

EL LIMITE ENTRE LAS ZONAS CENTRO-IBERICA Y OSSA-MORENA AL ESTE DE LA TIERRA DE BARROS (SW MACIZO IBERICO , BADAJOZ).

J. CHacón (x)

(x) Departamento de Geotectónica y Geomorfología. Universidad de Granada.

Resumen

La suturación entre las Zonas Centro Ibérica y de Ossa Morena tuvo lugar tras dos fases mayores de cizalla dúctil desarrolladas a temperaturas progresivamente decrecientes durante la fase I y tras la fase II hercínicas. Se discute la existencia de eventos orogénicos prehercínicos precámbricos y se caracterizan las series precámbricas y paleozoicas tipo Ossa Morena y tipo Centro Ibérica.

Abstract

Two major ductile shear phases were developed at decreasing temperatures during the first and after the second hercynian phases, before the suture between the Central Iberian and the Ossa Morena Zones. The existence of prehercynian precambrian orogenic events is discussed.

INTRODUCCION

Desde que en la subdivisión de la cadena varisca ibérica de LOTZE (1945 b), modificada posteriormente por JULIVERT et al. (1974), se estableciera el límite entre estas zonas en el batolito de los Pedroches, han sido numerosos los autores que han considerado necesario desplazar ese contacto hacia el SW, hasta la faja metamórfica Badajoz-Córdoba. Esa idea se puede considerar aceptada por los investigadores interesados en la región y ya se han propuesto diversos modelos explicativos de la evolución relativa de los dos dominios en contacto a la luz de la tectónica de placas. (BARD 1971 ; BARD et al. 1973 ; DEWEY & BURKE 1973 ; VEGAS y MUÑOZ 1976 ; CHACON 1979 b ; BURG et al. 1981 ; MATTE & BURG 1981 etc.)

En esta nota se destacan algunas de las características estratigráficas que permiten diferenciar las series tipo OSSA-MORENA de las series tipo CENTRO-IBERICA tanto durante el Proterozoico como durante el Paleozoico y se analizan los rasgos esenciales de la disposición estructural de la faja Badajoz-Córdoba al este de la Tierra de Barros

LA SERIE TIPO OSSA-MORENA

Desde LOTZE (1966) se conoce la significación paleogeográfica del surco sudibérico cámbrico, comparado ya desde MACPHERSON (1911) al surco cámbrico cantábrico. La existencia de series carbonatadas de plataforma costera con abundantes arqueociatos es el rasgo más típico de las series del Paleozoico Inferior de la OSSA-MORENA. ROBARDET (1976) y PARIS et ROBARDET (1977) han puesto de manifiesto la originalidad de esta zona durante el Paleozoico Medio, mientras que durante el Paleozoico Superior se depositan potentes series flyschoides devonocarboníferas tanto sobre el sector oriental de la faja Badajoz-Córdoba (dominio Obejo-Valsequillo de DELGADO-QUESADA et al. 1976 y PEREZ-LORENTE 1977), como más al SW en la faja piritosa.

El registro fósil estudiado por ROBARDET (1976) en el Ordovícico, Silúrico y Devónico Inferior de Cazalla de la Sierra le llevan a considerar a la OSSA-MORENA como una provincia faunística de afinidades africanas y espacialmente bien diferenciadas de las series de igual edad de la Zona CENTRO-IBÉRICA cuyas faunas presentan afinidades armóricas.

La estratigrafía del Proterozoico de la OSSA-MORENA sugiere también un cuadro paleogeográfico diferenciado del que puede ser establecido en las series preordovícicas de la ZONA CENTRO-IBÉRICA. El rasgo más característico del Proterozoico de la OSSA-MORENA lo constituye la potente serie de metagrauvas oscuras, liditas y cuarcitas negras que aflora a lo largo de las fajas BEJA-ARACENA, OLIVENZA-MONESTERIO y BADAJOZ-CORDOBA. La edad de estas series de tipo flyschoides, descritas repetidamente con el término "Serie Negra", parece estar situada entre el Rifeense Superior y Terminal según recientes determinaciones de microfítosiles realizadas por TIMOFEIEV en el Instituto de Geología y Geocronología del Precámbrico de Leningrado (URSS). (CHACON 1981; CHACON et al. in prep.). Van acompañadas por efusiones básicas que hacia el Proterozoico Terminal se hacen muy abundantes durante una época de intensa inestabilidad tectónica relacionada con la orogenia cadomiense. Se acumulan entonces sedimentos vulcanodetríticos entre los cuales se encuentran pinzadas masas importantes de serpentinitas con cromita, magnetita y espinela. (CHACON 1979 b; ARRIOLA et al. 1981).

Este conjunto precámbrico es sellado durante el Vendense y Cámbrico Inferior bajo por depósitos posttectónicos areniscos de tendencia arcósica acompañados por frecuentes efusiones probablemente fisurales ácidas (Bodonal, Cala, Segura de León, Usagre etc..) en medios costeros ligados a abanicos aluviales. (CHACON 1979 a y b, 1981; LIÑAN y SCHMITT 1980; PEREJON 1980).

Este cuadro estratigráfico precámbrico es netamente distinto del que se puede observar en las series preordovícicas de la ZONA CENTRO-IBERICA. Allí, bajo el conglomerado de la base del Arenig aparece el potente conjunto detrítico conocido como Complejo Esquisto-Grauváquico cuya edad parece corresponder al Cámbrico mas o menos bajo y , posiblemente, al Vendense. (MORENO 1974; GIL CID et al. 1976; DIEZ BALDA y FOURNIER VINAS 1981).

De este modo la especificidad de las series tipo OSSA MORENA es un rasgo característico de esta zona durante el Proterozoico y el Paleozoico Inferior y Medio que permite diferenciarla netamente de las series tipo CENTRO-IBERICA.

LA DISPOSICION ESTRUCTURAL

La faja Badajoz-Córdoba , considerada como una zona de suturación hercínica, presenta una compleja estructura aún mal conocida en buena parte de su extensión. Al Este de la Tierra de Barros (fig. 1) una sección transversal NE-SW (fig. 2) permite diferenciar las siguientes zonas estructurales :

1) Dominio de Usagre : Consiste en un antiformal volcado de directriz N 145 , vergente al SW que está limitado al SW por el flanco septentrional del sinclinal ZAFRA- ALANIS y al NE por la banda cuarzodiorítica de Mosquil que se aloja en una importante falla de desgarre sinextrorsa de directriz N 140. (CHACON 1974, 1979 b; CHACON y MARTIN-RUBI 1982). Este antiformal tiene su núcleo en la serie vulcanodetrítica de la Formación Torrecillas (Rifeense Superior a Terminal) y presenta en su flanco normal el pequeño afloramiento de calizas georgienses de la SIERRA al N de Usagre. En los materiales del núcleo se observa una esquistosidad penetrativa de plano axial y otra de fractura grosera y con desarrollo irregular.

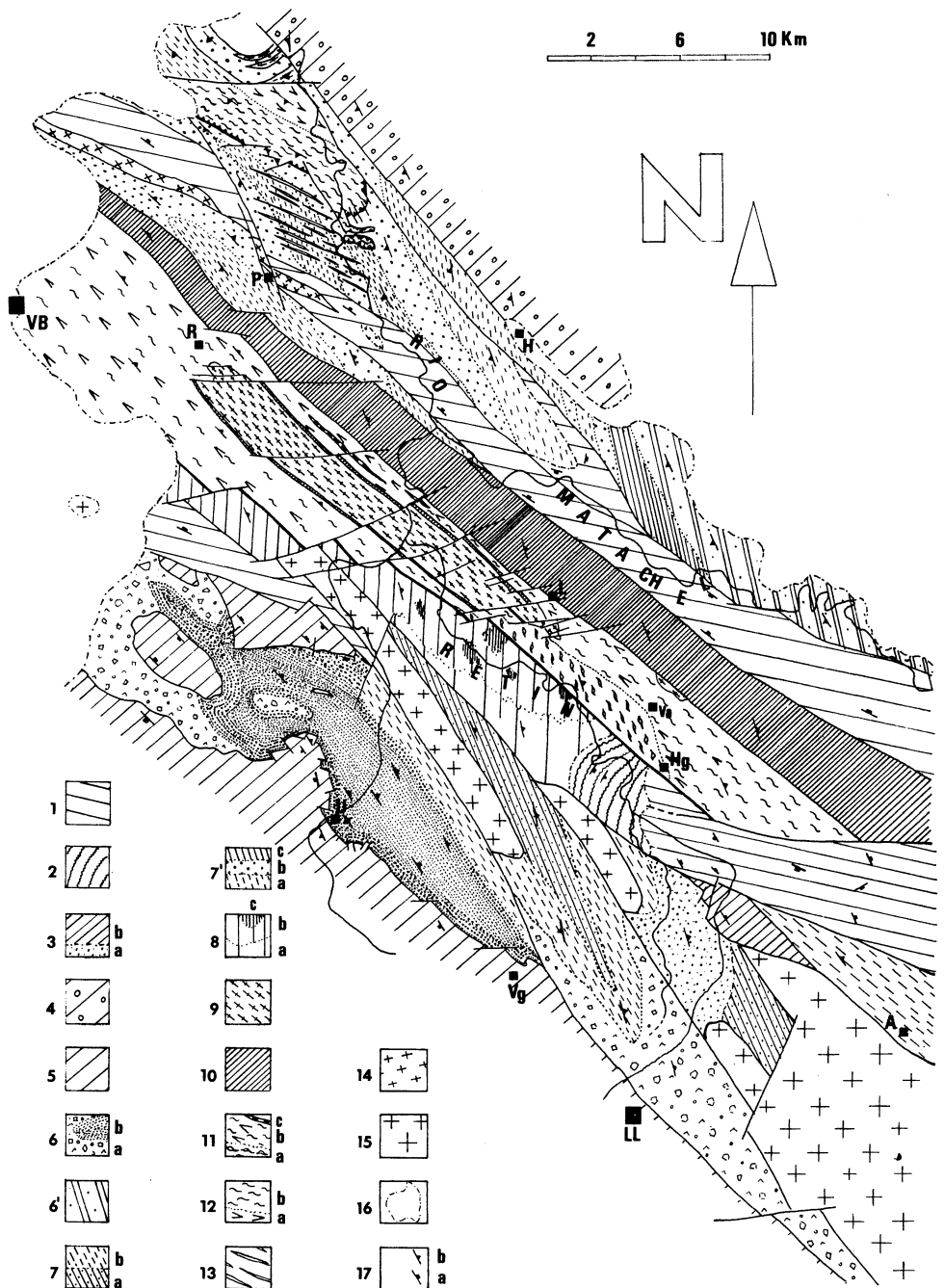


Figura 1. MAPA GEOLOGICO DEL LIMITE ORIENTAL DE LA TIERRA DE BARROS.

1.- Namuriense-Westfaliense. 2.- Carbonífero Inferior ?. 3.-Serie del Arroyo de la Llave: a) Calizas oolíticas y oncolíticas y margas amarillas. b) Conglomerados poligénicos. Paleozoico Medio ? ó Cámbrico Inferior ?. 4.- Cuarzitas y cuarzoesquistos. Ordovícico Inferior. 5.- Mármoles calizo-dolomíticos esquistosos. Cámbrico inferior. 6.- Proterozoico Terminal: a) Arcosas de Usagre. Cámbrico Inferior muy bajo a Vendense. b) Brechas, tobas y esquistos espilíticos, metagrauvas y conglomerados. Rifeense Terminal. (Formación Torrecillas). 6'.- Cuarzitas feldespáticas y metagrauvas de la Formación Sierra Velita. Rifeense Terminal a Vendense. 7.- Formación Torrecillas : a) Cuarzitas negras, liditas, anfibolitas de grano fino y mármoles. b) Metagrauvas negras y liditas. Rifeense Superior a Terminal. 7'.- Formación de Puebla del Prior: a) Metagrauvas oliváceas y negras. b) Cuarzitas negras, metagrauvas y anfibolitas. c) metagrauvas pardas y cremas. Rifeense Superior a Terminal. 8.- Formación de la Dehesa del Marqués. Metagrauvas y Metapelitas s.l. Rifeense Superior. a) Zona de clorita + biotita. b) Zona de almandino. c) Zonas de estaurólita + andalucita + sillimanita. 10.- Formación de la Atalaya. Metapelitas con estaurólita, granate, biotita. 11.- Grupo de Azuaga: a) Formación de las Grullas. b) Formación de Valencia de las Torres. c) Serpentinitas. 12.- Unidad de Pinos. a) Anfibolitas. b) Blastomilonitas moscovíticas. 13.- Campo de diques básicos del Arroyo Botoz. 14.- Granófiros. 15.- Cuarzodioritas, Grandioritas, Granogabros y granitos de Ahillones, Las Tiesas-Parrados, Mosquil 16.- Cubierta postorogénica reciente. 17.- Direcciones y buzamientos de a) estratificación. b) esquistosidad.

Localidades: LL : Llerena, Vg: Villagarcía de la Torre, U: Usagre, A: Ahillones, Hg: Higuera de Llerena, Va: Valencia de las Torres, L: Llera, R: Ribera del Fresno, Vb: Villafranca de los Barros, P: Puebla del Prior, H: Hornachos.

2) Dominio de Ahillones: Es una compleja zona afectada por desgarres sinex-trosos en la que afloran varios stocks cuarzdioríticos y el cuerpo mayor de Ahillones entre los que se disponen afloramientos de cuarcitas negras, anfibolitas de bajo grado y metagrauvascas de edad Rifeense Superior bajo brechas, tobas y conglomerados espilíticos del Rifeense Terminal (Formación Torrecillas). Estas series están afectadas por deformaciones de cizalla dúctil con desarrollo de fábrica planolínear en las proximidades de la falla que delimita el contacto con la Formación de la Dehesa del Marqués. Aquí las cuarcitas negras tienen dirección N 165/ 65 NE y presentan una linealidad de estiramiento subvertical muy marcada. Los bordes de los cuerpos intrusivos aparecen intensamente milonitizados y retromorfizados.

En este mismo dominio se sitúan las calizas del Arroyo de la Llave que yacen sobre conglomerados poligénicos ricos en cantos de rocas graníticas hornbléndicas que recuerdan los cuerpos intrusivos mencionados. Su edad es incierta, aunque la presencia de pistas bilobadas y su relación con materiales carboníferos suprayacentes inducen a pensar en un Paleozoico más bien alto, sin que sea posible descartar que se trate de un Cámbrico Inferior situado sobre la masa ígnea intrusiva y bastante preservado de las deformaciones hercínicas. En este sentido apunta el tipo de facies oolíticas y oncolíticas que presentan estas calizas, abundantes en las calizas georgienses de la región.

3) Dominio de la Dehesa del Marqués: Engloba a la Formación del mismo nombre (CHACON 1974, 1979 a y b, 1980) un conjunto de metapelitas afectadas por un metamorfismo progresivo en gradiente de presiones bajas a intermedias (clorita - biotita - almandino - estauroлита - andalucita - sillimanita) semejante al que puede observarse, mucho mejor expuesto, en el sector de Sierra Albarrana al SE de Azuaga. (CHACON et al. 1974; GARROTE 1976). Las metapelitas conservan su fábrica primaria aún en la zona de estauroлита donde se puede medir la estratificación y se observan diversas estructuras de corrientes. La aparición de andalucita está determinada por un fuerte control composicional. La roca

SSW

NNE

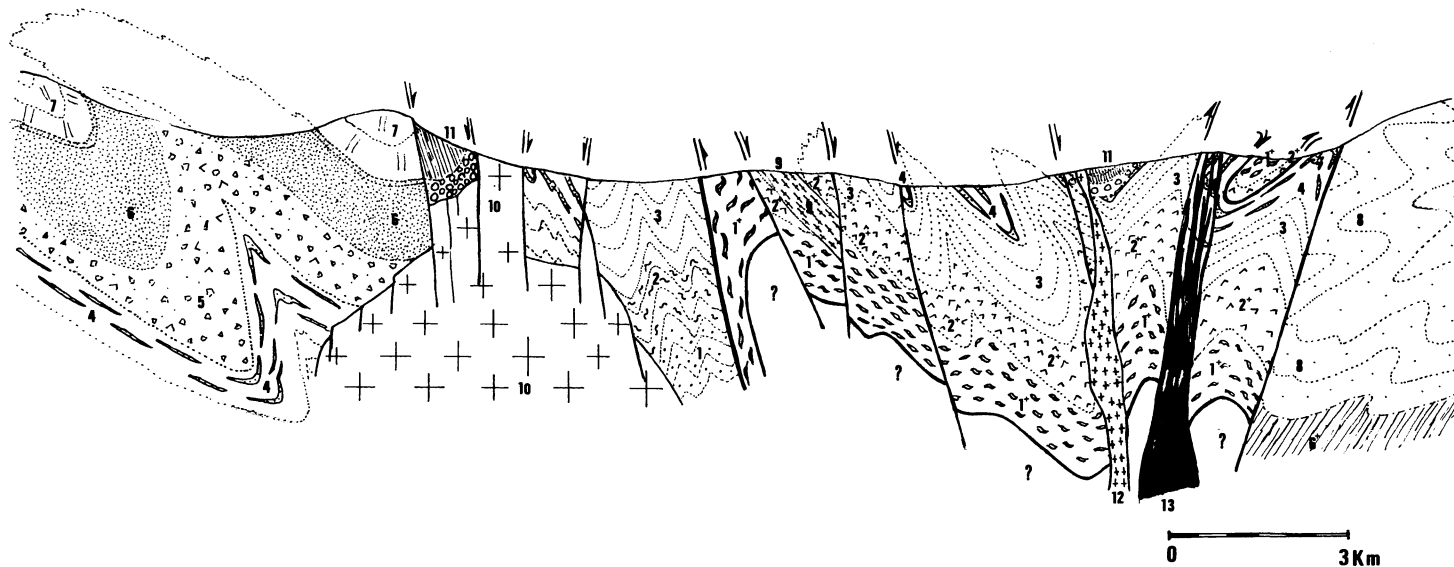


Figura 2.- CORTE GEOLOGICO TRANSVERSAL DEL LIMITE ORIENTAL DE LA TIERRA DE BARROS.

1 y 2.- Series del núcleo de Sierra Albarrana no aflorantes en la región que se describe.
 1⁺.- Formación de las Grullas. 2⁺.- Formación de Valencia de las Torres. 3.- Formación de la Dehesa del Marqués (al SW de la falla de Azuaga) y Formación de la Atalaya (al NE de la falla de Azuaga). 4.- Formación Torrecillas (SW) y Puebla del Prior (NE). 5.- Brechas y tobas espilíticas de la F.Torrecillas. 6.- Formación de Usagre. 7.- Cámbrico Inferior. 8.- Ordovícico Inferior. 9.- Ortogneiss de Ribera del Fresno. 10.- Cuarzodioritas de Ahillones-Mosquil etc. 11.- Carbonífero Medio: Westfaliense-Namuriense.

presenta un tamaño de grano muy fino y al microscopio son comunes las texturas poligonales con puntos triples en las interfases de los granos minerales. Todo ello expresa que el metamorfismo debió ser estático y la presión de fluidos bastante baja posiblemente como resultado de una deshidratación previa al metamorfismo. (CHACON 1980).

En esta serie se aprecia una esquistosidad de flujo penetrativa a escala métrica que envuelve a los blastos minerales y otras posteriores de fractura con desarrollo irregular. La esquistosidad de flujo presenta como dirección predominante N 160 - 170 y buzamientos fuertes hacia el E.

La posición estratigráfica de la Formación Dehesa del Marqués no puede quedar establecida a partir de las observaciones de campo por cuanto está limitada por importantes accidentes de desgarre. Las dataciones microfítotopaleontológicas disponibles señalan una edad Rifeense sensu lato y excluyen el Vendense.

Por esta razón se ha interpretado a esta unidad como situada originalmente bajo la Formación Torrecillas (tipo "Serie Negra") antes comentada. A diferencia de aquellas la Formación Dehesa del Marqués no presenta cuarcitas negras ó lilitas y se asemeja a las series del "Complejo Esquisto Grauváquico" en su aspecto litológico. (Gonzalez Lodeiro com. pers.). El corte estructural (fig. 2) indica , en cualquier caso , que la posición actual de esta serie corresponde a la base del Precámbrico de la Ossa Morena al menos en la mitad meridional de la banda Badajoz- Córdoba.

4) Faja Milonítica: Entre Badajoz y la región de Cerro Muriano (Córdoba) afloran , en una ó varias estrechas bandas , diversas unidades de gneises y anfibolitas caracterizadas , en conjunto, por dos rasgos fundamentales : existencia de relictos de piroxeno y granate en anfibolitas, presencia de serpentinitas y paleoeclogitas, en primer lugar, y una intensa deformación y recristalización miloníticas. Constituyen el Grupo de Azuaga (CHACON 1979 b, 1981) eje central de la faja metamórfica Badajoz-Córdoba. Su evolución petrogenética es , esencialmente, el resultado de dos episodios tectonometamórficos mayores seguidos de un episodio final de cizalla dúctil superficial retrometamórfica.

Los dos episodios mayores consistieron en un metamorfismo regional tipo distena-sillimanita prefase I hercínica (ó sincinemático precoz ?) seguido por una cizalla dúctil sinfase I hercínica desarrollada en condiciones de blastésis de sillimanita-biotita roja primero y a temperaturas decrecientes después. Se forma una fábrica planolinar con estructuras sigmoidales desarrolladas por rotación sinextrorsa de blastos (clastos) de ortosa según planos S oblicuos a la foliación milonítica C. La linealidad de estiramiento se orientan hacia N 160 - 170 y es subhorizontal. Esta fábrica de fase I presenta una orientación nortea-da (N 160-180), vergencia W y sentido del movimiento hacia N 340-360.

En el Grupo de Azuaga se incluyen , como se ha dicho, paleoclogitas (PASCUAL 1981), serpentinitas con magnetita (CHACON y VELASCO 1981) ,gneises alcalinos con hastingsita,clinopiroxeno y granate y anfibolitas que recuerdan la pyrigar-nitas de Galicia Central. (Gonzalez Lodeiro .com.pers.). Tales materiales se observan al E de Tierra de Barros en las dos formaciones que constituyen aquí el Grupo de Azuaga: Formación de Valencia de la Torres y Formación de la Gru-llas. (CHACON 1974, 1979 b, 1981). Recientemente se ha puesto en evidencia un pequeño cuerpo de olivinitas con pargasita muy deformadas y serpentinizadas que debió intruir entre las dos fases de cizalla dúctil citadas. (CHACON y VELASCO 1981).

El conjunto de la faja milonítica ha sufrido un cizallamiento subparalelo a su dimensión mayor (N 140) sinextrorso, durante la evolución tardihercínica y en condiciones superficiales. Ello se pone de manifiesto en el desarrollo de fábricas planolines N 140 con linealidad de estiramiento de igual dirección y disposición subhorizontal; sombras de presión sigmoidales producidas en tor-no a clastos de feldespatos durante esta fase señalan un sentido de movimieto sinextrorso. Se localizan planos de discontinuidad con importantes volúmenes de rocas generadas en esta fase (ultamilonitas lixiviadas y milonitas s.l.) en accidentes de primera magnitud como la falla de Azuaga.

Tanto durante la deformación de fase I dúctil de alta temperatura como la de fase II dúctil de baja temperatura (retrometamórfica) se generan pliegues me-nores cuyos ejes coinciden con las respectivas linearidades de estiramiento.

El borde septentrional de la faja milonítica aparece ceñido , entre Almendralejo y Azuaga , por una serie de metapelitas con biotita, granate y estaurolita delimitada entre fallas sinextrorsas de importancia regional. (Formación de la Atalaya de CHACON (1974)). En ellas se pueden observar estructuras de cizalla sinextrorsa y pliegues superpuestos como resultado de la interferencia de una fase N 140 vergente al W (fase II hercínica) sobre una fase anterior N 175 vergente al W que corresponde a la I hercínica. (CHACON 1979 b).

En el conjunto formado por el Grupo de Azuaga y La Formación de la Atalaya intruye el ortogneis de Ribera del Fresno (CHACON et al. 1980) un cuerpo granítico prehercínico afectado por las fases de deformación hercínicas descritas. Un cuerpo similar aflorante en Portalegre (Portugal) ofreció una edad radiométrica ordovício inferior (490 ± 10 m.a. PRIEM et al . 1970). El ortogneis de Ribera del Fresno ha sufrido una deformación de cizalla dúctil con desarrollo de planos C (N 140) y S (N 150 - 170) cuya disposición relativa indica movimiento sinextrorso. Esta deformación es posterior a un metamorfismo regional que hace crecer granates y biotita en la mesostasis del ortogneis.

5) Dominio del Río Matachel: En el valle excavado por este importante afluente el Guadiana aflora longitudinalmente una Formación de conglomerados oliváceos , pizarras oscuras y vulcanitas ácidas cuya edad debe corresponder al Namuriense - Westfaliense. (Formación Campana de CHACON 1979 b). En ella abundan los cuerpos subvolcánicos de granitos granofídicos homométricos a porfídicos , junto a vulcanoclastitas ácidas y coladas básicas. Presenta una esquistosidad N 130 buzante al NE . Este surco sirve de límite entre la zona situada al NE del mismo, donde las estructuras de fase I hercínica vergen al NE y la amplia región situada al SW, que comprende los cuatro dominios tectónicos antes descritos , en que la vergencia general es al SW. (figs. 1 y 2).

También en este dominio aflora un conjunto precámbrico constituido por las Formaciones de Sierra Velita y Puebla del Prior. La primera de ellas está formada por una serie de barras de cuarcitas feldespáticas intercaladas entre grauvacas pardas que hacia abajo desarrollan una potencia considerable y dan paso a la subyacente Formación de Puebla del Prior. Esta se compone de meta-

grauvacas oscuras, anfibolitas y cuarcitas negras seguidas hacia el muro por una monótona serie de metagrauvacas oscuras. En ambos conjuntos se han determinado microfítosiles de especies conocidas en el Vendense y Rifeense Superior (s.l) de la plataforma rusa. (CHACON 1981; CHACON et al. in prep.). Por estas razones la Formación Puebla del Prior puede correlacionarse con la de Torrecillas aflorante en los dominios 1 y 2 descritos, aunque esta se diferencia por su notable abundancia en espilitas y vulcanoclastitas espilíticas.

En conjunto parecen presentar las series del Proterozoico Terminal que afloran en este dominio una esquistosidad de flujo que preserva frecuentemente laminaciones primarias en las metagrauvacas y una esquistosidad penetrativa posterior de desarrollo irregular. En el sector de Puebla del Prior se aprecia una textura milonítica en las metagrauvacas de dicha formación.

Hacia el NW, en el sector de Pinos aflora una unidad de blastomilonitas moscovíticas y anfibolitas que se sitúa bajo la Formación de Puebla del Prior. En tales gneises, como en los de la faja milonítica, se han observado fragmentos de estaurólita y granate en el interior de blastos de oligoclasa y ortosa. El contacto con las metagrauvacas y cuarcitas negras suprayacentes es muy neto y está afectado por numerosos accidentes tardíos. Las blastomilonitas presentan una estructura planolinear con desarrollo de planos S oblicuos a planos C que en secciones paralelas a la linealidad de estiramiento y perpendiculares a los planos C evidencia movimiento sinexorso. La esquistosidad milonítica (Ç) tiene directriz general N 140 buzante al SW.

Esta unidad gneísico-anfibólica se interpreta como una unidad alóctona trasladada desde el SE hacia el NW durante o ligeramente después de la deformación de cizalla dúctil de fase I hercínica. Su procedencia habrá que localizarla en la faja milonítica y afloraría actualmente en un sinforme de fase II, vergente al NE, tal como se representa en la fig. 2.

Hacia el NE el dominio del Río Matachel está cortado por la falla de Hornachos que pone en contacto a los materiales del Precámbrico Superior descritos con las cuarcitas ordovícicas muy deformadas que constituyen las Sierras de Pinos y Hornachos.

Tras las fases de cizalla hercínicas se producen, en primer lugar, una tectónica de desgarre sinexorso que según fallas de dirección N 50 - 110 y N 170

tónica de desgarre sinextrorso según fallas de dirección N 80 - 110 y N 170, subverticales que generan cataclasitas, microbrechas y brechas sobre las rocas afectadas. En la faja milonítica estas brechas ven su matriz ocupada por fluidos mineralizantes a muy baja temperatura que forman filones y redes anastomosadas de filoncillos ricos en Blenda y Galena explotados a finales del siglo XIX. (CHACON et al. 1982). En segundo lugar, y como episodio tectónico final se producen fracturas tensionales de dirección N 110 a favor de las cuales asciende magma básico. De esta forma se origina el campo de filones diabásicos del Arroyo Botoz. (Figs 1 y 2).

DISCUSION

La intensa deformación de cizalla dúctil postorogénica tardifase II y la tectónica de desgarres sinextrorsos de directriz N 80-110 originan los rasgos mas evidentes de esta región y hacen difícil el análisis de los episodios anteriores. Por esta razón y por la escasez de fósiles las edades respectivas de los episodios tectonometamórficos mayores, metamorfismo regional prefase I y cizalla dúctil sinorogénica de fase I, no se conocen con precisión. El metamorfismo regional prefase I ha sido interpretado frecuentemente como cadomiense (ver BELLON et al. 1978; DELOCHE et al. 1979; CHACON 1979 b, 1981), e incluso como mucho mas antiguo (OROZCO y PASCUAL 1975; PEREZ-LORENTE 1977; PASCUAL 1981). Sin embargo no se puede olvidar que en la ZONA CENTRO-IBERICA la fase I hercínica generalmente presenta un primer momento de metamorfismo regional y un segundo momento de cizalla sin-tardiorogénica. Por esta razón no hay que desestimar la posibilidad de que la historia tectonometamórfica de esta región sea hercínica como señalaran otros autores anteriormente. (BARD 1969,1971; BARD et al. 1973; VEGAS 1971 a; VEGAS y MUÑOZ 1976; MUÑOZ y VEGAS 1974 etc..).

La interpretación estructural de la transversal estudiada no esta completamente aclarada especialmente La faja milonítica y el Grupo de Azuaga que en ella aflora constituyen la principal incógnita. Esta banda puede interpretarse como resultante de la colisión continental por la que las ZONAS CENTRO-IBERICA y OSSA MORENA quedarían empiladas entre sí, la segunda cabalgando sobre la primera. Por otra parte la coexistencia de gneises alcalinos, anfibolitas, paleo -

eclogitas, serpentinitas y olivinitas en un complejo metamórfico predominantemente cuarzofeldespático ha sido señalado como indicativo de paleosuturas entre placas continentales colisionadas. (BARD et CARUBA 1981).

A favor de la posibilidad de que la faja milonítica represente el afloramiento de una zona de fricción subplanar entre la placa cabalgada (ZCI) y la cabalgante (ZOM) estaría el hecho de que el límite actual entre ambas zonas se encuentre al NE de la faja milonítica y determinado por una falla postcolisión como es la falla de Hornachos que delimita las dierras ordovícicas más meridionales de la ZCI. La faja milonítica podría, por tanto, representar la base de la ZOM aflorante en un antiformal de fase II y limitado por desgarres tardíos, como se indica en la fig. 2. Esa zona de colisión podría haber evolucionado progresivamente desde una zona frontal de fricción subvertical hasta una posición subhorizontal resultante del cabalgamiento de la ZOM sobre la ZCI, en un proceso durante el cual debió predominar el movimiento lateral de desgarre sobre el de avance inverso. Ello permitiría compatibilizar la generación de fábricas planolineares con linealidad subhorizontal y foliación milonítica de posición variable con el cabalgamiento entre ambas zonas.

No está clara la interpretación de esta inmensa lámina de casi 300 kms. de longitud por unos 2 a 5 kms. de espesor que constituye la Formación de la Atalaya, situada geoméricamente sobre la faja milonítica y bajo el Dominio del Río Matachel.

Finalmente indicaremos que los modelos propuestos por algunos autores para explicar el funcionamiento de la zona de cizalla COIMBRA-CORDOBA (MATTE & BURG 1981; BURG et al. 1981) son válidos en los que se refiere a las deformaciones de cizalla dúctil superficial tardifase II aunque no analizan los efectos y consecuencias de la fase I de cizalla dúctil sinorogénica, en mi opinión más importante tanto para la estructuración de la zona como desde el punto de vista petrogenético. Tales modelos adolecen además de imprecisas descripciones de la estratigrafía y evolución tectonometamórfica del Precámbrico de la OSSA-MORENA que, como se ha mostrado, no es similar al PRECAMBRICO de la ZONA CENTRO-IBERICA, ni, evidentemente, ha sido metamorfizado solo en condiciones epizonales como se ha afirmado. (BURG et al. 1981).

Este tratamiento superficial de los rasgos geológicos regionales más significativos restan validez a estos modelos que, a pesar de todo

Este tratamiento superficial de los rasgos geológicos regionales mas significativos restan validez a estos modelos que , a pesar de todo, constituyen importantes avances para la comprensión de este sector del Macizo Ibérico.

CONCLUSIONES

El estudio del sector central de la faja Badajoz-Córdoba ha permitido poner de manifiesto :

- 1) La dificultad de atribuir a la orogenia cadomiense el metamorfismo regional prefase I una vez que aparentemente no existe solución de continuidad entre ese episodio y las deformaciones de cizallas dúctil sinorogénica a alta temperatura que caracterizan a la fase I hercínica. Este tema deberá ser aclarado en posteriores investigaciones .
- 2) En cualquier caso, este metamorfismo regional cadomiense ó hercínico precoz, fué de alto grado y probablemente desarrolló condiciones de facies granulitas y de tipo distena sillimanita en la faja milonítica. Al SW de la misma fué estático y de presiones bajas a intermedias aunque alcanzó allí , igualmente , el grado alto y muy alto con desarrollo de anatexia en el área de Sierra Albarrana.
- 3) Con anterioridad a la fase I intruyen cuerpos graníticos en lo que será la faja milonítica. Igualmente se ubican en esa zona ultramafitas y eclogitas. Al SW de la falla de Azuaga , en el sector de Fuente de Cantos se ubican ultramafitas con cromo, níquel y espinela en las series vulcanodetríticas del Proterozoico Superior.
- 4) La fase I de cizalla sinorogénica se produce , posiblemente, durante la colisión y suturación de las ZONAS CENTRO IBERICA y OSSA-MORENA. Se genera una zona planar de deformación y recristalización dúctil a temperatura elevada y se forman microestructuras de cizalla (superficies S y C, sigmoides en halos de presión) que indican desplazamiento sinextrorso.
- 5) Entre las fases I y II intruyen olivinitas en la faja milonítica y cuerpos cuarzodioríticos en el dominio de Ahillones.
- 6) La fase II se originó probablemente durante una compresión entre las placas suturadas seguidas por un movimiento lateral importanté entre ambas. Se

Se producen pliegues N 140 vergentes al SW hacia la ZOM y subverticales hacia la ZCI y se desarrollan desgarres sinextrorsos con milonitización dúctil retro-metamórfica.

7) Esta fase II se produce después del Namuriense-Westfaliense y probablemente durante el Estefaniense mientras que la tectónica de desgarre subsecuente afecta a la cuenca de Guadalcanal datada como Namuriense C-D a Autuniense.

8) Los posteriores desgarres N 80-110 y N 160 sinextrorsos y la ulterior tectónica de fracturas tensionales N 110 acompañadas de la inyección de magma básico señalan los últimos episodios tardihercínicos que debieron ocurrir entre el Autuniense y el Permotrias.

AGRADECIMIENTOS

El autor manifiesta el mas sincero agradecimiento a sus compañeros F.Simancas y F.Gonzalez Lodeiro cuyas sugerencias han sido del mayor interes y con los cuales ha debatido gran parte de los problemas que se han reseñado en esta nota.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIOLA, A., CUETÓ, L.A., FERNANDEZ CARRASCO, J. y GARROTE, A. (1981)
Serpentinitas y mineralizaciones de cromo asociadas,
cn el Proterozoico Superior de Sierra Morena. Com.
3ª Reunión Grupo de Ossa Morena. Elvas-Aracena-Mones-
terio. 1 a 5 Octubre 1981. Resumen.
- BARD, J.P. (1969): Le metamorphisme regional progressif de Sie-
rra d'Aracena en Andalousie Occidental. (Espagne). Thé-
se Fac.Sc. Montpellier.
- BARD, J.P. (1971): Sur l'alternance des zones métamorphiques et
granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique.
Comparaison de la variabilité des caractères géotecto-
niques de les zones avec les orogénèses "orthotectoni-
ques". Bol. Geol.Min. t.32 a 34. pp 321-345.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. and RIBEIRO, A. (1973) :
Geotectonic model for the Iberian variscan orogen. Nat
Phys.Sc., 241, pp 50-52.
- BARD, J.P. et CARUBA, M. (1981): Les séries leptyno-amphiboliques
à eclogites relictuelles et serpentinites des Maures,
marqueurs d'une paléosuture varisque affectant une
croûte amincie ?. C.R. Acad.Sc. Paris 292 D, II, pp
611 - 614.
- BELLON, H., BLACHERE, H., CROUSILLES, M., DELOCHE, Ch., DISSAUT, Ch., HER-
TRICH, B., PROST-DAME, V., ROSSI, Ph., SIMON, D. et TAMAIN,
G. (1979): Radiochronologie, évolution tectono-magma-
tique et implication métallogéniques dans les Cadomo-
variscides du Sud-Est Hespérique. Bull. Soc.Géol. de
France. 7, 21, 2, pp 113-120.

- BURG, J.P., LAURENT, Ph., MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1980): Variscan intracontinental deformation, the Porto-Tomar-Córdoba shear zone. Conference on Shear Zones.
- CHACON, J. (1974): Los gneises milonitas de Higuera de Llerena. (Badajoz). Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba. Bol. Geol. Min. t 95-96, pp 700-712.
- CHACON, J. (1979 a): Ensayo de subdivisión de la series precámbricas del SW del Macizo Ibérico. Cuad. Geol. Univ. Granada. t 8-9, pp 5-19.
- CHACON, J. (1979 b): Estudio geológico del sector central del anticlinorio Badajoz-Córdoba. (SW del Macizo Ibérico). Tesis Doctoral Univ. Granada. 728 pp.
- CHACON, J. (1980) : Episodios de blastesis y deformación en la Formación de la Dehesa del Marqués. Hoja de Usagre. Badajoz. Mem e Not. e Lab. Geol. Univers. Coimbra. 88, pp 1-18.
- CHACON, J. (1981 a): El Precámbrico de la Zona de Ossa Morena. (Macizo Ibérico Meridional). Real. Acad. Ciencias E.F. y Nat. "in press".
- CHACON, J. (1981 b): Superposición de zonas de cizalla en la Formación de las Grullas. (Grupo de Azuaga. SW Macizo Ibérico). Com. VII Reunión de Geología del W Peninsular. Octubre 1981. Madrid. "in press"
- CHACON, J., DELGADO-QUESADA, M. y GARROTE, A. (1974) : Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz- Córdoba. Bol. Geol. Min. t 85-86, pp 713-717.
- CHACON, J. y PASCUAL, E. (1979): El anticlinorio Portalegre-Badajoz Córdoba divisoria entre las zonas Centro Ibérica y Ossa- Morena. (SW del Macizo Ibérico). Cuad. Geol. Univ. Granada . t 8-9, pp 18-31.

- CHACON, J. y VELASCO, F. (1981): Rocas ultrabásicas metamorfozadas en el Grupo de Azuaga. (Anticlinorio Badajoz-Córdoba). Com.VII Reunión Geología del W Peninsular. Octubre 1981 Madrid. "in press".
- CHACON, J., MARTIN RUBI, J.A. y RODRIGUEZ GORDILLO, J. (1981): Génesis de ultramilonitas blancas de la falla de Azuaga. Com. VII Reunión Geología del W Peninsular. Octubre 1981 Madrid. "in press".
- CHACON, J. y MARTIN RUBI, J.A. (1982): Granitoides cuarzodioríticos en el sector Usagre-Llerena. (Badajoz, SW Macizo Ibérico). Bol.Geol.Min. "in press".
- CHACON, J., HERRERO, J.M. et VELASCO, F. (1982): Mineralisations plom bifères associées aux fractures tardihercyniennes dans l'alignement Badajoz-Cordoue, Ossa Morena, Espagne. Com. Cong.Int, Min.Pb-Zn dans la chaîne varisque. Paris.
- DELGADO-QUESADA, M., LIÑAN, E., PASCUAL, E. y PEREZ LORENTE, F. (1977) : Criterios para la diferenciación de dominios de Sierra Morena Central. 4 Reunión de Geología del W Peninsular: Salamanca. Studia Geol.
- DELOCHE, Ch. et SIMON, D. (1978): Géologie et géologie du Cerro Muriano. (Cordoue, Espagne). Thèse 3^e cycle. Orsay.
- DEWEY, J.F. and BURKE, K. (1973): Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation products of continental collision. J.Geol. 81, pp 683-692.
- DIEZ BALDA, M.A. y FOURNIER VINAS, Ch. (1981): Hallazgo de Acrítarcos en el Complejo Esquisto Grauváquico al Sur de Salamanca. Acta Geol Hispa. Barcelona. "in press".
- GARROTE, A. (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana. (Prov. de Córdoba). Mem e Not. Pub. Mus.Lab.Min.Geol. Coimbra. 62, 17-40.
- GIL CID, M.D., PEREJON, A y SAN JOSE, M.A. (1976): Estratigrafía y Paleontología de las calizas de Navalucillos. (Toledo). Tecniterrae, 13, pp 11-29.

- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974):
 Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME.
- LEFORT, M et RIBEIRO, A. (1980): La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain ?. Bull.Soc.Géol.France 7,22,3,pp 455-462. Paris.
- LIÑAN, E. y SCHMITT, M. (1980): Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba.(España). Temas Geológico Mineros IGME. 1ª Reunión sobre la Geología de Ossa-Morena. pp 171-196 .
- LIÑAN, E. (1981). Introducción al problema de la Paleogeografía del Cámbrico de Ossa Morena. 3ª Reunión del Grupo de Ossa Morena. Elvas-Aracena-Monesterio. Resumen.
- LIÑAN, E. (1981): Los icnofósiles de la Formación Torreárboles y la Paleogeografía del límite Precámbrico-Cámbrico en Ossa Morena (flanco norte de la alineación Olivenza - Monesterio). 3ª Reunión del Grupo de Ossa Morena. Elvas-Arscena-Monesterio. Septiembre 1981. Resumen.
- LOTZE, F. (1945 b). Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. Geol.Fors. 4, 6, pp 78-92. Berlin.
- LOTZE, F. (1966): Kambrium Spaniens. Zbl.Geol.Pal., 1,6, pp 1206-27
- MACPHERSON, J.(1901): Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica. Anales Real.Soc.Esp.Hist.Nat. 2,10,pp 123-165.
- MATTE, Ph. and BURG, J.P. (1981): Sutures, thrust and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. Thrust and Nappe Tectonics. The Geological Soc. of London. pp 356-358.
- MORENO, F.(1974). Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. Bol.Geol.Min. t 74-75., pp 396-400.

- MUÑOZ, M. y VEGAS, R. (1974): Paraneises y ortogneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba. Bol. Geol. Min. t 84-85, pp 450-463.
- OROZCO, M y PASCUAL, E. (1975): Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena. (España). Cuad. Geol. Univ. Granada. 6, pp 5-15.
- PARIS, F. et ROBARDET, M. (1977): Paléogéographie et relations ibero-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. Bull. Soc. Géol. France. 7, 19, 5, pp 1121-1126.
- PASCUAL, E. (1981): Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba. Tesis Doctoral Universidad de Granada. 519 pp.
- PEREJON, A. (1980): Problemática paleontológica del límite Cámbrico-Precámbrico en España. Temas Geológico Mineros. IGME. 1ª Reunión Geología de la Ossa-Morena. pp 197-203.
- PEREZ LORENTE, F. (1977): Geología de la Zona de Ossa Morena al Norte de Córdoba: Tesis Doctoral Universidad de Granada. 560 pp.
- ROBARDET, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le Nord de la province de Seville. (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 283, D, pp 999-1002.
- VEGAS, R. (1971 a). Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena Occidental y las Sierras del Norte de la provincia de Cáceres. (Extremadura española). Bol. Geol Min. t 82-83-84, pp 351-358.
- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1976): El contacto entre las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una nueva Interpretación. Com. Serv. Geol. Portugal. 40, pp 31-53.