

TRABAJO DE FIN DE GRADO DE GEOLOGÍA
Departamento de Geodinámica Interna, Universidad de Zaragoza

**Departamento de
Ciencias de
la Tierra**
Universidad de Zaragoza

Las deformaciones hercínicas en el Macizo de Montalbán (Teruel) en el sector NW (La Hoz de la Vieja - Maicas)



Trabajo realizado por
Estefanía Górriz Ibáñez

Bajo la coordinación y supervisión del
Dr. Andrés Gil Imaz

Septiembre de 2014, Zaragoza

ÍNDICE

<i>Abstract</i>	2
1. Introducción	2
a) Planteamiento general del trabajo.....	2
b) Objetivos y metodología general.....	3
c) Situación geográfica.....	4
d) Características geológicas de la zona de estudio	4
<u>El Macizo de Montalbán</u>	4
<u>Cuenca terciaria de Montalbán</u>	6
<u>Cuenca terciaria del Ebro</u>	7
2. Estratificación	7
3. Estudio estructural.....	9
a) Deformaciones hercínicas a escala mesoestructural.....	9
<u>Primera etapa de deformación</u>	11
<u>Segunda etapa de deformación</u>	13
<u>Tercera etapa de deformación</u>	15
b) Aspectos microestructurales de la deformación hercínica.....	15
<u>Microfábrica de las rocas</u>	15
<u>Mecanismos de deformación</u>	19
c) Descripción y reconstrucción de la macroestructura hercínica de la zona de estudio.....	19
4. Discusión e interpretación de los datos estructurales	23
5. <i>Conclusions</i>	27
6. Bibliografía.....	28

ANEXO I: *Tabla de los datos estructurales tomados en la zona de campo*

ANEXO II: *Mapa geológico de la zona de campo (E. 1/40.000)*

ABSTRACT

A structural analysis has been performed in the paleozoic materials, mainly carboniferous, of the NW sector of the Montalbán Massif (Teruel). In this study it has been contemplated the geometric and kinematic characterization of materials, identifying three superposed deformation stages within the context of the Hercynian Orogeny.

In the first deformation phase very flattened folds, associated with an axial-plane continuous cleavage and with orientation of the axial planes NW-SE are generated. Afterwards, a second deformational phase is developed in which highly isopach folds are formed, with a discontinuous axial-plane crenulation cleavage and with orientation of their axial planes NNW-SSE. The last stage of Variscan deformation is characterized by straight flexural folds, without associated cleavage, with geometry in domes and buckets and the orientation of the axial planes NE-SW. At a map scale, the present-day disposition of the Hercynian structures is the result of flexural folding during the Alpine Orogeny.

The different mechanisms and structures studied, both ductile (buckling and flattening folds, cleavage, etc.) and brittle behavior (inverse faults and thrust), agree with the structural style of the different phases of Hercynian deformation founded in other sectors of the Asturian-Leonese Zone (ZAOL) within of the Iberian Massif.

Key words: Hercynian deformation, Montalbán Massif, cleavage, Carboniferous, Asturian-Leonese Zone.

1. INTRODUCCIÓN

a) Planteamiento general del trabajo

El presente trabajo se centra en la caracterización de las deformaciones hercínicas del sector NW del Macizo de Montalbán (entre las localidades de La Hoz de la Vieja y Maicas), a partir del estudio estructural de las principales estructuras dúctiles (pliegues y esquistosidad), a distintas escalas, que afectan a los materiales paleozoicos, esencialmente carboníferos (Aurell *et al.*, 2001).

Además de la superposición de gran cantidad de estructuras, tanto compresivas como distensivas asociadas a las dos orogenias que han configurado la evolución de la Cordillera, el estudio estructural de estos materiales se ve fuertemente condicionado, como ocurre en otros lugares de la Cordillera Ibérica (Sierra de la Demanda y Sierra de Espadán) por el carácter discontinuo de los afloramientos (Álvaro *et al.* (2008), Simón (1986) y Ansón (2013)).

La escasez de trabajos específicos sobre el análisis estructural de la deformación hercínica del Macizo de Montalbán (como los de Tejero y Capote (1987), Torres (1989) y Casas (2000) entre otros), el más extenso de los afloramientos carboníferos de la Cordillera Ibérica, convierten a éste en un trabajo relevante a la hora de completar la evolución del zócalo durante la Orogenia Hercínica.

b) Objetivos y metodología general

Los objetivos planteados en el presente trabajo han sido:

- *Realizar una caracterización geométrica* de las estructuras de deformación dúctil, a distintas escalas, que afectan a los materiales paleozoicos (principalmente carboníferos y, en menor medida, devónicos) del sector NW del Macizo de Montalbán. Para llevar a cabo este objetivo se ha realizado una toma sistemática de datos de dirección y buzamiento de la estratificación, esquistosidad, superficies axiales, orientación de líneas de charnela, etc. A partir de ortoimágenes a escala 1/10000 y de la cartografía MAGNA a escala 1/50000, se ha confeccionado una cartografía geológica de la zona de estudio.
- *Reconocer e interpretar aspectos cinemáticos de la deformación* a partir tanto del análisis estructural de los distintos tipos de datos (a macro, meso y microescala) como de la identificación de los mecanismos de deformación involucrados en las distintas etapas de deformación. Para el primer aspecto se ha realizado la interpretación de los datos en proyección estereográfica y para el segundo, además del uso de procedimientos gráficos específicos, se ha acudido al estudio de láminas delgadas.
- *Establecer un modelo de evolución de las distintas etapas de deformación hercínica del sector NW del Macizo de Montalbán.*
- Por último, se intentará *incluir* el modelo de evolución establecido para la zona estudiada dentro del esquema de evolución hercínica del Macizo Ibérico.

c) Situación geográfica

La zona donde se centra este trabajo está situada al sur de la Sierra de Cucalón, atravesada por el río de Armillas entre roquedales y barrancos (el Chorredero, el Vadiello y el Barrinquiello). Se trata de una zona elevada (hasta 1264 m. en el Cabezo de la Cruz) comprendida entre el valle del Ebro al norte y el valle del río Martín al suroeste.

El área está limitada por las localidades de Maicas al norte, Segura de los Baños al oeste, Armillas al sur y La Hoz de la Vieja al este, todas ellas en la comarca de las Cuencas Mineras, al norte de la provincia de Teruel. El área presenta una geometría más o menos rectangular y una superficie aproximada de 66 km² y se accede a ella por la carretera A-222 dirección Montalbán (Fig. 1).

Destaca la presencia de un denso encinar y campos de cultivo, por lo que el número de afloramientos geológicos es muy limitado. Los mapas topográficos a escala 1/50000 utilizados son el 492 y 493 (Segura de los Baños y Oliete respectivamente). Además, para el estudio detallado de la cartografía se han empleado los topográficos a escala 1/25.000 de Segura de los Baños (492-II), Martín del Río (492-IV), Cortes de Aragón (493-I) y Montalbán (493-III).

d) Características geológicas de la zona de estudio

El sector de estudio se encuentra situado en el extremo sureste de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y forma parte de uno de los afloramientos del zócalo paleozoico de las Cadenas Ibéricas Orientales. La zona se encuentra limitada al noreste por los materiales paleógenos de la cuenca terciaria del Ebro y al suroeste por los materiales neógenos del extremo sureste de la cuenca terciaria de Calatayud - Montalbán (Fig. 2). En el área de estudio se distinguen las siguientes unidades geológicas:

- El Macizo paleozoico de Montalbán.
- La Cuenca terciaria del Ebro.
- El extremo sureste de la Cuenca terciaria de Calatayud – Montalbán.

El Macizo de Montalbán

La estructura de este macizo paleozoico, constituido fundamentalmente por materiales de edad carbonífera con una potencia máxima de 1500 m. (Quarch, 1975, Villena y Pardo, 1983), representa, en términos generales, un anticlinal alpino asimétrico (presenta buzamientos de hasta 50° al sur y de unos 20° o 30° al norte) de núcleo devónico con una

orientación entre NNO a SSE y NO a SE, ligeramente oblicua respecto a las principales alineaciones alpinas. Los materiales del zócalo hercínico del Macizo de Montalbán se encuentran afectados por una densa red de fracturas relacionadas con la etapa de fracturación tardihercínica (Torres, 1989).

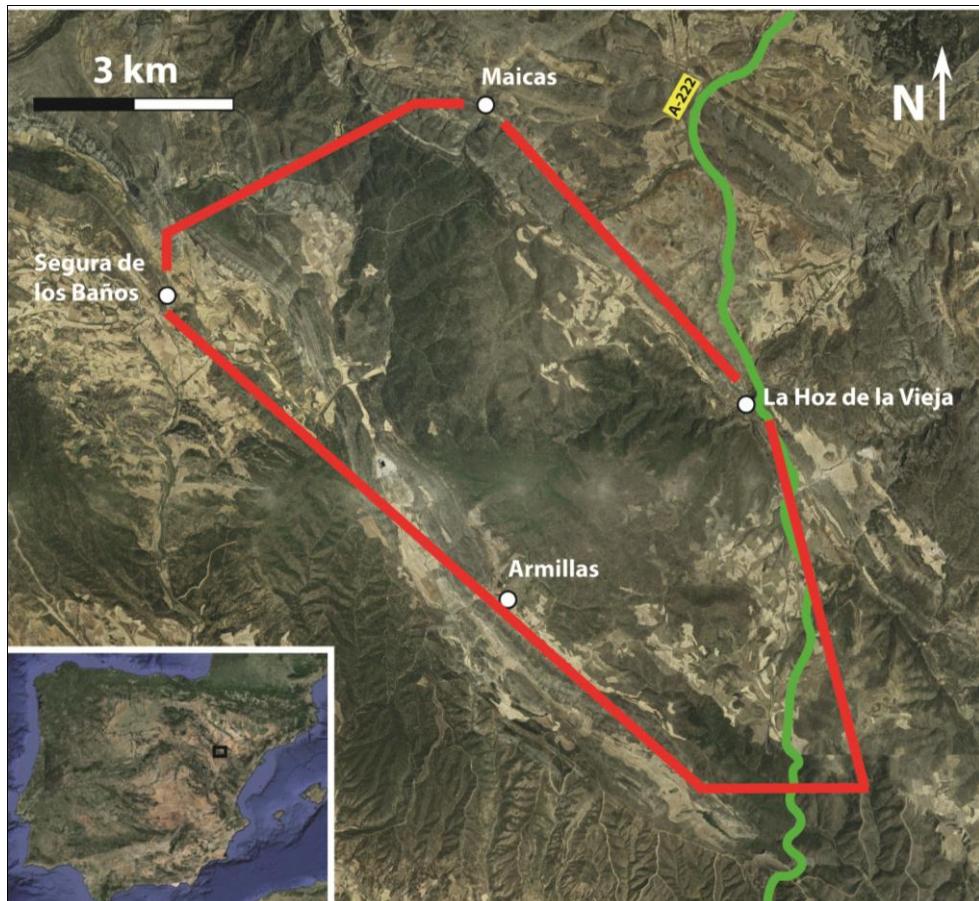


Fig 1. Localización geográfica de la zona de estudio

Hay que distinguir en esta unidad, los materiales paleozoicos afectados por ambas orogenias Hercínica y Alpina de aquellos que son post-hercínicos, afectados únicamente por la Orogenia Alpina. Ambos se encuentran separados por la discordancia infra-triásica.

En la zona de estudio el conjunto de materiales paleozoicos sedimentarios se encuentran afectados por gran cantidad de intrusiones andesíticas y, en menor medida, riolíticas de edad Estefaniense – Pérmico (Torres, 1989).

Recubriendo en discordancia el Paleozoico del anticlinal, se encuentra la serie mesozoica plegada de forma relativamente suave. La mayor complejidad estructural es la que muestra el Muschelkalk Superior, con abundantes fracturas y cabalgamientos, ya que se encuentra

entre dos unidades incompetentes: el Muschelkalk Medio y el Keuper, que queda al descubierto a causa de la erosión de las charnelas de los anticlinales.

Por otro lado, en el borde oeste del macizo paleozoico se observan fallas de desgarre de orientación N-S y un cabalgamiento plegado de orientación NNW-SSE, al este del Segura de los Baños, en el que aparece invertida la serie desde el Cretácico Superior hasta el Terciario.

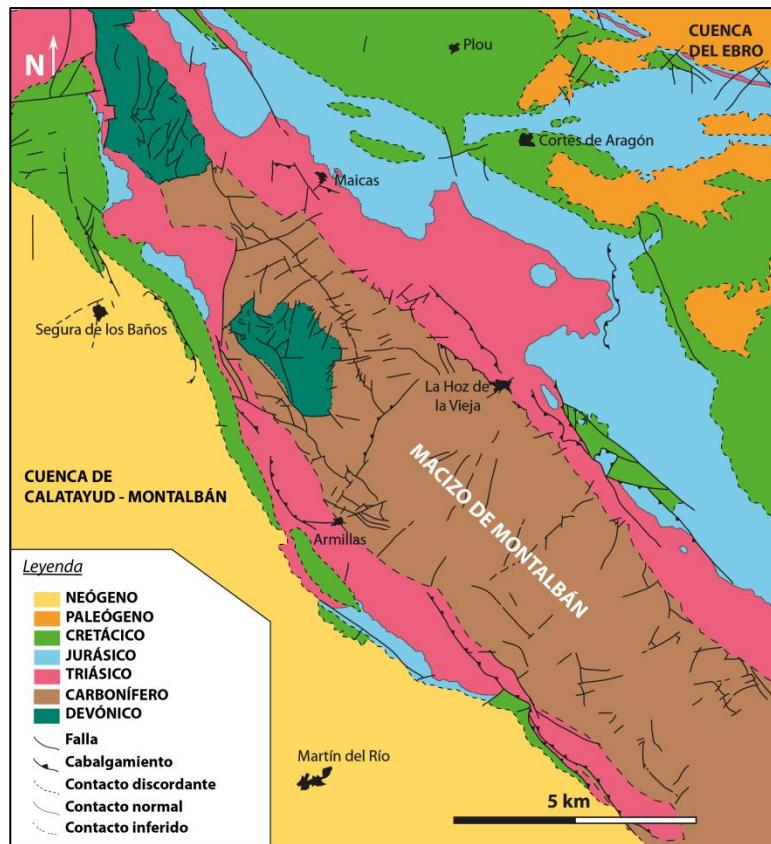


Fig 2. Marco geológico de la zona de estudio (Modificado de Torres, 1989 y de la hoja 492 del MAGNA)

En cuanto a la relación del

Macizo de Montalbán con otras unidades estructurales del zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica, existen controversias sobre el origen del anticlinal de Montalbán. La concepción más aceptada debido a la aparente continuidad estratigráfica, las semejanzas estructurales y el desarrollo de un magmatismo con similares características, sería la que considera el anticlinal paleozoico como parte integrante de la Unidad de Herrera (Carls, 1983). Otros autores (Capote y González, 1983) sostienen que el anticlinal constituye una macroestructura independiente.

Cuenca terciaria de Montalbán

La cuenca terciaria de Calatayud – Montalbán presenta una forma triangular, con una longitud de más de 50 km y una anchura máxima en el sector oeste de unos 25 km. Hacia el este la cuenca se estrecha y finalmente se cierra en la intersección entre el cabalgamiento de Utrillas y el anticlinal de Montalbán (Casas et al., 2000). La geometría general de esta cuenca es un sinclinal cuyo abrupto buzamiento en su parte norte coincide con la parte sur del anticlinal de Montalbán, y la parte sur del sinclinal está cabalgada por el cabalgamiento de Utrillas.

Los sedimentos de la cuenca (Eoceno – Mioceno Inf.) presentan una potencia de hasta 2000 m y son sintectónicos respecto a la fase más intensa del plegamiento alpino, presentando una discordancia progresiva o en abanico sobre los materiales infrayacentes de la depresión de Martín del Río (Casas *et al.* 2000). La sedimentación de esta cuenca se puede dividir en 5 unidades tectosedimentarias discontinuas, cada una con un pequeño engrosamiento respecto al anterior.

Cuenca terciaria del Ebro

Los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro afloran exclusivamente en el sector noreste del área de estudio, formando parte del sector más suroccidental de la Cuenca del Ebro y ocupando un conjunto de pequeñas depresiones geográficamente aisladas (González, 1989). En la zona de estudio los materiales terciarios están representados por depósitos eocenos, oligocenos y miocenos, discordantes sobre la cobertura mesozoica y con una potencia de varios cientos de metros en una sucesión de estratos en abanico.

2. ESTRATIFICACIÓN

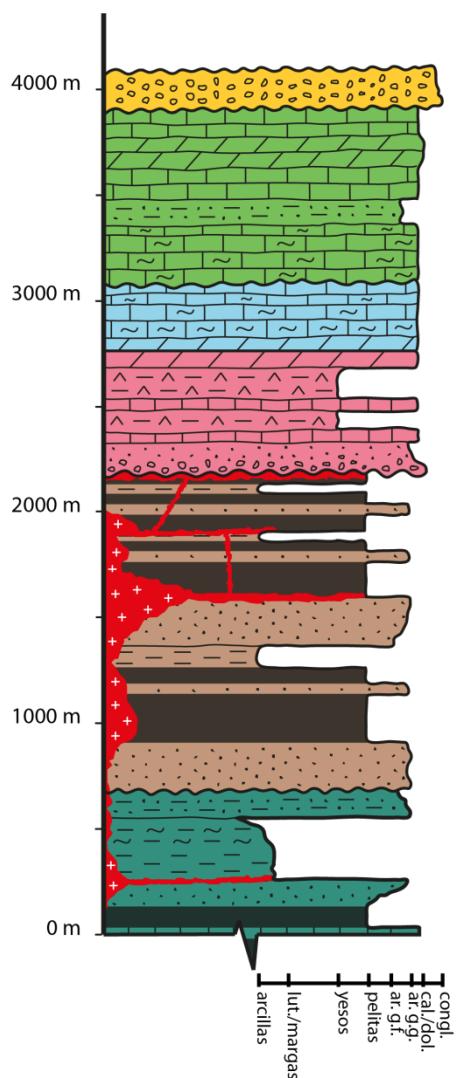
Los materiales que afloran en la zona de estudio comprenden al Ciclo Hercínico y Alpino (Fig. 3). Los primeros afloran en el Macizo de Montalbán y están constituidos por rocas de edad devónica y carbonífera, así como también por intrusiones ígneas que se sucedieron durante el Estefaniense y el Pérmico. Su cartografía resulta difícil por la escasez de afloramientos, por la complejidad estructural que presentan y por la similitud de materiales de la serie estratigráfica. Cabe destacar que los materiales del Macizo de Montalbán presentan los términos más altos de la serie estratigráfica paleozoica aflorante en las Cadenas Ibéricas Orientales (Torres, 1989).

Aunque el espesor máximo de la serie devónica en el Macizo de Montalbán, en el área estudiada, concretamente en el sector centro norte del núcleo del anticlinal, se observan regiones donde afloran unidades devónicas correspondientes a las Fms. Salobral (70 m. de potencia) y Cabezo agudo (150 m. de potencia) y a materiales del techo devónico (Emisiense Superior, de 180 m. de potencia), cuyos materiales son, principalmente, areniscas, arcillas y limolitas. La relación entre el Devónico y el Carbonífero no se ha podido precisar con exactitud pero según Torres (1989), los materiales devónicos se encuentran en contacto tectónico y, en algunas zonas, discordantes bajo las unidades carboníferas.

El Carbonífero de Montalbán está representado por una potente serie de 1500 m. constituidos por materiales flyschoides principalmente y alternancias de areniscas y pelitas bituminosas con intercalaciones de grauvacas, calizas detríticas, cuarcitas y algunos conglomerados (Carls, 1983). Las rocas ígneas intrusivas (cuarzo-diabasas) que aparecen en estos niveles son, mayoritariamente, diques discordantes e irregulares que intruyen en los materiales devónicos y carboníferos, aunque con escasas evidencias de metamorfismo de contacto (Torres, 1989). También se observan rocas volcánicas (riolitas) interestratificadas entre los materiales paleozoicos.

En cuanto a los materiales pérmicos, constituyen un gran problema debido al escaso número de datos fidedignos y a la diversidad de opiniones. Algunos autores como Marín (1974) y Meléndez et al. (1983) identifican una unidad de areniscas pelíticas ("Fm Feliciana") situada entre el Carbonífero y el conglomerado basal del Trías Inferior, mientras que Conte

(1985) no observa material Pérmico sedimentado y cree que la Fm. Feliciana puede corresponder a sills altamente alterados.



Los materiales triásicos se apoyan discordantes sobre el Paleozoico y presentan la típica facies germánica, con una potencia que aumenta del NW al SE del anticlinal hasta alcanzar un espesor máximo de 555 m (Torres, 1989). Estos materiales no se encuentran afectados por la actividad volcánica que encontramos en los materiales paleozoicos, de ahí que la edad mínima establecida para este magmatismo sea el Pérmico. El Trías Inferior en facies Buntsandstein está constituido por una serie detrítica de color rojizo

con conglomerados cuarcíticos en la base seguida de niveles arenosos y lutíticos. El Triásico Medio en facies Muschelkalk se presenta como una serie carbonatada con intercalaciones locales de margas yesíferas, perdién-

Fig. 3. Reconstrucción de la serie estratigráfica sintética de la zona

dose lateralmente en los alrededores de La Hoz de la Vieja. El Triásico Superior en facies Keuper tiene un carácter plástico y está representado por margas abigarradas y yesos.

El Jurásico que aflora en la zona de estudio es de edad Hetangiense a Pliensbachiente (Jurásico Inferior) y presenta 330 m de serie compuesta por niveles de calizas y dolomías intercaladas con niveles de margas (Martín M., Canerot J. y Linares-Rivas, A., 1977). Su contacto con las margas abigarradas del Keuper es brusco, sin transición. Sobre los materiales jurásicos y en discordancia cartográfica se disponen los materiales del Cretácico, que, con una potencia total de 800 m, están representados por margocalizas y carbón en el Cretácico Inferior y dolomías y calizas en el Cretácico Superior (Martín M., Canerot J. y Linares-Rivas, A., 1977).

Toda la serie terciaria se deposita en facies continental, rellenando la cuenca del Ebro por el flanco norte y la cuenca de Calatayud – Montalbán por el sur. Los materiales terciarios de la cuenca del Ebro afloran en depresiones relativamente pequeñas y geográficamente aisladas pero llegan a alcanzar espesores del orden de 175 m (Canerot J., Crespo A., Navarro D., 1977). Los materiales de la cuenca de Calatayud – Montalbán, sin embargo, con tan sólo unos 7 u 8 m. de potencia ocupan una gran extensión cubriendo los materiales mesozoicos del flanco sur del anticlinal de Montalbán (González, 1989).

3. ESTUDIO ESTRUCTURAL

El análisis de las estructuras que afectan a los materiales hercínicos se ha llevado a cabo a escalas micro-, meso- y macroscópica en varias estaciones de observación de tamaño muy variable. El estudio estructural detallado se ha centrado en cuatro sectores repartidos por toda la zona debido a sus buenas condiciones de afloramiento y en alguno de ellos por la presencia de diversas familias de estructuras. Se ha cuidado de que cada uno de los sectores esté bien representado por numerosas estaciones. También cabe destacar su distribución homogénea dentro de la zona de estudio (Fig. 4).

a) Deformaciones hercínicas a escala mesoestructural

Para el análisis de las estructuras que afectan a las rocas hercínicas a escala mesoscópica se han tomado diversos tipos de datos estructurales a lo largo de toda la zona de estudio:

- Buzamiento de la estratificación (S_0)
- Buzamiento de diversas familias de esquistosidad (S_1 , S_2)
- Orientación de líneas de charnela (Ch_1 , Ch_2 , Ch_3)
- Orientación de planos axiales (Pax_1 , Pax_2)
- Orientación de lineaciones de intersección entre planos de estratificación y planos de esquistosidad (L_1 y L_2)
- Orientación de planos de falla

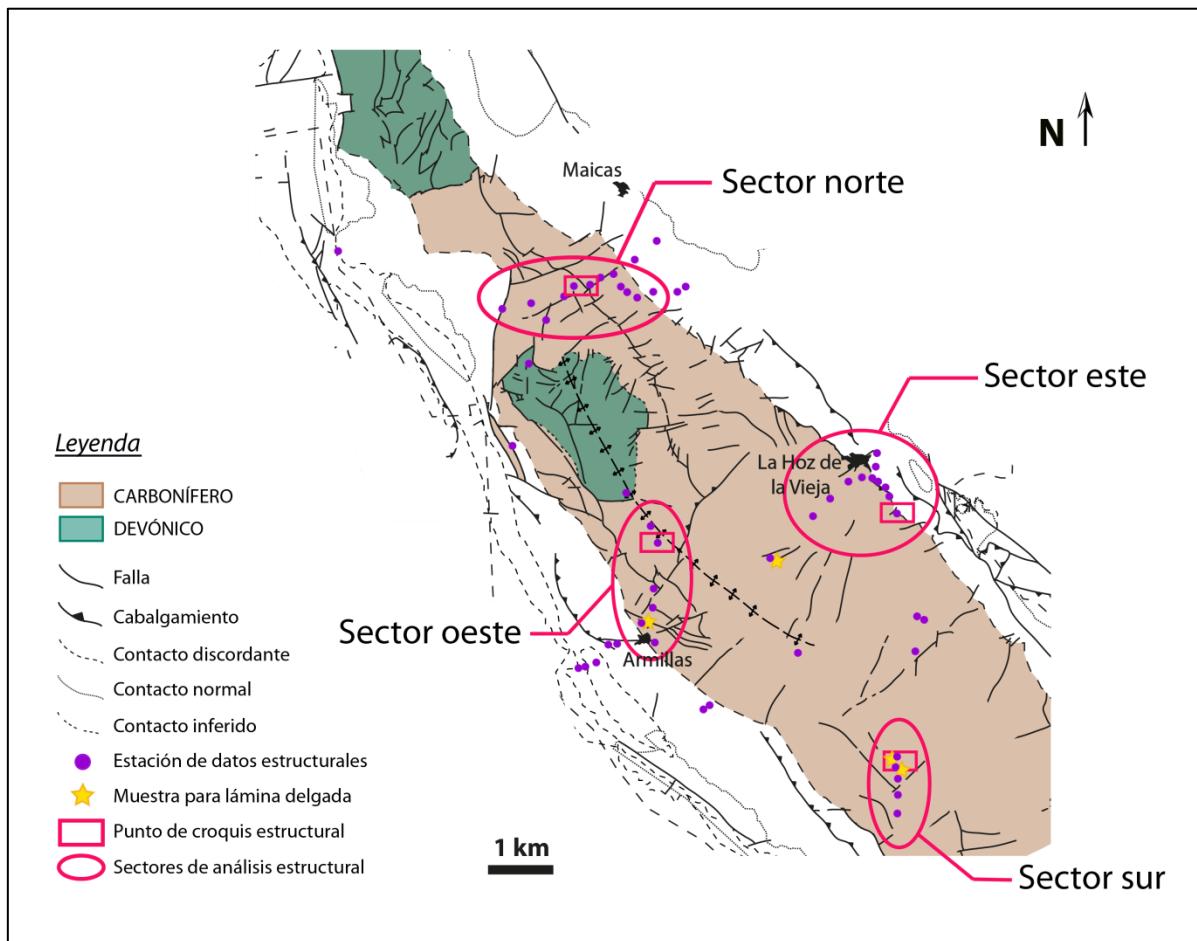


Fig 4. Distribución de los sectores de estudio y localización de las estaciones de observación (modificado de Torres, 1989, y Carls, 1975)

Como se ha mencionado anteriormente, se ha elaborado el estudio por sectores para poder analizar las estructuras en detalle. De esta forma, el análisis geométrico de las estructuras y la relación entre ellas han permitido definir tres fases de deformación, a la que se asocian distintos tipos de estructuras y mecanismos de deformación. En la figura 12, al final de este apartado, se representan el conjunto de los datos estructurales para los cuatro sectores seleccionados. No se trata de estereogramas sintéticos ya que existen varias estaciones de observación que quedan fuera de los sectores. Con esta figura se pretende obtener una

visión general de las estructuras dependiendo de dónde estén localizadas respecto al anticlinal alpino.

Primera etapa de deformación

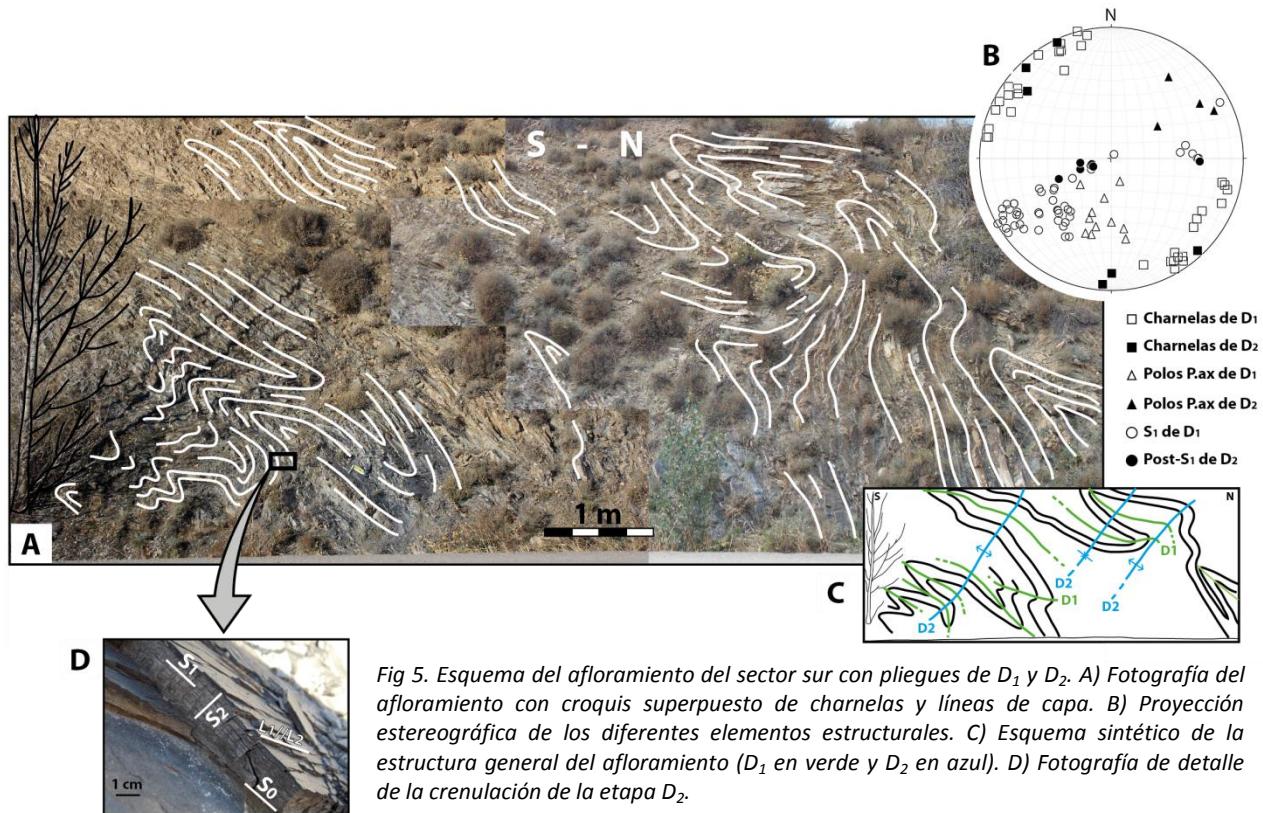
Dentro del sector sur se identifican 5 estaciones de observación caracterizadas por una alternancia de areniscas y grauvacas y por la presencia de sills riolíticos. El afloramiento más importante de este sector, y representativo de toda la zona de estudio, está constituido por una estructura de escala decamétrica en la cual se observa una secuencia de dos eventos deformacionales (D_1 y D_2), ambos compresivos, generándose una familia de pliegues en cada uno de los eventos (Fig. 5).

El evento de deformación D_1 , correspondiente, al parecer, a la primera gran etapa de deformación hercínica, está constituido por un conjunto de pliegues muy apretados, acostados o tendidos, con esquistosidad paralela muy penetrativa de plano axial (S_1). Aunque hay que tener en cuenta que las numerosas etapas de deformación que se han sucedido después (tanto hercínicas como alpinas) han modificado las orientaciones iniciales provocando una clara dispersión. Estos pliegues presentan una orientación preferente NW-SE con vergencia SW.

La dirección de la esquistosidad, al igual que la de los pliegues, es NW-SE, con desviaciones locales debido a deformaciones posteriores (D_2). La lineación de intersección L_1 (entre S_1 y S_0) presenta, al igual que los pliegues, inmersiones variables hacia el NW o SE. Las líneas de charnela de los pliegues de esta etapa de deformación presentan inmersión tanto hacia el NW como al SE.

El hecho del mencionado paralelismo que tienden a mostrar la S_0 y S_1 junto con la evidencia de charnelas muy engrosadas (geometría variable según cada capa, entre las clases 2 y 3 según Ramsay, 1967) (véase figura 5), sugiere que nos encontramos ante pliegues isoclinales y muy apretados en los que las zonas de charnela están muy restringidas en comparación con las del flanco.

Presenta, por tanto, todas las características de los pliegues de aplastamiento, con los que se desarrolla de forma sincrónica la esquistosidad continua S_1 . Este estilo de pliegues es bastante común en las primeras generaciones de pliegues de muchas zonas del Macizo Ibérico.



Algunos pliegues más de D₁ con S₁ de plano axial han sido observados asimismo en otros puntos de la zona de estudio. En el sector norte por ejemplo, caracterizado por alternancias de areniscas, limolitas y lutitas con intercalaciones pizarrosas, se advierten pliegues de aplastamiento pertenecientes a D₁ afectados por fallas, las cuales muestran una coherencia cinemática tal que permite pensar que existe una relación genética entre dichas fallas y los pliegues (Fig. 6). Dichas fallas bien podrían haber sido reactivadas en alguna etapa de deformación posterior, siendo, originalmente, pequeños cabalgamientos coetáneos al plegamiento. En este afloramiento, el buzamiento de la S₁ es menor a la de la S₀, lo cual indica que nos encontramos ante un flanco invertido de una estructura de orden mayor.

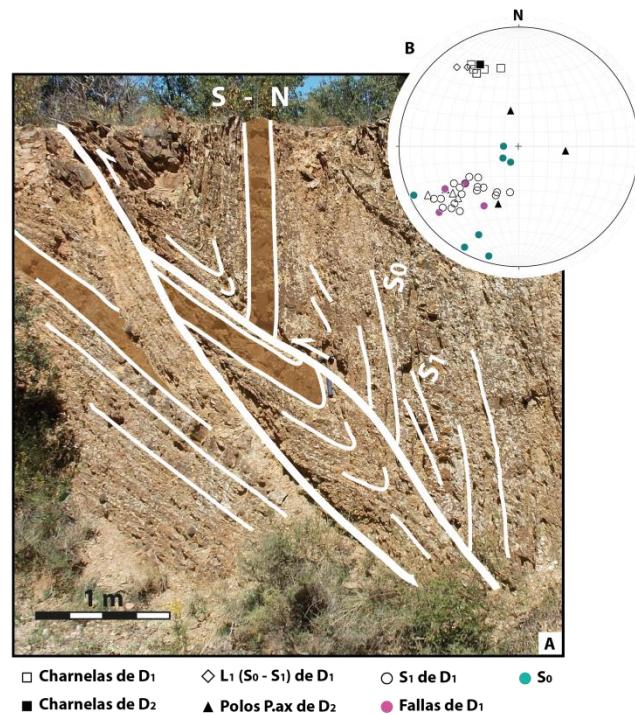


Fig. 6. Esquema del afloramiento del sector norte con pliegues de D₁. A) Fotografía del afloramiento con croquis superpuesto de charnelas, fallas y líneas de capa de S₀ y S₁. B) Proyección estereográfica de los diferentes elementos estructurales.

La orientación de este pliegue sigue siendo NW-SE con vergencia sur, aunque la orientación es mucho más norteada que la de los pliegues del sector sur, localizado en el extremo opuesto de la zona de estudio. Este hecho podría deberse tanto a la heterogeneidad de la deformación como a la dispersión sufrida por etapas deformacionales posteriores.

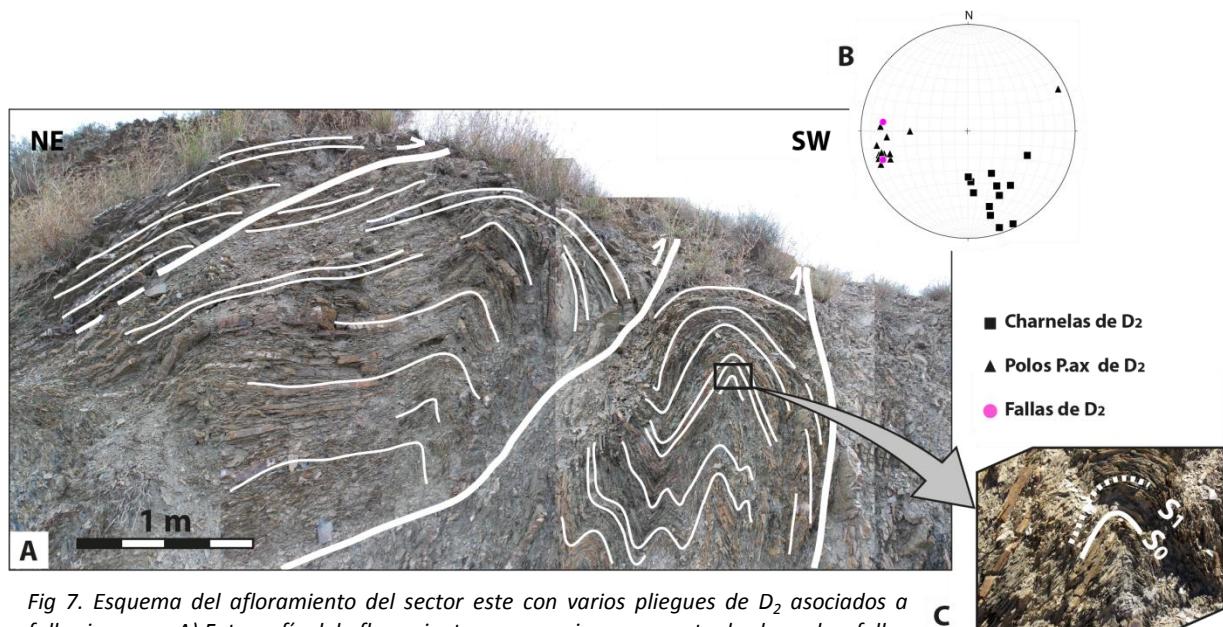
Segunda etapa de deformación

La segunda etapa de deformación, tal y como sugiere la geometría de los pliegues en sección transversal, está representada por pliegues de flexión y aplastamiento acompañados por cabalgamientos y fallas inversas coherentes con los pliegues. La geometría de estos pliegues es distinta a la de los anteriores: en algunos casos son prácticamente isopacos (clase 1B de Ramsay, 1967, para las capas duras) y en otros presentan una charnela ligeramente engrosada (tipo 1C de Ramsay en las capas blandas) (Fig. 7).

La orientación de estos pliegues es NNW-SSE con vergencia W o E y buzamientos variables de las superficies axiales (en torno a los 30º para el sector sur, al sur de la zona, y casi verticales para el sector norte, en el área septentrional) (véanse figuras 5 y 7). En algunas zonas (sectores este y norte), algunos pliegues presentan una orientación más norteada (véase figura 5, 7 y 10). Esto bien puede deberse a la heterogeneidad de la deformación. Sin embargo cabe destacar que la orientación de las fallas D₂ de toda la zona de estudio son cinemáticamente coherentes y presentan una orientación preferente NNW-SSE con buzamientos en general altos tanto hacia el NE como hacia el SW debido, seguramente, a una dispersión provocada por un replegamiento posterior (post-hercínico o alpino) (Fig. 8).

Los pliegues de D₂ se encuentran superpuestos a los de la etapa anterior, deformándolos. Están asociados a una esquistosidad discontinua de tipo crenulación, paralela al plano axial (S₂) y que se encuentra localizada en las charnelas internas de los pliegues, afectando a la esquistosidad de la etapa anterior (véase figura 5).

Al igual que en los pliegues de la primera etapa de deformación, las líneas de charnela presentan inmersión tanto hacia el NW como hacia el SE. En el sector este, sin embargo, representado por niveles centimétricos de pelitas y arenitas, la mayoría de las charnelas de D₂, situadas al norte del anticlinal alpino, presentan una inmersión al SE (véase figura 7), en el flanco sur del anticlinal, sectores sur y oeste, las charnelas presentan inmersiones al NW (véanse figuras 5 y 10).



En la figura 7 se representa un conjunto de pliegues pertenecientes a esta etapa, correspondiente a un afloramiento de escala métrica del sector este, donde se pueden observar las características descritas. En este afloramiento los pliegues se encuentran asociados a pequeños cabalgamientos perfectamente coherentes geométrica y cinemáticamente y con vergencia al SW. Las charnelas de estos pliegues, así como las de la mayoría de los pliegues de este sector, presentan una inmersión al SE y se encuentran afectando tanto a la S₀ como a la S₁. Una característica de los pliegues de esta etapa es la de presentar geometrías en "S" o en "Z" en

función de su posición dentro de la macroestructura general (Fig. 9).

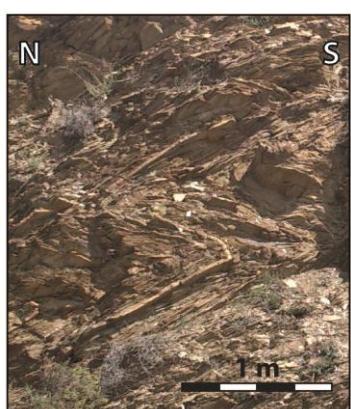


Fig. 9. Fotografía de ejemplo de un pliegue D₂ con geometría de tipo "S" en la estación 42 (sector norte)

En los materiales flyschoides del sector oeste, y probablemente asociadas a esta etapa de deformación tal y como sugieren los datos estructurales, se observan algunas zonas de cizalla semifrágil, con desarrollo de dúplex con planos de deslizamiento de carácter discreto y geometría sigmoidal, cuyo movimiento es sintético (mismo sentido) con la cizalla principal (Fig. 10).

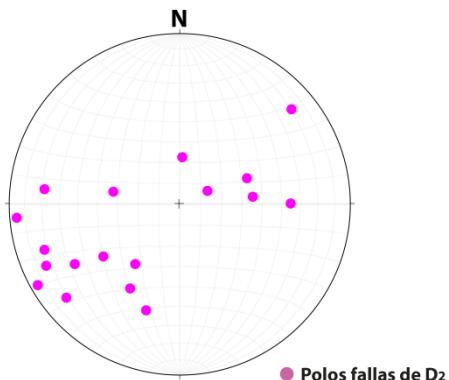


Fig. 8. Proyección estereográfica sintética de todas las fallas D₂ de la zona de estudio. Obsérvese la coherencia con la orientación de los pliegues de esta fase (NNW-SSE)

El plano de la cizalla principal de este afloramiento tiene vergencia SW, compatible con los pliegues de esta misma etapa medidos en este afloramiento.

Tercera etapa de deformación

Esta etapa está escasamente representada en la zona de estudio. Tan sólo se ha podido observar alguna estructura en un afloramiento al norte de toda la zona (sector norte) (Fig. 11). Dicho afloramiento está caracterizado por un conjunto de charnelas laxas y planos axiales subverticales con una orientación NE-SW.

Los pliegues de este afloramiento afectan, claramente, a pliegues de la etapa D₂ perteneciendo, por tanto, a una tercera etapa de deformación D₃. Esta interferencia de ambas generaciones de pliegues flexurales ha generado una estructura en “domos” y “cubetas” ya que, debido al carácter flexural de los pliegues de la segunda etapa, éstos no se repliegan como simples marcadores pasivos, sino que tienen una influencia sobre los pliegues posteriores, controlando su geometría y orientación. Los pliegues D₃ son marcadamente cónicos y muestran charnelas con fuerte inmersión condicionadas por el buzamiento del pliegue D₂ (véase figura 10). Esta geometría es consecuencia de la resistencia mecánica que ofrecen las charnelas D₂ ante un segundo plegamiento.

b) Aspectos microestructurales de la deformación hercínica

Para este trabajo se han recogido, en distintos puntos del área de estudio (véase figura 4), varias muestras para ser analizadas a partir de láminas delgadas con el objetivo de caracterizar la microfábrica de las rocas, sus mecanismos de deformación y la cronología relativa entre las distintas familias de estructuras.

Microfábrica de las rocas

La fábrica tectónica, o en este caso microfábrica tectónica de una roca se define como la ordenación interna, de sus elementos textureles y estructurales, adquirida por la deformación.

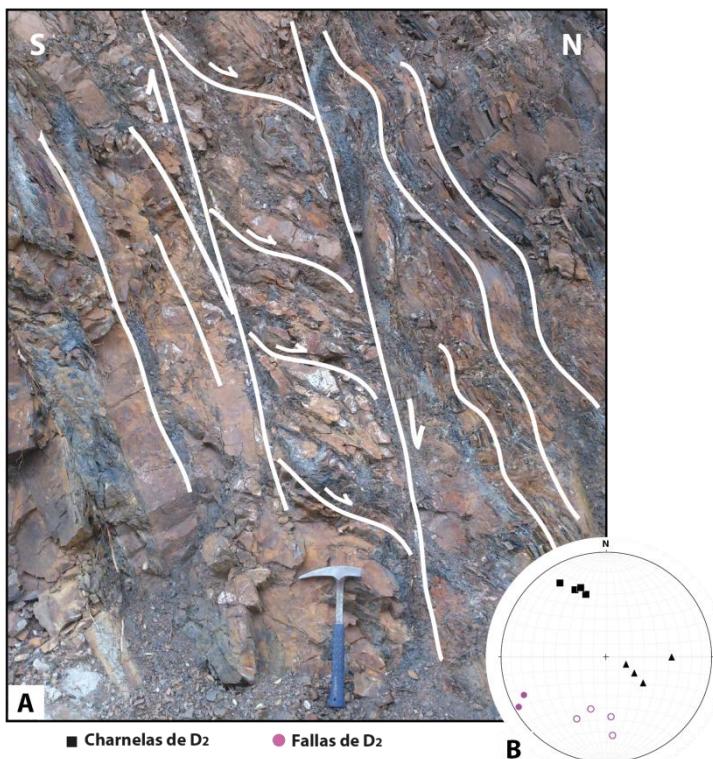


Fig 10. Esquema del afloramiento del sector oeste con estructuras dúplex de D₂. A) Fotografía del afloramiento con croquis superpuesto de los planos generales de cizalla y los planos sigmoidales de los dúplex. B) Proyección estereográfica de los elementos estructurales.

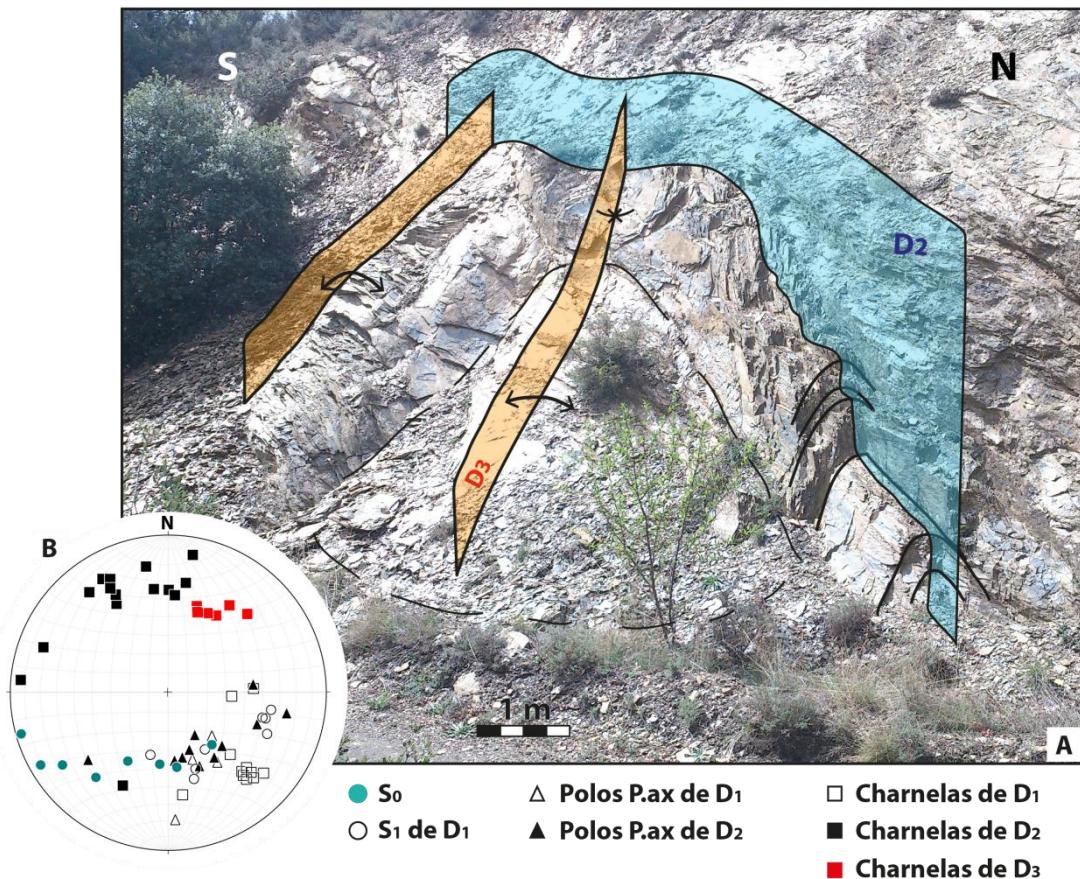


Fig 11. Esquema del afloramiento del sector norte con estructuras de “cartón de huevos” pertenecientes a la etapa D₃. A) Fotografía del afloramiento con croquis superpuesto del plano axial de D₂ (azul), de los planos axiales de D₃ (naranja). B) Proyección estereográfica de los diferentes elementos estructurales.

En lámina delgada, la estructura más penetrativa es una esquistosidad continua (S₁) muy penetrativa asociada a la etapa D₁. Esta esquistosidad viene definida por bandas submilimétricas con una orientación preferente muy marcada de los filosilicatos, indicios de recristalización y algunos cristales de cuarzo elongados con extinción ondulante (fig. 13 A). Los planos de esquistosidad S₁ son subparalelos a la estratificación, sin embargo, en algunos pocos casos se ha observado una oblicuidad entre ellos, lo que permite excluir un origen diagenético para esta esquistosidad (fig. 13 B). En cuanto a la relación con otras estructuras, la acomodación observada de S₁ en algunas zonas próximas a grietas de extensión (G₁) indica que dichas grietas son cronológicamente anteriores a esta esquistosidad (Fig. 14).

La esquistosidad continua S₁, por tanto, sugiere una deformación interna muy intensa acompañada por la dinámica de la recristalización asociada al aplastamiento dúctil.

Sector norte

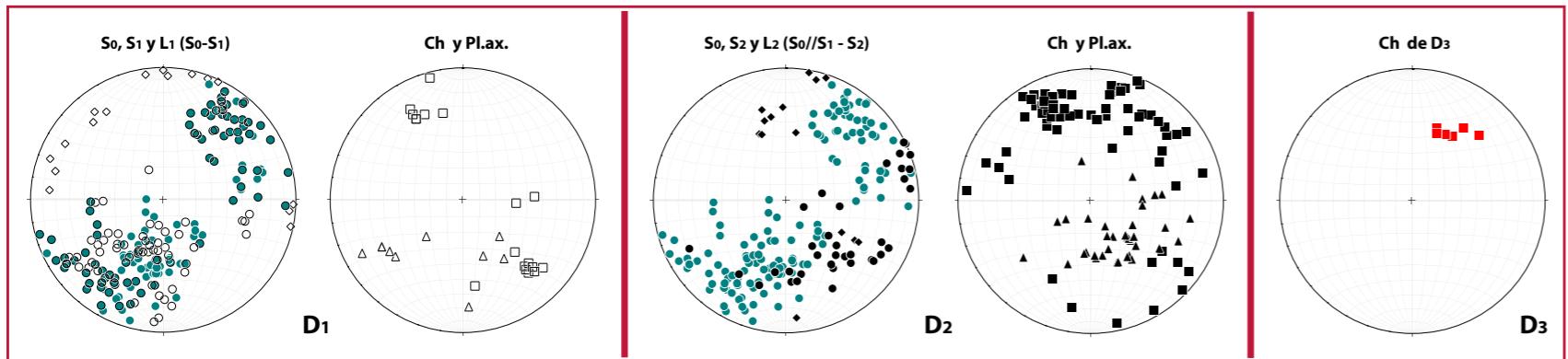
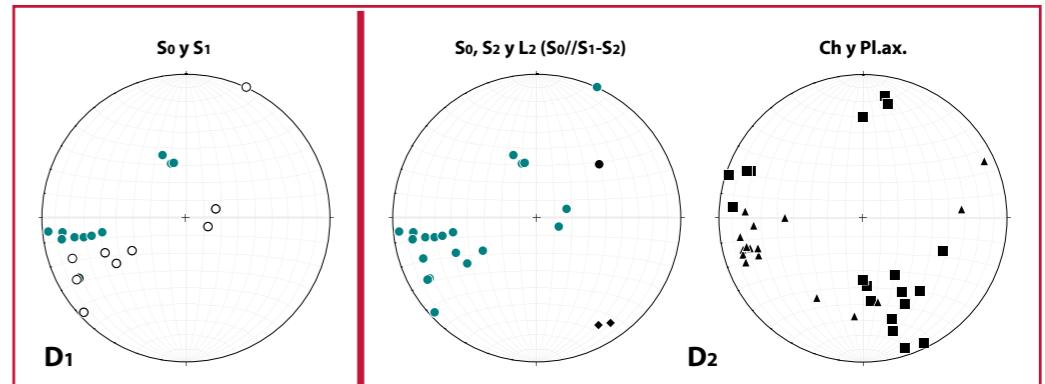
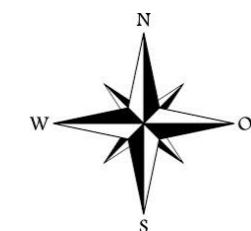
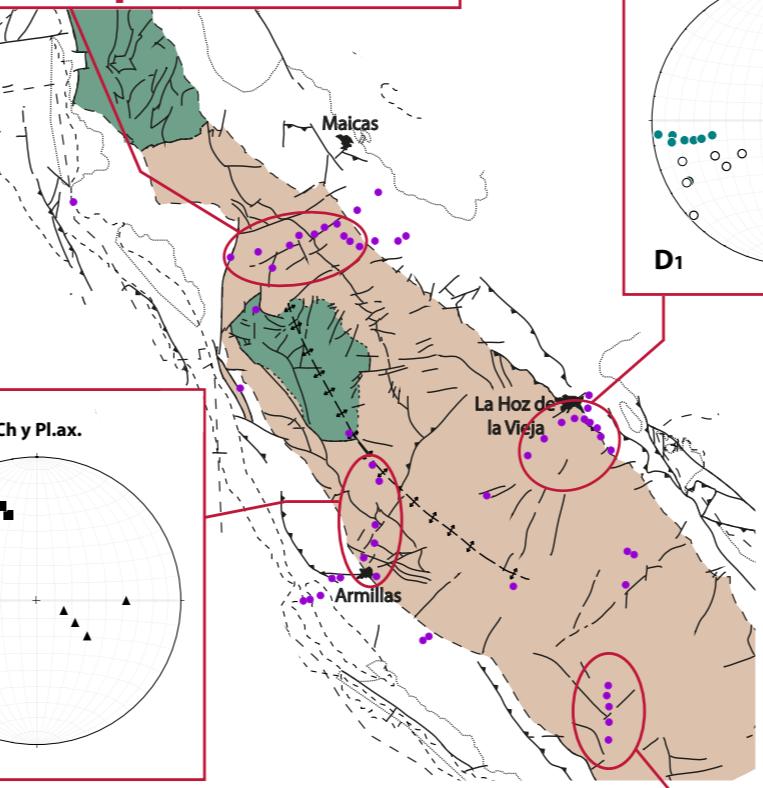
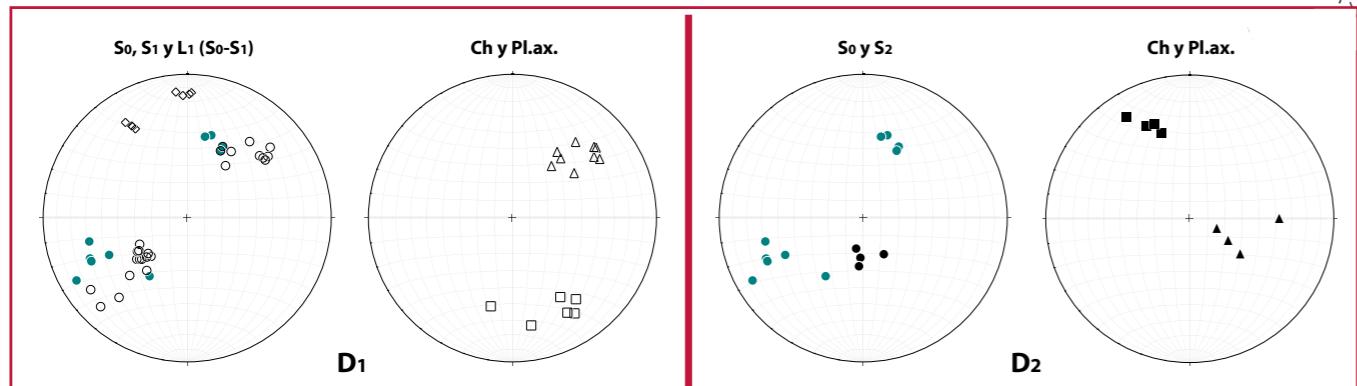


Fig 12. Representación en estereogramas de todos los datos estructurales en cada uno de los sectores

Sector este



Sector oeste



Leyenda cartográfica

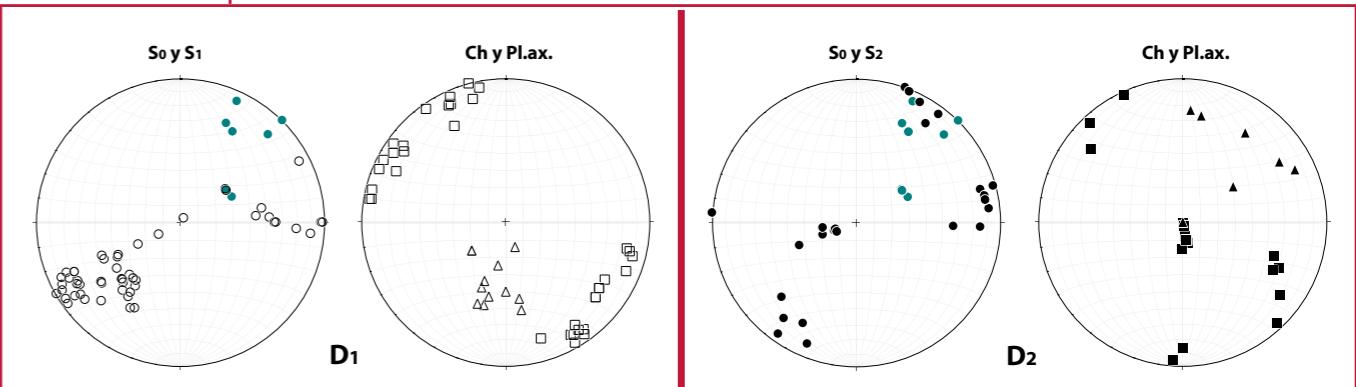
- CARBONÍFERO
- DEVÓNICO

- Falla
- Cabalgamiento
- Contacto discordante
- Contacto normal
- Contacto inferido
- Estación de datos estructurales

Leyenda estereogramas

- | D1 | D2 | D3 |
|-----------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|-------------------------|
| ● Polos S ₀ | ● Polos S ₂ | ■ Charnelas 2°F |
| ○ Polos S ₁ | ○ Polos S ₁ | □ Charnelas 3°F |
| □ Charnelas | ◆ L ₂ (S ₀ - S ₁) | △ Polos pl. axiales 2°F |
| ◇ L ₁ (S ₀ - S ₁) | △ Polos pl. axiales | |

Sector sur



5 km

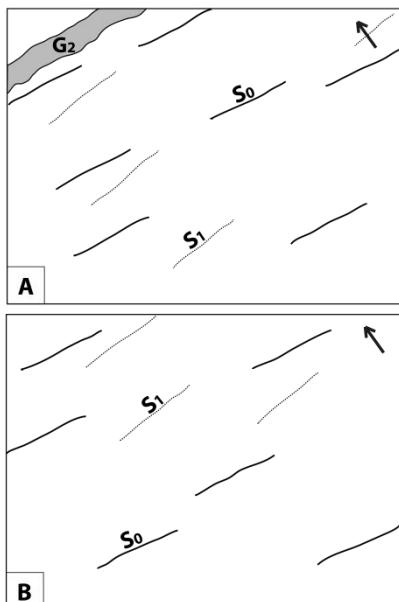
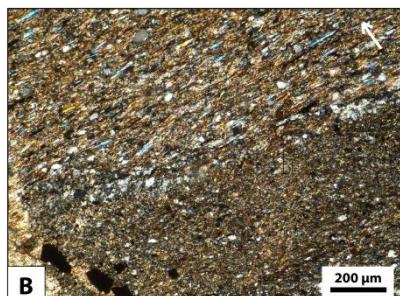
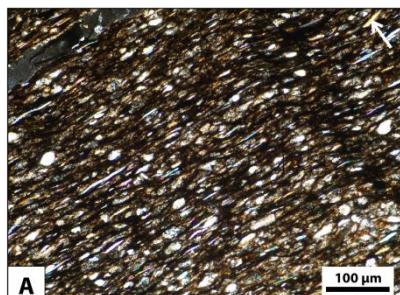


Fig 13. Microfotografía y esquema estructural de la microfábrica en una limolita de la estación 2 (Sector sur). A) La esquistosidad S₁ se presenta ligeramente oblicua a la estratificación y a la vez es cortada por una grieta cuarcítica (G₂). Nótese la marcada elongación de los cristales de cuarzo asociada a la deformación D₁. B) La oblicuidad entre la orientación de la S₀ y la S₁ pone de manifiesto de forma inequívoca el origen tectónico de la esquistosidad S₁.

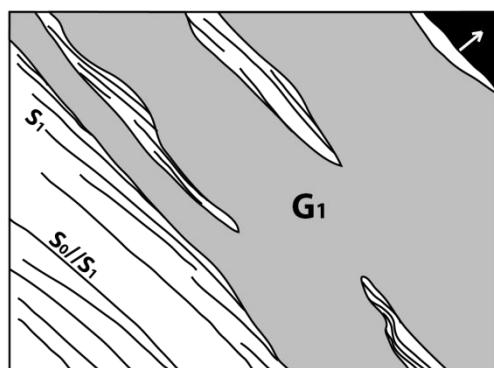
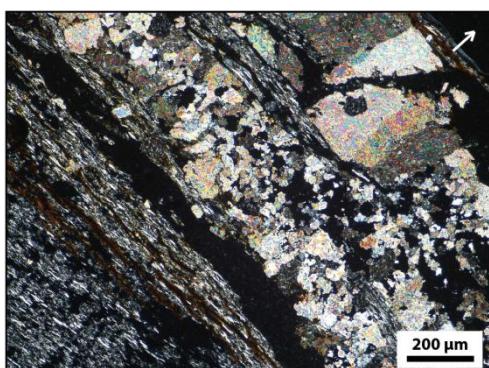


Fig 14. Microfotografía (nícoles cruzados) y esquema estructural de la acomodación de S₁ cerca de la grieta de extensión en una limolita de la estación 1 (Sector sur.)

Esta esquistosidad S₁ se encuentra afectada por otra esquistosidad discontinua de crenulación asociada (S₂) perteneciente a la etapa D₂. Se trata de una esquistosidad de crenulación asimétrica con un grado de penetratividad variable que se manifiesta por planos discretos en los que parece haber operado un mecanismo de presión – disolución que rompe la continuidad de la fábrica planar (crenulación discreta).

Se ha observado en algunas zonas una crenulación muy penetrativa mientras que en otras del mismo afloramiento aparece una esquistosidad de crenulación incipiente. Esto sugiere un desarrollo heterogéneo, con una deformación más o menos intensa que ha generado superficies de presión - disolución localizadas en flancos cortos de los micropliegues.

En lo que se refiere a la relación cronológica relativa entre los distintos tipos de estructuras frágiles y dúctiles observadas a escala microscópica, se han hallado evidencias que demuestran la intervención de, además de las dos etapas esquistosas D_1 y D_2 , otras tres eventos de carácter extensional al que se asocia la formación de distintas familias de grietas de extensión (G_1 , G_2 y G_3) (Fig. 15).

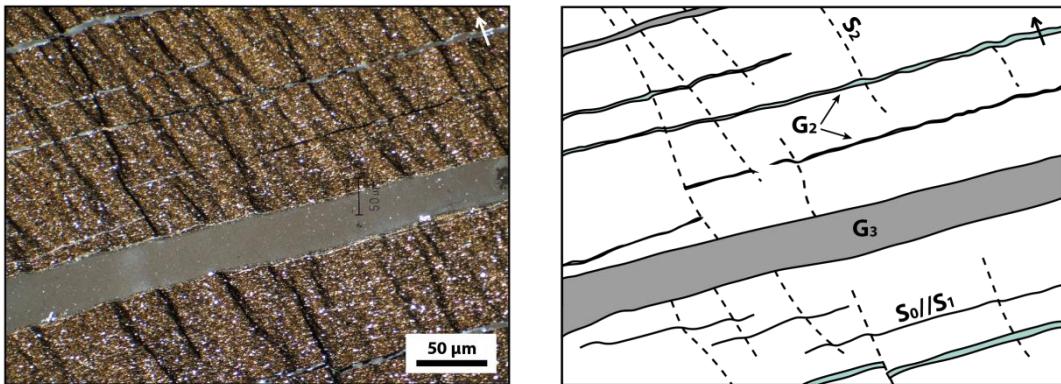


Fig 15. Microfotografía y esquema estructural donde se observa la relación cronológica entre las dos familias de esquistosidades (S_1 subparalela a la S_0 y S_{n+1}) y las familias de grietas de extensión.

Mecanismos de deformación

Los mecanismos de deformación operan tanto a escala de grano mineral como supragranular. En la esquistosidad S_1 se produce una transferencia de materia por presión-disolución-recristalización, que da lugar a un cambio de la forma del grano. La diferenciación en dominios, formados por láminas ricas en micas con una orientación muy marcada e intercaladas con granos de cuarzo lenticulares, es producto, fundamentalmente, de la disolución por presión. Este cambio progresivo de la forma externa de los granos avanza con el aplastamiento, lo que supone que la deformación puede estar acompañada por una cierta reducción de volumen.

En el caso de la crenulación discreta, el mecanismo fundamental es el microplegamiento de una anisotropía plana anterior. Este mecanismo conlleva un bandeadío composicional debido a la diferenciación mineralógica inducida nuevamente por presión-disolución. En las superficies de presión disolución se acumulan los minerales insolubles, dando lugar a bandas de cierto espesor.

c) Descripción y reconstrucción de la macroestructura hercínica

Para la realización de este apartado se ha elaborado un mapa estructural del macizo paleozoico (Fig. 16), a partir del cual se han realizado tres cortes geológicos para la

reconstrucción e interpretación de la macroestructura de la zona de estudio (Fig. 17). Además de los datos estructurales, para la elaboración del mapa estructural, y posterior realización de los cortes geológicos, se ha tenido en cuenta la propia geometría de los pliegues de escala de afloramiento ("s", "z" o "m"), la polaridad de la estratificación y las relaciones geométricas entre la estratificación y las distintas familias de esquistosidad.

En este proceso de reconstrucción de la macroestructura hercínica, además del carácter discontinuo de los afloramientos, un problema añadido ha sido la intensa fracturación tardihercínica y alpina, que enmascara la geometría original de las diferentes estructuras.

Como puede verse en los tres cortes geológicos, las estructuras estudiadas a escala de afloramiento son geométrica y cinemáticamente coherentes con los pliegues y cabalgamientos de escala cartográfica.

De esta forma, pueden observarse pliegues de primera fase con esquistosidad de plano axial asociada afectados por pliegues de segunda fase (cortes I-I' y II-II') que recuerdan a estructuras vistas a escala de afloramiento (véase figura 5).

Del mismo modo, según se ha interpretado en los cortes, pueden encontrarse en la macroestructura de la zona de estudio pliegues de segunda fase con esquistosidad de plano axial asociada deformados por pliegues de la tercera fase de deformación hercínica (corte III-III').

Desde el punto de vista geométrico, además del distinto grado de apretamiento de los pliegues de primera y segunda fase, destaca la diferencia entre las dimensiones de las macroestructuras de estas dos fases principales de deformación hercínica, decamétricas y hectométricas en el caso de los pliegues de segunda fase a kilométricas, en el caso de los de primera fase.

En el contexto general del conjunto de los tres cortes, la influencia de la Orogenia Alpina queda patente en la variación de vergencia de los pliegues hercínicos.

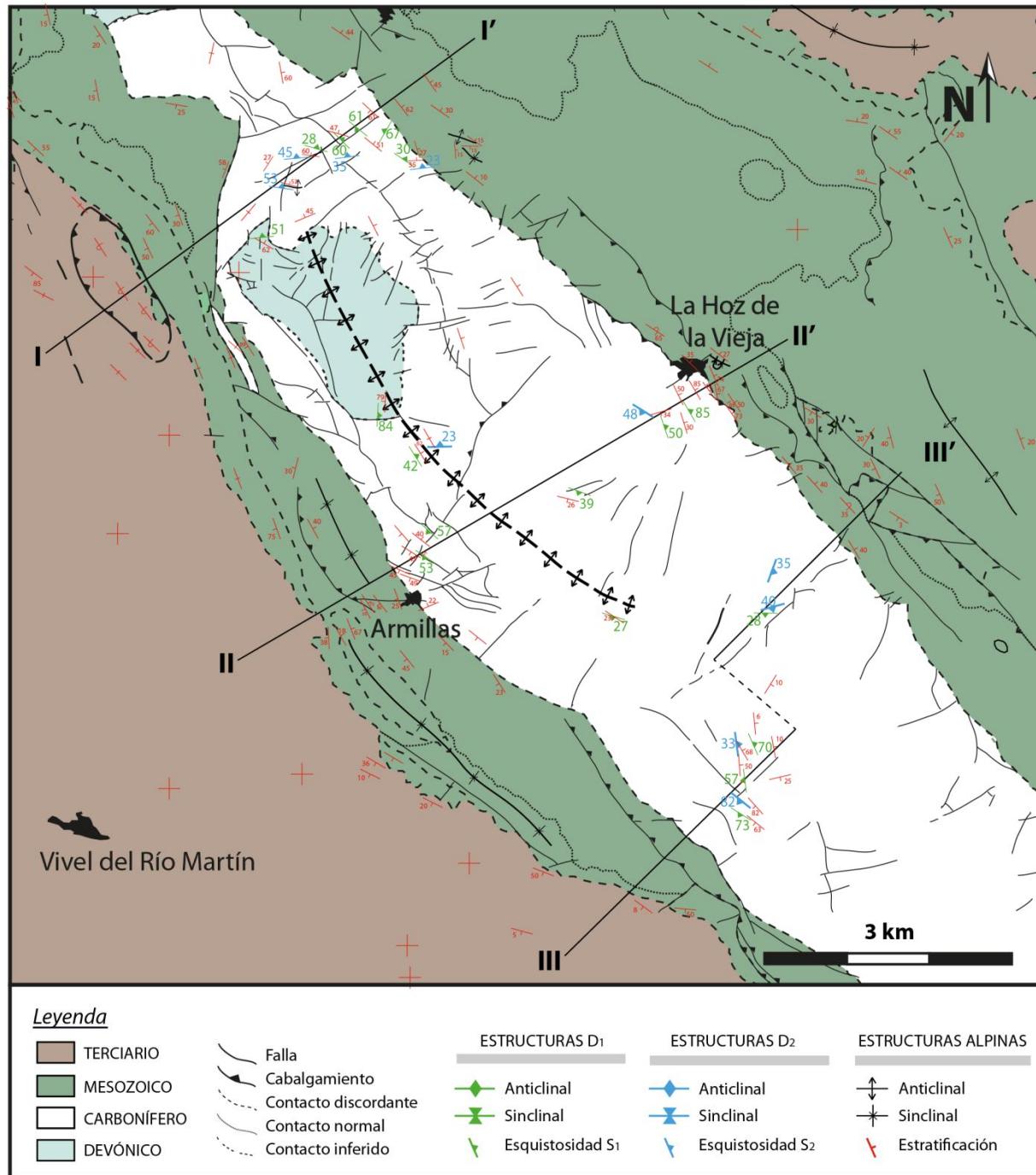


Fig 16. Mapa estructural realizado a partir de los datos estructurales tomados en campo (modificado de Torres, 1989, y Carls, 1975)

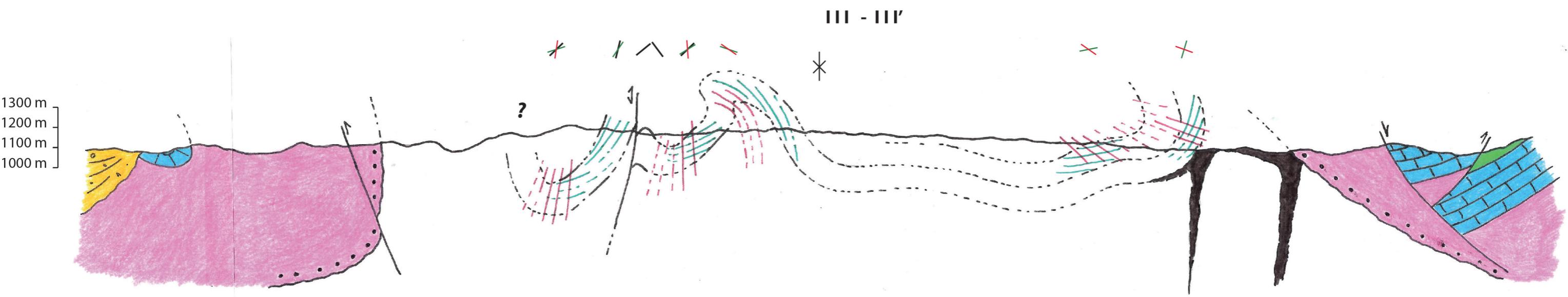
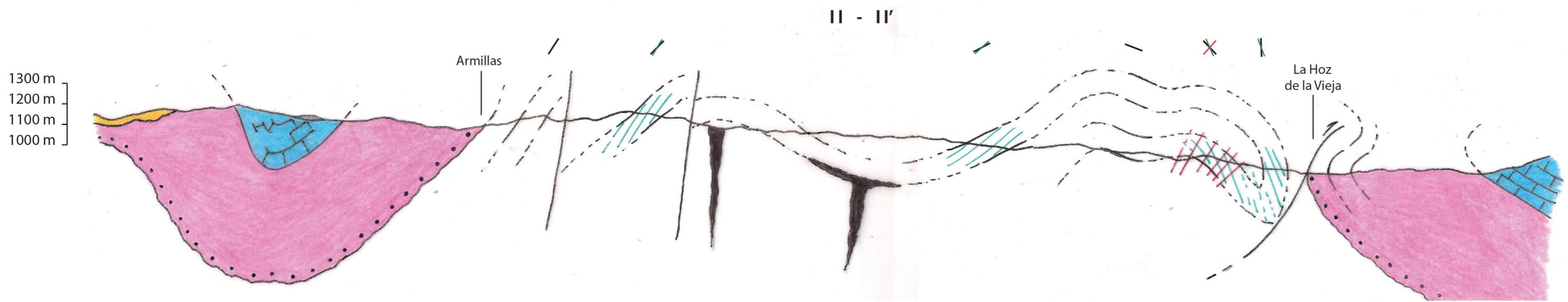
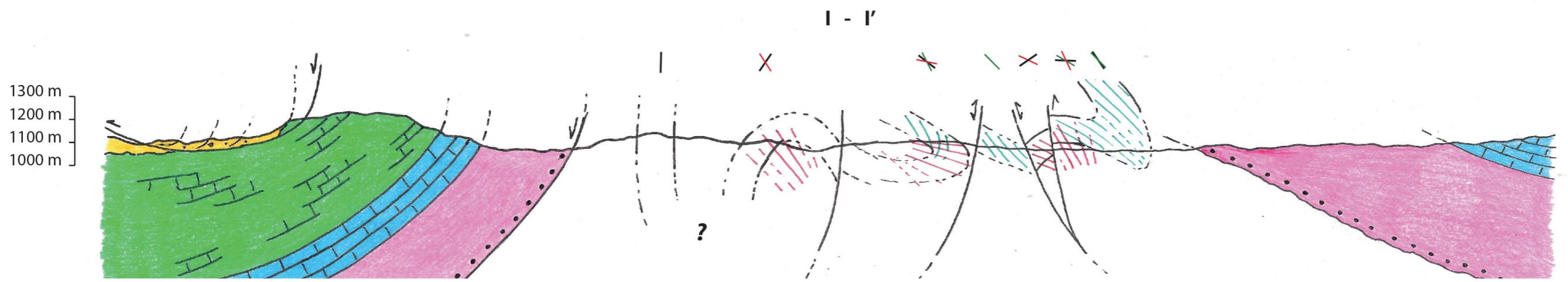


Fig 17. Cortes geológicos de la zona de estudio en los que se muestran la reconstrucción e interpretación de los pliegues hercínicos basados en la relación geométrica de los datos de estratificación y de las distintas familias de esquistosidades.

Datos de campo

S_0	—
S_1	—
S_2	—

4. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ESTRUCTURALES

El análisis estructural de los materiales paleozoicos del Macizo de Montalbán ha permitido establecer una secuencia de tres etapas de deformación, D_1 , D_2 y D_3 , caracterizadas por estructuras y mecanismos de deformación diferentes.

- Primera etapa de deformación (D_1). Está representada por pliegues muy apretados, marcadamente isoclinales y con una dirección preferente NW-SE (fig. 18A) e inmersiones variables al NW y SE, como consecuencia de las etapas de deformación posteriores. Estos pliegues vienen acompañados por una esquistosidad penetrativa de plano axial (S_1) asociada a mecanismos de recristalización orientada (combinado con disolución por presión) y deformación intracristalina. Esta esquistosidad muestra un elevado paralelismo con la estratificación, lo que sugiere que se trata de pliegues asociados a una elevada dosis de aplastamiento. Del mismo modo que las charnelas de los pliegues, la esquistosidad S_1 muestra un elevado grado de dispersión compatible con una dirección preferente de plegamiento NE-SW, responsable de los pliegues dominantes de orientación NW-SE (figura 18A).

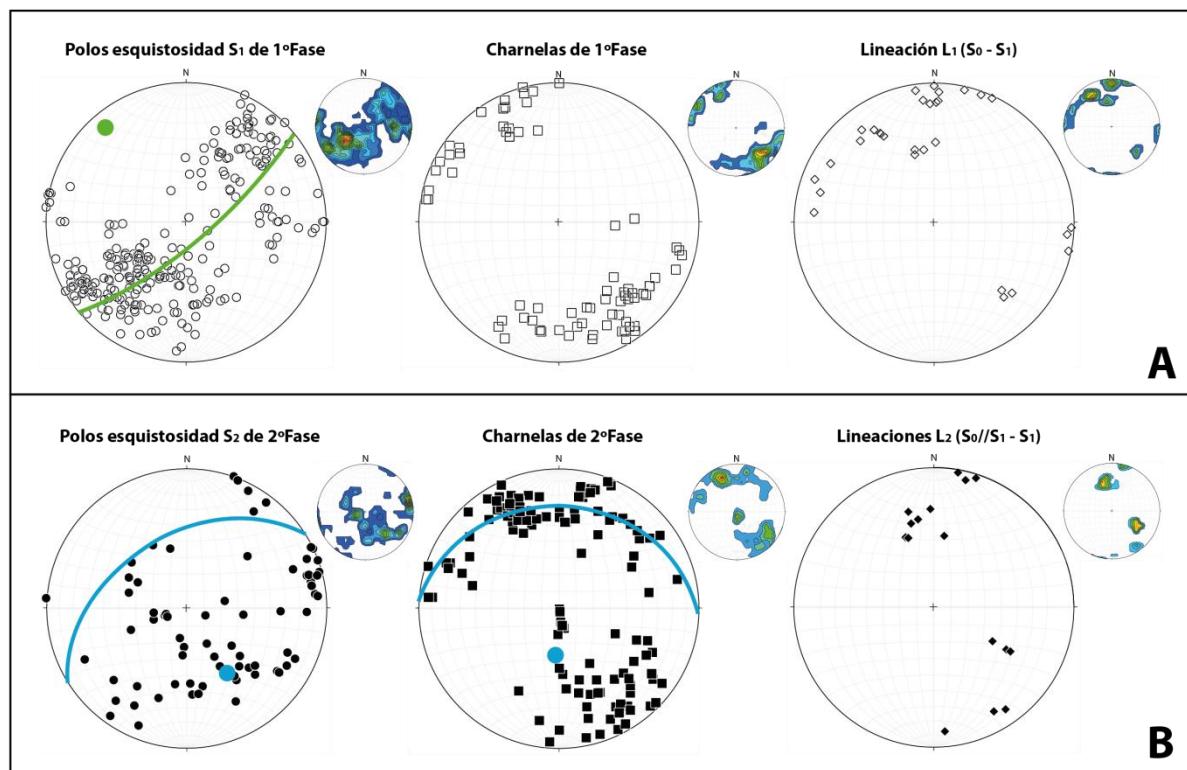


Fig 18. Representaciones estereográficas sintéticas de todos los datos estructurales tomados en campo. A) Datos de primera fase donde se ha representado también el plano de movimiento de la S_1 . B) Datos de segunda fase donde se han representado también el plano medio de la S_2 y el plano de dispersión de las charnelas de segunda fase.

De acuerdo con el diagrama t'/α de Ramsay (1967), los pliegues de la primera fase presentan geometrías de clase 2 para capas competentes y de transición a clase 3 para las capas incompetentes. Los valores del grado de aplastamiento para estos pliegues son $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1} = 0,1$ y $0,2$ (Figura 19). No se han identificado etapas de deformación anteriores a ésta, por lo que seguramente se trate de la primera etapa deformacional hercínica.

- Segunda etapa de deformación (D_2). En la zona de estudio, esta etapa está representada por pliegues marcadamente isopacos. Como muestra el estereograma sintético de la figura 18B, los pliegues de esta segunda etapa de deformación presentan una marcada dispersión con un máximo en posición NNW-SSE. Este carácter más norteado es evidenciado también por la orientación media de las lineaciones de intersección entre S_2 y S_0 . Como muestra el estereograma, se advierte una dispersión preferente de las líneas de charnela en torno a un plano medio de orientación ENE-WSW que, a su vez, coincide con la orientación del plano medio de la esquistosidad S_2 . Dentro de él, la dispersión de las líneas de charnela se explica teniendo en cuenta que esta lineación afecta a una S_0 previamente plegada. De acuerdo con el diagrama t'/α de Ramsay (1967) (fig. 19), los pliegues de la segunda fase muestran características propias de pliegues de flexión y aplastamiento asociados a una deformación marcadamente heterogénea. De este modo, los pliegues muestran geometrías tanto de clase 1c, en capas incompetentes, como de clase 1b en capas competentes. Los

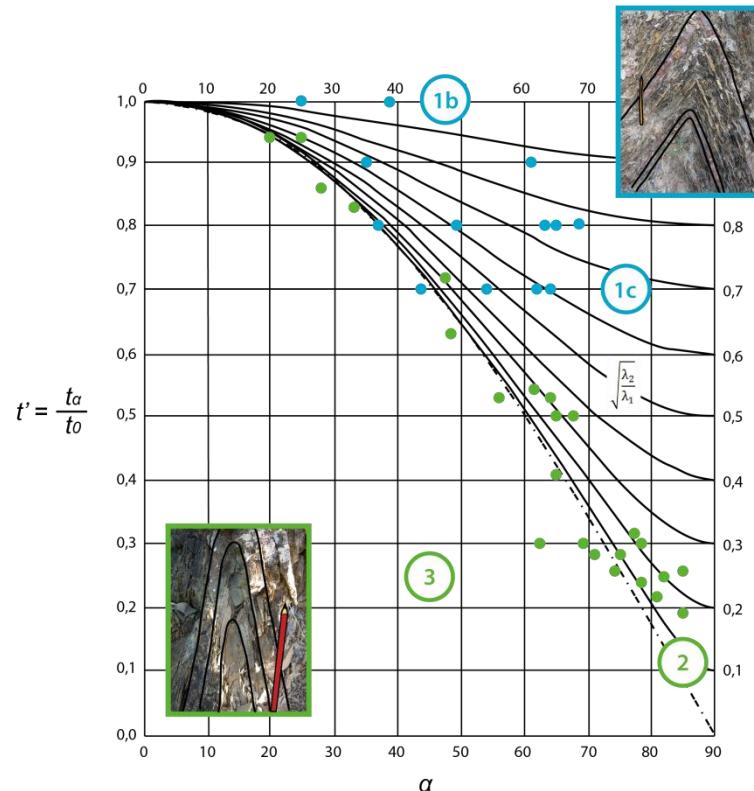


Fig 19. Diagrama t'/α de Ramsay (1967) para los pliegues de la primera (en verde) y segunda etapa (en azul). Los pliegues seleccionados para su realización son representativos de cada etapa y están repartidos por toda el área de estudio.

valores del grado de aplastamiento para estos pliegues muestran una mayor dispersión con valores que varían entre $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1} = 0,4$ y $0,8$, con un valor promedio sensiblemente inferiores a los obtenidos para los pliegues de la primera fase de deformación. Estos pliegues vienen acompañados por una esquistosidad de crenulación. Este tipo de esquistosidad (esquistosidad discontinua) junto con los mecanismos de deformación dominantes (presión-disolución) apuntan a unas condiciones de deformación dúctil-frágil. Por lo que se refiere al modelo de superposición entre los pliegues de primera y segunda fase (Ramsay, 1967), los valores de α (ángulo entre los ejes de ambas familias de pliegues) y β (ángulo entre el polo del plano axial de la primera familia y el “transporte tectónico” de la segunda) son, respectivamente, menor a 20° y menor a 70° , dando lugar a las formas típicas, en corte, de pliegues en “gancho” o “zigzag”, característicos de pliegues Tipo 3 de la clasificación de Ramsay (1967) para pliegues pasivos s.l. (véase figura 5).

- Tercera etapa de deformación (D_3): esta escasamente representada en la zona de estudio y se caracteriza por pliegues rectos cuyos ejes tienen una orientación NE-SW. Debido a los escasos datos estructurales que se han podido recoger, ha sido imposible un estudio más exhaustivo de esta etapa de deformación. Sin embargo, según la clasificación de Thiessen y Means (1980), los pliegues de la tercera etapa son de tipo 2, es decir, los pliegues D_2 que se encuentran afectados por estos pliegues presentan la charnela y el plano axial plegados. Según fueron definidos este tipo de superposición, los pliegues de Tipo 2 de esta clasificación están caracterizados por tener un tamaño similar o incluso menor que los pliegues de la etapa anterior. Simón (2003) elabora una subdivisión de los tipos de Thiessen y Means obteniendo una clasificación más general que permite incluir los modelos clásicos de Ramsay y los específicos del plegamiento flexural. Teniendo en cuenta esta nueva clasificación y atendiendo a las características geométricas del afloramiento, podemos afirmar que se trata de un modelo de superposición de

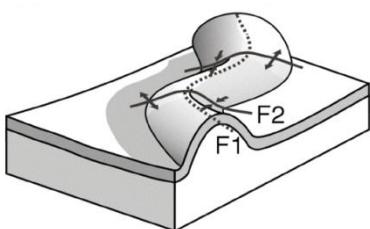


Fig 20. Modelo tipo 2a de superposición de pliegues según la clasificación de Simón (2003) (Figura tomada de Simón, 2003)

pliegues de tipo 2a según la clasificación de Simón (2003), que se caracteriza por pliegues cónicos específicamente ligados al mecanismo de flexión (Fig. 20). La charnela sinuosa resultante de la superposición no es la charnela original de D_2 deformada sin más, sino que es en realidad una línea nueva creada por migración y sustitución de la charnela anterior.

A partir de los resultados obtenidos es posible establecer una secuencia de acontecimientos tectónicos para el sector NW del Macizo de Montalbán caracterizado por la sucesión de, al menos tres etapas de deformación hercínica en las que las direcciones de acortamiento regional varían de NE-SW (1^a etapa) a ESE-WNW (2^a etapa) y, finalmente a NW-SE. Por supuesto, la disposición actual de las distintas estructuras queda condicionada por las etapas de deformación alpina (Fig. 21). El predominio de la orientación NW-SE sugiere, además, el gran control estructural ejercido por grandes fracturas hercínicas y tardihercínicas.

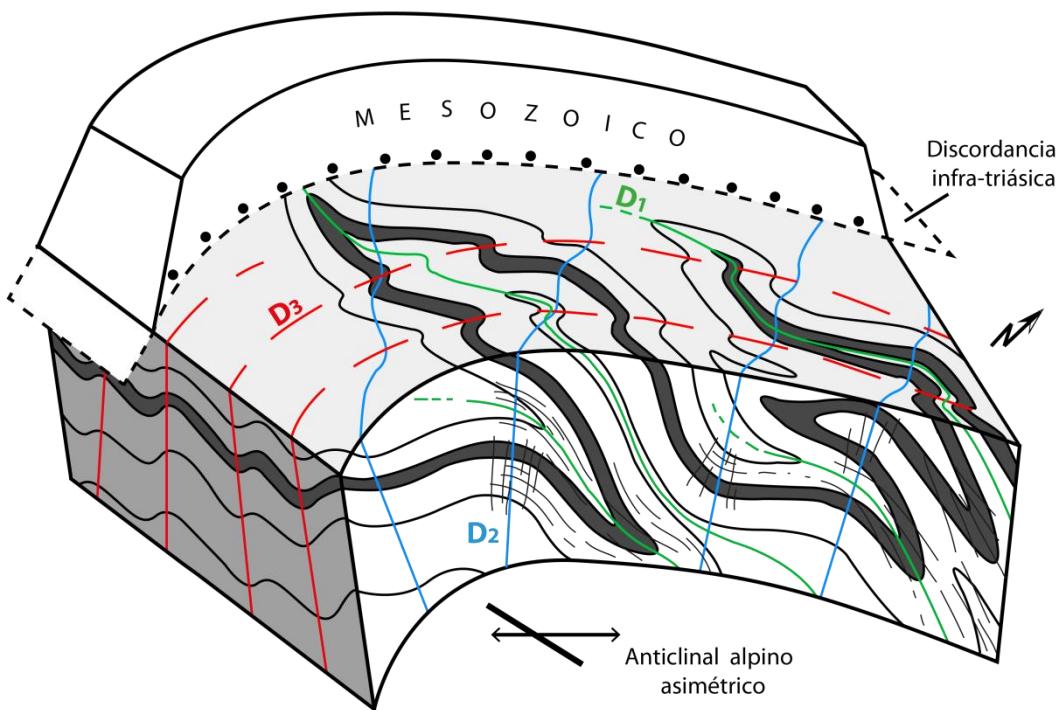


Fig 21. Bloque diagrama interpretativo de las relaciones entre las meso- y las macroestructuras en el macizo paleozoico de Montalbán.

En relación a la conexión de la zona de estudio con el contexto tectónico regional del Macizo Ibérico, como se ha indicado, el estilo estructural y los complejos patrones de deformación que caracterizan a las etapas de deformación de la zona de estudio son comparables con los definidos en otros puntos de la Cordillera Ibérica, como por ejemplo, la Rama Castellana, la Sierra de la Demanda o en la Unidad de Herrera ((Vilchez, 1984 y Tejero, 1987), todas ellas perfectamente comparables con la evolución de la deformación hercínica en la Zona Asturoccidental-Leonesa.

Desde el punto de vista estructural, la Zona Cantábrica (ZC) está representada por estructuras de despegue, mantos y cabalgamientos, acompañados de pliegues y fallas en

gran parte posteriores a los mantos. La Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), por su parte, está caracterizada por estructuras producidas durante tres etapas hercínicas deformacionales (Tejero y Capote, 1987). La primera fase está caracterizada por grandes pliegues acostados con esquistosidad de plano axial con orientaciones NW-SE. En la segunda fase se desarrollan pliegues a los que se les asocia esquistosidad de crenulación, cabalgamientos homoaxiales a los pliegues y zonas de cizalla. La tercera fase pliega las estructuras anteriores según grandes pliegues abiertos (Tejero y Capote, 1987).

Teniendo en cuenta las diferencias estructurales entre la ZAOL y la ZC, podemos afirmar que la evolución de la deformación hercínica descrita en nuestra zona de estudio parece ser similar a la de los afloramientos paleozoicos de la Zona Asturoccidental-Leonesa.

5. CONCLUSIONS

The Paleozoic series in the NW sector of the Montalbán Massif, are represented by turbidites sandstones and bituminous shales of Upper Carboniferous age, have a tectonic fabric result of the superposition of three Hercynian deformational phases.

The first deformation phase (D_1) gave rise to very flattened recumbent folds with associated axial-plane continuous cleavage, associated with incipient recrystallization and intracrystalline deformation. The geometry of these folds (Class 2 and 3 according to Ramsay, 1967) and the cleavage type suggest a high degree of flattening. The average orientation of the axial planes of these folds is NW-SE.

In the second deformation phase (D_2), highly isopach folds are generated, linked to buckling with small rate of flattening. A discontinuous axial-plane crenulation cleavage is also developed. Locally, the folds are associated with metric and decametric-scale reverse faults. The geometry of these folds (Class 1b and 1c according to Ramsay, 1967), the type of cleavage and the presence of other associated structures (thrusts and reverse faults), reveal a more fragile nature of the deformation. The average orientation of these folds is NNE-SSW, slightly oblique to the previous folds. The pattern of superposed folding involving the stages D_1 and D_2 corresponds to Type 3 of Ramsay (1967) for passive folds.

The third deformation phase (D_3) is poorly represented in the study area. It is characterized by straight flexural folds, without associated cleavage and with a geometry clearly controlled by the folds of the previous phase. The interference between the D_2 and D_3 folds gives rise to a typically geometry of "dome" and "troughs". The preferred orientation of these folds is NE-SW.

The structural style that characterizes the three stages of Variscan deformation recognized in the NW sector Montalbán Massif (geometry of structures and deformation mechanisms) and their relative chronology, are correlated with the sequence obtained in other parts of the Asturian-Leonese Zone of the Iberian Massif, in which the main structural NW-SE trend is attributed to the effect of the first and second coaxial deformation phases.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Ansón Sánchez, M. y Gil Imaz, A. (2013): Las deformaciones del zócalo hercínico de la Sierra de Espadán (Cordillera Ibérica suroriental, Castellón, España). *Geogaceta*, 53: 45-48.
- Alvaro, J.J., Bauluz, B., Gil Imaz, A., Simón, J.L. (2008): Multidisciplinary constrains on the Cadomian compression and early Cambrian extension in the Iberian Chains, NE Spain. *Tectonophysics*, 461: 215-227.
- Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A., Alberto, S. (2001): *La geología del Parque Cultural del Río Martín*. Colección Parque Cultural del Río Martín. Zaragoza, 171 p.
- Canerot, J., Crespo Zamorano, A., Navarro Vázquez, D. (1977): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 493 (Montalbán). IGME, Madrid.
- Capote, R. y González Lodeiro, F. (1983): La estructura herciniana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. En: Libro Jubilar, J.M. Ríos. *Geología de España, Tomo I*, (J. Comba, ED). IGME, Madrid, 513-529.
- Carls, P. (1983): La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: Libro Jubilar, J.M. Ríos. *Geología de España, Tomo III*, (J. Comba, ED). IGME, Madrid, 11-32.

- Casas, A.M., Cortés, A.L., Liesa, C.L., Meléndez, A., Soria, A.R. (1997): Estructura del borde N. De la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 243-268.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., Nalpas, T. (2000): Syntectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinámica Acta*, 1-17.
- Ferreiro, E., Ruiz, V., Lendínez, A., Lago, M., Meléndez, A., Pardo, G., Ardevol, L., Villena, J., Hernández, A., Álvaro, M., Gómez, J.J., Carls, P. (1991): Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja nº 40 (Daroca). ITGE, Madrid.
- Guimerà, J., Álvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compresión alpine dans la Chaîne Iberique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 8: 339-348.
- González, A. (1989): *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 507 p.
- Hernández Samaniego, A., Olivé Davó, A., Pardo Tirapu, G., Villena Morales, J., Moissenet, E. (1983): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 491 (Calamocha). IGME, Madrid.
- Julivert, M. (1983): La estructura de la Zona Asturoccidental-Leonesa. En: Libro *Jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I*, (J. Comba, ED). IGME, Madrid, 381-408.
- Martín Fernández, M., Canerot, J., Linares-Rivas, A. (1977): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 492 (Segura de los Baños). IGME, Madrid.
- Quarch, H. (1975): Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums im sattel von Montalbán (Östliches Iberische Ketten, NE Spanien). *Geologisches Jarhbuch*, 16: 3-43.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Company, New York, 568 p.
- Simón Gómez, J.L. (1986): Sobre las deformaciones del paleozoico en el macizo del Desierto de las Palmas (Castellón). *Estudios Geológicos*, 42 (6): 407-414.
- Simón, J.L. (2000). *Apuntes de análisis estructural*. Universidad de Zaragoza, 130pp.

- Simón, J., Gonzalvo, C., Martínez, B., Arlegui, L.E. (2003): *Exploramos el Parque Geológico de Aliaga*. Centro para el Desarrollo del Maestrazgo de Teruel. Universidad de Zaragoza: 52 pp +CD.
- Tejero, R. (1987): *Tectónica de los macizos paleozoicos al NE de Calatayud. Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincia de Zaragoza)*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 320 pp.
- Tejero, R. y Capote, R. (1987): La deformación hercínica en los materiales paleozoicos nororientales de la Cordillera Ibérica. *Estudios geológicos*, 43: 4
- Thiessen, R.L., Means, W.D. (1980): Classification of fold interference patterns: a re-examination. *Journal of Structural Geology*, 2: 311–316.
- Torres, J.A. (1989): *Estudio petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial del magmatismo calco-alcalino, Stephanense-Pérmitico, en el Anticlinal de Montalbán (Provincia de Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Inédita, Universidad de Zaragoza, 528pp.
- Vilchez, J.F. (1984): *Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 94 pp. Inédita.