

EXCURSION SOBRE
EL METAMORFISMO Y ESTRUCTURA DE LAS SERIES
PREORDOVICICAS DEL SISTEMA CENTRAL
Y PLUTONISMO ASOCIADO
7-10 SEPTIEMBRE DE 1981

POR

M. ALVARO *, F. BELLIDO *, R. CAPOTE **, C. CASQUET *,
M. J. FERNÁNDEZ CASALS **, J. M. FÚSTER *, F. GONZÁLEZ
LODEIRO ***, M. NAVIDAD *, M. PEINADO *, C. VILLASECA *

CALENDARIO E ITINERARIO DE LA EXPOSICION

La excursión se realiza por la mitad oriental del Sistema Central Español, según el itinerario representado en la figura 7, con la agenda siguientes:

Día 7.—Punto de partida: Facultad de Ciencias Geológicas y Biológicas. Ciudad Universitaria.

Hora: 8 de la mañana.

Itinerario: Madrid-Hiendelaencina-Riaza (225 km).

Comida: En el terreno con «pic-nic».

Noche: En Riaza, Hostal «La Trucha».

Temática: Durante este día se realizarán observaciones a lo largo del anticlinorio de Hiendelaencina y Sinclinal de Majaelrayo, realizando paradas en el ortogneis basal (Antoñita-gneis); Formación de Hiendelaencina (gneises glandulares «Ollo de Sapo») y los materiales ordovícico-silúricos envolventes.

* Departamento de Petrología, Universidad Complutense de Madrid.

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

*** Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Granada.

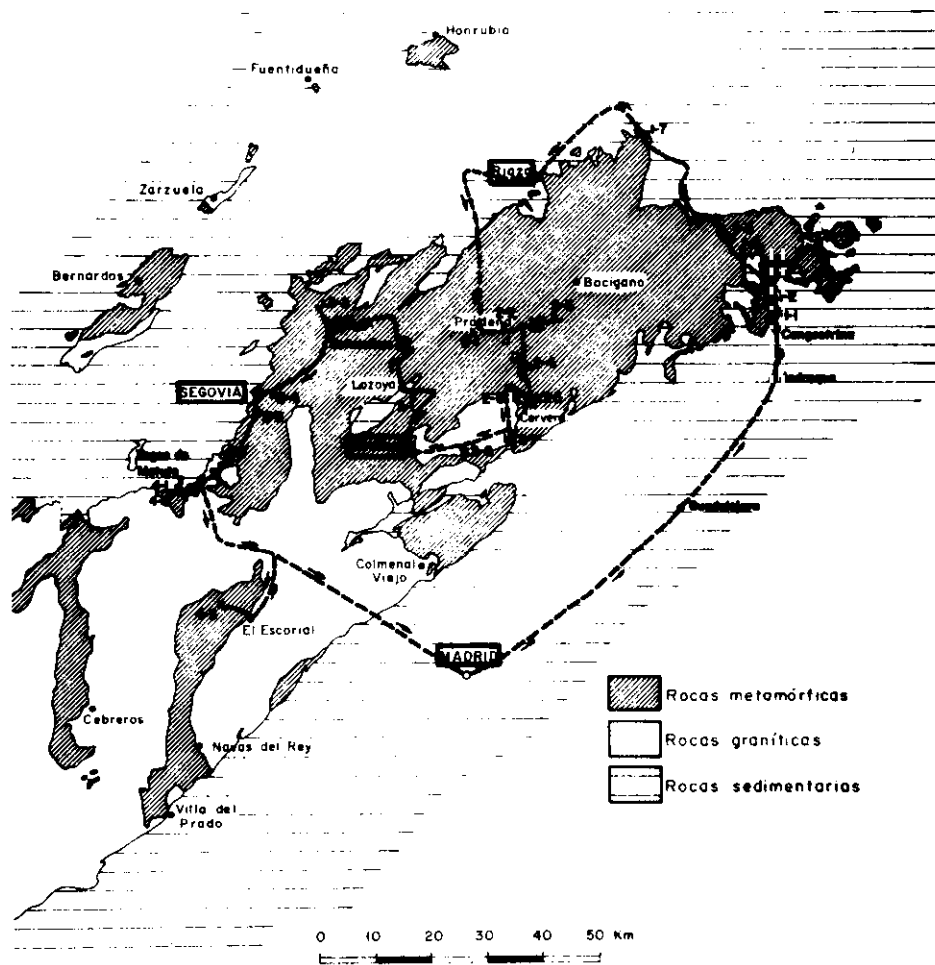


FIG. 7.—Itinerario de la excursión.

Día 8.—Salida a las 8,30 de la mañana.

Itinerario: Riazas-Buitrago de Lozoya-Miraflores de la Sierra (aproximadamente, 100 km).

Comida: En el terreno con «pic-nic».

Alojamiento: Miraflores de la Sierra «Hotel Refugio».

Temática: Metamorfismo progresivo de tipo Barroviense en los materiales fundamentalmente metasedimentarios pre-

ordovícicos del sector de Somosierra, observaciones sobre facies marginales del plutón tardihercínico de La Cabrera y facies aplíticas con nódulos cordieríticos.

Día 9.—Salida a las 8,30 de la mañana.

Itinerario: Miraflores de la Sierra-Lozoya-Navafría-Segovia (aproximadamente, 120 km).

Comida: Venta Magullo (Segovia).

Cena: Por cuenta de los asistentes.

Alojamiento: «Hotel Acueducto».

Temática: Aspectos petrológicos-estructurales del dominio infraestructural del Guadarrama Central: Diferentes tipos de gneises orto y paraderivados y relaciones mutuas. Procesos fini-metamórficos (facies orbiculares y stictolíticas). Granodiorita postcinemática de Segovia.

Día 10.—Salida, 8,30 de la mañana.

Itinerario: Segovia-Vegas de Matute-San Rafael-El Escorial-Madrid (125 km, aproximadamente).

Comida: «Pic-nic» sobre el terreno.

Llegada a Madrid. Fin de la excursión.

Temática: Formaciones metasedimentarias-metavolcánicas (metapelitas, anfibolitas, mármoles, gneises fémicos, gneises glandulares, etc.). Sus relaciones con series ortoderivadas.

DÍA 7 DE SEPTIEMBRE

FORMACIONES PALEOZOICAS DEL DOMINIO ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL

GONZÁLEZ LODEIRO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.

En el núcleo de una antiforma tumbada de primera fase hercínica (ver Figs. 8 y 9) aflora una serie metasedimentaria constituida por cuarcitas feldespáticas, esquistos, cuarcitas y mármoles (Forma-

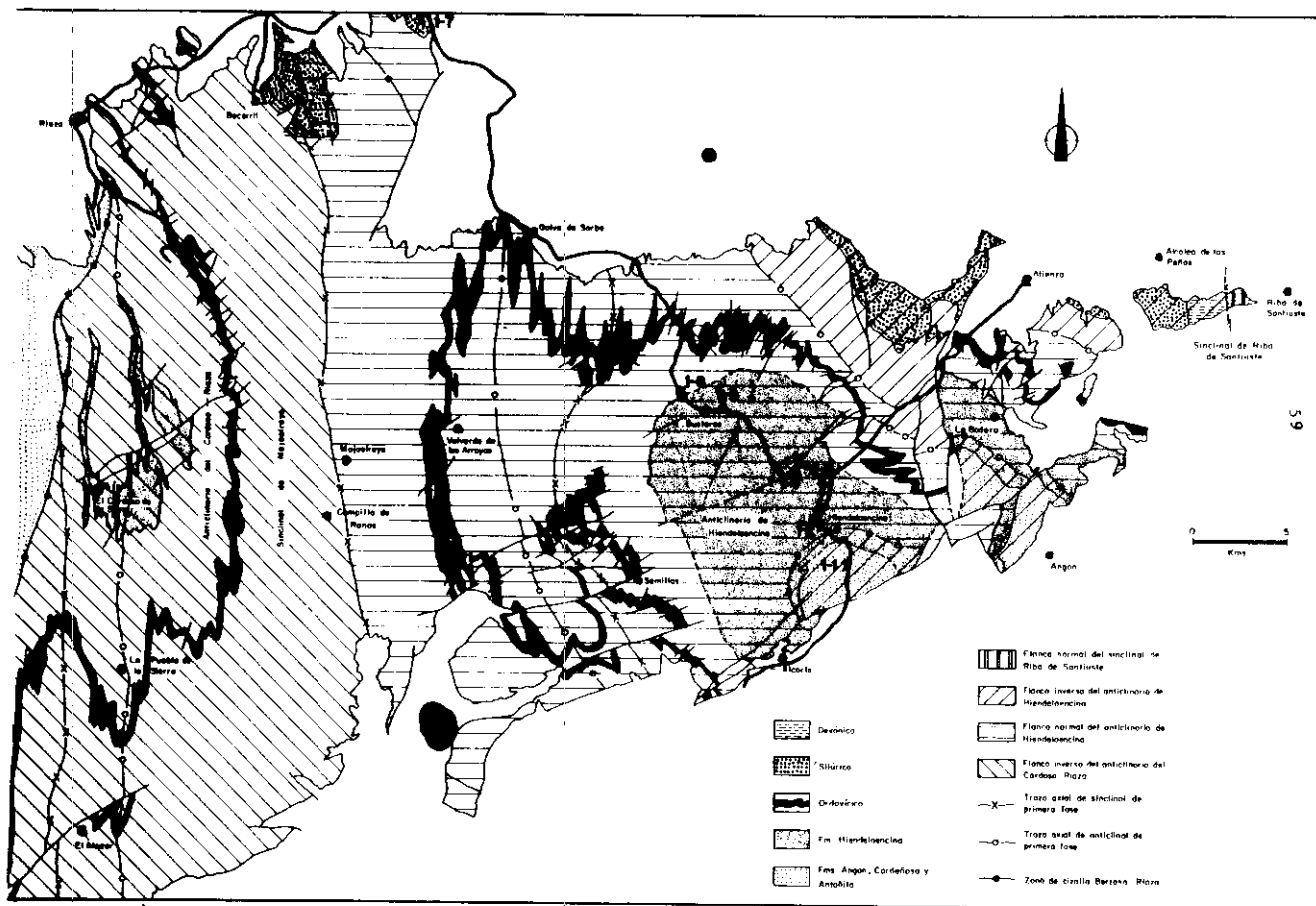


FIG. 8.—Esquema geológico-estructural del Sistema Central al este de la falla de Berzosa-Riaza (según GONZALEZ LODEIRO, 1981.)

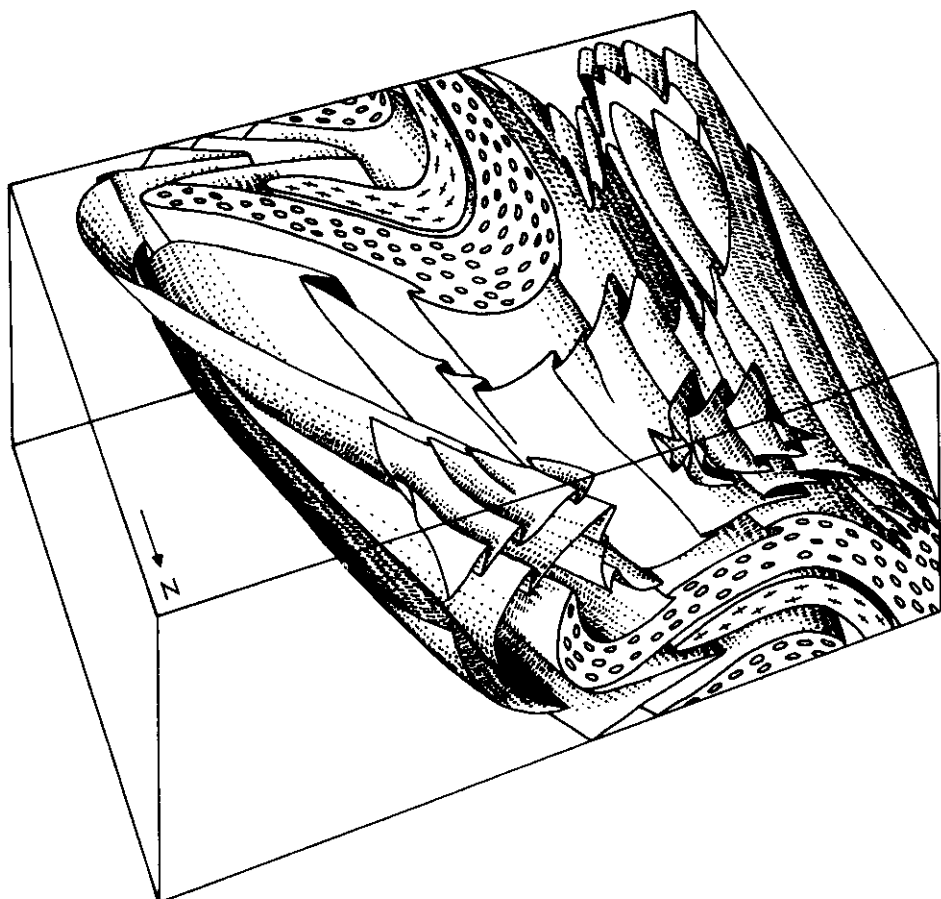


FIG. 9.— Bloque diagrama de la estructura de Hiendelaencina (según GONZALEZ LODEIRO, 1981).

ciones: Angón y Cardeñosa/Grenzserie). Dentro de esta serie aparece con disposición estratoide un cuerpo de gneises glandulares cuarzo-feldespáticos con leucogneises asociados (gneis Antoñita).

Estructuralmente por encima de esta serie aflora la Formación Hiendelaencina, similar al «Ollo de Sapo» (gneises glandulares de tipo porfiroide con facies gruesas y finas) y sobre ella, y en discordancia, las series metasedimentarias paleozóicas (Formación Constante/Bornova: Ordovícico Inferior; Cuarcita del Alto Rey: Skidawiense; Formación Cañamares: Silúrico, Devónico). Ver memoria adjunta.

El Metamorfismo es progresivo de tipo Barrowiense en grados muy bajo, bajo y medio.

PARADA 1-1

Formación gneísica «Antoñita». Kilómetro 26. Carretera Cogolludo-Hiendelaencina. (UTM 501,4545; HOJA 460.)

Gneises glandulares, con glándulas de dimensión media, de grano y composición homogéneas. Las glándulas son de ortosa pertítica variablemente microclinizada. La matriz bandeada, de grano medio, está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa ácida), moscovita y biotita; como accesorios, circón, apatito, opacos y rutilo esporádico.

Se observan abundantes bandas leucocráticas, por lo general decimétricas a métricas de grano medio-fino carentes de glándulas, de composición cuarzofeldespática, más pobres en biotita que los gneises de grano grueso, con frecuentes granates precinemáticos dispersos y agregados de turmalina orientados conforme a la esquistosidad visible.

Su quimismo corresponde a granitos de dos micas, con corindón normativo, de los cuales las bandas de grano fino representan el cortejo aplítico.

PARADA 1-2

Formación Hiendelaencina. Kilómetro 31. Carretera Cogolludo-Hiendelaencina. (UTM 500,4548; HOJA 460.)

Porfiroide con blastocristales de cuarzo ameboide, plagioclasa, frecuentemente en sinneusis, de feldespato alcalino pertítico, en esta localidad hasta decimétricos, en una matriz esquistosa de cuarzo, feldespato, biotita y moscovita. Se interpreta la formación como un conjunto volcánico-subvolcánico con aportes sedimentarios.

En este punto son frecuentes los agregados precinemáticos de uno a dos centímetros de turmalina zonada y cuarzo, así como enclaves metasamíticos, compuestos por cuarzo, plagioclasa y biotita.

PARADA 1-3

Formación «Ollo de Sapo». Kilómetro 1,2. Carretera Hiendelaencina-Galve de Sorbe. (UTM 500,4549. HOJA 460.)

En el cruce con el río Bornova aparece el «Ollo de Sapo» en facies gruesas y finas. Presenta intercalaciones de capas félsicas de tipo cinerítico.

PARADA 1-4

«Ollo de Sapo»-Grenzserie/Formación Cardeñosa-Gneis Antoñita. Kilómetro 4,6. Carretera Hiendelaencina-Galve de Sorbe. (UTM 498,4551; HOJA 460.)

En la desviación a Gascueña de Bornova se ponen en contacto por fractura el gneis Antoñita y el «Ollo de Sapo», con megacristales. A lo largo del Alto Palancosa afloran los materiales de la Formación Cardeñosa/Grenzserie, que separa ambas Formaciones, constituida por cuarzoesquistos plagioclásicos con moscovita-biotita y metacuarcitas micáceas, más o menos feldespáticas.

Los esquistos muestran estauroлита, granate y distena de crecimiento anterior a la plagioclasas.

PARADA 1-5

Granito de Bustares. Formación Hiendelaencina en facies de megacristales con enclaves biotíticos. Kilómetro 11,9. Carretera local a Galve de Sorbe. (UTM 495,4554; HOJA 460.)

A lo largo de la margen derecha del Arroyo Uncilla se observa el granito de Bustares. Este cuerpo, cartografiado y descrito por SCHÄFER (1969), es de pequeña dimensión, un afloramiento elongado, de poco más de un kilómetro de longitud y anchura variable entre 50 y 200 metros (Fig. 10), de dirección concordante con la esquistosidad del «Ollo de Sapo» encajante. Tiene una facies de borde de grano más fino, ligeramente porfirítica con fenocristales de cuarzo, albita y un núcleo con megacristales de feldespato potásico con pertitas en parches ampliamente desarrolladas.

Está compuesto por cuarzo, de cristalización temprana, feldespato potásico, albita, oligoclasa ácida, escasa biotita desestabilizada, moscovita tardía formada sobre biotita y feldespatos; como accesorios apatito y circón.

Se trata de un pequeño cuerpo subvolcánico encajado en la Formación Hiendelaencina, sobre la que no se han observado recristalizaciones de contacto.

En este punto, la Formación Hiendelaencina presenta enclaves micáceos centimétricos constituidos por cuarzo, biotita, moscovita, epidota y opacos.

PARADA 1-6

«Formación Constante». Kilómetro 15,5. Carretera local a Galve de Sorbe. (UTM 492,4555; HOJA 460.)

Desde el kilómetros 15,5 (carretera local Galve de Sorbe a Condemios) hasta la Cuarcita del Alto Rey (Skidawiense) aflora la For-

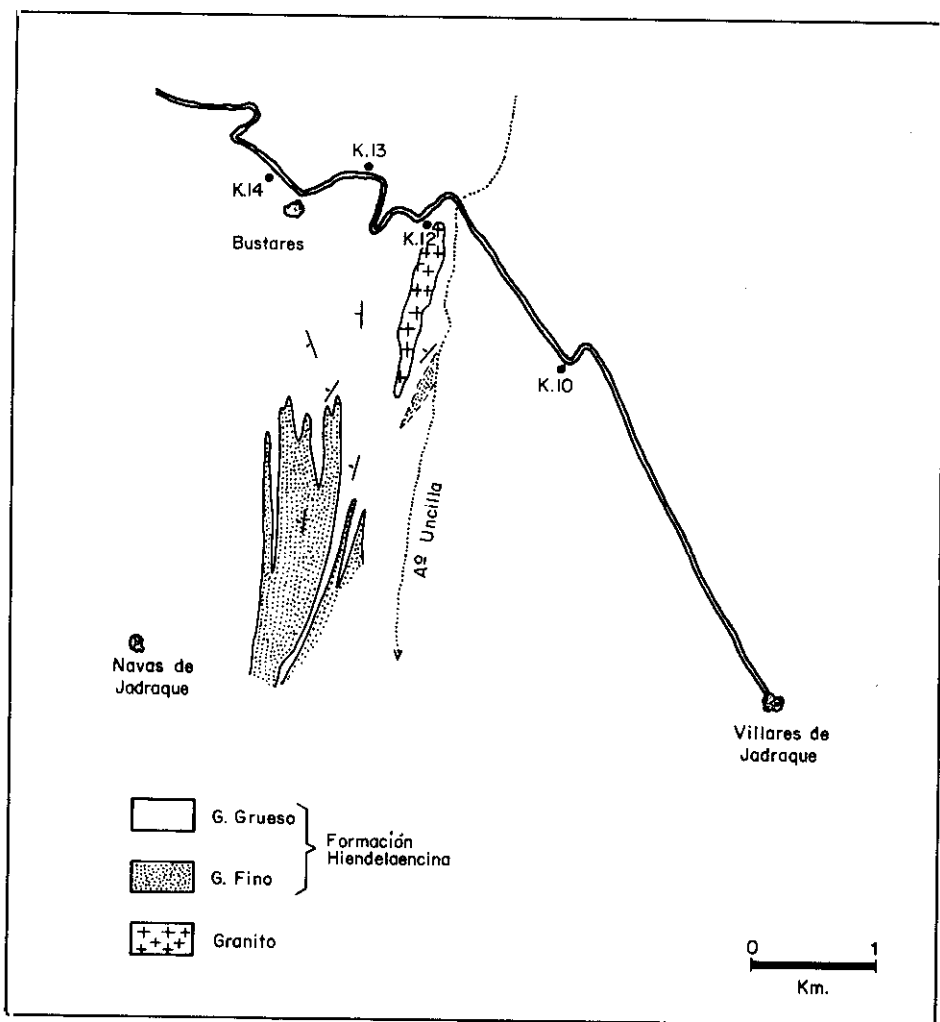


FIG. 10.—Esquema del granito de Bustares (según BASCONES et al., 1978, y SCHÄFER, 1969.)

mación Constante/Formación Bornova. Está constituida por un microconglomerado basal con cantos de cuarzo riolíticos y de feldespato procedentes del «Olló de Sapo» y sobre él una alternancia de pizarras y cuarcitas de grado metamórfico bajo, en los que se observan pliegues de primera y segunda fase de deformación.

Los pliegues de fase 1 llevan una dirección N-S y vergencia E; mientras que los de la fase 3 presentan un «facing» hacia el Oeste y su superficie axial es horizontal.

PARADA 1-7

«Formación Cañamares» (Silúrico). Kilómetro 120. Carretera Alcolea del Pinar-Aranda de Duero. (UTM 476,4576; HOJA 404.)

Pliegues de primera fase en los materiales de la Formación Cañamares. Son pliegues de dirección N-S bastante simétricos y cuya superficie axial es próxima a la vertical.

DÍA 8 DE SEPTIEMBRE

REGION DE BUITRAGO DEL LOZOYA

El itinerario a recorrer en este día se recoge en la figura 11.

PARADA 2-1 (C. Casquet y M. J. Fernández Casals).

Cerro Cabeza de Piñuécar. Junto al kilómetro 80 de la carretera N-I. (UTM. 449,4542; HOJA 458.) Figura 12.

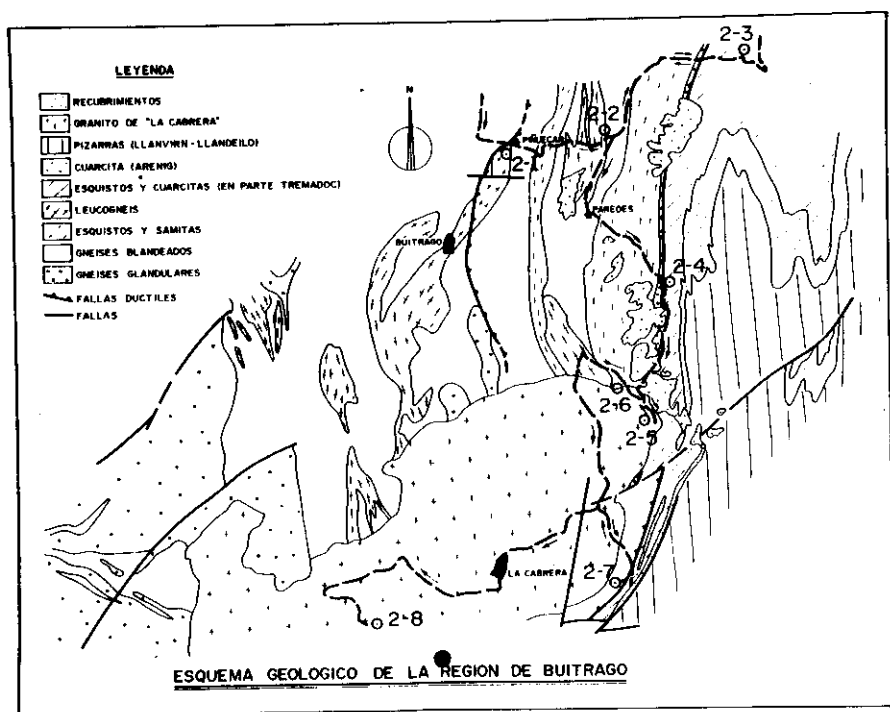


FIG. 11.—Plano geológico de la región de Buitrago del Lozoya (según FERNANDEZ CASALS, 1979) y situación de las paradas del día 8.

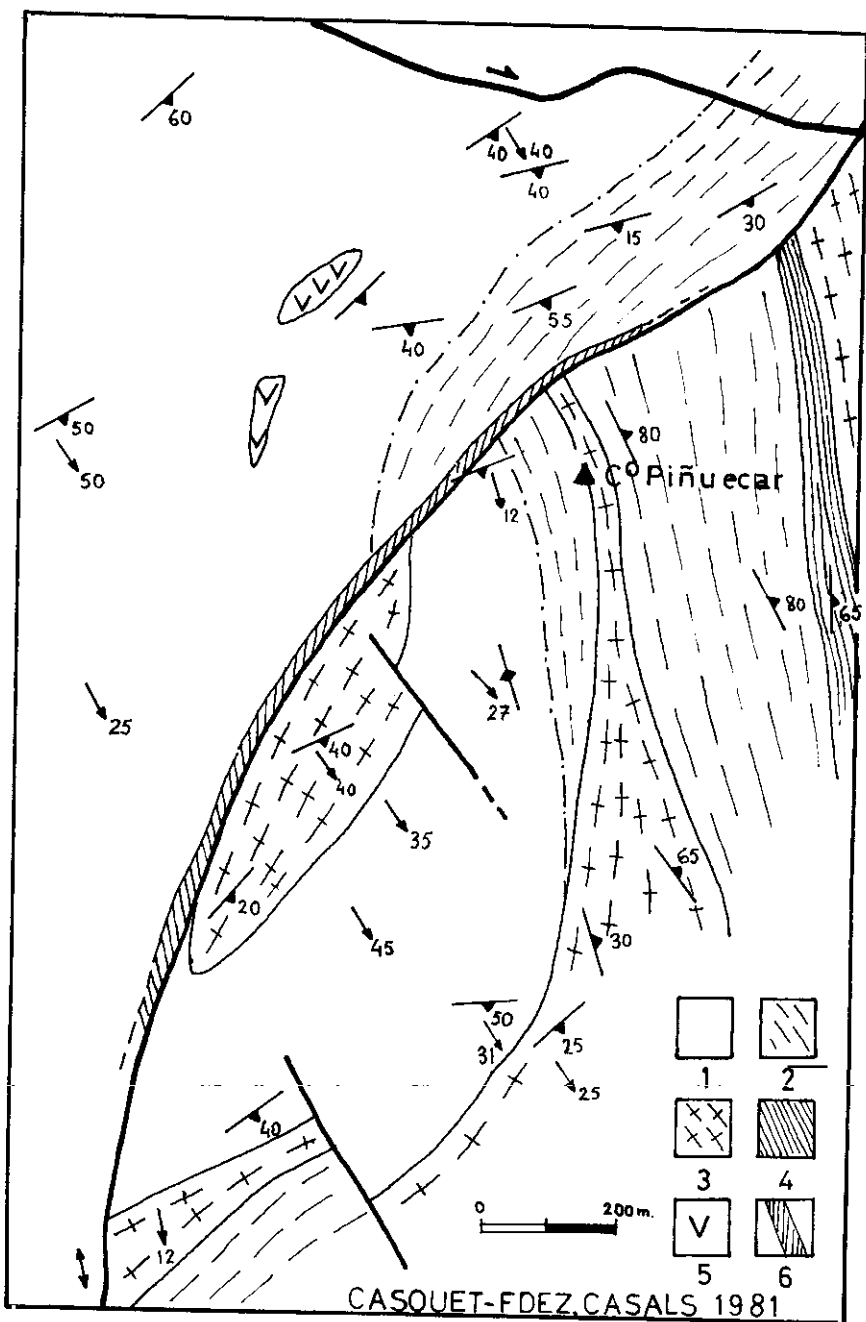


FIG. 12.—Mapa geológico de Cabeza Piñuecar. 1. Gneises bandeados \pm glandulares.—2. Gneises bandeados \pm glandulares de tendencia leucocrata.—3. Leucogneises granatíferos.—4. Gneises esquistosos.—5. Anfibolitas.—6. Zona de cizalla dúctil.

Afloran anfibolitas y mármoles, intercalados en gneises migmatíticos. Estos gneises constituyen la parte inferior de la Formación Buitrago (FERNANDEZ CASALS, 1976) y se caracterizan por un fuerte bandeado migmatítico, así como por la presencia de facies con glándulas en proporciones variables, generalmente escasas, y de leucogneises (Fig. 12).

El punto se encuentra en la zona de la sillimanita + feldespato potásico, donde ya no hay moscovita primaria y es generalizada la migmatización en rocas de composición adecuada.

Las anfibolitas de Piñuécar plantean el problema de su origen orto o paraderivado (CASQUET y FERNANDEZ CASALS, *in litt.*). Son tipos micáceos, constituidos casi exclusivamente por horblenda verde y clorita, procedente de la transformación retrógrada de biotita. Se observan dos niveles estratoides y un sólo nivel intermedio, muy delgado, de mármol, con calcita + clinopiroxeno. Entre ambos se desarrolla un eskarnoide granoblástico con clinopiroxeno + plagioclasa que avanza sobre la anfibolita. Asimismo, se observa un skarn localizado entre el mármol y el skarnoide, formado por granate grandítico con cavidades rellenas por minerales de baja temperatura.

La cantera inferior presenta, tanto en el skarnoide como en la anfibolita una mineralización diseminada con sulfuros (arsenopirita, pirrotina, calcopirita, petlandita). Asimismo, hay abundantes granos de scheelita. Son importantes los fenómenos hidrotermales tardíos.

Entre la Parada 2-1 y la 2-2 se pasa metamórficamente del grado alto al grado medio con sillimanita + moscovita estable.

Se atraviesa, asimismo, la sinforma del río Madarquillos F₂ (FERNANDEZ CASALS, 1976), formada por esquistos semipelíticos con dos micas, plagioclasa y sillimanita, en proporciones variables e intercalaciones samíticas. Pasada esta sinforma se entra nuevamente en los gneises inferiores, entre los que se localizan cuerpos leucogneísicos de grandes dimensiones.

PARADA 2-2 (R. Capote, C. Casquet y M. J. Fernández Casals).

Junto al kilómetro 10 de la carretera local, que va del kilómetro 77 de la N-I a Montejo de la Sierra. Cruce con el Arroyo de la Garita. Figura 13. (UTM. 454,4543; HOJA 458.)

Se localiza en la zona metamórfica de la sillimanita, en la que todavía es estable la moscovita (parte alta del Grado Medio).

Se puede observar el contacto entre uno de los potentes cuerpos leucogneísicos que afloran en la región de Buitrago (Fig. 11) y los gneises inferiores de la Formación Buitrago con lentejones de paraanfibolitas intercalados (Fig. 13).

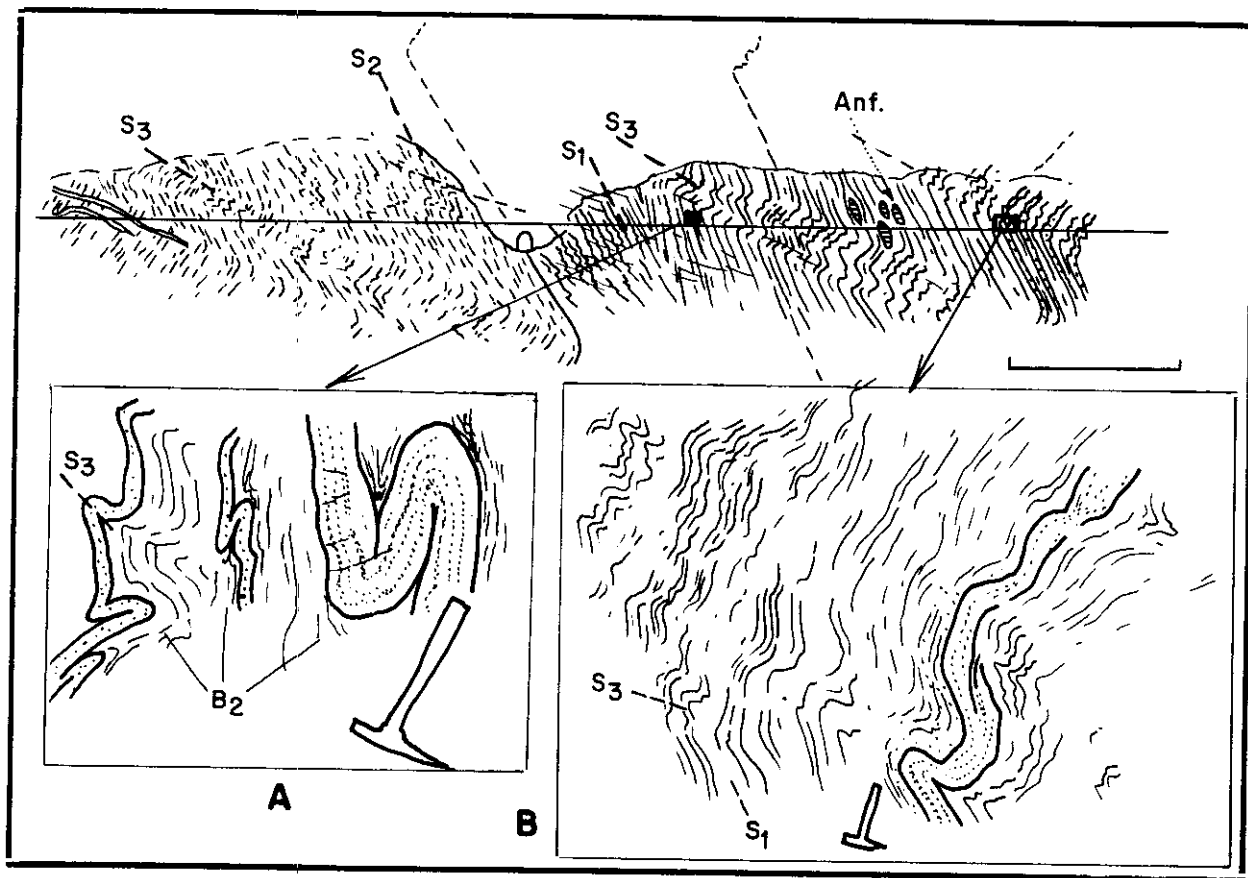


FIG. 13.—Corte esquemático de la estructura en el río Cocinillas. G₁: Leucogneises con granate.—G₂: Paragneises bandeados.—ANF: Anfibolitas.—S₁: Foliación de la primera fase hercínica.—S₂: Foliación de la segunda fase.—S₃: Esquistosidad y planos asociados de la tercera fase.—A: Detalle con pliegues de la segunda fase.—B: Detalle de pliegues de la tercera fase.

Los leucogneises son en conjunto bastante homogéneos y están formados por cuarzo, microclina, albita, moscovita y biotita, con algo de granate relicto y apatito accesorio. Se observan pegmatitas pre y postfoliación. Estos cuerpos se interpretan como ortogneises graníticos (BISCHOFF *et al.*, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974).

Los gneises inferiores son equivalentes a los de la parada anterior, aunque aquí no están migmatizados. Están formados por cuarzo, microclina, oligoclasa, biotita, moscovita y sillimanita en proporciones variables sin que se observen glándulas. Se interpretan como sedimentos detríticos, con proporciones variables de feldespatos y de matriz arcillosa (grauvacas feldespáticas). Se observan intercalaciones arcósicas.

Las paraanfíbolitas forman boudines. Muestran una paragénesis relicta de carácter anhidro, con clinopiroxeno cálcico y granate, a lo que se superpone una anfíbolitización y blastesis de plagioclasas tardías.

Tectónicamente los gneises muestran: Una foliación S_1 subparalela a la estratificación. Pliegues b_2 , afectando a S_0 y S_1 , apretados, asimétricos y de tendencia isoclinal. Su plano axial, al igual que la S_1 , aparece modificado en su posición y vergencia por efecto de la fase posterior. Pliegues b_3 : con escala centi a decimétrica, angulares y vergentes al Oeste. Su plano axial coincidiría con la S_3 .

En los leucogneises la foliación visible es la S_2 , que se presenta en posición bastante erguida y, aunque también están localmente crenulados, no se observan los marcados pliegues de tercera fase que muestran las litologías más micáceas.

Desde este punto al siguiente se asciende metamórfica y estructuralmente. Se entra en la zona de la estaurólita (debido a condicionamientos composicionales; ARENAS *et al.*, 1980), en cuya parte inferior se observa una delgada banda, en la que coexisten los tres polimorfos, distena, andalucita y sillimanita, que muestran, por lo general, este mismo orden de formación.

Litológicamente se atraviesa el gneis de Nazareth (GARCIA CACHO, 1973), que se observará en detalle en la Parada 1-4, y se atraviesa la zona de falla dúctil de Berzosa, entrándose en el Dominio Oriental del Sistema Central.

Se asciende hacia el Puerto de la Hiruela, atravesándose una serie de esquistos estaurólítico-granatíferos. Hacia arriba empiezan las intercalaciones samíticas, arcósicas y subarcósicas con algunos microconglomerados correspondientes al Ordovícico Inferior.

PARADA 2-3 (C. Casquet).

Puerto de la Hiruela. Carretera local de Montejo de la Sierra a la Hiruela. (UTM. 460, 4546; HOJA 459.)

Se observa aquí el paso de la zona de la estaurolita a la del cloritoide (grado bajo). La isograda de reacción se puede reconocer en el campo, en los esquistos metapelíticos, dado el gran tamaño de los cristales (minerales gigantes). La estaurolita es progresiva sobre el cloritoide, al que reemplaza junto con biotita y algo de moscovita, formando agregados pseudomorfos. Los esquistos estaurolíticos muestran una paragénesis con cuarzo, biotita, moscovita, estaurolita y granate. En los esquistos con cloritoide la asociación es idéntica, con cloritoide en vez de estaurolita.

Al microscopio se observan tres fases de deformación en este punto: La primera genera esquistosidad de flujo. La segunda produce crenulación, «strain-slip clavage», y esquistosidad de flujo que llega a borrar completamente a la S_1 . La F_3 da una crenulación débil de plano axial tendido.

El granate es sin- F_1 . El cloritoide y una generación de grandes blastos de biotita son inter- F_1^2 . La estaurolita ha crecido durante F_2 y continúa su cristalización con posterioridad a esta fase. Durante la F_3 persisten probablemente las condiciones térmicamente altas.

Aparte de los esquistos se observan abundantes intercalaciones samíticas de composición arcósica y subarcósica y entre ellas niveles de para-anfibolitas con cuarzo, plagioclasa, hornblenda, granate y, a veces, biotita como componentes principales (CASQUET y FERNANDEZ CASALS *in litt.*). La serie es atribuible al Tremadoc.

Volvemos hacia atrás. Desde Prádena a Berzosa del Lozoya (ver Figura 11) se vuelven a atravesar los leucogneises y los gneises inferiores de la Formación Buitrago, entrándose seguidamente en los esquistos semipelíticos superiores.

PARADA 2-4 (R. Capote, C. Casquet y M. J. Fernández Casals).

Junto al pueblo de Berzosa del Lozoya. En la carretera local de El Berrueco a Montejo de la Sierra. Kilómetro 13,200. (UTM. 456, 4537; HOJA 484.) Figura 14.

En esta parada se plantea la problemática del gneis de Berzosa (BISCHOFF *et al.*, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974), que forman parte de una alineación de cuerpos gneísicos que jalonan la falla dúctil que separa los dominios oriental y central del Sistema Central.

El gneis de Berzosa constituye un pequeño afloramiento que es la prolongación hacia el sur del gneis de Nazareth (GARCIA CACHO, 1973). De carácter estratoide ha sido interpretado como proveniente de rocas volcánicas ácidas (BISCHOFF *et al.*, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974). Está integrado por una alternancia de tres litologías diferentes: gneis macroglandulares, microglandulares y leucogneises. Contiene, además, otra intercalación de un gneis muy micáceo, seme-

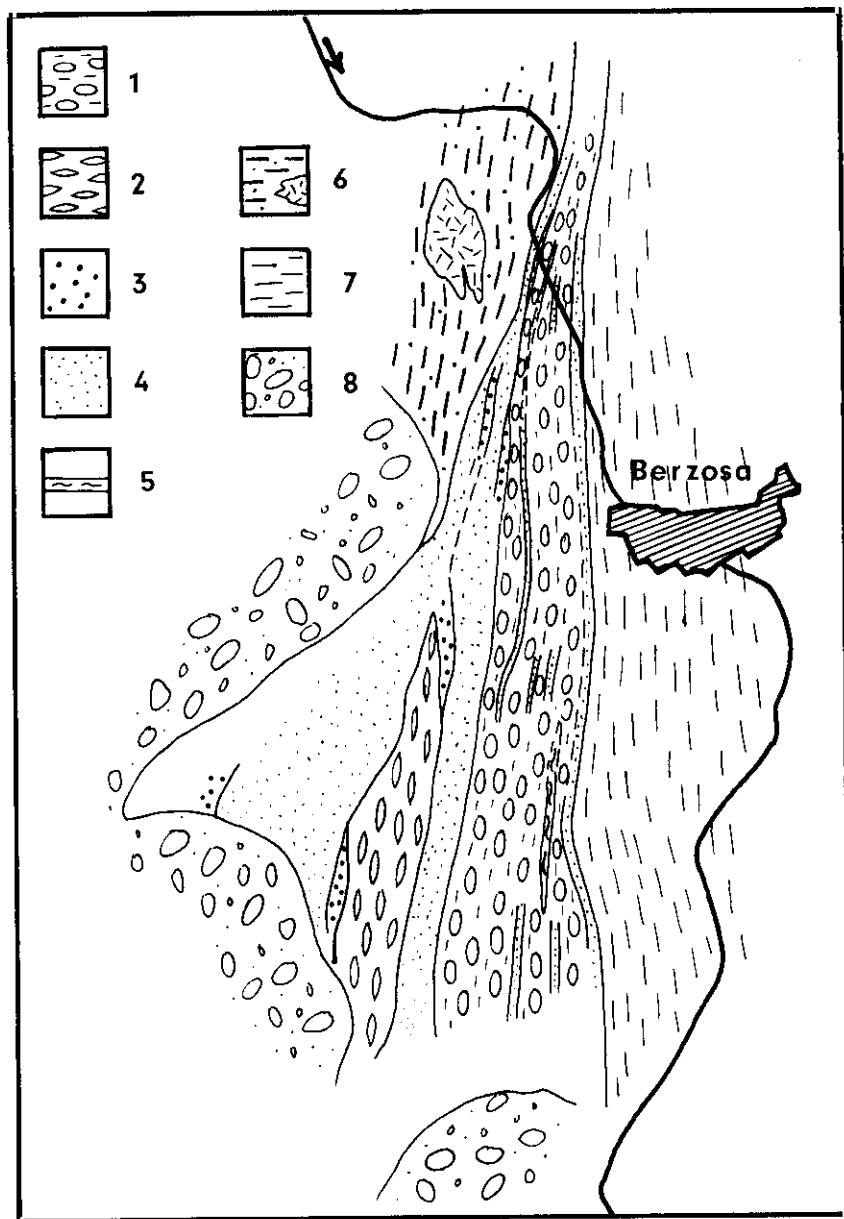


FIG. 14.—Esquema geológico del área de Berzosa del Lozoya. 1. Gneis macroglandular con matriz oscura esquistosada.—2. Gneis macroglandular con matriz muy feldespática.—3. Gneis microglandular.—4. Leucogneis.—5. Gneis bandeado esquistoso.—6. Gneises esquistosos con distena y cuerpos pegmatitoides intercalados.—7. Esquistos y cuarcitas.—8. Sedimentos postterciarios. (Según CAPOTE, CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981.)

jante a los que la flanquean por el Oeste, pertenecientes a los gneises inferiores con paraanfíbolitas de la Formación Buitrago. Todas estas rocas muestran una intensa deformación por cizalla, al situarse el afloramiento en las inmediaciones de la falla dúctil de Berzosa (CAPOTE *et al.*, 1977). (Fig. 14.)

Los gneises macroglandulares están constituidos por megacrístales feldespáticos de unos cinco centímetros de tamaño medio en una mesostasia bandeada de carácter marcadamente planar. Además de esta foliación (S_2) presentan otra más tendida (S_3). La mesostasia está formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita.

En los gneises microglandulares, las glándulas, de cuarzo y feldespato, rodeadas también por una foliación, tienen un centímetro de tamaño medio.

Los leucogneises tienen alguna pequeña glándula feldespática, aislada en una matriz clara, formada por cuarzo, feldespato y moscovita.

Metamórficamente, el gneis Berzosa se encuentra en la zona de la estaurólita. Al este de la falla dúctil las rocas son esquistos estaurólítico-granatíferos de grano fino, apareciendo las primeras distenas junto al contacto con el gneis. Por el lado occidental hay esquistos de mayor cristalinidad, con distena abundante, granate y estaurólita. En esta zona son frecuentes venas de segregación, en las que llegan a verse los tres polimorfos, distena, andalucita y sillimanita (GARCIA CACHO, 1973), que muestran relaciones de transformación en esta misma secuencia (ARENAS *et al.*, 1980).

Se observa también en este punto, al oeste del gneis, un cuerpo ortopegmatítico con enclaves esquistosos.

Entre las Paradas 2-4 y 2-5 se sigue por la serie de esquistos con distena, y pasados unos depósitos de tipo «raña» se entra en el plutón granítico postcinemático de La Cabrera, cuyas características se observarán en las Paradas 2-5, 2-6 y 2-8. (Fig. 15.)

PARADA 2-5 (F. Bellido)

Junto al pueblo de Cervera de Buitrago. (UTM. 455, 4531; HOJA 484). Figura 15.

Contacto entre facies marginales básicas del plutón de La Cabrera y la unidad metasedimentaria en zona de estaurólita-distena-sillimanita.

El metamorfismo de contacto es equivalente al que se observa en la próxima parada, aunque en este punto la alteración de los materiales metamórficos e ígneos es intensa y dificulta su observación.

El contacto es intrusivo con caracteres muy nítidos. Las rocas plutónicas de este sector son granodioríticas, con biotita y anfíbol. Pre-

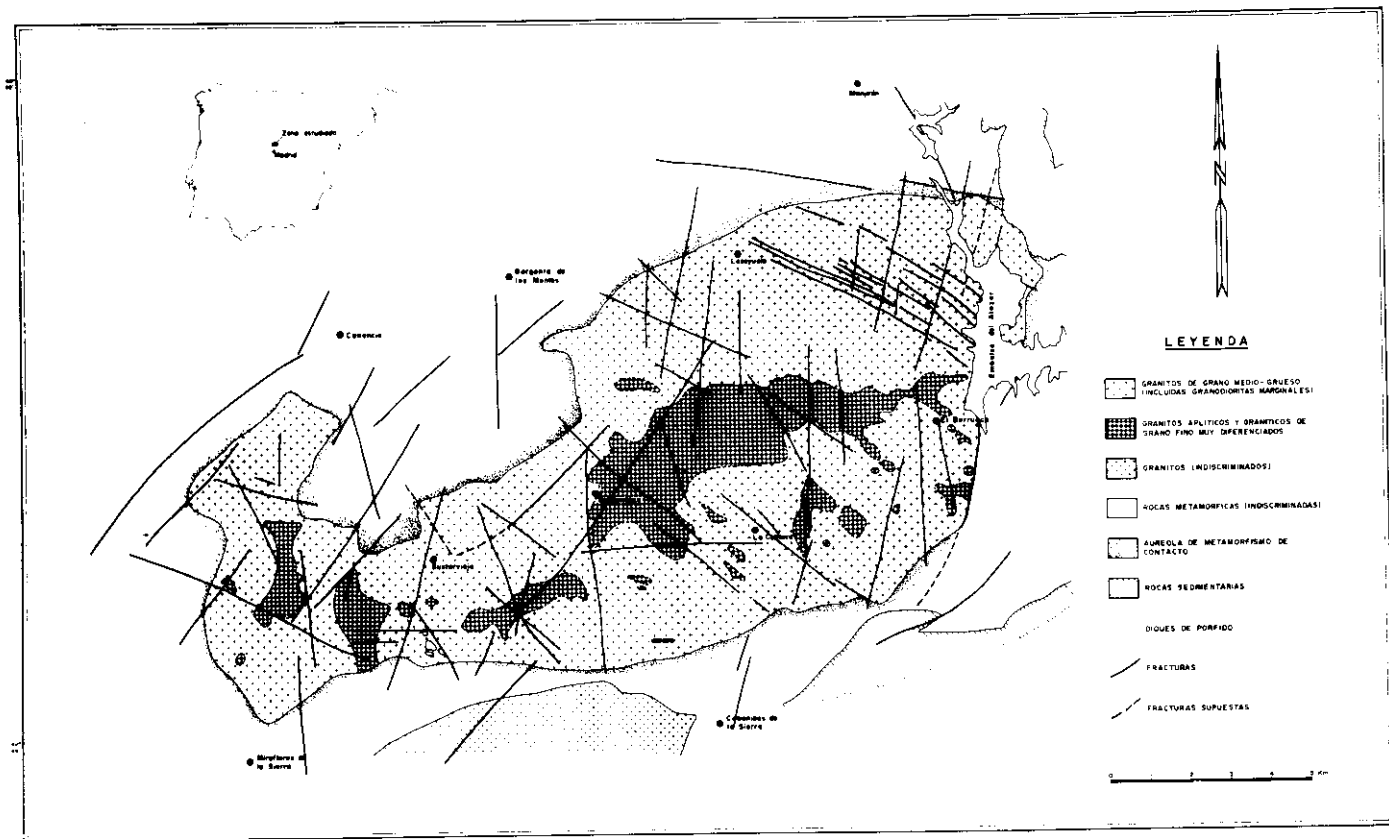


FIG. 15.—Mapa geológico esquemático del plutón de La Cabrera (según BELLIDO, 1979.)

dominantemente son de grano medio y con carácter local se observan texturas de enfriamiento rápido.

Se encuentran enclaves microgranulares de composición tonalítica con mayor frecuencia que en las zonas internas del plutón, y algunos alcanzan dimensiones métricas.

Cortando al conjunto plutónico y metamórfico se localizan algunos diques de pórfido con dirección N 110 E.

PARADA 2-6 (F. Bellido)

En la carretera local de El Berrueco a Montejo de la Sierra. Kilómetro (UTM. 454, 4532; HOJA 484). Figura 15.

Se observan relaciones de intrusión de los granitos en un punto exterior a la masa plutónica, muy próximo al afloramiento masivo.

En esta zona se encuentran pequeñas apófisis, diques y sills, de composición predominantemente granodiorítica, en un punto próximo al contacto entre leucogneises y la unidad metasedimentaria en facies esquistosas y metasamíticas.

Respecto al metamorfismo regional seguimos en zona de estauro-lita-distena-sillimanita.

Dependiendo de la paragénesis previa de las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto se puede observar neoformación de andalucita, cordierita y feldespato potásico con desestabilización de granate, estauro-lita y moscovita.

En proporciones accesorias se pueden formar, según los casos, corindón, espinela y opacos, apareciendo con frecuencia los dos primeros en relación con la desestabilización de la estauro-lita.

Este metamorfismo de contacto ha sido estudiado con detalle por BELLIDO (1980).

Entre este punto y la Parada 2-7 se recorre la parte oriental del plutón, atravesándose un haz de diques de pórfido.

PARADA 2-7 (R. Capote y M. J. Fernández Casals)

En torno del kilómetro 53,5, aproximadamente, de la carretera local de Torrelaguna a El Berrueco. (UTM 454, 4523; HOJA 484.)

En el corte se aprecia el contacto entre los esquistos con cuarcitas y para-anfibolitas del Tremadoc y los micaesquistos con estauro-lita y granate, situados los primeros inmediatamente por debajo de la barra de cuarcita armoricana en lo alto de la sierra del este.

En toda esta zona la esquistosidad visible es la S_2 a lo largo de la cual ha habido una intensa transposición tectónica originada por cizalla simple y responsable de la aparición en las capas componentes de boudins frágiles y charnelas de pliegues b_2 sin flancos, las cuales

han quedado aisladas y separadas entre las pelitas más dúctiles. Se observa cómo la deformación progresiva de F_2 sometió a estiramiento capas sometidas inicialmente a acortamiento.

La foliación S_1 ha sido prácticamente borrada; se conserva principalmente como esquistosidad interna incluida en porfiroblastos de granate y biotita.

PARADA 2-8 (F. Bellido)

En la carretera local de Cabanillas de la Sierra a Bustarviejo, kilómetro 7,3. (UTM 442, 4522; HOJA 848.) Fig. 15.

Este afloramiento corresponde a una banda leucogranítica cortante a las rocas de grano grueso dominantes en el plutón de La Cabrera (Fig. 15).

Los granitos con nódulos de cordierita son una de las facies más diferenciadas del plutón. Mineralógicamente son muy ricos en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa ácida con escasa biotita y moscovita en proporción subordinada. Como minerales accesorios pueden encontrarse granate, circón, apatito y prehnita.

Dentro del granito y distribuidas irregularmente se encuentran zonas de concentración de nódulos cordieríticos. Los nódulos tienen generalmente forma ovoidal-subesférica y son de dos a diez centímetros de diámetro, como casos extremos, aunque por término medio oscilan entre cuatro y seis centímetros, y presentan una aureola leucocrática envolvente que puede ser excéntrica al nódulo.

El núcleo de los nódulos se encuentra formado casi exclusivamente por un agregado granudo de cuarzo, albita y cordierita, encontrándose esta última como mineral intersticial.

La composición mineralógica de la aureola es análoga a la del granito encajante, aunque se encuentra muy empobrecida en biotita.

La cordierita de los nódulos es un término predominantemente ferroso y muy rico en Mn y se genera por cristalización directa de un fundido granítico muy diferenciado (BELLIDO y BARRERA, 1979).

DÍA 9 DE SEPTIEMBRE

DOMINIO INFRAESTRUCTURAL DEL GUADARRAMA CENTRAL

PARADA 3.1. (R. Capote, C. Casquet y M. J. Fernández Casals)

En el kilómetro 10,8 de la carretera local que va de la Nacional I al Puerto de Navacerrada. (UTM. 437, 4932; HOJA 484.) Fig. 16.

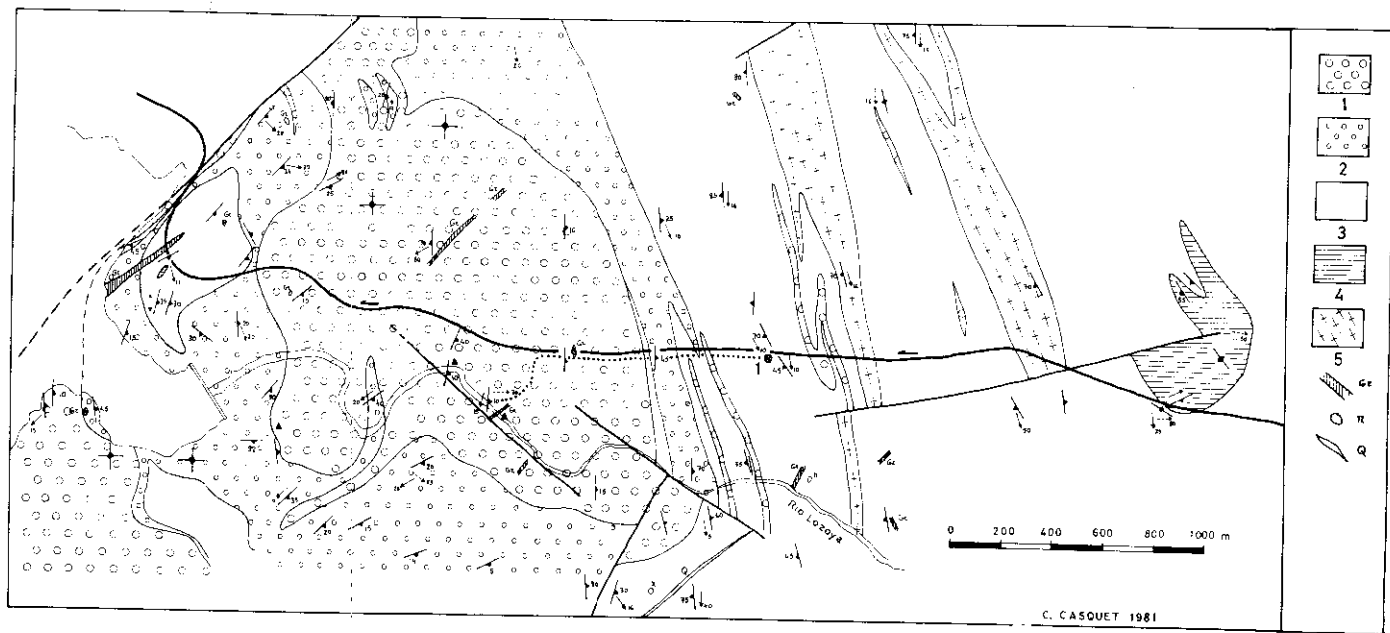


FIG. 16.—Mapa geológico de los alrededores de la presa de Lozoya. 1. Gneis glandular.—2. Gneis microglandular.—3. Gneises bandeados con glándulas dispersas. Hacia la base pasan la gneises lenticulares finos.—4. Gneises esquistosos. 5. Leucogneises granatíferos con nódulos fibrosos.

Situación general

La parte occidental de la región de Buitrago se sitúa en la zona metamórfica de la sillimanita + feldespato potásico y ocupa una zona estructuralmente profunda en el Sistema Central. En ella aflora el Gneis de la Morcuera, definido por CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971) e interpretado como un probable ortogneis granítico.

El objeto de la parada es hacer un corte hasta el Gneis Morcuera, comenzando en los materiales de la parte inferior de la Formación Buitrago, para discutir las relaciones entre ambos conjuntos litológicos.

Observaciones locales

Se comienza en gneises bandeados migmatíticos que son equivalentes a los de la Parada 2-2 con fuerte migmatización superpuesta (moscovita [—]). Estos gneises metasedimentarios presentan con cierta frecuencia glándulas dispersas de feldespato potásico, y en ellos se intercalan tramos macroglandulares (v. Fig. 16) y cuerpos tabulares de leucogneises granatíferos con nódulos fibrolíticos.

Hacia el Gneis Morcuera los gneises bandeados se hacen más finos (gneises lentillares) escaseando los leucogneises. Se entra así en un tramo de gneises microglandulares de posible origen volcánico (FERNANDEZ CASALS, 1974), en los que se han encontrado enclaves de cuarzo filoniano.

Los gneises macroglandulares constituyen una litología característica con gruesas glándulas de feldespato potásico, con tamaños que a veces superan los 10 cm., en una mesostasia de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita. Estos gneises muestran enclaves variados: cuarzo filoniano, «surmicáceos», rocas de silicatos cálcicos con zonados metasomáticos hacia el gneis envolvente, metasamitas y localmente alguno de aspecto granudo metaigneo.

Estructuralmente se observa una esquistosidad dominante a la que se superpone un fuerte plegamiento post-foliación vergente al oeste y atribuido a la Fase 3. La dimensión de estos pliegues va desde centimétricos a kilométricos.

Se observan, asimismo, en el gneis Morcuera pequeñas bandas de cizalla post-F₃, con arrastre sinistral de la foliación y migmatización intensa con restitas estictolíticas en el plano de movimiento (FUSTER y VILLASECA, 1979, y TORNOS, 1981). Son las crociditas definidas por vez primera en el Sistema Central por De WAARD (1953) y que se discutirán con más detenimiento en la parada siguiente. Muestran una dirección dominante, aproximadamente, E-W y la migmatización

asociada sugiere que, por lo menos, en estos niveles profundos se mantuvieron condiciones metamórficamente altas hasta relativamente tarde (Post-F₃).

PARADA 3.2. (J. M. Fúster y C. Villaseca)

Pueblo de Sotosalbos. (UTM. 420-4543; HOJA 457). Fig. 17.

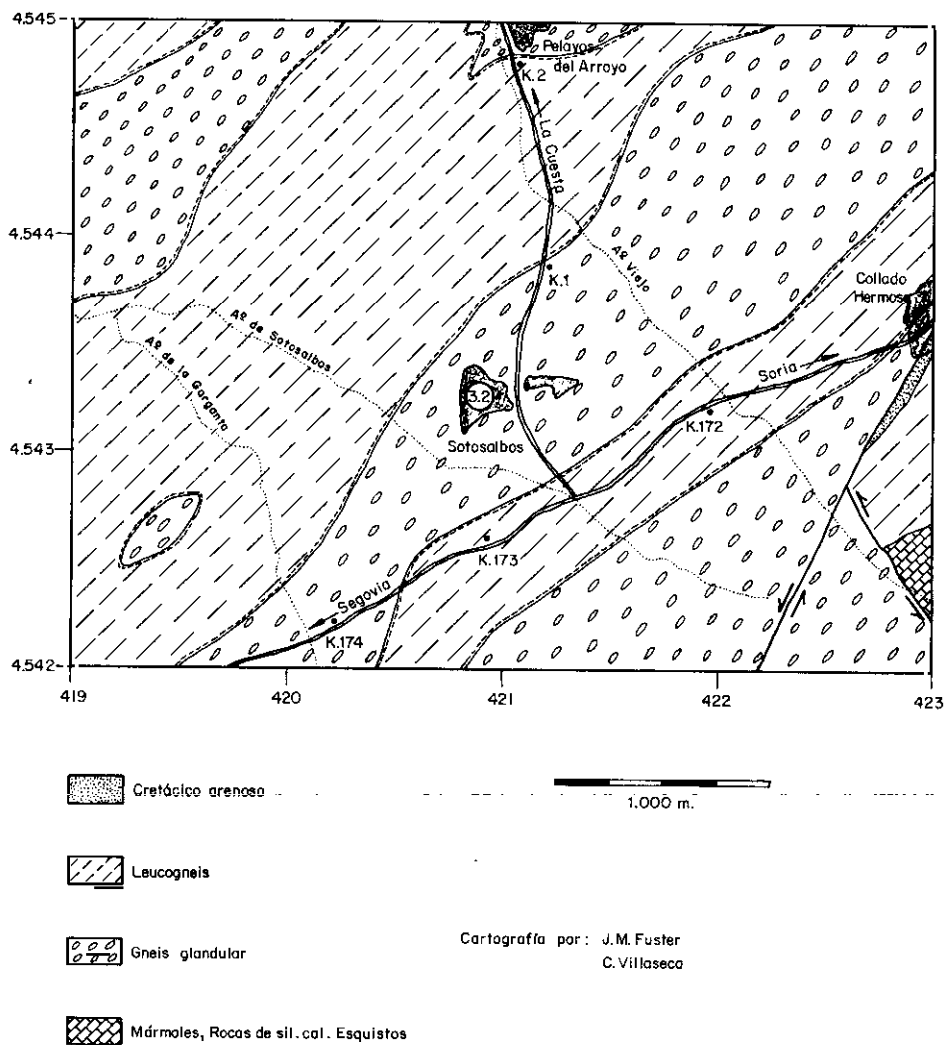


FIG. 17.—Series metamórficas de Sotosalbos.

Situación general

Las formaciones metamórficas existentes en este sector son bandas de espesor kilométrico o menor de ortogneises glandulares alternando con bandas de dimensiones análogas de leucogneises con escasos megacristales feldespáticos.

En el ángulo SE de la Figura 17 está representado un tramo de la gran falla de desgarre sinistral Pedraza-La Granja, en cuyo labio oriental (hundido) asoma cretácico de facies Utrillas. La esquistosidad (S_2) principal está orientada por término medio 65° , con buzamiento al SE de unos 50° . Corresponde a una esquistosidad de plano axial de plegamiento isoclinal apretado con vergencia al NW.

Observaciones locales

El objetivo de esta parada es el estudio de las facies estictolíticas-nebulíticas sobre ortogneises glandulares de basicidad intermedia (65-70 % SiO_2), en una escala más generalizada que las observadas en la Parada 3.1.

Se forman estructuras nodulares (melanosomas cuarzo-cordieríticos) inmersos en leucosomas granitoides poco estructurados. Localmente se observan restos difusos del gneis glandular que llegan a tener aspecto xenolítico. Existen también megacristales del antiguo gneis en estadios, más o menos avanzados, de incorporación progresiva a la matriz granitoide. Durante el proceso se han formado agregados irregulares, de tamaño reducido de pegmatitas turmaliníferas.

En ocasiones, los movilizados granitoides penetran los sectores gneísicos menos afectados por el proceso de anatexia, claramente posterior al metamorfismo regional.

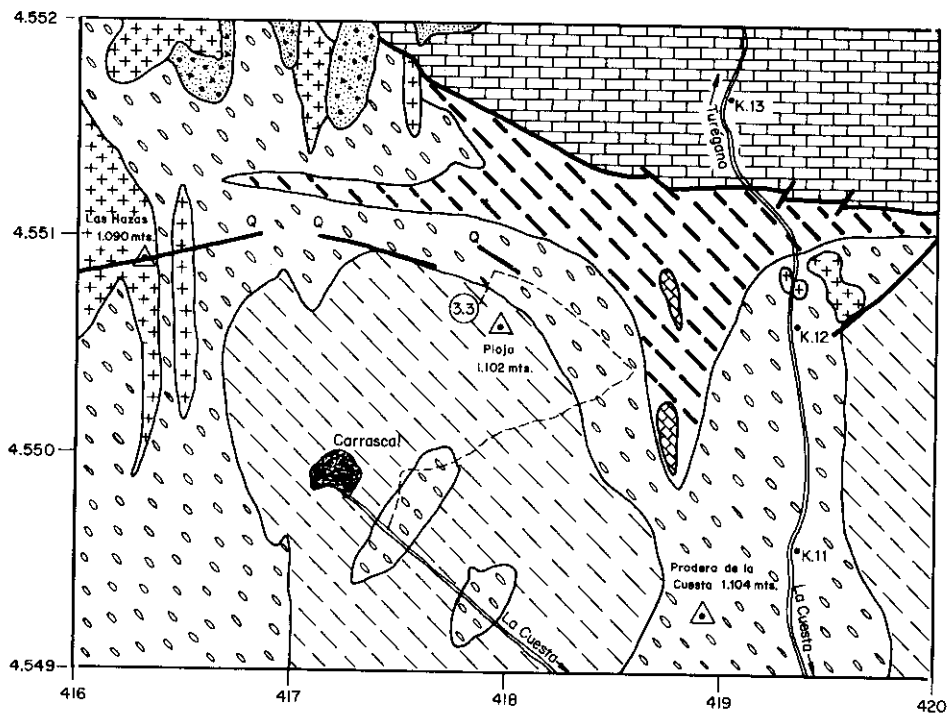
PARADA 3.3. (J. M. Fúster y C. Villaseca)


Al NE de Carrascal del Río, cerca del vértice «Pioja». (UTM. 417-4.550; HOJA 457.) Fig. 18.

Situación general

En las proximidades del borde septentrional del conjunto metamórfico que aflora al N de la Sierra de Guadarrama. El Cretácico superior calcáreo entra en contacto tectónico violento mediante falla inversa de alto ángulo), con el macizo cristalino. En el borde W de la zona, representado en plano, el Mioceno detrítico fosiliza transgresivamente el contacto tectónico.


En el sector predominan gneises glandulares con megacristales feldespáticos abundantes que, a escala mesoscópica, son más heterogéneos que los gneises glandulares que se consideran de proceden-



 Terciario conglomerático


 Cretácico caliza


 Cretácico arenoso


 Apligrafonitos

 Leucogneis

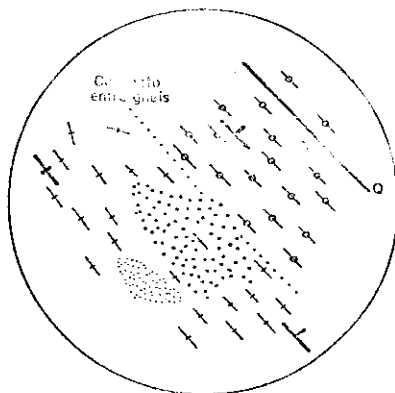
 Gneis glandular


 Esquistos metapelíticos

 Rocas de sil. cal.

 1.000 mts.

Cartografía por: J.M. Fuster
C. Villaseca



 Zona de operación de silicificaciones


 Roca orbicular

FIG. 18.—Series metamórficas de Carrascal.

cia granítica, apareciendo en ellos bandas y zonas lenticulares de facies de grano más fino sin glándulas o con muy pocos megacristales.

Los leucogneises de Carrascal son facies de grano grueso sin megacristales, con aspecto de porfiroides bien esquistosados.

Petrográficamente estos dos tipos litológicos se caracterizan por la existencia de sillimanita fibrolita) y granate; este último es más frecuente en los tipos glandulares, donde aparece en agregados lenticulares policristalinos (a veces asociados con turmalina).

En posición periférica, respecto a la estructura de Carrascal, aparecen por el norte esquistos metapelíticos con escasos niveles de rocas de silicatos cálcicos.

En el ángulo NW, de la Figura 18, afloran cuerpos postcinemáticos de granitos aplíticos de dos micas, ricos en turmalina, sin estructuración interna visible.

La equistosidad (S_2), orientada en el sector meridional en dirección submeridiana, con buzamiento al E, gira en las zonas al N de Carrascal hasta adquirir una orientación de unos $100-120^\circ$, con buzamiento alto hacia el S. Los contactos litológicos esquematizan una estructura de interferencia de las fases F_2 y F_3 .

Observaciones locales

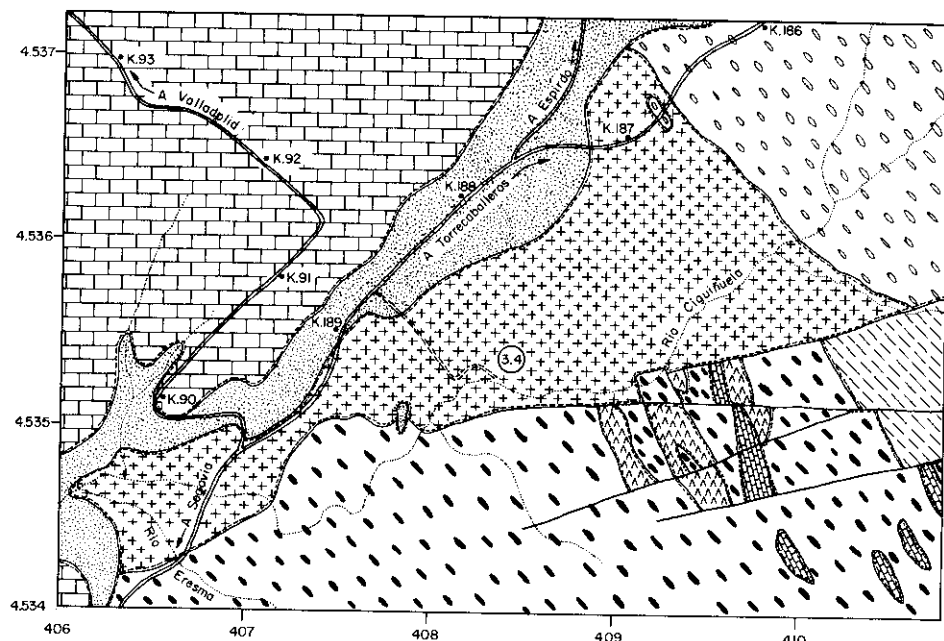
El objetivo principal de esta parada es observar rocas orbiculares que aparecen en las proximidades del límite entre gneises glandulares y los leucogneises de Carrascal.

Las rocas orbiculares aparecen en un área reducida, de forma groseramente lenticular (Fig. 18). En la roca orbicular se diferencian tres elementos litológicos: las orbículas feldespáticas, la matriz aplogematítica interorbicular y las inclusiones félicas de roca metamórfica. Las orbículas, de formas ovoidales de uno a 16 cm. de tamaño, presentan frecuentemente un núcleo visible, rico en material esquistoso biotítico, con sillimanita y cordierita pinnitizada muy accesorias, y un desarrollo muy heterogéneo de capas externas, fundamentalmente de plagioclasa (An 27), en la que existen proporciones variables de feldespato potásico, cuarzo y moscovita.

En el afloramiento se observan protoorbículas, con formas muy condicionadas por la geometría de los núcleos metamórficos, que tienden a disponerse en posición subparalela.

Su génesis (FUSTER y VILLASECA, *in press*) está ligada a procesos de nucleación originados por fluidos pegmatítico-aplíticos tardíos sobre material metamórfico brechificado.

Parte de la roca orbicular feldespática ha sido silicificada metasomáticamente por cuarzo en zonas de fractura posteriores orientadas aproximadamente 120° .



-  Cretácico calizo
-  Cretácico arenoso
-  Granodiorita
-  Gneis glandular
-  Leucogneis
-  Aplitas - Pegmatitas
-  Mármoles, Rocas de sil. cal. Esquistos, etc.
-  Gneis glandular fémico

1000 mts.

Cartografía por: J. M. Fuster

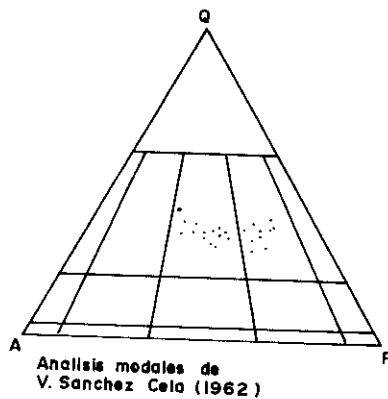


FIG. 19.—Granodiorita de Segovia.

PARADA 3.4. (J. M. Fúster y C. Villaseca)

Unos tres kilómetros al NE de la ciudad de Segovia. (UTM. 408-4.535; HOJA 483.) Figura 19.

Situación general

El pequeño afloramiento de granitos de Segovia (unos cinco Km²) puede formar parte de un plutón más extenso que queda recubierto por el Cretácico transgresivo y subhorizontal, que forma su límite septentrional. La mayor parte del límite sur se realiza por fallas que ponen en contacto mecánico al granito con gneises glandulares fémcicos, esquistos, mármoles y rocas de silicatos cálcicos de la serie fémica heterogénea. Por el NE intruye a ortogneises glandulares más homogéneos.

Observaciones locales

Se trata de un granitoide tardihercínico calcoalcalino, de grano medio de composición adamellítico-granodiorítica (Fig. 19), situándose las facies más básicas en las zonas externas del afloramiento, donde son también abundantes las inclusiones microgranulares básicas («gabarros»), de composición cuarzdiorítica.

Estos granitoides son bastante pobres en estructuras y provocan un metamorfismo de contacto con neoformación de cordierita y andalucita en los gneises encajantes.

PARADA 3.5 (R. Capote, C. Casquet, J. M. Fúster, C. Villaseca)

Ermita de San Antonio de Juarrillos, entre los kilómetros 91 y 92 de la carretera Madrid-Segovia. (UTM. 407-4.529; HOJA 483.) Figuras 20 y 21.

Situación general

En el sector, situado al S de Segovia, está bien representada la serie fémica heterogénea, formada por gneises glandulares, esquistos metapelíticos, metasamitas, gneises «leptiníticos», niveles carbonatados (mármoles y RSC) y metabasitas ortoderivadas. Al conjunto de la serie se le asigna una procedencia en parte volcánica-subvolcánica, en parte sedimentaria de procedencia volcánica y en parte sedimentaria.

En el mismo sector también están asociados con estos materiales abundantes ortogneises glandulares y leucogneises menos glandulares esquistosados concordantemente con los anteriores.

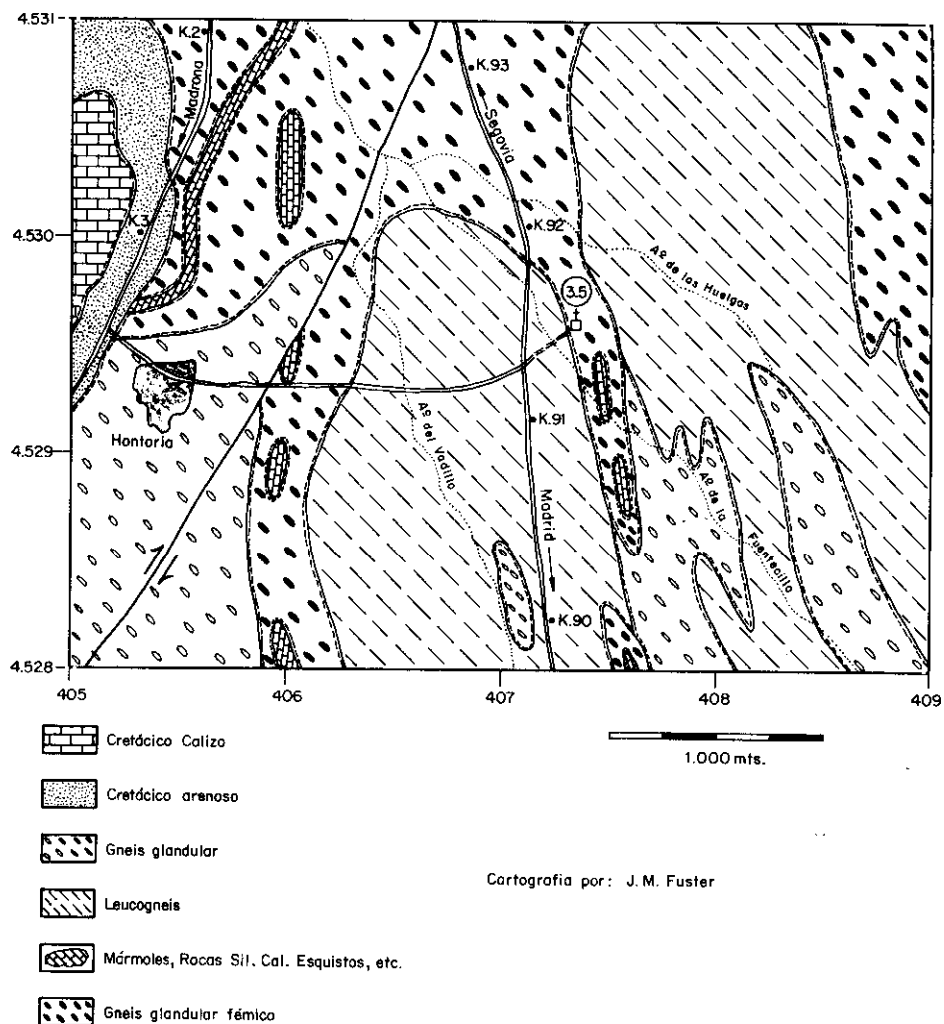


FIG. 20.—Series metamórficas al Este de Hontoria.

La esquistosidad principal está orientada, en general, entre 150-170°, con buzamientos muy altos o verticales hacia el E o el W. Al NW del punto de observación la esquistosidad se orienta en dirección cercana a los 90°, con buzamientos hacia el S.

Observaciones locales

La zona de observación (Fig. 20) está situada en el borde W de una banda fémica heterogénea, donde predominan gneises glandula-

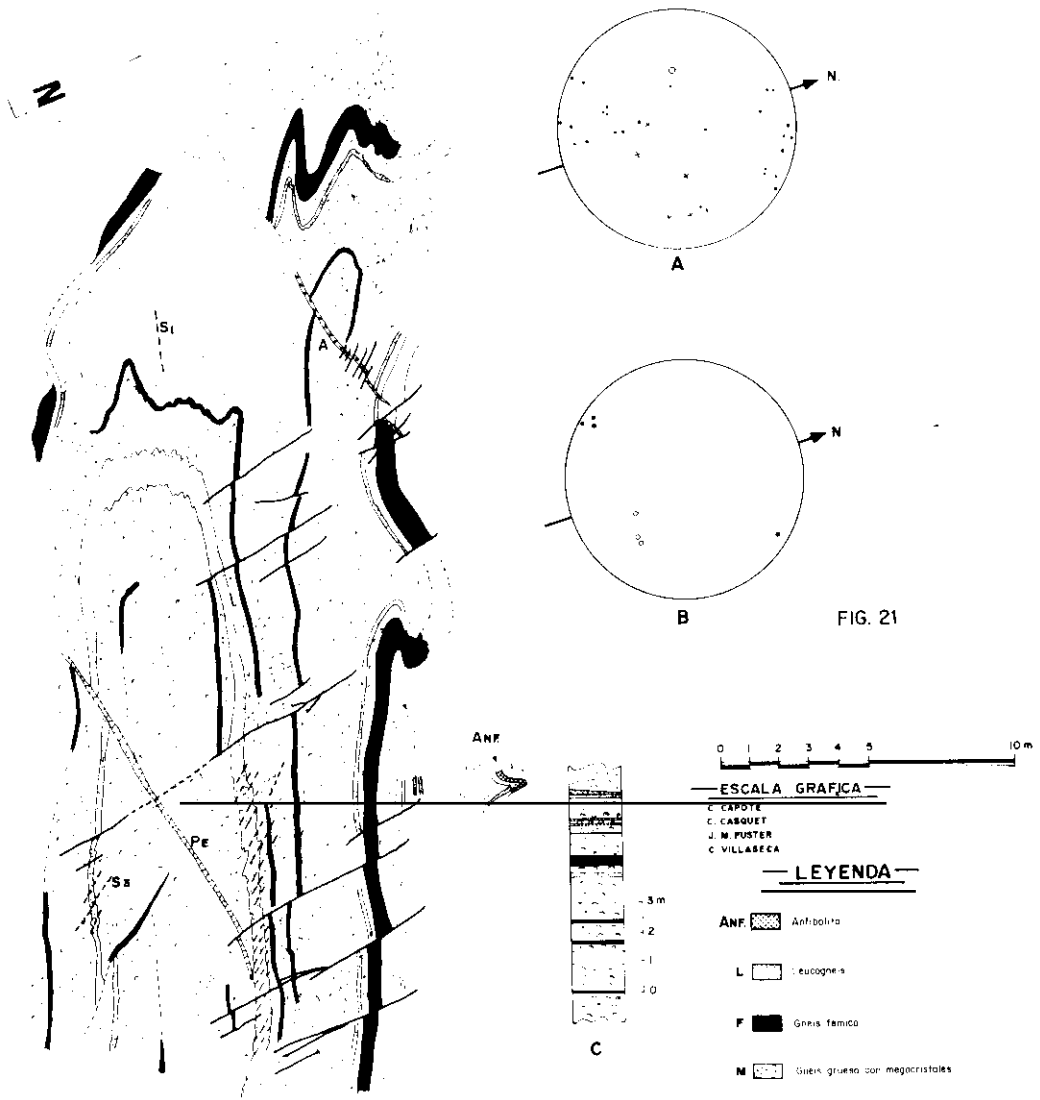


FIG. 21

FIG. 21.—Cartografía de detalle de una parte del afloramiento de la parada 3-5. A: Dique de aplita.—PE: Dique de pegmatita.—S₁: Foliación de la primera fase.—S₃: Foliación de tercera fase.—A: Representación estratigráfica de estructuras de la primera y segunda fases hercínicas.—Puntos: Polos de foliación S₁.—Círculos: Eje de pliegue de la primera fase.—Cruces: Lineaciones de alargamiento de feldespatos.—B: Orientación de estructuras de la tercera fase.—Puntos: Foliación S₃.—Círculos: Ejes de pliegue B₁.—C: Columna estratigráfica local.

res, con grandes megacristales, con intercalaciones esquistosas (con glándulas esporádicas) y otras cuarzofeldespáticas de carácter granoblástico. Existen muy pequeños cuerpos de rocas básicas anfibolitizadas, claramente deformadas en el contexto general (Fig. 21).

Los gneises con megacristales tienen una matriz, en la que destacan estrechas bandas lenticulares cuarzofeldespáticas elongadas con cuarzo lamelar y feldespatos granulados. En su matriz, además de biotita y sillimanita, existen granates xenoblásticos, en parte transformados en agregados pinníticos.

- Las bandas félicas intercaladas tienen igual mineralogía, con texturas de grano más fino, donde resaltan algunos megacristales de feldespato potásico o plagioclasa. Las bandas cuarzofeldespáticas tienen textura granoblástica y en ellas, además del granate, existe biotita y moscovita.

Las anfibolitas, que atraviesan las rocas anteriores, aunque están deformadas conjuntamente con ellas, tienen texturas de grano muy fino esquistosa. Tienen plagioclasa zonada, hornblenda y microlitos de clinopiroxeno. Se interpretan como metadioritas calcoalcalinas, con 54 % de SiO₂, 11 % de FeO total, 7 % MgO y 8,3 % de CaO.

La estructura del afloramiento (Fig. 21) muestra la superposición de varias fases de deformación. El conjunto es un pliegue isoclinal de la primera fase hercínica, en donde la foliación dominante de las rocas (S₃) es paralela a su plano axial, cuya dirección es de unos 120°. El eje del pliegue cambia de orientación a lo largo del afloramiento pero en su extremo occidental tiene inmersión hacia el WNW. La segunda fase hercínica de plegamiento ha reorientado en parte la estructura anterior y ha dado lugar a alguna figura de interpretación en el flanco norte y a una lineación en los feldespatos hacia el ESE.

La tercera fase de deformación visible en el afloramiento da lugar a pliegues que afectan con claridad a la foliación S₁. Estos pliegues varían de tamaño desde centimétrico a métrico y llevan localmente una foliación S₃, muy visible en las bandas leucocráticas, de dirección NW-SW y subvertical. Las estructuras son cortadas por los diques de aplita y pegmatita, orientadas según E-W, y además por una familia de pequeñas fallas posteriores de dirección N 15° W.

DÍA 10 DE SEPTIEMBRE

RELACIONES ENTRE SERIES FÉLICAS HETEROGÉNEAS Y FORMACIONES ORTODERIVADAS

Este día tiene como objetivo principal la observación y comparación de las series preordovícicas, de procedencia sedimentaria volcá-

nica y volcano-sedimentaria que componen la Serie Fémica Heterogénea, en los sectores de Vegas de Matute y Santa María de la Alameda, dentro del dominio central de la sierra. Asimismo, se estudiarán las relaciones con los ortogneises glandulares y leucogneises que afloran con gran extensión dentro de este dominio.

PARADA 4-1 (J. M. Fúster, M. Navidad y C. Villaseca)

Itinerario de Vegas de Matute al SE por A° Cañuelo. (UTM 392, 4516; HOJA, 507). Figura 22.

Situación general

El macizo metamórfico de Vegas de Matute-El Caloco está compuesto por dos formaciones de diferente significado genético. Una es fundamentalmente metasedimentaria (esquistos metapelíticos, metasamíticos, mármoles y rocas de silicatos cálcicos), con tramos metavolcánicos y volcano-sedimentarios asociados (gneises glandulares fémicos), que definen la Serie Fémica Heterogénea bien representada en el sector oriental del Macizo. El otro conjunto de materiales ocupa el sector occidental y está constituido por ortogneises glandulares y leucogneises nodulares de probable origen metagranítico.

Ambas formaciones presentan entre sí un contacto neto y discordante, con presencia de facies mosqueadas en los esquistos fémicos de las proximidades de contacto.

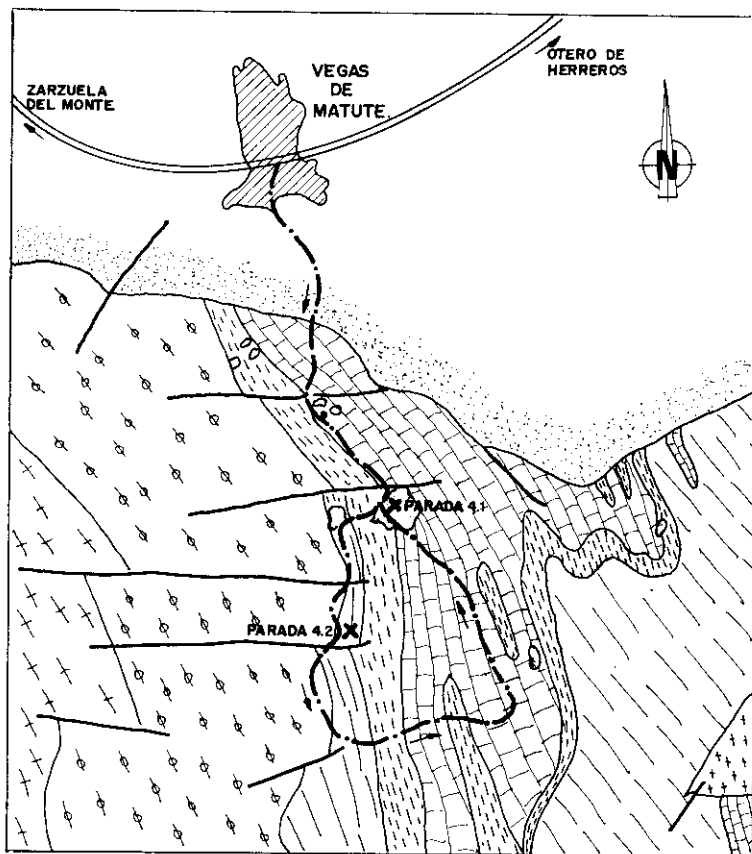
Penetrando ambas formaciones aparecen cuerpos dioritoides, no siempre esquistosados, que interpretamos como precursores básicos del magmatismo calcoalcalino tardihercínico (FUSTER *et al.*, 1981 b, *in press*).

Observaciones locales

A lo largo del itinerario es posible reconocer, una vez traspasado el contacto mecánico entre el Cretácico Superior calcáreo y los materiales cristalinos, diversos materiales de la Serie Fémica Heterogénea.

Los esquistos fémicos metapelíticos y gneises glandulares metavolcánicos interestratificados son términos cuarzo-plagioclásicos con biotita-cordierita-sillimanita en la matriz, donde en ocasiones aparece distena relictas y abundante granate relicto metaestable.

Los niveles carbonatados se componen fundamentalmente de mármoles calco-magnésicos, con olivino, clinohumita y flogopita dominantes, y de rocas de silicatos cálcicos de tipos diopsidíticos o grosularíticos.



0 250 500 1000 mts.

— ESCALA GRAFICA —

J. M. FUSTER.
M. NAVIDAD.
C. VILLASECA.

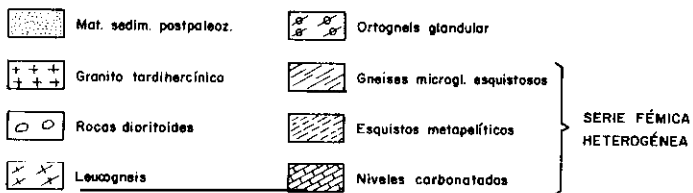


FIG. 22.—Esquema geológico del sector al S. de Vegas de Matute.

En la zona inmediata a la Parada 4-1 se observan rocas dioritoides intrusivas, con desarrollo de facies marginales anfibolíticas esquistosadas, que provocan en las rocas calcosilicatadas del contacto exokarns cálcicos (grosularitas). Estas rocas dioríticas son facies de grano fino poco o nada porfídicas, localmente con texturas pegmatíticas y tienen como componentes fundamentales plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno residual.

PARADA 4-2 (J. M. Fúster, M. Navidad y C. Villaseca)

Subiendo la divisoria hacia el A° del Zancado. (UTM. 392, 4515; HOJA 507.)

Observaciones locales

En el cerro de la divisoria se observa un nuevo afloramiento de rocas dioríticas, aquí de grano medio y sin estructuración, emplazadas en esquistos fémcicos metapelíticos con porfidoblastos precinemáticos de granate almandino.

Hacia el Arroyo Zancado comienzan a verse en los esquistos facies de aspecto mosqueado, con porfiroblastos de cordierita deformada blindando sillimanita prismática. Inmediatamente al W comienzan a verse ortogneises glandulares cuarzo-feldespáticos con biotita-sillimanita (fibrolita).

MACIZO METAMORFICO DE EL ESCORIAL.

SECTOR SEPTENTRIONAL (Alvaro, M., y Peinado, M.)

El Macizo Metamórfico de El Escorial (MME), enclavado en la parte central del S.C.E., es un afloramiento de rocas metamórficas en relación con los sectores del Macizo de El Caloco y la zona meridional de Segovia que se han recorrido durante la mañana. Está rodeado por granitoides tardihercínicos, y presenta dos zonas bien diferenciadas, desde el punto de vista litológico. La zona meridional se caracteriza por el predominio de metasedimentos: esquistos moscovíticos y gneises plagioclásicos con niveles de metasamitas, de rocas de silicatos cálcicos y metacarbonatos. En la zona septentrional (Fig. 23) el conjunto litológico dominante son ortogneises alumínicos (PEINADO, 1973; PEINADO y ALVARO, *in litt*) que enclavan o recubren a la Serie Fémica Heterogénea (SFH).

En el M.M.E. la SFH consiste, fundamentalmente, en un conjunto de gneises fémcicos bandeados, con intercalaciones de gneises fémcicos glandulares (VS) hacia la base, donde pueden llegar a constituir la

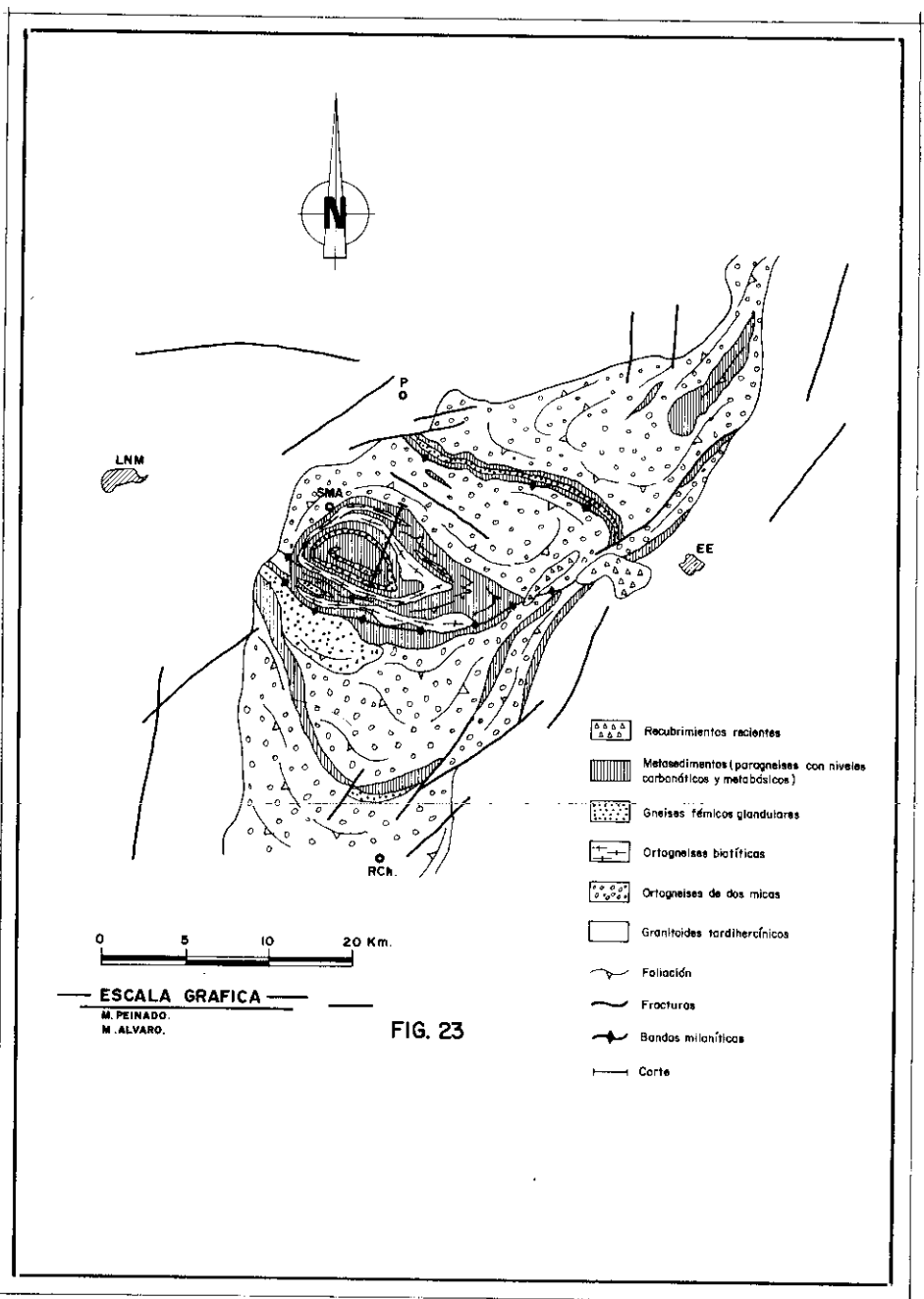


Fig. 23.—Esquema geológico del sector de El Escorial-Robledo de Chavela. EE: El Escorial.—LNM: Las Navas del Marqués.—P: Peguerinos.—RCh: Robledo de Chavela.—SMA: Santa María de la Alameda.

totalidad de la serie, y esquistos, metacalizas y metadolomías, con algunos niveles de cuarcitas en la parte superior. Incluyen niveles de metabasitas y gneises con anfíbol y a veces piroxeno emplazados posiblemente durante una etapa de distensión preorogénica. De la primera fase de deformación que afectó al Sector únicamente se conservan algunos relictos como pliegues afectados por la segunda fase, esquistosidades plegadas en charnelas B₂ o enclaves de metasedimentos en los ortogneises sincinemáticos de F₂, con pliegues discordantes con S₂. Esta fase de deformación está en relación con una etapa de metamorfismo de HP relativa, con formación de distena-granate en las rocas pelíticas. La segunda fase de deformación genera la esquistosidad y la foliación patentes sobre el terreno y pliegues tumbados de dimensiones kilométricas. Está en relación con un metamorfismo de presión baja, que genera cordierita y sillimanita. En la interfase 1-2, y posiblemente como consecuencia de procesos de anatexis en relación con el importante engrosamiento de la corteza (¿cabalgamientos corticales?), atribuible al primer evento tectono-metamórfico, se genera un gran volumen de granitos aluminicos que se emplazan antes de la fase 2 (Ortogneises de Abantos). Durante el segundo evento tectono-metamórfico se emplazan granitos biotíticos, acompañados de cuarzo-dioritas, de origen más profundo que inducen un metamorfismo de contacto en la serie metasedimentaria encajante (Ortogneises de Santa María de la Alameda). Dos fases de deformación postmetamórficas completan el cuadro estructural. De direcciones ortogonales, E-W y N-S, dan lugar a pliegues y figuras de interferencia a todas las escalas, y localmente pueden llegar a desarrollar esquistosidad. En relación con la fase de dirección E-W se generan bandas de cizalla dúctil con este rumbo, con desarrollo de una foliación milonítica que oblitera la esquistosidad anterior. Posteriormente, estas bandas rejuegan localmente como fracturas de tensión, emplazándose en ellas masas de cuarzo y cuerpos pegmatíticos.

El emplazamiento de los granitoides tardíos aísla el MME del resto del Sistema Central y la etapa de fracturación tardihercínica genera un sistema de desgarres, según las familias tradicionales, destacando las fallas del Puerto de la Cruz Verde, de más de 15 kilómetros de recorrido, y la que limita el borde oriental del macizo metamórfico.

Itinerario

Desde el afloramiento de El Caloco hasta El Escorial la carretera transcurre sobre granodioritas y granitos. A la altura del embalse de La Jarosa se observa en el desmonte de la carretera enclaves métricos a decamétricos de cuarzodioritas/tonalitas biotítico-hornbléndicas.

En el itinerario de la tarde se reconocerá el flanco septentrional de la antifirma de Santa María de la Alameda (SMA) a lo largo del cauce del río Aceña (Fig. 24). Desde el puente de la carretera de SMA, donde aparecen los ortogneises de Abantos en contacto con los niveles carbonatados de la SFH, se realizará un itinerario de unos dos kilómetros sobre la SFH, alguno de sus niveles glandulares, las metabasitas, y los ortogneises de SMA, hasta otro cuerpo de ortogneises de Abantos situado en el flanco meridional de la antifirma.

El acceso al punto de comienzo del itinerario desde la población de El Escorial se realiza por la carretera al Puerto de la Cruz Verde, que discurre esencialmente sobre las facies de borde del Ortogneis de Abantos con enclaves de rocas carbonatadas de la serie regional (kilómetro 5,500). Por el barranco del Arroyo del Batán, situado al Este de la carretera discurre la falla del Puerto de la Cruz Verde, que lleva asociada una pinzadura de dolomitas y magnesitas en las que localmente se explotan magnesita y serpentina.

En el puerto, desviación por la carretera de Avila primero, y por la carretera local a SMA a continuación. En esta segunda intersección aflora la banda de ortogneises de SMA, de la ladera Sur del Cerro Cabezuelo (izquierda). Hasta la población de Robledondo aflora la SFH, con niveles de rocas silicatos cálcicas.

Entre Robledondo y el puente sobre el río Aceña la carretera discurre sobre una banda de metasedimentos, situada entre los ortogneises de Abantos (al Norte, derecha), que en esta ladera desarrollan facies granudas de borde con nódulos de cordierita, de granate y nidos de turmalina, y los ortogneises de SMA, que conforman la ladera septentrional del Cerro Calamocho (al Sur de la carretera, izquierda).

PARADA 4-3

Kilómetro 17,800, carretera local a Santa María de la Alameda (UTM. 395, 4454; HOJA 532). Puente sobre el río Aceña.

Tramo superior de la Serie Fémica Heterogénea, metadolomías alternando con esquistos y gneises laminares.

Se ve el contacto con los ortogneises de Abantos que tienen enclaves de la serie metasedimentaria.

Retrocediendo por el desmonte de la carretera, unos 150 metros, se observa el contacto de los metasedimentos con una facies granuda, algo porfídica, que se estructura progresivamente al alejarse del contacto hacia el sur, y forma parte de los metagranitos de Santa María de la Alameda.

Los ortogneises de Abantos son de dos micas, ricos en sillimanita, con facies andalucíticas y nódulos con cordierita-biotita, granate-biotita, turmalina y topacio.

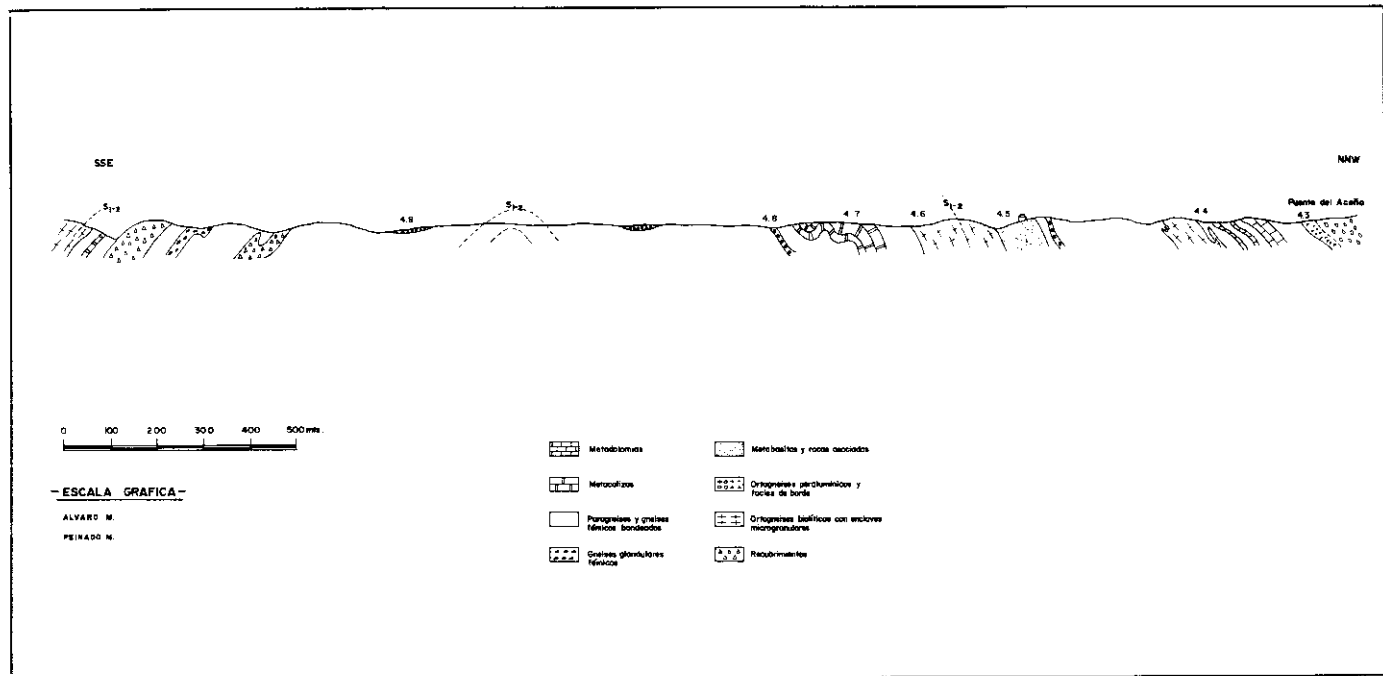


FIG. 24.—Corte geológico de la estructura de Santa María de la Alameda.

Llevan asociados cuerpos de composición aplítica con frecuentes granates.

Las rocas carbonáticas son fundamentalmente de tendencia dolomítica, con abundante flogopita y paragénesis variables, según su composición original. Se llega a formar clinohumita, a expensas de forsterita y periclasa.

Muestran intercalaciones margosas con diopsidos, vesubianita y grosularia entre otros.

PARADA 4-4

Cauce del río Aceña (UTM. 395, 4494; HOJA 532).

Facies granuda con numerosas xenolitos de hábito aboudinado, a borde de los ortogneises de Santa María de la Alameda. Siguiendo por el camino de la margen derecha del río los granitoides adquieren carácter porfídico y foliación patente. Se ponen en contacto con paragneises biotíticos, con sillimanita, cordierita y residuos de granate y distena, replegados con esquistosidad de crenulación incipiente, sobre los que discurre el camino hasta la Parada 4-5, tienen algunas intercalaciones poco potentes de gneises féimicos glandulares.

Las facies granudas tienen composición granítica muy rica en feldespato potásico, con biotita.

PARADA 4-5

Antiguo molino frente al arroyo de Robledondo, unos 15 metros sobre el cauce del río de la Aceña. (UTM. 395, 4494; HOJA 532.)

Afloramiento de rocas básicas que se disponen entre los metasedimentos y los ortogneises a lo largo de varios kilómetros, también se encuentran como paquetes dentro de la serie metasedimentaria y como enclaves en los ortogneises.

Son piroxenitas masivas y bandeadas con o sin anfíbol, con granate en algunas capas y una intercalación de pegmatitas anfibólicas.

Tienen texturas diabásicas residuales y están afectadas por efectos de contacto de los ortogneises adyacentes, otro cuerpo del conjunto de Santa María de la Alameda. En la proximidad del contacto hay una banda de unos dos metros de gneises fundamentalmente plagioclásicos con clinopiroxeno y anfíbol, con abundante esfena.

Los ortogneises muestran facies metaporfídicas con la foliación replegada. Su composición varía de adamellítica a granodiorítica, los blastocristales son de ortosa perítica, plagioclasa con restos de zonedado, biotita, como accesorios circón, apatito y allanita, no llevan silicatos de aluminio. La moscovita es puntual y, como consecuencia, de desestabilización de biotita, debido a la deformación, esto es, más

patente en las bandas miloníticas del sur de la estructura, donde la milonitización las afecta fuertemente, así como a los componentes de su aureola.

En torno a este cuerpo se genera sillimanita prismática, mal orientada, a centímetros del contacto y en la aureola externa cordierita y andalucita.

PARADA 4-6

Cauce del río. (UTM. 395, 4494; HOJA 532.)

Los ortogneises presentan aquí un enclave métrico de tonalita anfíbólico-biotítica, junto al contacto con la serie metasedimentaria, que consiste aquí en gneises biotíticos con plagioclasa, feldespato potásico intersticial y abundante sillimanita, con pequeñas intercalaciones calcomagnésicas.

Los enclaves microgranulares son frecuentes en este ortogneis, estirados como en este caso, subredondeados, cuando el metagranito muestra escasa orientación, la proporción de hornblenda es variable, llegando a estar ausente.

PARADA 4-7

Cauce del río. (UTM. 395, 4494; HOJA 532.)

Paquete de rocas carbonáticas, fundamentalmente metacalizas, intruidas por cuerpos discordantes y paraconcordantes de pegmatitas de grano muy grueso.

En la margen izquierda del río se observa en estos materiales la charnela de un pliegue de tercera fase.

Las rocas carbonáticas son, en gran parte, calcíticas, con frecuente escapolita, diopsido, flogopita, feldespato potásico y plagioclasa en proporciones variables, según las diferencias originales de los distintos niveles.

Las pegmatitas tienen feldespato potásico perítico, plagioclasa, escaso cuarzo, grandes prismas de clinopiroxeno en vías de transición a anfíbol y biotita, probable consecuencia de la asimilación parcial de material carbonatado.

PARADA 4-8

Cauce del río. (UTM. 395, 4493; HOJA 532.)

Después de un tramo cubierto, afloramiento de gneises bandedos fuertemente estirados, incluyen una banda macrogranular.

Los primeros llevan «boudins» calcomagnésicos, con abundante cuarzo.

En adelante, hasta la Parada 4-9, se reconoce esta serie compuesta por gneises aluminicos y metagrauvas con «boudins» calcomagnésicos silíceos con abundante venulación leucocrática de aspecto migmatítico.

Las facies félicas glandulares muestran una matriz bandeada con cuarzos estirados con biotita, plagioclasa y sillimanita prismática y palmada, probablemente procedente de distena. Las glándulas son de plagioclasa, a veces poligonizada o de feldespato en texturas de intercrecimiento con cuarzo y moscovita. Se ven agregados de granate en tránsito a cordierita.

El conjunto muestra caracteres de fuerte estiramiento y recristalización de tipo blastomilonítico. Es patente también el fuerte estiramiento de las facies finas asociadas, de composición similar a la matriz de las anteriores.

Los «boudins» calcomagnésicos, de color verdoso, muestran bandeo composicional en cuanto a las proporciones relativas de plagioclasa-cuarzo y clionpiroxeno-anfíbol.

Los paquetes sillimaníticos alternan con términos de composición grauváquica con plagioclasa, biotita y cuarzo, a veces con feldespato potásico intersticial.

Las facies leucocráticas son, en su mayoría, de composición tonalítica, con plagioclasas de tendencia automorfa, zonada, cuarzo y biotita. Sólo los términos más potentes tienen composición granítica, también con biotita.

PARADA 4-9

Ortogneises aluminicos. Río de la Aceña. (UTM. 394, 4493; HOJA 532.)

Gneises glandulares en afloramiento lentejonar de escasa anchura. Presentan enclaves plegados de la serie encajante, unos de composición grauváquica con plagioclasa dominante, biotita y cuarzo escaso e intersticial; y otros de textura esquistosa con cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita y abundante cordierita, con moscovita tardía.

Los gneises son de grano grueso con sillimanita en los planos de esquistosidad y moscovita tardía.

Tienen escasa distena incluida en plagioclasa con zonación marginal que, a su vez, lo está en el feldespato potásico pertítico que compone las glándulas.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1975): «Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español». *Mem. Inst. Geol. Min.*, 88, 145 págs.

- APARICIO, A., y GALÁN, E. (1980): «Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central español (provincia de Guadalajara)». *Estudios Geol.*, 36: 75-84.
- ARENAS, R. (1979): *Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza*. Tesis de licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 145 págs.
- ARENAS, R.; CASQUET, C., y PEINADO, M. (1980): «El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 117-146.
- ARENILLAS PARRA, M.; SAAVEDRA, J., y ARRIBAS, A. (1975): «Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila». *Bol. Geol. Min.*, 86: 233-243.
- BABIN, R. B. (1971): «Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69: 5-28.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (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.
- BASCONES ALVIRA, C.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., y MARTÍNEZ ALVAREZ, F. (1978): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 464, Hiendelaencina (en prensa).
- BELLIDO, F. (1979): *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- (1980): «Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central español)». *Estudios Geol.*, 36: 85-92.
- BELLIDO, F., y BARRERA, J. L. (1979): «Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera (Sistema Central español)». *Estudios Geol.*, 35: 279-284.
- BISCHOFF, L. (1974): «Ein neues Silvr-Vorkommen bei Serracin in der östlichen Sierra de Guadarrama, Zentralspanien». *N. Jb. Geol. Paläont.*, 147: 218-235.
- BISCHOFF, L.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973): «Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)». *Forch. Geol. Paläont. Münster*, 28: 27-30.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., y FLOOR, P. (1973): «Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bol. Soc. France*, 15: 209-228.
- CAPOTE, R. (1972): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila*. Tesis doctoral, Universidad de Madrid, 289 págs.
- (1973): «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila». *Bol. Geol. Min.*, 84: 426-437.
- CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1968): «El paleozoico de los alrededores de Avila». *Estudios Geol.*, 24: 181-191.
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. Min.*, 86: 581-596.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977): «The precambrian in the Central part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.*, 33: 343-355.

- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN (1977): «El límite entre las zonas astur occidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. Min.*, 88: 517-520.
- CAPOTE, E.; PEREJÓN, A., y VILLAS, L. (1981): *Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (Madrid, Sistema Central español)*. (In Litt.)
- CARLS, P. (1969): «Zur ein tufung des Devon der östlichen Guadarrama (Spain)». *Senckenbergiana Lethaea*, 50: 67-79.
- CASQUET, C. (1975): «Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio de baja presión en el macizo de San Vicente (Sistema Central español)». *Estudios Geol.*, 31: 217-239.
- CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981): *Las anfibolitas de la región de Buitrago de Lozoya*. (In litt.)
- CHAPPELL, B. W., y WHITE, A. J. R. (1974): «Two contrasting granite types». *Pacific Geol.*, 8: 173-174.
- FEBREL, T.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1958): *Explicación de la Hoja 484 (Buitrago de Lozoya)*. Inst. Geol. Min. de España, 103 págs.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): «Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera». *Studia Geologica*, 7: 87-106.
- (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central español)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 305 págs.
- (1979): «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama». *Estudios Geol.*, 35: 169-191.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R. (1970): «La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya». *Bol. Geol. Min.*, 81: 562-568.
- (1971): «Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 60: 69-80.
- FUSTER, J. M., y MORA, A. (1970): «El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central español)». *Estudios Geol.*, 26: 317-321.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español». *Bol. Geol. Min.*, 85: 595-600.
- FUSTER, J. M., y VILLASECA, C. (1979): «Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la sierra de Guadarrama». *Estudios Geol.*, 35: 285-290.
- FUSTER, J. M., y RUBIO, J. I. (1980): «El afloramiento granodiorítico-tonalítico de Ventosilla (Guadarrama Central)». *Bol. Geol. Min.*, 91: 494-502.
- FUSTER, J. M., y VILLASECA, J. I. (1980): «Rocas orbiculares en la zona centroseptentrional de la sierra de Guadarrama». *Bol. Geol. Min.* (en prensa).
- FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M., y VILLASECA, C. (1981a): *Relaciones entre ortogneises y series volcanosedimentarias en el macizo de El Caloco (Guadarrama Central)*. (In litt.)
- (1981b): *Dioritas precoces en las series metamórficas del macizo de El Calomo (Guadarrama Central)*. (In litt.)

- GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central español*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid.
- GARCÍA FIGUEROLA, L. C. (1965): «La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min.*, 77.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): *Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la sierra de Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- GONZÁLEZ DEL TANAGO, J. (1981): *Estudio de las pegmatitas del macizo de San Pedro y de sus formaciones encajantes*. Tesis de licenciatura, Universidad Complutense, Madrid, 175 págs.
- HAMMANN, W., y SCHMIDT, K. (1972): «Eine Llandeile-Fauna aus der östlichen, Sierra de Guadarrama (Spanien)». *Meu. Jb. Geol. Palaönt. Mh. Jg. M.*, 5: 294-299.
- HEIM, R. C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Tesis doctoral, Universidad de Utrech (Holanda).
- HERNANDO COSTA, S. (1977): *Pérmico y triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)*. Seminario de Estratigrafía, 2, 408 págs.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. E. (1974): *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1 : 1.000.000*. Inst. Geol. Min. España, 113 págs.
- KILMURRAY, J. (1978): «Distena relictas en la vertiente septentrional de la sierra de Guadarrama». *Estudios Geol.*, 34: 359-361.
- KORNPROBST, J.; BARD, J. P.; BRIAND, B.; CANTAGREL, J. M.; GUITARD, G.; KIENEST, J. R.; SENTALLIER, D.; LASNIER, B., y LE CORRE, C. (1980): «Le metamorfisme en France». *Men. du BRGM*, núm. 107: 161-190.
- LÓPEZ RAMOS, C., y NAVIDAD, M. (1981): «El metamorfismo del sector de El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central español)». *Acta Geol. Hispánica* (en prensa).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L. (1975): «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español». *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, 86, 127 págs.
- LOTZE, F. (1945): «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geostekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): «Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central)». *Bol. Geol. Min.*, 88: 471-493.
- KATTE, Ph. (1968): «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Rev. Geol. Alpine*, 44: 157-281.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E., y FERNÁNDEZ, S. (1972): «L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central español)». *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*, 17: 345-365.
- NAVIDAD, M. (1975): «Caracterización petrológica de las gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama Oriental)». *Estudios Geol.*, 31: 343-350.

- (1978): *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del macizo Ibérico*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- (1979): «Las series glandulares del sector central de macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental)». *Estudios Geol.*, 35: 31-48.
- NAVIDAD, M., y LÓPEZ RAMOS, C. (1981): «Los ortogneises del sector metamórfico El Vellóin-Pedrezuela (Sistema Central)». *Bol Geol. Min.* (en prensa).
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M. (1977): «Facies volcanosedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central español)». *Studia Geol.*, 12: 137-159.
- (1981): «Ortogneises y metasedimentos de la formación infrabasal al Olló de Sapo (macizo de Hiendelaencina, Guadarrama Oriental)» (*in litt.*).
- PARGA PONDAL, J. R. (1969): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del macizo Hespérico». *Geol. Rundschau*, 59: 323-336.
- PARGA PONDAL, I.; NATTE, Ph., y CAPDEVILLA, R. (1964): «Introduction a la geologie de "l'Olló de Sapo". Formation porphiroide antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. Min.*, 76: 119-154.
- PEINADO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado. Sistema Central español*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 199 págs.
- PEINADO, M., y ALVARO, M. (1981): «Nota sobre el magmatismo pre e intra-hercínico del sector metamórfico de El Escorial» (*in litt.*).
- SAN MIGUEL, M.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1956): *Explicación de la Hoja núm. 533 (San Lorenzo de El Escorial, Madrid)*. Inst. Geol. y Min. de España, 101 págs.
- SAN MIGUEL, M.; GARCÍA FIGUEROLA, L. C., y DE PEDRO, F. (1960): *Explicación de la Hoja 532. Las Navas del Marqués*. Inst. Geol. y Min. de España, 87 págs.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1962): *Afloramiento granítico de Segovia*. Tesis de licenciatura, Universidad Complutense, Madrid.
- SCHAFER, G. (1969): «Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spain)». *Münster Forsch. Geol. Paläobot.*, 10: 1-207.
- SOERS, E. (1972): «Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la sierra de Guadarrama». *Studia Geologica*, 4: 7-94.
- SOMMER, W. (1965): «Stratigraphie und Tektonik in östl Guadarrama-Gebirge (Spanien)». *Arb. Geol. Palaont. Inst. Watf. Wilhelms Univ. zu Münster*, 159 págs.
- TORNOS, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)*. Tesis de licenciatura, Universidad Complutense de Madrid.
- TORNOS, F., y CASQUET, C. (1981): *Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto valle del Lozoya (Sistema Central español)* (*In litt.*).
- ÜBANELL, A. G. (1976): «Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central español) en relación con los "dicrochements" destrales tardihercínicos». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60: 53-68.

- (1973): «Estudio de los "Kind-bands" del macizo de Ojos Albos (Sistema Central español)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (G.)*, 71: 341-356.
- WAARD, D. de (1950): «Palingenetic structures in augen gneis of the Sierra de Guadarrama, Spain». *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23: 51-66.