

Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica

Por R. CAPOTE*

Resumen

Se describen datos estructurales que permiten establecer la evolución tectónica del Sistema Central. Es problemática la existencia de movimientos tectónicos orogénicos asinticos o caledonianos, aunque varios autores aportan diversos argumentos en este sentido. Únicamente está bien establecida una discordancia en la base del Ordovícico, producida por los movimientos sárdicos, probablemente epirogénicos. La deformación hercínica se inició después del Devónico inferior y terminó antes del Pérmico. Se encuentran estructuras de cinco fases tectónicas compresivas. Las dos primeras produjeron la deformación más intensa y dieron lugar a un diseño estructural consistente en tres unidades o complejos principales cabalgados hacia el NE. Las otras tres fases retocaron con diversa cuantía la estructura. La última etapa tectónica es una fase distensiva que deformó algunos granitoides con estructuras de cizalla dúctil de tipo SC. Una nueva etapa de cizalla dúctil, de desgarre sinistral, precede a la etapa de desgarres frágiles tardihercínicos, de edad pérmica.

Abstract

The structural evidence concerning to the hercynian tectonic evolution in the Central System is described. Problematic assyntian and caledonian tectonic movements have been pointed out by several authors. One cartographic unconformity, located between both preordovician and ordovician rock formations, reveles the existence of a tectonic instability periode, the «sardic movements», which probably were epirogenetic. The deformational hercynian events started after the lower Devonian and finished before the Permian. The first two major events produced the essential deformation and a structural pattern, which consists on several major tectonic units which are thrusteds towards the NE. Ductile shear zones are developped during the second tectonic event. The third deformational phase was «retrovergent» with respect the precedents two, and produced folding and crenulation of the S_1 and S_2 foliations. The latest tectonic event was a regional stretching, which produced sheared granites with SC fabric. After this event, several phassses of ductil and brittle wrench faulting afected the region during the late Carboniferous and the Permian.

1. INTRODUCCION

El conocimiento de la tectónica hercínica y prehercínica del Sistema Central ha seguido una serie de fases, que reproducen el desarrollo de los estudios estructurales y geodinámicos de la Cadena Hercínica española, concretamente en el denominado Macizo Hespérico o Macizo Ibérico. Una síntesis histórica de la evolución de las ideas acerca de la tectónica del basamento hercínico en el Sistema Central ha sido realizada recientemente por MARTIN ESCORZA (1985). Nosotros nos ocuparemos aquí únicamente del

* Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040-Madrid.

estado de conocimientos actual, señalando los aspectos que más han ocupado a los investigadores de esta región, los problemas pendientes y las líneas que recientemente se han abierto en relación con la evolución orogénica hercínica. Problemas tales como el número de fases de deformación, sus relaciones con otros procesos geológicos, como la recrystalización metamórfica regional o la intrusión de masas plutónicas granitoides, y la interpretación macroestructural, han centrado tradicionalmente las investigaciones acerca de la evolución hercínica del Sistema Central. Otras cuestiones, tales como la posible existencia de deformaciones prehercínicas, la cuantificación de la distorsión sufrida por las rocas y el detalle de los procesos de deformación, sobre todo los referidos a los de cizalla simple dúctil, se han abordado más recientemente o son menos conocidos.

Como en el resto del Macizo Hespérico en el Sistema Central se encuentra también una etapa de fracturación frágil muy importante que se superpuso al edificio orogénico durante el *Carbonífero terminal y una parte del Pérmico* y que ha sido tradicionalmente referida como «Tectónica tardihercínica». No nos ocuparemos de ella en este trabajo.

En el Sistema Central se pueden reconocer a grandes rasgos tres sectores en función de el tipo de formaciones metamórficas, predominantes y la extensión relativa de éstas frente a las rocas granitoides tardihercínicas. En el Sector Oriental predominan las formaciones paleozoicas (Ordovícico a Devónico inferior), afectadas por metamorfismo regional generalmente del Estado Bajo; en el Sector Central predominan las rocas preordovícicas y los ortogneises glandulares, con metamorfismo alto; en el Sector Occidental predominan formaciones preordovícicas de estado medio y bajo y en menor proporción las formaciones ordovícicas de bajo grado. Los plutones granitoides tardíos no se encuentran prácticamente en el Sector Oriental, aumentan en extensión de Este a Oeste en el Sector Central y llega a dominar de manera absoluta en extensión frente a las rocas metamórficas en el Sector Occidental. Estas zonas han sido interpretadas como correspondientes a tres complejos estructurales diferentes desarrollados durante las dos primeras fases de deformación hercínica (CAPOTE *et al.*, 1981).

2. LA EVOLUCION TECTONICA PREHERCINICA

La estructuración orogénica hercínica siguió a un largo período de tiempo, durante el cual se produjo la acumulación de los materiales que, luego, por recrystalización en condiciones de metamorfismo regional, dieron lugar a las diferentes formaciones metasedimentarias.

Esta etapa preorogénica llegó al menos hasta el Devónico inferior, representado en el extremo oriental del Sistema Central, pero su comienzo resulta muy difícil de definir. Es muy probable, sin embargo, que lo hiciera en el Precámbrico terminal, pues se han reconocido materiales, como son, por ejemplo, los metasedimentos con porfiroides de la Sierra de San Vicente, que equivalen a la Formación Monterrubio (CAPOTE *et al.*, 1981). Dicha formación se encuentra en la región al Sur de Salamanca (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973; DÍEZ BALDA, 1980), y yace por debajo de la Formación Aldeatejada, que probablemente representa el Cámbrico Inferior bajo. Todo

ello hace suponer razonablemente una edad del Precámbrico terminal para los metasedimentos preordovícicos más bajos en el Sistema Central.

En el lapso de tiempo que va del Precámbrico al Devónico se han señalado varias etapas de actividad tectónica apoyándose en evidencias de muy diverso carácter.

La más clara evidencia de actividad tectónica es la definida por la discontinuidad en la base del Ordovícico, que corresponde a los denominados «Movimientos Sárdicos». Para el Sector Occidental del Sistema Central esta discontinuidad fue señalada por CAPOTE, 1972. Gruesos conglomerados en la base de las «capas intermedias» situadas bajo la cuarcita armoricana en Solana de Rioalmar y niveles de conglomerados finos y microconglomerados en Ojos Albos, además de diferencias locales apreciables en las formaciones sobre las que se apoyan, permiten suponer una discordancia entre el Arenig y su substrato. SOERS (1972), señaló también esta discontinuidad entre los materiales microconglomeráticos de la base del Ordovícico (capas del Bornova, equivalentes a las capas de Constante definidas por los autores alemanes), y el gneis glandular de Hiendelaencina (Ollo de Sapo). La intensa deformación, hercínica ha disminuido los posibles ángulos de discordancia, lo que explica que su existencia no haya sido a veces reconocida, pero GONZÁLEZ LODEIRO (1981) ha puesto en evidencia una clara discordancia cartográfica entre el Ollo de Sapo y el Ordovícico de Hiendelaencina. La falta de estructuras penetrativas atribuibles a la etapa tectónica que originó esta discordancia y su indudable equivalencia con los «movimientos sárdicos» de los Montes de Toledo y toda la zona Centro-Ibérica permiten suponer que su carácter fue probablemente epirogénico, con movimientos verticales desarrollados entre el Cámbrico medio y el Ordovícico, los cuales, determinaron emersión y erosión de las formaciones preordovícicas antes de la transgresión del Arenig.

Han sido citadas algunas evidencias en apoyo de movimientos tectónicos previos a los «movimientos sárdicos». FERNÁNDEZ CASALS (1974) sitúa una posible discordancia entre el ortogneis glandular grueso de la Morcuera, al que interpreta como un zócalo granítico, y las facies porfiroides finas que lo bordean en varios sectores, y a los que considera como materiales microconglomeráticos que hacia arriba pasan a los metasedimentos preordovícicos (Gneis Buitrago). El esquema propuesto es similar al que GUITARD (1979) aplicó al gneis grueso del Canigou, en el Pirineo axial y tiene en su apoyo la edad radiométrica de 618 ± 9 m.a. (LANCELOT *et al.*, 1983), encontrada para ortogneises glandulares que ocupan una posición en Miranda de Duero, equivalente a la del gneis Morcuera en el Sistema Central.

También GONZÁLEZ LODEIRO (1982) interpreta en la región de Hiendelaencina una discordancia entre el Ollo de Sapo y la Formación Cardeñosa, equivalente al Gneis Buitrago, dado que a veces faltan entre ambos las facies porfiroides de grano fino características del techo de la formación glandular. Al suponer una equivalencia entre la Formación Cardeñosa y la Formación de Cándana (Cámbrico inferior) considera esta discordancia como asintica.

La posibilidad de deformaciones diferentes previas a las fases tectónicas hercínicas han sido también citadas en el Sistema Central. FERNÁNDEZ CASALS (1976) encontró unos pliegues isoclinales (Fig. 1) anteriores a la esquistosidad S_1 cuya interpretación considera incierta. PEINADO y ALVARO (1981) describen

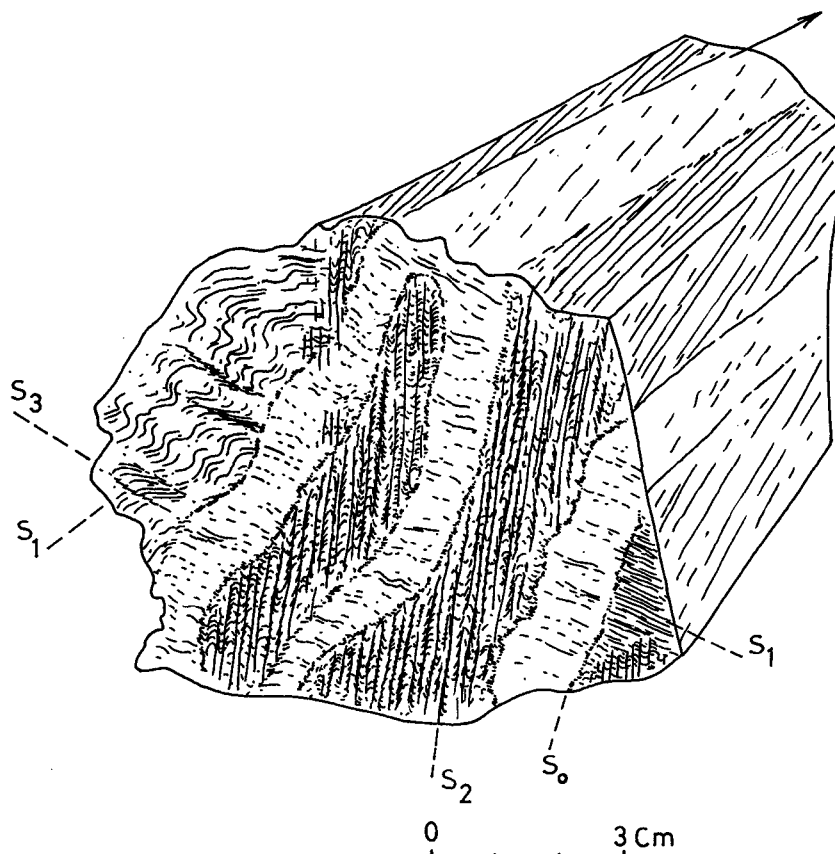


FIG. 1. Pliegue isoclinal anterior a la esquistosidad S_1 de la primera fase de deformación hercínica. Esquistos ordovícicos del sinclinal de la Peña de la Cabra. Según FERNÁNDEZ CASALS, 1976.

xenolitos incluidos en ortogneises glandulares en el macizo de El Escorial, los cuales muestran una deformación previa y discordante con la foliación del gneis, interpretando esta primera deformación como prehercínica (Caledonia) y sincrónica con un primer evento metamórfico con distena. Por el momento no se dispone de más datos, pero queda abierta la posibilidad de una etapa deformativa y metamórfica prehercínica.

3. EL CARACTER POLIFASICO DE LA DEFORMACION

Como en todo el Macizo Hespérico la deformación orogénica del Sistema Central se produjo en varias fases superpuestas en una sucesión que el análisis detallado de las estructuras muestra compleja.

Inicialmente se propuso una sucesión de dos fases principales de deformación hercínica (BARD *et al.*, 1970), siguiendo un esquema obtenido en el estudio del NW del hercínico peninsular (MATTE, 1968), y en la zona de Ossa Morena (BARD, 1969). Sin embargo, pronto se pudo establecer que existe un

mayor número de fases de deformación (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1971).

Los criterios utilizados para separar las diversas fases son variadas, principalmente microestructurales, como superposición de esquistosidades de diferente morfología y orientación, diseños de superposición de pliegues menores, diversidad en la orientación en lineaciones o deformación de éstas por pliegues de otra fase, y únicamente de manera esporádica criterios de superposición de macroestructuras.

La superposición de esquistosidades es quizá el criterio más llamativo que permitió separar las fases de deformación. Las primeras descripciones detalladas de sus tipos y relaciones mutuas se tienen en CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1971) para el Sector Occidental, FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970) para el Sector Central y SOERS (1972) para el Sector Oriental. Diversos trabajos posteriores han permitido profundizar en el conocimiento de estas microestructuras aunque a veces las correlaciones entre las mismas han sido difíciles.

A partir de los datos microestructurales existentes se puede admitir la siguiente sucesión de fases deformativas:

A) *Fases principales*

Corresponde a las fases que generan las esquistosidades más visibles y que aparecen relacionadas con los eventos principales del metamorfismo regional progresivo. Se diferencian:

Primera fase

Se manifiesta por una esquistosidad S_1 en la mayoría de las rocas con morfología que cambia con la litología y nivel metamórfico. «Slaty cleavage» y «rough slaty cleavage» en rocas pelíticas superficiales, con «rough cleavage» en rocas samíticas pasan hacia niveles de mayor grado a «Schistosity» y Foliación. En estos niveles profundos puede ser borrada por otra esquistosidad S_2 o confundirse con ella al ser reorientada. En la región oriental del Sistema Central lleva dirección N-S y buza algo más de 45° hacia el Oeste. En los niveles profundos no se observan pliegues a escala cartográfica pero a escala de afloramiento se encuentran esporádicamente pliegues con tendencia isoclinal y foliación S_1 de plano axial. Por el contrario en los niveles de bajo grado, en el sector oriental, aparecen pliegues B_1 a todas las escalas, de clases 1C y 3.

Segunda fase

Determina una crenulación o replegamiento de S_1 , con pliegues también de tendencia isoclinal. La esquistosidad S_2 varía mucho en intensidad según corredores definidos de tal forma que en ciertos sectores no se encuentra más que S_1 reorientada, mientras que en otros aparece como un «crenulation cleavage» que puede desarrollar un «tectonic banding» muy marcado o pasar a «Schistosity» que borra a S_1 (FERNÁNDEZ CASALS, 1976), o incluso generar una foliación dominante. La orientación de las estructuras en esta fase es igual que la presentada por la primera fase.

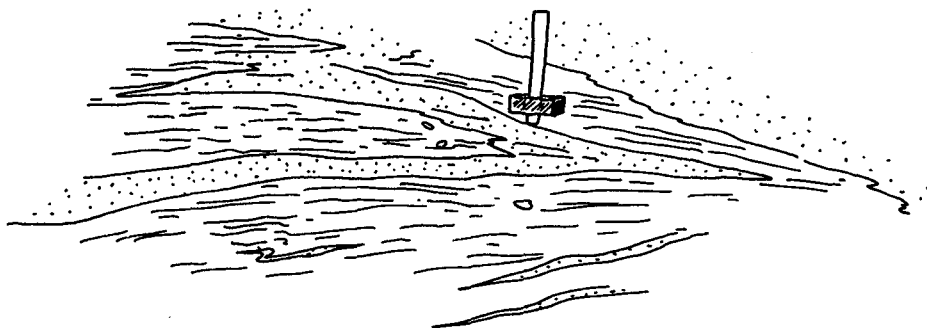


FIG. 2. Pliegue isoclinal de la primera fase en gneises al sur de Garganta de los Montes. Según FERNÁNDEZ CASALS, 1976.

Tercera fase

Como «tercera fase» han sido descritas estructuras caracterizadas por la crenulación sobre S_1 y S_2 pero que según los sectores llevan actitudes distintas. En el área de la Cañada-Cebreros, al Este de Avila (CAPOTE, 1972) se consideró la tercera fase una «crenulation cleavage» de dirección NNE y buzamiento al Oeste. En el Sector Central, en Segovia MACAYA (1982) atribuye a «tercera fase» un plegamiento de foliación principal, cuyos planos axiales subverticales van dirigidos al NNW, deformación que coincide con un «crenulation cleavage» S_3 y un replegamiento observado por CAPOTE *et al.* (1981) en la Ermita de San Antonio de Juarillos (Segovia).

Por el contrario en el Sector Oriental se ha atribuido a la fase 3 un «crenulation cleavage» de escaso buzamiento hacia el Este (BELLIDO *et al.*, 1981) que coincide con lo que GONZÁLEZ LODEIRO (1981) y SOERS (1972) consideraron «segunda fase». Ha sido encontrada también, con similares características en el Macizo de Honrubia (GONZÁLEZ CASADO, 1982; CAPOTE *et al.*, 1981). Su rasgo esencial es el carácter «retroergente» respecto a las dos primeras fases y el desarrollo de muy visibles diseños de superposición de pliegues menores según el modelo 3 de RAMSAY. En Hiendelaencina un plegamiento suave de dirección NW-SE, con un «crenulation cleavage» subvertical desarrollado localmente (SOERS, 1972) deforma a las estructuras de esta «tercera fase».

Todo parece indicar que se trata en realidad de dos fases de deformación diferentes las reunidas bajo el epígrafe «tercera fase» de diversos autores. La fase retroergente muy volcada parece corresponder a la tercera fase en sentido estricto mientras que la fase erguida puede considerarse como una «cuarta fase», relacionada esta última probablemente con algunas orientaciones en granitoides hercínicos deformados.

B) Fases tardías

En todo el Sistema Central se encuentran estructuras compresivas más tardías que deforman a las estructuras anteriores. Destacan de entre todas

ellas una serie de micropliegues de «cuarta fase», con dirección próxima a E-W e inmersión al Este que FERNÁNDEZ CASALS (1976) citó en la zona al Norte del plutón de La Cabrera y que GIL TOJA *et al.* (1985) extienden a un sector más amplio. Se trata de la última deformación compresiva importante que puede corresponder a un «quinta fase» si, como indicamos, el grupo de las «terceras fases» corresponde a dos diferentes.

4. LA DEFORMACION INTERNA Y LAS RELACIONES BLASTESIS-DEFORMACION

Hasta estos últimos años son prácticamente nulos los estudios de cuantificación de la deformación en el Sistema Central. Únicamente unas medidas del elipsoide de deformación en un punto dentro del Gneis Buitrago, con valores de $1 > K > 0$ (FERNÁNDEZ CASALS, 1976) y cálculos de la componente de aplastamiento en pliegues 1C (FERNÁNDEZ CASALS *op. cit.*, GONZÁLEZ LODIERO, 1981), se refieren a este aspecto. Actualmente se está terminando una investigación cuantitativa de la deformación, en la región entre Honrubia y Berzosa, por parte de GONZÁLEZ CASADO.

Muy diferente es la situación en los estudios sobre blastesis en relación con la deformación. Las primeras observaciones acerca de relaciones geométricas entre esquistosidad interna S_1 en porfiroblastos de granate previo a la esquistosidad S_2 de la mesostasis, así como observaciones acerca de procesos de microboudinage y «pull-apart» en cristales de biotita, se encuentran en FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970). El primer cronodiagrama de blastesis-deformación, obtenido a partir de observaciones microtexturales y relacionando el proceso de recrystalización metamórfica con varias fases de deformación fue dado por CAPOTE (1972) para la región de Avila. Posteriormente se encuentran estudios de este tipo para diversos sectores del Sistema Central. En todos se advierte que la deformación fue sincrónica con el metamorfismo regional desde el comienzo de la primera fase hasta entrada la tercera fase (fase retrovergente).

5. LOS FENOMENOS DE CIZALLA DUCTIL

La presencia de rocas que podían haber sufrido una importante deformación milonítica fue puesta de manifiesto por primera vez por PEINADO (1973) en la región de Santa María de la Alameda. Estas rocas fueron posteriormente interpretadas por CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) como formados en relación con el desarrollo de grandes cabalgamientos dúctiles en dicha región. Los procesos de cizalla en el mismo área fueron posteriormente descritos por MARTIN ESCORZA (1977). La existencia de cabalgamientos dúctiles fue extendida algo más tarde a la región oriental del Sistema Central por FERNÁNDEZ CASALS (1976) al encontrar corredores de intensa deformación dúctil desarrollados durante la segunda fase hercínica. CAPOTE *et al.* (1977) interpretaron uno de estos corredores como una importante falla dúctil, la Falla de Berzosa, que pone en contacto el conjunto preordovícico de alto grado con el Paleozoico de bajo grado del sector oriental. Cobró así un nuevo interés el

estudio de la deformación hercínica del Sistema Central pues paralelamente los procesos de cizalla dúctil acaparaban la atención de los tectonicistas en todo el mundo. GONZÁLEZ CASADO (1982) realizó un estudio en el macizo de Honrubia con objeto de establecer la posible prolongación de la falla de Berzosa y la confirmación de esta idea fue adelantada por CAPOTE *et al.* (1981). También en la región de Hiendelaencina se ha encontrado un cabalgamiento dúctil en la base de antiformal del Olló de Sapo (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981).

6. LA MACROESTRUCTURA

El conocimiento que se tiene de la macroestructura en el Sistema Central es muy desigual según las zonas. En la región oriental, donde los niveles cuarcíticos del Ordovícico y Silúrico sirven de niveles de referencia en la cartografía se conoce satisfactoriamente la geometría de la estructura pero no ocurre lo mismo en los niveles del metamorfismo de alto grado, donde la falta de niveles guía hace el trabajo macroestructural muy difícil. En todas las áreas, pero en especial en estas últimas, el apoyo del análisis microestructural es fundamental para desentrañar la estructura previa a las intrusiones granitoides tardihercínicas.

En la figura se representan los principales rasgos de la macroestructura hercínica del Sistema Central. Destacan varios elementos:

El accidente dúctil de Berzosa. Se sigue desde la zona de El Molar hasta el

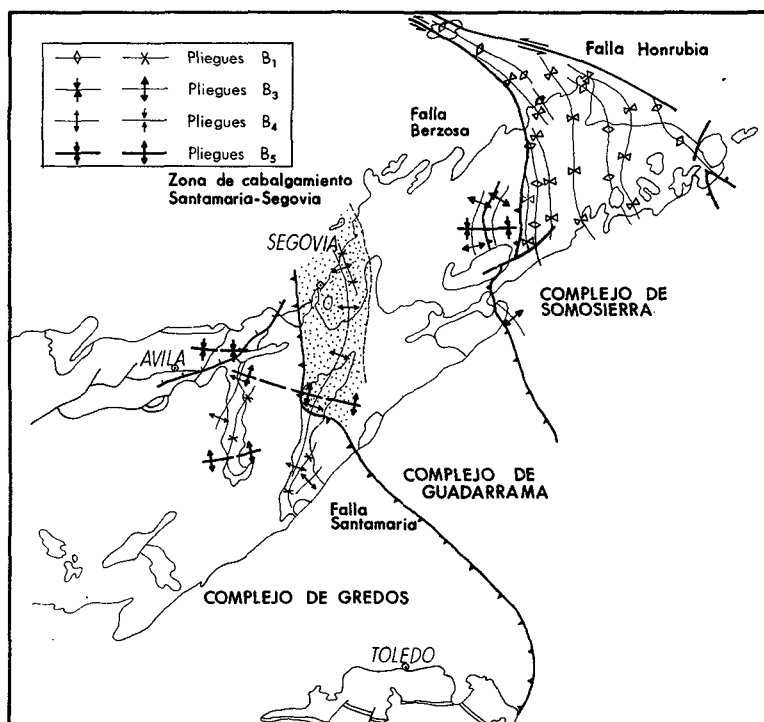


FIG. 3. Esquema estructural simplificado del Sistema Central.

Macizo de Honrubia pasando por Berzosa. Es un cabalgamiento dúctil de la segunda fase en su parte central, con vergencia al Este, y paso progresivo a desgarre sinistral en el macizo de Honrubia (GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1985).

La zona de cabalgamientos dúctiles de Santa María de la Alameda-Segovia. Formada por varios cabalgamientos de la segunda fase, jalonados por milonitas y blastomilonitas que aparecen deformadas por fases posteriores sobre todo en la zona de Segovia, donde el material se comportó más dúctil. Vergen al NE.

Estas dos zonas de cizallas separan tres grandes complejos estructurales (CAPOTE *et al.*, 1981), el de Gredos, el de Guadarrama y el de Somosierra, de Oeste a Este. El de Somosierra todavía monta o desliza respecto a otro complejo aflorante bajo el antiformal de Hiendelaencina (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981) y en el macizo de Honrubia (Complejo de Angón). El conjunto de los complejos se estructuró durante las dos primeras fases, produciéndose la cizalla dúctil en la segunda. El apilamiento de estas unidades pudo determinar un fuerte engrosamiento cortical que aumenta de Este a Oeste y que es responsable de la mayor producción de granitoides hacia el Oeste (CAPOTE *et al.*, 1981) y de las condiciones alcanzadas por el metamorfismo regional en los sectores centrales, con condiciones de 780 ± 50 °C y algo más de 5 kbar en el área de Peñalara (CASQUET y TORNOS, 1981) y posibles paragénesis granulíticas en Paredes (CASQUET y FERNÁNDEZ CASALS, 1981).

Las trazas axiales de algunas estructuras de las diversas fases son señaladas en la misma figura, caracterizándose por orientaciones definidas que cambian suavemente en forma de arco convexo al Este. El juego de desgarre según la falla de Honrubia (GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1985) interrumpe las estructuras del arco en su lado NE. La Falla de la Cruz de Hierro, de tipo frágil separa dos subdominios muy contrastados dentro del Complejo de Gredos. El Ordovícico no aparece entre esta Falla y el Accidente de Berzosa.

Según la mayoría de los autores estos cabalgamientos dúctiles corresponden a la segunda fase hercínica y equivalen a la etapa de cabalgamientos descritos en el NW peninsular por MARCOS (1971).

Deformaciones dúctiles más tardías con rocas miloníticas, han sido también descritas por MARTÍN ESCORZA (1981) en el macizo de El Escorial y por DOBLAS *et al.* (1983) en la región de la Sierra de San Vicente. En esta última zona los fenómenos de cizalla dúctil afectan a granodioritas tardihercínicas y desarrollan extraordinarias estructuras SC. Se trata en ambas zonas de cizalla en régimen distensivo, con una dirección de alargamiento próxima a NS. En la Sierra de San Vicente un cinturón de cizalla dúctil de desgarre sinistral y dirección ESE-WNW sucede inmediatamente a la distensión dando paso a el período de las fracturaciones tardihercínicas. Es de resaltar que estas últimas cizallas de desgarre son compatibles con las cizallas definidas por las crociditas de la región de Buítrago-Peñalara (CAPOTE *et al.*, 1981).

7. LA EVOLUCION ESTRUCTURAL DEL SISTEMA CENTRAL

La evolución tectónica del Sistema Central tal como ha quedado expuesta corresponde en sus grandes rasgos con lo que ha sido encontrado en otros sectores del Hercínico español, en especial en su región NW.

Los posibles movimientos asínticos son conjeturales dada la dificultad de localizar discontinuidades en las formaciones preordovícicas, intensamente deformadas y metamorfizadas.

Los movimientos sárdicos, ocurridos con carácter epirogénico entre el Cámbrico medio y el Arenig produjeron la discontinuidad más importante y visible en la columna estratigráfica.

Movimientos caledonianos de localización en el tiempo no establecida, han sido supuestos en el Sistema Central, acompañados incluso por un evento plutono-metamórfico. La evidencia estructural es, al menos hasta ahora, insuficiente para apoyar esta posibilidad.

Las deformaciones hercínicas se desarrollan en cinco probables eventos compresivos, de los cuales los tres primeros son contemporáneos del proceso de recrystalización metamórfica regional.

Las dos primeras fases son vergentes hacia el exterior de la Cadena Hercínica (hacia el NE o el Este) y produjeron procesos de cizalla y cabalgamientos con engrosamiento cortical importante.

La fase tercera fue un evento retrovergente muy importante a la que siguieron dos fases de acortamiento casi perpendiculares.

Una etapa de distensión cortical según la dirección N-S se produjo a continuación, cuando el emplazamiento de granitoides estaba en su fase álgida, siguiéndose después una tectónica de desgarres dúctiles que dio paso más tarde a la tectónica tardihercínica clásica.

La edad de las deformaciones es difícil de precisar. Los últimos sedimentos preorogénicos son del Devónico inferior y los primeros postorogénicos del Autuniense (SOPEÑA, 1979). El granito de La Cabrera parece estar relacionado espacialmente y en cuanto a orientación con la última fase compresiva de dirección E-W (Fase quinta) y ha sido datado por VIALETTE *et al.* (1981). Desgraciadamente existe una significativa diferencia en las edades obtenidas en dos facies del mismo plutón (310 ± 14 y 287 ± 5 m.a.). Si la edad mayor es correcta toda la deformación compresiva sería prácticamente prewestfalien-se. Nuevos datos son necesarios para acotar de manera más precisa la edad de las deformaciones.

BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P. (1969): «Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne)». *Th. Fac. Sc. Montpellier*, págs. 1-398.
- BELLID, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981): «Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 15-51.
- CAPOTE, R. (1972): «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila». *Tesis-doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, págs. 1-289.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981): «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 455-469.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1981): «Tectónica y metamorfismo del macizo hercínico de Honrubia (provincia de Segovia)». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 441-454.

- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M. y VILLASECA, C. (1981): «Parada 3.5 Ermita de San Antonio de Juarillos, entre los kilómetros 91 y 02 de la carretera de Madrid-Segovia. En excursión sobre el metamorfismo y estructura de las series preordovícicas del Sistema Central y plutonismo asociado. 7-10. Septiembre de 1981». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 59-97.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1971): «La tectónica superpuesta en el Paleozoico Inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (provincia de Avila)». *Bol. R. Soc. Española de His. Nat.*, 69, págs. 181-189.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, 86 (7), págs. 581-596.
- CAPOTE, R. FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977): «El límite entre la zonas Asturoccidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.* 88 (6), págs. 517-520.
- CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981): «Las anfíbolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central Español)». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 121-134.
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1981): «Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 135-150.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980): «La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistoso-grauváquico al sur de Salamanca». *Estudios Geol.*, 36, págs. 131-138.
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983): «Fenómenos de cizalla en los granitoides en la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos)». *Studia Geológica Salmanticensia*, 18, págs. 27-38.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): «Significado geotectónico de la formación Gneises de la Morcuera». *Studia Geológica Salmanticensia*, 7, págs. 87-196.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1976): «Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español). *Tesis doctoral. Univer. Compl. Madrid*, págs. 1-305.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. y CAPOTE, R. (1970): «La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya». *Bol. Geol. y Min.*, 81, págs. 562-568.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ-ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1984): «La cuarta fase de deformación hercínica en la zona centroibérica del Macizo Hespérico».
- GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1982): «Estructura y metamorfismo del núcleo cristalino del anticlinal mesozoico de Honrubia». *Tesis de Licenciatura, Univ. Compl. Madrid*, págs. 1-195.
- GONZÁLEZ CASADO, J. M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1985): «La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del Sistema Central». *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 3, págs. 227-234.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): «Estudio geológico de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español). *Serie Resúmenes tesis doctorales. Univ. Salamanca. TC-276*, págs. 1-31.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): «La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español)». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 535-545.
- GUITARD, G. (1970): «Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oëillés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales)». *Mem. B.R.G.M.* 63, págs. 1-349.
- LANCELOT, J. R.; ALLEGRE, A. y LEVEQUE, M. H. (1983): «Patation d'intrusions granitiques Précambriennes en Europe Meridionale et consequences sur l'evolution ante-hercynienne de la croute continentale». *Terra Cognita*, 3 (4), págs. 348-349.
- MARCOS, A. (1971): «Cagalgamientos y estructuras menores asociadas, originadas en el transcurso de una nueva fase hercíniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astur*, 15 (4), págs. 59-64.

- MARTIN ESCORZA, C. (1977): «Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central)». *Bol. Geol. Min.*, 88, págs. 471-493.
- MARTIN ESCORZA, C. (1984): «Líneas, áreas y etapas en el conocimiento tectónico del Sistema Central Español». *I Congreso Español de Geología*, 5, págs. 291-311.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973): «Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martinamor (Salamanca)». *Bol. Geol. y Min.*, 84 (6), págs. 407-418.
- MATTE, PH. (1968): «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Thar. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 44, págs. 1-128.
- SOERS, R. (1972): «Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama». *Studia Geologica Salmanticense*, 4, págs. 7-88.
- SOPEÑA, A. (1979): «Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara». *Sem Estratigrafía (serie monografías)*, 5, págs. 1-329.
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1981): «Données géochronologiques sur les granites de la Cabrera». *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, págs. 327-335.