* (Sinha, A. K., ed.). Oxford and IBH Publ. Com. New Delhi, 12-19.
- Casas, J. M. y Poblet, J. (1989). Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le «synclinal de Llavorsí» dans les Pyrénées centrales (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 308, 427-433.
- 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 thre Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, 2, 135-147.
- Cirés, J., Alias, G., Poblet, J. y Casas, J. M. (1990). La estructura del Anticlinal de la Massana (Hercínico del Pirineu Central). *Geogaceta*, 8, 42-44.
- Graham, R. H. (1981). Gravity sliding in the Maritime Alps. En: *Thrust and Nappe Tectonics* (McClay, K. y Price, N. J., ed.). Geol. Soc. London, Spec. Publ., 335-351.
- Hartevelt, J. J. A. (1970). Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45, 167-236.
- Losantos, M., Palau, J. y Sanz, J. (1986). Considerations about hercynian thrusting in the Marimanya massif (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129, 71-79.
- Losantos, M., Aragonés, E., Berástegui, X. y Puigdefàbregas, C. (1989). *Síntesis Cartogràfica. Mapa Geològic de Catalunya*, E: 1:250.000. Servei Geològic de Catalunya.
- Majeste-Menjoules, C. (1981). Superpositions d'unités varisques à séries hétéropiques du Dévonien supérieur dans la Nappe alpine de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, 23, 673-678.
- Mey, P. H. W. (1967). The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 153-220.
- Oliver, J. G. (1967). Graptolite evidence for rocks of Llandoveryan (Silurian) age in South-Western Andorra. *Geol. Magazine*, 104, 390-392.
- Pequera, N. (1987). *Estudi del Sinclinal de Llavorsí a l'àrea del Salòria-Sta. Magdalena*. Inédito, 67 págs.
- Poblet, J. (1987). *Estudi geològic del sector central del Sinclinal de Llavorsí (Pirineu central)*. Tesis de tercer ciclo, Univ. Barcelona, 163 págs.
- Poblet, J. (1991). *Estructura hercyniana i alpina del vessant sud del la Zona Axial del Pirineu Central*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 604 págs.
- Raymond, D. (1986). Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises: l'exemple du Pais de Sault (Nord du granite de Querigut, Aude et Ariège) et régions voisines. *Bull. Soc. Géol. France* (8), II, 479-485.
- Speknsnijder, A. (1987). The detection and significance of early deformation in the southern Variscan Pyrenees, Spain; implications for regional Paleozoic structural evolution. *Geol. Rundschau*, 76, 2, 451-476.
- Zwart, H. J. (1979). The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 50, 1-74.

Recibido el 12 de noviembre de 1996
Aceptado el 12 de mayo de 1997