ESTRUCTURA DE LA MITAD SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA: DEFORMACIÓN EN EL BLOQUE INFERIOR DE UN CABALGAMIENTO CORTICAL DE EVOLUCIÓN COMPLEJA

I. Expósito [1], J.F. Simancas [2], F. González Lodeiro [2], A. Azor [2] y D.J. Martínez Poyatos [2]

[1] *Departamento de Ciencias Ambientales, Universidad Pablo de Olavide, Sevilla.*
[2] *Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva s/n, 18002 Granada.*

Resumen: La estructura de la Zona de Ossa Morena (ZOM) es compleja en geometría y cinemática, habiendo resultado de la superposición de varias etapas de deformación durante la Orogenia Varisca. La sucesión de estructuras en la ZOM y en el límite de ésta con la Zona Centroibérica (ZCI) permite inferir la existencia de una convergencia continental devono-carbonífera, en la que la ZOM fue el bloque continental inferior. Las primeras estructuras variscas son grandes pliegues tumbados vergentes hacia el SO y cabalgamientos de la misma vergencia, formados durante el Devónico. En el Carbonífero inferior se detecta una situación regional transtensiva, caracterizada por el desarrollo de fallas normales de bajo ángulo, cuencas sedimentarias y vulcanismo. En una segunda etapa contractiva, de edad post-Viseense, se originaron pliegues de plano axial subvertical no cilíndricos, que, superpuestos a los pliegues tumbados, dan lugar a las figuras de interferencia complejas que caracterizan la cartografía de la región. Fallas subverticales de salto en dirección izquierdo son las estructuras que tuvieron desarrollo dominante hacia el final del Carbonífero. Algunas de estas fallas constituyen el actual límite septentrional de la ZOM, enmascarando un contacto más antiguo e importante de carácter cabalgante. Existen indicios diversos de que la convergencia entre la ZOM y la ZCI fue oblicua, dándose probablemente un reparto de la deformación entre zonas con un mayor desplazamiento lateral (el propio límite ZOM/ZCI) y otras con un mayor acortamiento (el interior de la ZOM).

Palabras clave: estructura, evolución tectónica, Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico, límite Zona de Ossa-Morena / Zona Centroibérica.

Abstract: The structure of the Ossa-Morena Zone (OMZ) is geometrically and kinematically complex, showing different types of structures superimposed along the Variscan Orogeny. Structures in the OMZ and its boundary with the Central Iberian Zone (CIZ) attest the existence of a Devonian-Carboniferous convergence between these zones, the OMZ being the footwall of a crustal-scale continental thrust . The first Variscan structures are of Devonian age and consist of Km-scale SW vergent recumbent folds followed by south-directed thrusts. The tectonic regime changed to regional transtension in Lower Carboniferous, as shown by the development of low-angle normal faults, basins and volcanism. In the Upper Visean compression restarted, giving way mainly to non-cylindrical upright folds. The new folds superimposed on the previous structures originating complex interference patterns depicted on the geological map. The characteristic structures of the late-collisional stage are strike-slip faults, mainly concentrated in two regional bands at the northern and southern borders of the OMZ. Strike-slip faults in northern OMZ obliterate the more important and older thrust contact of the CIZ onto the OMZ. Although several evidences point to an oblique continental convergence between both zones, it seems that deformation was partitioned between areas dominated by left-lateral shearing (the CIZ / OMZ contact itself) and areas dominated by transversal shortening or extension (the OMZ).

Key words: structure, tectonic evolution, Ossa-Morena Zone, Iberian Massif, Ossa-Morena / Central Iberian boundary.

Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Azor, A. y Martínez Poyatos, D.J. (2002): La estructura de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. España,* 15 (1-2): 3-14.

El conocimiento de la estructura de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) proporciona una parte esencial del cuadro geométrico y cinemático necesario para interpretar correctamente la relación entre ésta y la Zona Centroibérica (ZCI). El límite entre ambas zonas se sitúa en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Burg *et al.*, 1981) o, más precisamente, en la Unidad Central (Azor, 1994; Azor *et al.*, 1994). El análisis de este límite ha sido objeto de interés por parte de distintos investigadores que han trabajado en el SO de la Península Ibérica (e.g., Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986; Abalos *et al.*, 1991; Azor *et al.*, 1994, Pereira y Silva, 1997; Simancas *et al.*, 2001). Las investigaciones recientes de algunos autores han aportado importantes datos en favor de que éste es un contacto tectónico varisco de

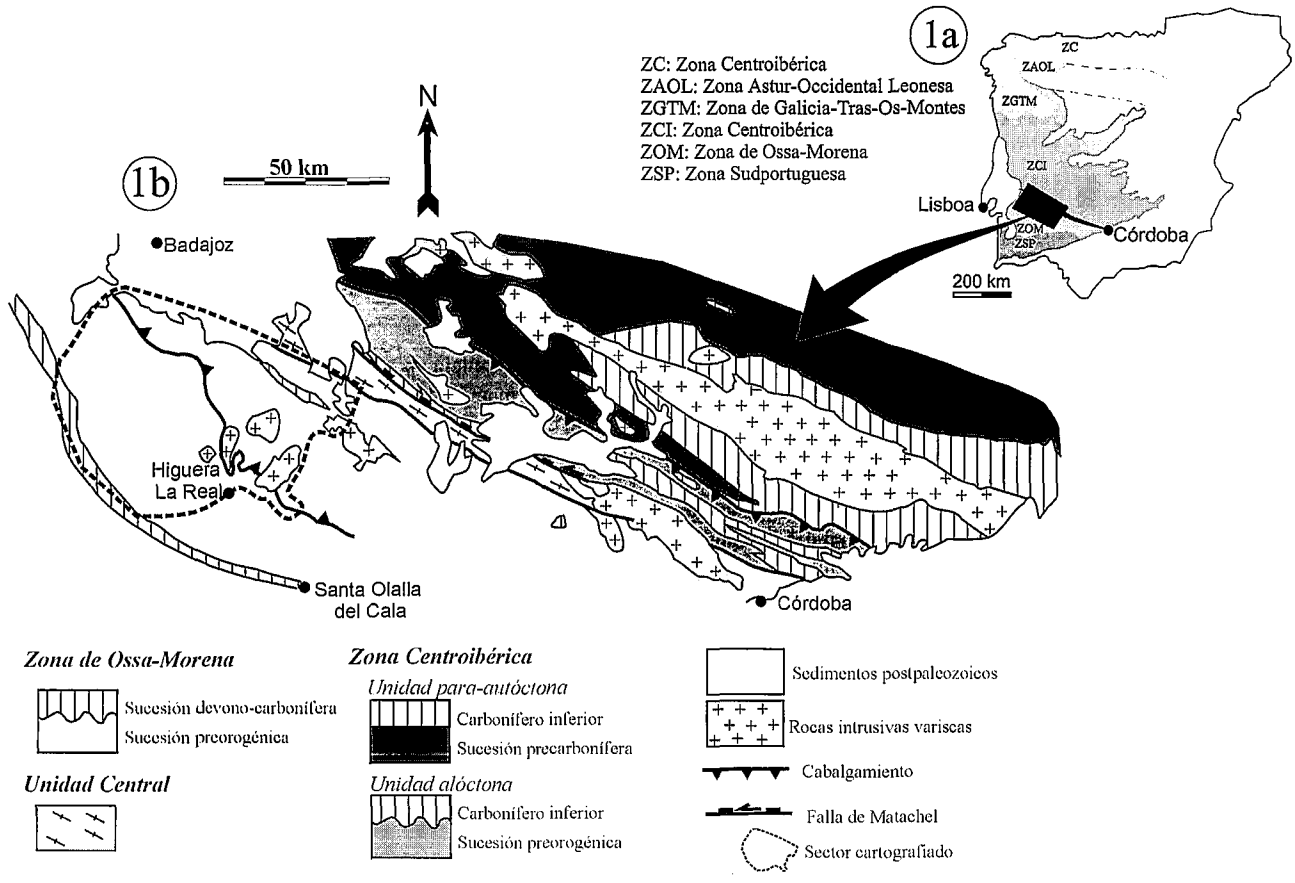

Figura 1.- Localización del sector estudiado: a) dentro del Macizo Ibérico; b) en relación con el límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centroibérica.

gran importancia (Azor, 1994; Martínez Poyatos 1997; Expósito, 2000).

La Unidad Central es una banda de rocas intensamente deformadas, cuya foliación principal, milonítica y con lineación de estiramiento subhorizontal, buza hacia el NE. En su parte inferior se han encontrado eclogitas (Abalos *et al.*, 1991), que indican una etapa varisca de altas presiones en la evolución tectonometamórfica de esta unidad (Schäfer *et al.*, 1991; Ordóñez, 1998). Las eclogitas están parcialmente retrogradadas a causa del cizallamiento dúctil posterior que produjo la deformación principal observable. Existe un fuerte gradiente de presión dentro de la Unidad Central: la presión máxima sufrida por las rocas de su base es al menos de 15 kbar, mientras que la presión máxima de las rocas de su techo no supera los 10 kbar (Azor, 1994). Además, hay un salto de presión entre estas últimas (~ 10 kbar) y las rocas adyacentes de la ZCI (unos 5 kbar). Estos datos indican que, además de la componente lateral que resulta evidente de la fábrica milonítica, existió un importante desplazamiento según el buzamiento, con ascenso relativo de la Unidad Central respecto a la Zona Centroibérica (Azor *et al.*, 1994).

Por el sur, la Unidad Central contacta con la ZOM mediante un sistema de fallas tardivariscas verticales de salto en dirección izquierdo, que enmascaran un contacto anterior más importante. Sin embargo, el buzamiento hacia el nordeste de las foliaciones principales de ambas unidades sugiere que la Unidad Central se sitúa sobre la ZOM; considerando además el importante salto metamórfico entre la base de la Unidad Central (al menos 15 kbar) y las rocas de la ZOM (baja presión), se deduce que el contacto original entre ambas fue fundamentalmente un cabalgamiento de la Unidad Central sobre la ZOM.

Los datos anteriores han contribuido a elaborar una hipótesis en la que la ZCI es el bloque superior de un cabalgamiento a escala cortical, posteriormente hundido en una etapa transtensiva (Azor *et al.*, 1994; Simancas *et al.*, 2001). El presente trabajo se centra en la investigación de la estructura del bloque inferior de dicho cabalgamiento, i.e. la ZOM. Este estudio permite, junto con los realizados anteriormente por Azor (1994) y Martínez Poyatos (1997), presentar la estructura detallada de una transversal del límite ZOM / ZCI, incluyendo el borde meridional de la ZCI y la mitad septentrional de la ZOM, lo que supone una importante contribución al conocimiento de la geometría, la cinemática y la evolución tectonometamórfica de este límite.

El estilo estructural de la ZOM ya fue mostrado por Vauchez (1975). Sin embargo, y a pesar del gran avance que supuso la cartografía del plan MAGNA, han sido muy escasos los estudios de la estructura regional. En este trabajo se describe la estructura de un extenso sector de la ZOM (Fig.1), presentando para ello un mapa geológico con énfasis estructural (simplificado en la Fig. 2), así como cortes geológicos regionales (Fig. 3).

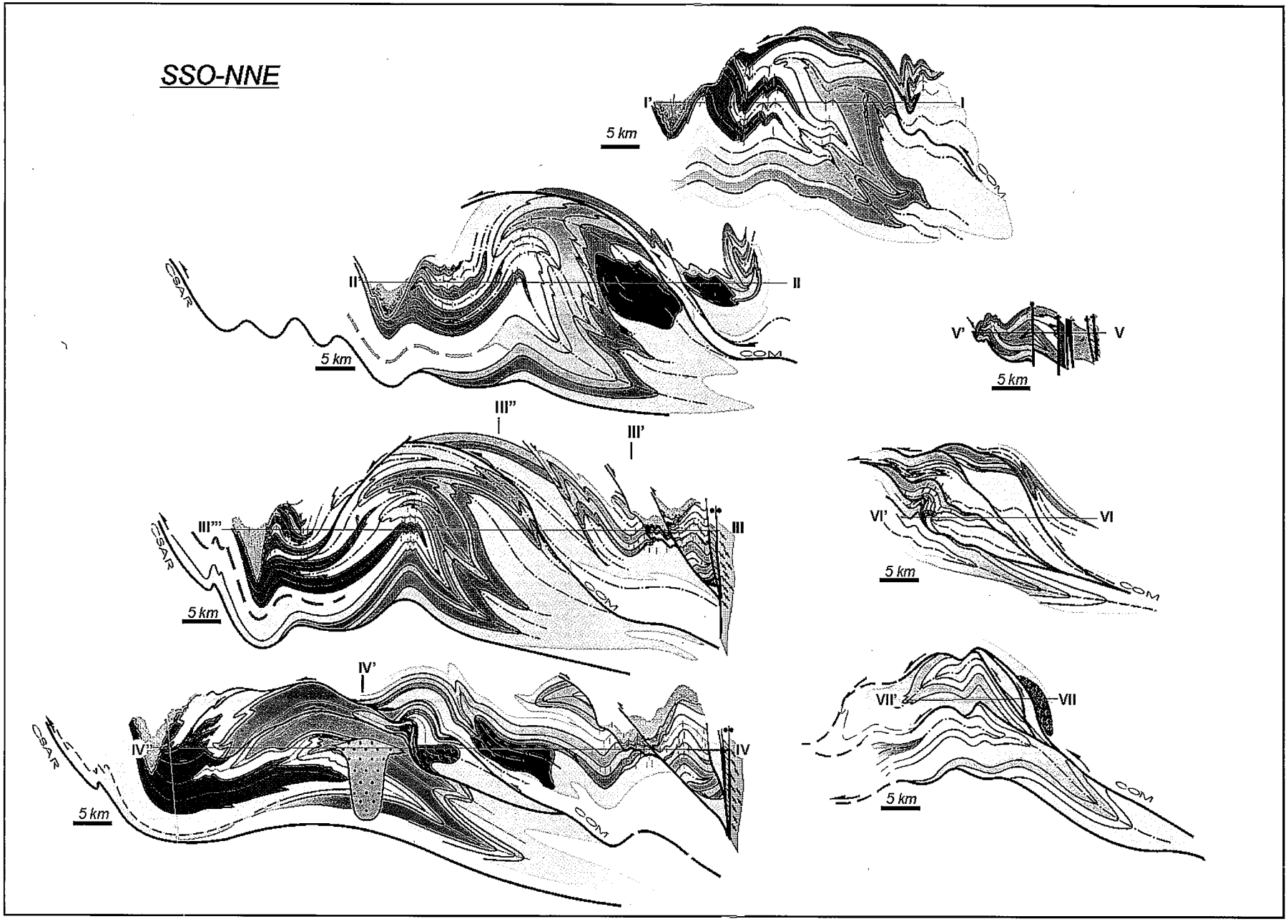

Figura 3.- Cortes geológicos de la región estudiada. Para su localización y leyenda véase la Fig. 2. Nótese el carácter compuesto del corte III. Las siglas COM y CSAR corresponden, respectivamente, a los cabalgamientos de Olivenza - Monesterio y de Santo Aleixo da Restauraçao. Este último, aflorante en Portugal (Araújo y Ribeiro, 1996), se supone enraizado en la base de la estructura regional estudiada.

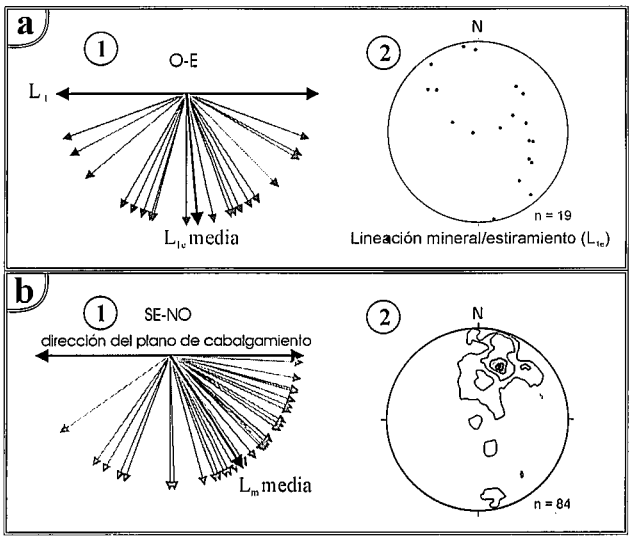

Figura 4.- a) Lineaciones de pliegues tumbados de primera fase: a1, ángulo entre la lineación de estiramiento (L_{1e}) y la lineación de intersección (L_1); a2, proyección equiareal de L_{1e}. b) Lineación de la fábrica plano-lineal del cabalgamiento de Olivenza - Monesterio: b1, cabeceo (*pitch*) de la lineación de estiramiento o de las estrías, sobre la foliación milonítica; b2, proyección equiareal de la lineación de estiramiento (L_m), contornos de 3,3%, 6,6%, 9,8%y 13,1%.

Las rocas de la región cartografiada

Las rocas premesozoicas que afloran en la región estudiada (Fig. 2) se pueden separar en dos grandes sucesiones: la sucesión preorogénica y la sucesión sinorogénica, en función de su relación con la Orogenia Varisca.

Sucesión preorogénica varisca

Serie precámbrica. Las rocas más antiguas constituyen la unidad litoestratigráfica que se conoce en la literatura geológica regional como Serie Negra (Carvalhosa, 1965), de edad Proterozoico superior. Son un conjunto de pizarras oscuras y grauvacas, con intercalaciones de cuarcitas negras, anfibolitas y material volcánico. Entre la Serie Negra y la base del Cámbrico fosilífero aparece con frecuencia la formación Malcocinado (Fricke, 1941), que es una formación vulcano-sedimentaria formada por lavas y rocas piroclásticas interestratificadas con rocas detríticas, existiendo también cuerpos intrusivos coetáneos (Fig. 2); su edad puede ser Vendiense (Quesada *et al.*, 1990, Schäfer, 1990) o Cámbrico basal (Ochsner, 1993). Las rocas ígneas de la formación Malcocinado son de carácter calcoalcalino, y han sido interpretadas como producto de la actividad orogénica cadomiense (Sánchez Carretero *et al.* 1989; Quesada *et al.*, 1990; Martínez Poyatos, 1997). En consecuencia, tanto la Serie Negra como la formación Malcocinado pertenecerían al Ciclo Orogénico Cadomiense.

Serie paleozoica. El ciclo varisco se inició con una sedimentación que uniformizó, en un ambiente de estabilidad tectónica, el relieve preexistente, estando esta sedimentación representada por los conglomerados, arcosas y lutitas de la formación Torreárboles (Liñán, 1978), de edad Cámbrico basal. Esta formación se sitúa de manera disconforme o discordante sobre rocas de la formación Malcocinado o de la Serie Negra, sin que se haya detectado en el sector estudiado (Expósito, 2000) la importante discordancia angular con salto metamórfico que han sugerido otros autores (Eguíluz *et al.*, 1980). Sobre esta plataforma detrítica se instaló en el Cámbrico inferior una plataforma carbonatada, representada por carbonatos más o menos puros, areniscas finas y lutitas (Liñán y Perejón, 1981).

Este periodo de estabilidad tectónica finalizó con el inicio de un *rifting* en la ZOM, que daría lugar a la ruptura de la plataforma carbonatada y al depósito de sucesiones vulcanodetríticas del Cámbrico inferior-medio (Liñán y Quesada,1990; Sánchez Carretero *et al.*, 1990). En los primeros depósitos, del Cámbrico inferior, predominan las rocas detríticas sobre las volcánicas. Sin embargo, las intercalaciones de rocas volcánicas aumentan hacia los niveles superiores, apareciendo en el Cámbrico medio una formación constituida casi exclusivamente por basaltos. Este vulcanismo bimodal, toleítico y alcalino (Mata y Munhá, 1986; Ribeiro *et al.*, 1992; Giese y Bunh, 1993) tiene su equivalente en cuerpos plutónicos de los que hay buena representación en la región cartografiada (Fig. 2). El intervalo Cámbrico medio – Ordovícico está representado (aunque con la posible falta de depósitos del Cámbrico superior) por una sedimentación dominantemente detrítica entre la que existen también algunas intercalaciones volcánicas (Oliveira *et al.*, 1992).

El mayor grado de evolución de este *rifting* se refleja en la generación de cuencas anóxicas donde se depositaron facies pelágicas concentradas de edad silúrica, constituidas por pizarras alumínicas silíceas negras y chert negro radiolarítico (Perejón y Moreno Eiris, 1992; Oliveira *et al.*, 1992; Robardet *et al.*, 1998). Posteriormente, el registro sedimentario evidencia un regreso de la sedimentación detrítica, ahora en forma de pizarras con intercalaciones laminares de arenisca de grano muy fino. La edad de estas pizarras es Ludlow superior-Lochkoviense (Oliveira *et al.*, 1992; Robardet *et al.*, 1998), pero en el techo de éstas se encuentran a veces unos niveles fosilíferos con fauna del Devónico inferior (Oliveira *et al.*, 1992) que constituyen las rocas más jóvenes de la sucesión preorogénica.

Un aspecto destacable de esta sucesión preorogénica es que las formaciones anteordovícicas de la ZOM son muy similares a las del borde meridional de la ZCI, mientras que las sucesiones ordovícicas y silúricas de ambas zonas tienen diferencias litológicas y faunísticas. En términos paleogeográficos, esas diferencias han sido consideradas relevantes (Robardet, 1976) o de importancia menor (Robardet *et al.*, 1998).

Sucesión sinorogénica varisca

Sobre la sucesión preorogénica se sitúa, de forma discordante, la sucesión sinorogénica. En la región es-

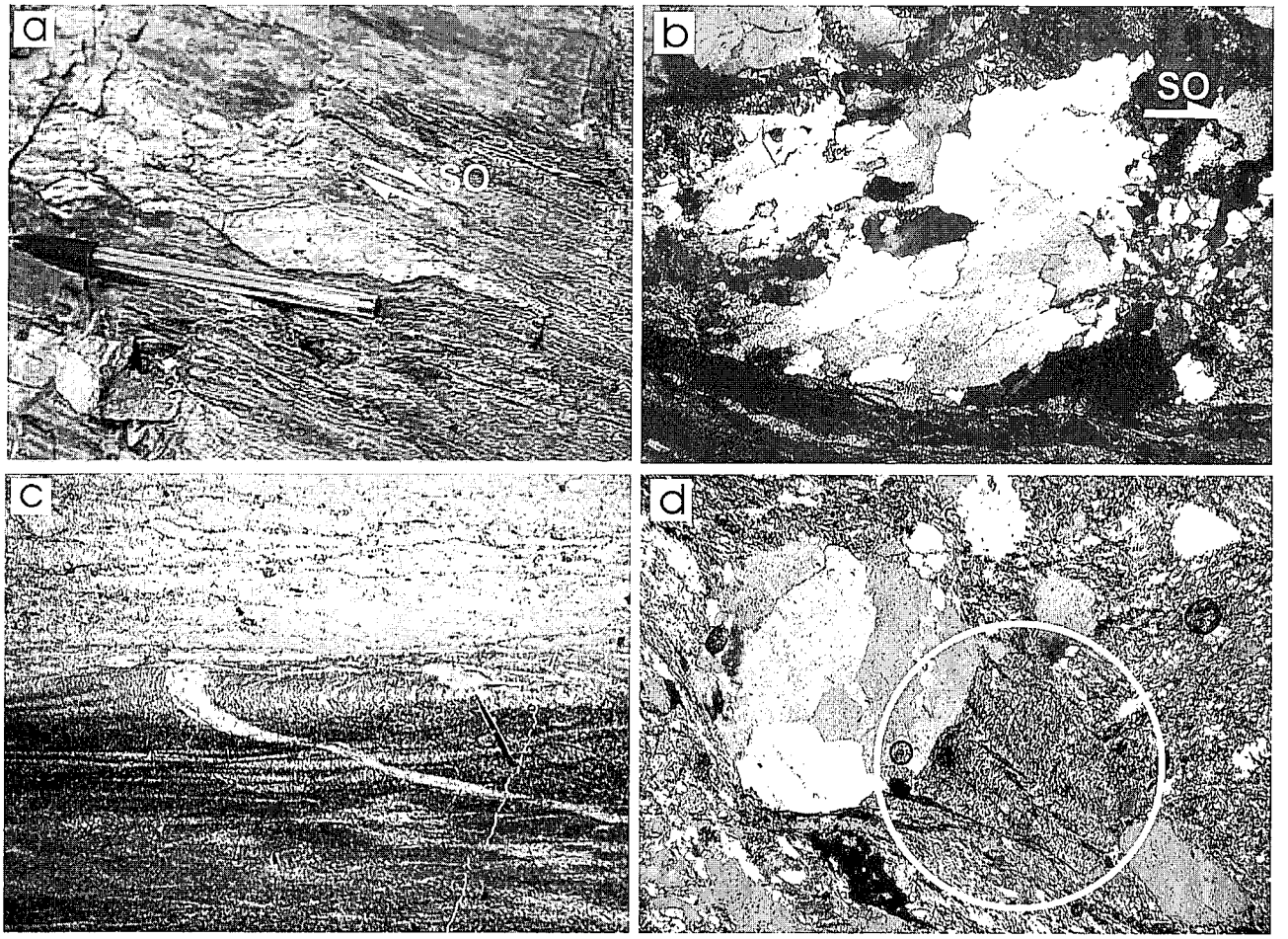

Figura 5.- a) Venas de cuarzo asimétricas en esquistos miloníticos de la Serie Negra, que indican el sentido de cizalla del cabalgamiento de Olivenza - Monesterio. b) Subjuntas de cuarzo oblicuas a la foliación milonítica (S_m), en rocas cuarzofeldespáticas de la Serie Negra (x2,5). c) Foliación milonítica (S_m, horizontal en la microfotografía), que crenula la foliación pizarrosa (S_1) de la primera generación de pliegues (x2,5). d) Clastos de un microconglomerado de la banda de sedimentos de Terena; en uno de ellos (círculo) se observa una foliación anterior a la que afecta a la matriz de la roca (x6,3).

tudiada está representada por los afloramientos de Terena y de los Santos de Maimona (Fig. 2).

El afloramiento de Terena. Se sitúa en la parte oeste de la región cartografiada (Fig. 2), y forma una banda de rocas detríticas, de facies flyschoide, que se prolonga a lo largo de la ZOM y que corresponde al núcleo de una estructura sinforme apretada. Las rocas de Terena se disponen generalmente sobre rocas de la parte más alta de la sucesión preorogénica (Figs. 2 y 3). En la base, esta unidad cartográfica suele presentar microconglomerados poligénicos y grauvacas masivas, a los que sigue una alternancia de grauvacas y pizarras; sin embargo, unos kilómetros al sur de Higuera la Real (Fig. 1), la base está formada por una brecha poligénica (Brecha del Álamo; Bard, 1965) con cantos y bloques de carbonatos, rocas volcánicas y rocas metasedimentarias procedentes de la sucesión del Cámbrico inferior y medio infrayacente (Apalategui *et al.*, 1979; Giese *et al.*, 1994).

Desde el trabajo de síntesis de Schemerhörn (1971), la edad de estas rocas se ha venido considerando Carbonífero inferior, atribución que ha sido apoyada posteriormente por datos faunísticos recogidos cerca de Santa Olalla del Cala (Fig. 1) (Tournaisiense superior – Viseense inferior; Boogaard y Vázquez, 1981) y al sur de Encinasola (Fig. 2) (Tournaisiense – Viseense; Carls, en Giese *et al.*, 1994). Sin embargo, dataciones recientes indican edades del Devónico inferior en rocas de esta sucesión próximas a la localidad de Barrancos (Fig. 2; Piçarra, 1997; Pereira *et al.*, 1998; Piçarra *et al.*, 1998). Esta discrepancia en la edad podría significar que la banda de Terena es un afloramiento sinorogénico complejo, asunto que se retomará al hablar de la estructura varisca.

La Formación vulcanosedimentaria de los Santos de Maimona. Se sitúa sobre rocas cámbricas, iniciándose con un conglomerado basal, encima del cual existe una alternancia de pizarras y grauvacas con intercalaciones de calizas fosilíferas y rocas volcánicas de afinidad calcoalcalina; la edad de estas rocas es Tournaisiense superior – Viseense superior (Giese *et al.*, 1994; Sánchez Chico *et al.*, 1995).

La actividad magmática de la Orogenia Varisca no se limita a este vulcanismo del Carbonífero inferior, sino que existe también una notable cantidad de plutones sintectónicos y tarditectónicos (Fig. 2).

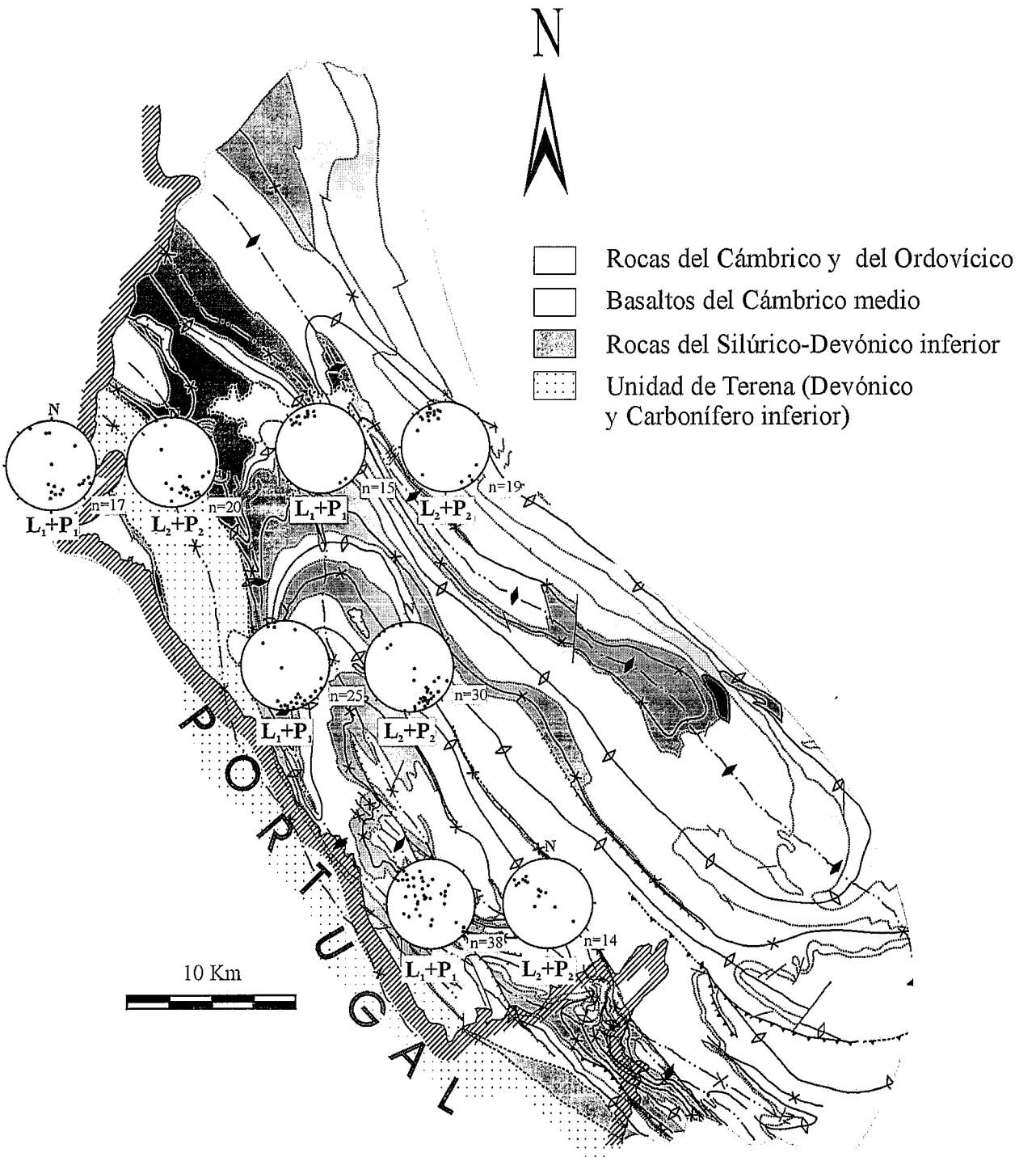

Figura 6.- Proyección equiareal de lineaciones de intersección (L) y de ejes de pliegue (P), de primera (L_1, P_1) y segunda (L_2, P_2) generación, en diversos sectores de la región cartografiada.

La estructura varisca

Las estructuras principales de la ZOM se formaron en la Orogenia Varisca, y van asociadas a un metamorfismo regional de grado bajo. En sectores reducidos existe un metamorfismo de alto grado sincrónico con una deformación milonítica, del que se han dado interpretaciones tectónicas variables según los sectores (Eguíluz, 1987; Apraiz, 1998). Recientemente, ese episodio tectonometamórfico se ha relacionado con el *rifting* cambro-ordovícico de la ZOM (Expósito *et al.*, 2000).

La estructura varisca de la mitad norte de la ZOM es complicada pues resulta de la superposición de estructuras correspondientes a varias generaciones, casi todas ellas con orientación NO-SE (Fig. 2).

Pliegues tumbados

Las primeras estructuras variscas son grandes pliegues tumbados de orientación NO-SE y vergencia sudoeste, cuyas trazas axiales describen complejas tra-

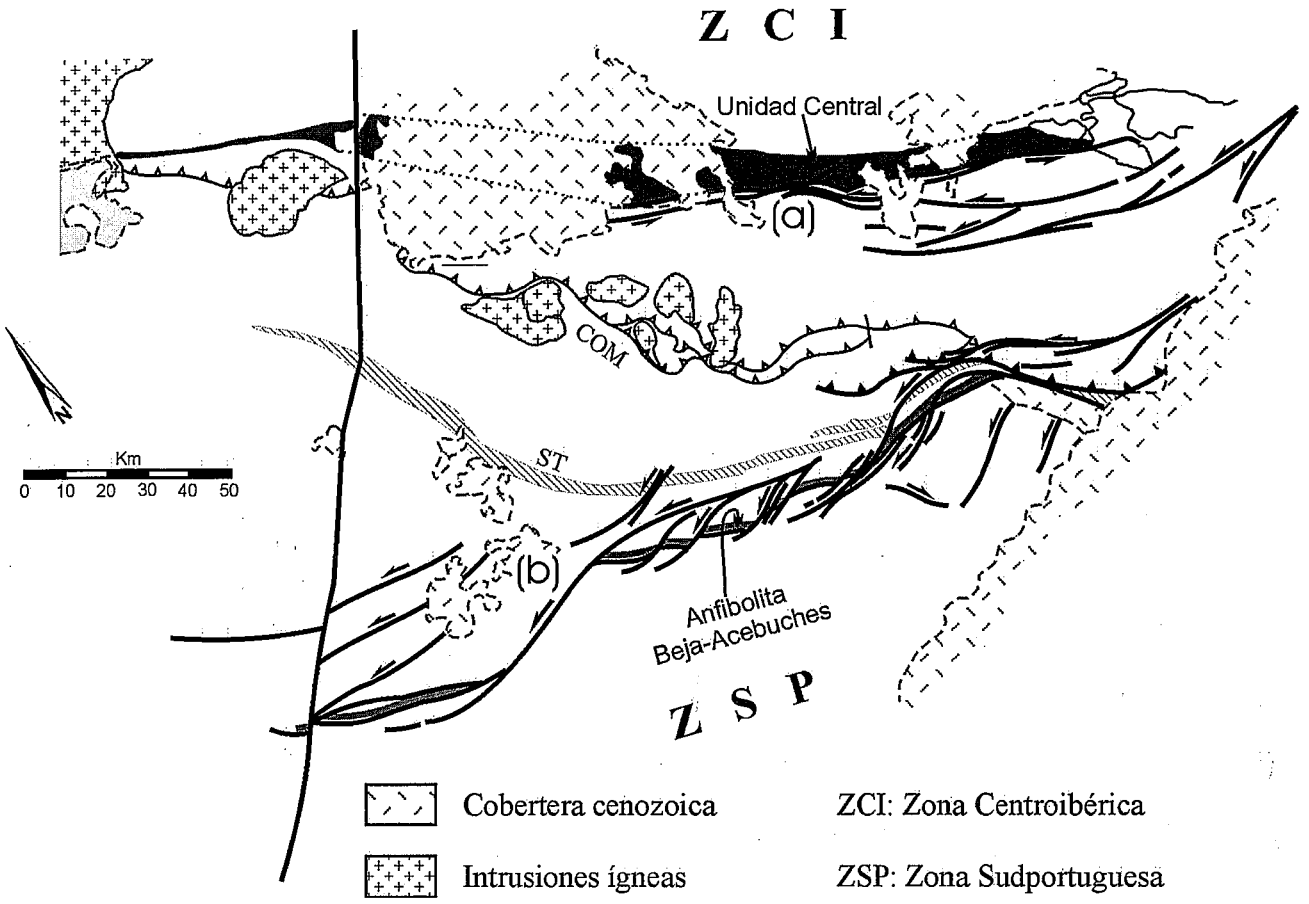

Figura 7.- Bandas de cizalla frágil, tardivariscas, en los límites septentrional (a) y meridional (b) de la Zona de Ossa-Morena. Obsérvese, además, la oblicuidad del trazado del cabalgamiento de Olivenza - Monesterio (COM) y del sinforme de Terena (ST) con respecto a los bordes de la Zona de Ossa-Morena, como cabe esperar de una fdeformación en régimen transpresivo izquierdo.

yectorias en cartografía al ser pliegues posteriormente plegados (Figs. 2 y 3). En los cortes geológicos de la Figura 3 se puede observar que se trata de pliegues apretados con importante adelgazamiento en los flancos y engrosamiento de las charnelas, aunque es difícil saber en qué medida esto se debe a los pliegues posteriores (Ramsay y Lisle, 2000). Estas estructuras constituyen un tren de pliegues en el que destaca el anticlinal de Olivenza, y son la causa de que la sucesión estratigráfica esté frecuentemente invertida.

Las rocas más antiguas que afloran en núcleos anticlinales de esta generación de pliegues pertenecen a la Serie Negra, lo que sugiere que el nivel de despegue de estas estructuras se sitúa en la base de esta formación (Fig. 3). Esta fase de plegamiento se desarrolló en condiciones de metamorfismo de grado bajo y produjo en las rocas una importante fábrica de débil carácter plano-linear: una foliación pizarrosa de plano axial (S_1) sobre la que se desarrolla a veces una lineación (L_{1e}) mineral o de estiramiento que forma casi siempre un ángulo grande con los ejes de los pliegues (Fig. 4a).

Existe una notable incertidumbre acerca de la edad de estos pliegues, pues los datos paleontológicos y geocronológicos disponibles no son coincidentes (ver revisión en Expósito, 2000). Considerando los datos paleontológicos recientes, que parecen dar la edad de los primeros sedimentos sinorogénicos (Piçarra, 1997; Pereira *et al.*, 1998 y Piçarra *et al.*, 1998), los pliegues estarían iniciándose en el Devónico Inferior (no obstante, véase más adelante).

Cabalgamientos hacia el sudoeste

Cortando los pliegues tumbados, aunque parece que formando con ellos un episodio de deformación continua, se generaron en la ZOM cabalgamientos con movimiento de techo al sur (Figs. 2 y 3). El cabalgamiento de Olivenza - Monesterio (estudiado en el sector de Monesterio por Eguíluz, 1987) es, en la región estudiada, la principal de estas estructuras. Al SE de la cartografía se escinde en varias ramas, dando lugar a un sistema de cabalgamientos que desplaza varias veces la traza axial del anticlinal de Olivenza (Figs. 2 y 3). Algunas de las ramas de este cabalgamiento convergen generando *horses* que engloban porciones de la charnela de este anticlinal principal (Fig. 3).

El cabalgamiento de Olivenza - Monesterio es una estructura dúctil-frágil, que desarrolla bandas estrechas de deformación milonítica. Las rocas de sus zonas de cizalla tienen una fábrica marcadamente plano-linear, con una foliación milonítica (Sm) sobre la que se desarrolla una lineación de estiramiento o mineral (Lm; Fig. 4b). El sentido de transporte, hacia el SSO, viene determinado por criterios cartográficos de superposición y

por numerosas estructuras menores (Fig. 5a y b): estructuras S-C, S-C', *boudinage* asimétrico en venas de cuarzo, pliegues asimétricos, subjuntas de cuarzo oblicuas a Sm, peces de mica y sombras de *strain* asimétricas en porfiroclastos. El salto total del cabalgamiento principal se ha estimado a partir del desplazamiento de líneas de corte y de trazas axiales, habiéndose obtenido un valor en torno a los 20 km.

El flysch de Terena: relación con la secuencia infrayacente

Parece adecuado tratar ahora la relación entre las rocas preorogénicas, en las que aparecen las estructuras descritas hasta ahora, y las rocas sinorogénicas. Como se ha mencionado en un apartado anterior, existen dataciones paleontológicas recientes en el sector de Barrancos que han dado edades Devónico Inferior para sedimentos de la banda de Terena (Piçarra, 1997; Pereira *et al.*, 1998 y Piçarra *et al.*, 1998). Puesto que las rocas más jóvenes de la secuencia preorogénica son del Devónico basal, se ha cuestionado la posición discordante del flysch de Terena. Sin embargo, en este trabajo se han encontrado argumentos que demuestran esa discordancia:

(i) En muchos afloramientos de rocas de la sucesión preorogénica se observan dos foliaciones: la primera de ellas es singenética con los pliegues tumbados ya descritos, y la segunda coincide con el plano axial de pliegues levantados posteriores. En las rocas de Terena sólo se observa una foliación penetrativa, que parece correlacionable con la segunda de las foliaciones referidas.

(ii) Más evidente que la correlación entre foliaciones es el hecho de que los conglomerados de Terena contienen clastos de rocas de la sucesión infrayacente, en los cuales se observa una foliación previa a la que existe en la matriz (Fig. 5d).

(iii) La cartografía realizada (Fig. 2) muestra que las trazas de los pliegues de primera generación son cortadas por la banda del afloramiento de Terena (ver también Fig. 3).

Estos hechos prueban que el flysch de Terena es discordante con la sucesión infrayacente. La existencia en el flysch de Terena de rocas del Devónico Inferior podría ser debida a un muestreo sobre olistolitos metapelíticos, muy difíciles de distinguir de la matriz a causa de la fuerte deformación de estas rocas. Alternativamente, las rocas del Devónico Inferior de facies flyschoide podrían ser el testimonio de una sedimentación sincrónica con el inicio del desarrollo de los pliegues tumbados. Como las edades obtenidas para rocas de esta misma banda son carboníferas en otros sectores (Boogaard y Vázquez, 1981; Carls, en Giese *et al.*, 1994), la banda de Terena sería en el segundo caso un afloramiento sinorogénico complejo que englobaría dos unidades, una inferior y otra superior. La unidad inferior sería el resultado de una sedimentación sinorogénica precoz producida en el frente de la deformación desde el Devónico Inferior. Las brechas con cantos y bloques de calizas y rocas volcánicas cámbricas, observables en algunas localidades (e. g., al sur de Higuera la Real), son los testigos sedimentarios más espectaculares de ese frente activo. Sin embargo, no se conoce con exactitud la edad de estas brechas; quizás son devónicas pero posteriores al Devónico Inferior (Giese *et al.*, 1994). Los bloques de las brechas son muy similares litológicamente a una serie de *klippes* dispersos cerca del borde oriental del afloramiento de Terena (Fig. 2), que pueden interpretarse como fragmentos desgajados de los pliegues de primera generación, durante una etapa temprana de la deformación; sin embargo, los *klippes* no llegaron a alcanzar el surco de sedimentación de Terena (Expósito, 2000).

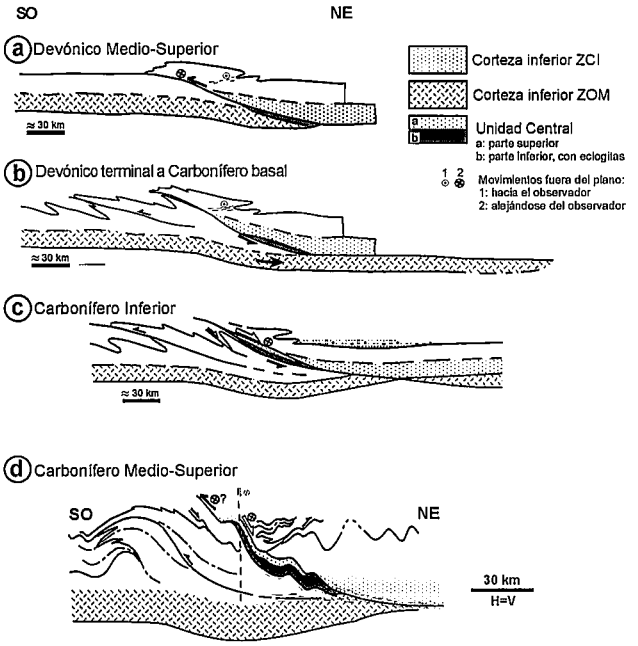

Figura 8.- Modelo de evolución de la convergencia entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centroibérica. Obsérvese la disposición de doble vergencia de las estructuras de colisión a uno y otro lado del límite entre zonas, aunque hay un neto dominio de la vergencia al sudoeste.

El relieve creado por la primera fase de deformación (pliegues tumbados y cabalgamientos) debió de ser la causa de la inexistencia de depósitos del Devónico Medio (e.g., en Cabrela; Ribeiro, 1983) o del Devónico Medio y Superior (en la mayor parte de la ZOM). Ya en el Carbonífero inferior, y a favor de una situación transtensiva general en el sudoeste de Iberia (Simancas et al., 2001), hubo formación de cuencas cuyos sedimentos y rocas volcánicas se encuentran discordantes sobre rocas de edad diversa. En la hipótesis antes mencionada, algunos de estos depósitos del Carbonífero inferior se apoyarían sobre sedimentos sinorogénicos muy precoces (Devónico Inferior de Terena).

Fallas normales de bajo ángulo

El afloramiento viseense de los Santos de Maimona, cuyas rocas se apoyan discordantemente sobre otras del Cámbrico Inferior – Medio (Fig. 2), ilustra la tectónica extensional dominante durante parte del Carbonífero Inferior. Es un depósito de rocas detríticas, volcánicas y carbonatos que parece controlado por una falla normal de bajo ángulo. La falla limita el afloramiento de rocas viseenses a lo largo de todo su borde occidental, y

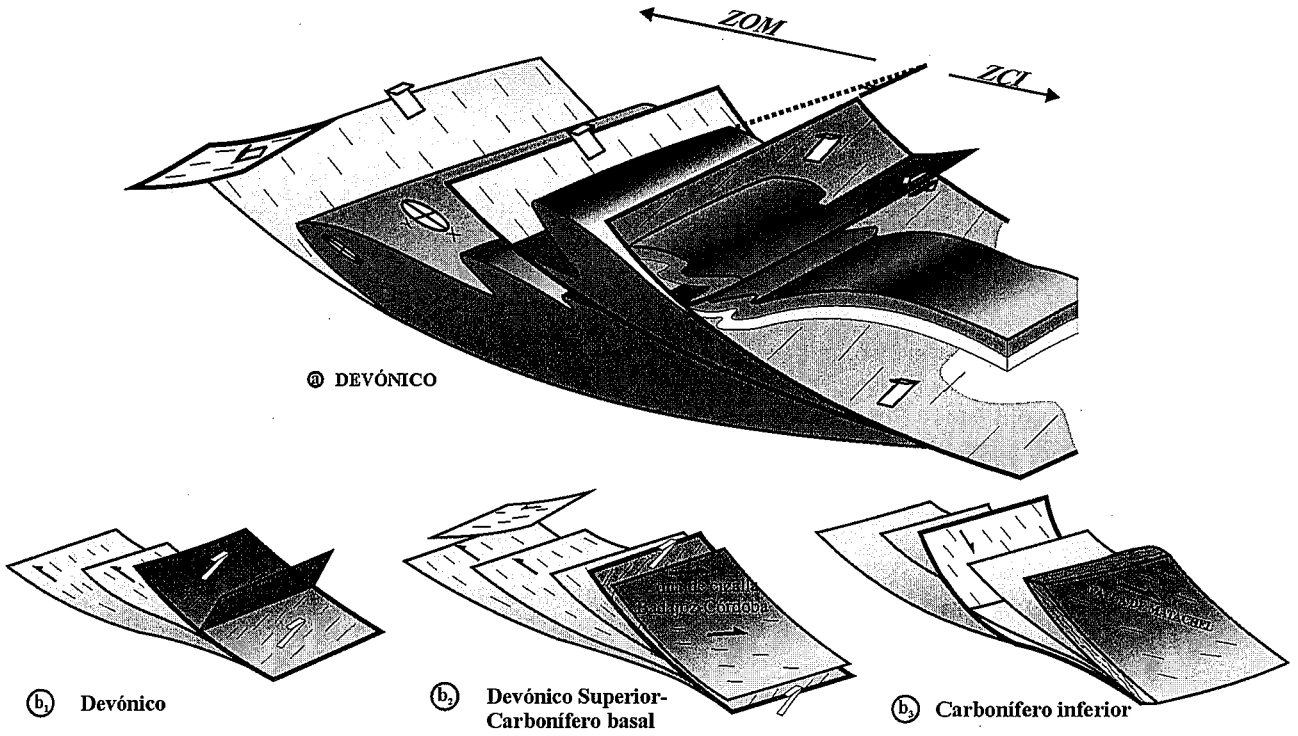

Figura 9.- Cinemática del contacto Zona de Ossa-Morena / Zona Centroibérica, en el Devónico y el Carbonífero Inferior. a) Reparto de la deformación en una etapa temprana del cabalgamiento oblicuo (inferido) de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena. b) Evolución cinemática.

es anterior a los pliegues rectos que pliegan tanto las rocas viseenses como la propia falla (Fig. 2 y corte III-III´ de Fig. 3). Otra falla de este tipo y probablemente de la misma edad discurre unos kilómetros al norte y este de Barcarrota. Ambas fallas buzan hacia el nordeste, y sobre ellas se miden estrías que indican, además de una componente normal, cierta componente de salto en dirección izquierdo. Los datos anteriores sugieren la integración de dichas fallas en una etapa de tectónica regional transtensiva cuya estructura más espectacular es el cizallamiento extensional oblicuo que tuvo lugar en el contacto entre la ZOM y la ZCI en el Carbonífero Inferior (Azor *et al.*, 1994). En esta misma etapa tectónica se inscribe la actividad ígnea que, al sur de la Zona de Ossa-Morena, en la Zona Sudportuguesa, dió lugar al Complejo Vulcanosedimentario de la Faja Pirítica.

Pliegues rectos

Las estructuras contractivas y extensionales descritas hasta ahora, y los depósitos sinorogénicos de Terena y de los Santos de Maimona, están deformados por pliegues de orientación NO-SE, que casi siempre son rectos aunque en ocasiones tienen cierta vergencia al sudoeste o al nordeste (Fig. 3). Su forma varía desde abiertos a apretados, y suelen llevar asociada una foliación de plano axial de características muy variables: en rocas de la sucesión preorogénica es una segunda foliación que aparece en unos casos como una crenulación espaciada y en otros como una crenulación intensa que enmascara la foliación pizarrosa de los pliegues tumbados; en las metapelitas del flysch sinorogénico de Terena o del afloramiento de los Santos de Maimona es una foliación pizarrosa.

Una característica llamativa de estos pliegues es el cambio rápido del sentido de inmersión de sus ejes (pliegues no cilíndricos). La dirección del eje de estos pliegues forma un pequeño ángulo con la dirección de los pliegues tumbados, y el ángulo entre las superficies axiales de ambos fue originalmente grande. Esto, unido a la doble inmersión de los ejes de los segundos pliegues (Fig. 6) dio lugar a figuras de interferencia complejas que, al intersectar con la superficie topográfica, generan las formas de media luna que se observan en la cartografía (Figs. 2 y 6).

Fallas de alto ángulo

Los pliegues rectos están cortados en ocasiones por fallas inversas de alto ángulo, como la que limita por el nordeste el afloramiento carbonífero de los Santos de Maimona (Figs. 2 y 3). Sobre el plano de esa falla se han medido estrías que indican una componente principal de salto en buzamiento, cuyo valor mínimo se ha podido estimar en unos 3 km. También se han cartografiado fallas normales de edad imprecisa y fuerte buzamiento, algunas de las cuales podrían ser fallas de buzamiento original bajo, anteriores a la segunda generación de pliegues y plegadas por ellos.

Fallas verticales de salto en dirección izquierdo

Afectando a todo el conjunto de estructuras descritas, existen fallas tardías semifrágiles y frágiles de salto en dirección izquierdo, con planos de falla subverti-

cales. Las fallas se concentran formando un sistema en el borde nordeste de la región cartografiada; en el límite actual entre la ZOM y la Unidad Central, estas fallas enmascaran un contacto anterior más importante (Fig. 7). Otro sistema de fallas de este tipo ha contribuido notablemente a la configuración final del límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Sudportuguesa (ZSP), donde produce una importante omisión cartográfica de unidades (Simancas, 1983). La forma sigmoidal que presentan las grandes estructuras de la ZOM (Fig. 8) se debe, en parte, al "arrastre" producido por estos sistemas de fallas. No obstante, los pliegues y cabalgamientos de la ZOM eran ya oblicuos al límite original ZOM/ZCI, reflejando una componente lateral izquierda durante la convergencia entre estas zonas, que se acentuó finalmente dando como resultado las fallas tardivariscas de salto en dirección.

Marco regional de estas deformaciones

La estructura de la mitad septentrional de la ZOM es fundamentalmente la consecuencia de la superposición de cuatro etapas mayores de deformación que se sucedieron durante la Orogenia Varisca (Simancas *et al.*, 2001): 1) En el Devónico tuvo lugar la primera fase compresiva, que generó estructuras vergentes hacia el sudoeste y de estilo colisional; 2) a esta etapa compresiva le sucedió una etapa extensional, durante el Carbonífero inferior; 3) en el Carbonífero inferior-medio se inició la compresión que caracterizó la etapa de colisión avanzada; 4) la colisión terminal entre la ZOM y la ZCI refleja sobre todo desplazamientos de salto en dirección izquierdos.

La vergencia hacia el sudoeste de las grandes estructuras de tipo colisional de la ZOM es opuesta a la vergencia de estructuras, del mismo estilo y edad, que se observan en una estrecha banda situada justamente en el borde meridional de la ZCI (Martínez Poyatos *et al.*, 1995, 1998). Este hecho indica que existe un cambio de vergencia localizado en el límite entre ambas zonas, aunque el dispositivo resultante es marcadamente asimétrico pues domina la vergencia sudoeste (Fig. 8d). Este es un argumento esencial de la hipótesis (Azor *et al.*, 1994; Martínez Poyatos, 1997; Simancas *et al.*, 2001) en la que se considera que la ZCI cabalgó sobre la ZOM, generándose en la ZOM las grandes estructuras vergentes al sudoeste al tiempo que en una limitada banda de la ZCI se formaban estructuras retrovergentes (Fig. 8a-d).

Existen evidencias diversas en favor de que la convergencia entre la ZCI y la ZOM fue oblicua. Estas evidencias son: a) la oblicuidad de las trazas de los pliegues y los cabalgamientos de la ZOM con respecto al límite ZOM/ZCI (Fig. 7), que puede explicarse como efecto de una deformación transpresiva izquierda (Sanderson y Marchini, 1984; Kranz, 1994); b) la cinemática de la deformación principal en la Unidad Central, que es principalmente un desplazamiento lateral izquierdo (Burg *et al.*, 1981; Azor *et al.*, 1994); y c) el sistema semifrágil tardivarisco de salto en dirección izquierdo, que evidencia desplazamientos laterales en la fase final de la colisión (Fig. 7). Sin embargo, las lineaciones minerales o de estiramiento de las estructuras del interior de la ZOM suelen tener fuertes hundimientos (Figs. 4a y 4b). Este conjunto de hechos sugiere que la deformación se repartió irregularmente, concentrándose la componente lateral en el límite ZCI / ZOM y dominando la componente transversal en el interior de la ZOM. Esta complejidad cinemática queda parcialmente expresada en la Fig. 9, para el período Devónico-Carbonífero Inferior.

Conclusiones

La historia de la convergencia entre la ZCI y la ZOM puede resumirse como:

a) Transpresión devónica. Cabalgamiento (¿oblicuo izquierdo?) de la ZCI sobre la ZOM. Formación de grandes pliegues tumbados y cabalgamientos en la ZOM, y de una banda menor de retroplegamiento en el borde meridional de la ZCI.

b) Transtensión durante parte del Carbonífero inferior. Cizallamiento izquierdo y extensional en la Unidad Central. Desarrollo de cuencas, depósitos sinorogénicos y magmatismo bimodal en la ZOM y en el borde meridional de la ZCI.

c) Transpresión namuro-westfaliense. Acortamiento general en forma de grandes pliegues levantados y fallas inversas. Plutonismo sintectónico tardío.

d) Desplazamientos laterales de edad Westfaliense-Estefaniense. Desarrollo de sistemas de fallas frágiles de salto en dirección.

El estudio estructural indica un importante acortamiento de la corteza superior de la ZOM, y sugiere su despegue de la corteza inferior (Fig. 8). La imagen sísmica del perfil profundo de reflexión IBERSEIS, recientemente realizado, confirma plenamente estas propuestas geológicas y está permitiendo adquirir una idea más completa de las características de esta región colisional.

Agradecimientos

Investigación financiada por los proyectos PB 96-1452-CO3-01 y BTE 2000-1490-CO2-01.

Referencias

Abalos, B., Gil Ibarguchi J.I. y Eguíluz L. (1991): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199: 51-72.

Apalategui, O., Babiano, F., Coullaut, J.L., Fernández Carrasco, J., Ruiz López J.L. y Soler, M. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 896 (Higuera la Real).* IGME, Madrid.

Apraiz, A. (1998). Geología de los macizos de Lora del Rio y Valuengo (Zona de Ossa-Morena): Evolución tectonometamórfica y significado geodinámico. *Tesis Doctoral, Univ. Pais Vasco*, 575 p.

Araújo, A. y Ribeiro, A. (1997): Estrutura dos domínios meridionais da zona de Ossa-Morena. En: *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa.Morena (Maciço Ibérico).*

Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves (A. Araújo y M.F. Pereira, Eds). Universidade de Évora, 169-181.

Azor, A. (1994): *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España).* Tesis Doctoral, Univ.Granada, 295 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.

Bard, J.P. (1965): Introduction a la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Revue de Geographie Physique*, 7(4): 323-337.

Boogaard, M. Van den y Vázquez, F. (1981): Conodont faunas from Portugal and Southwester Spain. Part 5. Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla de Cala (Spain). *Scripta Geologica*, 61: 1-8.

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

Carvalhosa, A. (1965): Contribuçao para o conhecimiento geológico da ragiao entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Memorias Serviços Geológicos de Portugal*, 2, 130 p.

Eguíluz, L. (1987): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional.* Tesis Doctoral, Univ. Pais Vasco, 694 p.

Eguíluz, L., Fernández Carrasco, J., Coullaut, J.L. y Garrote, A. (1980*: Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 897 (Monesterio).* IGME, Madrid.

Expósito, I. (2000): *Evolución Estructural de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena, y su relación con el límite Zona de Ossa-Morena / Zona Centroibérica.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 296 p.

Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Bea, F., Montero, P. y Salman, K. (2000): Rifting-related Cambrian metamorphism and deformation in the southwest of the Iberian Massif: the Valuengo-Monesterio area. En: *15 th International Conference on Basement Tectonics, A Coruña, Spain. Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Upper Paleozoic Basement.* Program and Abstracts, p. 106-109.

Fricke, W. (1941): *Die geologie des Grezgebietes zwischen nordostlichen Sierra Morena und Extremadura.* Dissertation Universität Berlin, 91 p.

Giese, U. y Bühn, B. (1993): Early Paleozoic rifting and bimodal volcanism in the Ossa-Morena Zone of South-West Spain. *Geologische Rundschau*, 83: 143-160.

Giese, W., Hoegen, R.V., Hollmann, G. y Walter, R. (1994): Geology of the southwestern Iberian Meseta I. The Palaeozoic of the Ossa Morena Zone north and south of the Olivenza-Monesterio Anticline (Huelva province, SW Spain). *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abhandlung*, 192 (3): 293-331.

Kranz, R.W. (1994): The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *Journal of Structural Geology*, 17: 1125-1137.

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

Liñán, E. y Perejón, A. (1981): El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España*). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 79: 125-148.

Liñán, E. y Quesada, C. (1990): Stratigraphy: Rift Phase (Cambrian). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 259-271.

Martínez Poyatos, D.J., Simancas, J.F., Azor, A. y González Lodeiro, F. (1995): La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica en el sector suroriental de la Provincia de Badajoz. *Revista de la Sociedad Geologica de España,* 8 (1-2): 41-50.

Martínez Poyatos, D.J., 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. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2): 87-94.

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.

Mata, J. y Munhá, J. (1986): Geodynamic significance of high grade metamorphic rocks from Delogados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Córdoba shear zone). *Maleo*, 2: 28.

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.* Tesis Doctoral, ETH, Zürich, 249 p.

Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T. y Romano, M. (1992): O Paleozoico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evoluçao paleogeografica. En: *Paleozoico inferior de Ibero-América* (J.C. Gutierrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano, Eds.). Universidad de Extremadura, 359-375.

Ordóñez, B. (1998): *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa-Morena zone and the Allohtonous Complexes within the Central Iberian zone.* Tesis Doctoral, ETH, Zurich., 235 p.

Pereira, Z., Piçarra, J.M. y Oliveira, J.T. (1998): Palinomorfos do Devónico Inferior da regiao de Barrancos (Zona de Ossa-Morena). En: *Comunicaçoes do V Congresso Nacional de Geologia*, 84: A-18/A-20.

Pereira, M.F. y Silva, J.B. (1997): A estrutura nos dominios setentrionais da zona de Ossa-Morena: a Faixa Blastomilonítica e a zona de transiçao com o autóctone Centr-Ibérico (Nordeste Alentejano – Portugal). En: *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico), Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves* (A.A. Araújo y M.F. Pereira Eds.). Universidade de Évora, 183-204.

Perejón, A. y Moreno Eiris, E. (1992): Paleozoico inferior de Ossa-Morena. En: *Paleozoico inferior de Ibero-América* (J.C.Gutierrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano, Eds.). Universidad de Extremadura, 557-565.

Piçarra, J.M. (1997): Nota sobre a descuberta de graptólitos do Devónico Inferior na Formaçao de Terena, em Barrancos (Zona de Ossa-Morena). En: *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico), Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves* (A.A. Araújo y M.F. Pereira Eds.). Universidade de Évora, 27-36.

Piçarra J.M., Pereira Z. y Oliveira J.T. (1998): Novos dados sobre a idade da sucessao Slúrico-Devónica do Sinclinal de Terena, na regiao de Barrancos. Implicaçoes geodinamicas. En: *Comunicaçoes. Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, 84-1: A15-A16.

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

Ramsay, J.G. y Lisle, R.J. (2000): *The Techniques of Modern*

Structural Geology, Volume 3: Applications of continuum mechanics in structural geology. Academic Press, 1061 p.

Ribeiro, A. (1983): Relaçoes entre formaçoes do Devónico superior e o Maciço de Evora na regiao de Cabrela (Vendas Novas). *Comunicaçoes Serviços Geológicos de Portugal,* 69 (2): 267-269.

Ribeiro, M.L., Mata, J. y Munha, J. (1992): Magmatismo do Paleozoico Inferior em Portugal. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano, Eds.), Universidad de Extremadura, 377-395.

Robardet, M. (1976): L'originalité du segment hercynien subibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans lo Nord de la Province de Séville (Espagne). *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences, Série D*, 283: 999-1002.

Robardet, M., Piçarra J.M., Storch, P., Gutiérrez Marco, J.C. y Sarmiento, G.N. (1998): Ordovician and Silurian stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa-Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain): *Temas Geológicos y Mineros*, ITGE, 23: 289-318.

Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguíluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 7-21.

Sánchez Carretero R., Eguiluz L, Pascual E. y Carracedo M. (1990). Part V: Igneous Rocks. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 292-312.

Sánchez Chico, F., Mamet, B., Moreno Eiris, E. y Rodríguez, S. (1995): Algas calcáreas del Viseense de los Santos de Maimona (Badajoz, SE de España). *Revista Española de Micropaleontología,* 27: 67-96.

Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D. (1984): Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.

Schäfer, H.J. (1990): *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Tesis Doctoral, ETH Zürich, 153 p.

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.

Schemerhörn, L.J.G. (1971): An outline of the stratigraphy of the Iberian pyrite belt. *Boletín Geológico y Minero*, 82: 239-268.

Simancas, J.F. (1983). *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 439 p.

Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D.J., Expósito, I., Azor, A. y González Lodeiro, F. (2001): The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332: 295-308.

Vauchez, A. (1975): Tectoniques tangeantielles superposées dans la segment hercynien Sud-Ibérique: Les nappes et plis couchés de la region d'Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero*, 86: 573-580.

Manuscrito recibido el 8 de octubre de 2001
Aceptado el manuscrito revisado el 24 de enero de 2002