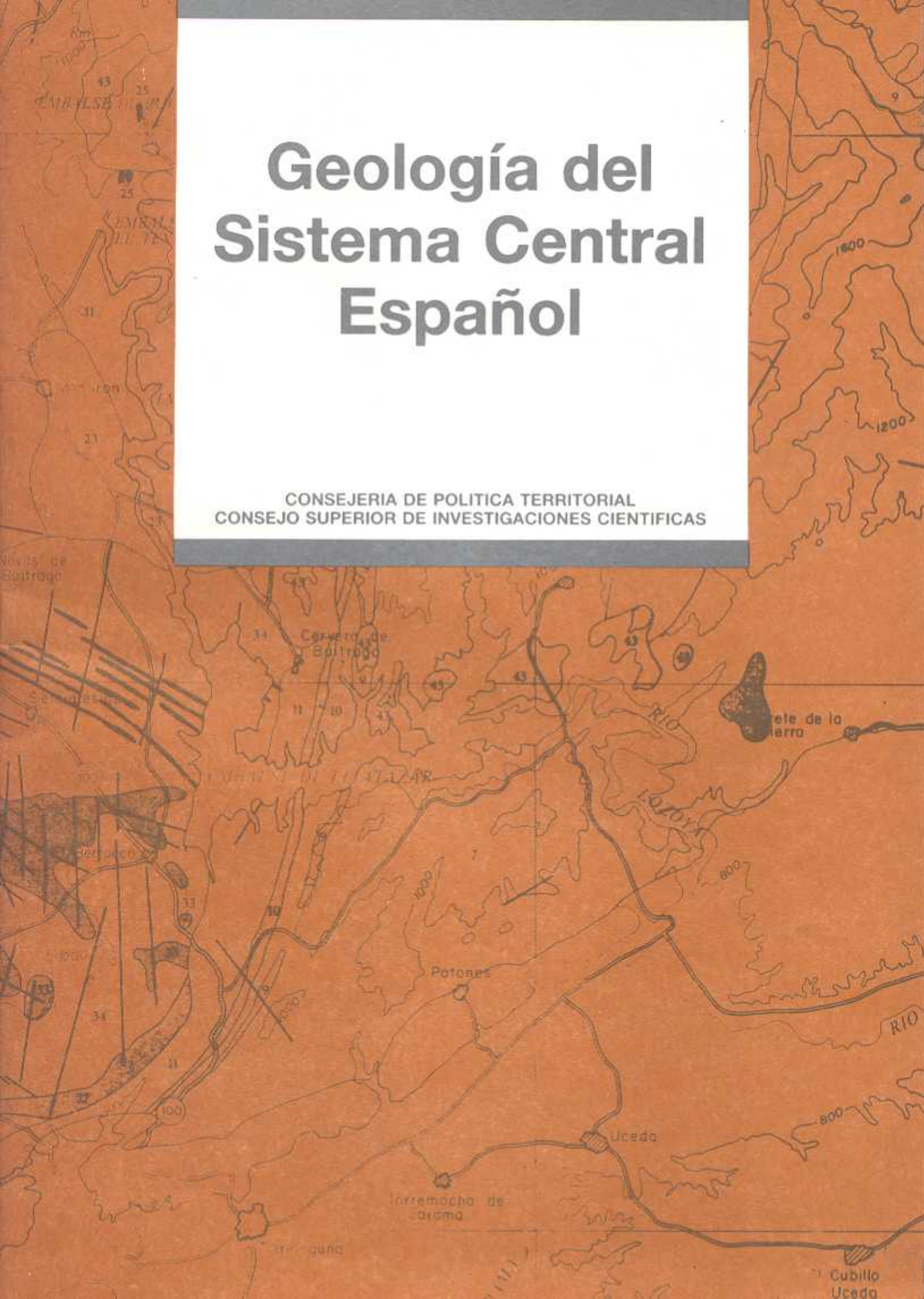


Geología del Sistema Central Español

CONSEJERIA DE POLITICA TERRITORIAL
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS



Geología del Sistema Central Español

Alfredo Aparicio Yagüe

Luis Garcia Cacho

Comunidad de Madrid
CONSEJERIA DE POLITICA TERRITORIAL
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS

Indice

| | |
|--|----|
| INTRODUCCION..... | 3 |
| ANTECEDENTES..... | 3 |
| 1. UNIDADES ESTRATIGRAFICAS Y LITOLÓGICAS..... | 4 |
| 1.1. Pérmico..... | 5 |
| 1.2. Carbonífero..... | 5 |
| 1.3. Devónico..... | 5 |
| 1.4. Silúrico..... | 5 |
| 1.5. Ordovícico..... | 6 |
| 1.6. Preordovícico..... | 6 |
| 2. FORMACIONES GRANITIZADAS..... | 8 |
| 2.1. Esquistos porfiroblásticos..... | 8 |
| 2.2. Neises y migmatitas porfiroblásticas..... | 10 |
| 2.3. Otros tipos texturales de rocas granitizadas..... | 10 |
| 2.4. Enclaves en facies porfiroblásticas..... | 10 |
| 3. ROCAS PLUTONICAS..... | 11 |
| 3.1. Granodioritas-Adamellitas..... | 11 |
| 3.2. Granitos, leucoadamellitas..... | 11 |
| 3.3. Granitos heterogéneos..... | 12 |
| 3.4. Cuarzodioritas y granodioritas anfibólicas..... | 12 |
| 3.5. Rocas plutónicas foliadas..... | 12 |
| 3.6. Enclaves..... | 13 |
| 4. ESTRUCTURAS..... | 13 |
| 4.1. Macroestructuras y pliegues..... | 13 |
| 4.2. Fracturas..... | 15 |
| 5. PROCESOS METAMORFICOS..... | 15 |
| 6. PROCESOS PLUTONICOS..... | 17 |
| 7. PROCESOS DEFORMATIVOS..... | 17 |
| 8. EVOLUCION DEL SISTEMA CENTRAL..... | 18 |
| 9. APENDICE..... | 20 |
| BIBLIOGRAFIA..... | 27 |

I.S.B.N. 84-451-0024-6

La presente memoria es complementaria de los dos planos geológicos con los que constituye una obra completa. Intenta llenar la carencia de una síntesis geológica, con criterios unificados, de un amplio y representativo sector del Sistema Central Español. Más que una relación explicativa de los planos, consiste en una aportación científica en la que se ha intentado la integración y divulgación de la mayor parte de los conocimientos geológicos sobre este importante cinturón orogénico de la Península.

Introducción

La carencia de una cartografía geológica general y homogénea, a escala apropiada, del sector Gredos-Guadarrama-Somosierra del Sistema Central, es una de las causas que han dado lugar al desarrollo de trabajos de investigación con un alto grado de desconexión sobre los diferentes aspectos geológicos del mismo. Igualmente los esquemas interpretativos de carácter amplio se han apoyado necesariamente en los diversos resultados obtenidos en áreas menores. Esta situación hace difícil o imposible contrastar tanto los datos como las hipótesis interpretativas.

Aunque el Mapa Geológico Nacional de Síntesis a escala 1:200.000, constituyó un primer intento para establecer una cartografía conjunta, la diversidad de criterios de los numerosos autores en que está basada, así como la propia escala de trabajo reducen en gran medida la utilidad del mismo.

La primera síntesis de cartografía geológica conjunta de este sector, a una escala más detallada, que permite abordar ventajosamente problemas de índole general y evolutiva, fue realizada por APARICIO et al. (1975a) y en ella se representaban las diferentes litologías de las rocas plutónicas y de las zonas de contacto. Sin embargo, las series metamórficas y granitizadas no habían sido nunca sintetizadas en un plano conjunto con tales características.

El Mapa Geológico a escala 1:100.000 aquí presentado incluye además de la cartografía de estas rocas, una revisión de las rocas plutónicas y constituye un primer escalón a partir del cual se pueden empezar a comprender mejor las relaciones entre los procesos plutónicos, metamórficos y deformativos implicados.

Finalmente en este trabajo se abordan algunos aspectos fundamentales de los que en nuestra opinión son los grandes temas, cuyo debate es necesario para el asentamiento de las bases de cualquier posible esquema evolutivo del Sistema Central, en el que se integren razonablemente las distintas posibilidades o alternativas.

Antecedentes

Desde mediados del siglo XIX el Sistema Central Español fue objeto de atención por parte de numerosos autores que pu-

sieron de manifiesto su complejidad litológica y estructural.

Al margen de los valiosos aspectos de detalle presentes en todos los trabajos realizados, y que poseen un indudable interés tanto científico como histórico, el análisis más somero de todos ellos permite distinguir dos posturas claramente diferenciadas. Por una parte existe una serie de investigaciones, quizás las más antiguas, que se inclinan a favor de la presencia de niveles o conjuntos litológicos, del denominado «estrato cristalino» o «arcaico peninsular», elaborados en un orógeno precámbrico, que posteriormente son removilizados junto a los paleozoicos por la orogenia Hercínica (EZQUEPERRA, 1850; PRADO, 1853, 1864; CALDERÓN, 1874; MARTÍN DONAYRE, 1879; MACPHERSON, 1879, 1883, 1884, 1901; CARANDELL, 1914; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1923; STAUB, 1926; etc.).

Por otra parte, destaca otra serie de trabajos que, inicialmente de forma tímida, y posteriormente más decididamente, abandonan las primitivas ideas y evolucionan hacia la consideración de una influencia decisiva y exclusiva de los procesos hercínicos en la construcción del Sistema Central, y comienzan a desarrollarse las primeras ideas acerca de la existencia de un único proceso de metamorfismo regional hercínico, directamente relacionado con otros de carácter metasomático o granitizante ligados a una intrusión inicial, profunda y sintectónica, de magmas graníticos, que justifican la transformación y tránsito de sedimentos a pizarras y esquistos y de éstos a neises feldespáticos, seguida de otras posteriores que atravesarían materiales ya deformados y transformados, a los que perturbarían de forma local y circunscrita (FERNÁNDEZ NAVARRO, 1901, 1915; LOTZE, 1929; SCHRÖDER, 1930, etc.).

A partir de 1950 se aplican nuevos conceptos en el estudio del plutonismo y metamorfismo del Sistema Central. Así WAARD (1950), HEIM (1952), FUSTER Y DE PEDRO (1954a y b, 1955), FUSTER Y FEBREL (1959), FUSTER E IBARROLA (1951, 1953, 1956), FUSTER (1951, 1955), DE LA CONCHA (1958), FEBREL (1957), FEBREL et al. (1958), SAN MIGUEL et al. (1956, 1960), SAN MIGUEL Y ASENSIO (1955), SAN MIGUEL Y GARCÍA DE FIGUEROLA (1954, 1955), GARCÍA DE FIGUEROLA (1959, 1960), etc., aportan datos cartográficos de mayor precisión y detalle, y utilizan los conceptos de facies metamórfica en combinación con datos mineralógicos y geoquímicos diversos tanto de rocas plutónicas como metamórficas.

En la década de los 70 se reanima la discusión sobre el significado petrogenético, estructural y estratigráfico de algunos

litotipos con desarrollo mayoritario en el Sistema Central (CAPOTE Y VEGAS, 1968; BARD et al., 1970, 1971; FUSTER Y GARCÍA CACHO, 1970, 1971; APARICIO Y GARCÍA CACHO, 1970; FUSTER Y MORA, 1970; PEINADO, 1970; FERNÁNDEZ CASALS Y CAPOTE (1970), CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS, 1971, 1975; BABÍN (1971); MARTÍN ESCORZA, 1971; SÁNCHEZ DE LA FUENTE et al., 1971; GARCÍA CACHO, 1973; CAPOTE, 1973; LÓPEZ RUIZ et al., 1975; ARCHE et al., 1977).

En el ámbito plutónico, CAPDEVILLA et al. (1973) en un esquema sobre la evolución del plutonismo establecen una división de las rocas plutónicas, similar a la establecida por ellos en otras áreas Hercínicas, en granitos tectogenéticos alcalinos y otros calcoalcalinos posttectónicos. Sin embargo, APARICIO et al. (1975a) en una síntesis cartográfica y evolutiva de los granitos del Sistema Central, indican que el conjunto plutónico corresponde a una serie calcoalcalina única de edad Hercínica con variedad litológica ácida-intermedia y ausencia de rocas básicas. La deformación de las rocas plutónicas ha sido analizada por SANTOS (1977), UBANELL (1977), APARICIO et al. (1977), DOBLAS et al. (1983).

Respecto de la estructura, a las diversas fases o impulsos deformativos reconocidos, se suma una nueva hipótesis sobre grandes cabalgamientos y fallas dúctiles (CAPOTE et al., 1977a, 1981a y b, 1982), GONZÁLEZ LODEIRO (1981a), ARENAS et al. (1982), que al margen de cualquier discusión sobre su posible verosimilitud, se aplica para el establecimiento de nuevas divisiones en «complejos estructurales» para el Sistema Central.

MARTÍN ESCORZA (1978) y SANTOS et al. (1982) realizan estudios de las deformaciones experimentadas por los enclaves existentes en las rocas graníticas. Las estructuras tardías de diques en granodioritas de zonas puntuales del Sistema Central así como fenómenos de cataclasis y rotura en zonas metamórficas son descritos por MARTÍN ESCORZA (1977a, 1979, 1981), VILLASECA (1983), MARCAYA (1983). MARTÍN ESCORZA (1983, 1984) hace un análisis estructural de determinados tipos de texturas en rocas metamórficas de contacto y de los feldespatos de las formaciones porfiroblásticas, en relación con intrusiones magmáticas.

A su vez, se aportan nuevos datos sobre la petrogénesis de las series graníticas del Sistema Central (APARICIO et al., 1983) que estudian los caracteres I y S de los granitos, así como otros aspectos sobre la evolución magmática cortical. BARRERA et al. (1981) hacen una valoración química y mineralógica de los enclaves microgranulares del Sistema Central. BRANDEBOURGER et al. (1983) inician un nuevo estudio sobre los caracteres geoquímicos de las rocas plutónicas del Sistema Central.

Se han realizado también estudios concretos en los plutones de La Cabrera (BELLIDO, 1979, 1980; BELLIDO y BARRERA, 1979; BELLIDO et al., 1983), Rascafría (APARICIO et al., 1973), Navalafuente (TINAO, 1976a); Peña del Hombre (CAMPOS, 1974), Ventosilla (FUSTER y RUBIO, 1980), Moratzarzal (FUSTER y HUERTAS, 1984), Segovia (SÁNCHEZ CELA, 1962) y Colmenar Viejo (GONZÁLEZ DE TANAGO y BELLIDO, 1981; GONZÁLEZ DE TANAGO, 1985). Fenómenos de milonitización en áreas graníticas han sido descritos por APARICIO y BELLIDO (1978).

En relación con el magmatismo tardihercínico y posthercínico, se ha estudiado con especial interés el volcanismo del área de Atienza (HERNANDO, 1973; HERNÁN et al., 1981; ANCOCHEA et al., 1980, 1981; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1984) y diversas zonas de Guadarrama y Gredos (FUSTER et al., 1981;

UBANELL y ROSALES, 1981; DE LA NUEZ et al., 1982; UBANELL et al., 1984; VILLASECA, 1985).

Paralelamente, y en general en áreas locales o con temas diversos dentro del ámbito metamórfico del Sistema Central, se han publicado numerosos artículos. Así sobre problemas petrogenéticos relativos a las formaciones porfiroblásticas, se encuentran los trabajos de APARICIO et al. (1975b), CASQUET (1975), NAVIDAD y PEINADO (1977, 1981), NAVIDAD (1975, 1978, 1979), NAVIDAD y LÓPEZ (1981), PEINADO y ALVARO (1981) y RUBIO y VILLASECA (1981).

A su vez, TINAO (1976b), KILMURRAY (1979), BELLIDO (1980), CASQUET y TORNOS (1981), FUSTER y VILLASECA (1979, 1981), TORNOS y CASQUET (1982), ARENAS et al. (1980) estudian diversos procesos metamórficos en diferentes áreas de las provincias de Madrid y Segovia. La presencia de rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y calizas cristalinas en las formaciones metamórficas también ha suscitado nuevos trabajos, centrados esencialmente sobre aspectos mineralógicos, estructurales y petrogenéticos (LEGUEY et al., 1978; CASQUET y FERNÁNDEZ CASALS, 1981; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1983; CASQUET y TORNOS, 1984; TORNOS y CASQUET, 1984; APARICIO y SANTOS (1984).

En el ámbito geocronológico, las primeras dataciones radiométricas iniciadas por CASARES et al. (1942) son ampliadas en los últimos años por los trabajos de MENDES et al. (1972), BISCHOFF et al. (1973, 1978), HERNANDO et al. (1980) y VIALETTE et al. (1981, 1986, 1987), tanto en rocas magmáticas como metamórficas.

Algunas interpretaciones recientes de carácter estratigráfico relativas o próximas a las áreas estudiadas pueden encontrarse en los trabajos de BISCHOFF (1972, 1974), HAMMAN y SCHEMIDT (1972), VIRGILI et al. (1973), SOPENA et al. (1974), ARCHE et al. (1977), BISCHOFF et al. (1980), CAPOTE et al. (1981c), GONZÁLEZ LODEIRO (1981b), GONZÁLEZ LODEIRO y BASCONES (1981), HAMMAN (1983); GUTIÉRREZ MARCO et al. (1984).

Por último los trabajos de LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO (1974, 1975), LÓPEZ RUIZ et al. (1975, 1978, 1980); APARICIO et al. (1979a, 1979b, 1980), APARICIO y GARCÍA CACHO (1982, 1983), GONZÁLEZ DE TANAGO et al. (1986), desarrollan un estudio sistemático del quimismo de rocas y minerales tanto en ambiente metamórfico como plutónico.

Todo este progresivo aumento en el volumen de datos publicados, ha condicionado en parte la aparición de una serie de trabajos con marcado carácter de síntesis (LÓPEZ RUIZ et al., 1975; APARICIO et al., 1975a, 1983; CAPOTE et al., 1977b; BELLIDO et al., 1981; ALVARO et al., 1981; CAPOTE, 1983a y b, etc.) en los que quedan recogidos los más importantes, diversos y conflictivos planteamientos e hipótesis.

1. Unidades estratigráficas y litológicas

El mapa geológico adjunto pone de manifiesto la amplia variedad litológica que existe en el sector considerado del Sistema Central, tanto en facies de rocas metamórficas como en plutónicas.

En este capítulo el orden seguido en la descripción de las series es de techo a muro para las formaciones con sentido estratigráfico, que además presentan un metamorfismo creciente sensiblemente paralelo a los niveles estratigráficos.

Los materiales masivamente granitizados, situados normalmente en los niveles más profundos de la serie, así como las rocas plutónicas, reciben un tratamiento específico posterior por sus propios condicionantes petrogenéticos.

1.1. Pérmico

Dentro de la serie Paleozoica considerada, los materiales más modernos conocidos corresponden al Pérmico y han sido descritos ampliamente por HERNANDO (1973), VIRGILI et al. (1973), RAMOS y SOPENA (1976) haciendo referencia a rocas de tipo detrítico, lutitas, arenas, etc., que se encuentran discordantemente por debajo del Bunt y discordantes también sobre el Paleozoico metamorizado. Estas rocas se encuentran en disposición subhorizontal, no están afectadas por el metamorfismo hercínico y se encuentran más relacionadas litológica y estratigráficamente con el ciclo Mesozoico. Dentro de este período pueden considerarse la serie de rocas volcánicas de Atienza y los materiales subvolcánicos que aparecen en la unión del Sistema Central y Cordillera Ibérica por debajo del Triás.

1.2. Carbonífero

El Carbonífero se encuentra muy escasamente representado, y sólo por algunos pequeños afloramientos al S y E del sector oriental, en Valdesotos (45-35 y 4-71) y Retiendas (45-35 y 4-76). Aparece estratigráfica y estructuralmente discordante sobre pizarras ordovícicas. Mediante criterios paleontológicos y estratigráficos HERNANDO (1977) asignó a estos materiales una edad Pérmica en contra de la opinión de PÉREZ COSSÍO (1920) y DE LA CONCHA (1958) en cuyos detallados estudios se les atribuye al Carbonífero (Estefaniense). En nuestra opinión, creemos más acorde una edad Carbonífera, al no presentar ninguna característica litológica, metamórfica o estructural que permita relacionarlo con otras formaciones pérmicas del Sistema Central. Está representado por pequeños afloramientos de carácter arcóscico que, en Valdesotos, alcanzan dimensiones próximas a 1 km. PÉREZ COSSÍO (1920), DE LA CONCHA (1958), HERNANDO (1973, 1977), HERNANDO et al. (1980) y APARICIO y GALÁN (1980) describen estas rocas como areniscas y microconglomerados con biofita, moscovita, feldespato potásico, plagioclasa y turmalina en una matriz arcillosa-silícea. El metamorfismo que las afecta es de grado muy bajo (anquizona) (APARICIO y GALÁN, 1980) que lo distingue del Pérmico, de carácter diagenético (DE LA PEÑA y MARFIL, 1975). En el afloramiento de Retiendas, las capas están plegadas con dirección predominante E-O y buzamiento variable con predominio hacia el S. En Valdesotos los buzamientos son más suaves, pero en ambos casos y en otros afloramientos próximos más reducidos (véase mapa), son muy evidentes las discordancias estratigráfico-tectónicas y metamórficas con relación a la serie pizarrosa infrayacente, poniendo de manifiesto una etapa tectono-metamórfica singular en la evolución del Sistema Central.

1.3. Devónico

La siguiente unidad litológico-estratigráfica, de edad Devónica, está localizada en Riba de Santiuste (45-60 y 5-20), en el

sector más oriental del Sistema Central en su unión con la Cordillera Ibérica. Ha sido extensamente descrita por CARLS (1969), SOERS (1972) y SOMMER (1965) y presenta fauna que permite datarla como Emsianse-Siegeniense. Se trata de un pequeño afloramiento constituido por lutitas, pizarras y calizas, fuertemente plegadas, enterradas bajo conglomerados del Triás. Se encuentra en continuidad litológica, estructural (SOMMER, 1965; CARLS, 1969; SOERS, 1972) e incluso metamórfica (APARICIO, GALÁN, 1980) con el Silúrico que se encuentra por debajo de él hacia el E, con el que presenta un tramo de transición que hace difícil establecer una separación neta entre ambas unidades. En el terreno se ha usado el criterio de la aparición de rocas silíceas, para establecer la separación entre ambos períodos. Existen otros afloramientos que, en principio, fueron considerados también como Devónicos, y que aparecen al N del Sistema Central, en Santibáñez de Ayllón, en el Cerro de la Matilla (45-79 y 4-75) y en el pueblo de Alquité (45-75 y 4-85). Sin embargo, en ambos casos se trata de rocas cuarcíticas azuladas del Ordovícico-Silúrico cubiertas por sedimentos recientes y terciarios (véase Mapa Geológico de Segovia y Atienza, escala 1:200.000), pero sin ninguna otra circunstancia geológica que permita considerarlos pertenecientes al Devónico.

1.4. Silúrico

El siguiente tramo litológico-estratigráfico está definido por una secuencia de cuarcitas y pizarras silíceas, de escasa potencia, que constituye el paso del Devónico a la serie de pizarras descritas y consideradas por CARLS (1969) y SOERS (1972) como de edad silúrica por la presencia de graptolitos. Estos afloramientos silúricos quedan cubiertos hacia el O por el Bunt para aparecer posteriormente en las proximidades de Las Lomas de Valdeiglesias (45-59 y 5-15) junto a la carretera de Soria a Jadraque. Aunque cortados por el conjunto de materiales triásicos, cretácicos y cuaternarios que ocupan los alrededores de Atienza, de hecho estos materiales corresponden y continúan, al O de Atienza, con las pizarras negras del valle del Río Cañamares, definidas también por SOERS (1972) como Silúricas (45-60 y 5-04) aunque se encuentran parcialmente cubiertas por las rocas volcánicas andesíticas de Cañamares-La Miñosa.

Unos 30 km. al O (45-72 y 4-72) existe otro pequeño afloramiento, también Silúrico, en el pueblo de Serracín, constituido por pizarras negras y moradas, que hacia el N queda cubierto por los conglomerados terciarios del borde de la meseta.

Entre estos dos afloramientos, BISCHOFF (1972) incluye en el Silúrico las pizarras negras de Santibáñez de Ayllón (45-76 y 4-78) que se extienden hasta las proximidades del pueblo de Noviales y hacia el E quedan enterradas por el Bunt, encontrándose otros pequeños afloramientos en las proximidades del pueblo de Rebolosa de Pedro. Todos estos afloramientos quedan enterrados hacia el N por el terciario de la Cuenca del Duero.

El tramo inferior a las pizarras negras está bien delimitado por un banco de cuarcitas de color claro, de potencia variable, que en la loma de Valdejudíos (45-59 y 5-16) alcanzan los 50 metros, y por debajo de las cuales aparece otro conjunto pizarroso atribuible al Ordovícico. Estas cuarcitas cons-

tituyen una corrida que se puede seguir hasta las proximidades de Atienza; a partir de esta localidad las cuarcitas quedan enterradas bajo el Cretácico, Triásico y Cuaternario y cortadas por la falla que, desde las proximidades de Robledo de Corpes, queda cubierta por los depósitos recientes del Valle de Atienza, y que origina el desplazamiento de las capas cuarcíticas hacia el S. Estas mismas cuarcitas alcanzan mayor desarrollo aparente en Santibáñez de Ayllón y alrededores, debido al fuerte plegamiento que han sufrido, con una fuerte inversión hacia el N. En el afloramiento de Serracín (45-71 y 4-71) estas cuarcitas quedan reducidas a pequeños tramos cuarcíticos intercalados entre las pizarras, con frecuentes cambios laterales de facies.

1.5. Ordovícico

Información sobre esta unidad en sus diferentes aspectos estratigráficos, paleontológicos y estructurales puede encontrarse en DE LA CONCHA (1958), SOMMER (1965), SCHAFER (1969), BISCHOFF (1972, 1974), SOERS (1972), BISCHOFF et al. (1978, 1980), HAMMAN y SCHEMIDT (1972), ARCHE et al. (1977), GONZÁLEZ LODEIRO (1981a,b), GUTIÉRREZ MARCO et al. (1984),... etc.

Está formado por dos secuencias muy diferentes desde un punto de vista litológico. La superior está constituida por pizarras monótonas de color gris-oscuro y la inferior está definida por cuarcitas de facies armoricana. Las pizarras tienen una gran potencia y se extienden de E a O ocupando los núcleos de las grandes estructuras sinclinales de este sector. El afloramiento más oriental se encuentra entre Ríofrío del Llano y Atienza (5-57 y 5-1) limitado entre las cuarcitas silúricas y ordovícicas y constituyendo el borde de un sinclinal que hacia el N queda cubierto por materiales mesozoicos. Otra franja de estos materiales lo constituye el borde N del anticlinorio de Hiendelaencina, según una línea que desde Robledo de Corpes sigue a Prádena de Atienza y Condomios, limitada hacia el N por el Bunt y al S por las cuarcitas armoricanas. Otros afloramientos más pequeños de estas pizarras grisáceas lo constituye el núcleo del sinclinal del alto del Cerrajo (45-46 y 4-88) y el pequeño afloramiento de Sacedoncillo (45-33 a 45-37 y 4-80 a 4-85). Sin embargo, donde aparece con mayor extensión superficial esta serie pizarrosa, es en el núcleo del sinclinal N-S de Majaerayo (45-75 a 45-20 y 4-70 a 4-80), quedando limitadas al N, por sedimentos terciarios y al S por la banda cretácica de Tamajón-Torrelaguna. En general la litología corresponde, como ya se ha indicado, a pizarras de color oscuro y grisáceo, muy monótonas en composición y aspecto (APARICIO y GALÁN, 1978). Tan sólo en el centro del sinclinal de Majaerayo se observan algunos tramos de pizarras algo más silíceas (véase mapa) con algunas intercalaciones esporádicas de cuarcitas de escasa potencia (centímetros) que pasan rápidamente a las pizarras oscuras (Valle del Río Lillos 45-67 a 5-58 y 4-73).

El tramo inferior de la serie ordovícica está representado por cuarcitas de facies armoricana que destacan morfológicamente, dando lugar a algunas de las principales elevaciones entre Somosierra y Ayllón. Su potencia es menor que la de la serie pizarrosa y además variable, entre 50 y 200 metros. Por encima y por debajo de este paquete cuarcítico se encuentran series de transición más o menos desarrolladas

y constituidas por una alternancia de cuarcitas y pizarras silíceas, que hacia techo pasan gradualmente a las pizarras oscuras o a las filitas-esquistos de la base. Localmente se encuentran areniscas de grano grueso y microconglomerados silíceos. El afloramiento más oriental de esta banda cuarcítica constituye la Sierra de La Bodera (45-55 y 5-10) quedando cortada por la fractura de Atienza. La serranía al sur de Robledo de Corpes, es otro afloramiento que se continúa prácticamente sin interrupción por toda la Sierra de Alto Rey (BISCHOFF, 1972; ARCHE et al., 1977; BISCHOFF et al., 1980) para ir dibujando las mesoestructuras que definen el anticlinorio de Hiendelaencina y el sinclinal del Cerrajo. Las únicas interrupciones de este nivel de cuarcitas están producidas por una serie de fallas transversales a las mismas que producen pequeños desplazamientos.

Esta banda cuarcítica constituye a su vez el flanco occidental del sinclinal submeridiano de Majaerayo; hacia el N se sumergen en el terciario en los alrededores de Riaza, adquieren su máximo espesor en Puebla de La Sierra (45-39 y 4-62) y hacia el S terminan dividiéndose en dos bandas de escasa potencia que se desdibujan y se entierran debajo del Cretácico en las proximidades de Torrelaguna. Pequeños restos de estas cuarcitas corresponden a estructuras anticlinales aisladas y se encuentran en la Sierra del Atazar (45-32 y 4-62), en la terminación N de la Sierra de Ayllón (45-70 y 4-64) y en el pueblo de Alquité (45-74 y 4-66). Por último, en el extremo más occidental de la zona estudiada (ver mapa) vuelven a aflorar las cuarcitas del Ordovícico en la Sierra de Ojos Albos (CAPOTE y VEGAS, 1968; CAPOTE, 1973) constituyendo el núcleo de una estructura sinclinal en la que no aparecen las pizarras oscuras del Ordovícico como ocurre en el sector oriental.

1.6. Preordovícico

Las series metamórficas que se encuentran por debajo de las cuarcitas armoricanas descritas carecen de elementos paleontológicos. Esta circunstancia dificulta enormemente su clasificación estratigráfica. Uno de los principales núcleos de materiales preordovícicos se sitúa al S de la Sierra de Alto Rey (ARCHE et al., 1977; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981b) constituyendo parte del anticlinario de Hiendelaencina. En estas áreas la serie preordovícica comienza a techo con un conjunto poco potente, constituido por una alternancia de cuarcitas y pizarras, seguida hacia muro por una serie pizarrosa de color oscuro, relativamente monótona y afectada por un metamorfismo de bajo grado.

El contacto de esta serie con los esquistos porfiroblásticos inferiores presenta un carácter peculiar y diferente de los existentes entre todos los niveles estratigráficos anteriormente citados ya que entre las pizarras y los esquistos porfiroblásticos existe sólo concordancia estructural (no estratigráfica). La nueva litología esquistoso-porfiroblástica corta oblicua y transversalmente a la formación pizarrosa hasta hacerla desaparecer al N de Gascuña de Bornova (15-55 y 5-00) llegando a poner en contacto directo las cuarcitas de la base del ordovícico con los esquistos porfiroblásticos. Este tránsito encuentra su justificación en el proceso petrogenético que genera los esquistos porfiroblásticos, y que será considerado más adelante.

En la Sierra de la Bodera se localiza otro tramo más pe-

queño de esta serie preordovícica. En él predominan las bandas de cuarcitas y pizarras silíceas alternantes, que se ponen también en contacto en su parte inferior con los esquistos porfiroblásticos. Igual que en el caso anterior se pone de manifiesto una discordancia litológica. Otro afloramiento similar es el de cuarcitas y pizarras de Torre Negro (48-84 y 5-09) pues a pesar de estar cortado por varias fracturas se puede considerar dentro de esta serie, contactando a muro con los esquistos y neises porfiroblásticos y quedando cubierto por sedimentos recientes. Todavía en el área de Hien-delaencina existe otro pequeño afloramiento de esta serie, 1.5 km al O de Alcorlo, y que limita a techo con las cuarcitas armoricanas y a muro, de forma irregular, con los esquistos porfiroblásticos.

El conjunto más extenso y potente de la serie preordovícica se inicia, hacia el O a partir del flanco occidental del sinclinal de Majaelayo. En este sector la serie preordovícica presenta unas características metamórficas particulares en cuanto a intensidad y desarrollo del gradiente metamórfico (GARCÍA CACHO, 1973). La serie de transición de cuarcitas y filitas por debajo de las cuarcitas armoricanas, es continuada por una serie esquistosa con capas cuarcíticas, afectadas por un metamorfismo progresivo y creciente, de presiones intermedias, con paso de filitas cloríticas a esquistos con cloritoide, con estaurolita, con distena, con silimanita y, finalmente, con feldespato potásico (LÓPEZ RUIZ et al., 1975). Uno de los principales problemas planteados en el análisis de esta serie estriba en que si bien el techo está bien definido por las series cuarcíticas del Ordovícico, a medida que se profundiza en la misma aparecen frecuentes núcleos de rocas ricas en feldespato (plagioclasa y/o feldespato potásico), al principio de tipo esquistoso porfiroblástico, en niveles algo más bajos, de tipo neísico migmatítico-porfiroblástico, y por último con claro carácter granitoide o granítico.

En la cartografía realizada (ver mapa) los contactos de la serie ordovícica con las formaciones granitizadas son difíciles de precisar dada la multiplicidad de facies generadas por efecto de la granitización regional y el diferente grado de transformación, pero es evidente que los procesos de granitización no respetan contactos estratigráficos y que el tránsito a migmatitas y neises en la serie de esquistos tampoco respeta una geometría ortodoxa del metamorfismo de la serie preordovícica. Como en todos los casos anteriores ya citados, siempre se observa una concordancia estructural, pero no estratigráfica, entre todas estas formaciones litológicas.

Sobre el plano, estos núcleos quedan incluidos dentro de una amplia banda submeridiana (entre 15 y 20 Km de anchura) y se pueden citar como ejemplos más significativos dentro de ella, la siguiente sucesión litológica de E a O: esquistos de El Cardoso, neises de Riaza-Nazaret, neises de La Berzosa y granitoides de Horcajuelo.

Aproximadamente a partir del meridiano de Somosierra hacia el E, el tránsito de la serie preordovícica a todos los tipos de formaciones granitizadas, se realiza fundamentalmente y en primer lugar, a través de neises y migmatitas porfiroblásticas (por ejemplo: los neises de Buitrago de Lozoya (45-30, 4-38 y 45-50, 4-50). Más al S, esta serie preordovícica contacta con los granitos del plutón de La Cabrera (45-30 a 45-20 y 4-35 a 45). En el extremo más meridional vuelve a contactar de nuevo directamente con las facies migmatíticas porfiroblásticas (45-22 y 4-51).

La aparición frecuente y sistemática de todos estos distintos tipos o grados de rocas granitizadas (granitoides, migmatitas, neises migmatíticos, etc.) en estos niveles de la serie preordovícica, implican siempre unas relaciones de contactos mutuos que son estructuralmente concordantes, pero litológicamente discordantes tal y como debe corresponder a rocas que se han originado a posteriori sobre la propia serie preordovícica en un proceso granitizante y convergente con el dinamometamorfismo regional; es evidente que el tránsito de los materiales no granitizados a los granitizados, dentro de la misma serie, será gradual o brusco según las características y pautas seguidas por el proceso de granitización.

Hacia el O en la Sierra de Ojos Albos (45-07 y 3-75) existe otro pequeño afloramiento preordovícico, constituido por una serie fundamentalmente pizarrosa que se encuentra a muro de las cuarcitas del Ordovícico. Al igual que en el sector oriental existe una serie de transición formada por cuarcitas, areniscas y microconglomerados silíceos que dan paso a una serie pizarrosa muy monótona de color verde. Dentro de ellas se localiza un nivel de mármoles en forma de lentejón. Una descripción completa de este yacimiento y de la serie, se encuentra en CAPOTE y VEGAS (1968), CAPOTE (1973), UBANELL (1974). El contacto inferior se realiza con rocas plutónicas que producen metamorfismo de contacto en la zona de borde. En cuanto a su localización estratigráfica no parece existir duda sobre los autores que lo han estudiado, pues todos le asignan una edad Cámbrico medio e inferior por similitud con otras serie próximas.

Al N del eje principal de la Cordillera y separado del mismo por una fosa rellena de sedimentos terciarios, existe un importante yacimiento de esta serie preordovícica en los alrededores de Santa María la Real de Nieva (45-84 y 3-90) si bien en este caso no afloran a techo formaciones equivalentes a las cuarcitas armoricanas que permitan una mejor aproximación estratigráfica. No obstante, ha sido considerado como un nivel Cámbrico por MELÉNDEZ (1942). Una amplia descripción geológica de este afloramiento (ALVAREZ LOBATO, 1982) le asigna edad Tremadoc, Cámbrico Inferior y Precámbrico, asimilando los términos más inferiores al complejo esquistos-grauváquico de otras áreas Hespéricas. En nuestra opinión parece más apropiado considerar a estas rocas como Cámbrico indeterminado (MELÉNDEZ, 1942) y relacionarlo con las series de Ojos Albos (MELÉNDEZ, 1942) o bien con la «Serie Verde» de Toledo (APARICIO, 1971; APARICIO y GIL CID, 1972), en tanto que no se disponga de datos más precisos.

Otra importante característica de la serie preordovícica reside en la presencia de numerosos niveles de rocas anfibólicas, rocas de silicatos cálcicos y mármoles, que corresponden a pequeñas intercalaciones de sedimentos calcáreos o arcilloso-carbonatados en la serie fundamentalmente pelítica premetamórfica. Normalmente aparecen mármoles en asociación con anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos. Los principales afloramientos en este sector ya fueron citados por CARRANDELL (1914), posteriormente por GARCÍA CACHO (1973), y más recientemente por APARICIO y GARCÍA CACHO (1983), pero sin embargo existe un mayor número de pequeños afloramientos entre los que sólo los de mayor extensión superficial han sido cartografiados.

2. Formaciones granitizadas

Del mismo modo que el dinamometamorfismo regional encuentra una representación litológica (cartográfica) en base al desarrollo de sucesivas paragénesis y texturas, el proceso de granitización se resuelve también en diferentes y progresivos frentes de influencia (que implican distintas litologías) según el nivel alcanzado. En este sentido, y en orden de intensidad creciente del fenómeno granitizante, los primeros niveles que evidencian indicios muy claros del mismo (frente del Na) están constituidos siempre por esquistos plagioclásicos porfiroblásticos. Esta litología, referida a la serie metamórfica, aparece asociada y por debajo de la isograda de primera aparición de estaurólita y presenta siempre unos caracteres (litológicos, texturales, estructurales, etc.), comunes y muy constantes, con independencia del área geográfica en que se manifiestan. Circunstancias prácticamente idénticas se dan, en niveles más bajos de la serie metamórfica (frente del K), asociados a las zonas de estabilidad de distena, con la primera presencia de neises porfiroblásticos y migmatitas.

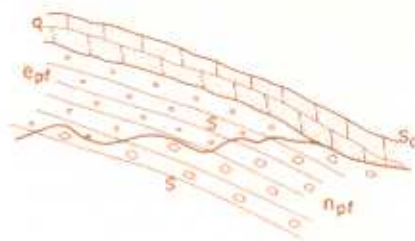
La separación cartográfica entre facies granitizadas o no granitizadas sería muy difícil de realizar de forma rigurosa y objetiva dada la intensa interpenetración de unas facies en otras y los diferentes tipos de tránsito entre las distintas facies litológicas que se pueden generar; no obstante, el problema se simplifica mucho si se consideran sólo dos facies fundamentales dentro del conjunto granitizado, en base a su mayor desarrollo y extensión. Tal es el caso de los esquistos plagioclásicos porfiroblásticos y de los neises y migmatitas porfiroblásticas ya citados.

Es evidente que la facies que se describen a continuación no tienen ningún significado estratigráfico. Hay que considerarlas como formaciones Hercínicas, limitando su desarrollo (como más adelante veremos), entre los 320 y 270 m.a.

2.1. Esquistos porfiroblásticos

La primera de las formaciones granitizadas que vamos a describir corresponde a lo que hemos llamado esquistos plagioclásicos porfiroblásticos. Se trata de esquistos ricos en micas (biotita y moscovita) en los que destacan cristales de plagioclasa (hasta 10 mm) que confieren a la roca una textura porfiroblástica muy evidente. En ocasiones escasean o desaparecen los cristales mayores de plagioclasa y la roca adquiere un aspecto de esquisto feldespático con estructura laminar muy fina o de aparente textura granuda. Entre estos extremos texturales existen muchos tipos intermedios con predominio de una u otra y variables proporciones de los constituyentes minerales esenciales. Este hecho, frecuente por otra parte en cualquier roca que haya experimentado un proceso de granitización, ha dado lugar a una variable nomenclatura para designar diferentes tipos litológicos (en base a sus características peculiares, locales, geográficas, etc.) que en el mejor de los casos introduce un cierto grado de confusión, al tomar en consideración sólo aspectos parciales o predominantes del proceso, e incluso ajenos al mismo.

Los principales afloramientos se localizan en una franja situada en las proximidades de la Sierra de Alto Rey (45-54 y 5-00) rodeando a los neises porfiroblásticos de Hiendelaencina. Los dos límites N y S de esta formación, a escala métrica, son imprecisos, en cuanto que el paso a las pizarras



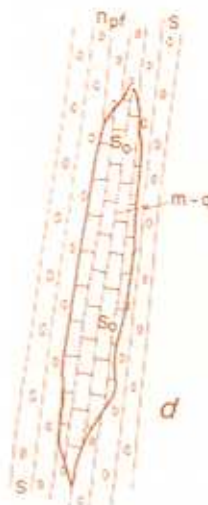
a.



b.



c.



d.



e.

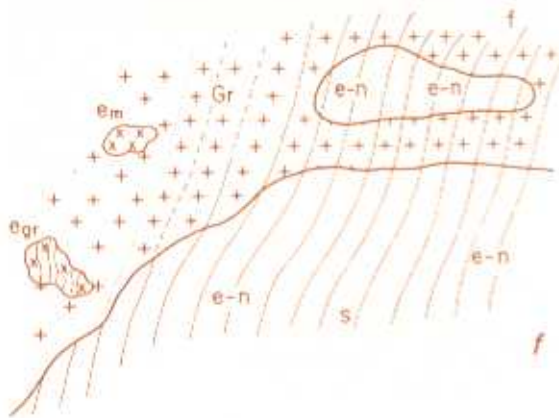


Figura 1

Diferentes tipos de contacto entre rocas granitizadas (esquistos y neises porfiroblásticos), rocas metamórficas y rocas plutónicas.

a) Contacto entre cuarcitas (q), esquistos porfiroblásticos (e_{pl}) y neises porfiroblásticos (n_{pl}). Obsérvese la concordancia estructural y discordancia litológica entre las diferentes formaciones. Ejemplo: Cuarcitas de la Sierra de Alto Rey (Ordovícico) y los esquistos y neises porfiroblásticos de Gascuña de Bormova (Zona de Hienelaencina).

b) Contacto entre esquistos porfiroblásticos (e_{pl}) y esquistos regionales (e). Ejemplo: Esquistos del Cardoso y esquistos con estaurólita que los incluyen.

c) Contacto entre enclaves de pizarras (p) o esquistos (e), y los esquistos o neises porfiroblásticos (e_{pl} - n_{pl}) que los incluyen. Ejemplo: Cualquiera de los múltiples enclaves de rocas esquistosas en facies neísicas porfiroblásticas del sector Guadarrama.

d) Contacto entre un enclave de mármol (m) o cuarcita (q), con S_0 bien definida, y neises o esquistos porfiroblásticos con foliación o esquistosidad (s) concordantes con S_0 . Ejemplo: Mármoles del Collado de La Flecha y cuarcitas del Puerto de La Morcuera.

e) Contacto entre un enclave de neís porfiroblástico (n_{pl}) y los esquistos (e) que le incluyen. Foliación y esquistosidad se muestran concordantes. Ejemplo: Neises porfiroblásticos de La Berzosa y Nazaret.

f) Contacto entre rocas graníticas (Gr) y esquistos-neises (e-n). Obsérvese la continuidad estructural entre la esquistosidad (S) de la roca metamórfica y la foliación (f) de la roca granítica a pesar de la discordancia litológica entre ambos tipos de roca. En el borde izquierdo la foliación de la roca granítica se hace más difusa hasta desaparecer totalmente dando lugar al contacto típico discordante (¿estructural?) entre la roca plutónica y metamórfica. e_{gr} = enclave de roca metamórfica y gradualmente granitizado pero conservando parcialmente su estructura. e_{mi} = enclave de roca metamórfica casi totalmente granitizado (enclave microgranular).

preordovícicas, se realiza gradual o bruscamente, aunque como se puede apreciar sobre el terreno, en el contacto E, las pizarras han sido totalmente transformadas, poniéndose en contacto directo con la banda de cuarcitas armónicas. Dentro de los esquistos porfiroblásticos son frecuentes los enclaves de pizarras poco transformadas o sin transformar. A pesar de estas discordancias litológicas se observa que existe siempre una continuidad total en las estructuras de las cuarcitas, pizarras y neises con las rocas esquistosas porfiroblásticas, en las que los planos estructurales se continúan sin interrupción de una formación a otra (Fig. 1a). Otros afloramientos más reducidos de esquistos plagioclásicos en este sector oriental se sitúan en el pueblo de La Bodega (45-54 y 5-10), con techo definido por la serie de transición a las cuarcitas armónicas y muro definido por neises porfiroblásticos. En las inmediaciones de Cerro Negro (45-58 y 5-09) existe otro afloramiento de esquistos con textura laminar, que es similar al que se localiza en Cardenosa (45-52 y 5-14) sobre la carretera de Soria a Jadraque, aunque se asocian también a rocas porfiroblásticas de blastos más o menos estirados. En las proximidades de Alcorlo (45-41 y 4-97) existen también facies porfiroblásticas y, al igual que en los casos anteriores, son frecuentes en ellas los enclaves pizarrosos, más o menos transformados. En estos puntos se puede ver bien la serie original transformada, que corresponde a las pizarras preordovícicas. El contacto NO transita gradualmente a los neises porfiroblásticos.

En el flanco occidental del sinclinorio de Majaerayo vuelve a aparecer de nuevo este litotipo constituyendo un extenso afloramiento. Corresponde a los esquistos plagioclásicos de El Cardoso, llamados así por encontrarse este pueblo dentro del núcleo principal; aparecen intercalados en los esquistos con estaurólita pertenecientes a la serie preordovícica constituida por la serie metamórfica progresiva de esquistos con cloritoide, con estaurólita, con distena, etc. Esta formación ha sido ampliamente descrita por SCHAFER (1969) y GARCÍA CACHO (1973) y se encuentran referencias a ella en casi todos los autores que han trabajado posteriormente en este sector y zonas limítrofes, llamándolos siempre «neises» de El Cardoso. Al igual que en otros afloramientos de este tipo, en los bordes de la formación, sobre todo en los contactos curvados, es donde mejor se aprecia la discordancia litológica entre los esquistos pelíticos de metamorfismos medio y los esquistos plagioclásicos porfiroblásticos, aunque estructuralmente no exista tal discordancia (Fig. 1b).

Dadas la identidad litológica y composicional entre los esquistos porfiroblásticos de El Cardoso con los esquistos porfiroblásticos de Hienelaencina parece obvio establecer una relación genética entre ambas formaciones.

Al N. del Sistema Central, en el afloramiento de Honrubia (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1970), existen facies idénticas de esquistos porfiroblásticos con relaciones a techo y muro similares a las descritas en los afloramientos ya citados. Algo menos extenso es el afloramiento de Pedruzuela (45-15 y 4-49 a 45-10 y 4-50) que constituye una banda de dirección NO-SE dentro de los esquistos preordovícicos que la limitan en toda su extensión; al igual que en el caso de El Cardoso está incluida en una facies metamórfica de grado medio con desarrollo de estaurólita-distena (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982). No obstante BABÍN (1971) y NAVIDAD y LÓPEZ RAMOS (1981) hicieron una descripción de este afloramiento utilizando la confusa nomenclatura que anteriormente aludimos.

2.2 Neises y migmatitas porfiroblásticas

Constituyen el mayor volumen de las rocas granitizadas de la Sierra de Guadarrama y Gredos. Como ya se indicó, bajo el nombre de migmatitas y neises porfiroblásticos se incluyen una gran cantidad de tipos litológicos con todos los pasos intermedios posibles entre las texturas neisica y migmatítica. El rasgo más sobresaliente de estas rocas consiste en la textura porfiroblástica puesta de manifiesto por la existencia de abundantes cristaloblastos o agregados cristaloblasticos de feldespato potásico, de dimensiones variables, en una matriz micácea y feldespática bandeada. Estas facies han sido descritas por numerosos autores, en ésta y otras áreas del Hercínico, con diferentes nombres aunque para el Sistema Central ha predominado siempre el de neises glandulares; sin embargo, y teniendo en cuenta las características petrogenéticas que llevan implicadas, hemos preferido usar el término migmatitas y/o neises porfiroblásticos.

En los últimos años se han publicado numerosos trabajos en los que se describen ampliamente estas formaciones (FERNÁNDEZ CASALS, 1974, 1979; NAVIDAD, 1975, 1979; NAVIDAD y PEINADO, 1977, 1981; FUSTER y VILLASECA, 1979, 1981; NAVIDAD y LÓPEZ RAMOS, 1981; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981b; CAPOTE et al., 1982,... etc. y en los que se han utilizado una larga serie de denominaciones geográficas (locales y regionales), estratigráficas, petrogenéticas, texturales, etc., que dan lugar a confusiones cuando se establecen términos de comparación entre unos y otros.

Pensamos que, al margen de las denominaciones puramente geográficas, entre todos los tipos definidos sólo existen como máximo 3 ó 4 verdaderamente significativos, y siempre cuando hagan referencia a los sucesivos estados de transformación de una roca inicial esencialmente pelítica, más o menos metamorfozada que ha sufrido en mayor o menor grado procesos de granitización y deformación. En la cartografía realizada se ha utilizado siempre el nombre de neis y de migmatitas porfiroblásticas con texturas embrechíticas y nebulíticas.

En una formación con estas características petrogenéticas, es lógico y frecuente encontrar unidades constituyentes de la misma que ponen de manifiesto diferentes estadios de los procesos granitizantes; podemos citar entre ellas los neises feldespáticos, neises laminares y granitoides que han sido diferenciados en la cartografía adjunta. Estos tipos aparecen incluso en los sectores más orientales de la Sierra de Guadarrama. El más oriental de todos corresponde a los denominados Neises de La Bodega, que como ya se indicó transitan gradualmente a la unidad de esquistos plagioclásicos porfiroblásticos. El núcleo del anticlinorio de Hiendelaencina está también ocupado por estas facies neisicas, y en todas ellas se encuentran incluidos enclaves de rocas esquistosas con diferentes grados de transformación. En ambos afloramientos no se alcanzan nunca los estadios migmatíticos que son tan abundantes en las áreas occidentales.

En áreas occidentales es donde adquieren mayor volumen y desarrollo las facies neisico-migmatíticas porfiroblásticas extendiéndose sin interrupción desde las proximidades del meridiano del Puerto de Somosierra (4-50) hasta el meridiano 8-90 al Oeste de Segovia, en donde adquieren su máximo desarrollo e implantación las rocas plutónicas constituyentes del gran batolito del Sistema Central.

Otros afloramientos de menor entidad y aislados son el ma-

cizo de Vegas de Matute (45-15 y 3-92), al E de la Sierra de Ojos Albos (45-08 y 3-79), el de Valdemorillo (44-81 y 4-11), etc. Desgajados del eje de la Cordillera y dentro de la cuenca terciaria del Duero aparecen pequeños macizos de neises porfiroblásticos, como por ejemplo el de Honrubia (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1970) y los pequeños afloramientos de Sepulveda, Zarzuela del Pinar (45-65 y 4-00), Balisa (45-45 y 3-80),... etc.

También merecen mención especial los afloramientos de neises porfiroblásticos de La Berzosa (45-36 y 4-56) y de Nazaret (45-45 y 4-56) asociados a esquistos sillimaníticos, pues son los que han planteado mayores dificultades de interpretación a los autores que los han estudiado, cuando se les atribuye un valor estratigráfico y estructural dentro de la serie.

2.3 Otros tipos texturales de rocas granitizadas

Dentro del conjunto de rocas más transformadas son frecuentes los tipos de textura embrechítica porfiroblástica y otras de tipo nebulítico en los que la foliación y los porfiroblastos tienen escaso o menor desarrollo. Existen otros tipos de rocas, pobres en micas y con abundante feldespato, a los que hemos denominado neises leucocráticos ó neises laminares, según presenten un ligero bandeo o tengan carácter granoblástico esencial. Con mayor frecuencia se encuentran también rocas de facies granítica, de tamaño de grano heterogéneo, composición variable y orientación patente o nula y que denominamos granitoides. Como siempre, la aparición masiva de este tipo de rocas es mayoritaria en las zonas de tránsito y separación entre la serie metapelítica preordovícica y las rocas porfiroblásticas más o menos neisicas (Meridiano de Somosierra), encontrándose sus afloramientos muy dimensionados. El más oriental de todos ellos corresponde al de Horcajuelo de La Sierra (45-45 y 4-55) y está situado dentro de las facies esquistosas preordovícicas. En su interior aparecen frecuentes restos de la serie esquistosa encajante. En las cercanías de Colmenar Viejo (45-05 y 4-35) se encuentra otra unidad de granitoides muy rica en enclaves que es fácilmente distinguible de los granitos masivos más occidentales que constituyen su borde O y de las migmatitas y neises que lo cierran al N y E. Por último, una zona particularmente abundante en rocas granitoides corresponde a la zona de cumbres de la Sierra de Guadarrama entre los Puertos de La Morcuera y Somosierra.

A partir del análisis cartográfico de estas unidades se desprende que todas ellas están incluidas siempre en los neises y migmatitas porfiroblásticas y que sus contactos litológicos con el encajante cortan, en ocasiones normalmente, cualquier plano estructural (foliación, esquistosidad, estratificación) definido en este último. Este detalle se manifiesta de gran importancia a la hora de atribuir un más que dudoso significado estratigráfico a estas unidades.

2.4. Enclaves en facies porfiroblásticas

Ya se ha indicado que las facies porfiroblásticas engloban gran cantidad de enclaves de rocas metamórficas cuyos ascendientes son claramente pelíticos, silíceos y calcáreos. Las dimensiones de estos enclaves son muy variables y oscilan desde escasos centímetros a varios kilómetros. En la carto-

grafía presentada sólo se han incluido aquellos que son representativos a la escala utilizada.

Los más frecuentes corresponden a metapelitas de estructura esquistosa o bien pizarrosa (menos frecuentes estas últimas) o de tipo esquistoso-neísico. El grado de transformación de todos ellos es muy variable con relación al encajante. Así, los grandes enclaves no presentan normalmente aportes de feldespato potásico salvo en las zonas de borde, mientras que en los más pequeños predominan los tipos neísicos.

La distribución de estos enclaves en las facies porfiroblásticas es bastante homogénea. En los bordes de algún enclave pelítico se ha podido observar texturas mosqueadas, con desarrollo de nódulos micáceos. En todos los enclaves encontrados existe siempre una concordancia estructural absoluta entre los planos de esquistosidad-estratificación y la foliación de la roca-caja (Fig. 1c), lo que, cuando menos, pone de manifiesto un sincronismo entre el desarrollo de estructuras sinmetamórficas y el proceso de granitización.

En menor proporción se encuentran también enclaves de rocas cuarcíticas que generalmente tienen dimensiones muy reducidas (centimétricas). El único afloramiento de entidad cartografiable corresponde a una banda localizada en las proximidades del Puerto de La Morcuera (45-22 y 4-28) con una longitud aproximada de unos 4 km y con anchura cercana a los 200 metros. Sus contactos al N y S son con facies porfiroblásticas; hacia el O desaparecen por falla, mientras que hacia el E. se adelgazan y desaparecen.

Los enclaves de rocas calcáreas en esta facies son también muy abundantes. En la cartografía se han representado todos bajo un mismo epígrafe independientemente de que se trate de mármoles, rocas de silicatos cálcicos o anfibolitas, ya que se pueden encontrar todas ellas asociadas en un mismo afloramiento. Tratando de poner de manifiesto su abundancia relativa, en ocasiones se ha exagerado su representación cartográfica.

Muchos de estos niveles de rocas carbonatadas presentan perfectamente conservada la estratificación primitiva que resulta concordante con la foliación o esquistosidad de la roca porfiroblástica (Fig. 1d).

Por el contrario, algunas veces las formaciones porfiroblásticas pueden adquirir el carácter de «enclaves» cuando con dimensiones reducidas aparecen incluidas dentro de formaciones esquistosas o pizarrosas. En este caso (Fig. 1e) la continuidad estructural es también patente.

3. Rocas plutónicas

A partir del meridiano del Puerto de Somosierra, hacia el O, comienza el dominio mayoritario de las rocas plutónicas en el Sistema Central, al tiempo que disminuye la frecuencia de los núcleos metamórficos. A pesar del extenso volumen de rocas plutónicas representadas y de la aparente variedad de tipos, las diferencias estriban más en circunstancias texturales que en cambios composicionales. Para facilitar la observación sobre el terreno, se han tenido en cuenta ambas características, composicionales y texturales, al reinterpretar la cartografía realizada por APARICIO et al. (1975a), donde se puede encontrar una amplia descripción de los aspectos mineralógicos y geoquímicos de estas rocas.

3.1. Granodioritas-Adamellitas

Como se puede observar sobre el mapa, el mayor volumen de rocas plutónicas corresponde a esta composición. Dos variedades se encuentran dentro de ellas, una de grano medio homogénea, y otra porfídica con fenocristales de feldespato que pueden llegar a 15 cm de eje máximo, aunque lo más frecuente son longitudes de 5-8 cm. Estos cristales pueden presentar una cierta orientación como consecuencia del grado de fluidez que esta roca tenía en el momento de intruir, por efecto de la deformación que estaba experimentando el conjunto plutono-metamórfico.

Característico de las dos variedades texturales es la presencia de enclaves de rocas metamórficas en un grado menor o mayor de transformación durante la asimilación de la roca-caja.

Los contactos con la roca-caja metamórfica son normalmente discordantes litológicamente aunque en estas zonas de borde son frecuentes los procesos de feldespatización, granitización y metamorfismo de contacto.

La separación entre las facies porfídicas y de grano medio es gradual por lo que no se puede establecer líneas de separación entre ambas.

De E a O los primeros macizos del tipo de grano medio corresponden al pequeño plutón de La Ventosilla (45-60 y 4-40) y al plutón ya más extenso de La Cabrera (45-30 y 4-50). Ambos constituyen además las primeras manifestaciones de rocas plutónicas. El plutón de La Cabrera intruye en esquistos de facies metamórficas de grado medio con desarrollo de estaurolita-distena en el extremo oriental, mientras que hacia el O contacta con series sillimaníticas y porfiroblásticas. El plutón de La Ventosilla está recubierto hacia el E por materiales sedimentarios cretácicos, pero al O limita con neises leuco-cráticos, desarrollándose entre ambos una facies de grano medio fuertemente contaminada que hace aumentar su grado de basicidad.

Otros afloramientos de estas rocas se encuentran al N del Sistema Central, separados por los sedimentos terciarios y mesozoicos del batolito principal y asociados a rocas neísicas porfiroblásticas o esquistos y pizarras con metamorfismo de contacto. Tales son el afloramiento de Lastras de Cuellar (45-70 y 4-00) limitado por esquistos mosqueados y neises porfiroblásticos, el afloramiento situado al N de Segovia (45-40 y 4-05) en donde contacta con neises porfiroblásticos, el de Monterubio (45-25 y 3-85) rodeado por sedimentos cretácicos y el de Santa María la Real de Nieva (45-40 y 3-80) asociado a diferentes facies graníticas.

3.2. Granitos-Leucoadamellitas

Ocupan en extensión un segundo lugar dentro del conjunto plutónico del Sistema Central. Se han distinguido cinco facies diferentes con una distribución muy irregular. La más frecuente es la *facies de grano fino* incluida como pequeñas apófisis, diques o filones en las diferentes facies graníticas, con espesores variables desde metros a centenares de metros; como excepción cabe citar el conjunto de diques que se localizan al S. del Valle del Tietar (44-50, 44-60 y 3-40; 3-80) en dirección E-O, en donde alcanzan longitudes de varios kilómetros y espesores que pueden superar el centenar de metros. La ladera S de la Sierra del Valle (44-55 y 3-50;

3-60) es otro ejemplo de presencia masiva de estas rocas, aunque en este caso constituyendo una malia de diques de espesor reducido, del orden de 1-2 metros. Son también muy frecuentes, dentro de las propias rocas metamórficas y granitizadas, en forma de pequeños macizos irregulares.

Las *facies de grano medio* se presentan en afloramientos algo más extensos que las de tipo fino, fundamentalmente en el sector occidental. La Sierra de Hoyo de Manzanares constituye el mayor de todos ellos (45-00 y 4-20; 4-30). Al O del macizo metamórfico de El Escorial y proximidades del Embalse de San Juan (44-70; 44-90 y 3-90) se localiza otro conjunto de estos afloramientos.

Las *facies de grano grueso* ocupan dos grandes áreas dentro de este sector del Sistema Central; una de ellas corresponde al macizo de Manzanares el Real (45-10 y 4-20) y el otro, más extenso, a la Sierra de Malagón (45-00, 45-10 y 3-90; 4-00).

Menos frecuentes son las *facies porfídicas*, en las cuales se han distinguido dos variedades: una microporfídica y otra porfídica de dos micas. La porfídica de dos micas se desarrolla en el sector SO, al N y S de la Sierra del Valle (44-65 y 3-60) y en las inmediaciones del pueblo de Mijares. Es muy frecuente que estas facies porfídicas de dos micas presenten una fuerte orientación de los cristales feldespáticos acorde con la deformación que el conjunto plutónico ha experimentado durante su intrusión.

Las *facies microporfídicas* ocupan espacios más reducidos y su principal característica es la presencia de cristales de feldespato de 2 X 1 cm. de tamaño medio. Afloramientos de este tipo se encuentran en el Embalse de San Juan (44-75 y 3-88), y al O de Valdemorillo (44-85 y 4-10).

Todas las facies de este grupo están siempre asociadas a las granodioritas-adameillitas de las que se diferencian por un mayor contenido en cuarzo y feldespato potásico y menor cantidad de biotita.

3.3. Granitos heterogéneos

Se incluyen en este grupo un conjunto de rocas graníticas, de composición variable, pero que presentan en común la heterogeneidad del tamaño de grano y la gran cantidad de enclaves metamórficos que incluyen con diferente grado de asimilación, lo que da origen a frecuentes estructuras micáceas filiformes, heredadas de la propia roca metamórfica. Todo ello se traduce en unas rocas graníticas de gran variabilidad en los aspectos texturales y composicionales. Se han incluido también dentro de este grupo, facies cataclásticas masivas que aparecen en numerosos puntos del Sistema Central y que manifiestan también una gran variación en su textura y composición.

El principal núcleo de estos granitos heterogéneos se encuentra en la Sierra de Gredos (44-60; 44-70 y 3-40; 3-65).

Los contactos de este tipo de granitos con las rocas plutónicas que los limitan y contactan son siempre graduales, pasándose insensiblemente a las facies de grano medio o porfídicas.

3.4. Cuarzodioritas y granodioritas anfibólicas

Tienen un carácter secundario y su presencia es debida a la fuerte contaminación producida en las rocas granodioríticas-

adameillitas al ponerse en contacto y asimilar rocas calcolpélicas y anfibólicas; dada la relativa escasez de este tipo de rocas metamórficas en el Sistema Central son escasos también los afloramientos de rocas cuarzodioríticas o de granodioritas anfibólicas; el más importante de estos afloramientos se encuentra en las proximidades del macizo metamórfico de Las Cañadas en contacto con un lentejón de paraanfíbolitas (46-22 y 3-75) (APARICIO et al., 1986) que se sitúa según dirección N-S en una longitud de 2-3 km. aunque con algunas interrupciones. En la zona contaminada se genera una roca rica en anfíbol y biotita que en algunos puntos adquiere el carácter de cuarzodiorita y en otros de granodiorita anfibólica. Este carácter anfibólico desaparece totalmente al alejarse de la roca caja, fuera ya de las zonas de contacto, hasta pasar gradualmente a la roca granítica regional. En esta misma área la contaminación de la roca plutónica a partir de materiales pelíticos es también muy fuerte por lo que la roca adameillita-granodiorita regional adquiere una composición granodiorítica muy rica en biotita.

El otro afloramiento de rocas plutónicas ricas en anfíbol corresponde al borde occidental del pequeño plutón de La Ventosilla (45-60 y 4-40), en este caso la contaminación determina la cristalización de anfíbol, originándose una granodiorita anfibólica que transita gradualmente a la facies regional de grado medio.

En numerosos puntos del Sistema Central y a escalas no cartografiadas son numerosos los puntos en los que las granodioritas están contaminadas por rocas anfibólicas o de silicatos cálcicos que causan la cristalización de anfíboles, basificando el magma original.

3.5. Rocas plutónicas foliadas

Con esta denominación se hace referencia a la estructura foliada que presentan principalmente las granodioritas-adameillitas de grano medio y porfídicas en determinadas áreas del Sistema Central, sobre todo en aquellas zonas próximas al contacto con macizos metamórficos o ricas en enclaves. En estos casos la biotita de la roca plutónica marca una fuerte foliación que a su vez se manifiesta concordante y en continuidad con la esquistosidad de la roca metamórfica, a pesar de la discontinuidad litológica (Fig. 1f). Esta foliación se va haciendo más difusa a medida que se aleja de la zona de contacto o de los enclaves hasta pasar insensiblemente a la roca regional.

El área de mayor presencia de estas facies foliadas corresponde al borde E del macizo metamórfico de El Escorial y al S y O del macizo metamórfico de Las Cañadas; en ambas zonas y dentro de las propias facies foliadas son numerosos los enclaves de esquistos de dimensiones muy variables cuya esquistosidad sigue también concordante con la de la roca granítica.

La deformación que estas rocas han experimentado es concordante con la existente en la roca metamórfica encajante y con la del gran batolito del Sistema Central a los que se puede considerar sincrónicos con el proceso deformativo hercínico (APARICIO et al., 1977; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1983; SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1982; MARTÍN ESCORZA, 1983).

3.6. Enclaves

Son abundantes y prácticamente exclusivos de las facies granodioríticas y adamelliticas de grano medio y porfídicas. Su mayor frecuencia ocurre en los contactos y zonas próximas a ellos, presentan dimensiones muy variables, que en zonas próximas a la roca-caja pueden ser de varios metros, aunque los más frecuentes estén en tamaños comprendidos entre 5-40 cm. Su grado de granitización y asimilación dentro de la roca granítica es muy variable oscilando desde los que conservan bien la foliación o esquistosidad, a los que están totalmente homogeneizados (enclave microgranular) o a los que ya adquieren una textura granítica, con todos los pasos intermedios hasta su total disolución en el granito.

La constitución original de estos enclaves es también variable; los más frecuentes son los enclaves de esquistos, pero se encuentran también enclaves de neises, neises porfiroblásticos, anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos y más escasos, enclaves de cuarcitas. El carácter paraderivado de estos enclaves y otras formaciones tipo del Sistema Central han sido recientemente tratados por APARICIO et al. (1986).

Todas las zonas de aparición de enclaves crean una zona de contaminación de la roca granítica, que se suele traducir en un aumento de la basicidad de la roca, bien por cristalización de biotita y otros minerales aluminicos, en el caso de asimilación de rocas metapelíticas, o bien por cristalización de anfíboles y piroxenos cuando los materiales asimilados proceden de rocas calcoesquistosas o anfibólicas.

4. Estructuras

La gran diversidad de meso y macroestructuras observadas en el conjunto del Sistema Central se debe a que los distintos niveles metamórficos y de granitización dan una respuesta muy diferente al proceso deformativo regional. Por el contrario el desarrollo de este proceso aparece reflejado de forma más nitida y esquemática en las grandes estructuras (y fracturas) que son a las que se va a hacer referencia en este capítulo.

4.1. Macroestructuras y pliegues

Desde un punto de vista megascópico el Sistema Central se puede considerar constituido por tres grandes megaestructuras (Fig. 2) que corresponden de E a O, al anticlinorio de Hiendelaencina, el sinclinorio de Majaelrayo y el gran anticlinorio de Somosierra-Guadarrama.

El anticlinorio de Hiendelaencina (SOMMER, 1965; SCHAFER, 1969; BISCHOF, 1972; SOËRS, 1972; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981a) contienen en su núcleo rocas neisicas y esquistosas porfiroblásticas. Sus bordes están constituidos por una serie de pizarras-cuarcitas y por las cuarcitas armorianas, fuertemente replegadas.

La dirección regional del anticlinorio es próxima a N-S, mientras que la dirección de los mesoplegues es variable. El borde E. del anticlinorio perfila el comienzo de un sinclinorio (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981a) que queda enterrado bajo sedimentos mesozoicos, sobre los que se define un eje teórico de dirección NO-SE. En el núcleo de dicho sinclinorio es donde afloran los únicos materiales devónicos del Sistema Cen-

tral. Hacia el O del anticlinorio de Hiendelaencina se dibuja el sinclinal del Cerrajo (45-45 y 4-58) cuyo núcleo está constituido por las pizarras oscuras del Ordovícico. Este sinclinal está cortado en su parte media por una falla que produce un desplazamiento ostensible en las cuarcitas armorianas.

El sinclinorio de Majaelrayo (45-52 y 4-75) queda limitado también por las cuarcitas ordovícicas que encierran un núcleo donde las pizarras ordovícicas adquieren su máximo espesor. La dirección del mismo es N-S y presenta numerosas estructuras anticlinales y sinclinales de desarrollo medio, entre las que una de las más características corresponde al anticlinal de El Atazar, que queda definido por una cúpula cuarcítica. Otras estructuras importantes del sinclinorio son por ejemplo el sinclinal de Peña de la Cebra (45-40 y 4-60) con dirección aproximada N-S, y el sinclinal de Serracín (45-46 y 4-68) que incluyen uno de los afloramientos de pizarras y cuarcitas silíceas.

Hacia el O del sinclinorio de Majaelrayo comienza lo que denominamos la gran megaestructura anticlinal de Guadarrama-Somosierra. Tiene dirección NE-SO y su límite oriental está constituido por las series preordovícicas, afectadas por un metamorfismo regional creciente de presión intermedia. El núcleo lo forman en su mayor parte las rocas neisicas porfiroblásticas de Somosierra-Guadarrama. El límite occidental viene impuesto por el desarrollo masivo de las rocas plutónicas del batolito del Sistema Central.

Dentro de esta megaestructura se encuentran numerosas macroestructuras de dirección variable (Fig. 2). Entre ellas tiene importancia el anticlinorio N-S de El Cardoso (45-50 y 4-64) que determina la presencia de los esquistos porfiroblásticos que constituyen su núcleo. En las proximidades del Cerro de San Pedro (45-10 y 4-10) se localiza otra estructura de dirección NE-SO junto a otras menores de dirección NO-SE. El Cerro Najarra (45-19 y 4-30), al O de Miraflores de la Sierra, define una estructura sinclinal de dirección N-S. Otra sinforma se encuentra en las proximidades de Garganta de Los Montes (45-25 y 4-40) con dirección N-S.

El Valle del Páucar representa el eje de una sinforma de dirección NE-SO cuyos flancos constituyen la Sierra de Peñalara y Cabeza de Hierro, encontrándose su terminación periclinal en las laderas meridionales de Peñalara y Bola del Mundo.

Otra sinforma de considerable desarrollo, con dirección NO-SE, presenta su eje próximo al Cerro Peña del Hombre (45-15 y 4-00) con una terminación periclinal muy bien definida en las cumbres que constituyen la Sierra del Quintanar, Mujer Muerta y Peñota (4-15 a 4-00). El flanco Oeste, sin embargo, está mal desarrollado por la presencia de rocas graníticas que sólo respetan un pequeño resto en el afloramiento magmático-porfiroblástico de Vegas de Matute (45-15 a 45-21 y 4-12 a 3-90).

Cada una de estas mega y macroestructuras presentan a su vez numerosos pliegues de direcciones muy variables. En aquellas zonas donde se encuentran rocas afectadas por el metamorfismo de grado muy bajo, bajo e intermedio, las estructuras menores y mayores mantienen direcciones relativamente constantes y homogéneas (en el sector oriental del Sistema Central se puede considerar N-S). Por el contrario, la entrada en los materiales neisico-migmatíticos implica un cambio continuo en las direcciones y estilos de los pliegues, como corresponde a otro nivel estructural, que no permite definir orientaciones preferentes en la deformación.

4.2. Fracturas

Existe una cierta variabilidad en desarrollo y direcciones. Fallas de envergadura notable son reducidas en número, pero entre ellas se pueden destacar, de E a O, la falla de Atienza que, con dirección NE-SO pone en contacto el conjunto pizarroso Ordovícico con los esquistos y neises porfiroblásticos.

En esta misma dirección se encuentra la fractura que desde la cola del embalse del Vellón (45-10 y 4-15) sigue la ladera sur del macizo de San Pedro, afectando a las rocas esquistosas y neísicas del sector. De dirección NE-SO es el accidente que sobre el mismo pueblo de Almirute (45-44 y 4-81) desplaza las cuarcitas armoricanas poniéndolas en contacto con los sedimentos cretácicos (DE VICENTE y UBANELL, 1983).

En las proximidades del Valle del río Canencia y paralelo a él (45-26 y 4-35) existe otro accidente de esta misma dirección que corta materiales neísicos y migmatíticos.

El Valle del río Lozoya representa otro accidente que origina la depresión del Paular. La Sierra de la Cardosilla tiene desarrollado en su flanco S otra falla con dirección NE-SO (45-33 y 4-18).

En dirección próxima N-S, el accidente más importante se localiza según una línea (45-17 y 4-79) que pasa por el pueblo de Grado de Pico y próxima a Cantalojas, afectando a los materiales metamórficos y sedimentarios a los que pone en contacto.

En las series cuarcíticas que limitan las estructuras de Hiendelaencina y Majaelrayo son muy frecuentes fallas transversales a las bandas cuarcíticas, con pequeños desplazamientos, en las que predominan direcciones NE-SO, N-NO y S-SE. Las fracturas de dirección E-O son poco frecuentes.

5. Procesos metamórficos

La extensa serie de rocas metamórficas que conforman buena parte del Sistema Central Español, y más concretamente la correspondiente a las Sierras de Guadarrama y Gredos, constituye por sí sola un importante tema de estudio. Prueba de ello es la gran cantidad de trabajos que ha suscitado durante las últimas décadas.

Los trabajos de APARICIO y GARCÍA CACHO (1970; FUSTER y GARCÍA CACHO (1970, 1971); GARCÍA CACHO (1973); FUSTER et al. (1974); LÓPEZ RUIZ et al. (1975); APARICIO y BELLIDO (1976); APARICIO y GALÁN (1978, 1980); LÓPEZ RUIZ et al. (1978, 1980); APARICIO y GARCÍA CACHO (1982), CASQUET (1986), etc., han aportado gran abundancia de datos locales y generales sobre paragénesis, isogradas, gradientes, quimismo mineral, etc., relativos al carácter del metamorfismo regional que ha transformado de forma variada la serie paleozoica durante la orogénesis hercínica.

A modo de resumen se pueden dar las siguientes secuencias paragenéticas que, de E a O, en sentido creciente del metamorfismo, y de forma sucesiva aparecen en las áreas y rocas consideradas*.

1. En los puntos más orientales de la Cordillera definiendo un metamorfismo de Muy Bajo Grado en rocas metapelíticas con gradientes geotérmicos altos (desarrollados exclusivamente en ambientes epizonales) y con presiones que oscilan entre 1 y 3 kb (APARICIO y GALÁN, 1978, 1980).

a) Cuarzo + albita + clorita + moscovita ± paragonita ± allevardita ± interestratificados (illita-montmorillonita e illita-clorita).

b) Cuarzo + clorita + moscovita ± albita + caolinita ± allevardita ± cloritoide ± pirofilita.

c) Cuarzo + albita + clorita + moscovita ± paragonita ± caolinita ± interestratificados (illita-clorita).

d) Cuarzo + clorita + biotita + moscovita + albita.

2. En el sector de Hiendelaencina-Somosierra, definiendo un metamorfismo de Bajo a Medio Grado, en rocas metapelíticas con gradientes geotérmicos relativamente bajos, en ambientes mesozonal y con un rango de presiones intermedias entre 3 y 6 kb (SCHAFFER, 1968; FUSTER y GARCÍA CACHO, 1970, 1971; GARCÍA CACHO, 1973; BISCHOFF et al., 1973).

e) Cuarzo + clorita + cloritoide + moscovita ± albita + granate.

f) Cuarzo ± cloritoide ± estauroлита ± almandino + plagioclasa.

g) Cuarzo ± estauroлита ± distena ± andalucita ± sillimanita ± moscovita + biotita + plagioclasa ± granate.

h) Cuarzo ± sillimanita ± moscovita ± biotita ± plagioclasa ± granate ± feldespato potásico.

2.1. Sólo en áreas muy locales y restringidas.

i) Cuarzo ± sillimanita ± feldespato potásico ± biotita ± plagioclasa ± almandino.

2.2. En rocas con ascendientes margosos, calcáreos o calcodolomíticos de este sector.

ff) ± Cuarzo ± plagioclasa (An 35) ± hornblenda ± granate ± epidota ± biotita.

gg) ± Cuarzo ± plagioclasa (An 30-80) ± hornblenda ± clinopiroxeno ± granate ± epidota ± vesubiana ± carbonatos.

hh) ± Cuarzo ± plagioclasa (An 50-80) ± hornblenda ± clinopiroxeno ± granate ± epidota ± carbonatos.

ii) ± Cuarzo ± plagioclasa ± hornblenda ± tremolita ± clinopiroxeno ± granate ± epidota ± vesubiana ± biotita ± flogopita ± wollastonita ± carbonatos ± clinohumita ± forsterita.

3. En las extensas facies migmatíticas y porfiroblásticas, asociadas a granitoides y granitos, todos ellos ampliamente representados en las áreas centrales de la Sierra de Guadarrama, es donde el metamorfismo está más directamente conectado con los procesos granitizantes (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982). En consecuencia, aunque se expresan alternativamente las paragénesis desarrolladas en las rocas cuarzo-feldespáticas y las correspondientes a los diferentes tipos de enclaves esquistosos y pizarrosos asociados, a efectos metamórficos sólo son significativas estas últimas (ii y iii) y en base a ellas se define el proceso metamórfico como de Grado Medio (WINKLER, 1974), con gradientes geotérmicos relativamente elevados, modificados por los procesos de granitización, y con gradientes béricos de intermedios a bajos. El desarrollo y justificación de este esquema metamórfico se discute con mayor amplitud más adelante, en conjunción con la serie de problemas específicos que tiene planteado el proceso metamórfico global.

* El orden en que vienen expresados los minerales no guardan relación con su abundancia en la roca.

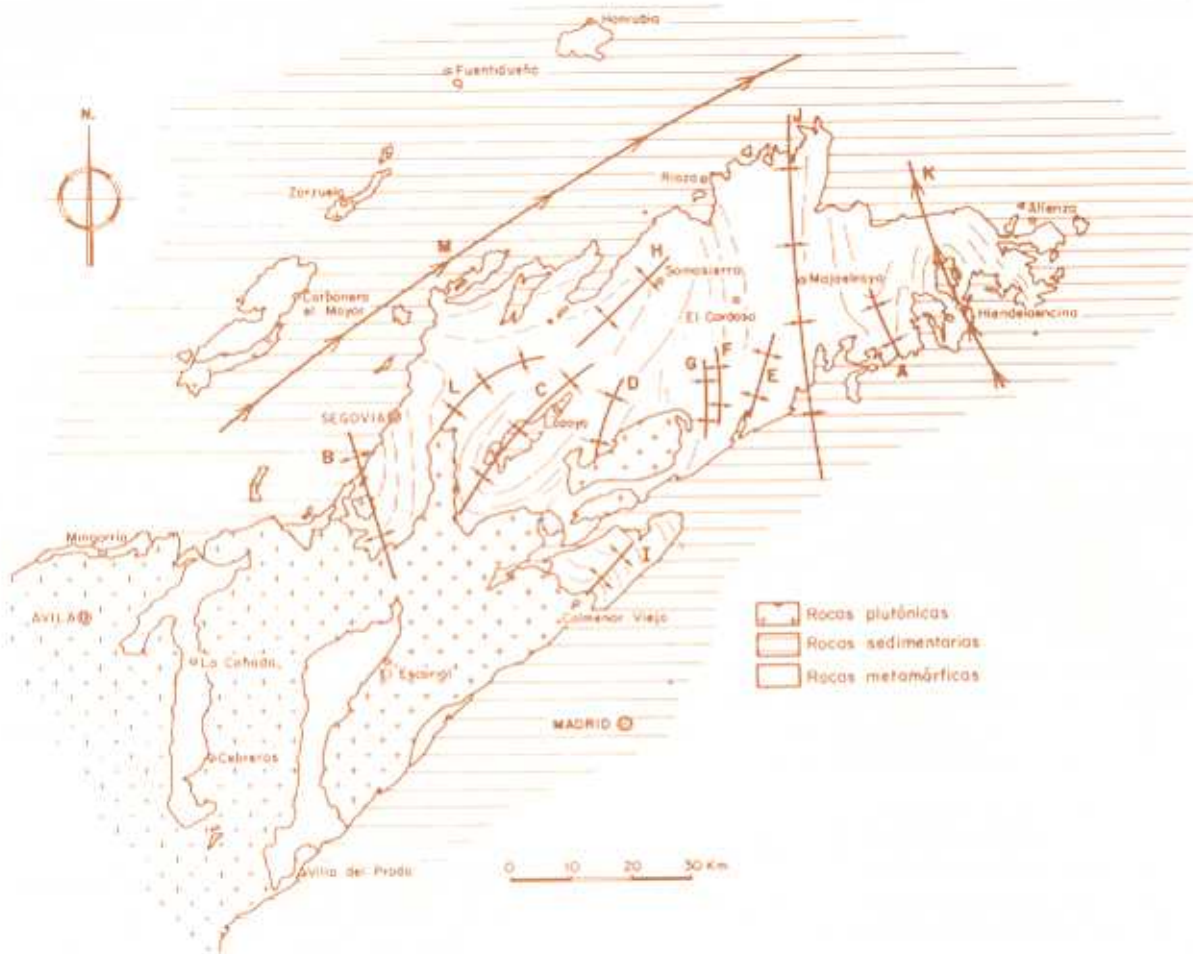


Figura 3

Principales macroestructuras del Sistema Central

- A Sinclinal del Cerrajo.
- B Antiforma Peña del Hombre.
- C Sinforma Lozoya.
- D Sinforma Garganta de Los Montes.
- E Anticlinal del Atazar.
- F Anticlinal de Puebla de La Sierra.
- G Sinclinal Peña Cabra.
- H Antiforma Somosierra.
- I Antiforma San Pedro.
- J Sinclinal de Majaelayo.
- K Anticlinal de Hiendelaencina.
- L Sinforma de La Granja.
- M Megaestructura anticlinorial del Sistema Central.

ii) Cuarzo \pm feldespato potásico + plagioclasa \pm biotita \pm moscovita \pm sillimanita \pm cordierita \pm granate \pm andalucita.

iii) En los micro, macro y megaenclaves esquistosos y/o pizarrosos localizados en las facies migmatíticas porfiroblásticas.

Cuarzo \pm plagioclasa \pm feldespato potásico \pm biotita \pm moscovita \pm estauroilita \pm distena \pm andalucita \pm sillimanita \pm cordierita \pm granate.

iiii) En los niveles con ascendientes margosos, calcáreos o calcodolomíticos asociados tanto a las facies porfiroblásticas como a sus enclaves esquistosos.

Cuarzo \pm plagioclasa (An 40-80) \pm hornblenda \pm clinopiroxeno \pm granate \pm epidota \pm carbonatos.

Desde un punto de vista exclusivamente metamórfico, estas secuencias paragenéticas implican la existencia, sobre el terreno, de una serie de isogradas sucesivas (Fig. 3) definidas por las zonas y campos de estabilidad de los minerales índice considerados. Todas estas características permiten definir un proceso de metamorfismo regional global, que genera facies de Muy Bajo Grado a Medio Grado, con un relativamente amplio rango de variación espacial de los parámetros termodinámicos, ya que los gradientes geotérmicos son progresivamente más elevados hacia el O (FUSTER et al., 1974; LÓPEZ RUIZ et al., 1975). En términos comparativos y según las áreas consideradas, presenta caracteres afines tanto al modelo Barrow como al Abukuma.

6. Procesos plutónicos

APARICIO et al. (1975a) establecen una serie única calcoalcalina que varía de granodioritas a granitos con una génesis cortical superficial mediante procesos anatéxicos. Este plutonismo tiene una variación temporal (MENDES et al., 1972; VIALETTE et al., 1981) de 250 a 319 m.a., que son edades similares a las que se van encontrando en otros puntos del Macizo Hespérico.

APARICIO et al. (1983) reflejan las condiciones corticales y de formación del magma granítico, deduciendo tipos intermedios entre I.-S. para los granitos de este área, que tienen un carácter anatéxico. Para estos autores el momento de máxima fusión cortical puede ser coincidente con el proceso de migmatización superficial.

SANTOS (1977) y APARICIO et al. (1977) describen granitos masivos estructurados (en Gredos y sectores occidentales de Guadarrama) de composición granodiorítica-adamellítica, que transitan gradualmente a las facies no estructuradas, y cuya foliación coincide perfectamente con la de la roca-caja metamórfica aunque la discontinuidad litológica (granito-roca metamórfica) sea evidente (Fig. 1f). Es interesante destacar que en estas facies plutónicas, los enclaves de rocas metamórficas que poseen planos estructurales definidos son coincidentes con los del granito que los contienen, es decir, existe una coincidencia estructural notable entre los planos de las rocas metamórficas encajantes, la roca plutónica orientada y los enclaves metamórficos que esta última contiene. Este hecho es fundamental para explicar la evolución del batolito del Sistema Central y en general del área Hercínica, pues como indican estos autores, el emplazamiento de estos granitos masivos (tardi o postcinemáticos para otros

autores) tiene que ser sincinemático y sinmetamórfico, independientemente de que las facies plutónicas estén o no estructuradas. Conviene recalcar que el hecho de la identidad y continuidad estructural entre facies plutónicas orientadas, rocas plutónicas estructuradas y enclaves, es equivalente al que existe entre los esquistos-migmatitas porfiroblásticas y enclaves, también con significativas discontinuidades litológicas (Capítulo 2). Todos estos datos apoyan un modelo evolutivo en el que la diferenciación y emplazamiento del magma adamellítico-granodiorítico tendría lugar durante un periodo prolongado de tiempo pero esencialmente contemporáneo con el dinamometamorfismo regional, dando lugar a un proceso de granitización también regional y sobreimpuesto a una serie de rocas sedimentarias que experimentan un proceso metamórfico de intensidad media, y cuyo gradiente se ve modificado regionalmente por la entrada de los granitos.

En la evolución aquí propuesta la existencia de una única fase deformativa Hercínica de tipo progresivo explica mejor, que las rocas graníticas (que otros autores interpretan como postcinemáticas y que volumétricamente constituyen la mayor parte del plutonismo Ibérico) sean en realidad sincinemáticas, presentándose estructuradas en áreas muy reducidas con las características definidas ya por SANTOS (1977) y APARICIO et al. (1977).

Trabajos más recientes (GIL IBARGUCHI et al., 1983) ya citan que la intrusión de los granitoides calcoalcalinos se realiza «durante la F2 y posteriormente a la misma»; aunque ciertamente dejan una salida a que la intrusión de los granitos se pueda seguir produciendo después de F2 y encuentran todavía explicación para algunos granitoides precoces (pre F2) y otros post F3. Sin embargo, las conclusiones de APARICIO et al. (1975a, 1983) en el sentido de existir una serie calcoalcalina única no interrumpida en el tiempo, junto a otras consideraciones de tipo estructural lleva a considerar a todo el conjunto plutónico como sincinemático, obediendo los diferentes caracteres pre, sin y post que otros autores encuentran en las mismas rocas, a circunstancias del proceso intrusivo y/o evolutivas como pueden ser: las condiciones físicas de la roca-caja e intrusiva, velocidad de enfriamiento, volumen y amplitud del área de intrusión, características de la deformación, composición de roca caja y encajante, intensidad de la asimilación..., etc.

7. Procesos deformativos

Considerando globalmente los planteamientos estructurales y petrogenéticos aquí descritos, así como las conclusiones de anteriores trabajos de los autores de esta memoria, el esquema evolutivo estructural del Sistema Central apunta fundamentalmente hacia la existencia de una única fase deformativa que afecta de diversas formas a los materiales correspondientes al Devónico, Paleozoico Inferior y rocas granitizadas, es decir, según el nivel estructural y metamórfico en que estén situados.

Esta fase deformativa generalizada tendría un desarrollo temporal muy amplio (Hercínica) y sería sincrónica con el metamorfismo. La ausencia de discordancias estructurales entre todas las rocas que constituyen estas unidades son un fuerte respaldo de la misma.

La existencia de un Carbonífero fuertemente plegado en el

sector sur-oriental del Sistema Central, totalmente discordante con el Paleozoico Inferior, pone de manifiesto una segunda fase de deformación de edad posiblemente postestelaniense, anterior al Pérmico y que está acompañada por procesos plutono-metamórficos de escasa entidad.

Por otro lado, la deformación Hercinica se realiza en dos ambientes tectónicos muy diferentes, uno de ellos caracterizado por la serie metamórfica pizarrosa-esquistosa en la que la deformación genera pliegues y direcciones estructurales definidas y muy constantes, y otro ambiente tectónico representado por los materiales granitizados, de comportamiento mucho más plástico y en los que se originan pliegues irregulares con direcciones muy variables que pudieran ser interpretadas como diferentes fases tectónicas.

De hecho algunos de los autores que han trabajado en el Sistema Central (CAPOTE, 1973, 1983a; FERNÁNDEZ CASALS, 1974; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981a,b) dedujeron una discordancia o discontinuidad entre las formaciones porfiroblásticas y los materiales que se encuentran a techo, asignándola una posible edad asintica. Evidentemente, con la interpretación que se hace en este y anteriores trabajos sobre la génesis de las facies porfiroblásticas, como resultantes de un proceso de granitización sobrepuesto a una serie metamórfica paleozoica, queda sin base alguna la existencia de tal discordancia.

8. Evolución del Sistema Central

El Sistema Central es un sector del Hercinico Español en el que resultan evidentes los procesos de granitización como generadores de tipos litológicos característicos (facies porfiroblásticas fundamentalmente). Este planteamiento fue desarrollado por primera vez para el sector SO del Hercinico Español (SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1972, 1975; SÁNCHEZ CELA, 1978) y ha sido recientemente ampliado para toda el área Hercinica española (SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1982) estableciéndose varios niveles de granitización de acuerdo con las diferentes litofacies encontradas. En el Sistema Central (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982) se reconocen dos niveles de granitización con desarrollo de esquistos porfiroblásticos (niveles más superficiales) y migmatitas porfiroblásticas (niveles profundos). En la figura 4 se establece un esquema evolutivo del macizo de acuerdo con los criterios expuestos en este trabajo.

El proceso de granitización es coincidente con el dinamometamorfismo y el plutonismo. Las rocas plutónicas que constituyen el batolito central intruyen en una serie sedimentaria que está experimentando un metamorfismo regional cuyo gradiente es tanto más modificado cuanto más próxima es la influencia (temporal y espacial) de las rocas plutónicas. A su vez, el conjunto se está granitizando y transformando mientras tiene lugar el proceso deformativo, justificando la concordancia estructural y no litológica entre rocas metamórficas, graníticas y enclaves. El variable grado de fluidez y plasticidad de las rocas intrusivas (función de su composición y condiciones físicas), los caracteres de emplazamiento y el nivel de metamorfismo desarrollado (en cuanto que afectan a la pérdida lenta o rápida de energía y consecuentemente al enfriamiento y consolidación más o menos rápida), condicionan la generación abundante o escasa de

estructuras en las rocas plutónicas, que serán a su vez concordantes con las estructuras de los enclaves o macizos de rocas metamórficas (APARICIO et al., 1977). La existencia de una granitización sintectónica y sinmetamórfica justifica la «discordancia metamórfica» que existe entre las rocas migmatíticas y sus enclaves pizarrosos-esquistosos así como el salto térmico existente entre migmatitas porfiroblásticas y pizarras preordovícicas (sector Hiendelaencina) (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982). Dentro de este esquema, carece de valor cualquier significado estratigráfico que se quiera atribuir a las formaciones migmatíticas y porfiroblásticas, a las que sólo es posible asignar una edad Hercinica, en sentido amplio, en cuanto que los granitos que las producen son de edad hercinica y la roca-caja corresponde a materiales sedimentarios pelíticos (APARICIO et al., 1986).

En el aspecto estructural ya se indicó (Capítulo 7) la existencia de una sola fase deformativa con diferencia de estilos según los distintos niveles tectónicos, y que estos estilos tectónicos así como las variantes direccionales de pliegues y estructuras no corresponden a diferentes etapas de deformación, y que el grado de evolución tectónica de un punto o sector puede ser muy diferente para el mismo momento en la deformación o por el contrario muy similar, tanto en zonas alejadas como próximas. En este sentido APARICIO et al. (1977, 1979c), APARICIO y GALÁN (1978, 1980), APARICIO y GARCÍA CACHO (1982) reconocen en el sector central Hercinico una única fase deformativa progresiva, haciendo hincapié en el hecho del confusiónismo creado por la existencia teórica de varias fases deformativas* con argumentos basados en las diferentes direcciones de pliegues, diferentes estilos tectónicos, presencia de inclusiones, diferentes esquistosidades, etc.

Consideraciones respecto de la edad en que se desarrollan todos estos procesos permiten situarlos en un período comprendido entre los 310 y 270 m.a. que son las edades absolutas más frecuentemente calculadas, dentro del Hercinico Español, para el metamorfismo y el plutonismo. En el Sistema Central los escasos datos que se han publicado, dan para las rocas plutónicas desde 250 a 310 m.a. (MENDES et al., 1972; VIALETTE et al., 1981) y para los procesos metamórficos (BISCHOFF et al., 1973, 1978) entre 270 y 310 m.a. Estos hechos, vienen a confirmar la identidad temporal del conjunto metamórfico-plutónico-deformativo (APARICIO et al., 1977, 1979c; APARICIO y GALÁN, 1978, 1980; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982). Otro problema es la determinación de la edad de las series que han experimentado la granitización y cuyos restos todavía se encuentran entre las facies granitizadas. Consideraciones de tipo estratigráfico nos llevan a definir como Cámbricas (tanto en Somosierra-Guadarrama como en el sector de Hiendelaencina) a las rocas pizarrosas-esquistosas que se presentan en continuidad estructural y metamórfica por debajo de las cuarcitas armoricanas. El hecho de que las rocas porfiroblásticas presenten discordancias litológicas, aunque no estructurales, nos permiten afirmar que las rocas

* Con respecto a este problema resulta muy positiva la afirmación de GIL IBARGUEN et al. (1982) en el sentido de que «dos fases tectónicas pueden ser tanto dos acontecimientos muy separados en el tiempo, como dos muy próximos, o el resultado incluso de una deformación progresiva». En nuestra opinión donde se ponen dos fases se pueden poner tres fases o más y el argumento sigue siendo igualmente válido. El que se haya reconocido o al menos admitido esta posibilidad para el Hercinico Ibérico, constituye una alternativa para el «estricho marco de las facies tectónicas» que suponían un obstáculo en la apertura de nuevas vías de interpretación geológica del Hercinico, como las que se exponen en este y anteriores trabajos.

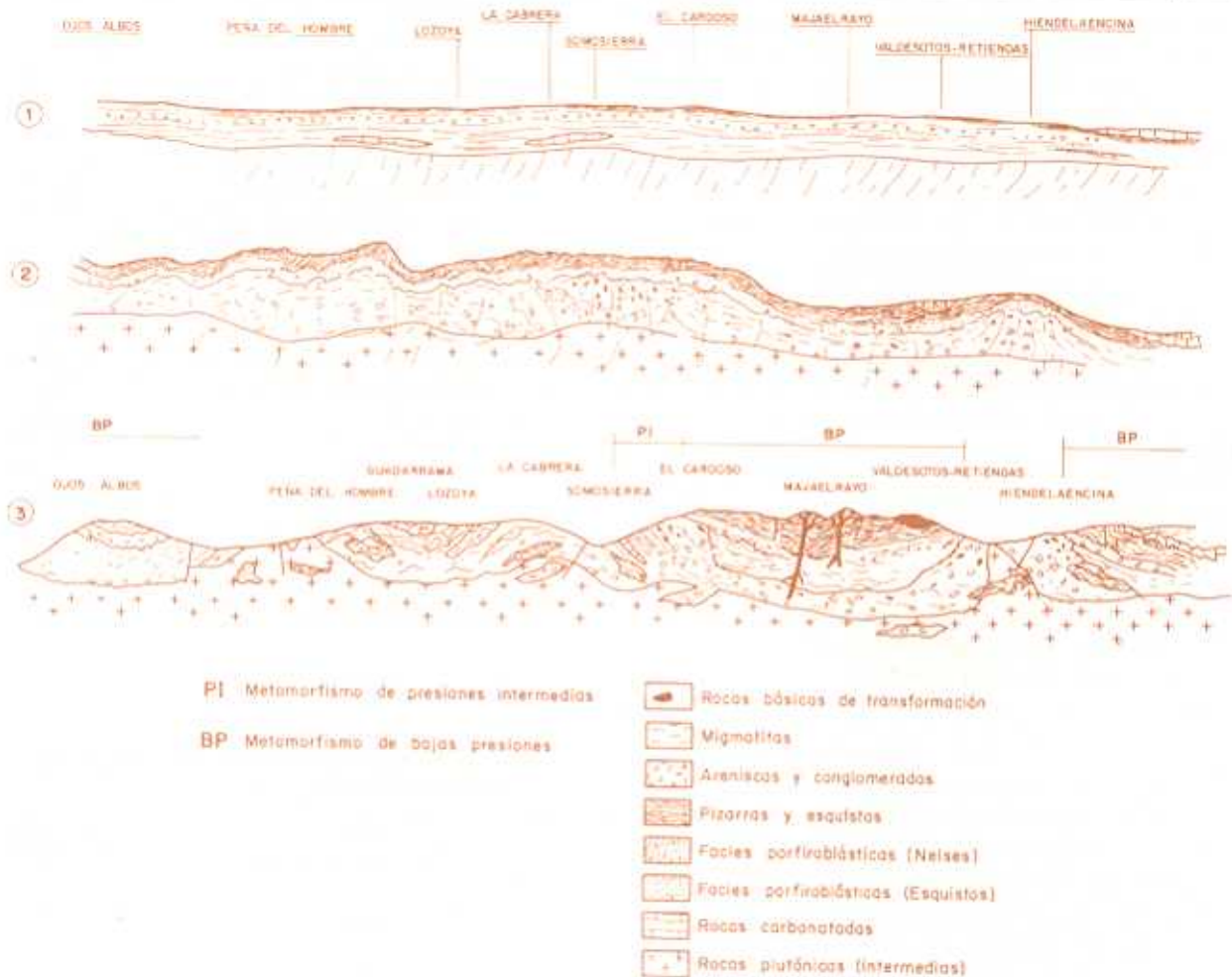


Figura 4

Esquema evolutivo del Sistema Central Español

Fase 1. Depósito de materiales pelíticos con intercalaciones de rocas carbonatadas y calcopelíticas. Durante el Cámbrico Superior-Ordovícico se depositan materiales detríticos, areniscas y conglomerados, seguidos de una secuencia bastante potente de pizarras con materia orgánica (Ordovícico-Silúrico) entre las que se intercalan algunos tramos de areniscas. En el sector oriental en el Devónico continúa la sedimentación con lutitas y carbonatos.

Fase 2. Corresponde a la fase Hercínica, durante la cual se origina la deformación de estos materiales, sincrónica en el tiempo con los procesos plutónicos y metamórficos. Dentro del metamorfismo el gradiente es variable, con tipos báricos de presiones intermedias (poco desarrollada) y otro de baja presión coincidentes en el tiempo. La entrada de magmas graníticos origina un proceso de granitización-migmatización de la roca caja con gradiente variable, generándose facies porfiroblásticas (augen) y la consecuente discordancia litológica. Algunos restos de roca caja quedan como enclaves en las facies porfiroblásticas, sobre todo aquellos materiales impermeables a la transformación (carbonatos y cuarcitas). Los

niveles de granitización más superficiales generan facies porfiroblásticas esquistosas (Cardoso, Hiedelaencina). Las rocas plutónicas sincinemáticas se orientan y adquieren estructuras concordantes con las de la roca caja en zonas de contacto o próximas a ellas, si bien la mayor parte de las masas graníticas a pesar de ser sincinemáticas no adquieren estructura. En pequeñas cuencas se inicia la sedimentación de depósitos detríticos Carboníferos.

Fase 3. Sigue una etapa de plegamiento en el Carbonífero superior que pliega las pequeñas cuencas paralicas seguida de una fase distensiva ya en el tránsito Carbonífero-Permiano con salida de rocas volcánicas de naturaleza andesítica. El levantamiento y erosión finales dejan al descubierto los materiales profundos en el área de Somosierra-Guadarrama y en el sector oriental el Ordovícico-Silúrico se mantiene en el sinclinal de MajaelRAYO mientras en la Sierra de Ojos Albos, sector occidental, se conserva parte del Cámbrico Inferior-Medio y Ordovícico. El metamórfico de Presiones Intermedias ocupa un área restringida en el sector de Somosierra, poniéndose en contacto gradual con las rocas porfiroblásticas. En otros sectores (Hiedelaencina) las facies porfiroblásticas contactan con rocas afectadas por metamorfismo de Baja Presión y de bajo grado.

que fueron granitizadas en este sector del Hercínico (no el proceso), corresponden al Cámbrico. Por similitud con las series cámbricas de Ojos Albos, Santa María la Real de Nieva y Toledo, es probable que se trate de series pertenecientes al Cámbrico Inferior y Medio fundamentalmente. A este respecto es interesante mencionar las determinaciones más recientes realizadas sobre facies augen (porfiroblásticas) y leuconeises (VIALETTE et al., 1986, 1987) que estos autores interpretan como metagranitos y dan edades que oscilan entre los 470 y 500 m.a. asignándolas a un periodo magmático Cámbrico-Ordovícico. Sin embargo, estas edades se asemejan a las que se vienen encontrando en otras áreas del Hercínico Ibérico sobre materiales metamórficos y representan, más que un evento magmático, la edad de los materiales del Paleozoico Inferior que han sufrido el proceso de granitización.

Más importancia tiene, sin embargo, el hecho de que algunos autores (VIALETTE et al., 1987), empiecen a reconsiderar las edades precámbricas que, con ausencia de datos objetivos, se asignaron y se siguen asignando a las formaciones porfiroblásticas (augen) del área Hercínica Ibérica (Véase por ejemplo CAPOTE et al., 1977b...etc.)

La existencia de materiales carboníferos plegados y discordantes sobre el Paleozoico Inferior pone de manifiesto otra fase deformativa de edad Post-Estefaniense B-Pérmico Inferior. Al mismo tiempo de la deformación, tuvo lugar una salida masiva de rocas andesíticas en la zona de Atienza, cuya edad, determinada por HERNANDO et al. (1980), es de 278 ± 12 m.a. ANCOCHEA et al. (1981) enlazan la salida de estas rocas con un periodo de colisión continente-continente que generaría rocas de esta composición a gran profundidad y en relación con la subducción de la placa descendente. Anteriormente HERNAN et al. (1981) establecieron la posibilidad de una relación genética de estas rocas con el magmatismo calcoalcalino hercínico.

APARICIO y GARCÍA CACHO (1984) establecen un origen más superficial para estas rocas en conexión con el proceso magmático-metamórfico hercínico y posterior salida de los mismos durante el proceso deformativo post-estefaniense.

La forma en que la fase tectónica post-Estefaniense B afecta al Paleozoico no ha sido todavía estudiada, pudiendo tener un carácter local, pero es evidente que puede servir como punto de unión y correlación con fases deformativas existentes en otras áreas hercínicas (Asturias y SO Peninsular) donde los sedimentos carboníferos se encuentran bien desarrollados. La edad Estefaniense y el carácter continental del Carbonífero del Sistema Central, discordante sobre el Paleozoico Inferior, permite establecer una relación con el Carbonífero continental asturiano bien datado, de edad Estefaniense B.-C. (WAGNER y ARTIEDA, 1970, WAGNER y MARTÍNEZ GARCÍA, 1974) que se presenta discordante sobre el Carbonífero Inferior de tipo marino. No obstante, este Carbonífero marino no parece que llegara a depositarse en el Sistema Central. Dado que las últimas capas depositadas concordantemente a la secuencia Paleozoico Inferior-Devónico, corresponden al Emsiense-Siegeniense (dentro de este sector del Sistema Central), se puede establecer que el metamorfismo, deformación y granitización debió ocurrir en un periodo de tiempo que, como mínimo, abarca desde el Post-Emsiense (370 m.a.) a Pre-Estefaniense (285 m.a.) como ya indicaron, al menos para la edad de la deformación, CAPOTE (1973) y FERNÁNDEZ CASALS (1974).

9. Apéndice

Dado que el Sistema Central constituye una parte importante del macizo hercínico español, la interpretación evolutiva del mismo aquí expresada se puede hacer extensible a los diferentes sectores de este macizo.

En la figura 5 y Cuadro I se plantea la división del macizo Ibérico en 5 zonas diferenciadas geológicamente por una serie de características estructurales, metamórficas, plutónicas y estratigráficas. Esta nueva subdivisión en zonas se hace necesaria en cuanto que las de LOTZE (1945) y JULIVERT et al. (1972) no tienen en cuenta los criterios petrogenéticos aquí utilizados para justificar las formaciones augen, ni las interpretaciones de los procesos metamórficos y plutónicos anteriormente expuestos.

En todas las áreas (excepción de la II) está presente el plutonismo masivo calcoalcalino de tipo intermedio-ácido que caracteriza el Hercínico Español, con la presencia de extensos afloramientos de rocas básicas de transformación en algunas de ellas (Zona V). Este plutonismo se considera sincinemático y sinmetamórfico. Estratigráficamente se apunta la ausencia de Precámbrico.

Zona I (Asturiana)

Existe un predominio de materiales de edad Carbonífera (Paleozoico Superior). Estructuralmente está definida por la megaforma sinclinal de la cuenca asturiana. El metamorfismo Hercínico es de bajo y muy bajo grado. Plutonismo, migmatización y granitización están muy reducidos.

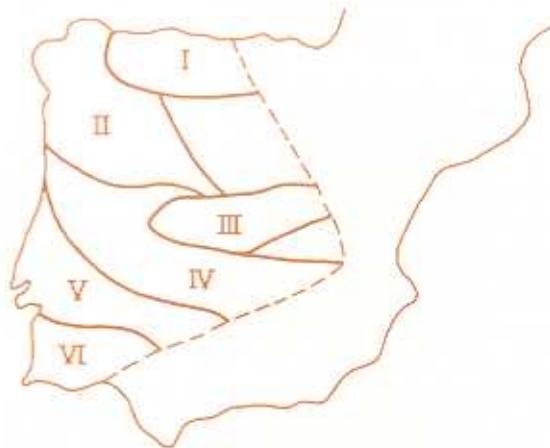


Figura 5

División del Hercínico Español según las zonas propuestas en este trabajo:

- | | |
|----------------------|--------------------------|
| I. Asturiana. | IV. Castellana-Manchega. |
| II. Gallego-Leonesa. | V. Extremeña-Andaluza. |
| III. Castellana. | VI. Sur Portuguesa. |

| | METAMORFISMO REGIONAL | | | | | | PLUTONISMO | | GRANITIZACION MIGMATIZACION | | ESTRATIGRAFIA | |
|----------------------------------|-----------------------|-------------|------|-----------------|-------------|------|------------------|----------------------------|-------------------------------------|----------------------------|---------------------|-----------------------------------|
| | PRESIONES INTERMEDIAS | | | BAJAS PRESIONES | | | ACIDO e INTERMED | BASICO (de transformación) | AUGEN | | PALEOZOICO INFERIOR | PALEOZOICO SUPERIOR (Carbonífero) |
| | Muy bajo | Inter-medio | Alto | Muy bajo | Inter-medio | Alto | | | Neises, Migmatitas porfiroblásticas | Esquistos porfiroblásticos | | |
| ZONA I Asturiano | — | — | — | X | — | — | — | — | — | — | — | X |
| ZONA II Gallego - Leonés | — | X | — | X | — | — | X | Escaso | X | X | X | — |
| ZONA III Castellano | — | X | — | X | — | — | X | Escaso | X | X | X | Escaso |
| ZONA IV Castellano - Manchego | — | — | — | X | — | — | X | — | — | — | X | — |
| ZONA V Extremeño - Andaluza | — | X | — | X | — | — | X | Abundante | X | X | X | X |
| ZONA VI Sur - Portuguesa | — | X | — | X | — | — | Subvolcánico | X | — | — | — | X |

CUADRO 1: Esquema evolutivo del Macizo Ibérico en relación con los procesos Hercínicos

Zona II (Gallego-Leonesa)

Existe un predominio de materiales del Cámbrico-Ordovícico (Paleozoico Inferior) fundamentalmente pelíticos. El metamorfismo Hercínico es de Presión Intermedia y Baja Presión (más extensos) y sincrónicos, con ausencia de alto grado. La secuencia plutónica calcoalcalina es de composición intermedia y ácida con rocas básicas de transformación muy escasas. Las estructuras dominantes son de dirección NO-SE con paso a NE en la unión con Zona I. Existe una zona profunda de granitización con generación de facies porfiroblásticas (Augen, Olla de Sapo, ...).

Zona III (Castellana)

Hay un predominio de rocas plutónicas. Las estructuras son de dirección N.-S. Las series, pertenecientes principalmente al Paleozoico Inferior, son de carácter pelítico-silíceo. El proceso plutónico es sinmetamórfico y sindeformativo de tipo calcoalcalino, estructurado en zonas. Es característica la ausencia casi total de rocas básicas. Granitización y migmatización intensa con generación de facies porfiroblásticas esquistosas y migmatíticas (Augen, ... etc.). Metamorfismo Hercínico de Muy Bajo Grado a Intermedio. Ausencia de alto grado. Gradientes variables de Baja Presión a Presión Intermedia ambos sincrónicos.

Zona IV (Castellano-Manchega)

Hay un predominio de Paleozoico Inferior (Cámbrico-Ordovícico) pelítico-carbonático. El metamorfismo es de bajo a muy bajo grado, de Baja Presión. Las estructuras son predominantemente de dirección E-W. El plutonismo es reducido y

de tipo ácido e intermedio. Hay ausencia de rocas básicas. Los granitos son sintectónicos y sinmetamórficos y los procesos de migmatización fuertes (Macizo de Toledo). Hay ausencia de facies porfiroblásticas (Augen).

Zona V (Extremeño-Andaluza)

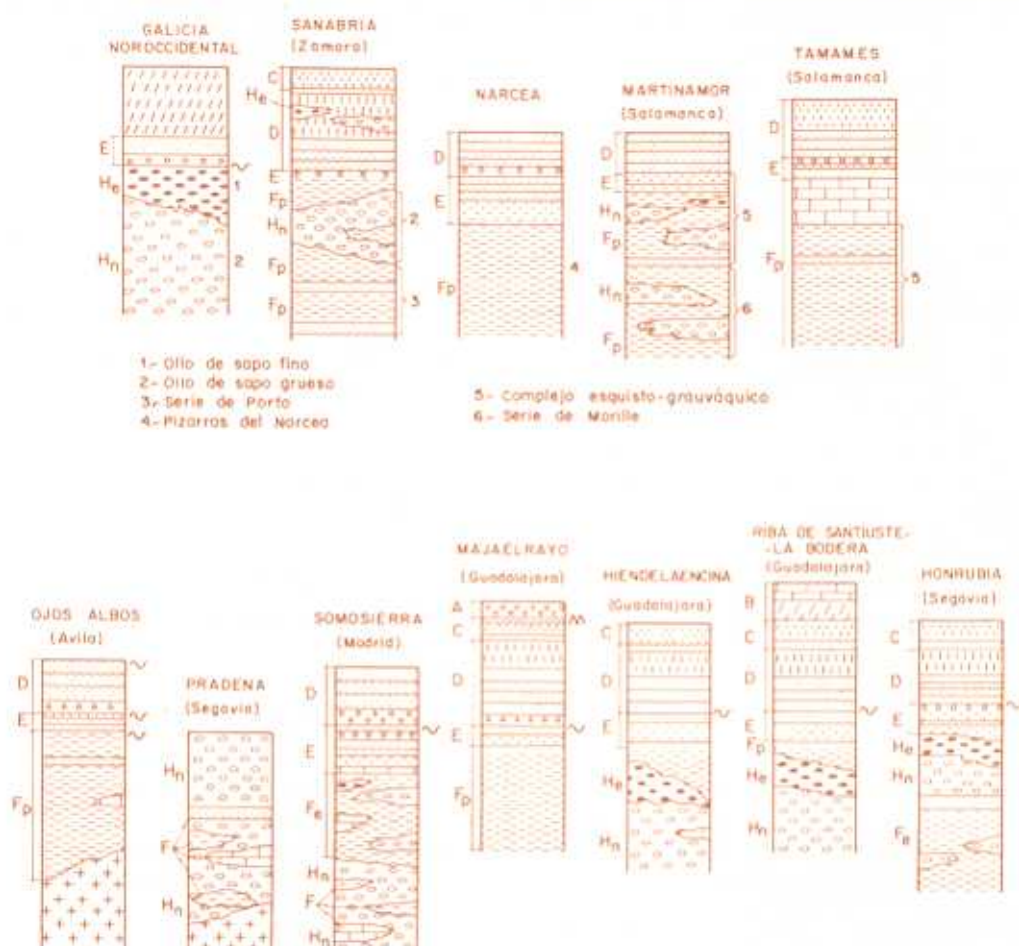
Está representado todo el Paleozoico con secuencias pelítico-arenosas y calcáreas. Las megaestructuras son de dirección NO-SE. El plutonismo pertenece a la serie calcoalcalina Hercínica de tipo sindeformativo y sinmetamórfico (a veces estructurado). La granitización es superficial, con generación de facies porfiroblásticas frecuentes de carácter esquistoso y neísico. Existen fenómenos de subvolcanismo. El metamorfismo Hercínico es de Presión Intermedia (localmente) y de Baja Presión, esta última de bajo a muy bajo grado. Existen abundantes secuencias de rocas básicas de transformación.

Zona VI (Sur Portuguesa)

Hay un predominio del Paleozoico Superior. El metamorfismo es de grado bajo a muy bajo. Las manifestaciones graníticas son muy superficiales y con generación de rocas subvolcánicas. El plutonismo está ausente (profundo).

...

Esta división en áreas del Macizo Hespérico se completa con una serie de cortes tipo para diferentes puntos del Sistema Central y otros puntos significativos del Hespérico Español (Fig. 6), en donde se han procurado eliminar los nombres locales de las series que tanto dificultan las correlacio-

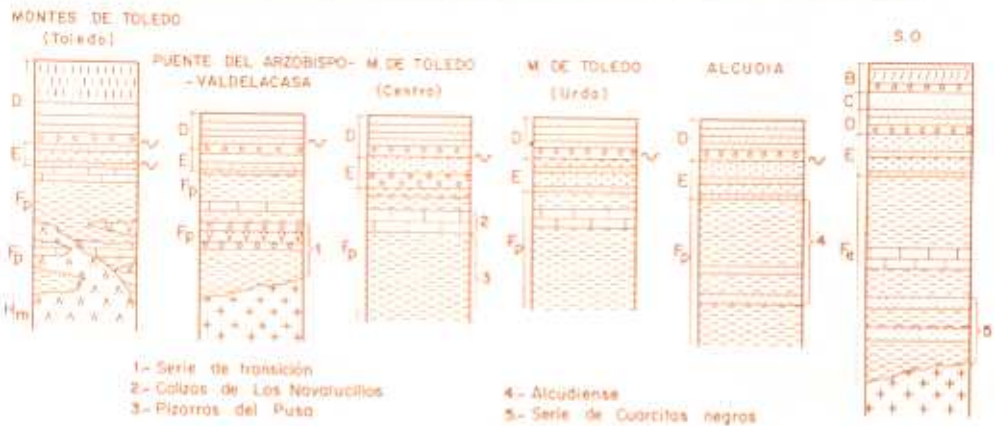


nes estratigráficas, manteniendo sólo aquellos más imprescindibles, principalmente en aquellos puntos en los que otros autores suponen tránsitos Cámbrico-Precámbrico. En la interpretación aquí ofrecida se distingue entre dos grupos de cortes; aquellos en los que aparecen formaciones augen (denominadas de muy diferentes maneras según los autores: porfiroides, neises glandulares, ollas de sopo..., etc., y que aquí hemos incluido con el nombre más lógico de esquistos, neises y migmatitas porfiroblásticas, haciendo referencia a su génesis) y aquellos otros cortes en áreas en las que están ausentes estas facies, siendo el Cámbrico pizarroso de ambiente epizonal la facies más significativa por debajo del Ordovícico, no observándose su terminación hacia muro o quedando cortada por las intrusiones plutónicas hercínicas. Entre ambos casos es posible establecer correlaciones si se tienen en cuenta los enclaves de rocas pizarrosas (más abundantes), carbonatadas y cuarcíticas, que se conservan en mayor o menor extensión y en mayor o menor grado de transformación, dentro de las facies porfiroblásticas, y que corresponden a la serie estratigráfica que ha experimentado la granitización-migmatización. Este nivel de granitización es muy variable en cuanto a las series estratigráficas que ha afectado; normalmente es el Cámbrico Inferior-Medio el más afectado dada su composición pelítica, ya que las cuarcitas del Ordovícico constituyen un buen límite superior a este proceso petrogenético, aunque ello no impide que en otras áreas del

Hespérico Español afecte al Ordovícico-Silúrico (Puebla de Sanabria) o bien al Devónico (Badajoz).

En aquellas áreas donde están ausentes las formaciones porfiroblásticas, la correlación se ha establecido en función de la homogeneidad de la serie Ordovícica y Cámbrica, pues todos los autores están de acuerdo en la situación de las cuarcitas del Arenig como nivel correlacionable a escala Ibérica. Los problemas surgen en las denominadas series anteordovícicas, que en nuestro caso hemos creído más correcto asignarlas al Cámbrico.

En casi todos los cortes (Fig. 6) se pone de manifiesto la existencia de una facies detrítica por debajo de las cuarcitas ordovícicas que varían desde simples conglomerados finos o areniscas gruesas a conglomerados de cantos gruesos que marcan una cicatriz (edad sárdica) de tipo erosivo. En algunos casos los niveles detríticos gruesos están ausentes y el paso Ordovícico-Cámbrico Superior es transicional, pasando a una serie que está constituida por alternancias de cuarcitas-pizarras silíceas en bancos pequeños y de escasa potencia. Esta serie la consideramos del Cámbrico Superior; por debajo de ella está siempre presente una serie monótona pizarrosa (Serie Verde), que según los puntos, puede incluir diferentes niveles calcáreo-margosos y calcopelíticos, con fósiles que permiten datarla, en parte, como Cámbrico Inferior ampliable a Cámbrico Medio. Esta serie puede estar más o menos desarrollada, así, mientras en algunos puntos



- M Discordancia angular
- ∩ Discordancia erosiva

- A Carbonífero
- B Devónico
- C Silúrico
- D Ordovícico
- E Cámbrico superior
- F Cámbrico interior-media (F_p pizarroso; F_e esquistoso)
- H Formaciones de edad hercínica [H_m migmatitas, H_n facies porfiroblásticas neisicas-migmatíticas (blastos de feldespato potásico), H_e facies porfiroblásticas esquistosas (blastos de cuarzo-plagioclaso)]

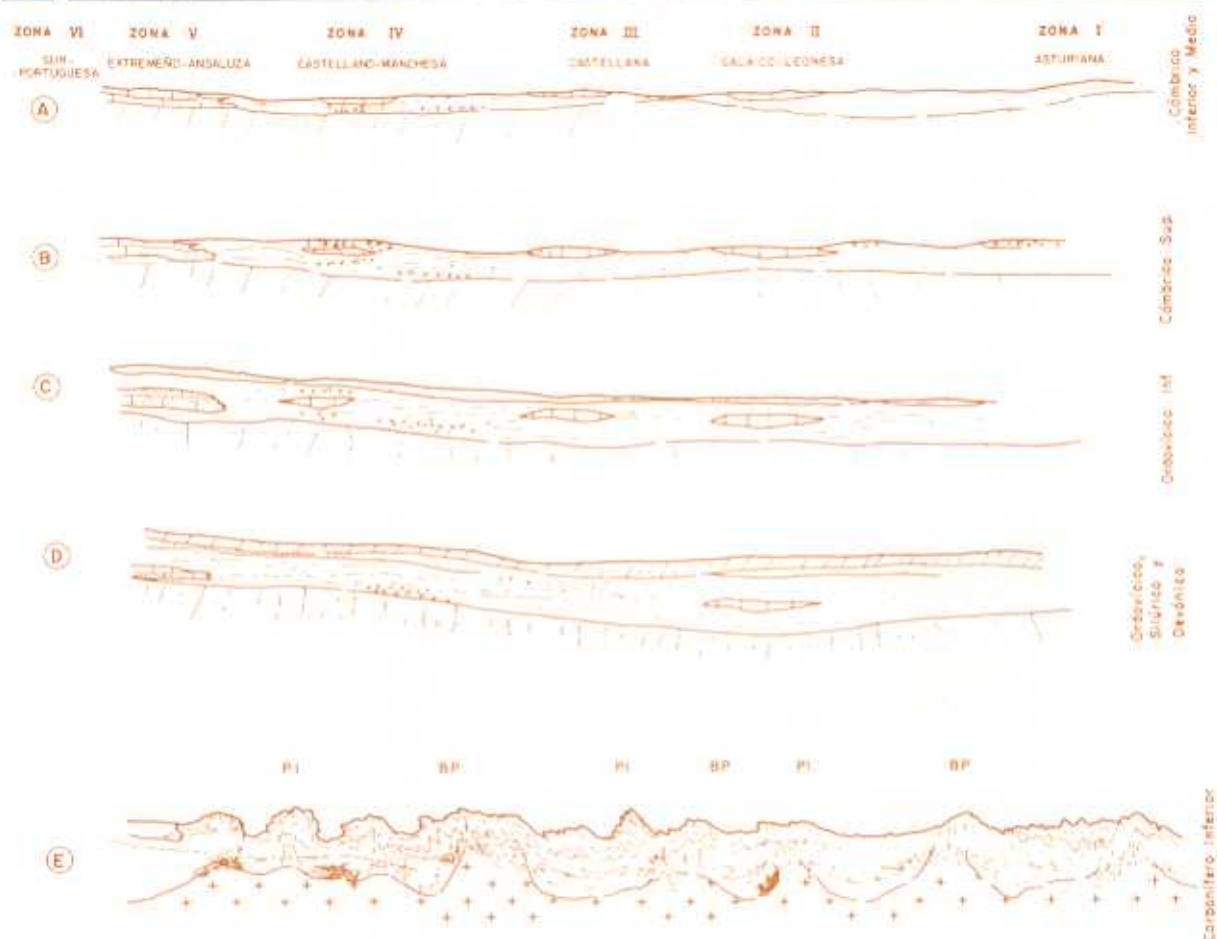
- Pizarras oscuras
- Lutitas
- Pizarras, Esquistos
- Pizarras ampolíticas
- Pizarras negras
- Pizarras silíceas
- Areniscas, Cuarcitas
- Conglomerados, Microconglomerados
- Rocas carbonadas (paranfilitas, rocas de silicatos cúbicos)
- Migmatitas
- Facies porfiroblásticas esquistosas
- Facies porfiroblásticas neisicas

estos niveles carbonatados se ponen en contacto con el Cámbrico Superior con un conglomerado (cicatriz erosiva), en otros casos es un tránsito entre las dos formaciones (Cámbrico Interior-Medio y Superior). Es frecuente que, a muro, la Serie Verde Cámbrica se vea interrumpida por la intrusión de rocas plutónicas Hercínicas, pero se encuentran también áreas en donde, en los tramos más bajos de esta serie, se observan intercalaciones de pizarras más oscuras ricas en materia orgánica, niveles de areniscas cuarcíticas y conglomerados, tramos a los que se les ha dado diferentes nombres (Cuarcitas Negras, Serie de Transición, Pizarras del Pusa, Pizarras del Narcea..., etc.) e incluidos dentro del Precámbrico más o menos moderno; hemos preferido seguir llamando Cámbrico a todas estas series ante la falta de datos precisos sobre el tema.

El problema estratigráfico se hace más complicado o está más claro (según los autores) cuando nos encontramos en áreas donde principalmente por debajo del Ordovícico afloran formaciones augen o por el contrario si, como ocurre en la mayoría de los casos, se complica su génesis para hacerlos provenir de facies clásticas o clástico-volcánicas o granitoides antiguos de edad Precámbrica principalmente, pues al tratarse de niveles sin significado estratigráfico se pueden cometer auténticos errores estratigráficos, lo que trae como consecuencia la dificultad, al intentar establecer correlaciones, hasta el punto que se ha llegado a considerar estas for-

Figura 6

Diferentes cortes tipo del área del Sistema Central y su correlación estratigráfica con otros cortes tipo de diferentes zonas del área Hercínica Ibérica. Para las áreas diferentes al Sistema Central, además de los propios datos de los autores se han tenido en cuenta los trabajos de CAPDEVILA (1969), GARCIA DE FIGUEROLA y MARTINEZ GARCIA (1972), PEREZ ESTAUN (1973), PEREZ ESTAUN y MARTINEZ (1978), MARTIN ESCORZA (1976, 1977b), SAN JOSE LANCHÁ et al. (1974), APARICIO YAGUE (1971), APARICIO, GIL CID (1972), MORENO (1974, 1975, 1977), VEGAS (1974), SANCHEZ CELA y GABALDON (1977).



maciones como un nivel Precámbrico que se continua desde Galicia por Sanabria y Honrubia hasta el Sistema Central.

El problema, como dijimos anteriormente, *está más claro*, si se analizan en detalle las correlaciones entre los frecuentes enclaves (poco granitizados y migmatizados) que quedan dentro de las formaciones porfiroblásticas (augen), con las series del Paleozoico Inferior de áreas donde éste está afectado por un metamorfismo de bajo grado y donde es reconocible fácilmente su litología original.

En la figura 6 se hace una correlación basándose en estas ideas. Como se puede observar las formaciones porfiroblásticas (augen) no aparecen correlacionadas, y si en cambio, los enclaves incluidos en ellas. Todo este tipo de consideraciones geológicas y de interpretaciones algo diferentes a las establecidas para el Macizo Ibérico, nos ha llevado a establecer el siguiente esquema evolutivo para el Hercínico Ibérico, similar al establecido para el Sistema Central.

En la figura 7 se han sintetizado las diferentes fases desde el Cámbrico hasta la actualidad con la división de zonas de la Península Ibérica establecidas en este trabajo.

Fase A

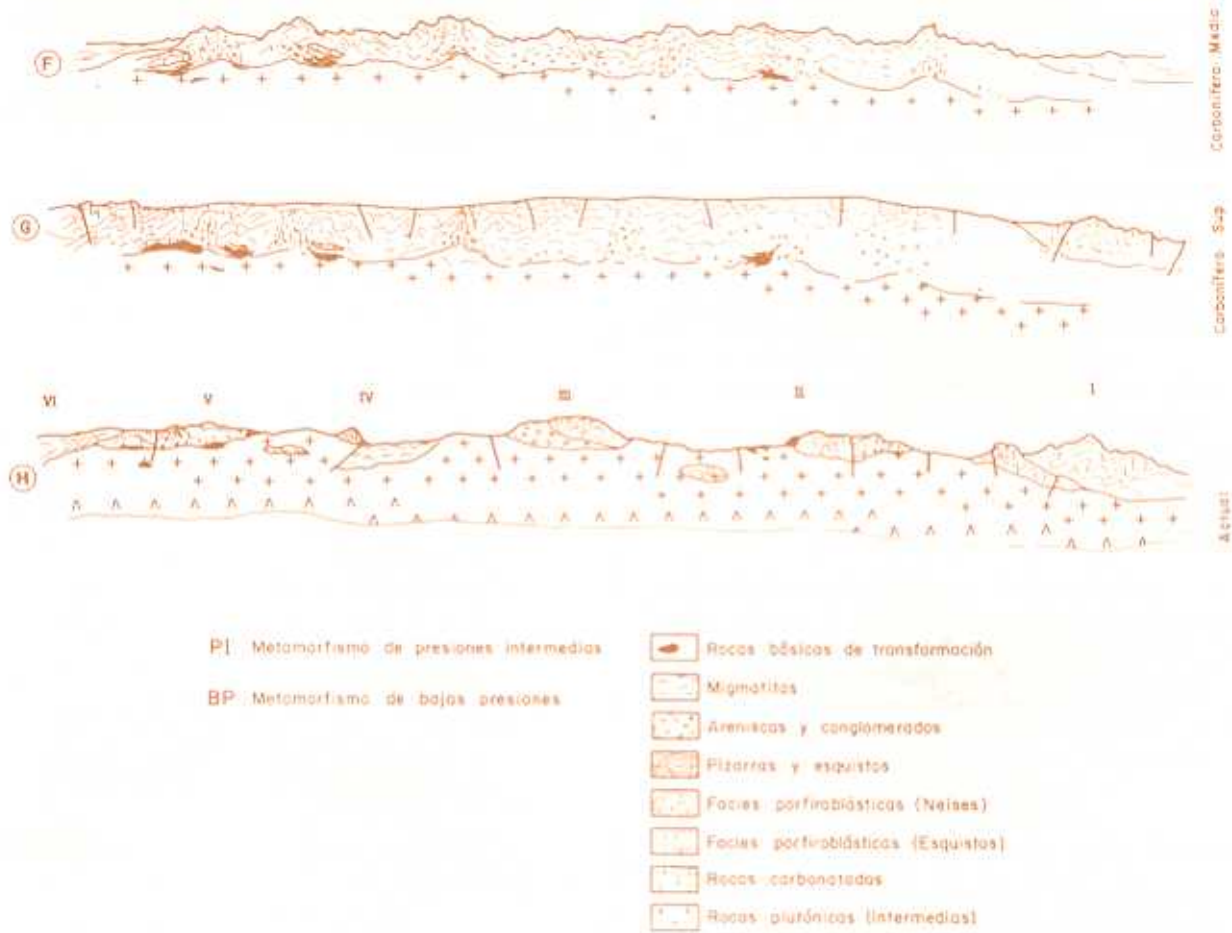
Durante el Cámbrico Inferior-Medio. Sedimentación de materiales pelíticos en zonas poco profundas y más restringidas de depósitos carbonáticos y calco-pelíticos, aunque en algunas áreas estos últimos son muy abundantes (Zona V). En la Zona IV se depositan algunos niveles de pelitas ricas en materia orgánica, areniscas y conglomerados en la base de la serie.

Fase B

En el Cámbrico Superior se depositan conglomerados y arenas. Los niveles conglomeráticos predominan en Zonas I y IV.

Fase C

Es una fase transgresiva con depósitos de cuarcitas y conglomerados del Arenig. Ocupan todo el área Ibérica con potencias muy variables, reducidas en la Zona III.



Fase D

La sedimentación continúa con depósitos pelíticos ricos en materia orgánica y posterior alternancia de arenas, conglomerados y pelitas durante el Ordovícico-Silúrico-Devónico.

Fase E

Esta fase se sitúa en el Carbonífero Inferior; comienza la Orogenia Hercinica con metamorfismo y plutonismo acompañantes. El predominio metamórfico corresponde al tipo regional de Baja Presión y Bajo Grado para el Paleozoico Inferior, que en zonas de contacto con rocas plutónicas está afectado por un metamorfismo térmico de contacto con facies corneánicas y mosqueadas.

El metamorfismo regional del tipo Presión Intermedia está más restringido y afecta principalmente al Cámbrico, pues a partir del Ordovícico se homogeneiza o transita al metamorfismo de Baja Presión. La entrada masiva de magmas graníticos (s.l.) hace coincidente el proceso de migmatización-granitización con el metamorfismo, generándose las facies porfiroblásticas, esquistos porfiroblásticos (augen de plagiocla-

Figura 7

Fases evolutivas del Macizo Ibérico (ver explicación en el texto).

sas y cuarzos) y migmatitas-neises porfiroblásticas (augen de feldespatos). Estas facies porfiroblásticas se encuentran en algunos puntos en relación y transición a un metamorfismo regional de grado intermedio, y en otras, directamente en contacto con facies pizarrosas de bajo grado e intercaladas en ellas.

Por otro lado, las rocas pelítico-carbonatadas en contacto con las rocas plutónicas van a generar facies de metamorfismo de contacto tipo skarn y rocas básicas de transformación muy extensas en aquellas zonas en las que abundan estos materiales (Zona V, extremeño-andaluza) y más reducidas o puntuales en aquellas otras en las que escasean. Así en la Zona III (Castellana) existen afloramientos en El Arenal y Cebreros (Avila). En Zona IV (Castellano-Manchega) se encuentran los afloramientos de La Bastida y Villanueva de Bogas (Toledo).

Fase F

En el Carbonífero Medio se inicia el proceso de relleno de cuencas cuyos materiales proceden ya de la destrucción de los materiales plegados. Algunas de estas cuencas, con dimensiones reducidas, darán lugar a depósitos exclusivamente detríticos. La mayor extensión del Carbonífero se produce en las Zona I, IV con secuencias estratigráficas bastante completas.

Fase G

Plegamiento de las cuencas carboníferas (discordancia orogénica) seguidas de fases distensivas y erosivas.

Fase H

Corresponde a la situación cortical actual. En ella se sitúa una gran plataforma granítica (s.l.) y Sierras-islas constituidas por materiales paleozoicos y rocas básicas de transformación «flotando» sobre las rocas plutónicas. La corteza presenta una homogeneidad cortical en todo el área Hercínica con espesores variables de 29-31 kilómetros (Grupo de Perfiles Sísmicos Profundos de España, 1963).

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento, a todos los compañeros del Instituto de Geología que de una u otra forma han hecho posible la realización de este trabajo, y en especial a todos los que han compartido los buenos y malos ratos de los trabajos de campo (J. L. Casaseca, A. Vitoria, V. Calleja, R. García, E. Molero..., etc.).

También de forma particular agradecemos la inestimable ayuda del Dr. F. Bellido y V. Santos tanto en las campañas de campo como durante la elaboración y discusión de los datos obtenidos.

Igualmente queremos resaltar el apoyo y colaboración en todo momento, por parte de J. Arroyo y J. L. Casaseca, en

sus respectivas especialidades, para la elaboración del trabajo.

Finalmente al Dr. V. Araña por la revisión crítica del manuscrito y por su constante apoyo como Director del Instituto de Geología del C.S.I.C.

Bibliografía

- ALVAREZ LOBATO, F. (1982). Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (Provincia de Segovia). I Reunión Geol. Cuenca del Duero, Salamanca. *I.G.M.E.*, 1: 87-105.
- ALVARO, M.; BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; FUSTER, J. M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981). Excursión sobre el metamorfismo y estructura de las series preordovicicas del Sistema Central y plutonismo asociado. *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 53-104.
- ANCOCHEA, E.; PERNI, A. y HERNAN, F. (1980). Caracterización geoquímica del volcanismo del área de Atienza (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geol.*, 36: 327-338.
- ANCOCHEA, E.; HERNAN, F. y VEGAS, R. (1981). Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (Provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 421-430.
- APARICIO, A. (1971). Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. *Estudios Geol.*, 27: 361-414.
- APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 26: 297-315.
- APARICIO, A. y GIL CID, D. (1972). Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de Los Montes-Isla de Toledo. *Estudios Geol.*, 28: 105-109.
- APARICIO, A.; CASQUET, C. y BARRERA, J. L. (1973). Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Paular (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 24: 479-487.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAO, J. M. (1975a). Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 88: 145 pp.
- APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975b). Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, 85: 416-427.
- APARICIO, A. y BELLIDO, F. (1976). Geochemical features of the metamorphism in the Sistema Central (Spain). *Chem. Geology*, 17: 281-293.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L. y SANTOS, V. (1977). Los granitos hercínicos sincinemáticos de la Sierra del Valle (sector oriental de Gredos, Sistema Central Español), y sus relaciones con las series graníticas posttectónicas. *Estudios Geol.*, 33: 575-580.
- APARICIO, A. y BELLIDO, F. (1978). Cambios texturales, mineralógicos y geoquímicos en rocas graníticas milonitizadas. *Bol. Geol. Min.*, 89: 607-612.
- APARICIO, A. y GALÁN, E. (1978). El metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Herpénico (Sistema Central, Toledo). *Bol. Geol. Min. España*, 89: 475-486.
- APARICIO, A.; BRANDLE, J. L. y BELLIDO, F. (1979a). Chemical evolution in an old crustal area (Sistema Central Español). *Physics and Chemistry of the Earth*, 11: 505-517.
- APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L. y LÓPEZ RUIZ, J. (1979b). Influencia del grado de metamorfismo y de la migmatización en la composición química de las moscovitas del área metamórfica de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. *Anales Soc. Geol. Belgique*, 102: 451-463.
- APARICIO, A.; BRANDLE, J. L. y SEMPERE, J. (1979c). Estudio comparativo de las inclusiones de cuarzo en cristales «precinemáticos». *Bol. Geol. Min.*, 90: 45-59.
- APARICIO, A. y GALÁN, E. (1980). Las características del metamorfismo Hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geol.*, 36: 75-84.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; GARCÍA CACHO, L. y LÓPEZ RUIZ, J. (1980). Evolución química de las biotitas y moscovitas de las rocas graníticas de las Sierras de Guadarrama y Gredos (Sistema Central) durante los procesos de diferenciación magmática. *Estudios Geol.*, 36: 307-317.
- APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1982). Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, 93: 426-435.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). Caracterización de los granitoides Hercínicos del Sector centro-oriental del Sistema Central Español. *Estudios Geol.*, 39: 271-306.
- APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1983). Relaciones entre el quimismo mineral y la intensidad del metamorfismo experimentado por los niveles calcáreos preordovicicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Bol. Geol. Min.*, 94: 354-368.
- APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1984). Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (Prov. de Guadalajara). *Bol. Geol. Min.*, 95: 80-89.
- APARICIO, A. y SANTOS, V. (1984). Quimismo mineral del afloramiento de rocas anfibolíticas de El Arenal (Prov. de Avila). *Bol. Geol. Min.*, 95: 598-609.

- APARICIO, A.; BORCHEVSKI, Y. A.; BORISOVA, S. L.; NOVITSKY, I.; GARCÍA CACHO, L. (1986). Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el ambiente plutónico-metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama). *Bol. Geol. Min.*, 97: 672-681.
- ARCHE, A.; CAMARA, P. y DURANTEZ, O. (1977). Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey-Sierra de La Bodega (Sistema Central de España). *Bol. Geol. Min.*, 88: 501-507.
- ARENAS, R.; CASQUET, C. y PEINADO, M. (1980). El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 1: 117-146.
- ARENAS, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y PEINADO, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3: 123-162.
- BABIN, R. B. (1971). Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón. *Bol. R. S. Esp. Hist. Nat.*, 69: 5-28.
- BARD, J. P.; CAPDEVILLA, R. y MATTE, Ph. (1970). Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierra de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale). *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 270: 2630-2633.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1971). Sobre el tipo del metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama Oriental (Sistema Central Español). *Acta Geol. Hispanica*, 6: 46-48.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F. y PEINADO, M. (1981). Variaciones mineralógicas y químicas de enclaves microgranulares de los granitoides tardihercínicos del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 235-253.
- BELLIDO, F. (1979). *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid, 331 pp.
- BELLIDO, F. (1980). Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 36: 85-92.
- BELLIDO, F. y BARRERA, J. L. (1979). Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 35: 279-284.
- BELLIDO, 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. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 15-62.
- BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCÍA CACHO, L. y MARTÍNEZ RIPOLL, M. (1983). Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el plutón de La Cabrera. *Bol. Geol. Min.*, 94: 530-537.
- BISCHOFF, L. (1972). Das variszische orogen des kastilischen hauptscheidegebirges (Zentralspanien). *Zbl. Geol. Paläont.*, 1, 9-10: 404-442.
- BISCHOFF, L. (1974). Ein neues silur-vorkommen bei Serracin in der östlichen Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 147: 218-235.
- BISCHOFF, L.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K.; WALTER, R. (1973). Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *Forsch. Geol. Paläont. Munster*, 28: 1-27.
- BISCHOFF, L.; LENZ, H.; MÜLLER, P.; SCHMIDT, K. (1978). Geochemische und geochronologische untersuchungen an Metavulkaniten und orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 155: 275-299.
- BISCHOFF, L.; GURSKY, H. J.; WILLNER, A. P. (1980). Total sedimentation in the transgressive cycle of the Lower Ordovician in the Eastern Sierra de Guadarrama. *Estudios Geol.*, 36: 221-229.
- BRANDEBOURGER, E.; CASQUET, C.; DEBON, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; ISNARD, P.; LE FORT, P.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; STUSSI, J. M.; VILLASECA, C. (1983). Nota previa sobre la petrología y geoquímica de los granitoides de la Sierra de Guadarrama (España). *Studia Geológica Salmanticensis*, 18: 251-264.
- CALDERÓN, S. (1874). *Reseña geológica de la provincia de Guadalajara*. Imprenta Aribau, 97 pp.
- CAMPOS, M. (1974). *Estudio estadístico del stock granítico de La Peña del Hombre* (Sistema Central Español). Tesina de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense Madrid.
- CAPDEVILA, R. (1969). *Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale* (NW de l'Espagne). Tesis. Univ. Montpellier, 430 pp.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G.; FLOOR, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bull. Soc. Geol. France*, 15: 209-228.
- CAPOTE, R. (1973). Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la Provincia de Avila. *Bol. Geol. Min.*, 84: 426-437.
- CAPOTE, R. (1983a). La estructura de la extensión SE de la zona Centroibérica en el Sistema Central. *Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España*, 467-476.
- CAPOTE, R. (1983b). El Precámbrico de la zona centro-ibérica y su borde oriental. Formaciones porfiríoides. *Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España*, 84-90.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968). El Paleozoico de los alrededores de Avila. *Estudios Geol.*, 24: 181-191.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1971). Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (Provincia de Avila). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69: 175-185.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, 86: 581-596.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977a). El límite entre las zonas astur occidental leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 88: 517-520.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977b). The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.*, 33: 343-355.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981a). La tectónica Hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 455-469.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y GONZÁLEZ LODEIRO, J. M. (1981b). Tectónica y metamorfismo del Macizo Hercínico de Honrubia. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 444-454.
- CAPOTE, R.; PEREJÓN, A.; VILAS, L. (1981c). Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de La Alameda (Provincia de Madrid) Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 625-632.

- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1982). Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *Rev. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 76: 314-331.
- CARANDELL, J. (1914). Las calizas cristalinas del Guadarrama. *Trabajo Museo Nac. Ciencias Nat.*, 8: 70 pp.
- CARLS, p. (1969). Die Conodonten des tieferen Unter-Devons des Guadarrama (Mittle Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung. *Senck. Leth*, 50: 303-355.
- CASARES, R.; LÓPEZ DE AZCONA, J. y LEAL LUNA, J. (1942). Aplicación del método del plomo a la determinación en años de la edad de minerales de Madrid y Córdoba. *Revista de Geofísica*, 1: 113-121.
- CASQUET, C. (1975). Metamorfismo plurifacial Hercínico-Intermedio de Baja Presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 31: 217-239.
- CASQUET, C. (1986). C.-O.-H.-N. fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: The Berzosa fault, Spanish Central System. *Journal of metamorphic Geology* 4, 117-130.
- CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981). Las anfibolitas de la región de Buitrago de Lozoya (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 121-134.
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1981). Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Valle del Lozoya (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 135-150.
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1984). El Skarn de W-Sn del Cerro del Diablo (Sistema Central Español). *Bol. Geol. Min.*, 95: 58-79.
- DE LA CONCHA, S. (1958). Explicación de la Hoja 485 (Valdepeñas de la Sierra). 1:500.000. *I.G.M.E.*, 87 pp.
- DE LA NUEZ, J.; UBANELL, A. G. y VILLASECA, C. (1982). Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de La Paramera de Avila (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeoloxico Laxe*, 3: 53-74.
- DE LA PEÑA, J. A. y MARFIL, R. (1975). Estudio petrológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica: Zona de Torre La Hita/N.E. de Molina de Aragón. *Guadalajara. Estudios Geol.*, 31: 513-530.
- DE VICENTE MUÑOZ, G. y UBANELL, A. G. (1983). Cinemática de la deformación producida por la falla tardihercínica de Almiruete. Sierra del Robledal. *Guadalajara (Sistema Central Español). Studia Geol. Salmanticensis*, 18: 125-138.
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983). Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Studia Geol. Salmanticensis*, 18: 27-38.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850). Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la península. *Men. R. Acad. Ciencias*, 1: 35-65.
- FEBREL, T. (1957). Diagramas estructurales del cuarzo y micas de las rocas metamórficas de la parte oriental de la Hoja de Buitrago de Lozoya. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 48: 57-90.
- FEBREL, T.; FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F. (1958). Explicación de la Hoja 484 (Buitrago de Lozoya) 1:50.000. *I.G.M.E.*, 103 pp.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974). Significado geotectónico de la formación gneiss de La Morcuera. *Studia Geológica*, 7: 87-106.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1979). Las deformaciones hercínicas en Somosierra-Guadarrama (Sistema Central). *Estudios Geol.*, 35: 169-191.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. y CAPOTE, R. (1970). La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya. *Bol. Geol. Min.*, 81: 562-568.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1901). Observaciones sobre el terreno arcaico de la Provincia de Guadalajara. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29: 95-123.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1915). Monografía geológica del Valle del Lozoya. *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat.*, 12: 100 pp.
- FUSTER, J. M. (1951). Rocas de España Central III: Granitos y Lamprófidos del puerto de Navacerrada (Segovia). *Estudios Geol.*, 14: 431-441.
- FUSTER, J. M. (1955). Transformaciones metasomáticas de los diques diabásicos y lamprofídicos de la Sierra de Guadarrama. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 53: 99-128.
- FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1951). Rocas de España Central. Pegmatitas y perfitas de Piedralaves (Avila). *Estudios Geol.*, 13: 7-27.
- FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1953). Rocas de España Central IV: Pórfidos y lamprófidos magmáticos de La Granja (Segovia). *Estudios Geol.*, 18: 193-224.
- FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F. (1954a). Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 35: 43-70.
- FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F. (1954b). Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama). *Notas y Com.*, 36: 49-77.
- FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F. (1955). Geología del Valle Superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama). *Not. y Com.*, 39: 51-82.
- FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1956). Significado genético de las inclusiones del gneis en el granito de la Sierra de Guadarrama (España Central). *XX Congreso Geológico Internacional*, Sección 8.
- FUSTER, J. M. y FEBREL, R. (1959). Explicación de la Hoja 509 (Torrelaguna) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*, 102 pp.
- FUSTER, J. M. y MORA, A. (1970). El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 26: 317-321.
- FUSTER, J. M. y GARCÍA CACHO, L. (1970). Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 26: 327-329.
- FUSTER, J. M. y GARCÍA CACHO, L. (1971). Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama Oriental (Sistema Central Español). *Acta Geol. Hispánica*, 5: 123-130.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, 85: 595-600.
- FUSTER, J. M. y VILLASECA, C. (1979). Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama. *Estudios Geol.*, 35: 285-290.
- FUSTER, J. M. y RUBIO, J. I. (1980). El afloramiento granodiorítico tonalítico de Ventosilla (Guadarrama Central). *Bol. Geol. Min.*, 91: 494-502.
- FUSTER, J. M. y VILLASECA, C. (1981). Rocas orbiculares en la zona centro septentrional de la Sierra de Guadarrama. *Bol. Geol. Min.*, 92: 43-48.

- FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M. y VILLASECA, C. (1981). Dioritas precoces en las series metamórficas de El Macizo de El Callo (Guadarrama Central). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 173-181.
- FUSTER, J. M. y HUERTAS, M. J. (1984). El macizo peraluminico de Cabeza Mediana (Sierra de Guadarrama). *I Congreso Español Geología*, 2: 109-130.
- GARCÍA CACHO, L. (1973). *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Facultad Ciencias. Univ. Complutense Madrid, 318 pp.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1959). Sobre los diques ácidos del oeste de la Sierra del Guadarrama (España). *Congr. Geol. Intern. México*, 1958. Section, XI, A. 53-63.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1960). Los granitos del centro-oeste de España. *Int. Geol. Congr. XXI*. Copenhagen Part. 14: 131-137.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geol.*, 3: 33-41.
- GIL IBARGUCHI, I.; JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F. J. (1983). La evolución de la Cordillera Hercínica en el tiempo. *Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España, I.G.M.E.*, T.1 607-612.
- GONZÁLEZ DE TANAGO, J. y BELLIDO, F. (1981). Estudio de los granitoides de dos micas de los Remedios y las pegmatitas asociadas, Macizo de San Pedro (Madrid). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 295-308.
- GONZÁLEZ DE TANAGO, J. (1985). Las pegmatitas graníticas de San Pedro Sistema Central Español. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8: 207-217.
- GONZÁLEZ DE TANAGO, J.; BELLIDO, F. y GARCÍA CACHO, L. (1968). Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español). *Bol. Geol. Min.*, 97: 103-121.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981a). La estructura del anticlinorio del Ojo de Sapo en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 535-546.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981b). Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 2: 125-134.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. y BASCONES ALVIRA, L. (1981). Mapa Geológico de España 460 (Hiendelaencina). *Inst. Geol. Min. Esp.*, 47 pp.
- GRUPO DE PERFILES SISMICOS PROFUNDOS DE ESPAÑA (1983). Perfiles sísmicos profundos en España 1981. *Bol. Geol. Min.*, 94: 339-347.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I. y PRIETO NOGUEIRA, M. (1984). Nuevos hallazgos de fósiles en las pizarras preordovícicas de la vertiente meridional de Somosierra (Sistema Central). *I Cong. Esp. Geología*, 3: 127-138.
- HAMMAN, W. (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium Spanien; ehre biostratigraphie Okologie und Systematik. *Abh. senckenberg Natur. Ges.*, 542, 1-177.
- HAMMAN, W.; SCHEMIDT, K. (1972). Eine Llandeilo fauna aus der ostlichen Sierra de Guadarrama. *N. y B. Geol. Paläont. Mn.*, 5: 294-299.
- HEIM, R. C. (1952). Metamorphism in the Sierra de Guadarrama. *Min. Geol. Inst. Rikks. Univ. Utrecht, Holland*, 66 pp.
- HERNAN, F.; PERNI, A. y ANCOCHEA, E. (1981). El Vulcanismo del área de Atienza. Estudio Petrológico. *Estudios Geol.*, 37: 13-26.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923). Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. *Asoc. Esp. Prog. Ciencias, Salamanca*, 2: 119-134.
- HERNANDO, S. (1973). El Pérmico de la región Atienza-Somolinos (Provincia de Guadalajara). *Bol. Geol. Min.*, 84: 225-231.
- HERNANDO, S. (1977). Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Prov. de Segovia, Soria y Guadalajara). *Semin. Estratigrafía. Serie Monográfica II*, 408 pp.
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J. J.; THUIZART, R.; MONTIGNY, R. (1980). Age des andesites et des interstratigraphies de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologie et paléomagnétique. *Sc. Geol. Bull.*, 32: 119-128.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A.; NABAIS CONDE, L. E. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1:1.000.000. Memoria explicativa 1-113 (1974). *Inst. Geol. Min. Esp.*, 113 pp.
- KILMURRAY, J. (1978). Distena relicta en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. *Estudios Geol.*, 34: 359-365.
- LEGUEY, S.; CASAS, J.; MEDINA, A.; HOYOS, M. A. (1976). Estudio mineralógico de las calizas cristalinas del Puerto de Somosierra (Provincia de Segovia). *Bol. Geol. Min.*, 87: 528-537.
- LÓPEZ RUIZ, J. y GARCÍA CACHO, L. (1974). The garnets of the Eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain. *Chem. Geol.*, 13: 269-283.
- LÓPEZ RUIZ, J. y GARCÍA CACHO, L. (1975). Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de La Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, 86: 614-618.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975). El Metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Mem. I.G.M.E.*, 86: 127 pp.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1976). Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema Central Spain. *Chem. Geol.*, 21: 113-129.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1980). Chemical variations of muscovites from the Sierra de Guadarrama metamorphic area, Sistema Central (Spain). *Geol. Rundschau*, 69: 94-106.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math., phys.*, 14.2.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der iberischen Meseta. *Geotek. Forsch.*, 6: 78-92.
- MARCAYA MIGUEL, J. (1983). Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del Sur de Segovia. *Studia Geol. Salmanticensis*, 18: 93-106.
- MACPHERSON, J. (1879). Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 6: 5-26.
- MACPHERSON, J. (1883). Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12: 341-378.
- MACPHERSON, J. (1884). Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13: 365-418.
- MACPHERSON, J. (1901). Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30: 123-165.

- MARTÍN DONAYRE, F. (1879). Descripción física y geológica de la provincia de Avila. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 297 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971). Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Avila-Toledo). *B. Real. Soc. Hist. Nat.*, 69: 305-329.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). Las «capas de transición» Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (¿Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas. *Estudios Geol.*, 32: 591-613.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977a). Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona Robledo de Chavela (Sistema Central). *Bol. Geol. Min.*, 88: 471-493.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977b). Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior. El límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas. *Estudios Geol.*, 33: 57-80.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1978). Estructura y deformación de los enclaves microgranulares negros (gabarras) del alto de Los Leones, Guadarrama. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 76: 57-87.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1979). Las estructuras tardías (diques y joints) del macizo adamellítico de Alpedrete-Coillado Mediano (Madrid, Sierra de Guadarrama). *Acta Geol. Hispanica*, 14: 149-153.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1981). Un proceso de milonitización con extensión cortical en el macizo metamórfico de El Escorial (Cordillera Central). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 577-590.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1983). Un programa para la estimación de la deformación tectónica. Aplicación a «Manchas» discordiales metamórficas de Hontanares (Sistema Central Español). *Studia Geol. Salmanticensis*, 18: 107-124.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1984). Estructura de los grandes cristales feldespáticos en los gneises de Hiendelaencina (E. Sistema Central). I. *Congr. Español de Geología* 3: 61-73.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971). Esquema geológico del Noroeste de la provincia de Zamora. *Acta del Primer Congreso Hisp.-Amer. Geol. Econ. Sección I*, 1: 273-286.
- MELÉNDEZ, B. (1942). Los terrenos del Cámbrico de la Península Hispánica. *Trabajos Inst. Ciencias Nat. José Acosta*, CSIC, 83 pp.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ, S. (1972). L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Spagnol). *Rev. Fac. Ciencias Lisboa*, 17: 345-365.
- MORENO, F. (1974). Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.*, 85: 396-400.
- MORENO, F. (1975). Olistostromas, fangoconglomerados y «slumpfolds». Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, 31: 249-260.
- MORENO, F. (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinorio de Valdelacasa y el Valle de Alcudía. Ausencia de Cámbrico. *Studia Geol.*, 12: 123-136.
- NAVIDAD, M. (1975). Caracterización petrológica de los neises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental). *Estudios Geol.*, 31: 343-350.
- NAVIDAD, M. (1978). Las series glandulares «Ollos de Sapo» de los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios Geol.*, 34: 511-528.
- NAVIDAD, M. (1979). Las series glandulares del Sector Central del Macizo Ibérico. *Estudios Geol.*, 35: 31-48.
- NAVIDAD, M. y LÓPEZ RAMOS, C. (1981). Los ortoneises del sector metamórfico El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central). *Estudios Geol.*, 37: 97-108.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977). Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español). *Studia Geol.*, 12: 137-159.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1981). Ortogneises y metasedimentos de la formación infrabasal al Olló de Sapo (Macizo de Hiendelaencina, Guadarrama Oriental). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 183-200.
- PEINADO, M. (1970). Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 26: 323-326.
- PEINADO, M. y ALVARO, M. (1981). Magmatismo pre e intrahercínico en el sector de El Escorial (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 201-218.
- PÉREZ COSSIO, L. (1920). El terreno carbonífero de Tamajón, Retiendas, Valdesotos en la Provincia de Guadalajara. *Bol. Inst. Geol. Min.*, 1 (3.ª Serie): 312-384.
- PÉREZ ESTAUN, A. (1973). Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW de España). *Breviora Geol. Asturica*, 17: 5-16.
- PÉREZ ESTAUN, S. y MARTÍNEZ, F. J. (1978). El Precámbrico del antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas del Narcea (NW de España). *Traba. de Geología*, Univ. Oviedo, 10: 367-375.
- PRADO, C. (1853). Mapa Geológico en bosquejo de la provincia de Madrid. En: *Memoria de los trabajos verificados en el año 1852 de la Comisión encargada de formar el Mapa Geológico de la provincia de Madrid y el General del Reino*. F. de Luján. Madrid.
- PRADO, C. (1864). Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Junta General Estadística*, 219 pp.
- RAMOS, A.; SOPENA, A. (1976). Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Palmaces de Jadraque (Guadalajara). *Estudios Geol.*, 32: 61-76.
- RUBIO, J. I. y VILLASECA, C. (1981). Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante (Guadarrama Central). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 2: 99-122.
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILLAS, J. y HERRANZ, P. (1974). Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.*, 85: 21-31.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1954). La adularia del Alberche. *Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 3: 75-81.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1955). Estudio de la Adularia del Río Alberche (Navas del Rey, Madrid). *Estudios Geol.*, 25: 7-17.
- SAN MIGUEL, M. y ASENSIO, I. (1955). Nota sobre el granate de La Cabrera. *Estudios Geol.*, 25: 57-61.
- SAN MIGUEL, M.; FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F. (1956). Explicación de la Hoja 533 (San Lorenzo de El Escorial) 1:50.000. I.G.M.E., 101 pp.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. y SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1957). Fenómenos de deformación metamórfica en el gra-

- nito de La Cabrera (Madrid). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 46: 5-40.
- SAN MIGUEL, M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y DE PEDRO, F. (1960). Explicación de la Hoja 532 (Navas del Marqués) 1:50.000. *Inst. Geol. Min. España*, 87 pp.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1962). *Afloramiento granítico de Segovia*. Tesina de Licenciatura. Facultad Ciencias Geológicas. Univ. Complutense Madrid.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1978). Consideraciones petrogenéticas sobre diversas rocas cuarzo-feldespáticas en el área de Zalamea de La Serena (Badajoz) y su relación con rocas análogas del SO. de España. *Bol. Geol. Min.*, 89: 596-606.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO, A. (1972). Nuevas consideraciones petrogenéticas sobre las rocas gneissicas y porfiróides localizadas en la alineación estructural Almendralejo-Azuaga. *Bol. Inst. Geol. Min.*, 83: 407-419.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO, A. (1975). Sobre las rocas porfiróides de la banda Almendralejo-Azuaga (SO de España). *Bol. Geol. Min.*, 86: 193-195.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO, A. (1982). Feldspathic-quartz rocks, of sedimentary, metamorphic and igneous facies in relation to granitization-transformation processes in the Hercynian massif of Spain. En: *Transformists Petrology*, 189-230 pp. Theophrastus Publ. S. A. Athens. Ed. F. K. Drescher-Kaden and S. S. Agustithis.
- SÁNCHEZ CELA, V. y GABALDÓN, V. (1977). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja 831 (Zalamea de La Serena). *Inst. Geol. Min.*
- SÁNCHEZ DE LA FUENTE, J.; VALLEJO PÉREZ DE AYALA, G.; MARTÍNEZ LÓPEZ, R. y BAEZA ROJANO, J. (1971). La serie metamórfica de Hiendelaencina y su cobertura paleozoica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Sección Geología I*: 435-450. Madrid-Lisboa.
- SANTOS SERRANO, V. (1977). *Aspectos petroestructurales de las facies plutónicas orientadas circundantes al sector sur del macizo metamórfico de La Cañada (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense Madrid, 36 pp.
- SANTOS SERRANO, V.; MARTÍN ESCORZA, C. y APARICIO YAGÜE, A. (1982). Análisis estructural de los enclaves negros en el Burguillo (Sierra de Gredos). *Cuad. Lab. Xeotaxico de Laxe*, 3: 183-206.
- SCHAFER, G. (1969). Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen hauptstehendegebirge (Sierra de Guadarrama, Spain). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 10: 207 pp.
- SCHRÖDER, E. (1930). Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien). *Abh. Gessell. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl. Bd.*, 16: 687-748.
- SOERS, E. (1972). Stragraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama. *Studia Geol.*, 4: 7-94.
- SOMMER, W. (1965). Stratigraphie und tektonik im östlichen Guadarrama Gebirge (Spanien). *Geol. Paläont. Inst. Westf. Wilhelms Univ. Münster*, 159 pp.
- SOPENA, A.; DOUBINGER, J. y VIRGILI, C. (1974). El Pérmico Inferior de Tamajón-Retiendas-Valdesotos y Torfuero (bordes del Sistema Central). *Tecniterrae*, 1: 1-8.
- STAUB, R. (1926). Gedanken zur tektonik Spanien. *Vierteljahrs. Natur. Gessell.*, 71: 196-261.
- TINAO, J. M. (1976a). Realce de un accidente tectónico por la interrupción de una orla de granitos calcoalcalinos en el plutón de Navalafuente. *Estudios Geol.*, 32: 325-327.
- TINAO, J. M. (1976b). Sobre el enclave neisico del Arroyo de la Tejada (Guadarrama meridional). *Estudios Geol.*, 32: 587-589.
- TORNOS, F. y CASQUET, C. (1982). Caraterización de gneises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico. *Bol. Geol. Min.*, 93: 68-78.
- TORNOS, F. y CASQUET, C. (1984). La mineralización de W-Sn-Cu-Zn-Pb de Otero de Herreros (Segovia). Un skarn con una zona de cizalla superpuesta. *I. Congr. Esp. Geología*, 2: 703-718.
- UBANELL, A. G. (1974). Estudio de los «kink-bands» del macizo Ojos Albos (Sistema Central Español). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 71: 341-357.
- UBANELL, A. G. (1977). Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, 88: 365-370.
- UBANELL, A. G. y ROSALES, F. (1981). Localización y estudio de un afloramiento básico efusivo en la Sierra de La Paramera (Avila). *Sistema Central Español. Cuad. Geol. Iber.*, 7: 431-437.
- UBANELL, A.; VILLASECA, C. y DE LA NUEZ, J. (1984). Los pórfidos rojos sieníticos de Avila (Sistema Central Español). *I Congreso Nac. Geología*, 2: 193-204.
- VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SO. de España. *Bol. Geol. Min.*, 85: 157-170.
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1981). Données geochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 327-335.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; VILLASECA, C., (1986). Orogenic granitic magmatism of Prehercynian age in the Spanish Central System. *Terra Cognita* 6, 143.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; VILLASECA, C., (1987). Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jb. Mi.*, 10 465-479.
- VILLASECA, C. (1983). Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas suroccidentales de Segovia (Guadarrama Central). *Studia Geol. Salmanticensia*, 18: 81-92.
- VILLASECA, C. (1983). Rocas estictolíticas en la Sierra de Guadarrama. *Studia Geol. Salmanticensia*, 18: 256-276.
- VILLASECA, C. (1985). Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia. *Est. Geol.*, 41, 11-16.
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPENA, A. (1973). La sedimentación permien en au centre de l'Espagne. *Comptes Rendus Somm. Soc. Geol. Fr.*, 15: 5-6.
- WAARD, D. de (1950). Paligenetic structures in Augen Gneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23: 51-66.
- WAGNER, R. H. y ARTIEDA, J. I. (1970). La cuenca minera Cifera- Matallana. *Soc. Hullera Vasco-Leonesa*, 288 pp.
- WAGNER, R. H. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1974). The relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in North West Spain. *Studia Geol.*, 7: 131-161.
- WINKLER, H. G. F. (1974). *Petrogenesis of metamorphic rocks* Springer Verlag, New York, 320 pp.