

**HOJA 18-18
TUREGANO**

MEMORIA EXPLICATIVA

**DEPARTAMENTO DE
PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
(UNIVERSIDAD COMPLUTENSE)**

1.- Descripción de los materiales	2
1.1.- Rocas metamórficas paraderivadas	3
1.1.1.- Metapelitas y metasamitas	4
1.1.2.- Rocas metacarbonatadas: mármoles y ro- cas de silicatos cálcicos (R.S.C.). ...	9
1.2.- Rocas ígneas prehercínicas	12
1.2.1.- Metabasitas	12
1.2.2.- Ortoneises glandulares mesócratos-me- lanócratos	14
1.2.3.- Ortoneises glandulares	19
1.2.4.- Leuconeises	24
1.3.- Rocas ígneas hercínicas	27
1.3.1.- Leucogranitos de dos micas deforma- dos (Tipo Molino de San Medel)	27
1.3.2.- Adamellitas deformadas (Tipo San Medel)	28
1.3.3.- Granitos de dos micas turmaliníferos (Tipo Torreiglesias)	30
1.4.- Rocas filonianas	33
1.4.1.- Aplitas	33
1.4.2.- Pórpidos graníticos	34
1.4.3.- Cuarzo	35
2.- Características del metamorfismo regional	36
3.- Geoquímica	--
4.- Bibliografía	41

1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

1.1.- ROCAS METAMORFICAS PARADERIVADAS

Las rocas metamórficas paraderivadas son escasas en estos sectores centrales de la Sierra de Guadarrama. Aparecen generalmente como bandas estrechas, casi siempre con menos de 200 mts. de potencia aparente y de poca continuidad longitudinal, salvo el caso excepcional de la banda de Brieva-La Cuesta, que se sigue durante más de 13 kmts. intercalada entre ortoneises cuarzofeldespáticos. El sector comprendido entre el Molino de Brieva y Las Navas de la Cuesta es el que muestra mayor abundancia de tramos metasedimentarios alternantes con los de ortoneises.

Si a la escasez de afloramientos se une el mayor grado de alterabilidad de algunos de estos niveles, que suelen dar relieve negativo, es difícil realizar cortes geológicos precisos del conjunto de materiales paraderivados. Sin embargo, puede aceptarse la hipótesis de que representan un mismo conjunto estratigráfico, desmembrado y desconectado por la intrusión de los protolitos de los ortoneises metagraníticos.

Aparecen como niveles estructuralmente alternantes entre diversos tipos de ortoneises. Los contactos en esta Hoja son siempre netos entre ambos grupos litológicos, aunque recurrencias locales y fenómenos de enclavamiento puedan aparentar un interbandeado que complica las relaciones mutuas. En las bandas centrales de la Hoja también existen localmente contactos laminados por fenómenos de cizalla sinmetamórfica, aunque son más escasos que en Hojas limítrofes (Véase caso de la Hoja 483- Segovia).

Los materiales paraderivados carecen de restos faunísticos o vegetales que precisen su posición estratigráfica. Lo más probable es que su cronología sea preordovícica, ya que afloran por debajo de series pertenecientes al Paleozoico Inferior (BELLIDO et al., 1981). No obstante, son equivalentes a otros niveles metasedimentarios de Hojas limítrofes y próximas: Segovia (Hoja 483), El Caloco (Hoja 507), El Escorial (Hojas 532, 533), así como a los materiales del Complejo Esquistograuváquico, de edad Precámbrico Superior a Cámbrico Inferior.

Se distinguen dos grandes grupos de rocas paraderivadas. De un lado los niveles metadetríticos de granulometría y composición variable (metapelitas-metasamitas), y por separado las rocas metacarbonatadas con cantidades variables de carbonatos modales. Sin embargo ambos grupos aparecen finamente interestratificados en el terreno, dominando los materiales pelíticos y semipelíticos. Rara vez hay grandes bancos de roca metacarbonatada que por otra parte no suelen tener contactos directos con los neises.

1.1.1. Metapelitas y metasamitas.

Dentro de una misma banda es frecuente encontrar los distintos tipos de metasedimentos detríticos interestratificados. Dominan los niveles pelíticos de aspecto corneánico, sobre todo en las bandas centrales de Brieva y La Cuesta, aunque también hay paraneises bandeados, ocasionalmente migmatizados, y niveles cuarcíticos decimétricos. En el sector de Las Veceas y La Mata las cuarcitas llegan a ser muy abundantes, con bancos de potencia métrica. Como consecuencia de la compleja imbricación de estos metasedimentos entre sí, no se han podido cartografiar distintas

bandas paraderivadas como en otros sectores colindantes (Hoja 483).

Este conjunto metasedimentario fue definido como perteneciente a la Serie Fémica Heterogénea Preordovícica (BELLIDO et al., 1981), posteriormente detallada en este sector de Turégano por VILLASECA (1983), quien la consideró constituida por metasedimentos, niveles metacarbonatados y metabasitas asociadas. Los paraneises corneánicos son los tipos más característicos y los de más difícil interpretación. En este y otros sectores el carácter corneánico se puede suponer originado como consecuencia de la intrusión de los protolitos de los ortoneises en tiempos cámbrico-ordovícicos. El problema reside (como ya hicimos hincapié en la memoria de la Hoja 483-Segovia) en la buena conservación de las estructuras corneánicas, habida cuenta que los minerales actualmente visibles son consecuencia de las recrystalizaciones metamórficas hercínicas.

Los tipos pelíticos corneanizados aparecen como rocas oscuras, masivas, con ligero bandeado composicional; son muy tenaces y resistentes a la rotura, y dan sonido metálico al golpearlas. Además resisten la alteración supergénica más efectivamente que el resto de los metasedimentos. Texturalmente son rocas granoblásticas inequigranulares de grano fino en donde destaca el hábito prismático corto de las micas (ausencia de foliación lepidoblástica bien definida) y la tendencia maculosa o nodular de la cordierita algo tardía.

Estas rocas tienen cuarzo, feldespato potásico, cordierita, plagioclasa, biotita y sillimanita como minerales fundamentales, aunque sus proporciones relativas varíen. Como minerales accesorios pueden encontrarse granate, espinela, apatito, circón,

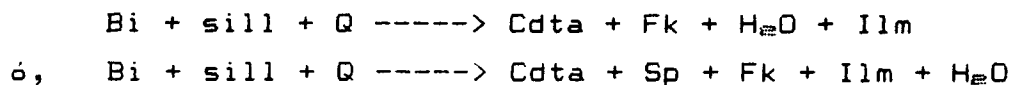
turmalina, rutilo y opacos. Suele ser muy escasa la presencia de minerales secundarios de tipo moscovita, pinnita o clorita.

Los paraneises pelíticos y semipelíticos, más bandeados y de textura granolepidoblástica en foliación penetrativa, difieren poco de estos tipos corneánicos, salvo por la mayor abundancia de minerales retrometamórficos y de alteración. También pueden diferir en la aparición local de algún bandedo migmatítico estromatítico, debido a la composición algo más cuarzofeldespática de la roca. Sin embargo, los caracteres petrográficos cualitativos son equivalentes para ambos tipos litológicos.

Dentro de la asociación mineral descrita el granate es uno de los minerales más metaestables. Es de composición fundamentalmente almandínica ($\text{Alm}_{81} \text{Grs}_3 \text{Pir}_{12} \text{Esp}_4$; VILLASECA, 1983). Suele ser de morfología alotrioblástica y con fenómenos apreciables de corrosión, salvo cuando aparece relictos en agregados feldespáticos o asociado a cuarzo. En las bandas félicas del paraneis suele estar transformado y parcialmente aureolado por cordierita. De cualquier forma es un mineral que cuando adquiere tamaño milimétrico es claramente precinémático respecto a la foliación de la roca (S_2), y aunque algo criboso, con cuarzo y rutilo en su interior, no parece un mineral helicítico que fosilice foliaciones o fábricas más antiguas.

La distena o estaurolita relictas son fases minerales esporádicas en otros metasedimentos de áreas próximas (ver p.eje. memoria de la Hoja 483, Segovia), siempre en cantidades muy accesorias, por lo que parece probable que formen parte de una paragénesis previa de mayor presión que la del clímax metamórfico (M_1).

Los minerales fundamentales de los paraneises pelíticos y semipelíticos, corneanizados o no, definen una paragénesis metamórfica (M_2) de alto grado con texturas granoblásticas o foliadas aparentemente sincinemáticas con F_2 y con la local foliación y microplegado de F_3 . Por tanto, los minerales que la componen no son todos ellos estrictamente contemporáneos. Así, la blastesis de cordierita es algo más tardía y aprovecha la biotita y sillimanita (que también se nucleaba favorablemente en la biotita) previas, claramente orientadas según la S_2 de la roca. Esta cordierita puede incluir tanto gotas de cuarzo que le confiere un aspecto mirmequítico, como pequeños cristallitos de espinela verde de composición hercínica, intercrecidos simplectíticamente. Estas relaciones mutuas podrían ser explicados por reacciones del tipo:



que como son reacciones de deshidratación en alto grado metamórfico, podrían explicar la migmatización local de algunos de estos tipos.

Los niveles cuarcíticos intercalados destacan por los tonos más claros y por su aspecto masivo. Son rocas granoblásticas de grano fino a medio, bastante homogéneas y puras ($Q > 75\%$), con escasa biotita lepidoblástica, normalmente cloritizada. En ocasiones pasan gradualmente a tipos semipelíticos en interbandeados con fenómenos locales de exudación de cuarzo, o a cuarcitas calcosilicatadas con anfíbol.

En las cuarcitas, aparte del cuarzo mayoritario, suele existir algún feldespato (plagioclasa o feldespato potásico) y biotita como minerales que pueden ser fundamentales. En ocasiones

el tamaño de grano de los feldespatos y de algunos cuarzos se aproxima a tipos sefíticos o es ligeramente superior (≥ 2 mm.).

Las fases accesorias son mucho más abundantes que en otros tipos litológicos, existiendo cuarcitas ricas en rutilo y turmalina, y otras en apatito y granate; normalmente tienen proporciones importantes de circón y opacos. En los tipos transicionales a semipelitas aparecen sillimanita y cordierita ocasionales, en matrices más biotíticas. También existe anfíbol y granate en cuarcitas próximas a rocas calcosilicatadas.

1.1.2.- Rocas metacarbonatadas: mármoles y rocas de silicatos cálcicos (R.S.C.).

Aunque la existencia de niveles carbonatados en las series metamórficas de la Sierra del Guadarrama es bien conocida desde el trabajo de CARANDELL (1914), es relativamente reciente el conocimiento de su existencia en la Hoja de Turégano (FUSTER Y VILLASECA, 1979; VILLASECA, 1983).

Estos niveles aparecen inmersos en los paraneises de las distintas bandas metasedimentarias, aunque suelen ser escasos en las zonas orientales de la Hoja. Son abundantes y relativamente continuos, en bancos algo mayores al metro de potencia, en la banda de Brieva-La Cuesta donde aparecen interestratificados mármoles y rocas de silicatos cálcicos, éstas normalmente sin carbonatos modales.

Mármoles.

Son rocas masivas de tonalidades claras, normalmente blanquecinas. Es frecuente que presenten un ligero bandeo composicional de espesor centimétrico definido por la concentración de silicatos magnésicos, probablemente ligado a fenómenos de segregación tectonometamórfica. Excepto estas banditas oscuras, concordantes con la foliación S_2 de las metapelitas encajantes, y las vénulas frecuentes de minerales de alteración a favor de microfracturas tardías, los mármoles son relativamente homogéneos y masivos.

Su textura es típicamente granoblástica de tendencia equigranular de grano fino a medio, con los silicatos siempre de grano menor (salvo excepciones) que los carbonatos.

La composición de los mármoles de este sector es fundamentalmente calcodolomítica, con silicatos magnésicos dominantes. Así, los carbonatos principales son calcita y en menor proporción dolomita, mientras que los silicatos magnésicos que pueden aparecer en proporciones fundamentales son olivino forsterítico, clinohumita, espinela y flogopita. Los minerales accesorios encontrados son: esfena, allanita, apatito y opacos y ocasionalmente algo de cuarzo y feldespatos. Otro grupo de minerales que pueden encontrarse en los mármoles son fases retrometamórficas claramente ligadas a episodios posteriores a la paragénesis catazonal, lo forman cloritas, serpentinas, micas clintoníticas, tremolita, calcita y brucita, aureolando los minerales previos o a favor de microfracturas.

La asociación mineral principal, compuesta de 2 carbonatos y 4 silicatos magnésicos, parece formar una paragénesis metamórfica de alto grado. La textura masiva de la roca, sin elementos estructurales de referencia, y la ausencia de carácter residual o metaestable de esas fases minerales, así parece definirlo. No obstante, en algunos mármoles oficalcíticos se observa un crecimiento algo posterior de la espinela, alrededor de forsterita y clinohumita algo previas, lo que implica un cierto diacronismo en la blastesis de esta paragénesis.

Rocas de silicatos cálcicos.

Son rocas masivas, normalmente con bandeo versicolor evidente, desde tonalidades grisáceas claras (bandas cuarzofeldespáticas), verdosas (bandas piroxénicas), rosadas (bandas granatíferas, a negras (bandas anfibólicas). Suelen formar capas centimétricas asociadas a los mármoles, aunque otras veces aparecen como niveles aislados en las bandas metasedimentarias. Pueden aflorar dando ligero resalte positivo

entre los paraneises pelíticos y semipelíticos y debido a su mayor competencia mecánica, pueden presentar fenómenos locales de abudamiento. Su textura es granoblástica, aunque algunos tipos para-anfibolíticos llegan a definir rocas con foliación nematoblástica. La composición es variable debido a la heterogeneidad de tipos y bandeados, aunque la mineralogía de los distintos microdominios de la roca es sencilla: dos o tres fases minerales principales.

Las rocas de silicatos cálcicos más masivas, de tendencia equigranular de grano fino y medio, suelen comprender proporciones variables de plagioclasas intermedias (An_{35}) a veces algo zonadas, clinopiroxeno salítico-ferrosalítico y granate cálcico (Alm_{55} $Gros_{31}$ Pir_4 Esp_7 ; VILLASECA, 1983), con presencias ocasionales en proporciones fundamentales de cuarzo, microclina y flogopita. La plagioclase, clinopiroxeno y granate forman agregados granoblásticos, en ocasiones simplectíticos (plagioclase-piroxeno), o con crecimientos no sincrónicos entre sí (hay granate localmente intersticial, en nidos de abeja).

Las para-anfibolitas son cuarzo anfibolitas hornbléndicas con proporciones variables de plagioclase, clinopiroxeno salítico y granate cálcico (Alm_{55} $Gros_{37}$ Pir_8 Esp_2) y a veces feldespato potásico microclínico. En estos términos anfibólicos hemos encontrado en ocasiones aureolas simplectíticas de plagioclase-anfibol alrededor del granate, lo que indica un cierto carácter metaestable del mismo así como del clinopiroxeno que puede quedar incluido en la hornblenda, algo más tardía.

Los accesorios comunes a ambas litologías calcosilicatadas son apatito, circón, esfena, ilmenita y opacos indiferenciados. También pueden aparecer proporciones variables de minerales

secundarios como actinolita, sericita, albita, clorita, clinozoisita, epidota y prehnita

1.2. ROCAS IGNEAS PREHERCINICAS

1.2.1. Metabasitas

Inmersas en las bandas metasedimentarias de la Hoja aparecen lentejones de rocas anfibolíticas que han sido interpretadas como rocas ígneas toleíticas de edad precámbrica indefinida (VILLASECA, 1983), que intruyeron en forma de sills.

Aunque el afloramiento mayor y más complejo de estos materiales, con bandeados centimétricos de facies básicas a ácidas, aparezca en el sector de las Navas de la Cuesta, existen otros apuntamientos de estas metabasitas en la banda metasedimentaria de Brieva-La Cuesta, así como en las bandas paraderivadas al sur de Collado Hermoso.

Estos cuerpos metabasíticos afloran como bandas discontinuas e incluso como lentejones entre paraneises pelíticos y semipelíticos, con los que presentan un contacto neto. No hemos encontrado contactos directos con los niveles metacarbonatados de estas formaciones. En el afloramiento principal de las Navas, VILLASECA (1983) distingue varias subfacies de neises anfibólicos, anfibolitas, mela-anfibolitas granatíferas y pegmatitoides anfibólicos, normalmente en bandeados texturales y composicionales complejos, que deben ser reflejo no sólo de fenómenos de segregación metamórfica, sino de variaciones litológicas originales del sill toleítico. La textura general de estas rocas varía de granoblástica más o menos equigranular, de grano fino-medio, a granonematoblástica en algunos tipos

anfibolíticos en sentido estricto. La foliación y bandeo apreciable es siempre concordante con las estructuras de F_{1-2} visibles en los metasedimentos encajantes.

La composición de estas rocas varía desde tipos leucotonalíticos (neises anfibólicos) a tipos gabroideos (mela-anfibolitas granatíferas). Los ortoneises anfibólicos están formados por plagioclasa, cuarzo y anfíbol hornbléndico como fases principales. Presentan proporciones accesorias de feldespato potásico, granate, clinopiroxeno y biotita. Como término composicional extremo estarían, en tipos básicos, las mela-anfibolitas granatíferas (o granatitas anfibólicas) que se componen, fundamentalmente, de anfíbol, granate y clinopiroxeno, con proporciones prácticamente accesorias de cuarzo y plagioclasa.

Las fases accesorias comunes a todas estas ortoanfibolitas son apatito, circón, ilmenita, esfena, rutilo y opacos indiferenciados. Pueden aparecer en proporciones muy variables minerales tardíos, claramente retrometamórficos, como calcita, adularia, clorita, sericita y epidota.

La composición de las fases minerales principales varía con la facies litológica (VILLASECA, 1983). Así desde los neises anfibólicos a las mela-anfibolitas la plagioclasa pasa de oligoclasa (An_{28}), a andesina (An_{43}), la hornblenda de ferrohastingsítica a magnesiohastingsítica, el piroxeno de salita a ferroaugita algo sódica, y el granate de grosulárico (Alm_{51} $Gros_{37}$ Pir_9 Esp_3) a almandínico (Alm_{65} $Gros_{27}$ Pir_4 Esp_2).

Por otra parte, dentro de estas asociaciones minerales fundamentales es posible definir una cierta evolución mineral, mucho más precisa en los tipos más básicos de estas

ortoanfibolitas. Así en las granatitas anfibólicas, de textura granoblástica inequigranular, es claramente perceptible el desarrollo de coronas quelifíticas que, en grado variable, corroen y sustituyen al granate previo. Normalmente puede suponerse un carácter reaccional del granate y clinopiroxeno, que son las fases más antiguas visibles, para formar hornblenda y plagioclasa en crecimientos simplectíticos en forma de coronas. En ocasiones esta plagioclasa quelifítica es la única fase feldespática visible en la metabasita. Se podría definir una paragénesis residual de mayor presión, constituida por la asociación granate, clinopiroxeno algo sódico, ilmenita y rutilo, sustituida parcialmente por la paragénesis catazonal más somera de hornblenda, plagioclasa, clinopiroxeno, esfena y biotita ocasional, algo más tardía. Cuando la sustitución es total se pueden encontrar típicas anfibolitas granonematoblásticas de grano medio en las que el granate y el clinopiroxeno algo sódico han sido sustituidos por grandes cristales poiquiloblásticos de anfíbol. Este mineral, en intercrecimientos simplectíticos con plagioclasa, puede conservar pseudomórficamente las secciones del antiguo granate.

1.2.2. Ortoneises glandulares mesócratos - melanócratos.

Constituyen un tipo neísico bastante bien representado en la hoja, donde alcanzan una entidad cartográfica considerable. Son dos los paquetes principales de estos ortonaises, que discurren entre Brieva y Carrascal, con una dirección SO-NE, y entre Cubillo y Arahuetes, donde llegan a adoptar direcciones más sub-paralelas. En ellos los neises no aparecen en afloramiento continuo, sino que alternan con niveles de leuconeises, neises glandulares y metasedimentos, según una estructura monoclinall debida a las repeticiones que producen los pliegues de F_3 . Otras

bandas menores de ortoneises mesócratos-melanócratos se encuentran distribuidas por toda el área metamórfica principal de la hoja, así como en los pequeños macizos cristalinos que afloran por debajo de los sedimentos mesozoicos y cenozoicos.

Los neises pertenecientes a este grupo se han descrito previamente, en este u otros sectores, con diferentes denominaciones, entre las que cabe destacar las de neises máficos (NAVIDAD y PEINADO, 1977), neises glandulares heterogéneos (NAVIDAD, 1979), neises de la Serie Fémica Heterogénea (BELLIDO et al. 1981) y neises subplagioclásicos (VILLASECA, 1983).

Los neises mesócratos-melanócratos son rocas con textura blastoporfídica de carácter generalmente megaglandular. Su composición es más básica que la de los tipos cuarzofeldespatícos más comunes, lo que se manifiesta en un menor contenido en feldespato potásico y una mayor riqueza en plagioclasa, además de un carácter biotítico de la matriz y de la presencia frecuente de cordierita y granate. Sus protolitos debieron ser, por tanto, granitoides porfídicos de quimismo granodiorítico. La composición de todos los neises mesócratos-melanócratos distinguidos cartográficamente no es homogénea, ya que existen variaciones considerables en su quimismo; no obstante, siempre son más básicos que los otros tipos neísicos con que se relacionan, lo que posibilita su separación.

Uno de los rasgos texturales más característicos de estos neises es su carácter bimodal en cuanto al tamaño de las glándulas. Las glándulas más gruesas tienen una longitud comprendida entre 3 y 7 cms., estando constituidas por cristales idiomorfos y subidiomorfos de feldespato potásico, ya sea en individuos monocristalinos o maclados. Las glándulas menores son, como las anteriores, de origen primario, aunque algunas pueden

tener una naturaleza blástica; estas glándulas están formadas por cristales de feldespato potásico, plagioclasa o cuarzo.

En algunos sectores los ortoneises están afectados por una intensa deformación heterogénea, atribuible al desarrollo de bandas de cizalla durante la segunda fase hercínica de deformación. Las bandas de cizalla se localizan en dos sectores principales: entre Brieva y Carrascal, donde se identifican varias zonas de deformación máxima en las que alternan ortoneises y metasedimentos, y en el ángulo SE del mapa, en torno al Cerro de Romalo Pelado. Cizallas menores afectando a los ortoneises mesócratos-melanócratos también se encuentran entre los kilómetros 165 y 166 de la carretera N-110, y unos 2 kms. al oeste de Chavida, donde aflora una banda estrecha y poco continua de ortoneises milonitizados.

En las zonas de cizalla de F_2 los ortoneises aparecen como tipos miloníticos o, más raramente, ultramiloníticos muy recrystalizados (blastomilonitas). Las glándulas feldespáticas se encuentran muy aplastadas y estiradas, disponiéndose en una matriz rica en biotita (y ocasionalmente en cordierita) que supone más del 50% de la roca. Las glándulas alargadas definen una lineación de estiramiento, también reconocible por la orientación de los agregados de biotita y sillimanita de la matriz. Junto con las glándulas estiradas suelen aparecer otras que muestran evidencias de haber rotado. Los bordes de las glándulas están variablemente recrystalizados y suelen continuarse en sombras de presión de longitud variable.

En algunos sectores de las zonas de cizalla se encuentran paquetes de ortoneises ultramiloníticos, cuya potencia no supera los 2-3 mts. (MACAYA, 1983; VILLASECA, 1983; MACAYA et al. in press; ver también la memoria de la Hoja de Segovia). En estas

zonas la matriz es muy rica en minerales ferromagnesianos (sobre todo en biotita) y supone más del 90% de la roca. La presencia ocasional de glándulas feldespáticas fuertemente rotadas permite diferenciar a estos materiales de los metasedimentos esquistosos con los que suelen relacionarse. Varias de estas bandas han sido localizadas en el cauce del Río Pirón (proximidades del Molino de Brieva), donde afloran en el seno de dos zonas de cizalla subparalelas de F_2 . En la mayoría de los casos, tanto las ultramilonitas como los neises miloníticos asociados muestran una mayor basicidad que los protolitos mesócratos-melanócratos de que proceden. Parece por tanto que algunos procesos geoquímicos ligados a las zonas de cizalla de F_2 podrían incrementar en ocasiones la basicidad de estas rocas.

En los neises mesócratos-melanócratos son frecuentes los enclaves xenolíticos, similares a los que se encuentran en los ortoneises glandulares más ácidos. Consisten en rocas microgranudas, metacarbonatadas, cuarcitas y paraneises pelíticos, que deben proceder de las series intruidas por los protolitos de los neises o tener una relación autolítica con los mismos (enclaves microgranudos). Junto a la localidad de Basardilla, las ortoneises contienen enclaves de metacuarcita afectados por una fábrica esquistosa discordante con la de los tipos glandulares, lo que parece sugerir que los protolitos graníticos atravesaron una serie metasedimentaria durante su intrusión.

La matriz de las ortoneises tiene una textura lepidoblástica o granolepidoblástica, desarrollando un bandeo tectónico con alternancia de lechos cuarzofeldespáticos y otros ricos en biotita y sillimanita. En los primeros dominan los cristales de oligoclasa y, en menor medida, de cuarzo, siendo más limitada la presencia de feldespato potásico. Las matrices de los neises más deformados tienen texturas blastomiloníticas, resultantes de la

recristalización de las fábricas miloníticas-ultramiloníticas desarrolladas al principio de F_2 . La recristalización se produce al final de la misma etapa deformativa y, sobre todo, en momentos posteriores relacionados con el pico térmico metamórfico.

La mineralogía de los ortoneises está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, sillimanita, biotita, cordierita, granate y distena, siendo fases accesorias espinela, rutilo, circón, apatito, esfena, turmalina, pirita y opacos indiferenciados. El metamorfismo retrógrado da lugar a cantidades variables de clorita, moscovita y agregados pinníticos.

La biotita se encuentra en lepidoblastos orientados en la S_2 y también como cristales definiendo la foliación ligada al desarrollo de los pliegues de F_3 . La sillimanita también aparece orientada en la foliación neísica (tanto en S_2 como en S_3), ya sea en variedad fibrolítica o prismática. Durante el metamorfismo retrógrado la biotita es reemplazada por clorita y rutilo sagenítico, mientras que el silicato aluminico lo es por mica blanca.

El feldespato potásico es un mineral que rara vez abunda en las matrices de los ortoneises. Se encuentra en cristales alotriomorfos o subidiomorfos que definen agregados subgranoblásticos con plagioclasa y cuarzo. Su proporción se reduce con el incremento de la deformación milonítica (como ya reconociera MACAYA, 1983), llegando a faltar en muchas de las bandas ultramiloníticas. Esta reducción va acompañada de un incremento en el contenido de biotita lepidoblástica. Lo contrario sucede en la cordierita, que es tanto más abundante cuanto más deformada y rica en biotita es la roca. El mineral se encuentra en cristales subidiomorfos que han crecido al final o después de F_2 , casi siempre bastante transformados a pinnita.

El granate aparece en cristales subidioblásticos o xenoblásticos, formados con anterioridad a la máxima deformación milonítica ligada a F_2 . Contiene inclusiones de cuarzo, opacos, circón y rutilo, que pueden definir una esquistosidad interna correspondiente a S_1 o a una S_2 contemporánea con el crecimiento del mineral. Los cristales de granate han sido desestabilizados después de su crecimiento, durante la elevación térmica y descompresión que acompañan al pico metamórfico. Las transformaciones más importantes lo son a biotita, sillimanita, cordierita, plagioclasa, cuarzo y opacos; con menor frecuencia también es reemplazado por cordierita y espinela (VILLASECA, 1983). La proporción modal de granate aumenta considerablemente en los tipos neísicos deformados en las zonas de cizalla de F_2 .

La distena es un mineral poco abundante en los ortoneises mesócratos-melanócratos. Se encuentra en cristales muy pequeños (casi siempre menores de 0,2 mms.) incluidos en plagioclasa o feldespato potásico. Su crecimiento debió producirse a la vez que el del granate, formando parte junto con aquel de la paragénesis metamórfica más antigua conservada en estas litologías.

1.2.3. Ortoneises glandulares

Junto con los ortoneises mesócratos-melanócratos son las litologías más abundantes en la Hoja. Presentan una gran variedad de facies, en función de la cantidad y tamaño de las glándulas, del contenido en biotita, del desarrollo de la foliación y del grado de migmatización. No obstante, los ortoneises incluidos dentro de este grupo proceden de protolitos más ácidos que los que fueron descritos para los mesócratos-melanócratos, correspondiendo a tipos adamellíticos y, en menor medida,

graníticos. Los ortoneises glandulares han sido descritos en la bibliografía con diferentes denominaciones, entre las que cabe destacar las de ortoneises homogéneos, sálicos, monzoníticos, ácidos o metagraníticos en sentido amplio (ver BELLIDO et al., 1981 y VILLASECA, 1983).

La edad precisa de los ortoneises glandulares es discutible, aunque en general se acepta su carácter intrusivo en las series prearenigienses con las que se relacionan espacialmente. Así, VIALETTE et al. (1986, 1987) obtienen, mediante métodos de isocrona Rb-Sr, edades de intrusión comprendidas entre el Cámbrico Superior y el Ordovícico inferior (500-470 m.a.) para facies neísicas similares a las que se encuentran en la Hoja, mientras que las edades obtenidas por U-Pb en circones varían entre 560 y 540 m.a. (BISCHOFF et al., 1986).

Son rocas blastoporfídicas, generalmente mesoglandulares, en las que destacan grandes cristales idiomorfos o subidiomorfos de ortosa bastante microclinizada. Los cristales de feldespato potásico muestran con frecuencia inclusiones internas orientadas reticularmente de biotita (texturas frasl), lo que evidencia su origen ígneo. Además de las grandes glándulas feldespáticas, los ortoneises contienen en ocasiones otras menores de plagioclasa y de cuarzo, para las que una naturaleza ígnea primaria puede ser también deducida; las primeras pueden conservar todavía restos de un zonado oscilatorio primario.

La matriz de los ortoneises es granolepidoblástica y muestra un bandeado grosero, debido a la alternancia de lechos ricos en biotita (y ocasionalmente en sillimanita) con otros más cuarzofeldespáticos. La fábrica bandeadada define la foliación de los neises, que en el sector comprendido en la hoja es resultado de la actuación de F_2 o de un efecto combinado de F_1 y F_2 . La tercera fase de deformación hercínica es responsable de numerosos

pliegues que afectan a las estructuras planares previas, así como de una esquistosidad más dispersa definida por la reorientación y recristalización de biotita y sillimanita.

Los contactos entre ortoneises y metasedimentos parecen bastante netos. Los ortoneises glandulares deben proceder de protolitos graníticos intrusivos sobre los tramos paraderivados y también, posiblemente, sobre los ortoneises melanócratos-melanócratos, como parecen sugerir los enclaves todavía reconocibles en estas litologías. Estos enclaves son de tres tipos fundamentales (VILLASECA, 1983): microgranudos con texturas ígneas residuales (autolíticos), esquistosos de carácter pelítico - semipelítico y metacarbonatados; a estos hay que añadir los enclaves menos frecuentes de cuarcitas y de ortoneises glandulares, probablemente correspondientes a tipos mesócratos-melanócratos.

La migmatización que afecta a estas litologías es casi siempre muy importante. Las zonas más migmatizadas se distribuyen con bastante irregularidad por todo el sector ocupado por los ortoneises glandulares, pero quizás la mayor intensidad se alcance en los alrededores de Sotosalbos y en el ángulo suroriental de la Hoja. La migmatización llega a originar nebulitas variablemente glandulares, que por zonas resultan equivalentes a verdaderos granitoides heterogéneos muy contaminados. La desestructuración puede llegar a ser completa, resultando imposible reconocer la fábrica planar previa a la fusión parcial; este hecho sugiere que la migmatización más importante, en principio coincidente con el pico térmico que se registró en la zona, debió ser posterior a la tercera fase de deformación hercínica (F_3). Los tipos migmatíticos más comunes incluyen frecuentes nódulos estictolíticos (con cordierita y cuarzo como fases dominantes), que pueden aparecer tanto

dispersos como arracimados o incluidos en venas leucocráticas delgadas y discordantes. También son comunes las migmatitas estromatíticas, flebíticas y agmatíticas (ver VILLASECA, 1983). En la cartografía, todos los tipos cuarzofeldespáticos muy migmatizados se han agrupado dentro del conjunto de ortoneises glandulares. Los neises mesócratos-melanócratos, de composición más básica, se encuentran casi siempre menos afectados por la anatexia.

Los ortoneises glandulares contienen como minerales principales cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita, así como cantidades muy variables de sillimanita, cordierita y granate; ocasionalmente puede aparecer distena en las facies neísicas más deformadas, en las proximidades de las zonas de cizalla de F_2 . Los minerales accesorios están constituidos por turmalina, circón, monacita, apatito, topacio y fases opacas; mientras que durante las etapas retrógradas, a presiones de fluidos en aumento, se forman cantidades variables de moscovita-sericita, clorita, agregados pinníticos, epidota-clinozoisita, albita, microclina, esfena y rutilo sagenítico.

Cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa dan lugar en la matriz a agregados subgranoblásticos característicos, con bordes de granos variablemente suturados. El feldespato potásico estable durante el máximo termal fue una ortosa, que ha pasada después a microclina; sus cristales son subidiomorfos, con pertitas en venas y parches, maclado ocasional y frecuentes microinclusiones de cuarzo en gotas. La plagioclasa de la matriz es una oligoclasa (An_{20-30}), que puede presentar un débil zonado oscilatorio y unos rebordes albiticos frecuentes. Los cristales son generalmente subidiomorfos, con maclas polisintéticas bien definidas, antipertitas ocasionales y bordes mirmequíticos. Los agregados en sinneusis de plagioclasas de mayor tamaño se

interpretan como texturas ígneas originales; estos cristales pueden presentar inclusiones reticulares de sillimanita y micas.

Biotita lepidoblástica de composición eastonítica (VILLASECA, 1983) y sillimanita fibrolítica o, más raramente, prismática, son minerales que aparecen relacionados con la fábrica planar. El filosilicato incluye pequeños cristales de apatito y de circones con característicos halos pleocroicos; durante los episodios retrógrados es reemplazado por clorita y agregados sageníticos de rutilo. El silicato aluminico reacciona, a presiones de flúidos en aumento, para dar lugar a agregados sericíticos. Tanto biotita como sillimanita, presentes en la S_2 y en la S_3 , pueden acabar englobados en grandes blastos subidiomorfos de cordierita, cuyo crecimiento debe tener lugar por tanto al final o después de F_3 , durante los momento de máxima migmatización. La cordierita puede aparecer en cristales dispersos en la matriz, o concentrada en nódulos estictolíticos subredondeados de hasta varios centímetros de diámetro; los nódulos contienen también cantidades importantes de cuarzo, así como proporciones más bajas (menores en conjunto del 20%) de otras fases ferromagnesianas o leucocráticas (VILLASECA, 1983). Durante el metamorfismo retrógrado la cordierita es reemplazada por agregados pinníticos, pudiendo producirse la pseudomorfosis completa de los cristales.

El granate es un mineral escaso en los ortoneises glandulares. Se encuentra en cristales xenoblásticos o subidioblásticos que pueden aparecer incluidos en plagioclasas o dispersos en la matriz del ortoneis. En general muestra síntomas claros de metaestabilidad, con transformaciones totales o parciales a biotita \pm sillimanita \pm cordierita \pm plagioclase \pm cuarzo. Se trata de un mineral relicto de una etapa más antigua

de presiones medias (pre a sin F_2), donde debió formar una paragénesis estable con distena.

1.2.4. Leuconeises

Su extensión cartográfica es bastante reducida, ya que sólo se encuentran algunas bandas delgadas en el sector nororiental, en las proximidades de Arahuetes, y un pequeño macizo de dimensiones algo mayores en torno a Carrascal. Cuerpo menores de leuconeises también aparecen ocasionalmente entre los ortoneises glandulares; la cartografía de estos afloramientos no se ha realizado por su pequeño tamaño y por la fuerte migmatización que impide precisar el trazado de los contactos.

Los leuconeises son rocas muy leucocráticas de grano medio a grueso y texturas granoblásticas o granolepidoblásticas, aunque las últimas alcanzan un peor desarrollo por el bajo contenido en biotita. Generalmente están desprovistos de glándulas feldespáticas o éstas son muy poco abundantes, aunque algunos sectores del macizo de Carrascal contienen tipos leucocráticos mesoglandulares. La separación de los otros tipos de ortoneises resulta posible, por tanto, por dos razones fundamentales: 1, ausencia de glándulas o una menor densidad de las mismas y 2, composición más ácida, compatible con un origen a partir de protolitos graníticos o leucograníticos.

Los leuconeises aparecen afectados por la misma historia tectonometamórfica que los tipos glandulares con los que se relacionan espacialmente y han sido datados con métodos Rb-Sr, dando una cronología absoluta análoga a la de los tipos glandulares (VIALETTE et al., 1987).

Los leuconeises tienen una mineralogía fundamental constituida por cuarzo, ortosa y plagioclasa, pudiendo aparecer también cantidades variables de sillimanita, biotita y cordierita. Como minerales accesorios se encuentran granate, turmalina, apatito, circón, monacita, pirita y minerales opacos indiferenciados. El metamorfismo retrógrado da lugar a cantidades muy variables de moscovita-sericita, clorita, agregados pinníticos, albita, microclina y rutilo sagenítico.

El feldespato potásico es una ortosa que sufre una microclinización considerable durante los episodios retrógrados. Se encuentra en cristales alotriomorfos o subidiomorfos pertíticos, que dan lugar a mosaicos subgranoblásticos por intercrecimiento con cuarzo y plagioclasa. Esta es una oligoclasa (Ar_{10-15}) algo antipertítica y mirmequítica, con rebordes albiticos ocasionales y desarrollo variable del maclado polisintético.

La biotita es bastante escasa y define una foliación lepidoblástica imprecisa. Crece junto con sillimanita fibrosa que puede aparecer fuertemente reemplazada por una mica sericítica. Reemplazamientos intensos se observan también en los cristales ocasionales de cordierita, que presentan formas subidioblásticas y crecimiento relativamente tardío.

El granate es un mineral escaso, aunque no raro. Aparece en cristales xenoblásticos o subidioblásticos con claros síntomas de metaestabilidad, siendo reemplazado por una paragénesis prograda similar a la que fue descrita para el caso de los granates de los ortoneises glandulares. Su composición es rica en almandino y con contenidos menores de espesartina (Alm_{60-90} Esp_{5-17} ; VILLASECA, 1983).

En las bandas de leuconeises de la hoja de Turégano no se ha encontrado distena, aunque la aparición ocasional de este silicato aluminico no puede descartarse. En la Hoja de Segovia (ver memoria de esta Hoja) ha sido encontrada en las matrices granoblásticas finas de las leuconeises miloníticos, donde se conserva como un mineral restítico de la etapa metamórfica de presión media anterior al pico térmico.

1.3.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS

1.3.1.- Leucogranitos de dos micas deformados. (Molino de San Medel)

Aparecen estos granitoides al oeste del Pueblo de Bernuy de Porreros, en el borde S de la Hoja, en una extensión inferior a 1 Km². Por el NO están limitados por el Cretácico flexionado; hacia el N y E penetran intrusivamente en los neises mesócratos del afloramiento de Bernuy-La Mata de Quintanar; por el S se prolongan algo en la hoja inmediata de Segovia; por el flanco O se relacionan con las facies más micáceas de las adamellitas del oeste de San Medel que serán descritas a continuación.

Los leucogranitos predominantes son de grano medio a grueso, muy desagregables en las zonas de alteración superficial. En sectores están entremezclados de forma irregular con tipos de grano más fino, muy pobres en biotita. Las variedades aplíticas predominan hacia el este del afloramiento cerca de los contactos con las rocas metamórficas; en la zona cercana al contacto existen enclaves o "screens" de dimensiones decamétricas de los neises encajantes, poco transformados por la intrusión granítica. Esporádicamente, en las facies de grano fino, son visibles a simple vista granates de color rosado.

En los leucogranitos de grano medio a grueso no se han observado enclaves o xenolitos. En ellos son perceptibles en el terreno deformaciones y orientaciones minerales, a veces acentuadas. Aunque variables, las foliaciones, de carácter tectónico, están orientadas en general entre 100° y 120°, subhorizontales hacia el N.

Petrográficamente estos leucogranitos tienen en general mayor proporción de moscovita que de biotita, a veces cloritizada. La moscovita en muchas ocasiones se ha formado a expensas de la biotita y del feldespato potásico, a los cuales sustituye. Es por ello un mineral tardimagmático, aunque por su tendencia a la orientación puede suponerse que su formación es más o menos sincrónica con las deformaciones que han afectado a estos granitoides. De los feldespatos, la plagioclasa poco zonada (oligoclasa ácida, casi albita) es idiomorfa o subidiomorfa; el feldespato potásico es, en cambio, intersticial respecto a la plagioclasa y cuarzo y tiene escasas venas peritíticas.

Además de los accesorios usuales (circón, ilmenita, algo de apatito) aparece granate en las facies aplitoides como cristales de pequeño tamaño (<1 mm.) idiomorfos y sin inclusiones. No tiene relaciones muy definidas con el resto de los minerales principales y parece de cristalización primaria. Por último, en algunos casos aparece también andalucita, en general incluida en cristales de moscovita.

Los efectos de la deformación, aparte de la tendencia a la orientación de los minerales micáceos, se manifiestan al microscopio por la elongación de los cristales de cuarzo y la granulación marginal de los cristales de cuarzo y de algunos de los feldespatos.

1.3.2. Adamellititas deformadas (tipo San Medel)

En esta hoja aparecen al oeste de los granitoides descritos en el apartado anterior, prolongándose hacia el S dentro de la Hoja de Segovia. Su extensión en la Hoja de Turegano es muy reducida, pues hacia el N quedan limitados por el Cretácico

flexionado y por el oeste están recubiertos transgresivamente por el Mioceno detrítico.

Son adamellitas de grano medio moderadamente biotíticas, en las que destacan esporádicamente feldespatos potásicos casi cuadrados de 1 a 2 cms. En ellas existen enclaves microgranulados (gabarros) escasos y, con más frecuencia, pequeños xenolitos de 1 a 2 cms. de rocas metamórficas transformadas. También esporádicamente se han observado bandeados (schlieren) biotíticos y feldespáticos de orientaciones cambiantes.

En la zona más oriental de este afloramiento (especialmente en las inmediaciones de las ruinas de la Iglesia de San Medel) de la roca de grano medio se pasa gradualmente a tipos de grano más fino ricos en biotita, en los que además son frecuentes enclaves microgranudos aún más melanócratos. Estas rocas más básicas (granodioríticas a tonalíticas) ocupan una posición marginal con respecto a los leucogranitos, situados más al E, no observándose con claridad las relaciones de contacto entre ambas unidades litológicas.

También se observan en estas adamellitas efectos deformativos, más acentuados en zonas de pequeñas cizallas de carácter sinistral orientadas en dirección cercana a los 90°. Las biotitas en todo el macizo están transformadas en agregados micáceos de grano fino.

Petrográficamente son rocas escasamente porfídicas con plagioclasa en proporción algo más alta que la del feldespato potásico, que es ortosa microclinizada con escasas venas pertíticas. La biotita en su mayor parte está formando agregados lepidoblásticos rodeando a los feldespatos o recrystalizada en

zonas de mayor deformación, donde también se observan granulaciones de cuarzo y feldespato.

La plagioclasa parece el primer componente en cristalizar; suele ser idiomorfa y con zonado oscilatorio normal. En cambio el feldespato potásico tiene carácter intersticial.

En estas adamellitas son frecuentes los minerales aluminicos (cordierita pinnitizada y andalucita). En parte pueden ser restos xenolíticos de las inclusiones metamórficas o sobremicáceas frecuentes en las adamellitas, aunque también es posible interpretar estos minerales como originados por efectos térmicos provocados por las adamellitas de tipo Segovia que afloran en la Hoja de Segovia, situada al Sur.

1.3.3.- Granitos de dos micas turmaliníferos. (Tipo Torreiglesias)

Intercalados en las series metamórficas de la Hoja de Turégano aparecen numerosos cuerpos de granitoides leucocráticos de grano fino a medio, en general con moscovita en proporción mayor que la biotita (a veces inexistente) y con abundante turmalina y otros minerales ricos en volátiles. En muchas ocasiones pueden definirse como diques potentes subconcordantes con la esquistosidad regional, pero en otros casos, en las inmediaciones y al N del pueblo de Torreiglesias, forman masas de geometría irregular con contactos discordantes con las rocas metamórficas entre las que se infiltran. En estas zonas dentro de la masa de aplitas quedan frecuentemente macroenclaves de roca metamórfica; de estos últimos en el plano geológico sólo se han dibujado los de mayor extensión. En ambos casos la penetración del material granítico en las rocas metamórficas se ha realizado

pasivamente, en régimen distensivo. No son apreciables en el terreno, ni tampoco en observación microscópica, efectos térmicos en las rocas encajantes que puedan achacarse a un metamorfismo de contacto. Es muy probable que algunas de estas intrusiones graníticas sean múltiples, pues en varias zonas se han observado penetraciones intrusivas de carácter más filoniano en estas masas graníticas más extensas que tienen granulometría de mayor tamaño.

Las rocas que en la cartografía se han diferenciado como diques de aplitas es muy posible que correspondan a episodios más tardíos de estos granitoides leucocráticos, pues, aunque tienen un carácter filoniano bien evidente, son muy análogas composicionalmente aunque en general más pobres en turmalina.

En los afloramientos estos leucogranitos son muy homogéneos, sin estructuras de orientación perceptibles o a lo más con algún bandeo muy tenue de carácter composicional en las zonas más inmediatas a las zonas de contacto con las rocas metamórficas. En general tienen diaclasados y fracturaciones póstumias, con alteración hidrotermal en las zonas inmediatas a las fracturas. En los afloramientos de carácter más filoniano es frecuente observar una zona más cataclástica en el sector de contacto con las rocas metamórficas.

Petrográficamente los granitos de este grupo, especialmente en las zonas de mayor extensión superficial, son rocas de grano fino a medio con textura aplítica, formadas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (más del 90% en total). El mineral con mayor tendencia al idiomorfismo es la plagioclasa (oligoclasa ácida) débilmente maclada. El feldespato potásico es más alotriomorfo, con disposición intersticial; es una microclina escasamente pertitizada a veces con reborde más albitico. En algunos casos se observa biotita (parcial o totalmente

cloritizada). En estos casos esta mica aparece como mineral primario residual, siendo sustituida por moscovita más tardía que se forma a expensas de las biotitas y del feldespato potásico. Los cristales de moscovita son a veces relativamente grandes, incluyendo poiquilíticamente al resto de los componentes. En ocasiones también puede considerarse tardía la turmalina, mineral accesorio muy frecuente que aparece tanto en forma de pequeños prismas idiomorfos como en cristales alotriomorfos con bordes reaccionales o simplectíticos con el feldespato potásico. En estas rocas es frecuente, aunque no constante, la aparición de andalucita de color rosado pálido en pequeños cristales de hasta 1 mm. de dimensión mayor.

Entre los accesorios, además del apatito, circón y opacos se encuentran esporádicamente topacio, fluorita y calcita en zonas intersticiales. Estos minerales, además de la frecuente turmalina, indican que estas rocas han pasado al final de la consolidación por un estado de carácter hidrotermal importante, que sería responsable de la moscovitización tardimagmática perceptible en todas estas rocas.

1.4.- ROCAS FILONIANAS

1.4.1.- Aplitas

Son abundantes en esta hoja los diques de aplitas de dos micas orientados entre 30° y 60°, muchas veces subparalelos con la dirección de esquistosidad principal aunque de trazo vertical. En el detalle se observa claramente su carácter filoniano y su discordancia con las estructuras metamórficas.

Composicionalmente son muy parecidos a los granitos de dos micas turmaliníferos del tipo de Torreiglesias, aunque parecen más tardíos ya que en algunas ocasiones se observan diques aplíticos cortando a los granitos de este grupo.

Las dimensiones de estos diques son muy variables. En el plano se han representado solamente los que tienen espesores decamétricos. Con frecuencia se observan en los contactos, e incluso en el interior del dique, fenómenos de cataclasis y fracturación de edad tardi o post-hercínica.

En general son de textura aplítica, aunque en algún caso, como el situado al S del vértice de las Hazas, tienen sectores de pegmatitas de grandes cristales y bandeados composicionales complejos.

Petrográficamente todos ellos son leucogranitos con más del 90% de minerales claros. En general el feldespato potásico (microclina) predomina sobre la plagioclasa (oligoclasa ácida), pero en algunos casos aparecen los dos feldespatos en proporciones análogas. La biotita con mucha frecuencia está reemplazada por micas verdosas de menor temperatura o transformada en clorita. La moscovita es en general más abundante

que la biotita, forma láminas que crecen a partir del feldespato potásico o de la biotita, por lo que puede considerarse de crecimiento tardío u originada por procesos autometasomáticos. Es muy frecuente, aunque hay diques en donde no aparece, la turmalina con pleocroismo pardo verdoso; este mineral aparece en general como prismas idiomórficos o en cristales irregulares que en parte sustituyen al feldespato potásico previo. En varios diques se han observado cristales de andalucita, en parte sustituidos por moscovita, y con frecuencia agregados pinníticos de clorita y moscovita que pudieran proceder de antiguas cordieritas.

Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y opacos. Entre los minerales secundarios, además de la clorita y sericita, aparecen esporádicamente prehnita, leucoxeno, rutilo y calcita.

Alguno de los diques representados en el plano pudieran corresponder a episodios filonianos relativamente tempranos, pues se observan en ellos deformaciones tectónicas con granulación de cuarzo y plagioclasa y reorientación parcial de minerales micáceos.

1.4.2.- Pórpidos graníticos.

Son muy raras las rocas filonianas porfídicas en la Hoja de Turégano. El único dique de dimensiones significativas encontrado está situado al N del pueblo de Bernuy de Porreros. Se trata de un dique de hasta 20 mts. de espesor orientado N- 45°-E e inclinado hacia el E, en el que destacan pequeños fenocristales de cuarzo y feldespato dentro de una matriz de grano muy fino. El dique está afectado por una esquistosidad interna orientada N- 20°-E con buzamiento de 45° al E, diferente de la de los neises

encajantes. Al microscopio se observa una recrystalización de los antiguos fenocristales de cuarzo y feldespatos en agregados policristalinos algo estirados, y así como una orientación metamórfica de la matriz. La biotita es muy escasa y está sustituida por moscovita. Como accesorios aparece granate y algo de turmalina.

1.4.3.- Cuarzo

Los diques o lentejones de cuarzo no son muy abundantes en esta Hoja. Los de mayor potencia, aunque tienen considerables variaciones de espesor, están situados al N de la Cuesta y en las proximidades del contacto tectónico entre las rocas cristalinas y el Cretácico situado al S de Caballar. Las direcciones más frecuentes son las del primer cuadrante. También aparecen lentejones de cuarzo jalonando una fractura que pasa por el vértice Guijo, al NE de Torrecaballeros, y en la zona al N de Bernuy de Porreros.

En general el cuarzo de los diques es microcristalino y lechoso, aunque los lentejones de mayor potencia aparecen repetidamente fracturados y brechificados con crecimientos de cuarzoidiomorfos de mayor tamaño.

2.- CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO REGIONAL

2.- CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO REGIONAL

Las series metamórficas de la Hoja de Turégano, que comprenden los abundantes ortoneises prehercínicos y las desmembradas bandas metasedimentarias de probable edad precámbrica, han sufrido con rigor la orogenia colisional hercínica que en este sector alcanzó condiciones de alto grado metamórfico, llegándose a migmatización local importante. No cabe duda de que la intrusión masiva de metagranitoides entre el Cámbrico y el Ordovícico Inferior debe responder a un ciclo orogénico previo (VIALETTE et al., 1986), del que sólo se conservarían discutibles rasgos estructurales, recrystalizados completamente por la orogénesis del Paleozoico Superior. Estas fábricas prehercínicas podrían ser los enclaves girados de metasedimentos en ortoneises glandulares mesócratos, o la conservación de paleocorneanas pelíticas ligadas a la intrusión de los granitoides. Pero fases minerales prehercínica no se han encontrado en la Hoja; sólo hay citas de tipos granulíticos, probablemente prehercínicos, en el área de El Espinar (Memoria Hoja 507).

La Orogenia Hercínica se resuelve en una serie de fases tectónicas sinmetamórficas sucesivas con tres grandes períodos de blastesis mineral (FUSTER et. al., 1974; LOPEZ RUIZ et. al., 1975; BELLIDO et. al., 1981; VILLASECA, 1983). Sólo en algunos tipos litológicos es posible encontrar minerales de las distintas etapas metamórficas, denominadas M_1 , M_2 y M_3 , siendo lo más frecuente encontrar rocas que muestran únicamente la paragénesis de alto grado metamórfico (M_2).

En litologías cuarzofeldespáticas o pelíticas, los minerales metamórficos más antiguos, encontrados normalmente como fases

metaestables, son granate rico en almandino y distena. En litologías metabásicas y en algunos tipos calcosilicatados se encuentran granate rico en almandino y clinopiroxeno, ocasionalmente algo sódico. Las paragénesis probables del metamorfismo M_1 en ambos grupos litológicos podrían ser, respectivamente:

gte + dist + plag + (estaur) + q + bi + (ms)

gte + clpx + rt + ilm + q + (plag)

En ambos casos se encierran en paréntesis minerales probables, bien porque hayan aparecido en sectores próximos (caso de la estauroлита relicta en metasedimentos equivalentes de las Hojas de Segovia y de El Espinar), bien porque serían minerales compatibles con el equilibrio termodinámico de esta etapa inicial del metamorfismo hercínico. En el caso de litologías calcodolomíticas (mármoles) no es posible definir la naturaleza de la paragénesis inicial, ya que no han quedado vestigios de la misma.

Las condiciones termodinámicas más probables para M_1 son de grado medio y presión intermedia, en facies de anfibolitas y afinidad barroviense; los valores termobáricos a los que tuvo lugar son 650° - 680° C y 7-8 Kbs (VILLASECA, 1983). Esta etapa metamórfica coincide con el desarrollo de la deformación tangencial hercínica más intensa (F_1 y parte de F_2 ; ver Fig. 1).

Los minerales metamórficos más significativos que forman parte de la paragénesis catazonal (M_2) son los siguientes; en litologías cuarzofeldespáticas o pelíticas: feldespato potásico, cordierita, biotita, sillimanita y espinela; en rocas metabásicas y tipos calcosilicatados: plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno diopsido-hedembergita, biotita y esfena; finalmente, en rocas calcodolomíticas los minerales de M_2

representan la paragénesis principal del mármol. Abreviadamente, las principales paragénesis de M_2 pueden considerarse constituidas por los siguientes minerales:

$q + plag + fk + bi + sill + cdt + esp.$

$plag + horn + q + clpx + esp \pm fk \pm bi.$

$cc + dol + fo + clhum + esp + flog.$

Estas paragénesis corresponden a condiciones de alto grado metamórfico y baja presión, en facies de las anfibolitas y habiendo sido superada la isograda de destrucción de la moscovita (zona del feldespató potásico). De acuerdo con los datos actualmente existentes, no se alcanzan condiciones propias de la facies de las granulitas, como ha sido sugerida por diferentes autores para las zonas centrales del Guadarrama (BARD et al., 1970; CASQUET y NAVIDAD, 1985). Los valores termobáricos más probables de M_2 se sitúan próximos a los 710°C y a 4 Kb de presión (VILLASECA, 1983).

M_2 coincide con los momentos finales de F_2 y con toda la F_3 , prolongándose en el tiempo hasta después de esta etapa deformativa. La migmatización más intensa, atribuible en principio al pico térmico, oblitera todas las estructuras penetrativas existentes en las litologías cuarzofeldespáticas, por lo que su edad post- F_3 parece fuera de toda duda (Fig. 1). La migmatización generada durante F_3 (o incluso al final de F_2) subsiste hasta etapas post- F_3 , cuando aparece como leucosomas estictolíticos a favor o no de microcizallas subverticales tardías. Las migmatitas son estructuralmente muy variables, existiendo desde tipos estromatíticos, flebíticos y estictolíticos, frecuentes en toda la Hoja, hasta tipos nebulíticos, importantes en los sectores de Sotosalbos y en la zona montañosa de las Majadillas. Todas las migmatitas tienen paragénesis de baja presión del tipo:

$q + fk + plag + cdt + bi + (sill)$.

La cordierita se genera a partir de reacciones del tipo:

$bi + sill + q = cdt + fk + H_2O + opacos$

de forma que la sillimanita, el reactante más escaso, puede permanecer residual en forma de inclusiones en la cordierita o en algún feldespato. Finalmente, todas las rocas metamórficas migmatíticas quedan parcialmente transformadas por minerales retrógrados de M_3 , que definen paragénesis del tipo:

$ms + ab + clor + pinnita \pm ep$.

$clor + ep + clzois + actinol \pm preh \pm ms$.

$cc + trem + sptina + brucita + clor$.

M_3 representa una recrystalización en condiciones de bajo grado metamórfico, en facies de los esquistos verdes de baja presión. Estas transformaciones post- F_3 van ligadas a las etapas descompresivas del orógeno sometido a erosión progresiva, alcanzándose un mayor desarrollo de las mismas en aquellas zonas donde es más intensa la penetración de fluidos hidrotermales (Fig. 1).

4.- BIBLIOGRAFIA

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, P. (1970).

Les grands traits stratigraphiques, tectoniques metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). C.R. Acad. Sci. Paris 270, 2630-2633.

BELLIDO, F.; CAPOTE, C.; CASQUET, C.; FUSTER J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981).

Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibérica 7, 15-51.

BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986).

Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain. Abstract of the Internat. Conf. on Iberian Terranes and their Reg. Correlation. Oviedo, pag. 39 Libro de Abstracts.

CARANDELL, J. (1914).

Las calizas cristalinas del Guadarrama. Trab. Museo Nac. Cien. Nat. 8, 1-69.

CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985).

El metamorfismo en el Sistema Central Español. Comparación entre el sector central y el oriental en base al zonado del granate. Rev. Real Acad. C. Exact. Fis. y Naturales 79, 523-548.

FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974).

Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central. Bol. Geol. Min. 85, 83-88.

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.

LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A.; y GARCIA CACHO, L. (1975).

El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. Mem. Ints. Geol. Min. Esp. 86, 127 pp.

MACAYA, J. (1983).

Bandas miloníticas plegadas en los materiales del Sur de Segovia. Studia Geol. Salmat. 18, 93-106.

MACAYA, J.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ-CATALAN, J.R. Y ALVAREZ, F. (In. Press.).

Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Tectonophysics.

NAVIDAD, M. (1979).

Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). Estudios Geol. 35, 31-48.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977).

Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central Español). Studia Geol. Salmat. 12, 137-159.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986).

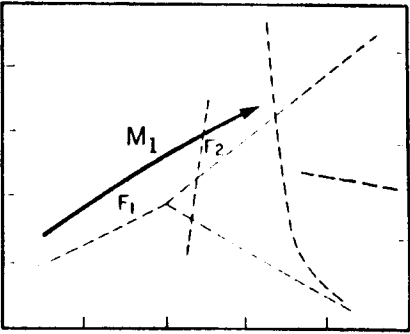
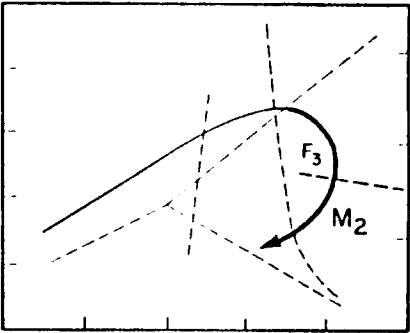
Orogenic granitic magmatism of preordovician age in the Spanish Central System. (S.C.S.) Iberian Hercynian Belt. Terra Cognita 6, 143.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987).

Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Neues Jb. Miner. Mh. Jg. 1987, H-10, 465-479.

VILLASECA, C. (1983).

Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 331 pp.

DEFORMACION		METAMORFISMO		REGIMEN CORTICAL	TRAYECTORIA P, T, t
F_1	Pliegues tumbados y primera esquistosidad. Vergencia al E. Poco reconocible por la superposición posterior.	M_1	Facies de los esquistos verdes (supuesta, sin relictos conservados). Facies de las anfibolitas almandínicas (grado creciente hasta T media). Media P/T.	Compresión y metamorfismo progrado. Fuerte engrosamiento cortical (homogéneo). Régimen colisional.	
	Cabalgamientos a favor de cizallas dúctiles subhorizontales Pliegues menores y foliación regional.				
F_3	Pliegues retrovergentes con foliación de plano axial (fábrica planar localmente dominante).	M_2	Facies de las anfibolitas almandínicas (alta T) Comienzo de la migmatización.	Comienzo de la descompresión y metamorfismo progrado. Régimen colisional en ambiente intracontinental Máxima termal y fuerte anatexia desde niveles mesocorticales.	
P O S T F_3	Zonas de cizalla subverticales.		Migmatización generalizada. Baja P/T.		
	Pliegues radiales y longitudinales postesquistosos (verticalizados). Fracturación fragil.	M_3	Facies de los esquistos verdes (baja P/T) y grados menores. Metamorfismo de contacto local.	Descompresión y metamorfismo retrogrado. Erosión del edificio estructural. Deformaciones poco importantes. Tectónica extensional	