

<u>Cuadernos Geología Ibérica</u>	<u>Vol. 7</u>	<u>Págs. 15-51</u>	<u>Madrid 1981</u>
-----------------------------------	---------------	--------------------	--------------------

CARACTERES GENERALES
DEL CINTURON HERCINICO EN EL SECTOR ORIENTAL
DEL
SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

POR

F. BELLIDO *, C. OAPOTE **, C. CASQUET *, J. M. FÚSTER *
M. NAVIDAD *, M. PEINADO * y C. VILLASECA *

1. INTRODUCCION

Al estar limitado geográficamente, tanto por el N como por el S, por dos importantes cuencas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, la parte oriental del Sistema Central Español aparece como una unidad, en cierto modo, desconectada de otros dominios del Macizo Hespérico y también su subdivisión con bases geotectónicas y litológicas. LOTZE (1945) incluyó una gran parte del Sistema Central dentro de la zona Galaico-Castellana y únicamente el sector más oriental y de bajo grado metamórfico en su zona Astur-Occidental Leonesa. Sin embargo, si se siguen los criterios de JULIVERT *et al.* (1974), todo el Sistema Central debe incluirse en la zona Centroibérica por estar el Ordovícico discordante y transgresivo sobre su sustrato a la vez que el sector más oriental se localiza sobre el afloramiento del «Ollo de Sapo», que es la unidad más oriental de la zona Centroibérica.

En esta guía explicativa en el sector del Sistema Central al Este de Gredos, teniendo en cuenta la litología, estructura y metamorfismo, hemos distinguido tres sectores: el *Dominio Oriental*, situado al E de la falla de Berzosa, que se caracteriza por el predominio en superficie de las series ordovícicas y postordovícicas, por la existencia de un grado metamórfico de grado bajo (aunque en algunas áreas se llega al grado medio) y por una ausencia de cuerpos plutónicos

* Departamento de Petrología, Universidad Complutense, Madrid.

** Departamento de Geomorfología y Geotécnica, Universidad Complutense, Madrid.

granitoides tardihercínicos. El *Dominio Central*, entre la falla de Berzosa y el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, caracterizado por el afloramiento exclusivo de series preordovícicas afectadas por un metamorfismo regional más intenso (grados medio y alto predominante), gran extensión de áreas que alcanzan el grado de anatexia y presencia de gran número de cuerpos intrusivos granitoides tardihercínicos que se hacen más abundantes hacia el Oeste. El *Dominio Occidental*, situado al Oeste del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado que contiene nuevamente series ordovícicas situada en su parte norte, aunque siguen predominando las series preordovícicas; éstas son de facies similares a la región de Salamanca y su grado de metamorfismo varía de alto a bajo, predominando este último. Los cuerpos granitoides adquieren tal extensión que se interconectan y constituyen un conjunto en el que aparecen aislados y con menor extensión los afloramientos de rocas metamórficas.

Esta división, aunque no tiene otro fin que el de una sistematización aclaratoria de la Guía de la Excursión obedece en el fondo a un comportamiento peculiar del Sistema Central Español durante los procesos petrogenéticos ligados a la Orogenia Hercínica, pues esta pauta responde a una evolución espacial del régimen térmico durante el metamorfismo regional, cuyo máximo estaría situado en el Dominio Central del Sistema Central. Al mismo tiempo la penetración granítica generalizada, que tuvo lugar al final del Hercínico, siguió unas pautas, en cierto modo, independientes de la zonación metamórfica.

La lectura de los capítulos de esta memoria explicativa y, más aún, las lagunas que a primera vista destacan ponen de manifiesto que, aunque mucho se ha avanzado en las dos últimas décadas sobre el conocimiento del Sistema Central, quedan aún importantes problemas por resolver. Nos atrevemos a destacar como los más importantes los siguientes:

- Edad de las formaciones sedimentarias preordovícicas, apoyándose en datos radiométricos sobre los materiales de origen ortoderivado asociados.
- Aunque buena parte de los extensos afloramientos de gneises glandulares parecen, sin duda, ortoderivados existen tipos que pueden ser interpretados como metagraníticos, mientras que en otras zonas parece más razonable asignarlos una procedencia volcánica o volcano-sedimentaria.
- Queda aún por resolver en varios casos si los gneises de carácter metagranítico representan cuerpos prehercínico o, por el contrario, como parece deducirse de las relaciones de con-

tacto, representan cuerpos granitoides intercinemáticos hercínicos.

- En lo que a metamorfismo se refiere, parece fuera de toda duda la existencia de una primera blastesis generalizada realizada en régimen de alta presión, seguida de otra bajo mayor gradiente geotérmico, de mayor incidencia en los Dominios Occidental y Central. Queda, sin embargo, por resolver el problema del sincronismo de la recrystalización metamórfica en los diferentes sectores y la duda de si en algunos casos las paragénesis de más alta presión representan períodos de recrystalización metamórfica prehercínicos.
- Como se indica en el capítulo 5 de esta memoria, aún son muy insuficientes los datos radiométricos que permitan deducir una cronología, tanto de la edad de los materiales metamórficos ortoderivados como de los episodios de blastesis y, por ello, es muy difícil jalonar la edad relativa, tanto de los períodos de recrystalización como de las fases de deformación con ellos asociadas.
- Un refinado de las escalas cronológicas sobre la intrusión granítica tardihercínica abrirá, sin duda, importantes ventanas sobre este importante episodio de la edificación del Sistema Central.
- Por último, el problema de las relaciones entre los yacimientos minerales (Cu, Zn, Sn, W) que existen en esta región, sus relaciones con las series félicas heterogéneas y las reactivaciones provocadas en ellos durante procesos magmáticos o tectónicos intrahercínicos o tardihercínicos son otro de los puntos que requieren atención especial.

Esperamos que la discusión científica que se establezca durante esta reunión clarifique o abra nuevas vías de ataque a estos y otros problemas planteados en este sector.

2. LITOSTRATIGRAFIA

Para facilitar su descripción, las diferentes formaciones litoestratigráficas definidas en el Sistema Central (Fig. 1) se pueden agrupar, utilizando como referencia la discordancia Sárdica. Distinguimos así los materiales postdiscordancia, bien representados, tanto en el Dominio Oriental como en el extremo occidental (afloramientos de Muñico y Ojos Albos, en la provincia de Avila) y los materiales infra-discordancia que ocupan prácticamente el resto del Sistema Central y, en concreto, la zona estructuralmente más profunda.

2.1. MATERIALES POST-DISCORDANCIA

2.1.1. *Dominio Oriental*

En este dominio, en las antiformas de El Cardoso y de Hien-delaencina, las series post-discordancia se apoyan directamente sobre los gneises glandulares de la «Formación Ollo de Sapo». La sucesión estratigráfica comienza con una formación alternante de cuarcitas y pizarras con unos 200-600 m de potencia («Formación Constante» de SCHAFER, 1969; «Formación Bornova», de SOERS, 1972).

En el flanco occidental del Sinclinorio del Campillo se encuentran también capas de paranfibolitas que constituyen un tramo muy continuo intercalado en esta formación. Hacia el muro se intercalan niveles de microconglomerados con cuarzos azules y feldespato («Microconglomerado del Bornova» de SOERS, 1972). A esta formación se le atribuye una edad Cámbrico Superior y/o Ordovícico Inferior. Siguen cuarcitas blancas masivas en potentes bancos, de edad Arenig («Formación Alto Rey», 80-130 m) y sobre éstas se apoya una potente formación pizarrosa bastante monótona («Formación Rodada», 1.700 m), en cuya parte media se han localizado trilobites de edad Llandeilo (HAMMANN y SCHMIDT, 1972). Esta formación ocupa prácticamente la totalidad del Sinclinorio del Campillo.

El Silúrico comienza con la «Formación Santibáñez» (SCHAFER, 1969), constituida por cuarcitas en tonos claros a la que sigue la «Formación Cañamares» (SOERS, 1972), consistente en unos 220 m de ampelitas y alternancia de pizarras arcillosas y areniscas, en cuya base se han localizado graptolitos del Llandovery Inferior (BISCHOFF, 1974).

El Silúrico termina con la «Formación Alcolea» (SOERS, 1972), formada por unos 850 m de areniscas, con intercalaciones pizarrosas hacia cuyo techo se sitúa el límite con el Devónico (CARLS, 1969). Este último está representado por la «Formación Pizarras y Calizas de Cercadillo», con unos 760 m de potencia, de edad Gedi-niense-Emsiense Inferior, restringida al núcleo del Sinclinal de Riba de Santiuste (LODEIRO, 1981), en el extremo oriental del Sistema Central.

2.1.2. *Dominio Occidental*

Los materiales post-discordancia están bien representados en los afloramientos de Ojos Albos y de Muñico (provincia de Avila), donde han sido estudiados por CAPOTE y VEGAS (1968) y CAPOTE (1971, 1973).

La serie comienza, al igual que en el D.O., con un tramo detrítico de pizarras y cuarcitas, con capas de microconglomerados, con cantos de cuarzo y cuarcita en la base. Siguen cuarcitas en facies «armoricana» con crucianas. Este conjunto corresponde a las formaciones «Capas de Voltoya» (Ojos Albos) y «Cuarcitas de San Miguel» (Muñico) y en ellas está representado el Arenig y probablemente el Tremadoc y el Cámbrico en la base.

A esta serie detrítica siguen una formación de esquistos con delgadas intercalaciones de cuarcitas («Esquistos de Valtuerto» y «Esquistos de Peñagorda»), que representan probablemente el Llanvirn-Llandeilo.

2.2. MATERIALES INFRA-DISCORDANCIA

A diferencia de los anteriores, que aparecen en niveles estructurales relativamente altos y en condiciones metamórficas de bajo y muy bajo grado, las formaciones litoestratigráficas infra-discordancia afloran en zonas, por lo general, profundas, en grado medio y alto, con profusión de ortogneises y cuerpos graníticos post-cinemáticos, lo que sumado a la fracturación tardi-hercínica/alpina dificulta su correlación entre unos puntos a otros del Sistema Central.

2.2.1. *Dominio Oriental*

Antiforma de Hiendelaencina.—En la antiforma de Hiendelaencina la sucesión estructural de abajo hacia arriba es la siguiente, según GONZALEZ LODEIRO (1981): «Formación Angón», que consiste en una alternancia de esquistos, gneises, cuarcitas y cuarcitas feldespáticas, con intercalaciones lenticulares de calizas y rocas de silicatos cálcicos. A ésta sigue la «Formación Antoñita» (SCHAFER, 1979), constituida por gneises glandulares y leucogneises, cuyo significado se discutirá en el capítulo dedicado a estas formaciones problemáticas.

Por encima de estos gneises sigue un delgado tramo (15-30 m), constituido por cuarcitas feldespáticas, cuarcitas tableadas, esquistos, esquistos plagioclásicos, rocas de silicatos cálcicos y mármoles que ha sido denominado «Grenz Serie» por SCHAFER (1969) y «Formación Cardeñosa» por GONZALEZ LODEIRO (1981).

Entre esta última formación y los «microconglomerados del Bornova» están los gneises de Hiendelaencina, de antiguo equiparados al «Ollo de Sapo», de Zamora y Galicia (PARGA PONDAL *et al.*, 1964), con una potencia de unos 1.500-2.000 m. Consisten en una sucesión de gneises glandulares gruesos que se hacen más finos

hacia el techo y en los que se intercalan tramos de cuarcitas feldespáticas y esquistos. Esta formación ha sido interpretada como un conjunto volcano-sedimentario (para un resumen, ver NAVIDAD, 1978), formado por vulcanitas y meta-arcosas en su tramo inferior y materiales grauvaco-pelíticos hacia el techo.

Antiforma de «El Cardoso».—En esta antiforma, situada en el flanco occidental del Sinclinorio del Campillo, el gneis de El Cardoso aflora directamente bajo una alternancia cuarcitas-pizarras con microconglomerados equiparables a la «Formación Constante» de Hiendelaencina. Es un gneis bastante homogéneo, con glándulas de plagioclasa inferiores a dos cm, y en el que son frecuentes inclusiones de cuarzo y de cuarcita, así como «boudins» muy estirados de anfibolitas frecuentemente con estructura zonada metasomática (agregados «en gerbe» de anfíbol poiquilítico y granates en la parte externa y núcleos de cuarzo, plagioclasa y clinozoisita). Estas anfibolitas se han interpretado como procedentes de diques de composición máfica e intermedia (SCHAFER, 1969) o como intercalaciones sedimentarias (GARCIA CACHO, 1973). Los gneises se consideran tipos detríticos subgrauváquicos, volcano-sedimentarios (GARCIA CACHO, 1973, NAVIDAD, 1978), equiparables al tramo superior de los gneises de Hiendelaencina.

2.2.2. *Dominios Central y Occidental*

En el área comprendida entre la Falla de Berzosa por el Este y los afloramientos supra-discordancia sárdica, de la provincia de Avila, por el Oeste, se pueden distinguir dos grandes series litoestratigráficas. La primera ocupa la zona estructuralmente más profunda y de mayor grado metamórfico del Sistema Central y aflora con gran extensión en la provincia de Segovia, El Caloco y la zona de Santa María de la Alameda, así como en pequeños afloramientos en la región de Buitrago-Colmenar Viejo. La incluimos aquí con el nombre de Serie Heterogénea Fémica y ha sido descrita en parte por PEINADO (1973), NAVIDAD y PEINADO (1977), NAVIDAD (1979) y TORNOS (1981).

La segunda serie se sitúa estratigráficamente por encima de la anterior. Aflora con gran extensión en la región de Buitrago del Lozoya (BISCHOFF *et al.*, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1973), forma el sur del afloramiento metamórfico del Escorial-Villa del Prado (PEINADO, 1973), así como el de La Cañada (CAPOTE, 1971, 1973) y los más occidentales de la Sierra de San Vicente al sur de Gredos (CASQUET, 1975). Incluimos también en esta serie los metasedimentos epizonales infra-discordancia sárdica que afloran al norte de la Falla de la Cruz de Hierro en Ojos Albos y Muñico (CAPOTE, *op. cit.*).

Serie Inferior (Serie Fémica Heterogénea)

Esta serie está formada a muro por un miembro de gneises glandulares de matriz fémica biotítica, con abundante granate y sillimanita, y glándulas de hasta más de 10 cm de feldespatos potásico y plagioclasa. Estos gneises presentan fuertes variaciones granulométricas laterales y transversales, razón que llevó a NAVIDAD y PEINADO (1977) a denominarlos Serie Glandular Heterogénea. Hacia el techo se observa una disminución estadística en el tamaño de las glándulas, y se hacen más abundantes las intercalaciones de gneises fémicos no glandulares, cuarcitas y leucogneises. Estos últimos son frecuentes como cuerpos de forma estratoide dentro de la formación glandular. Al igual que en Hiendelaencina, NAVIDAD y PEINADO (*op. cit.*) y NAVIDAD (1979) se inclinan por un origen volcánico para el tramo inferior y grauvaco-pelítico para el superior. Respecto a los leucogneises, y en base al quimismo, la última autora propone un origen ortoderivado a partir de granitos calcoalcalinos o riolitas.

Por encima del tramo glandular se observa un miembro de gneises fémicos plagioclásicos (no glandulares) y cuarcitas. En los primeros es abundante el granate y la sillimanita y se conservan distenas relictas. Es frecuente la formación de cordierita por desestabilización del granate durante M_2 (véase cap. 3).

La Serie Fémica Heterogénea termina con un potente tramo de mármoles dolomíticos y en menor proporción calcíticos que han sido descritos en detalle por PEINADO (1973) en Santa María de la Alameda y TORNOS (1981) en el Macizo de Peñalara. Recientemente CAPOTE, PEREJON y VILAS (*in press*, 1981) han localizado estructuras organógenas (estromatolitos) en este miembro carbonatado.

Serie Superior

Región de Buitrago.—Los trabajos recientes que afectan a la liostratigrafía de esta parte del Sistema Central (BISCHOFF *et al.*, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1975, y TORNOS, 1981) permiten concluir que la serie por bajo de la discordancia está aquí constituida por dos tramos probablemente con entidad de formaciones. El inferior está formado por un conjunto de gneises bandeados, gneises glandulares y leucogneises que se apoyan directamente, en el Macizo de Peñalara, sobre los mármoles de la Serie Inferior. Sus relaciones con el ortogneis de La Morcuera (FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1971), que aflora extensamente a partir del meridiano de Buitrago hacia el Oeste, serán discutidos más adelante debido a las diferentes interpretaciones que se proponen actualmente para estos metagranitos.

Sobre este tramo existe una potente sucesión de gneises esquistosos con intercalaciones de cuarcitas feldespáticas hacia la base. Dentro de este tramo se localizan una serie de gneises glandulares con leucogneises estratoides que forman una alineación de afloramientos paralelos y adosados a la zona de Falla de Berzosa (Gneises de Pedrezuela, Berzosa, Nazareth, etc.). Al igual que con otros gneises problemáticos el significado de éstos se discutirá más adelante, ya que se interpretan como ortogneises plutónicos o como formaciones volcano-sedimentarias.

Desde el punto de vista litológico, el tramo inferior está formado por gneises con fuerte bandeo migmatítico, en los que pueden encontrarse glándulas heterométricas de feldespato potásico en proporciones muy variables de unos puntos a otros, aunque parecen aumentar hacia el Oeste. Asimismo, en las proximidades de Lozoya, hacia la base de la serie hay niveles de gneises microglandulares que FERNANDEZ CASALS (1974) interpreta como metavolcanitas. Hacia la parte alta de este tramo hay lentejones de rocas de silicatos cálcicos y para-anfibolitas, con mármoles calco-dolomíticos asociados. Son característicos de este tramo las intercalaciones estratoides de leucogneises que se discutirán en el capítulo 2.3.

Este tramo inferior corresponde probablemente a una secuencia heterogénea de tipos pelíticos y sedimentos subarcóicos con posibles materiales volcánicos y volcano-sedimentarios intercalados (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975), así como a materiales procedentes de la erosión de un posible zócalo (TORNOS y CASQUET, 1981, *in press*).

El tramo superior de gneises esquistosos y esquistos comprende diferentes tipos litológicos (ARENAS *et al.*, 1980). De manera general, las rocas son más grauváquicas en la zona de la sillimanita, mientras que las rocas de la zona de la distena y las superiores de la zona de la estaurolita son progresivamente más pelíticas, acercándose composicionalmente a tipos propios de medios confinados.

Dominio meridional del Afloramiento de El Escorial-Villa del Prado.—Descrito por PEINADO (1973), consta de una potente serie formada en su base por gneises bandeados migmatizados que pasan hacia arriba a esquistos plagioclásicos y, finalmente, a esquistos. En este conjunto se encuentran cuarcitas, anfibolitas y un paquete de mármoles con niveles asociados de rocas de silicatos cálcicos.

Afloramiento de La Cañada.—Ha sido descrito por FUSTER y MORA (1970) y CAPOTE (1972, 1975). Según este último autor, sobre los gneises glandulares equivalentes a la Formación Morcuera, de la región de Buitrago, viene un tramo, también glandular, con leucogneises, e intercalaciones de gneises bandeados. A este tramo sigue una

serie metasedimentaria con gneises biotíticos, gneises de dos micas, esquistos, cuarcitas y rocas de silicatos cálcicos.

En el dominio norte de este afloramiento (zona de Ojos Albos), las «Capas del Mediana», infradiscordancia, incluyen esquistos con metagrauvas e intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos y mármoles.

2.2. ORTOGNEISES DE PROBABLE ORIGEN METAGRANÍTICO

Se tratan dentro de este apartado un conjunto de gneises cuarzo-feldespáticos de probable origen metagranítico. Su asociación con todos los tipos de materiales hasta ahora descritos (metasedimentos y volcansedimentarios) y su presencia en diferentes niveles estratigráficos que se encuentran afectados por un grado de metamorfismo distinto, sugieren por sí mismos un origen intrusivo.

En función del carácter glandular que éstos presentan se han establecido dos grupos:

1. Ortogneises glandulares.
2. Leucogneises.

Tanto unos como otros se encuentran representados en los tres dominios en que se subdivide el Sistema Central, si bien no en todos ellos presentan la misma importancia.

2.3.1. *Ortogneises glandulares*

Ocupan la mayor extensión dentro del dominio Central (Sector de Guadarrama) existiendo afloramientos de menor importancia en los dominios Oriental (Antoñita-gneis), Centro-oriental (alineación Nazareth-Pedrezuela) y Occidental (Ojos Albos-La Cañada).

Desde el punto de vista metamórfico se localizan dentro de las zonas de grado medio (distena) y alto (sillimanita).

Ortogneises en la zona de Grado Medio.—Dentro de esta zona metamórfica se localizan los afloramientos de Hiendelaencina-Bodera y Nazaret-Pedrezuela (SOMMER, 1966; SCHAFFER, 1969; GARCÍA CACHO, 1973; BISCHOFF *et al.*, 1973; NAVIDAD, 1975-1978; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981). Aparecen entre los metasedimentos preordovícicos constituyendo pequeños macizos de disposición estratoide.

Son gneises cuarzo-feldespáticos muy estructurados en los que la foliación formada por Ms + Bt lepidoblásticas rodea a los megacrista-

les feldespáticos precinemáticos. Entre ellos aparecen intercalados leucogneises en capas concordantes o cortantes, pero en ellos la esquistosidad es siempre concordante con la del gneis. Otras veces, constituyen facies marginales que contienen abundantes agregados de turmalina y/o granate (ambos tipos se describen en el apartado 2.3.2.). Petrográficamente presentan una textura blastoporfídica muy orientada. Su paragénesis está formada por:



y como accesorios Ap y Zr, frecuentemente idiomorfos, y ocasionalmente Be, Turmal y granate esquelético. Carecen de silicatos de aluminio (And, Sill, etc) y son frecuentes en ellos las texturas igneas residuales (plagioclasas zonadas).

Desde el punto de vista geoquímico, son facies muy diferenciadas; se caracterizan por un alto contenido en SiO_2 (70—73%) y alcalis ($7\% < Na_2O + K_2O < 8\%$) con una relación $K_2O/Na_2O > 1,0$. Todos ellos presentan corindón normativo (1—3%) como corresponde a términos ricos en alúmina. Sus índices de diferenciación son altos (ID: 87-96) y las tendencias de evolución que éstos presentan son, por lo general, sílico-potásicas (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1980), si bien existen diferenciados sílico-sódicos (Antoñita-gneis: NAVIDAD y PEINADO, en prensa).

Acerca del significado genético de estas facies glandulares existen en la actualidad varias interpretaciones:

Así, SCHÄFER (1969), y BISCHOFF *et al.* (1973) consideran estas formaciones como representantes de antiguas volcanitas ácidas; mientras que GONZALEZ LODEIRO (1981) y NAVIDAD y PEINADO (en prensa) las interpretan como antiguos granitos de dos micas, posiblemente ligados al ciclo hercínico.

SOMMER (1966) y GARCIA CACHO (1973) suponen, sin embargo, que se han formado por un proceso metamórfico sobre materiales metasedimentarios (metaarcósicos); el primero de estos autores supone un metamorfismo dinamo-térmico mientras que el segundo señala un mecanismo de blastesis.

Ortogneises en la zona de la Sillimanita.—Aparecen profusamente extendidos a lo largo de todo el Dominio Central y en asomos de menor extensión dentro del Dominio Occidental. Constituyen cuerpos masivos relacionados, tanto con los metasedimentos que se encuentran situados dentro de la zona de la sillimanita con moscovita estable (sector de Buitrago del Lozoya) como con los metasedimentos y series volcanosedimentarias del sector metamórfico más profundo: zona de la sillimanita sin moscovita estable (Serie Fémica Heterogénea: Segovia, Vegas de Matute, El Escorial).

Estos gneises, al igual que los descritos anteriormente, son de carácter cuarzo-feldespático. Sus megacristales aparecen englobados en la matriz con una distribución muy regular y en proporción muy abundante, lo que les confiere un carácter homogéneo. Estructuralmente presentan una foliación replegada a menudo transpuesta por pequeñas fracturas. Son frecuentes los fenómenos de migmatización con pérdida de la estructuración y aparición de facies con estructura arterítica y nebulítica. Asimismo, se observa en estos sectores migmatizados venas metatexiticas cortando la foliación residual del gneis (Altos del Guadarrama; SW de Segovia). Es frecuente en estos gneises, la presencia de enclaves de metasedimentos equivalentes a los que forman las series encajantes y también de tipos microgranudos de composición más básica (El Escorial «Mzo. de Abantos»; Pto. de la Morcuera, Mzo. de S. Pedro: Torrelaguna, etc.).

Presentan leucogneises asociados que constituyen, bien capas de pequeño espesor concordantes o discordantes con el gneis, bien facies marginales de mayor extensión.

Los contactos entre estos macizos y las formaciones encajantes (metasedimentarias y volcansedimentarias) son, en la mayor parte de los casos, netos. Son frecuentes, sin embargo, los contactos mecánicos con presencia de facies miloníticas y, en algunos casos, se observan tránsitos de carácter difuso. Con frecuencia, suelen aparecer en los metasedimentos próximos al contacto facies mosqueadas e incluso tipos corneánicos y skarnoides.

Petrográficamente, estos gneises presentan los mismos caracteres que los anteriormente señalados para los gneises de la zona de la distena. Se diferencian de ellos, en la presencia de silicatos de aluminio (Sill. And. St. Gr. Cord.), a veces blindados en feldespatos.

Geoquímicamente su composición es también análoga a la de los anteriores y sus tendencias de evolución equivalentes (sílico-potásicas); por ello, omitimos de nuevo su caracterización. Estos gneises glandulares corresponden en función de su composición y mineralogía a los granitos tipo «S» de CHAPPELL y WHITE (1974).

Estas facies glandulares han sido anteriormente descritas por numerosos autores con diferentes denominaciones («Gneises graníticos» DE WAARD, 1950; «Gneises de la Morcuera» FDEZ. CASALS y CAPOTE, 1970; «Gneises de Abantos» PEINADO, 1973; «Gneises Homogéneos» NAVIDAD, 1979) y si bien todos ellos coinciden en su origen metagranítico, discrepan en cuanto a su edad; ligándolos una parte de ellos a un posible ciclo precámbrico y otros al ciclo hercínico.

2.3.2. *Leucogneises*

Son gneises cuarzo-feldespáticos, de color claro, con moscovita predominantemente sobre biotita y cuya foliación de tipo planar les con-

fiere un aspecto bandeado típico. En general, carecen de megacristales, si bien pueden aparecer facies glandulares, aunque de forma esporádica. Son frecuentes en ellos los nidos de turmalina y/o granates orientados conforme a la foliación que, en ocasiones, adquieren una disposición radial dentro de cavidades miarolíticas.

Se encuentra ampliamente repartidos a lo largo del Sistema Central disponiéndose como:

1. Facies marginales de extensión variable asociados a los ortogneises glandulares. Son frecuentes los tránsitos graduales entre ambas facies y ambos tipos conforman los amplios macizos que se localizan preferentemente dentro del nivel metamórfico más profundo del Sistema Central.
2. Potentes cuerpos de extensión variable localizados, tanto entre las series metasedimentarias (Sector de Buitrago: Mangirón, Garganta de los Montes; BISCHOFF *et al.*, 1973) como entre las series volcano-sedimentarias de la serie fémica glandular (sudeste de Prádena: FUSTER y VILLASECA, 1979; sur de Segovia).
3. Como capas de pequeño espesor que se disponen en el ortogneis como intercalaciones concordantes o como diques cortantes, pero siempre afectados por la esquistosidad visible en el gneis (SCHÄFER, 1969; GARCIA CACHO, 1973; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1980).

Textualmente están formados por un mosaico granoblástico muy orientado. En su composición figuran como minerales esenciales Q + Fk + Pl + Ms Bt Sill, como accesorios Ap. Zr. Turm. y blindada en feldspatos, granate esquelético de color oscuro y cordierita inestable. En ellos son frecuentes las texturas ígneas residuales (zonado de plagioclasas, texturas micropegmatíticas e idiomorfismo de los componentes accesorios Zr, Ap).

Geoquímicamente son facies extremadamente ácidas ($\text{SiO}_2 \approx 5.6\%$, $\text{Na}_2\text{O} \approx 3\%$) con corindón normativo, aunque en proporción muy baja (1-2%). Su tendencia de variación es, en general, sílico-potásica (FUSTER *et al.*, en prensa), aunque también se encuentran diferenciados sílico-sódicos (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981; NAVIDAD y PEINADO, en prensa) como corresponde a los últimos diferenciados de secuencias magmáticas con moscovita preponderante.

El significado genético de estas facies leucognéicas se centra en una problemática basada en la interpretación de los materiales a los que se asocian.

Con respecto a los ortogneises glandulares existe una doble interpretación:

- a) Los leucogneises que aparecen emplazados dentro de la zona de la sillimanita y que forman parte de los macizos de ortogneises glandulares se interpretan, como diferenciados leucograníticos tardíos que también forma parte del cortejo filoniano acompañante.
- b) Los leucogneises que se presentan como capas concordantes o discordantes entre los gneises glandulares de la zona de la distena se interpretan, bien como diques aplíticos o pegmatítico-aplíticos que forman el cortejo filoniano acompañante (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981; NAVIDAD y PEINADO, en prensa), bien como metavolcanitas de origen riolítico (SCHÄFER, 1969).

2.4. EDAD DE LAS LITOLOGÍAS SITUADAS POR DEBAJO DE LA DISCORDANCIA SÁRDICA

La edad de las series infra-discordancia que forman el núcleo del S. C. ha sido siempre objeto de debate debido al carácter azoico de las mismas.

La resolución de este problema se ha abordado en diversos trabajos a partir, siempre, de la correlación con series parecidas en otros sectores de la cadena con menor metamorfismo y en los que se conserva fauna pre-ordovícica. Una síntesis en este sentido puede encontrarse en CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) y CAPOTE *et al.* (1977).

En principio la tendencia ha sido la de considerar que sólo existe una única serie litoestratigráfica por debajo de la discordancia sárdica, que se ha incluido unas veces en el Precámbrico, otras en el Precámbrico y el Cámbrico y, finalmente, para algunos autores, exclusivamente en el Cámbrico.

Los ortogneises glandulares (Gneises Glandulares de la Morcuera de FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; Formación Glandular Homogénea de NAVIDAD, 1979) harían parte, bien de un zócalo infrayacente a la serie anterior o serían, según los autores de la publicación, cuerpos intrusivos en dicha serie metasedimentaria-metavolcánica emplazados simultáneamente con el vulcanismo o con posterioridad a él. También se considera la existencia de diferentes cuerpos de gneises glandulares dentro de la Formación Homogénea en los que estarían representados varias de las situaciones apuntadas.

El probable carácter distintivo de la Serie Fémica Heterogénea respecto a la Serie Superior, que ya fue puesto de manifiesto por SAN MIGUEL y FIGUEROLA (1960) en el núcleo de Santa María de la Alameda y que plantea la existencia de más de un tramo de rocas carbo-

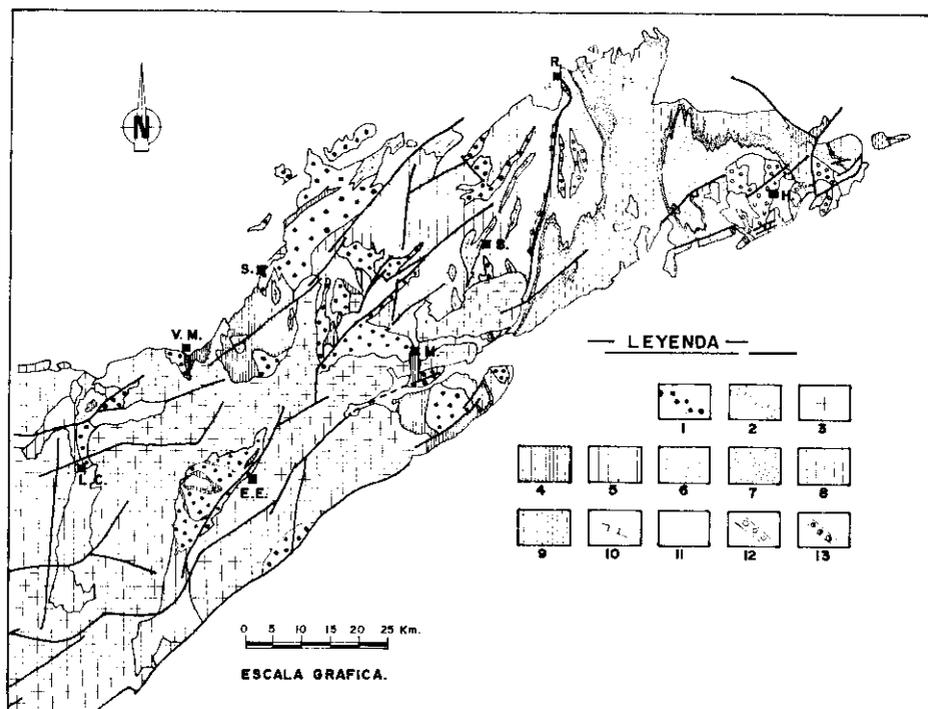


FIG. 1.—*Esquema litoestratigráfico*. 1. Gneises glandulares.—2. Leucogneises.—3. Granitoides tardihercínicos.—4. Serie fémica heterogénea.—5. Metasedimentos preordovícicos.—6. Tremadoc.—7. Skiddaviense.—8. Llandeilo.—9. Silúrico.—10. Carbonífero.—11. Sedimentos postpaleozoicos.—12. Formación volcanosedimentaria («Olla de Sapo»).—13. Gneises de Riaza-Nazareth.—B: Buitrago.—E.E.: El Escorial.—H: Hiendelaencina.—L.C.: La Cañada.—M: Miraflores de la Sierra.—R: Riaza.—S: Segovia.—V.M.: Vegas de Matute.

natadas en el Sistema Central, abre nuevas perspectivas para la datación de los materiales situados por debajo de la Discordancia sárdica.

3. METAMORFISMO

El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama es de carácter pluri-facial y polifásico, desarrollándose en dos fases sucesivas (M_1 y M_2) de caracteres báricos diferentes (PEINADO, 1973; FUSTER *et al.*, 1974). La primera es de menor gradiente geotérmico que la segunda y se pone bien de manifiesto al E de una dirección submeridiana Somosierra-Honrubia, donde se desarrolla la siguiente sucesión mineral de afini-

dad Barrowiense: pirofilita-almandino-cloritoide-estaurolita-distena-sillimanita (Fig. 2).

La existencia de pirofilita y/o paragonita en los tramos metapelíticos del Ordovícico, Silúrico y Devónico ha sido puesta de relieve recientemente por APARICIO y GALAN (1980), definiendo una zona de grado metamórfico muy bajo en el sector Oriental.

El cloritoide sólo aparece en los tramos más maduros del Ordovícico y Silúrico, debido a condiciones composicionales, y no existe sin pirofilita ni silicatos aluminicos en los tramos ordovícicos. Las paragénesis presentes en el Ordovícico y Silúrico corresponden a un grado metamórfico bajo donde el cloritoide presenta un período de blastesis fundamentalmente interfásica (F_1 - F_3)?).

El granate almandino hace su aparición desde grado metamórfico bajo en la zona del cloritoide, e incluso con caracteres tempranos respecto a este mineral, pues existen variedades sin- F_1 (GARCIA CACHO, 1973). Se mantiene estable hasta la zona de la sillimanita de grado medio, definiendo un área de aparición de considerable anchura. Su blastesis parece no sobrepasar períodos de interfase.

El tránsito de grado bajo a grado medio se realiza a través de la isograda de la estaurolita. Este tránsito tiene carácter ligeramente discordante respecto a los límites litoestratigráficos, pues mientras que al S se verifica hacia la base del Ordovícico inferior (Puerto de la Hiuera), en el sector septentrional de Riaza se realiza en niveles superiores a la Cuarcita Arenigiense. Por otra parte, el carácter deslizante de la transformación cloritoide-estaurolita provoca la aparición de una estrecha banda de coexistencia de ambos minerales con relaciones texturales de inclusión mutua. La estaurolita se formó desde un período tardi- F_1 , fundamentalmente en la interfase, hasta fases de crenulación (F_2 - F_3)? Define una zona de aparición relativamente ancha, coexistiendo con otros minerales, tales como almandino, distena o sillimanita, fuera de su zona estricta.

La distena aparece en una estrecha banda donde coexiste con estaurolita y sillimanita, aunque este último mineral se forma con frecuencia a sus expensas (CACHO, 1973; ARENAS *et al.*, 1980). LOPEZ RAMOS y NAVIDAD (1981) citan distena interfásica transformándose en sillimanita, en las áreas de grado medio de El Vellón-Pedrezuela. La blastesis de distena es de carácter interfase, mientras que la sillimanita, tardía respecto a ella (a expensas de la que procede parcialmente) llegaría incluso a caracteres sintectónicos (sin- F_2) inequívocos en las variedades fibrolíticas asociadas a bandas lepidoblásticas biotíticas, donde se genera a partir de éstas.

Así, pues, se define una zona de la sillimanita en el grado metamórfico medio, inmediatamente al W de las isogras de desaparición de distena y estaurolitea, subcoincidentes, y en la cual, como apuntábamos

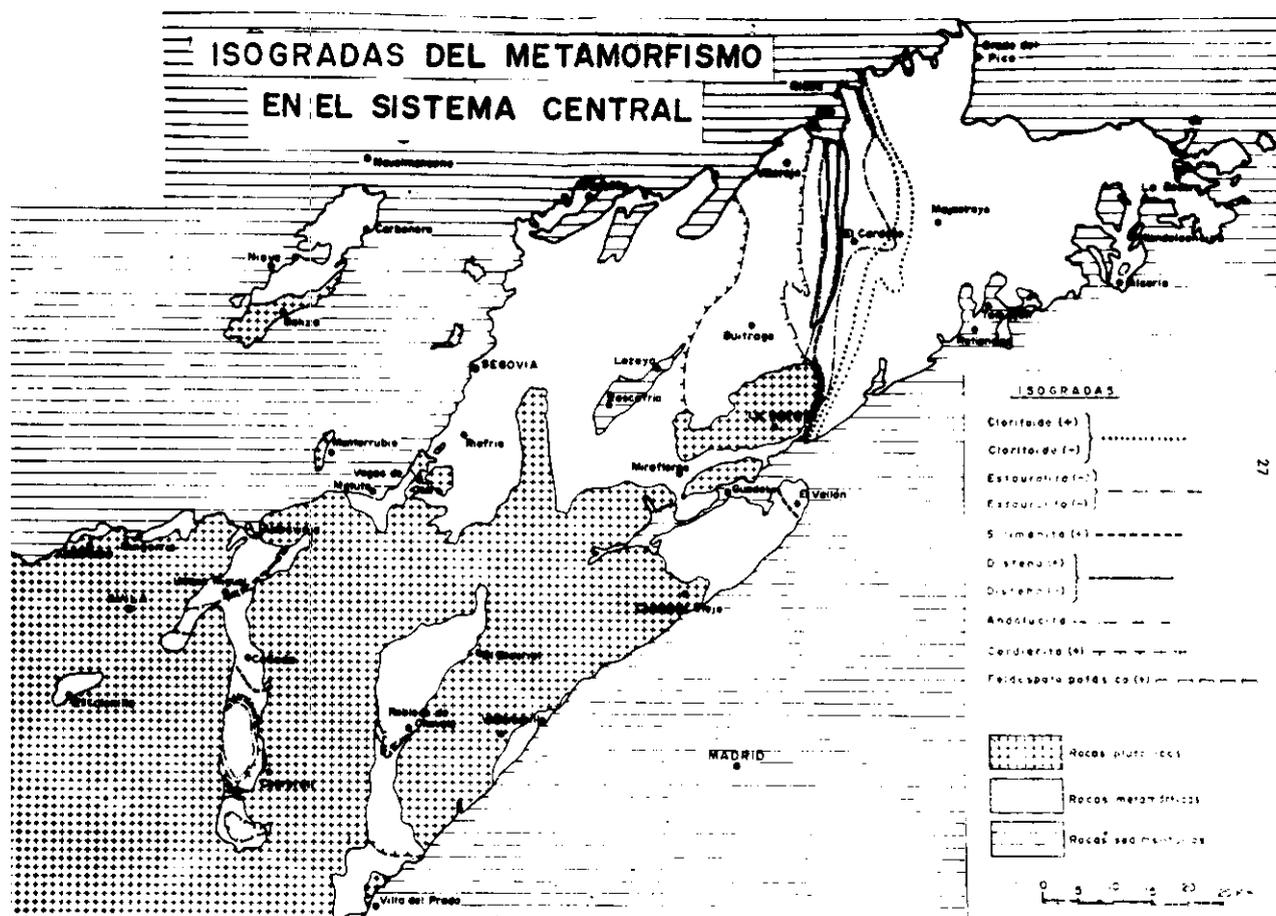


FIG. 2.—Isogradas del metamorfismo en el Sistema Central (según FUSTER et al., 1974).

anteriormente, el granate almandino muestra indudables síntomas de desestabilización, transformándose fundamentalmente en biotita, plagioclasa y sillimanita (GARCIA CACHO, 1973).

En el sector de Hiendelaencina los caracteres metamórficos son equivalentes, pero existe una gran dificultad para establecer una zoneografía de minerales tipomórficos, debido a la escasez de meta-sedimentos pelíticos en grado medio y al predominio en esta zona de ortogneises y formaciones glandulares de tipo «ollo de sapo». Sin embargo, se han apreciado sucesiones de pirofilita-cloritoide-almandino-estauroilita-distena-sillimanita, en todo semejantes a las zonas anteriormente tratadas (SCHAFFER, 1969; BASCONES *et al.*, 1978; APARICIO y GALAN, 1980; NAVIDAD y PEINADO, 1981).

En el resto del sector, fundamentalmente en las zonas de alto grado, definidas por la ausencia de moscovita primaria en las paragénesis minerales (zonas al W del meridiano aproximado de Somosierra-Buitrago) aparece también una asociación mineralógica de tipo distena-almandino, pero con carácter residual y muy transformada a minerales tipomórficos sin-F₂ de más baja presión: andalucita-cordierita. La aparición esporádica de minerales tipomórficos de más alta presión, con caracteres relictos es abundante (PEINADO, 1973; BISCHOFF, 1973; NAVIDAD y PEINADO, 1977, y KILMURRAY, 1978). Se ha citado fundamentalmente distena y almandino, pero se ha comprobado también la aparición de estauroilita más esporádica en La Cañada (LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975) y en Peñalara (CASQUET y TORNOS, 1981), y sillimanita prismática (VILLASECA c. p.) en materiales metapelíticos. La presencia de esta mineralogía relictas se observa de forma sistemática en materiales fundamentalmente paraderivados, o en intercalaciones metavolcánicas asociadas a ellos (gneises glandulares fémicos. NAVIDAD y PEINADO, 1977), así como en las áreas esquistosas en general. La aparición de estos relictos no se realiza según zonas lineales o cinturones, sino que se encuentran dispersos en todo el paquete sedimentario y fundamentalmente en los afloramientos de Serie Fémica Heterogénea que de forma discontinua aparecen entre las grandes masas gneísicas cuarzo-feldespáticas que carecen de esta mineralogía relictas.

Así, pues, existen características de presión intermedia en los sectores de grado medio de Somosierra, Hiendelaencina y El Vellón que no han sido sustancialmente modificados por la fase metamórfica posterior de más baja presión (M-2). Se plantea entonces el problema de si todas estas manifestaciones de tipo distena-almandino son o no correlacionables temporalmente. Los datos texturales detallados permiten por ahora suponer una misma etapa metamórfica de presión intermedia (M-1) equivalente temporalmente para todo el sector estudiado de la Sierra de Guadarrama.

La segunda etapa metamórfica es de tipo andalucita-cordierita y al contrario de la anterior está suficientemente extendida en el Guadarrama Occidental y Central de manera que oblitera casi totalmente a la primera. En el sector Oriental los efectos de esta segunda fase son también evidentes, si bien en una intensidad menor. Así, se atribuye a este evento la formación de andalucita a expensas de distena, tanto en roca como en venas de segregación, y la neoformación de andalucita en venas por encima de la isograda de la distena (ARENAS, 1979, y ARENAS *et al.*, 1980). A este segundo proceso están ligadas las blastesis de estauroлита y sillimanita sin-M₂ ya citadas anteriormente para este sector. Sus efectos no se han observado en el extremo oriental (Hiendelaencina), aunque pueden asociarse a este proceso neoformaciones de biotitas. Respecto de la segunda fase sin-metamórfica, en los sectores centro-occidentales existe una zoneografía de grado bajo con andalucita en el sector de Cebreros y parte meridional del afloramiento de El Escorial, seguida de una zona con cordierita-sillimanita-moscovita a la que sigue, a su vez, otra con ausencia de moscovita, que es la predominante. Esta mineralogía de baja presión se superpone y genera en parte a expensas de los minerales residuales de la primera fase. Así la cordierita, que se forma también a base de biotita, se constituye a partir de granate y esporádicamente de estauroлита; la andalucita se nuclea también a expensas de biotita, distena y sillimanita.

Es evidente, pues, la superposición de dos procesos que se han originado ambos en la orogenia Hercínica (PEINADO, 1973; FUSTER *et al.*, 1974). Datos recientes de otras áreas del Cinturón Hercínico Europeo ponen de manifiesto también la presencia de una primera fase cuyo momento de culminación sería de 370 m. a., datada en el sector francés (KORNPROBST *et al.*, 1980) también con caracteres de distena-almantino; seguida de otra de presión moderada de edad estrictamente Hercínica (300 m. a.). El cambio de gradiente puede estar condicionado por la intrusión de masas de granitoides de carácter sin-intercinemático hoy día afectados y deformados por la segunda fase de deformación y siguientes (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981).

En las zonas de alto grado se alcanza con el clímax metamórfico de la segunda fase la aparición de cuerpos anatécicos extravasados. BARD *et al.* (1970) situaron en este período la aparición de granulitas de baja presión con hiperstena (citada inicialmente por HEIM, 1952), hecho que no se ha confirmado. La aparición de granitoides anatécicos con cordierita (que en este sector de la Sierra de Guadarrama provocan a veces estructuras migmatíticas de tipo estictolítico) como cuerpos de carácter finimetamórfico se presenta con asociaciones minerales de tipo cordierita-andalucita (FUSTER y VILLASECA, 1979) y no se ha encontrado por el momento tipos granulíticos.

4. LAS ROCAS PLUTONICAS TARDIHERCINICAS EN EL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Este capítulo se refiere esencialmente al plutonismo de etapas post-metamórficas y postcinemáticas o al relacionado con los momentos más tardíos de estas etapas. No se incluyen aquí las manifestaciones plutónicas pre e intrahercínicas ni los fenómenos anatéticos relacionados con las etapas de clímax metamórfico, que conducen a la formación de fundidos anatéticos que se emplazan con carácter autóctono o para-autóctono con relación a los gneises de alto grado de los que proceden.

Desde el punto de vista composicional, en la mitad oriental del Sistema Central Español, las rocas plutónicas más ampliamente representadas son granitoides biotíticos, siendo muy escasos volumétricamente los tipos relativamente básicos con ellos asociados.

En este capítulo se expondrán los caracteres principales de estos granitoides, remitiendo al lector para otros aspectos a los trabajos de CAPDEVILA *et al.* (1973) y APARICIO *et al.* (1975). En la Figura 3 se representa un esquema de la distribución de los plutones graníticos en la mitad oriental del Sistema Central Español.

4.1. ESTRUCTURACIÓN INTERNA

Como resultado lógico en relación con el carácter esencialmente alóctono y postcinemático de la mayoría de las rocas graníticas de este sector, su fábrica es esencialmente isótropa. No obstante, y sobre todo en las proximidades de los afloramientos metamórficos más occidentales (El Escorial y La Cañada) aparecen facies orientadas, con la estructuración definida por la orientación de las micas, los megacristales feldespáticos y los enclaves. Es relativamente frecuente en estos casos que los enclaves microgranulares presenten orientación interna de los elementos minerales.

Las causas a que obedece esta estructuración son complejas, y no resultan explicables por la aplicación de un mecanismo único. Puede deberse a la existencia de fenómenos deformativos por procesos de intrusión forzada al flujo magmático muy viscoso, o a la contemporaneidad de la intrusión con las últimas etapas deformativas. Por tanto, pueden encontrarse en unos casos predominio de orientaciones mecánicas o en otros, simples orientaciones de elementos minerales o enclaves sin ningún efecto deformativo.

En los sectores más orientales, el conjunto es predominantemente más isótropo, aunque hay casos en algunos de los escasos granitoides de dos micas, como el granitoide de los Remedios (G. DEL TANAGO, 1981) y el granitoide de Torrecaballeros (FUSTER y VILLASE-

CA, comunicación oral) con orientaciones de flujo y cataclásticas debidas a las fases tectónicas póstumas. También se encuentran algunos pequeños cuerpos de composición diorítica cuya intrusión ha sido de carácter intracinemático que presentan un fuerte esquistosamiento en las zonas marginales como, por ejemplo, en las dioritas de El Caloco (Paradas 4-1 y 4-2 de la excursión) y en las dioritas del Macizo de La Cañada.

4.2. RELACIÓN CON LOS MATERIALES ENCAJANTES. METAMORFISMO DE CONTACTO

Las relaciones de los materiales plutónicos tardihercínicos con el conjunto metamórfico encajante son esencialmente de carácter discordante, no existiendo concordancia más que de forma aparente y en casos muy limitados.

El grado metamórfico de los materiales encajantes es bastante variable, encontrándose intrusiones en rocas de bajo, medio y alto grado. Las litologías están representadas fundamentalmente por pizarras y esquistos pelítico-grauváquicos y diversas variedades de gneises.

Los efectos del metamorfismo de contacto producidos por estas intrusiones son muy variables y dependen en gran manera de la litología y del grado metamórfico de los materiales sobre los que intruyen.

Las manifestaciones más espectaculares se producen sobre los materiales pizarrosos, sobre los que se desarrollan aureolas con pizarras mosqueadas y nodulosas (afloramientos septentrionales de la provincia de Avila, Sta. M. La Real de Nieva). Estas moscas y nódulos, según los casos, pueden corresponder a neoformaciones de andalucita, cordierita o biotita.

Los efectos son menos ostensibles cuando la intrusión afecta a rocas de más alto grado, esquistos y gneises, y aunque en los primeros también pueden producirse texturas nodulares, éstas sólo se desarrollan en contadas ocasiones. En el caso de los gneises las únicas modificaciones observables en las zonas de contacto se traducen, en la mayoría de los casos, en un aumento de la densidad de la red filoniana aplítico-pegmatítica cortante.

Desde el punto de vista mineralógico, las transformaciones observadas se pueden sintetizar en dos apartados, uno en el que agrupamos los minerales neoformados y otro en el que se incluyen las desestabilizaciones minerales. Dentro del primer grupo se han observado neoformaciones de sillimanita, andalucita, cordierita, biotita, feldespato potásico, corindón, espinela, opacos y moscovita. En el segundo grupo se incluyen las desestabilizaciones y reacciones de destrucción de moscovita, biotita, granate, estauroлита y silicatos de aluminio.

A esta serie de reacciones metamórficas hemos de sumar los efectos metasomáticos debidos a aportes materiales en relación con las intrusiones, patentes en turmalinizaciones, fosfataciones y feldespatización a muy pequeña escala sobre el encajante, así como degradaciones y alteraciones hidrotermales y limitados desarrollos de skarns sobre rocas carbonatadas o metabasitas.

Las anteriores observaciones son esencialmente aplicables a las intrusiones de granitos a granodioritas biotíticas. Para las escasas manifestaciones de granitos tardíos de dos micas, los efectos térmicos son mucho más reducidos como corresponde a una menor temperatura de intrusión, pero sí, en cambio, son mucho más importantes las hidrotermalizaciones sobre el encajante, fundamentalmente la turmalinización.

Las observaciones sobre el metamorfismo de contacto asociado a los granitoides biotíticos indican unos rangos de presión que oscilan entre 1,7 y 3 Kb y temperaturas entre 550°C y 700°C.

Las relaciones texturales de los minerales neoformados, en general evidencian un carácter muy tardío con superposición al resto de las texturas observables y generadas en los procesos regionales. En alguna ocasión, y generalmente en relación con los granitoides estructurados, puede llegar a observarse una ligera orientación o deformación de los minerales de contacto que puede deberse a ligeras deformaciones causadas por el empuje de los granitos o bien simplemente a crecimientos miméticos sobre una matriz orientada.

4.3. LITOLOGÍA Y MINERALOGÍA

A pesar de la gran abundancia de manifestaciones plutónicas, el espectro composicional de la mayor parte de estas rocas es muy limitado, quedando esencialmente circunscrito a tipos graníticos, adamellíticos y granodioríticos.

Las rocas más básicas (tonalitas y cuarzodioritas) se encuentran en proporciones muy limitadas y formando pequeños macizos que en raras ocasiones superan dimensiones hectométricas. También se encuentran constituyendo los enclaves microgranulares en otras rocas graníticas o en facies marginales básicas de plutones granodioríticos (FUSTER y RUBIO, 1980). Con carácter muy restringido se encuentran algunas rocas dioríticas (El Caloco y el macizo de La Cañada), formando intrusiones de muy pequeño tamaño.

Los tipos más ácidos de esta familia plutónica corresponden a granitoides leucocráticos de grano fino y aplíticos. Se suelen encontrar formando diques o masas de diverso tamaño que pueden presentar relaciones transicionales o bruscas con los granitos regionales de grano más grueso.

La mineralogía en general es bastante monótona, encontrándose el cuarzo, la plagioclasa y la biotita en prácticamente todas las litologías. El feldespato potásico puede llegar a faltar en los tipos tonalíticos y en los términos más básicos, siendo en éstos frecuente la aparición de anfíbol acompañando a la biotita. En las cuarzodioritas y dioritas puede llegar a aparecer clinopiroxeno de carácter diopsídico.

La aparición de moscovita en los granitoides del sector más oriental, generalmente tiene lugar en proporciones subordinadas y con características postmagmáticas, restringiéndose, sobre todo, a los granitoides más diferenciados de carácter aplítico.

Al Oeste del Macizo de La Cañada, y a partir de la zona de la Sierra del Valle, ya es más frecuente la aparición en proporciones considerables de granitoides que pueden considerarse estrictamente como tipos de dos micas. Estos granitoides se ajustan a las características de los granitoides alcalinos de CAPDEVILA *et al.* (1973) y corresponden a los granitos de tipo «S» de CHAPPELL y WHITE (1974). Por el contrario, los granitos tardíos predominantes al este del Macizo de La Cañada presentan, en su mayor parte, las características de los granitoides híbridos calcoalcalinos de los primeros autores o de los granitos de tipo «I» de los segundos.

Respecto a los minerales accesorios, generalmente se encuentran turmalina y silicatos de aluminio como minerales típicos de los granitos de dos micas, mientras que la esfena y la allanita son característicos en algunas de las facies de los granitoides biotíticos.

En sus aspectos texturales, los granitoides de tipo I (calcoalcalinos o biotíticos) en este sector son predominantemente rocas de grano medio o grueso en las composiciones graníticas a granodioríticas, pudiendo presentar todas las transiciones desde facies porfídicas con proporciones de megacristales de feldespato potásico muy variables a facies equigranulares. Las rocas más básicas son de menor tamaño de grano (medio o fino) y no presentan carácter porfídico. Los tipos más diferenciados son generalmente de carácter aplítico o de grano fino, aunque en ocasiones pueden presentar un grano muy grueso de carácter casi pegmatoide.

Los granitos de dos micas (tipo S o alcalino) por lo general presentan características texturales más heterogéneas. En los escasos afloramientos al este del Macizo de La Cañada son predominantemente aplitoideos, pero con tendencia a fuerte variación del tamaño del grano en transición a texturas pegmatíticas. Al Oeste, la variación textural es mayor, encontrándose además granitos muy densamente porfídicos, con tamaño de fenocristales, generalmente homogéneos, pero bastante variable dentro de la homogeneidad y con frecuente orientación fluidal. También son frecuentes en los tipos leucocráticos, la presencia de nódulos y nidos de diversos minerales (biotita, turmalina,

na, cordierita, moscovita...), pero su distribución suele ser muy irregular y esporádica.

Con independencia de los tipos petrológicos mencionados y directamente en relación con fenómenos de fracturación tardía se encuentran las rocas episieníticas. Estas rocas se general por pérdida de cuarzo en conexión con el proceso de fractura, adquiriendo la roca una fuerte tonalidad rosácea y siendo este fenómeno acompañado de una intensa cloritización y epidotización de biotita y plagioclasa.

Las manifestaciones filonianas acompañantes del plutonismo tardihercínico están constituidas fundamentalmente por pórfidos, lamprófidos, aplitas, pegmatitas y diques de cuarzo. Esta actividad filoniana se encuentra en relación con interferencias entre fenómenos de fracturación distensiva y las distintas etapas del plutonismo (o bien sin relación genética directa, como en el caso de los lamprófidos).

Aunque la mayoría de estas rocas filonianas pueden asociarse indistintamente con cualquiera de las dos familias (tipos «I» y «S») resulta más frecuente la asociación de pórfidos con los granitos y granodioritas biotíticas, mientras que, por el contrario, se encuentra una mayor abundancia y desarrollo de las pegmatitas con los granitos de dos micas, lo que concuerda plenamente con las características generales definidas para estos tipos de granitos.

4.4. EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA. DATOS RADIOMÉTRICOS

Las tendencias evolutivas geoquímicas encontradas para los elementos mayoritarios en las rocas graníticas de este sector son relativamente simples y típicas de series plutónicas calcoalcalinas de carácter normal. El espectro de variación es poco amplio, dada la escasa representación de rocas básicas.

Salvo en limitadas ocasiones no se alcanzan valores inferiores al 54% de SiO₂, oscilando los valores más frecuentes entre 63 y 76%.

El comportamiento de los elementos mayores frente a los parámetros de diferenciación es muy sencillo, con aumentos de SiO₂ y K₂O y disminuciones de Fe₂O₃ + MgO, CaO y TiO₂, mientras el resto de los elementos evoluciona de forma menos definida.

Respecto a los elementos traza más significativos, se observan incrementos de Cs, Rb, Pb y Th y disminución de Ba, Sr y Zr, si bien el Ba suele tener comportamientos más complicados en los términos básicos. Las relaciones Ga/Al, Sr/Ca y Mn/Fe a aumentar paralelamente a la diferenciación, mientras que la relación K/Rb presenta una firme disminución en el mismo sentido.

En sus líneas fundamentales la evolución de los elementos mayores y traza se explica para los granitos de la serie biotítica («I») por un proceso normal con cristalización en los estadios iniciales de pla-

gioclasa relativamente básica, biotita y proporciones subordinadas de anfibol (y clinopiroxeno) con la consiguiente derivación de fundidos enriquecidos en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa más ácida. La variabilidad de los magmas iniciales queda condicionada fundamentalmente por las condiciones termodinámicas, grado de fusión parcial y disponibilidad de H₂O, sin olvidar las heterogeneidades del sustrato generador.

Las tendencias evolutivas geoquímicas en la serie de granitos de dos micas son más complejas, debido, en gran parte, a su carácter más rico en volátiles y a la problemática que introduce la cristalización de la moscovita.

En esta serie predominan los tipos ácidos y se observa una mayor riqueza en potasio y en los elementos alcalinos asociados, así como una mayor proporción de corindón normativo en la norma CIPW. A pesar de estas diferencias, a la hora de considerar el conjunto de datos disponibles en el Sistema Central, se aprecia un completo solapamiento de estos valores, con transiciones graduales que no permiten su discriminación en base a estos criterios geoquímicos considerados aisladamente.

La secuencia de emplazamiento, a pesar de ser problemática por la multitud de superposiciones entre las diversas unidades intrusivas, puede establecerse en el sentido de una cierta precocidad de los tipos más básicos (dioritas) que pueden incluso estar esquistosadas. Posteriormente intruirían las tonalitas y cuarzodioritas con muy escaso desfase respecto a las granodioritas y adamellitas porfídicas y no porfídicas y, por último, los granitos de grano medio-grueso y los granitos aplíticos. Esta secuencia válida para el sector en líneas generales puede carecer de validez al intentar aplicarla a las unidades intrusivas con criterios más locales.

Al considerar en esta secuencia a los granitos tardíos de dos micas, en el sector más oriental se observa que son precoces con respecto a los granitos calcoalcalinos más próximos. Al oeste del Macizo de La Cañada se encuentran intrusiones de granitos de dos micas sobre granodioritas biotíticas porfídicas, careciéndose aún de datos con la suficiente densidad para reconstruir en este sector de manera precisa la secuencia de procesos intrusivos.

Los datos de cronología radiométrica en el conjunto plutónico nos revelan, para los granitos biotíticos, unas edades que oscilan entre 310 m. a. (VIALETTE, com. personal) y 250 m. a. (MENDES *et al.*, 1972), con unas relaciones iniciales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que no permiten por su escasez y dispersión profundizar sobre las hipótesis genéticas referentes a estos granitos.

Las discusiones sobre modelos genéticos en relación con este plutonismo se salen de los objetivos de esta memoria, quedando remi-

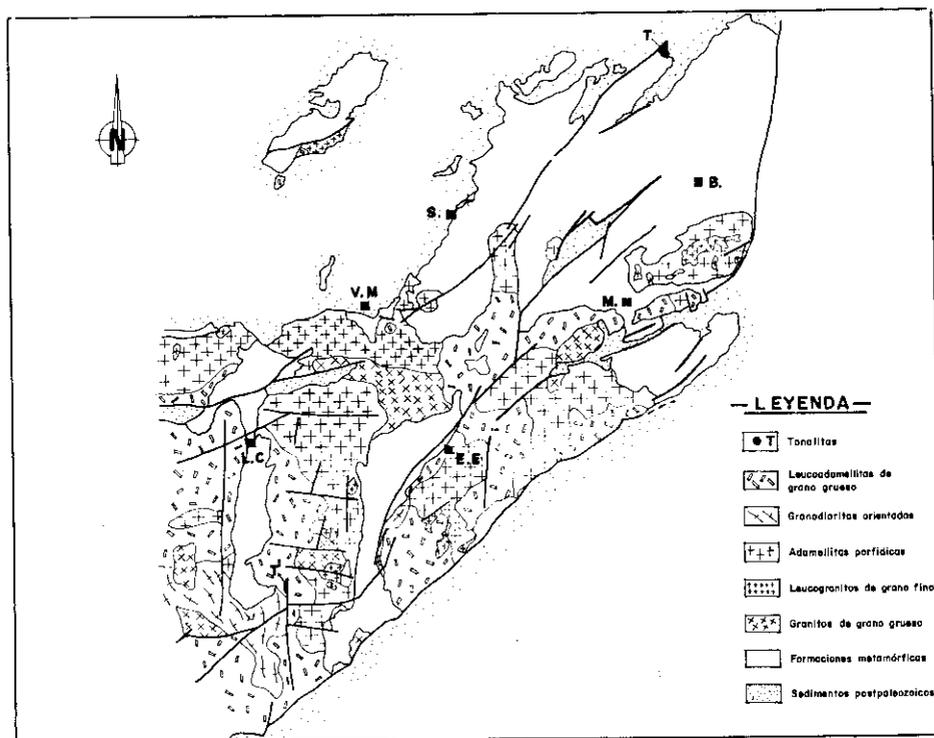


FIG. 3.—Esquema de distribución de las rocas plutónicas tardihercínicas. B: Buitrago del Lozoya.—E.E.: El Escorial.—L.C.: La Cañada.—M: Miraflores de la Sierra.—S: Segovia.—V.M.: Vegas de Matute.

tido el lector a los trabajos de SAN MIGUEL *et al.* (1956); FEBREL *et al.* (1958); BARD *et al.* (1970); CAPDEVILA *et al.* (1973); FUSTER *et al.* (1974); APARICIO *et al.* (1975) y BELLIDO (1979).

5. TECTONICA

La estructura fundamental del Sistema Central es hercínica y está desarrollada en varias fases de plegamiento. Sin embargo, existen datos que prueban la existencia de movimientos tectónicos prehercínicos. Estos últimos no tienen un impacto importante sobre la geometría de la estructura, pero su existencia resulta importante, desde el punto de vista litoestratigráfico. Finalmente, se deben destacar una serie de movimientos tectónicos posteriores a la orogenia hercínica principal, que dieron lugar a una textura de fallas relacionada con la etapa principal de emplazamiento de cuerpos granitoides y que puede asignarse a movimientos tardihercínicos.

En la Figura 4 se diferencian los principales conjuntos estructurales y se da la situación de los cortes tectónicos que explican las deformaciones hercínicas mayores.

5.1. MOVIMIENTOS PREHERCÍNICOS

5.1.1. *El problema de los movimientos asínticos*

En algunas de las descripciones estratigráficas del Sistema Central se ha supuesto una discordancia entre el complejo de gneises glandulares más profundo y las formaciones preordovícicas que se le superponen. Así, CAPOTE (1972 y 1973) supone que ciertas facies de gneises glandulares, masivos y con xenolitos, en La Cañada (Sector Occidental) podrían representar un zócalo granítico separado mediante una discordancia de la parte inferior del «complejo gneisico basal» constituida por gneises glandulares con intercalaciones de leucogneises que pasarían hacia arriba, con continuidad, a metasedimentos esquisto-grauváquicos con calizas.

FERNANDEZ CASALS (1974 y 1976) en el Sector Central supone también una discontinuidad entre los gneises ocelares con xenolitos (Gneises Morcuera M_1) y la formación de gneises microglandulares que se le superpone y que constituye la base de la formación de paragneises con anfibolitas (Gneis Buitrago). El gneis ocelar grueso representaría en su opinión un zócalo granítico sobre el que se apoyarían productos clásticos más o menos gruesos asociados a materiales volcánicos ácidos, pasando hacia arriba a pelitas, samitas y carbonatos. TORNOS (1981) encuentra también argumentos que apuntan hacia la existencia de esta discordancia pre-sárdica. Bajo ella estarían no sólo los ortogneises glandulares de tipo Morcuera, sino también una serie litoestratigráfica volcano-sedimentaria (Serie Heterogénea Fémica: Ver capítulo 1) con abundantes mármoles hacia el techo.

Para el Sector Oriental, GONZALEZ LODEIRO (1981) deduce una discordancia entre la formación Hiendelaencina (Gneises glandulares gruesos y finos, equivalentes al «Ollo de Sapo») y los metasedimentos preordovícicos («Formación Cardeñosa»), dado que estas últimas se apoyan en el área de Hiendelaencina directamente sobre las facies glandulares, sin que entre ellas se interpongan las facies «Ollo de Sapo» finas microglandulares, que en la misma región de Hiendelaencina afloran bajo el Ordovícico. En este supuesto la discontinuidad en el área de Buitrago (Sector Central) estaría entre el Gneis Buitrago y el Gneis Morcuera de facies fina.

La cronología de esta discontinuidad depende de las edades de los gneises glandulares y de los metasedimentos que los recubren. Aunque CAPOTE (1972) y FERNANDEZ CASALS (1974) inicialmente asig-

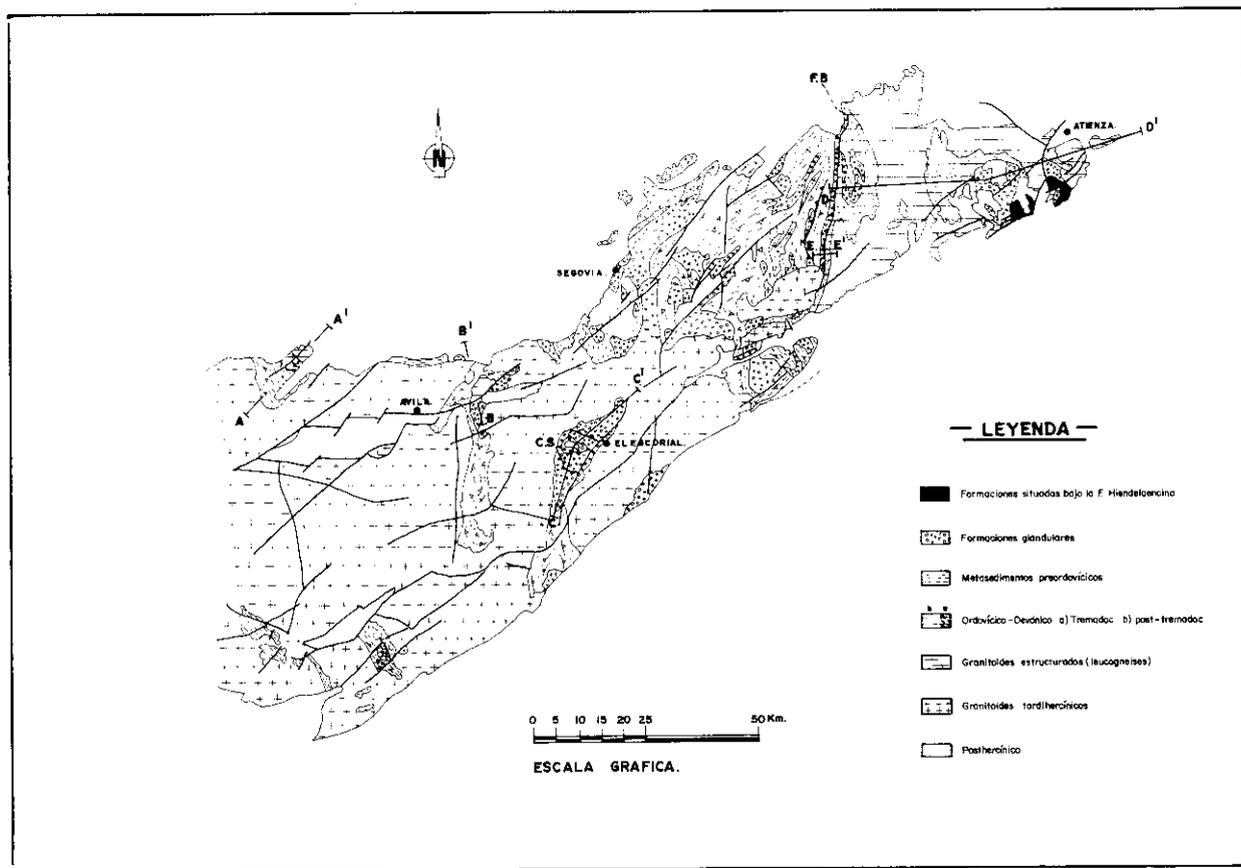


FIG. 4.—Esquema estructural del Sistema Central. F.B.: Falla de Berzosa.—C.S.: Cabalgamiento de Santa María de la Alameda.—AA', BB', CC', DD': Cortes de la FIGURA 5.

naron una edad Cámbrico inferior a las formaciones tardihercínicas metasedimentarias supradiscontinuidad, posteriormente se inclinaron a una edad más antigua, precámbrica. GONZALEZ LODEIRO (1981) correlaciona estas series con la «Formación Cándana» inferior del NW de la Península, incluyéndolas, por tanto, en el Cámbrico inferior. En este caso, y puesto que el gneis glandular de Hiendelaencina es precámbrico, la discordancia sería asintica, equiparable a la que se encuentra entre Cándana inferior o Herrería y las series precámbricas de Villalba o del Narcea, respectivamente.

En todo caso, y según los datos hasta ahora disponibles, los movimientos responsables de esta discordancia no dieron lugar a estructuras penetrativas ni a metamorfismo.

5.1.2. *Movimientos sárdicos*

Entre el Ordovícico y su sustrato existe en el Sistema Central una discordancia equivalente a la que existe en toda la Zona Centro-Ibérica.

La intensa deformación hercínica, dificulta el reconocimiento de esta discordancia. Sin embargo, diversos criterios han servido para reconocerla, tanto en el sector oriental como en el occidental:

- Presencia de un conglomerado de base ordovícico en Muñico (Avila), formado por gruesos clastos de cuarcita (CAPOTE, 1972).
- Carácter conglomerático de las capas inferiores del Ordovícico en Hiendelaencina, con clastos de cuarzos azules, plagioclasas y feldespatos procedentes del «Ollo de Sapo» (SOERS, 1972).
- Discordancia cartográfica en Hiendelaencina que demuestra una cierta discordancia angular (GONZALEZ LODEIRO, 1981) entre «Ollo de Sapo» y Ordovícico.

No es posible reconocer con precisión la naturaleza de estos movimientos sárdicos y únicamente es seguro que no dieron lugar a estructuras menores penetrativas ni a metamorfismo. Probablemente se produjeron movimientos verticales importantes acompañados por suave plegamiento y erosión que desmanteló parte de la serie, con lo que el Ordovícico se apoya sobre diferentes formaciones preordovícicas.

5.2. DEFORMACIONES HERCÍNICAS

5.2.1. *Generalidades*

La Orogenia Hercínica se desarrolló en varias fases de plegamiento y cabalgamiento, cuya interferencia determina una macroestruc-

tura compleja. También abundantes microestructuras (micropliegues, esquistosidad, lineaciones, boudinage) se generaron en las rocas durante estas deformaciones.

Un primer esquema, comprendiendo dos fases de plegamiento, las mismas descritas por MATTE (1968) en el NW de la Península, fue propuesto por BARD *et al.* (1970). Posteriormente se han elaborado modelos con tres fases principales (FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1971; BABIN, 1971; CAPOTE, 1972, 1973; SOERS, 1972; CASQUET, 1975; FERNANDEZ CASALS, 1976, 1979; GONZALEZ LODEIRO, 1981).

En conjunto para todo el Sistema Central se puede admitir la sucesión de tres fases principales de deformación seguidas de otras etapas, menos importantes, de deformaciones tardías. Las dos primeras fases están relacionadas en el tiempo con el metamorfismo regional, mientras que la tercera es, en la mayor parte del Sistema Central, postmetamórfica, si bien en los niveles más profundos continuó una cierta recristalización.

La primera fase es la que da lugar a las deformaciones principales y a la esquistosidad primaria (S_1). Su vergencia es hacia el NE o E y su dirección es entre NW-SE a NNW-SEE, aunque localmente es modificada por las fases posteriores.

La segunda fase de deformación siguió, en cierto modo, al plan general de movimiento de la primera en cuanto a vergencia y direcciones y por ello ha sido a veces considerada como una prolongación de la misma. Sin embargo, una diferencia esencial es la existencia en esta fase, de grandes cabalgamientos dúctiles (CAPOTE, 1972; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975; CAPOTE *et al.*, 1977; FERNANDEZ CASALS, 1976, 1979; GONZALEZ LODEIRO, 1981), que originan grandes unidades alóctonas. La deformación es más intensa por cizalla simple en las inmediaciones de los cabalgamientos y en ellos, sobre todo en los niveles profundos, la esquistosidad primaria es borrada por la segunda, S^2 .

La tercera fase cambia drásticamente en cuanto a su plan general. Retrovergente y de dirección a veces contrastada (cambia de N-S a NNE-SSW y, finalmente, a NW-SE en las áreas occidentales) modifica en gran parte la orientación de las estructuras anteriores; sus efectos, en cuanto a microestructuras, son mucho menos intensivos.

5.2.2. *La macroestructura*

La geometría de las macroestructuras es más fácil de definir en los sectores occidental y oriental, debido a la menor intensidad de metamorfismo y, sobre todo, a la presencia de formaciones cuar-

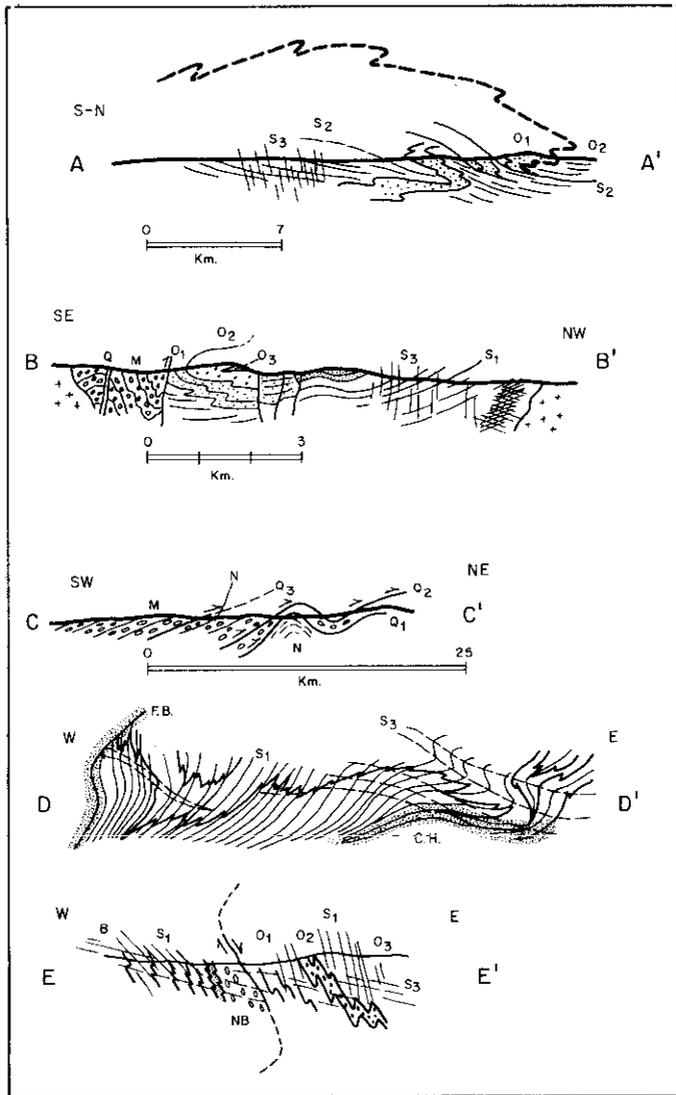


FIG. 5.—Cortes estructurales en las líneas marcadas en la FIGURA 4. AA': Estructuras tipo «tete plangeante» en Muñico.—O₁: Tremadoc-Arenig.—O₂: Llanvirn-Llandeilo (según CAPOTE, 1972).—BB': Corte en Ojos Albos.—O₁ y O₂: Tremadoc y Arenig.—O₃: Llanvirn-Llandeilo.—M: Gneises glandulares y bandedos (según CAPOTE, 1972 y 1973).—CC': Cabalgamientos de Santa María de la Alameda.—M: Gneises glandulares.—NG: Gneises bandedos con calizas.—Q₁, Q₂ y Q₃: Planos de cabalgamiento (según CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975).—DD': Corte esquemático del sector oriental.—FB: Falla de Berzosa.—C.H.: Cizalla de Hien-delaencina (según GONZALEZ LODEIRO, 1981).—EE': Corte en Berzosa.—O₁, O₂ y O₃: Ordovícico.—NB: Gneises Berzosa.—B: Gneises Buitrago (según CAPOTE *et al.*, 1977).—En todos los cortes S₁, S₂ y S₃, esquistosidad de primera, segunda y tercera fase.

cíticas del Ordovícico y/o Silúrico que sirven como guía para dibujar la estructura. En el Sector Central, donde estas circunstancias no se dan, la macroestructura es, en general, peor conocida.

En las figuras 4 y 5 se esquematizan las grandes estructuras allí donde han sido definidas y se muestran algunos cortes estructurales.

En el *Sector Oriental* la estructura, analizada y descrita por GONZALEZ LODEIRO (1981), comprende una secesión de pliegues de primera fase (Fig. 5) vergentes al Este, con plano axial relativamente erguido y deformados por pliegues de tercera fase, cuyo plano axial buza al Este, dando lugar a un diseño de superposición del tipo 3 de RAMSAY. El conjunto está suavemente deformado por una cuarta fase tardía de dirección NNW-SSE (SOERS, 1972; GONZALEZ LODEIRO, 1981), que al interferir con las estructuras anteriores determina la geometría del domo de Hiendelaencina.

Según GONZALEZ LODEIRO (*op. cit.*) la estructura en Hiendelaencina está formada por un pliegue tumbado de primera fase, en cuyo flanco inverso se aprecian los efectos de una zona de cizalla dúctil muy tendida, similar a la falla de Berzosa y, como ella, desarrollada en la fase segunda.

La falla de Berzosa es una falla dúctil de segunda fase, de gran salto descrita por CAPOTE *et al.* (1977). Mediante esta falla el Sector Central cabalga sobre el Sector Oriental, si bien la deformación debida a la tercera fase verticalizó su plano y llegó a invertir en amplias áreas el sentido del buzamiento.

En el *Sector Central* la estructura es, en conjunto, peor conocida. En las inmediaciones de la falla de Berzosa las estructuras de primera y segunda fase aparecen como una sucesión de pliegues cuya disposición es el resultado de la interferencia con la fase 3. Esta se manifiesta por la existencia de abundantes pliegues menores de dirección N-S y vergentes al Oeste.

En Santa María de la Alameda (Fig. 5) la estructura es, en forma de unidad, alóctona cabalgante hacia el NE (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975). Tres unidades cabalgantes se superponen sobre la unidad más baja aflorante en forma de ventana circular en un domo debido a interferencia de pliegues de fase 3 y pliegues tardíos. Estos cabalgamientos son de la segunda fase y, como en el Sector Oriental, llevan asociada deformación dúctil por cizalla simple, con desarrollo de abundantes rocas miloníticas, descritas por MARTIN ESCORZA (1977).

En el *Sector Occidental* vuelven a reconocerse pliegues tumbados de primera fase vergentes al Norte y estructuras cabalgantes de segunda fase (Fig. 5). Estas últimas, visibles en el área de Muñico, aparecen como «Têtes plongeantes» con los flancos inferiores laminados

(CAPOTE, 1972). El conjunto está suavemente deformado por pliegues erguidos de tercera fase y pliegues tardíos.

5.2.3. *Las estructuras menores*

En todo el Sistema Central son abundantes las estructuras menores, principalmente en las dos primeras fases. Las dominantes son las de la primera fase, si bien localmente, en las zonas de máxima cizalla dúctil ligada a la segunda fase, puede ser borrada.

Primera fase

a) *Esquistosidad* S_1 .—Es la estructura planar más conspicua en todo el Sistema Central; cuya morfología depende del grado de metamorfismo y litología. En los niveles más altos del Sector Oriental aparece como una esquistosidad de fractura muy espaciada en las pelitas, mientras en las capas competentes no llega a desarrollarse (GONZALEZ LODEIRO, 1981). Hacia el Oeste va pasando a una esquistosidad de flujo, definida por orientación dimensional de filosilicatos en las pelitas y de granos clásticos en las cuarcitas. En los gneises de Hiendelaencina es una foliación grosera que rodea a los cristales heredados. En el Sector Central S_1 pasa a una foliación por aumento del tamaño de los cristales. En el Sector Oriental vuelve a dominar S_1 como una esquistosidad de flujo en todas las litologías.

b) *Cuñas tectónicas*.—Han sido citadas por GONZALEZ LODEIRO (*op. cit.*) en las alternancias de la formación Alcolea (Silúrico-Devónico). Forman un ángulo de unos 10°-15° con la estratificación y presentan deslizamientos entre 0,3 y 2 m. Aparecen plegados por la primera fase y han sido interpretados como generados en las etapas iniciales al plegamiento, cuando el mecanismo de éste era de «buckling».

c) *Pliegues menores*.—Son de todos los tamaños, desde milimétricos hasta métricos y decamétricos. En los niveles competentes se trata de pliegues 1C (Fig. 6), mientras que en los niveles incompetentes son próximos a la clase dos o de clase tres cuando están en la zona de influencia por deformación de contacto cerca de pliegues en capas competentes (FERNANDEZ CASALS, 1976, 1979; GONZALEZ LODEIRO, 1981). El mecanismo de formación más probable es el de «buckling» inicial seguido de aplastamiento con un elipsoide con $K < 1$. Frecuentemente se observan pliegues con charnela ligeramente curva.

d) *Otras estructuras*.—La primera fase lleva asociada una lineación de estiramiento manifiesta por el alargamiento de objetos pre-

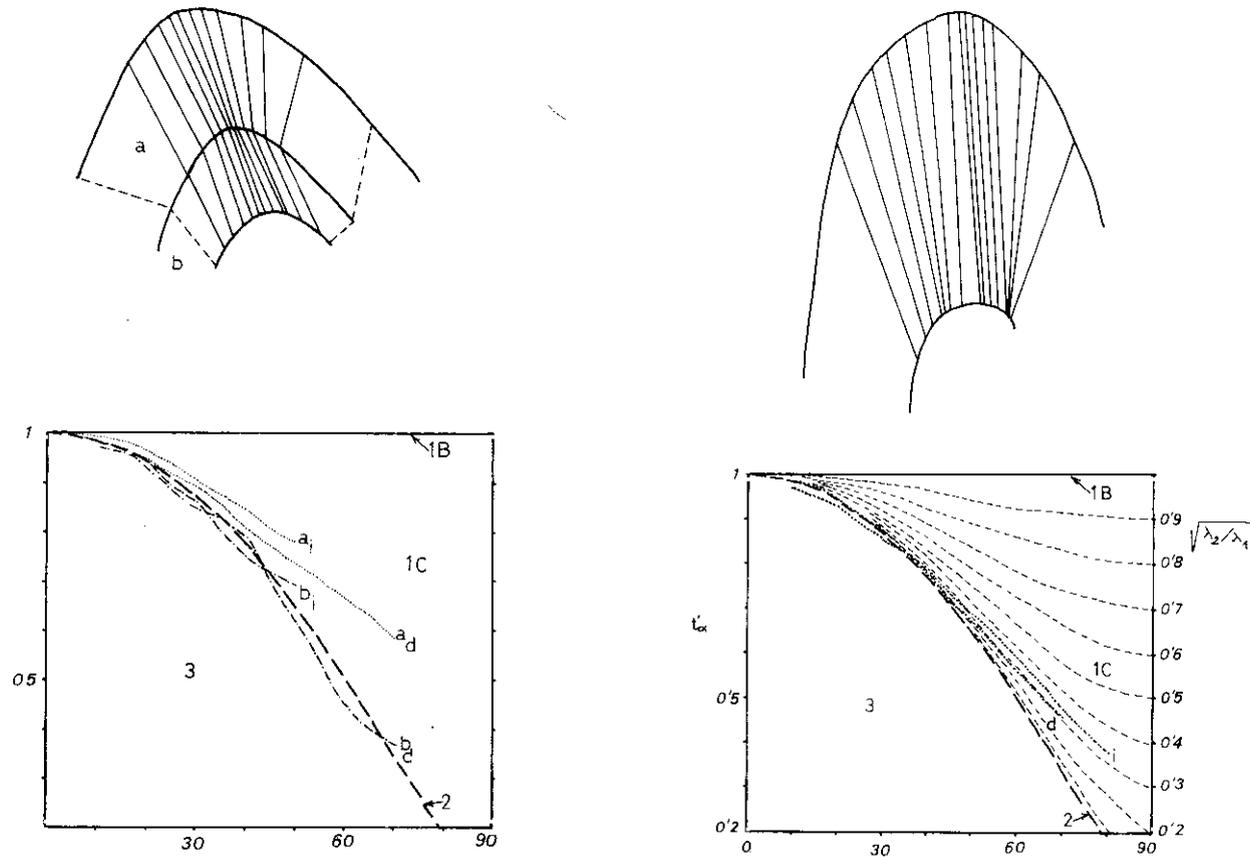


FIG. 6.—Ejemplos de geometría de pliegues de la primera fase de deformación hercínica. A) Pliegues de clase 1C y 3 en las alternancias de esquistos y cuarcitas del Ordovícico Inferior en las proximidades de la Puebla de la Mujer Muerta.—B) Pliegues 1C en cuarcitas al NE de Berzosa. (Tomado de FERNANDEZ CASALS, 1979.)

tectónicos, por alineación de minerales prismáticos, o por dirección de alargamiento de sombras y colas de presión en porfiroblastos. Esta lineación suele ir paralela a los ejes de pliegue o muy ligeramente oblicua.

Segunda fase

a) *Esquistosidad* S_2 .—En el Sector Oriental está poco desarrollada, prácticamente sólo en las zonas de cizalla. Sin embargo, ya en las inmediaciones de la falla de Berzosa aparece como una crenulación S_2 sobre S_1 con un marcado «tectonic-banding». En la zona de cizalla dúctil asociada a la falla pasa a una foliación que transpone a porfidoblastos intercinemáticos (FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970). En el Sector Central S_2 reorienta a S_1 sin borrarlo en unas ocasiones, mientras que en otras hace desaparecer a S_1 por transposición y recristalización. En los cuerpos más migmatíticos y en los granitoides sincinemáticos profundos del área de Buitrago la foliación visible suele ser S_2 .

En el Sector Oriental S_2 es normalmente una esquistosidad de crenulación muy tendida, que en niveles más bajos pasa a foliación que enmascara a S_1 .

b) *Micropliegues*.—Como en la fase primera los micropliegues de segunda fase son de clases 1c y 3, pero, en general, con ángulos entre flancos menores y más próximos a la clase 2. En las zonas de cizalla en el Sector Oriental son frecuentes los pliegues intrafoliales y pliegues cónicos originados por la superposición de cizalla simple no homogénea al «buckling» inicial (GONZALEZ LODEIRO, 1981).

c) *Lineaciones y otras estructuras*.—Asociada a S_2 se desarrolla una lineación de estiramiento que, en algunos casos, se materializa por orientación mineral nueva, pero en otros resulta de la reorientación de porfidoblastos pre-fase 2. A diferencia de lo que ocurre en la primera fase, L_2 puede formar ángulos relativamente grandes con los ejes de pliegue.

Es frecuentes también observar «boudinage» intenso que afecta a capas cuarcíticas y anfibólicas y a venas de cuarzo; frecuentemente los «bouding» son pliegues que han sufrido intensa transposición por cizalla simple en las proximidades de las fallas dúctiles (FERNANDEZ CASALS, 1976, 1979).

Tercera fase

La deformación interna asociada a esta fase es mucho menor y sus microestructuras menos penetrativas. La estructura más característi-

ca es una esquistosidad de crenulación S_3 que deforma a S_1 y S_2 . En el Sector Oriental y parte del Central presenta un buzamiento suave al Este, siendo, por el contrario, en la parte Occidental su buzamiento mayor.

Los micropliegues son en las rocas esquistosas de tipo angular, y tienen, por lo general, ángulos entre flancos relativamente grandes. Sus direcciones son subparalelas a los anteriores, aunque localmente, como en el área de La Cañada (Sector Occidental), pueden formar un ángulo de hasta 40° (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975).

Movimientos tardíos

Pliegues menores de distribución irregular en dirección que oscila alrededor de E-W han sido considerados como de una cuarta fase de deformación suave por FERNANDEZ CASALS (1976). Otras deformaciones, esta vez de tipo «kink-band», son visibles en el Sector Occidental (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1971; GONZALEZ UBANELL, 1973). En el área de Muñico la orientación de las bandas de «kink» indican una dirección de acortamiento próxima a 45° acompañada de un alargamiento, según los 135° ; una tectónica de desgarres tardíos parece la probable causa de estas estructuras.

5.3. RELACIONES ENTRE TECTÓNICA Y METAMORFISMO

Se han publicado diversos esquemas y cronodiagramas de cristalización metamórfica en relación con las etapas de deformación. En algunos cronodiagramas se han utilizado esquemas de tres o cuatro fases cinemáticas (CAPOTE, 1972, 1973; CASQUET, 1975), pero en otros se han seguido modelos con dos únicas etapas cinemáticas (LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975). Por ello, un modelo de relaciones entre blastesis metamórfica y deformación no es fácil de establecer. Sin embargo, puede aceptarse sin mucho error que el metamorfismo comenzó con la primera fase de deformación, empezó a desarrollar grandes porfidoblastos en la interfase 1-2 y continuó durante la segunda fase para terminar antes de la tercera. Esta última deformación es esencialmente postblastesis metamórfica, si bien en los niveles profundos existen fundidos migmatíticos y una cierta recristalización que da lugar a poligonización de micas en pliegues B_3 .

5.4. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En el Sistema Central las últimas capas pretectónicas son las del Devónico Inferior (Formación Pizarras Calizas y Cercadillo), concretamente del Ensienense Superior. Desde aquí a las primeras capas

postorogénicas de edad Autuniense (HERNANDO, 1977) existen una laguna que impide dar, con base estratigráfica, una cronología de las deformaciones hercínicas. Tampoco los datos radiométricos publicados resuelven el problema. Una edad de 311 ± 16 y 278 ± 16 , MENDES *et al.*, 1972) de granitoides calcoalcalinos postorogénicos resultan insuficientes para cubrir la laguna estratigráfica. Únicamente ha habido intentos de asignar edades a las fases de plegamiento en base a correlaciones con otros sectores de la Cadena Hercínica, llegándose a resultados dispares (FERNANDEZ CASALS, 1979; GONZALEZ LODEIRO, 1981).

5.5. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Superpuesta a las estructuras de plegamiento de la Orogenia Hercínica se reconoce, también en el Sistema Central, la etapa de fracturación denominada por PARGA PONDAL (1969) «Tectónica tardihercínica». Se trata de diversas familias de fallas que tuvieron actividad antes del Triásico, si bien han sido en gran parte reactivadas durante el ciclo alpino. Estas fallas han condicionado, tanto la sedimentación de las series pérmicas del Sector Oriental como la intrusión de granitoides tardíos y el emplazamiento de enjambres de diques de diferente composición.

Entre las fallas dominan las de dirección NE-SW, algunas de ellas con decenas de kilómetros de largo. Otras familias llevan dirección N-S y E-W. Localmente, sobre todo en el sector más oriental, son visibles fallas NW-SE. Un juego como desgarres ha sido reconocido de manera generalizada para las fallas NE-SW, sinistras, y NW-SE, dexas, con una dirección de acortamiento N-S, si bien un juego previo de sentido contrario, ha sido deducido por GONZALEZ UBANELL (1976). A partir de la sedimentación pérmica de facies Saxoniense, muchas de estas fallas actuaron como fallas de «dip-slip» normales.

De entre los diques los más antiguos son los enjambres de diques de pórfidos cuarcíferos, lamprófidos de dirección predominante E-W y buzamiento al N, que se piensa estén en relación con una flexión cortical con elevación de la región situada al N del Sistema Central.

Con dirección N-S existen diques de lamprófidos y de episienitas (ARENILLAS *et al.*, 1975). Los diques más recientes parecen ser los abundantes enjambres de cuarzo de dirección dominante NNE-SSW, que pueden interpretarse como rellenando fracturas de tracción originada por giro del campo de esfuerzos regional durante el juego siniestro de los desgarres NE-SW, que son las fallas maestras que limitan los diversos bloques del Sistema Central.

Cabe destacar que en el Sector Occidental se continúa el Dique Diabásico de Plasencia (GARCIA DE FIGUEROLA, 1965), emplazado durante la distensión jurásica a lo largo de un antiguo desgarre de dirección NE-SW.