

Reactivación alpina de pliegues y fallas del zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica: Ejemplos de la Sierra de la Demanda y la Serranía de Cuenca

Alpine reactivation of variscan folds and faults in the Iberian Chain: Examples of the Sierra de la Demanda and the Serrania de Cuenca

LIESA CARRERA, C. L.; CASAS SAINZ, A. M.

The structure of the Variscan basement of the Iberian Chain conditioned the geometry and orientation of structures formed during the Alpine compression. In the Sierra de la Demanda, located in the north-western part of the Iberian Chain, the E-W Variscan folds re-activated during the Tertiary compression, bringing about the folding of the mesozoic rocks uncomformably lying on them. In some sites this folds broke, forming high-angle thrusts. In the Boniches anticline (Serranía de Cuenca), Tertiary folding was conditioned by the existence of NW-SE basement faults, that moved under transpression. Variscan folding directions did not influence here the Tertiary deformational geometry.

Key Words: Iberian Chain, Hercynian basement, Alpine compression, fold reactivation.

INTRODUCCION

La Cordillera Ibérica es una cadena alpina situada en el interior de la placa Ibérica, entre las dos cordilleras principales que constituyeron los límites de la placa durante el Terciario: los Pirineos y las Béticas. La Cordillera Ibérica se comporta durante la compresión terciaria como una cadena de zócalo y cobertera (ALVARO et al., 1979; CAPOTE, 1983), con un nivel de despegue importante al nivel del Triásico superior (facies Keuper). El zócalo está constituido por materiales paleozoicos, que comprenden desde el Precámbrico hasta el Pérmico, plegados durante la orogenia hercínica según direcciones que van desde E-W en el extremo NW de la cadena (Sierra de la Demanda) hasta NW-SE en los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa (figura 1) e incluso N-S. Además de estos pliegues aparecen también cabalgamientos con vergencia N a NE (CAPOTE y GONZÁLEZ LODEIRO, 1983). El zócalo hercínico aparece además fracturado por grandes fallas (de escala de varias decenas e incluso centenares de kilómetros) formadas al final de la orogenia hercínica (ARTHAUD y MATTE, 1975). Esta fracturación tardihercínica presenta una dirección dominante NW-SE, aunque también pueden aparecer otras orientaciones próximas a N-S y E-W (GUIMERA, 1988; GONZÁLEZ, 1990; CALVO, 1993).

Sobre el zócalo paleozoico aparecen en discordancia angular los materiales del Triásico inferior y medio (facies Buntsandstein y Mushelkalk) que funcionaron solidarios con el zócalo durante la deformación alpina. El Triásico superior, y en ocasiones las facies margosas del Muschelkalk (GUIMERA, 1988), consti-

tuido por margas, yesos y arcillas (en facies Keuper), con espesores que llegan a superar los 500 m, constituye el nivel de despegue regional de la estructuración alpina de la Cordillera Ibérica. La cobertera sedimentaria mesozoica está formada por rocas detríticas y carbonatadas sedimentadas durante el Jurásico y Cretácico (ALVARO et al., 1979). El espesor de esta cobertera varía fuertemente de unas áreas a otras, pudiendo llegar a alcanzar más de 10 km. La sedimentación durante esta etapa estuvo fuertemente controlada por las fallas de zócalo formadas durante la etapa tardihercínica (CANEROT, 1974).

De acuerdo con la interpretación de la Cordillera Ibérica como cadena de zócalo y cobertera los materiales hercínicos funcionarían como bloques de cierta rigidez compartimentados por las grandes fallas de basamento. No obstante, existen numerosas zonas de la Cordillera Ibérica en las que el zócalo hercínico ha experimentado deformación continua durante la compresión alpina, con pliegues que en algunos casos aparecen asociados a desarrollo de esquistosidad de flujo y fractura en las rocas mesozoicas: Sierra del Espadán (SIMÓN GÓMEZ, 1984); Sierra del Moncayo (GIL, 1992; GIL et al., 1990); Serranía de Cuenca (VIALLARD, 1983), etc. Este comportamiento del zócalo que responde de forma más o menos dúctil a la compresión terciaria se registra también en algunos sectores de la Cordillera Cantábrica (J. L. ALONSO, com. pers.).

En este trabajo se presenta el análisis de la estructura alpina de dos sectores diferentes de la Cordillera Ibérica en los que existen importantes afloramientos de zócalo (fig. 1): el sector suroriental de la Sierra de la Demanda (zona de cabalgamientos de las

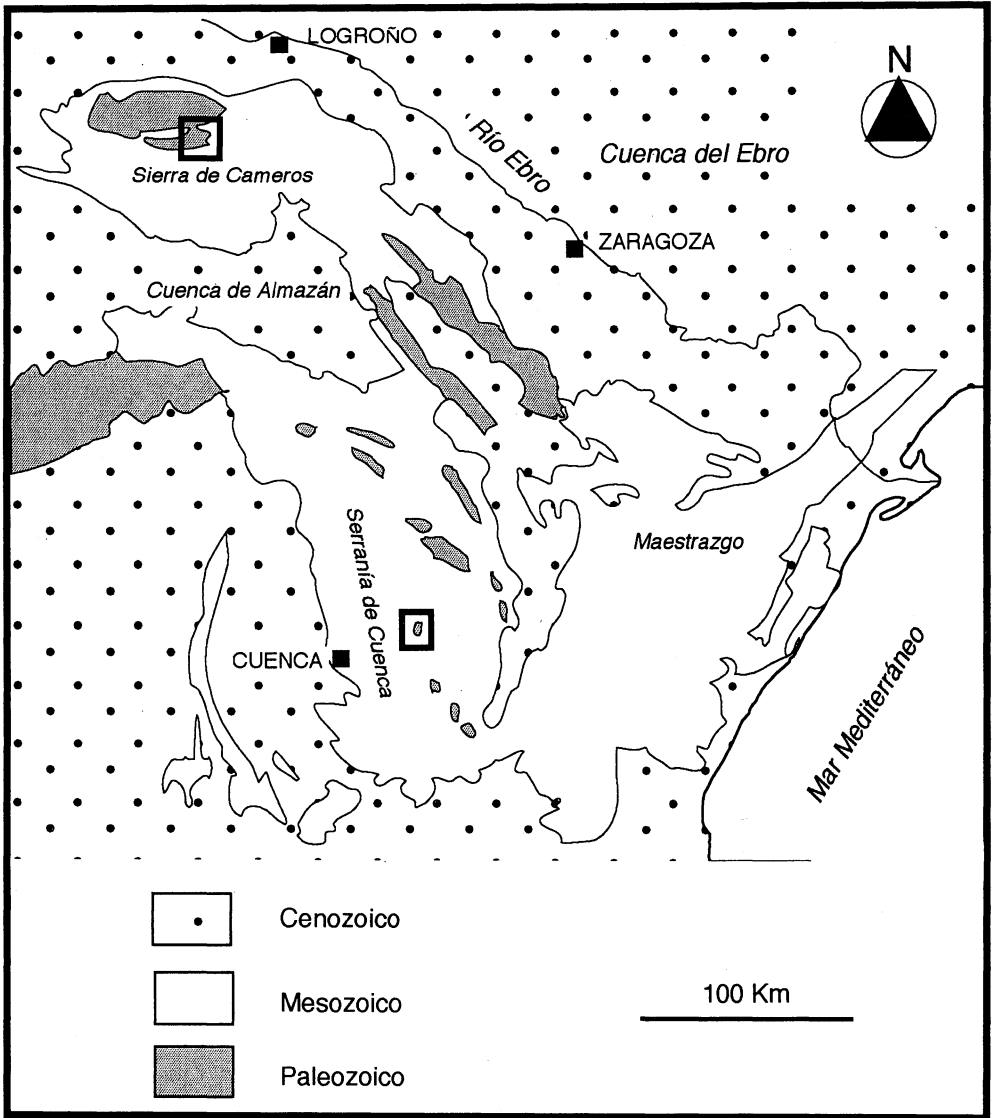


Fig. 1. Localización de las áreas de estudio dentro del contexto de la Cordillera Ibérica.

Viniegras) y la zona sureste de la Serranía de Cuenca (anticlinal de Boniches). Se han elegido estos dos sectores por presentar características y orientaciones de las estructuras hercínicas bien diferentes: en la Sierra de la Demanda las estructuras hercínicas presentan dirección E-W y las deformaciones terciarias no están condicionadas por la fracturación tardihercínica; en la Serranía de Cuenca el plegamiento hercínico es N-S y la fracturación tardihercínica, de orientación NW-SE ha jugado un importante papel durante la compresión alpina. Ambas áreas se caracterizan también por la facilidad que presentan para estudiar al mismo tiempo las estructuras que aparecen en el zócalo paleozoico y en la cobertera mesozoica. El objetivo fundamental de este estudio es analizar y comparar en las dos zonas citadas los mecanismos mediante los cuales se ha producido la deformación y acortamiento del zócalo hercínico durante la compresión alpina.

La metodología utilizada en la realización de este trabajo ha sido por un lado, la realización de cartografías geológicas detalladas, prestando especial interés a las deformaciones de los materiales triásicos solidarios con el zócalo, ya que son excelentes marcadores de la deformación alpina del zócalo. Por otra parte, se ha trabajado sobre cortes de detalle tomando en consideración tanto la estructura hercínica (pliegues con esquistosidad de plano axial) como la fracturación tardihercínica (fallas y sus indicadores cinemáticos) y los pliegues alpinos.

LA ESTRUCTURA DEL SECTOR SURORIENTAL DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

La estructura hercínica de la Sierra de la Demanda está constituida por pliegues y

cabalgamientos de bajo ángulo con vergencia N (COLCHEN, 1985). Durante la compresión alpina la Sierra de la Demanda cabalgó sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro, situada al norte, a lo largo de un cabalgamiento de bajo ángulo (10-15°), con un desplazamiento de 20-25 km (CASAS SAINZ, 1990). Además de este cabalgamiento, el bloque paleozoico de la Demanda sufrió deformación interna, plasmada en la presencia de varios pliegues de dirección E-W, tal como muestra la estructura de los materiales triásicos situados sobre la discordancia hercínica (figura 2).

En el sector suroriental de la Sierra de la Demanda aparecen materiales del Cámbrico inferior y medio, distribuidos en distintas unidades con dominancia cuarcítica o pizarrosa respectivamente. La estructura hercínica de estos materiales está formada por grandes pliegues relativamente laxos en las unidades cuarcíticas (buzamientos de los flancos en torno a 45°) de dirección N100E con vergencia norte (figura 3). En los materiales pelíticos de la parte alta de la serie (pertenecientes al Cámbrico superior) esta estructuración simple antes descrita se complica por la aparición de pliegues más apretados e isoclinales de clara vergencia norte a los cuales se les asocia esquistosidad de plano axial y pequeños cabalgamientos.

Las características particulares de la serie mesozoica en este lugar de la Cordillera Ibérica son (1) la presencia de fallas mesozoicas sinsedimentarias de orientación aproximada E-W, unas veces en el Buntsandstein y otras en las brechas de la base del Jurásico, cuyo bloque hundido queda al norte y (2) la ausencia de un nivel de despegue importante, por existir muy poco o nulo espesor de facies Keuper llegando en algunos puntos a disponerse el Jurásico en

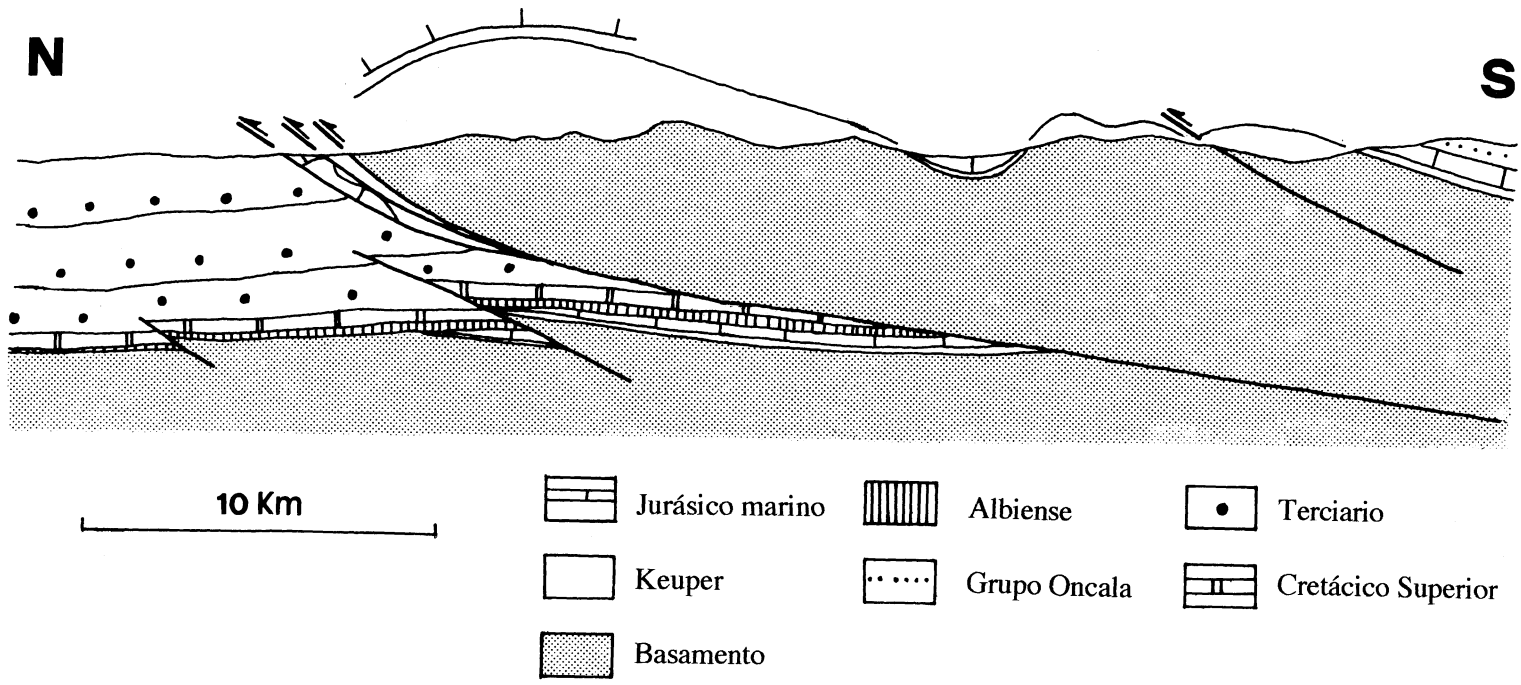


Fig. 2. Corte general de la Sierra de la Demanda, donde puede apreciarse el cabalgamiento basal sobre el terciario de la Cuenca del Ebro.

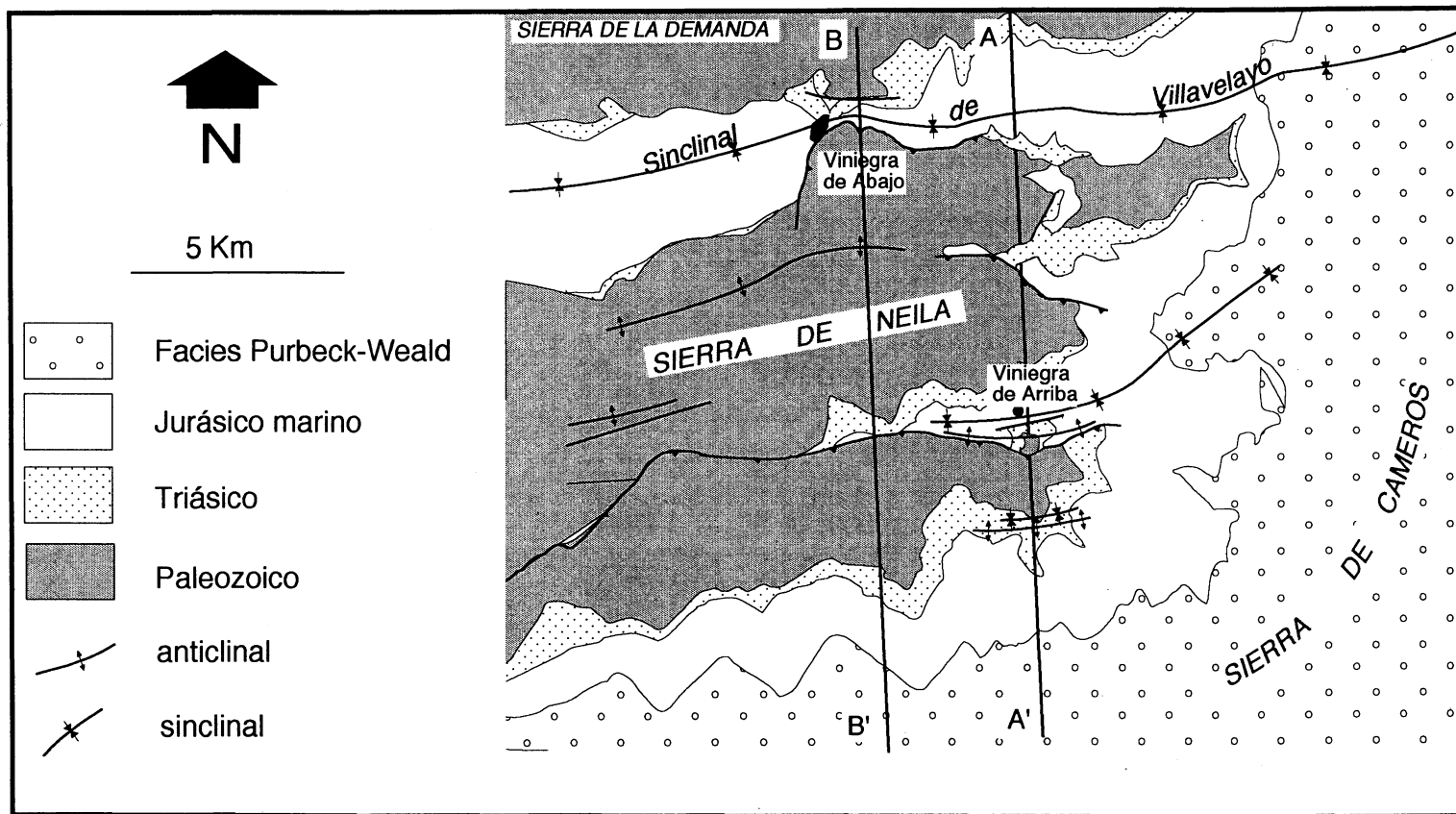


Fig. 3. Esquema cartográfico del sector suroriental de la Sierra de la Demanda, donde se muestra la localización de los cortes de la figura 5.

onlap sobre el Paleozoico (ALONSO et al., 1989).

La compresión terciaria trae consigo un suave plegamiento de la cobertera con ligera vergencia de los pliegues hacia el norte. en algunos casos aparece esquistosidad en los materiales triásicos y jurásicos, compatible con los pliegues de acuerdo con un mecanismo de formación por «flexural flow», de acuerdo con el modelo propuesto por GIL y POCOVI (1994) para los pliegues mesozoicos del Moncayo. La estructura de plegamiento más importante es el sinclinal de Villavelayo, que presenta una continuidad lateral de más de 20 km, con buzamientos de los flancos en torno a 20-30° y longitud de onda constante de unos 4 km. Este sinclinal separa la Sierra de la Demanda al norte del macizo paleozoico de la Sierra de Neila al sur.

Estos pliegues, que se prolongan hacia el este y hacia la parte superior de la serie mesozoica se asocian con cabalgamientos orientados aproximadamente E-W en el Paleozoico y que implican también la parte inferior de la cobertera (Trías y base del Jurásico) en el bloque inferior (ver figura 4, A y B). El desplazamiento de los cabalgamientos se amortigua hacia la parte superior de la serie. Dentro del basamento hercínico, los cabalgamientos aprovechan tanto zonas de charnela como de flanco de pliegues hercínicos (fig. 5). Los planos de cabalgamiento presentan buzamientos próximos a los 60° hacia el sur y algunos de ellos llevan asociada una zona brechificada con harina de falla que llega a alcanzar 100 m. de espesor (ver figura 4.B).

Aunque en la zona de la Sierra de la Demanda existen numerosas fallas tardihercínicas, la relación de estos cabalgamientos con la reactivación de este tipo de

fracturas tardihercínicas es descartable por dos razones fundamentales:

1) por una parte las orientaciones de ambos tipos de estructuras son diferentes: los cabalgamientos presentan dirección E-W, mientras que las fallas tardihercínicas muestran orientación WNW-ESE

2) por otro lado, las fallas tardihercínicas de la Sierra de la Demanda presentan frecuentemente diques de cuarzo u otras mineralizaciones; este tipo de estructura no aparece asociada a ninguno de los cabalgamientos estudiados. La harina de falla que muestra la figura 3.B nunca aparece asociada a fallas tardihercínicas en la Sierra de la Demanda.

La relación entre orientaciones de los pliegues hercínicos y alpinos aparece plasmada en el estereograma de la figura 6, realizado a partir de los datos de estratificación y esquistosidad tomados a lo largo de los cortes A-A' y B-B' de la figura 5. En este estereograma puede verse que las direcciones de ambos plegamientos son muy parecidas, prácticamente E-W, con una ligera tendencia de los pliegues alpinos, más irregulares, a colocarse en dirección ENE-WSW.

La génesis de los pliegues alpinos está asociada, pues, a la propagación de fallas y a la reactivación de pliegues hercínicos. La reactivación de los pliegues hercínicos se ajusta a los distintos modelos propuestos por ALONSO (1985a,b) para la Cordillera Cantábrica. Las relaciones entre pliegues de zócalo y cobertera muestran la existencia de 1) anticlinal de cobertera sobre anticlinal de zócalo reactivado, 2) sinclinal de cobertera sobre flanco monoclinial de basamento, y 3) sinclinal de cobertera sobre sinclinal de zócalo.(ver fig. 5). Los cabalgamientos alpinos rompen el zócalo a favor tanto de flancos norte como en flancos sur de los

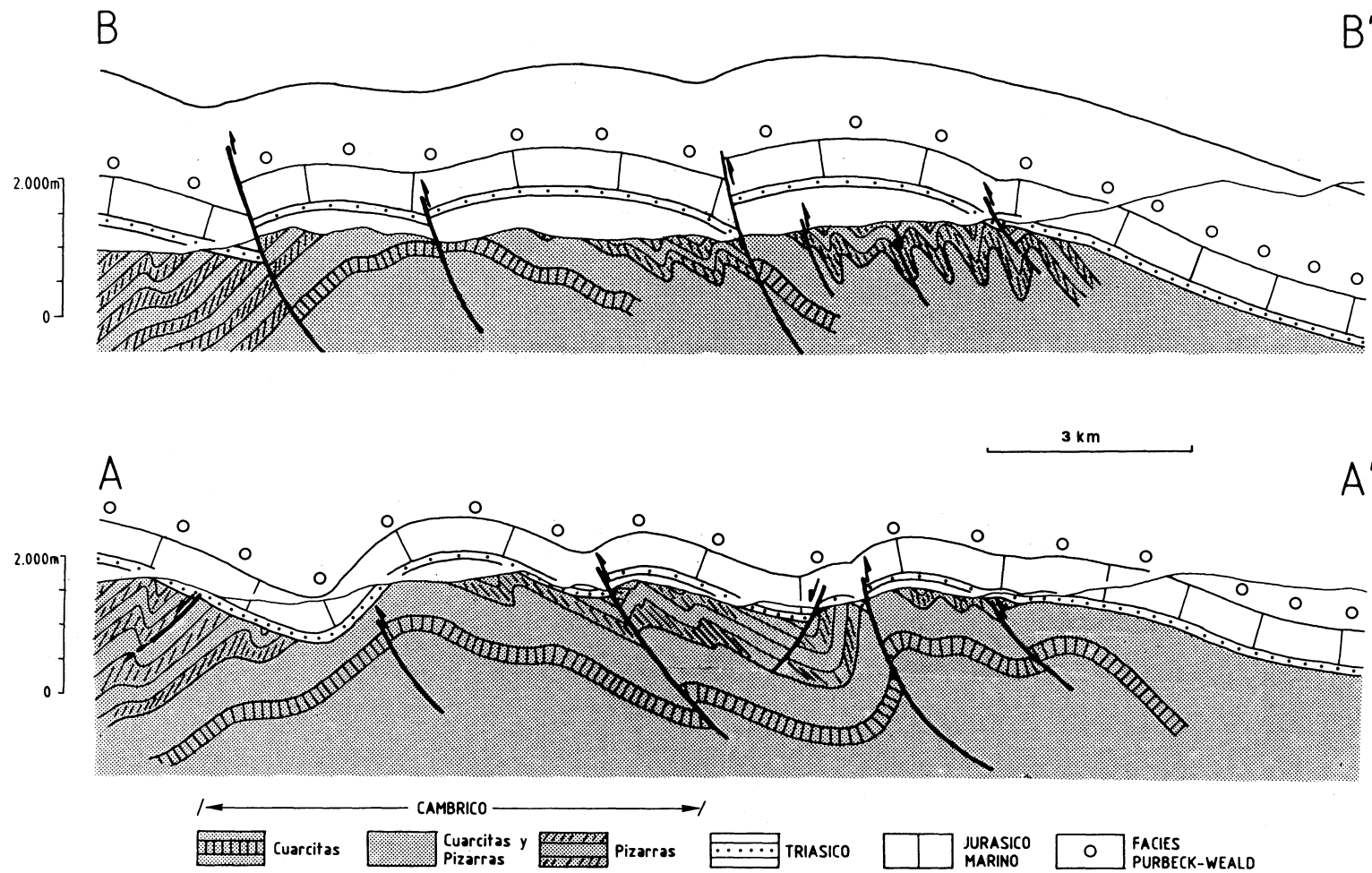


Fig. 5. Cortes geológicos del sector suroriental de la Sierra de la Demanda, mostrando las relaciones entre pliegues hercínicos y alpinos. La situación de los cortes aparece en la figura 3.

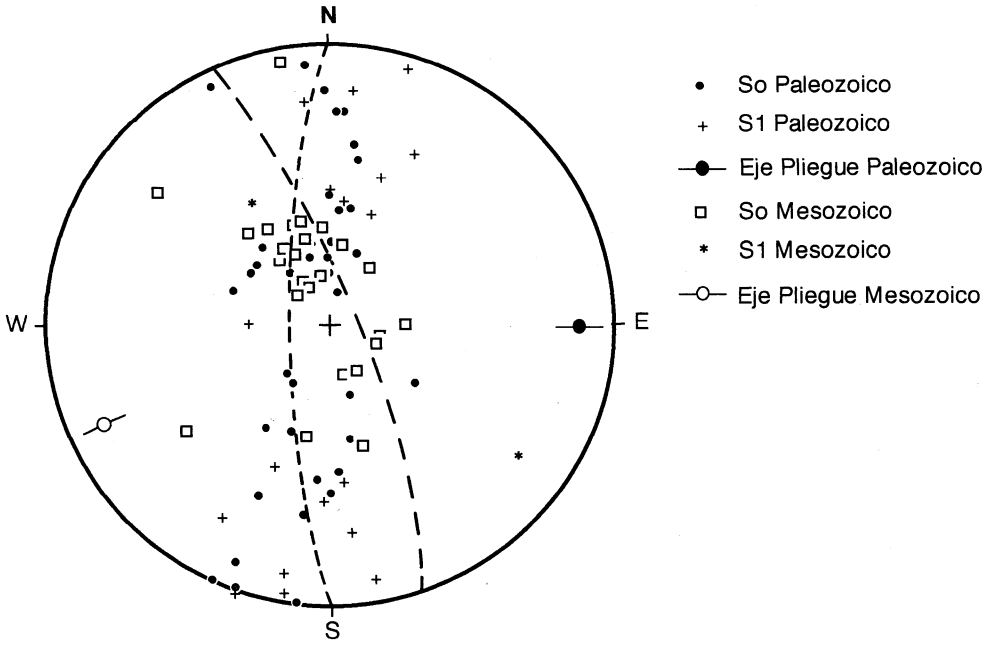


Fig. 6. Estereograma (proyección de Wulff, hemisferio inferior), donde se aprecia la ligera variación en la orientación de los pliegues hercínicos y alpinos del sector suroriental de la Sierra de la Demanda).

anticlinales hercínicos. Existe por tanto una dependencia geométrica de la estructura alpina con respecto a la estructura hercínica, tanto en orientaciones como en localización de las grandes estructuras. El conjunto de deformaciones observadas presenta una orientación similar a la del gran antiforme alpino de la Sierra de la Demanda y al cabalgamiento basal de esta sobre el terciario de la Cuenca del Ebro (CASAS SAINZ, 1992).

EL ANTICLINAL DE BONICHES (SERRANIA DE CUENCA)

El afloramiento paleozoico de Boniches forma parte de lo que se denomina anticlinal de la Serranía de Cuenca (VIALLARD, 1973), una antiforma formada durante la orogenia alpina, de dirección aproximada NNW-SSE, jalonada por numerosos afloramientos paleozoicos. El anticlinal de Boniches presenta un pequeño afloramiento de materiales paleozoicos de contorno aproximadamente circular a lo largo del curso del río Cabriel, rodeado por rocas triásicas (fundamentalmente facies Buntsandstein) (figura 7). La serie paleozoica está formada por pizarras del Silúrico y cuarcitas del Devónico inferior y medio, cubiertas en discordancia angular por materiales conglomeráticos del Pérmico.

Dentro de las facies Buntsandstein, que alcanzan los 500 m de espesor en algunos puntos, aunque presenta importantes cambios de potencia, pueden distinguirse tres unidades, de las cuales B1 y B3 son predominantemente conglomeráticas y la intermedia predominantemente lutítica. La existencia de este contraste de competencias dentro del Triásico favorece la presencia de despegues menores asociados al plegamiento alpino.

Existe, por otra parte, un importante despegue entre el techo del Muschelkalk y la cobertera mesozoica, que corresponde al Triásico superior, el nivel de despegue regional de la Cordillera Ibérica. El anticlinal de Boniches, dibujado por las capas del Triásico, es un braquianticlinal con morfología algo encofrada, de orientación NW-SE. Se encuentra limitado al S por una falla subvertical, que se manifiesta en las capas del Buntsandstein y Muschelkalk, aunque no se transmite a la cobertera jurásica y cretácica que aparece al norte y al sur (figs. 8 y 9.A). Esta falla ha funcionado con componente sinistral inversa durante las etapas compresivas. Los buzamientos en los flancos del pliegue varían entre 15 y 50°. En la zona del núcleo del pliegue pasan a ser subhorizontales.

La estructura de las unidades paleozoicas está caracterizada por la presencia de un sistema anticlinal-sinclinal, de dirección aproximadamente N-S a NE-SW, y por tanto oblicua a la dirección del pliegue alpino (figura 10). Las estructuras hercínicas son poco apretadas, sobre todo en las unidades cuarcíticas, con buzamientos comprendidos entre 30 y 50° y presentan importante desarrollo de esquistosidad de flujo en los niveles pizarrosos. En algunos puntos la esquistosidad de los niveles pizarrosos está afectada por estructuras tardías, como kink-bands que indican cizalla a lo largo de planos subhorizontales.

Al nivel del tegumento (facies Buntsandstein) aparecen estructuras de acortamiento en los flancos del pliegue, como cabalgamientos subhorizontales de vergencia SW, que se muestran de forma espectacular en los afloramientos de la nueva carretera Cuenca-Teruel (ver figura 9.B). La formación de estas estructuras ha sido fa-

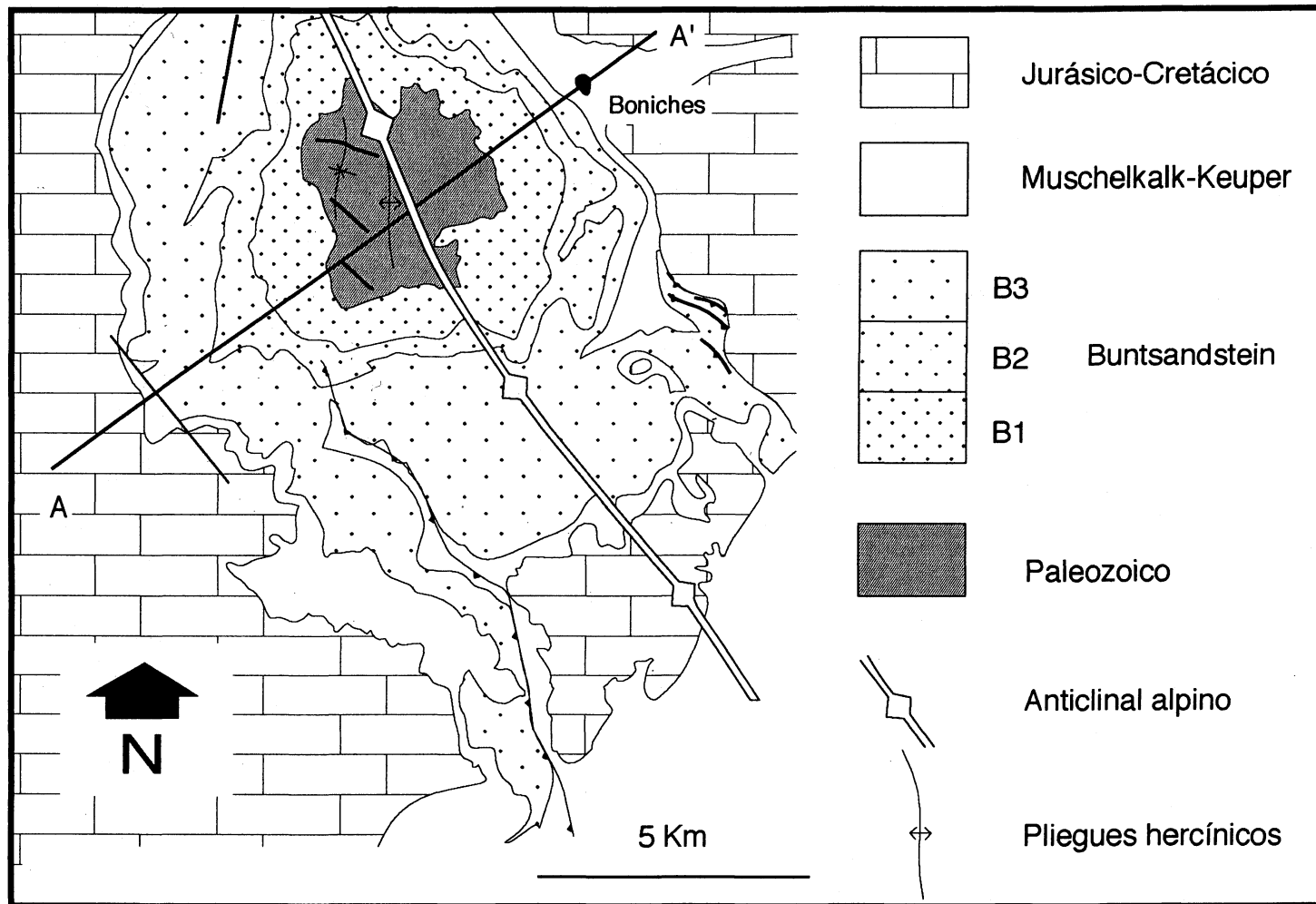


Fig. 7. Mapa geológico del anticlinal de Boniches en la Serranía de Cuenca. Ver localización en figura 1.

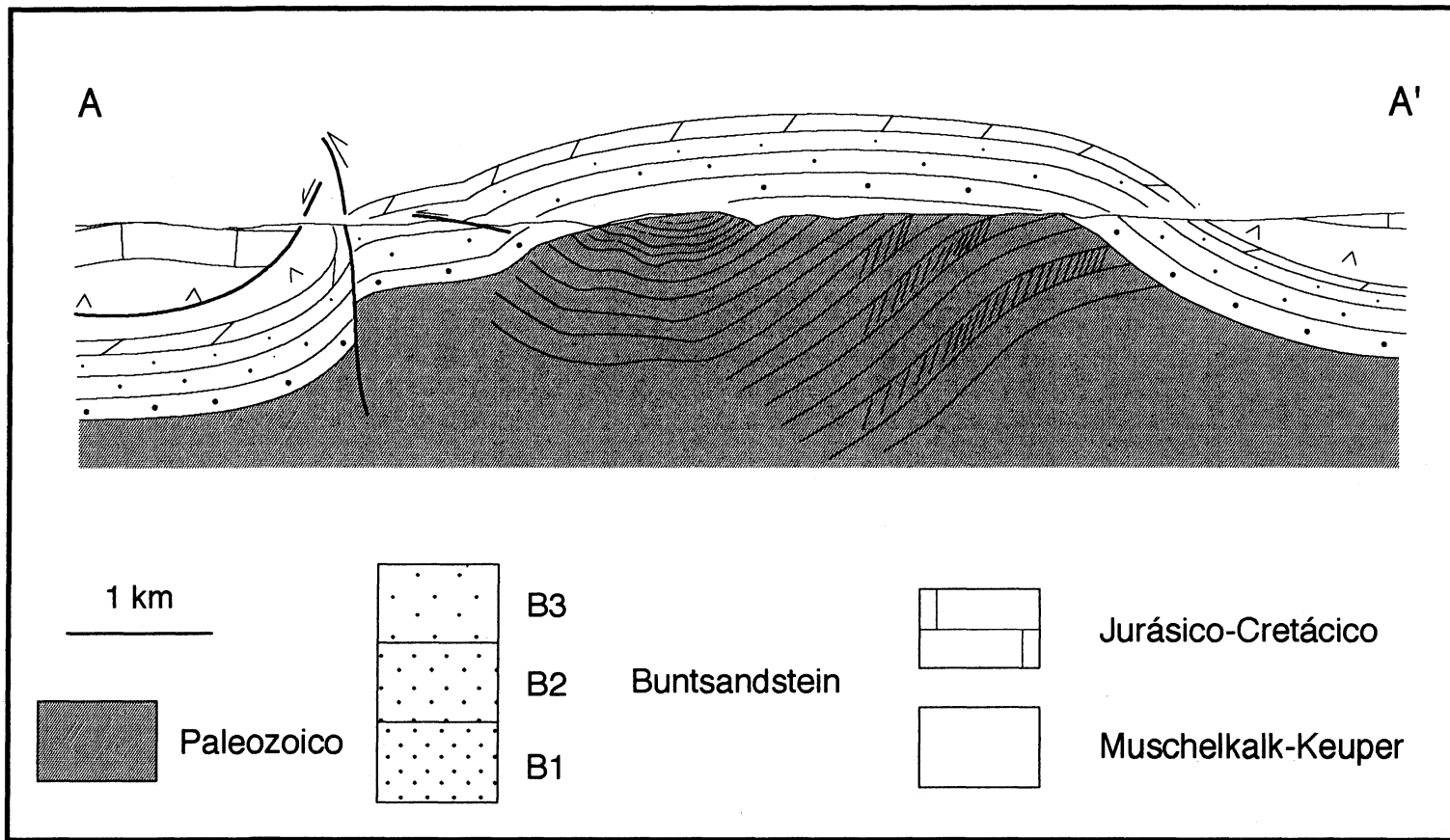


Fig. 8. Corte geológico del anticlinal de Boniches.

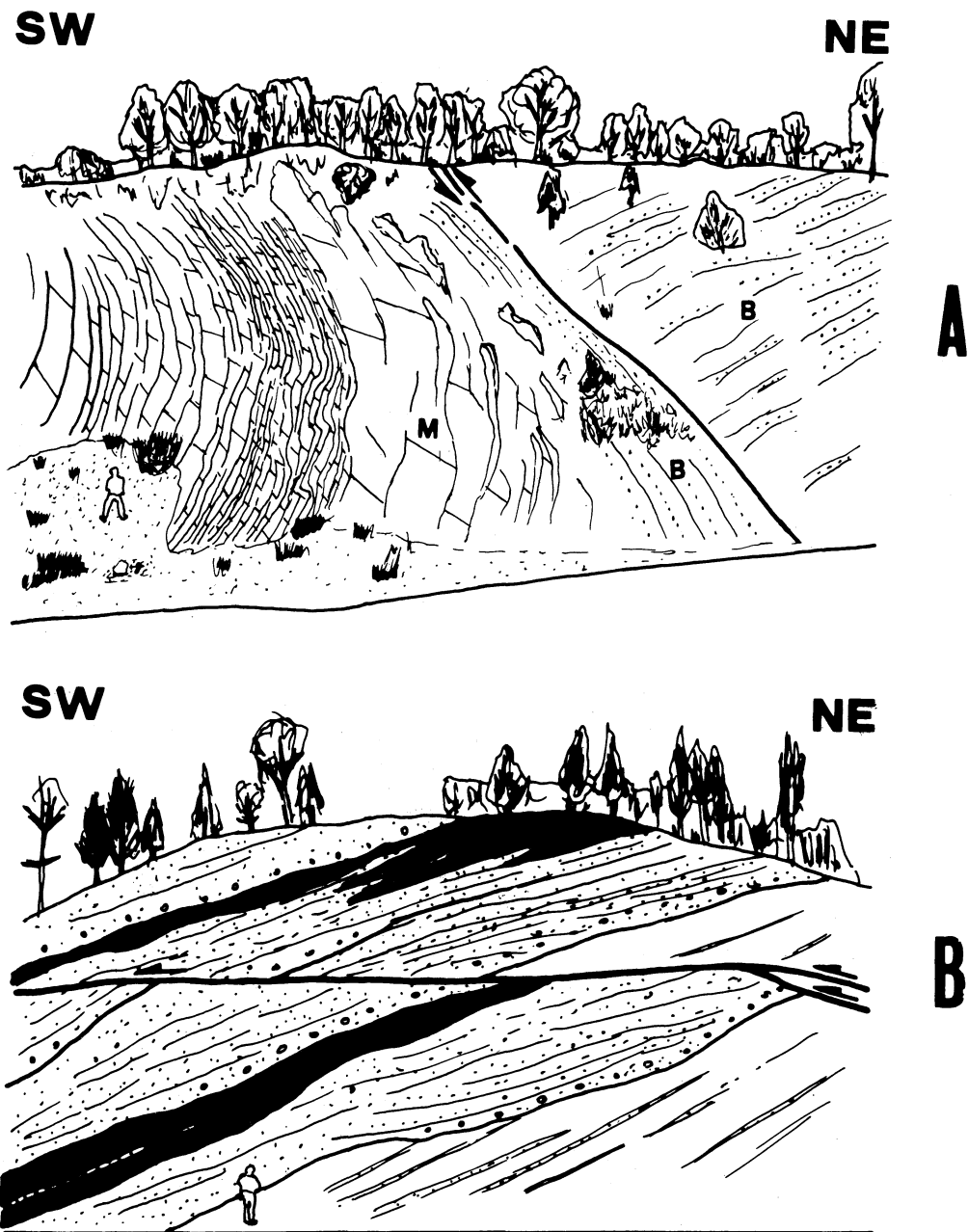


Fig. 9. Esquemas de campo de distintas estructuras observadas en el flanco SW del anticlinal de Boniches a pie de la carretera nacional Teruel-Cuenca. A: falla de zócalo manifestada en el tegumento triásico (B: facies Buntsandstein, M: facies Muschelkalk). Corresponde a la falla representada en el corte de la figura 9. B: cabalgamiento subhorizontal afectando a los materiales lutíticos, arenosos y conglomeráticos de las facies Buntsandstein. Corresponde al cabalgamiento de vergencia SW representado en el corte de la figura 9.

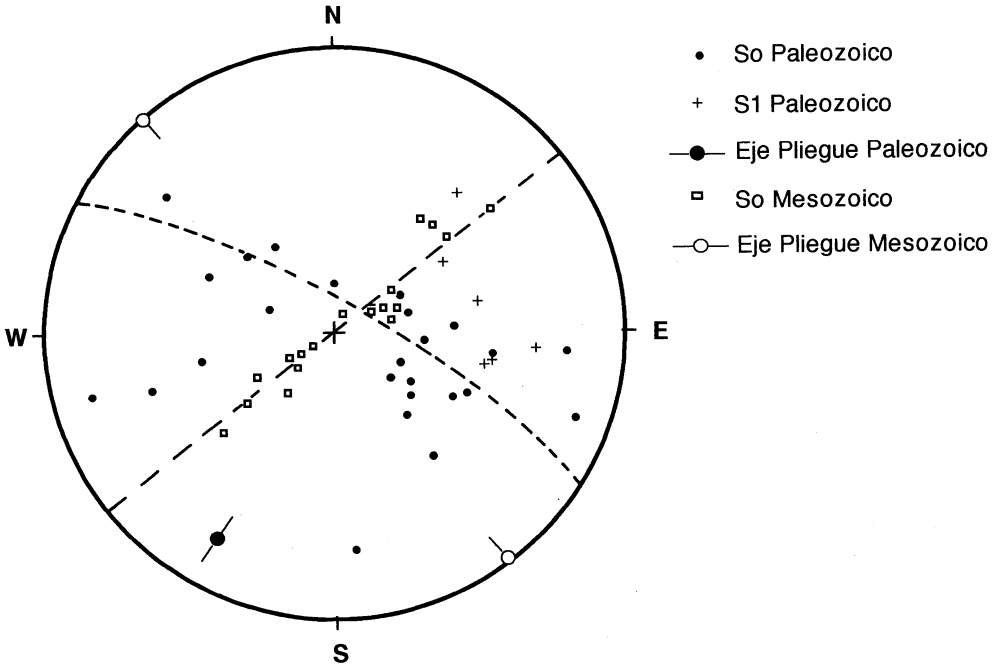


Fig. 10. Orientaciones de las estructuras hercínicas y alpinas del anticlinal de Boniches. Obsérvese la orientación marcadamente diferente de ambos grupos de estructuras.

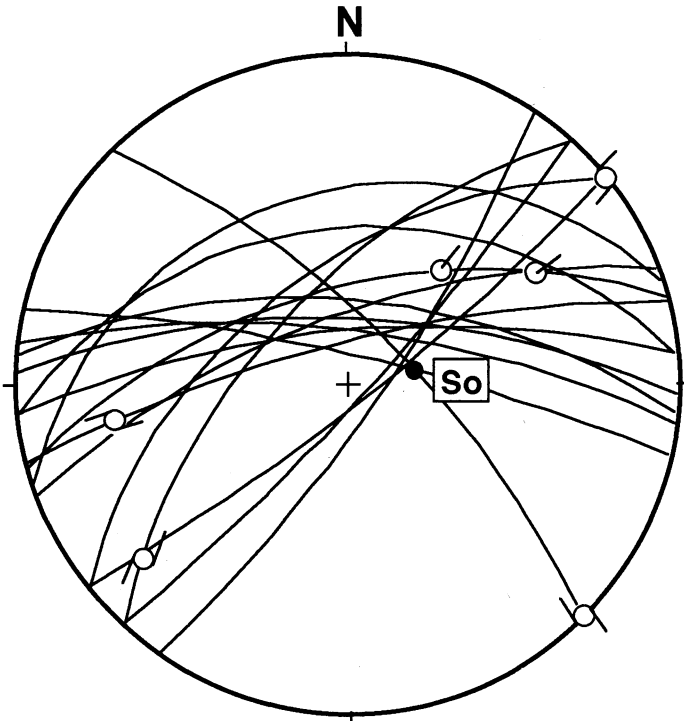


Fig. 11. Representación estereográfica (Wulff, hemisferio inferior) de las fallas normales y direccionales encontradas en los materiales triásicos situados en la zona de charnela externa del anticlinal de Boniches.

vorecida por la presencia de un nivel de despegue local constituido por las arcillas rojas de la unidad intermedia del Buntsandstein (B2).

La parte correspondiente al núcleo del pliegue, con capas triásicas subhorizontales muestra numerosas fallas normales con importante componente direccional. Su origen parece ligado a la misma compresión que dio lugar al pliegue, ya que su distribución geométrica indica la compatibilidad con un modelo sencillo de ANDERSON (1951) con el eje de acortamiento máximo en dirección NE-SW (figura 11).

La estructura alpina del anticlinal de Boniches se caracteriza, pues, por un acortamiento débil, unido al juego de las fallas de zócalo, que podrían ser subverticales en profundidad y perder buzamiento conforme van propagándose hacia los materiales del tegumento. Tanto la orientación como la geometría del pliegue están fuertemente condicionadas por la presencia de este tipo de fallas en el basamento paleozoico. La geometría del pliegue y su escaso acortamiento apunta hacia un origen dentro de un contexto transpresivo condicionado por la existencia de fallas previas en el zócalo. La reactivación de los pliegues hercínicos no parece haber jugado un papel fundamental como origen del pliegue alpino (debido probablemente a sus diferentes directrices), mientras que en cambio sí que aparecen deformaciones tardías en los materiales Silúricos y Devónicos que son compatibles con las direcciones de compresión terciarias, como los kink bands inversos y planos de cizalla subhorizontales que hemos mencionado, similares a los que se encuentran en las facies Buntsandstein.

CONCLUSIONES

A partir de los dos ejemplos aquí expuestos puede verse que el modelo de deformación durante el ciclo alpino de los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica responde a patrones diferentes del modelo de fallas de zócalo separando bloques rígidos. La deformación interna del bloque paleozoico de la Sierra de la Demanda se produjo por reactivación de pliegues hercínicos, que presentaban la misma orientación, y por la propagación de cabalgamientos de alto ángulo hacia la cobertera, mientras que la fracturación tardihercínica no tuvo influencia en la formación de estructuras compresivas durante la compresión terciaria. En cambio, en el anticlinal de Boniches, situado en la Serranía de Cuenca, el plegamiento alpino se vio fuertemente condicionado por la existencia de fallas de basamento tardihercínicas de orientación ibérica (NW-SE); esta influencia se tradujo tanto en la geometría del pliegue (de tipo encofrado) como en su orientación. A partir de los dos ejemplos estudiados puede concluirse que la orientación de las estructuras hercínicas continuas en un caso y tardihercínicas discontinuas en el otro han sido un condicionante importante para la geometría de la deformación durante la compresión terciaria.

AGRADECIMIENTOS

El primero de los autores (C.L.) es beneficiario de una beca de investigación del C.O.N.A.I. (Gobierno de Aragón). Este trabajo se ha realizado con cargo al proyecto GEO91-0924 de la D.G.I.C.Y.T.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. (1985a). *Estructura y evolución tectonostratigráfica de la región del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doct. Univ. de Oviedo. Pub. Inst. Fray Bernardino de Sahagún (D.P.L.). 276 pp.
- ALONSO, J. L. (1985b). Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170: 57-77.
- ALONSO, A.; AURELL, M.; MAS, J. R.; MELENDEZ, A. y NIEVA, S. (1989). Estructuración de las plataformas del Jurásico superior en la zona de enlace entre la cubeta ibérica y el estrecho de Soria. *XII Congr. esp. de Sedimentología*. Bilbao (in litt).
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Act. Geol. Hisp. Hom. a Lluís Solé T 14*, pp. 172-177.
- ANDERSON, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the Revised second edition (1963). 206 pp.
- ARTHAUD, P. y MATTE, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25. pp. 139-171.
- CALVO, J. M. (1993). *Cinemática de las fallas discontinuas en el sector central de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 355 pp.
- CANEROT, J. (1974). *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane*. Tes. Doct. Publ. ENADIMSA, 517 pp.
- CAPOTE, R. (1983). La tectónica de la Cordillera Ibérica. In Libro Jubilar J. M. Rios, *Geología de España*, Tomo II, pp 108-131.
- CAPOTE, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983). La estructura herciniana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. In Libro Jubilar J. M. Rios, *Geología de España*, Tomo II, pp 513-529.
- CASAS SAINZ, A. M. (1992). *El frente Norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Pub. I.E. Riojanos (C.S.I.C.). 291 pp.
- COLCHEN, M. (1985). Géologie de la Sierra de la Demanda. Mem. del IGME, 2 tomos, 436 pp.
- GIL IMAZ, A. (1992). *El dominio de esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Central (Sierra del Moncayo-Tierra de Agreda)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza. 114 pp. Inédita.
- GIL IMAZ, A.; Alba Enatarriaga, J. y Pocovi Juan, A. (1990). Algunos aspectos de la deformación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta*, 8. pp.28-30.
- GIL IMAZ, A. Y POCOVI JUAN, A. (1994). La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo): Distribución, génesis y significado tectónico. *Rev. Soc. Geol. Esp.*(en prensa).
- GONZÁLEZ, A. (1990). *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde Sur de la Depresión del Ebro (sector Bajo-Aragónés) y de las cubetas ibéricas marginales*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 400 pp.
- GUIMERÀ, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 600 pp.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doct. Univ. de Zaragoza. Pub. I. E. Turolenses. Teruel. 269 pp.
- VIALARD, P. (1973). *Recherches sur le cycle Alpine dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale*. Tesis Doctoral, Univ. Paul Sabatier, Toulouse. 445 pp.
- VIALARD, P. (1983). Le décollement de couverture dans la Chaîne Ibérique méridionale (Espagne): effet de raccourcissements différentiels entre substratum y couverture. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXV, n° 3: 379-387.

Recibido: 4-IV-94

Aceptado: 10-VIII-94