LA ESTRUCTURA DEL BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBÉRICA (MACIZO IBÉRICO) EN EL NORTE DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA

D. Martínez Poyatos, J.F. Simancas, A. Azor y F. González Lodeiro

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n, 18002 Granada.

Resumen: En este trabajo se completa la descripción de la estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica que se extiende a lo largo de una banda de dirección NO-SE desde el recubrimiento terciario de Badajoz hasta las inmediaciones de Córdoba. En esta banda se reconoce una unidad alóctona afectada por pliegues tumbados kilométricos de dirección NO-SE, vergentes al NE, con un cizallamiento dúctil con movimiento del bloque de techo hacia el SE. Estos pliegues son anteriores al Carbonífero inferior de facies "Culm", y se interpretan como retrovergentes respecto del cabalgamiento mayor de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena. Durante el Carbonífero inferior-medio, se produjo un cabalgamiento que superpuso hacia el NE la unidad alóctona sobre una unidad paraautóctona. Finalmente, todo el conjunto fue deformado por pliegues levantados de dirección NO-SE, preestefanienses, y por fallas de alto ángulo pertenecientes al sistema frágil transpresivo izquierdo tardivarisco que existe en toda la rama meridional del Macizo Ibérico.

Palabras clave: Pliegues tumbados, cizallamiento dúctil, cabalgamiento, borde meridional de la Zona Centroibérica, Orógeno Varisco.

Abstract: This work aims to complete the description of the geological structure concerning the southern border of the Central Iberian Zone. This structure is directly related to the Variscan evolution of the Central Iberian Zone - Ossa-Morena Zone boundary as a recognized crustal suture in the Iberian Massif. In the area studied, there is an allochthonous unit affected by km-scale recumbent folds trending NW-SE and verging to the NE. A ductile shearing with top-to-the-SE sense of movement is associated with these folds. The recumbent folds do not affect the synorogenic Lower Carboniferous sequence, and are interpreted as conjugate to the main SW-vergent contact which thrust the Central Iberian Zone over the Ossa-Morena Zone. During the Lower-Middle Carboniferous, the allochthonous unit thrust to the NE over a paraautochthonous one. Upright NW-SE trending folds affecting the whole area were produced in pre-Stephanian times. Finally, the late Variscan tectonic evolution is dominated by NW-SE brittle faults belonging to a left-lateral transpressive system that affected this part of the Iberian Massif.

Key words: Recumbent folds, ductile shearing, thrusting, southern border of the Central Iberian Zone, Variscan Orogen.

Martínez Poyatos, D., Simancas J.F., Azor, A. y González Lodeiro, F. (1998): La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la Provincia de Córdoba. *Rev. Soc. Geol. España*, 11(1-2): 87-94

A pesar del notable esfuerzo que supuso la cartografía a escala 1:50.000 (proyecto MAGNA) en el borde meridional de la Zona Centroibérica (ZCI) (Apalategui *et al.*, 1985a, b, c, e y f), no se había llegado a una interpretación coherente de las estructuras que afloran en una banda situada inmediatamente al norte del límite con la Zona de Ossa-Morena (Fig. 1a). En una publicación precedente (Martínez Poyatos *et al.*, 1995b) se ha expuesto la estructura de esta banda entre Hornachos y Peraleda del Zaucejo (Fig. 1b), en un avance de lo que ha constituido una investigación reciente más amplia (Martínez Poyatos, 1997). El propósito del presente trabajo es completar la descripción geométrica y cinemática del borde meridional de la ZCI, presentando la estructura de una banda adyacente a la de la publicación anterior, entre Granja de Torrehermosa y Cerro Muriano (Fig. 1b).

La región estudiada tiene gran interés pues las estructuras que en ella aparecen están íntimamente relacionadas con la evolución varisca del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Este límite, denominado Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Burg *et al.*, 1981) y redefinido como Unidad Central por Azor *et al.* (1994) (Fig. 1b), constituye un contacto

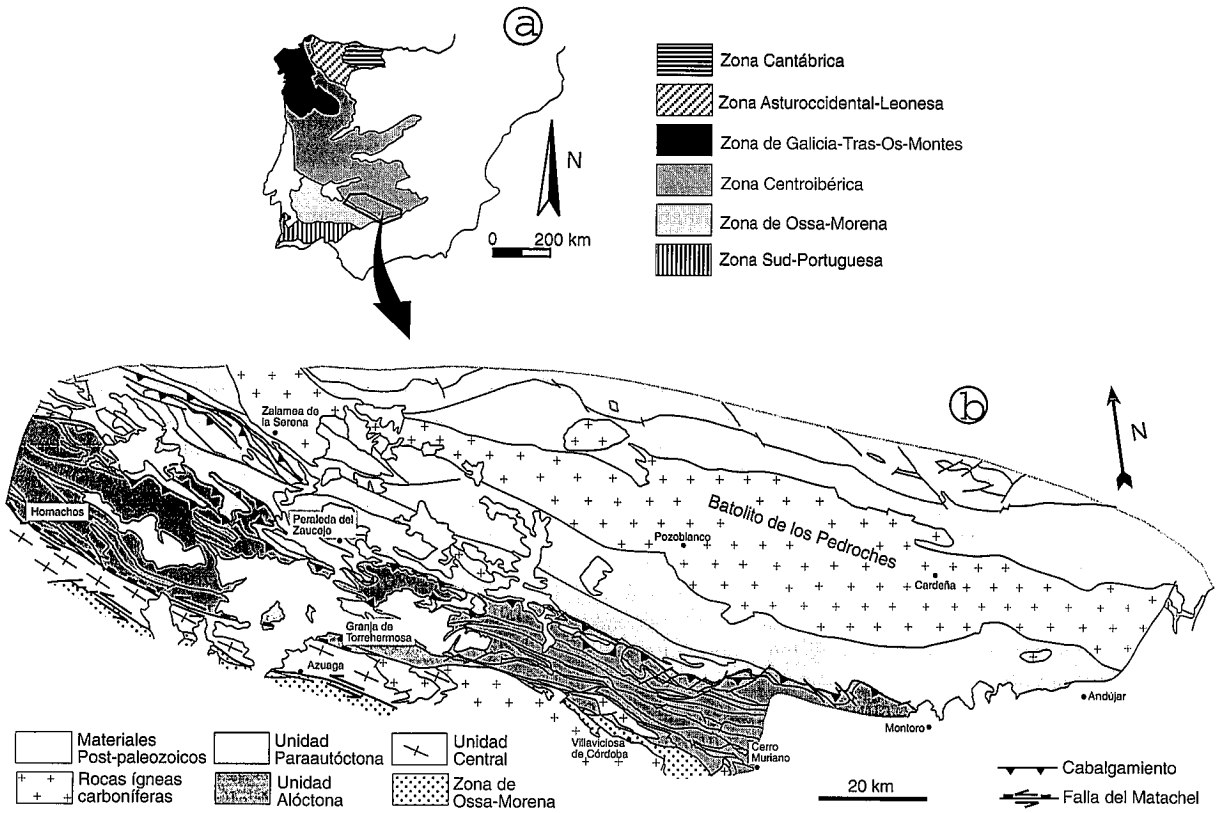


Figura 1.- a) División en zonas del Macizo Ibérico. b) Esquema geológico del borde meridional de la ZCI, en el que se han diferenciado las unidades alóctona y paraautóctona.

tectónico varisco de primer orden en el Macizo Ibérico. Las rocas que afloran en este contacto y que constituyen la Unidad Central, sufrieron una evolución tectonometamórfica compleja durante la Orogenia Varisca, con la formación de eclogitas (Silúrico-Devónico inferior; Matte, 1986; Schäfer *et al.*, 1991), como consecuencia del cabalgamiento cortical de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena. Posteriormente, ya en el Carbonífero inferior, estas rocas fueron retrogradadas a facies anfibolitas y esquistos verdes como resultado de un colapso extensional oblicuo con una componente importante de movimiento lateral izquierdo (Azor *et al.*, 1994), cuya última expresión es la Falla normal del Matachel (Fig. 1b).

Sucesión estratigráfica

En el borde meridional de la ZCI se han distinguido dos unidades separadas por un cabalgamiento (Martínez Poyatos *et al.*, 1995b): la unidad alóctona, situada inmediatamente al NE de la Unidad Central, y la unidad paraautóctona, situada más hacia el norte (Fig. 1b). La sucesión estratigráfica en ambas unidades es esencialmente la misma, existiendo algunas variaciones a escala local en cuanto al espesor y litología de las distintas formaciones. La única diferencia significativa es la relación que tienen las sucesiones carboníferas con las infrayacentes (Martínez Poyatos *et al.*, 1995a).

Unidad alóctona

En la unidad alóctona (Figs. 1b y 3a), la sucesión preordovícica está constituida, de muro a techo, por la Serie Negra y las Formaciones Malcocinado, Torreárboles, Pedroche y Villares, que afloran también ampliamente en la Zona de Ossa-Morena. La Serie Negra está formada por esquistos y metagrauvacas con intercalaciones de neises, anfibolitas y cuarcitas negras; se le atribuye una edad Rifeense-Vendiense (Quesada *et al.*, 1990; Vidal *et al.*, 1994). La Formación Malcocinado, discordante sobre la Serie Negra, está formada por rocas detríticas con importantes intercalaciones de rocas volcánicas y plutónicas, constituyendo un complejo volcanosedimentario; su edad es Vendiense-¿Cámbrico inferior? (Liñán y Palacios, 1983; Liñán, 1984; Ochsner, 1993; Vidal *et al.*, 1994). Sobre la Formación Malcocinado, se encuentran la Formación Torreárboles (arcosas, grauvacas, pizarras y cuarcitas blancas del Cámbrico inferior bajo; Fedonkin *et al.*, 1983; Liñán, 1984), la Formación Pedroche (carbonatos con algunas intercalaciones de pizarras del Cámbrico inferior; Liñán, 1978) y la Formación Villares (pizarras verdes con finas intercalaciones de areniscas y capas de cuarcitas del Cámbrico inferior-medio; Liñán, 1978). Discordante sobre las rocas anteriores (discordancia sárdica) se sitúa una sucesión de formaciones cuarcíticas y pizarrosas que comprenden el intervalo del Ordovícico al Devónico (Herranz, 1985;

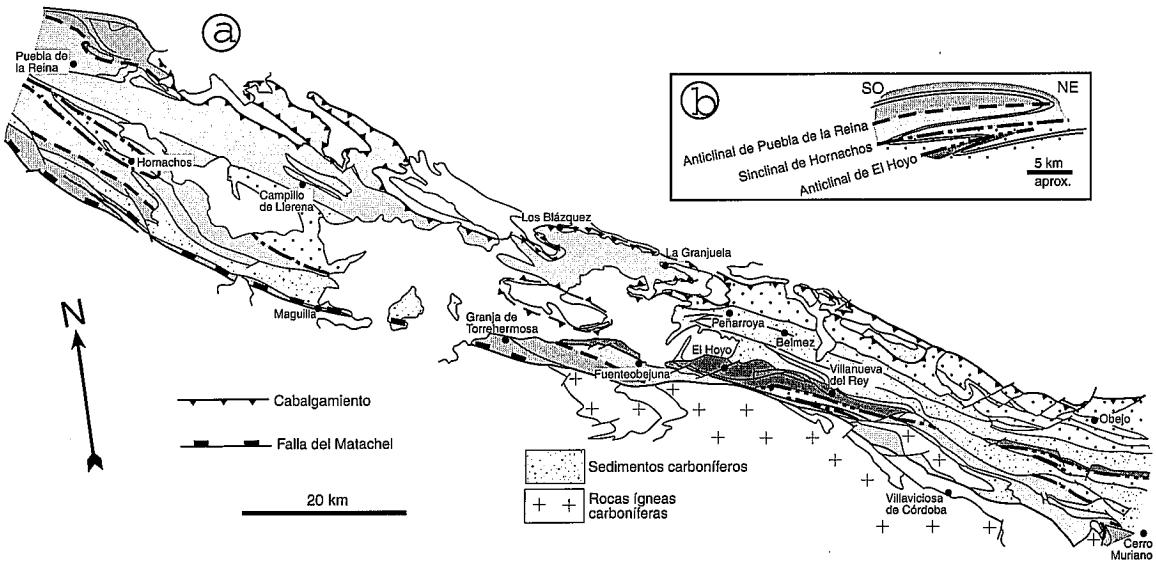


Figura 2.- a) Esquema geológico de la unidad alóctona (para su situación véase la figura 1b) en el que se han diferenciado los distintos flancos de los pliegues tumbados y los sedimentos carboníferos discordantes sobre ellos. b) Corte geológico esquemático de la pila de pliegues tumbados.

Sánchez Cela y Gabaldón, 1977; Apalategui *et al.*, 1985d). La sucesión está coronada por sedimentos carboníferos, que se apoyan en discordancia sobre las formaciones de la sucesión infrayacente. Los sedimentos carboníferos se organizan en tres secuencias separadas a su vez por discordancias. La secuencia inferior es de facies "Culm", y está constituida por alternancias de pizarras y grauvacas con intercalaciones de conglomerados y calizas de edad Tournaisiense superior-Viseense superior (Ortuño, 1971; Sánchez Cela y Gabaldón, 1977; Garrote y Broutin, 1979). La secuencia intermedia, de facies detrítico-carbonatada, consta de conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras con intercalaciones de calizas de edad Viseense superior-Namuriense inferior (Weisflog, 1963; Ortuño, 1971; Mamet y Martínez, 1981; Andreis y Wagner, 1983). La secuencia superior, de facies continental, está formada por conglomerados, areniscas y pizarras con niveles de carbón; su edad es Westfaliense B y C (Grand'Eury, 1877; Jongmans, 1951; Ortuño, 1971).

Unidad paraautóctona

En la unidad paraautóctona situada al sur del Batolito de Los Pedroches, la sucesión preordovícica está constituida por rocas de la Serie Negra y de las Formaciones Malcocinado, Torreárboles, Pedroche y Villares (Fig. 1b). Al norte del batolito, las rocas más antiguas que afloran son pizarras y grauvacas con intercalaciones de conglomerados y calizas que constituyen un conjunto denominado "Alcudiense". La edad de este conjunto es Vendiense-Cámbrico inferior (Brasier y Cowie, 1989; San José *et al.*, 1990; García Hidalgo, 1993; Vidal *et al.*, 1994), y parece corresponder a un cambio lateral de facies de las formaciones preordovícicas que afloran sobre la Serie Negra al sur del batolito (Martínez Poyatos, 1997). Por encima, se encuentra discordante una sucesión esencialmente detrítica de edad Ordovícico-Carbonífero inferior (Henke, 1926; Redlin, 1955; Almela *et al.*, 1962; Pérez Lorente, 1979). El Carbonífero inferior, de facies "Culm", alcanza una potencia de 6-7 km en el área de Los Pedroches y, a diferencia de lo que se observa en la unidad alóctona, se apoya en continuidad sobre las rocas del Devónico; excepcionalmente las rocas devónicas puedenfaltar, y el Carbonífero se sitúa directamente sobre el Silúrico (Ríos, 1977).

Estructura

La estructura en las unidades alóctona y paraautóctona es muy diferente. El cabalgamiento que separa ambas unidades es frágil y tiene movimiento del bloque de techo hacia el NE (Fig. 1b; Martínez Poyatos *et al.*, 1995b). En la unidad paraautóctona sólo se reconoce una fase principal de deformación consistente en pliegues de dirección NO-SE con plano axial de fuerte buzamiento y un clivaje pizarroso asociado en las rocas pelíticas; estos pliegues son posteriores al Carbonífero inferior. En la unidad alóctona se reconoce una primera fase de deformación que dio lugar a grandes pliegues tumbados de dirección NO-SE vergentes al NE, con una foliación asociada y evidencias de un cizallamiento dúctil con movimiento del bloque de techo hacia el SE. Los pliegues tumbados no afectan a las rocas carboníferas. Una segunda generación de pliegues de dirección NO-SE con plano axial de fuerte buzamiento pliega a los pliegues tumbados, a los sedimentos carboníferos y al cabalgamiento que separa las dos unidades. La foliación asociada a esta segunda generación de pliegues es un clivaje de crenulación en las rocas infracarboníferas y un clivaje pizarroso en las rocas carboníferas, en las que constituye la única foliación existente. Esta segunda fase de plegamiento en la unidad alóctona es fácilmente correlacionable, a partir del análisis cartográfi-

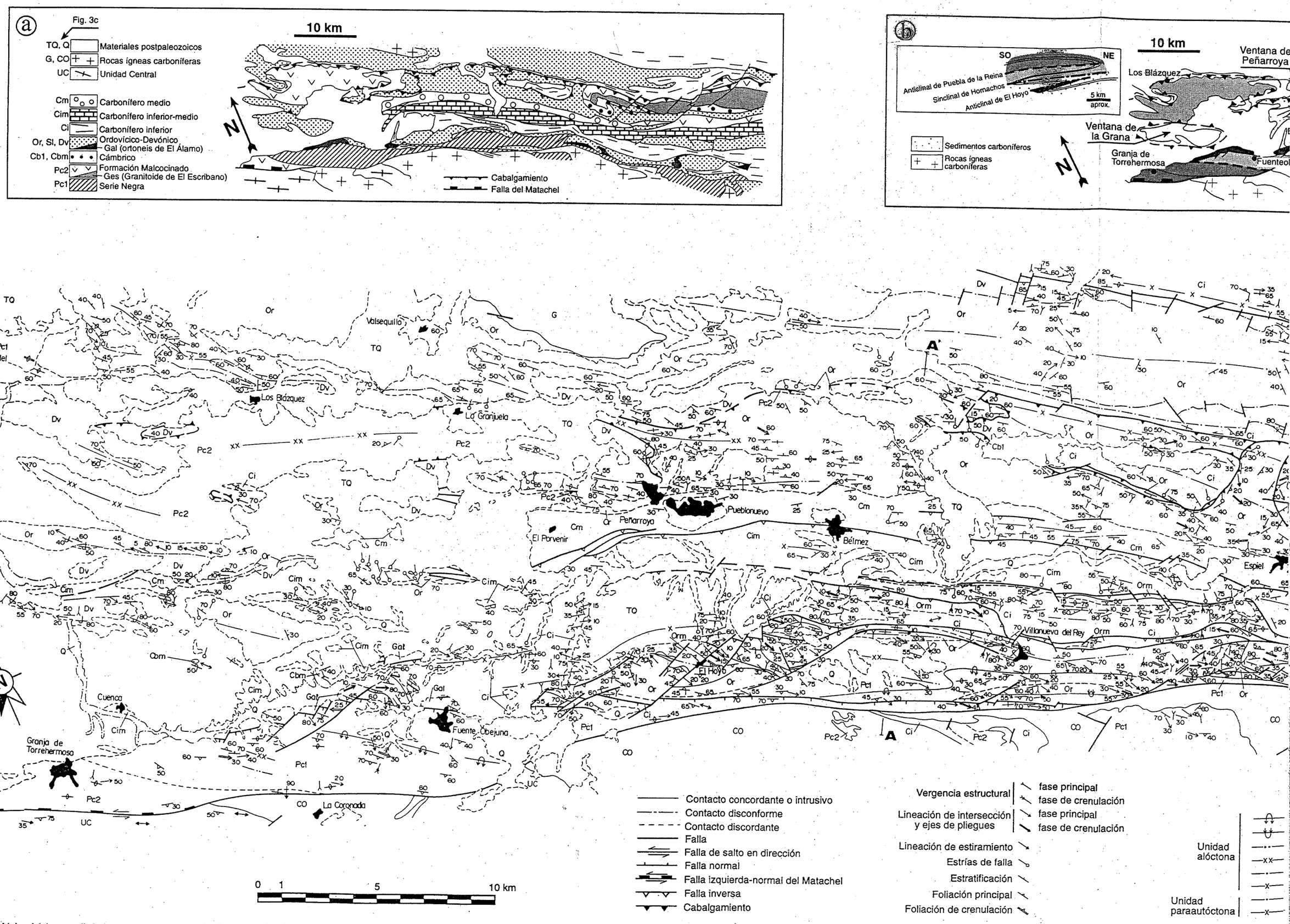
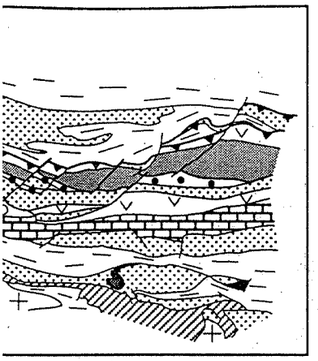
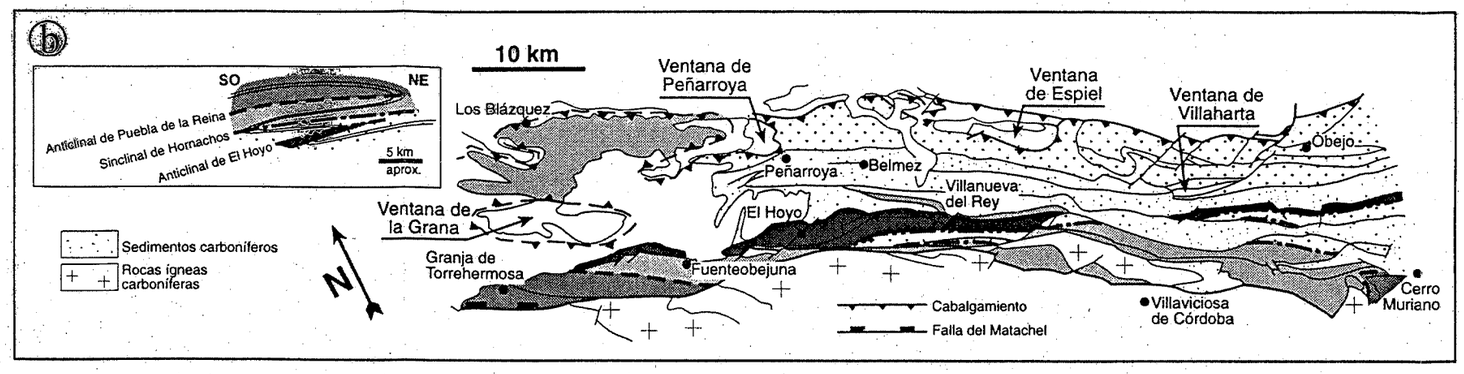
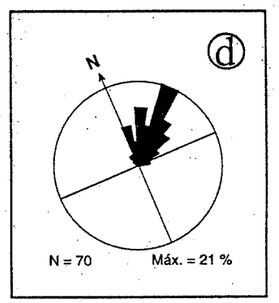
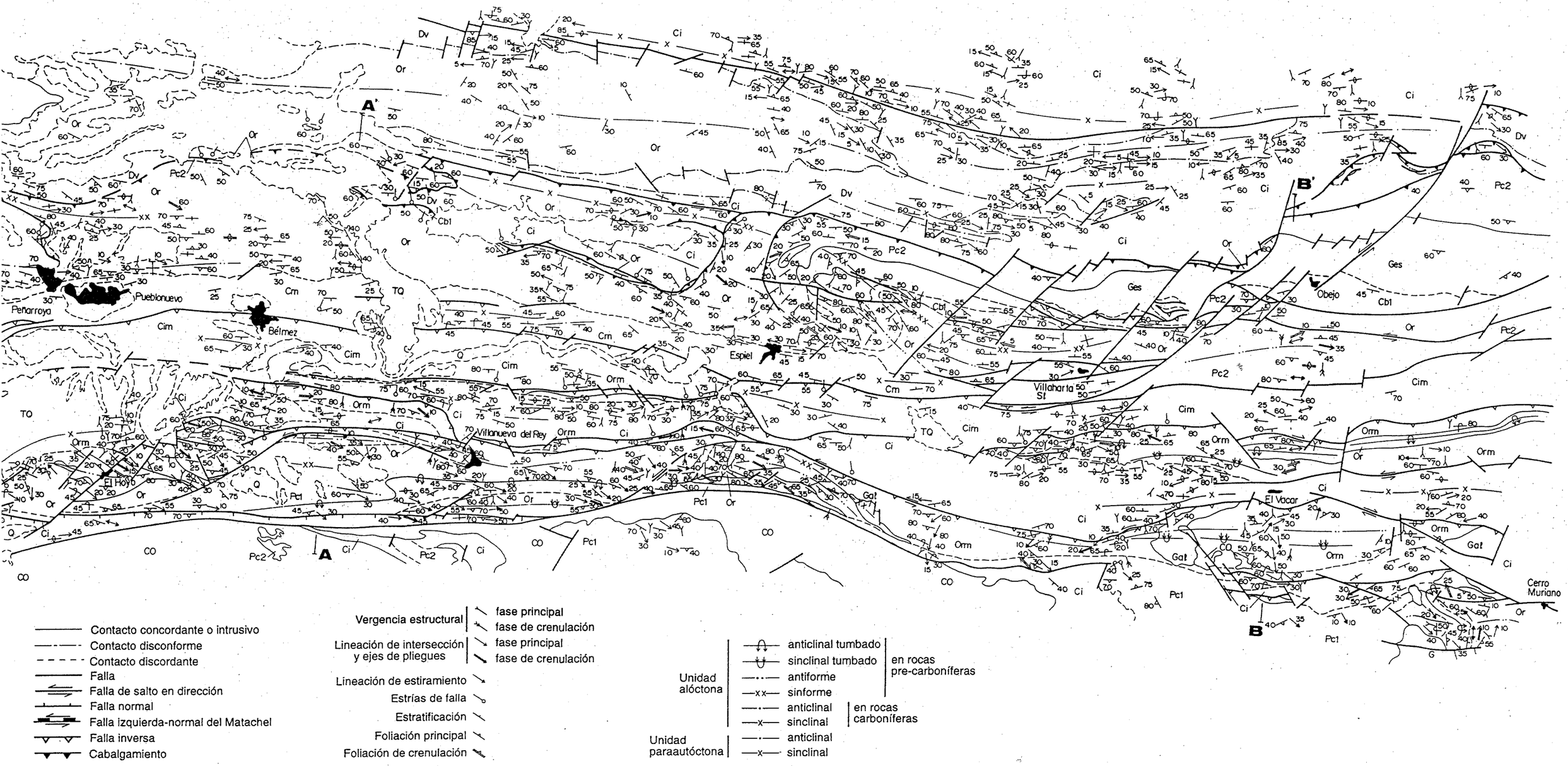


Figura 3.- a) Mapa litológico del área estudiada (para su situación véanse las figuras 1b y 2a). Las abreviaturas de la leyenda corresponden a las indicadas en la figura 3c. b) Esquema geológico y corte esquemático que muestran los distintos flancos y charnelas de la pila de pliegues tumbados y las ventanas tectónicas del cabalgamiento basal de la unidad alóctona. c) Mapa estructural del área estudiada. La correspondencia de las abreviaturas con las distintas formaciones se encuentra en la figura. 3a. d) Diagrama de rosas de dirección de estrías asociadas al cabalgamiento basal de la unidad alóctona.









ıema geológico y corte esquemático que muestran los distintos flancos y charnelas de la pila de pliegues tumbados y las ventanas tectónicas del cabalgamiento basal
de dirección de estrías asociadas al cabalgamiento basal de la unidad alóctona.

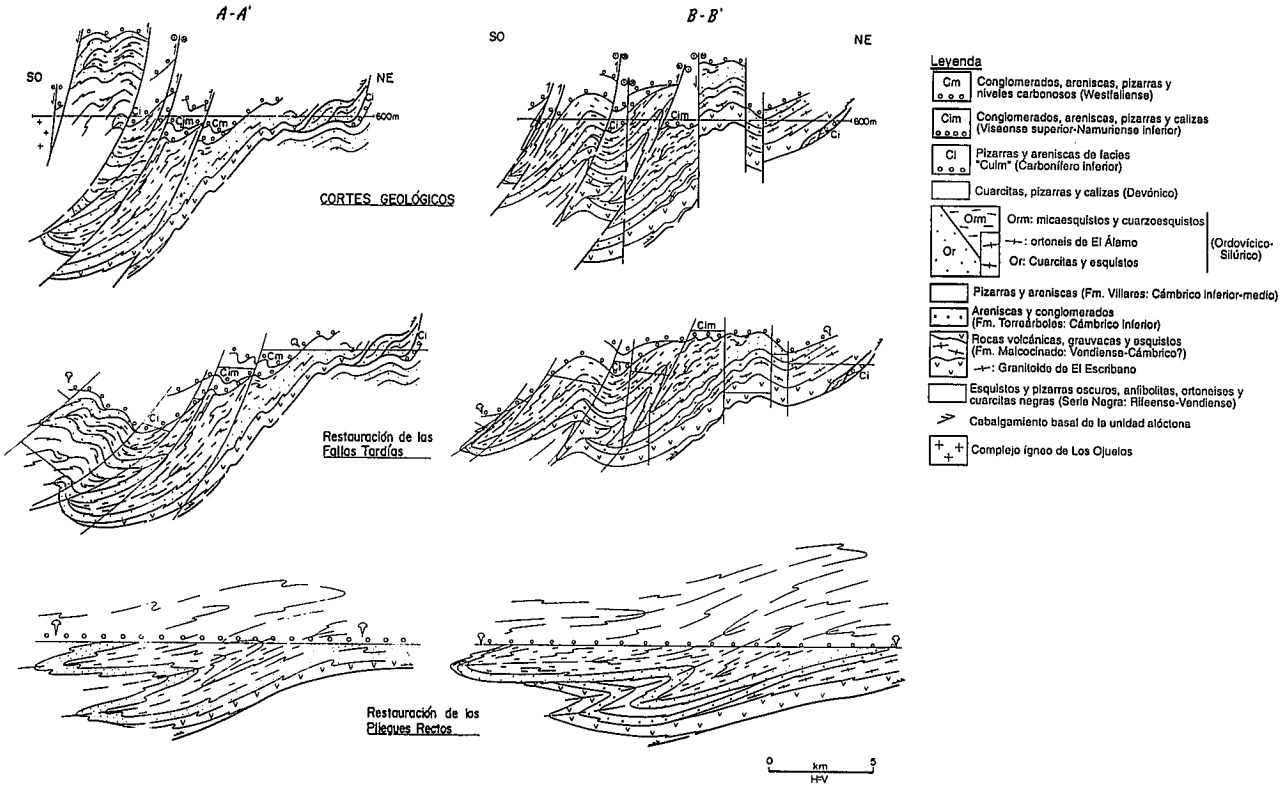


Figura 4.- Cortes geológicos de la unidad alóctona (situación en figura 3c). En la parte superior se muestran los cortes actuales y, hacia abajo, las sucesivas restituciones del salto en buzamiento de las fallas tardivariscas y de los pliegues levantados.

co, con la fase principal de plegamiento reconocida en la unidad paraautóctona (Martínez Poyatos *et al.*, 1995a).

Las estructuras anteriores están afectadas por una serie de fallas frágiles de dirección NO-SE, de alto ángulo y con movimiento inverso hacia el NE y/o lateral izquierdo (Fig. 3c). Estas fallas forman parte de un sistema transpresivo frágil izquierdo que existe en toda la rama meridional del Macizo Ibérico (Simancas, 1983). En el sector de Hornachos (Fig. 2a), su desarrollo es escaso, de modo que la continuidad de las estructuras previas es bastante evidente (Martínez Poyatos *et al.*, 1995b). Por el contrario, en buena parte del área representada en la figura 3, este sistema de fallas está bien desarrollado, y constituye una dificultad añadida para la reconstrucción de los pliegues tumbados (Fig. 4).

Pliegues tumbados

El estudio de la unidad alóctona a lo largo de una banda de unos 150 km de largo, entre las localidades de Puebla de la Reina y Cerro Muriano (Fig. 2a), ha permitido establecer la existencia de dos grandes pliegues tumbados: un anticlinal que se ha denominado Anticlinal de Puebla de la Reina, y un sinclinal que se ha denominado Sinclinal de Hornachos. El flanco inverso común a estos dos pliegues tiene una longitud de más de 15 km en la dirección perpendicular al eje (Fig. 2b). La geometría de estos pliegues tumbados ha sido descrita por Martínez Poyatos *et al.* (1995b) en el sector situado entre Puebla de la Reina y Maguilla (Fig. 2a). A continuación se describe la geometría de los pliegues tumbados en el resto de la región estudiada (Figs. 3 y 4).

Entre Granja de Torrehermosa y Cerro Muriano, la estructura de pliegues tumbados es ligeramente más compleja que en el sector de Hornachos, a causa de la existencia de un pliegue menor de escala plurikilométrica, el Anticlinal de El Hoyo, en el flanco normal del sinclinal mayor que se correlaciona con el Sinclinal de Hornachos (Fig. 2b). El flanco inverso del Anticlinal de El Hoyo es de unos 5 km en la dirección perpendicular al eje. A pesar del recubrimiento postpaleozoico que oculta la parte central de la unidad alóctona (entre Maguilla y Granja de Torrehermosa; Fig. 2a), la correlación entre los pliegues reconstruidos a uno y otro lado de este recubrimiento ha podido ser establecida. Esta correlación se basa en que el flanco normal que aflora en Granja de Torrehermosa parece ser la continuación hacia el SE del flanco normal del Anticlinal de Puebla de la Reina que aflora en Maguilla (Fig. 2a).

Desde el flanco normal que aflora en Granja de Torrehermosa hacia el este, se encuentran sucesivamente y en orden descendente en la pila de pliegues tumbados (Figs. 3b y c): un flanco inverso (alrededor de Fuente Obejuna) correlacionable con el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina; un flanco normal (al SO de Villanueva del Rey) y un flanco inverso (entre Villanueva del Rey y El Hoyo) que constituyen el Anticlinal de El Hoyo. Entre El Hoyo y Fuente Obejuna, el flanco normal del Anticlinal de El Hoyo ha

sido omitido por una falla normal que pasa por Fuente Obejuna (Fig. 3c). Al Norte de la banda carbonífera de Peñarroya-Bélmez-Espiel aflora un flanco normal que se correlaciona con el flanco normal del Sinclinal de Hornachos.

Los cortes geológicos de la figura 4 muestran la interpretación estructural y cómo la geometría original de los pliegues tumbados está fuertemente distorsionada por el efecto sucesivo de pliegues levantados y fallas de alto ángulo. En esta misma figura se propone un ensayo de reconstrucción de la forma original de los pliegues tumbados, una vez eliminado el salto en buzamiento de las fallas de alto ángulo y restaurando las capas del Carbonífero inferior y su discordancia basal a una posición horizontal. Nótese que en estas restituciones se ha dibujado la posición del cabalgamiento basal de la unidad alóctona, aunque su movimiento se produce durante el Carbonífero inferior-medio, después del depósito del Carbonífero inferior de facies "Culm".

Marcando el plano axial de los pliegues tumbados, existe siempre una foliación muy penetrativa. Sobre esta foliación se desarrolla a veces una lineación de estiramiento de dirección NO-SE, paralela a los ejes de los pliegues tumbados (Fig. 5). En secciones XZ (paralelas a la lineación de estiramiento y perpendiculares a la foliación) se observan frecuentemente, tanto a escala de afloramiento como microscópica, estructuras asimétricas indicativas de un flujo no coaxial, como son colas asimétricas y boudinage asimétrico en porfidoclastos de feldespato y *ribbons* de cuarzo, estructuras S-C, dirección de subjuntas y subgranos de cuarzo oblicua a la foliación, o fábricas asimétricas de ejes <c> del cuarzo. Estas estructuras asimétricas indican movimiento del bloque de techo hacia el SE (Fig. 6a y b).

La deformación que dio lugar a los pliegues tumbados se produjo en condiciones metamórficas que varían desde el grado bajo (en el sector de Hornachos) hasta la parte alta del grado medio (entre Villanueva del Rey y Cerro Muriano); las presiones máximas estimadas son de 4-5 kbar (Martínez Poyatos, 1997).

Cabalgamiento basal de la unidad alóctona

La dirección y el sentido de movimiento del cabalgamiento que separa ambas unidades se han obtenido a partir de estrías de falla y de estructuras S-C frágiles (Fig. 6c y d), siendo el movimiento del bloque de techo hacia el NE (Fig. 3d). El frente del cabalgamiento se sigue ininterrumpidamente a lo largo de toda la banda estudiada (Fig. 2a). Los pliegues levantados que afectan al cabalgamiento originan diversas ventanas tectónicas (Fig. 3b y c), a partir de las cuales puede inferirse una ligera rampa ascendente hacia el NE respecto del bloque de muro: en la ventana de La Grana, el cabalgamiento se sitúa sobre rocas ordovícicas; en la de Villaharta, sobre rocas silúricas; en la de Peñarroya, sobre rocas devónicas; y en la de Espiel, sobre rocas del Carbonífero inferior. Con respecto al bloque de techo,

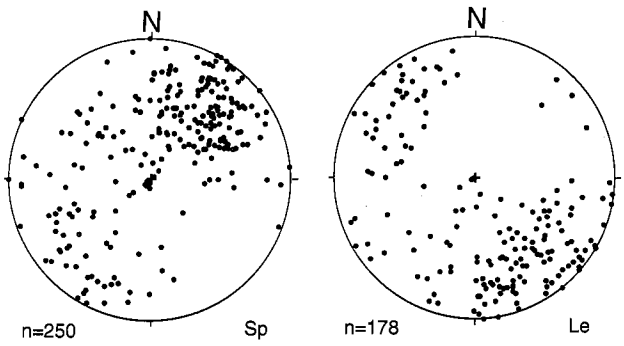


Figura 5.- Diagramas de orientación de polos de la foliación (Sp) y de la lineación de estiramiento (Le) asociados a los pliegues tumbados de la unidad alóctona. Proyección equiareal, hemisferio inferior. n: número de datos.

el cabalgamiento también es ascendente hacia el NE, tal y como fue deducido en el sector occidental de la unidad alóctona (Martínez Poyatos *et al.*, 1995b); en el sector representado en la figura 3, este extremo no puede verificarse. Por otro lado, hacia el SE el cabalgamiento desciende ligeramente respecto del bloque de techo: entre Puebla de la Reina y Los Blázquez (Fig. 3b) el cabalgamiento se sitúa en el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina, mientras que a partir de Peñarroya se sitúa en el flanco normal del Sinclinal de Hornachos.

La edad del cabalgamiento puede establecerse a partir de su relación con las rocas carboníferas. En la ventana de Espiel y en gran parte del frente del cabalgamiento, se observa que éste es posterior al Carbonífero inferior de facies "Culm" (Fig. 3a). Por otro lado, las diferencias que se observan en la evolución sedimentaria carbonífera de las unidades alóctona y autóctona parecen relacionables con la evolución del cabalgamiento. En la unidad autóctona existe una potente sedimentación de facies "Culm" desde el Tournaisiense superior hasta al menos el Namuriense inferior. Por el contrario, en la unidad alóctona se observa lo siguiente: a) la facies "Culm" sólo se mantiene hasta el Viseense superior; b) durante el Viseense superior-Namuriense inferior, la sedimentación es de tipo parálico (secuencia intermedia); c) la sedimentación carbonífera culmina en el Westfaliense B y C con un tramo de facies continental (secuencia superior); y d) los sedimentos westfalienses llegan a apoyarse directamente sobre el sustrato precarbonífero. En suma, en la unidad alóctona se observa una somerización de la sedimentación carbonífera acompañada de episodios de erosión en el interior de la propia cuenca. Estos rasgos han sido relacionados con el avance hacia el NE del cabalgamiento sobre una superficie con rampas y rellanos (Martínez Poyatos *et al.*, 1998).

Pliegues levantados

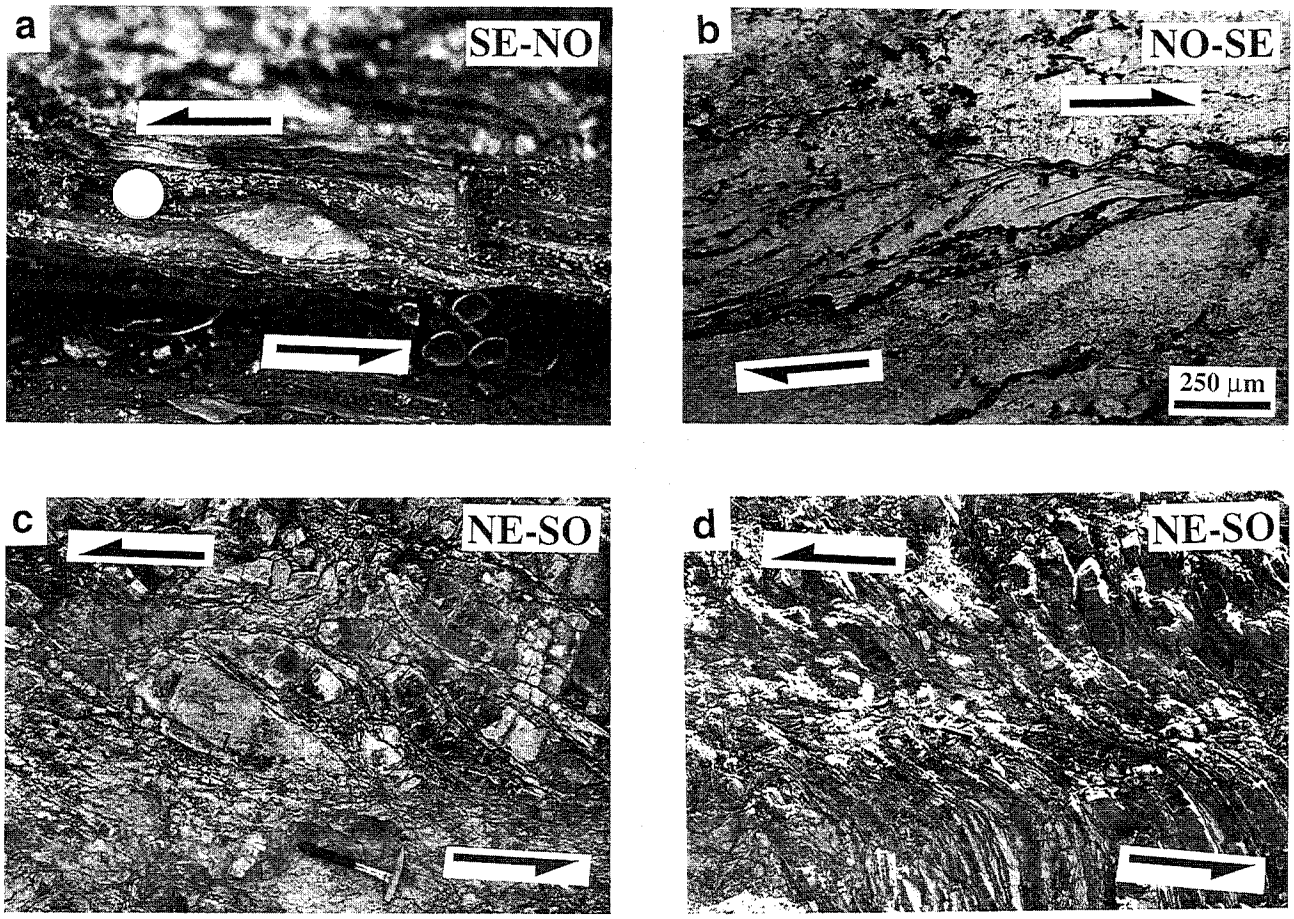


Figura 6.- a) y b) Criterios cinemáticos en secciones XZ que permiten deducir el sentido de movimiento (techo hacia el SE) del cizallamiento dúctil asociado a los pliegues tumbados: a) cola asimétrica en cuarzo de segregación metamórfica; b) pez de mica asimétrico en una cuarcita ordovícica. c) y d) Estructuras frágiles en el bloque inferior del cabalgamiento de la unidad alóctona: c) falsa S-C en rocas devónicas; d) cizalla *Riedel* semifrágil en rocas devónicas.

Pliegues de escala plurikilométrica, de dirección NO-SE, plano axial fuertemente buzante y ejes débilmente inclinados afectan a todas las rocas paleozoicas. En las rocas precarboníferas de la unidad alóctona son pliegues de segunda fase (con un clivaje de crenulación asociado) que pliegan a los pliegues tumbados y al cabalgamiento, mientras que en los sedimentos carboníferos de la unidad alóctona y en la unidad paraautóctona son los primeros pliegues que se detectan (con un clivaje pizarroso asociado en las rocas pelíticas). Los pliegues de mayores dimensiones reconocidos en el área estudiada son, de SO a NE (Fig. 3): un antiforme en la banda de rocas precarboníferas que va desde Cerro Muriano hasta ElHoyo; un sinclinal a lo largo de la banda carbonífera de Peñarroya-Bélmez-Espiel; y un anticlinal que se extiende desde Valsequillo hacia el SE.

Este plegamiento afecta a las tres secuencias carboníferas de la banda de Peñarroya-Bélmez-Espiel (cuyas capas más jóvenes son de edad Westfaliense C), y es anterior a la intrusión del Batolito de Los Pedroches (cuya edad más probable está comprendida entre 295-310 Ma; límite Westfaliense-Estefaniense) (Fernández *et al.*, 1990; Défalque *et al.*, 1992). Por tanto, la edad de este plegamiento debe ser Westfaliense superior.

Conclusiones

El borde meridional de la ZCI está constituido por dos unidades, una alóctona y otra paraautóctona, separadas por un cabalgamiento con movimiento del bloque de techo hacia el NE, de edad Carbonífero inferior-medio. En la unidad alóctona existen grandes pliegues tumbados vergentes al NE de edad Devónico medio-superior y un cizallamiento dúctil con movimiento del bloque de techo hacia el SE. Estos grandes pliegues tumbados se siguen cartográficamente en la dirección NO-SE a lo largo de al menos 150 km. Existe una etapa de erosión entre esta deformación precarbonífera y la sedimentación del Carbonífero inferior de facies "Culm", que en la unidad alóctona se deposita discordantemente sobre formaciones paleozoicas o precámbricas. Con posterioridad al depósito de los sedimentos de facies "Culm", tuvo lugar el cabalgamiento de la unidad alóctona sobre la unidad paraautóctona, acompañado del desarrollo de una cuenca *piggy-back* en el bloque cabalgante. Pliegues levantados preestefanienses pliegan a los pliegues tumbados, a los

sedimentos carboníferos y al cabalgamiento. En la unidad paraautóctona estos pliegues levantados constituyen la primera fase de deformación y afectan a las rocas carboníferas, que se depositaron paraconformes o disconformes sobre las del Devónico. Las lagunas estratigráficas existentes en la unidad paraautóctona durante el periodo Devónico medio-Carbonífero inferior se pueden interpretar como debidas a movimientos contemporáneos de las deformaciones que en la unidad alóctona dieron lugar a los grandes pliegues tumbados descritos. La vergencia hacia el NE de los pliegues tumbados de la unidad alóctona y del cabalgamiento se interpreta como retrovergente del edificio estructural relacionado con la colisión entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

Investigación financiada por el Proyecto PB-93/1149/CO3/01.

Bibliografía

Almela A., Alvarado M., Coma J., Felgueroso C. y Quintero I. (1962): Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. España.*, 73: 195-327.

Andreis R.R. y Wagner R.H. (1983): Estudio de abanicos aluviales en el norte de la cuenca Wesfaliense B de Peñarroya-Bélmez (Córdoba). En: *Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula* (M.J. Lemos de Sousa, Ed.), Universidade do Porto, 172-227.

Apalategui O., Borrero J.D., Carracedo M., Pérez de la Blanca J.C., Roldán F., Soubrier J., Garrote A. e Higueras P. (1985a): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 902 (Adamuz) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME*, 51 p.

Apalategui O., Borrero J.D., Delgado Quesada M., Roldán F. y Sánchez Carretero R. (1985b): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 901 (Villaviciosa de Córdoba) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME*, 66 p.

Apalategui O., Borrero J.D., Eguiluz L., Roldán F., Garrote A., Higueras P., Liñán E. y Palacios T. (1985c): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 878 (Azuaga) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME*, 47 p.

Apalategui O., Borrero J.D. e Higueras P. (1985d): División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental. 5ª Reun. Grupo de Ossa-Morena. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 73-80.

Apalategui O., Garrote A., Roldan F. J. y Sánchez Carretero R. (1985e): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 879 (Peñarroya-Pueblonuevo) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME*, 62 p.

Apalategui O., Pérez Lorente F., Roldán F. e Higueras P. (1985f): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 880 (Espiel) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME*, 58 p.

Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F. (1994): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.

Brasier M.D. y Cowie J.W. (1989): Other areas: North-west Canada; California, Nevada and Mexico; Morocco, Spain, and France. En: *The Precambrian-Cambrian Boundary* (J.W. Cowie y M.D. Brasier, Eds.), *Oxford Univ. Press, Monographs on Geol. and Geophysics*, 12: 105-114.

Burg J.P., Iglesias M., Laurent Ph., Matte Ph. y Ribeiro A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.

Défalque G., Demaiffe D., Dumont P. y Lalieux Ph. (1992): Le batholite de "Los Pedroches" (Sierra Morena): études cartographique, pétrographique, géochimique, géochronologique et métallogénique. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 115: 77-89.

Fedonkin M., Liñán E. y Perejón A. (1983): Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 81: 125-138.

Fernández F.J., Cueto L.A. Larrea L.J. y Quesada C. (1990): El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 89-103.

García Hidalgo J.F. (1993): Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenójar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *Geogaceta*, 14: 57-59.

Garrote A. y Broutin J. (1979): Le bassin tournaisien de Benajarafe (Province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. *C. R. 104 Congr. Nat. Soc. Sav.*, 1: 175-184.

Grand'Eury C. (1877): Flore carbonifére du Département de la Loire et du centre de la France. *Mem. Acad. Sci. Paris*, 2: 1-624.

Henke W. (1926): Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). Mit einer palaeontologische Mitteilung von A. Born. *Abh. Senckenberg. Naturf. Gesells*, 39: 185-204.

Herranz P. (1985): *El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz.* Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 1220 p. (inédita).

Jongmans W.J. (1951): Las floras carboníferas de España. *Estudios Geol.*, 7: 281-330.

Liñán E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 191 p. (inédita).

Liñán E. (1984): Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (Precámbrico?-Cámbrico inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.

Liñán E. y Palacios T. (1983): Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69: 227-234.

Mamet B. y Martínez C. (1981): Late Vissean microfossils of the Las Caleras Bajas limestone. (Córdoba, Spain). *Rev. Esp. Microp.*, 13: 105-118.

Martínez Poyatos D. (1997): *Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.* Tesis Doctoral,Univ. Granada, 222 p. (inédita).

Martínez Poyatos D., Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F. (1995a): Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa-Morena/Central Iberian contact (southwest Iberian Massif). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 321: 609-615.

Martínez Poyatos D., Simancas J.F., Azor A. y González Lodeiro F. (1995b): La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica en el sector suroriental de la Provincia de Badajoz. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 41-50.

Martínez Poyatos D., Simancas J.F., Azor A. y González Lodeiro F. (1998): Evolution of a Carboniferous piggyback

basin in the southern Central Iberian Zone (Variscan Belt, SW Spain). *Bull. Soc. Géol. France* (en prensa).

Matte Ph. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics,* 126: 329-374.

Ochsner A. (1993): *U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic - Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny.* Diss. ETH No. 10392, Zürich, 249 p.

Ortuño M.G. (1971): Middle Westfalian strata in South-West Spain. *C. R. 6e Inter. Congr. Carbonif, Stratigr. Geol. (Sheffield, 1967),* 3: 1275-1292.

Pérez Lorente F. (1979): *Geología de la Zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 340 p. (inédita).

Quesada C., Apalategui O., Eguiluz L., Liñán E. y Palacios T. (1990): Part V: Ossa-Morena Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 252-258.

Redlin K. (1955): *Statrigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien).* Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster, 192 p.

Ríos S. (1977): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena-Sierra Morena Oriental, provincia de Jaén).* Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Madrid, 271 p. (inédita).

Sánchez Cela V. y Gabaldón V. (1977): Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 856 (Maguilla) del Mapa Gelógico Nacional a escala 1:50.000, *IGME,* 33 p.

San José M.A., Pieren A.P., García Hidalgo J.F., Vilas L., Herranz P., Peláez J.R. y Perejón A. (1990): Ante-Ordovician Stratigraphy of the Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 147-159.

Schäfer H.J., Gebauer D. y Nägler T.F. (1991): Evidence for Silurian eclogite and granulite facies metamorphism in the Badajoz-Córdoba Shear Belt, SW Spain. *Terra Abstracts Suplement 6 to Terra Nova,* 3: 11.

Simancas J.F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sud-Portuguesa.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 439 p. (inédita)

Vidal G., Jensen S. y Palacios T. (1994): Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geol. Mag.,* 131: 169-179.

Weisflog J.D. (1963): *Stratigraphie des Untercarbons in der Mulde von Belmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spanien).* Tesis Heidelberg.

Manuscrito recibido el 1 de Setiembre de 1997
Aceptado el manuscrito revisado el 25 de Abril de 1998