

LA ZONA DE CIZALLA DE BERZOSA-RIAZA EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL.
INFLUENCIA SOBRE LA CONFIGURACION DE LAS ZONAS METAMORFICAS.

R. Arenas (x), F. Gonzalez Lodeiro (xx), M. Peinado (x).

(x) Departamento de Petrología. Universidad Complutense de Madrid.

(xx) Departamento de Geomorfología y Geotectónica y Departamento de Investigaciones Geológicas (C.S.I.C.). Facultad de Ciencias. Granada.

Resumen

La zona de cizalla dúctil de Berzosa-Riaza corresponde a un accidente sinmetamórfico de segunda fase de deformación hercínica. Este accidente divide al Sistema Central en dos sectores, uno oriental y otro central con características estratigráficas, metamórficas y plutónicas diferentes. El movimiento de dicho accidente en la parte norte, entre el Pico del Lobo y Riaza, corresponde a un cabalgamiento con una componente de desgarre importante. Este funcionamiento provoca una aproximación de las zonas de metamorfismo y una variación de las condiciones P/T durante el proceso metamórfico de los materiales situados a uno y otro lado de dicho accidente. El gradiente durante la primera fase de deformación en el alóctono da lugar a un metamorfismo de distena-almandino que evoluciona durante la segunda fase a otro con andalucita y sillimanita.

En este trabajo se propone un modelo que intenta explicar estas características en relación con el funcionamiento y la deformación asociada a este accidente.

Abstract

The Berzosa-Riaza ductile shear-zone is a syn-metamorphic fault dating from the second phase of the Hercynian deformational history of the Hesperian Massif. This structural feature separates the Spanish Central System in to two segments, located, respectively, to the West and East of the fault. Both segments bear different stratigraphic, metamorphic and plutonic characters which, in part, may be due to the presence of this shear zone. In its northern part, this fault has acted as overthrust, though with significant strike component. This relative motion of both segments following the Berzosa-Riaza fault has produced an approaching of metamorphic zones in them, as well as a change of P-T conditions of metamorphism on both sides of the shear zone. Thus, for instance, P-T conditions in the western segment, previous to the in set of the above mentioned second deformational phase, were characterized by relatively high environmental pressures (Kyanite-Garnet). During the second phase, these conditions changed (moved) towards lower pressures, with the superposition of Andalusite-Sillimanite assemblages. We have developed a model in which these changes are linked with operation of the Berzosa-Riaza shear zone.

I.- INTRODUCCION

La zona de cizalla dúctil de Berzosa-Riaza separa dos sectores con caracteres estratigráficos, metamórficos y plutónicos diferentes. El sector situado al E (sector oriental) se caracteriza por tener sobre las formaciones de gneises glandulares (formación Hiendelaencina) el Ordovícico discordante, salvo en el flanco inverso del anticlinal de Hiendelaencina donde aparecen materiales infraordovícicos (formación Cardeñosa) sobre la formación Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO 1980). El metamorfismo es de gradiente intermedio y alcanza el grado medio. El plutonismo tardihercínico es inexistente.

En el W (sector central del Sistema Central) sobre las formaciones glandulares correlacionables con la formación Hiendelaencia se encuentra una potente serie metasedimentaria (formación Buitrago. CAPOTE y FERNANDEZ CASALS 1975) de edad infraordovícica. El metamorfismo alcanza el grado alto para unos gradientes superiores a los del sector oriental.

El plutonismo tardihercínico es progresivamente más intenso a medida que nos alejamos del accidente siendo el primero que se encuentra más próximo a él, el granito de la Cabrera (Fig. 1).

Dentro de los materiales que aparecen en el sector estudiado (Fig. 1) se pueden distinguir de muro a techo las siguientes formaciones:

- Formación Hiendelaencina.
- Formación Buitrago.
- Formación Constante.
- Formación Cuarcitas del Alto Rey.
- Formación Rodada.

Los materiales pertenecientes a la formación Hiendelaencina están representados por los gneises de El Cardoso (SCHAFER 1969, GARCIA CACHO 1973) y una parte de los gneises de Riaza (GARCIA CACHO op. cit.). Su edad ha sido

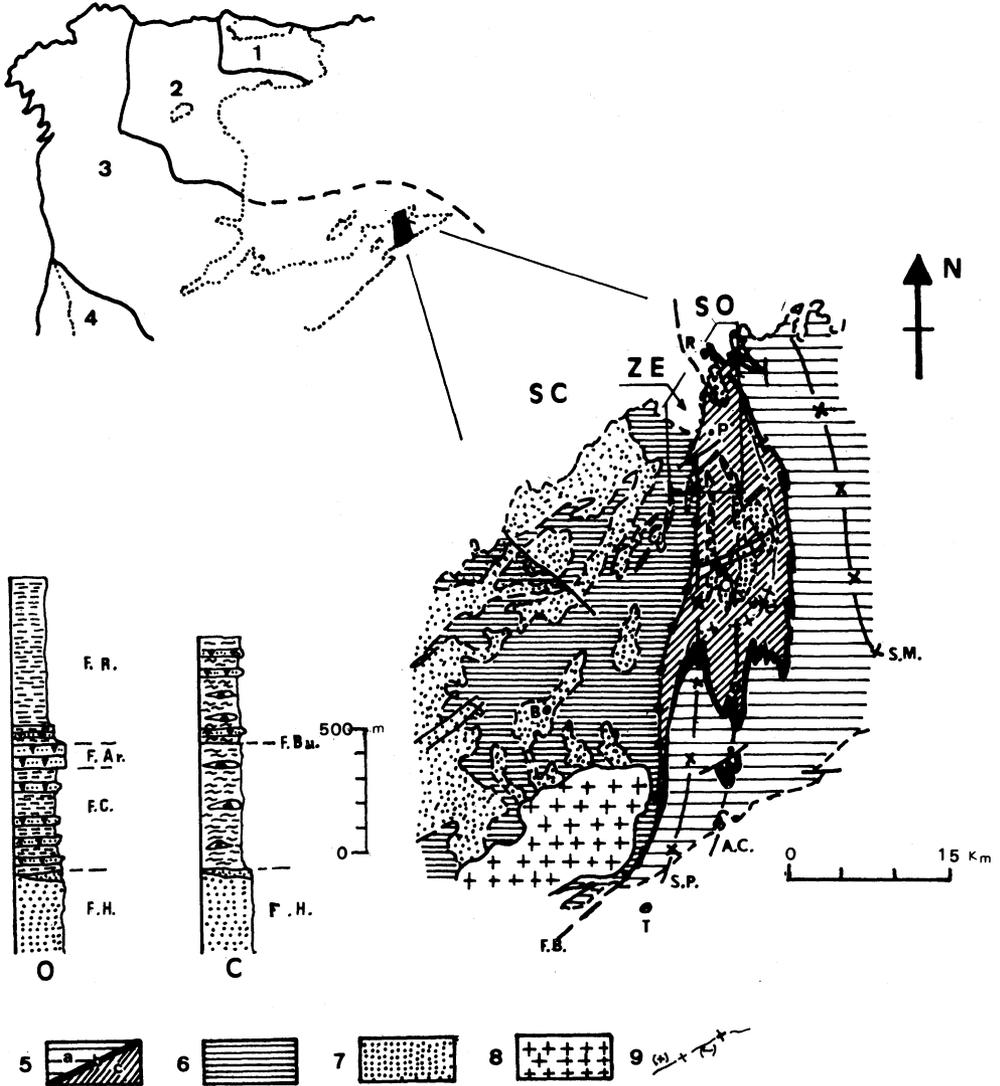


Fig. 1.- Mapa de situación y esquemático de la región de El Cardoso-Riaza-Buitrago y columnas de los sectores central y oriental.

1.- Zona Cantábrica. 2.- Zona Asturoccidental-leonesa.
3.- Zona Galico Castellana. 4.- Zona Lusitano-alcudica.
5.- a) formación Rodada, b) formación Alto Rey, c) formación Constante. 6.- formación Buitrago. 7.- formación Hiendelaencina. 8.- granito de La Cabrera. 9.- isograda de la estauroлита (+) (-). SO.- sector oriental. SC.- sector central. ZE.- zona estudiada. O.- columna en el sector oriental. F.H.- formación Hiendelaencina. F.C.- formación Constante. F. Ar.- formación Alto Rey. F.R.- formación Rodada. C.- columna en el sector Central.
F.H.- formación Hiendelaencina. F.Bu.- formación Buitrago.
S.M.- sinclinal de Majaelrayo. A.C.- anticlinal de El Cardoso-Riaza. S.P.- sinclinal de la Peña de la Cabra. F.B.- falla de Berzosa-Riaza. R.- Riaza. P.- La Pinilla. C.- El Cardoso. B.- Buitrago. T.- Torrelaguna.

discutida por los distintos autores siendo considerada como infraordovícica por todos ellos.

La formación Buitrago (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS op. cit.) sólo aflora al W de la zona de cizalla. Dentro de esta formación, en el sentido en que ha sido definida por GONZALEZ LODEIRO (1981), se han distinguido dos miembros: uno inferior constituido por esquistos y paragneises e intercalaciones calcomagnéticas y anfibolitas y otro superior de esquistos y cuarcitas con intercalaciones calcomagnéticas. La edad de esta formación es también preordovícica y probablemente Cámbrico Inferior (GONZALEZ LODEIRO, 1981).

La formación Constante (SCHÄFER op. cit.) consiste en unos 400 m. de alternancia de cuarcitas y esquistos o pizarras con intercalaciones esporádicas de niveles cuarzo-anfibólicos. La edad de esta formación es Ordovícico Inferior (GONZALEZ LODEIRO, 1980).

La formación Alto Rey (SCHÄFER op. cit.) es una potente (100 m.) serie de cuarcitas blancas, facies armoricana, de edad Arenig.

En la formación Rodada (SCHÄFER op. cit.) se han distinguido cinco miembros, de los que aquí afloran solamente los dos inferiores. El más inferior está formado por alternancia de cuarcitas y pizarras de unos 70 a 100 m. de potencia. El tramo situado por encima son unos 700 m. de pizarras negras tipo Luarca. La edad de ambos miembros abarca desde el Arenig al Llandeilo (HAMMANN y SCHMIDT, 1972).

Todos los materiales aparecen afectados por tres fases de deformación hercínica. La primera da lugar a pliegues de dirección N-S vergentes hacia el E, la segunda a cizallamientos dúctiles de dirección N-S y vergencia E y la tercera a pliegues angulares de dirección N-120 a 130-E y con plano axial buzando al E. Sincrónico con estas fases de deformación se desarrolla un proceso metamórfico, cuyo gradiente evoluciona de intermedio a de baja presión. Las relaciones entre este metamorfismo y la deformación, en especial en lo que respecta a la deformación por cizallamiento dúctil,

ha sido estudiado por GONZALEZ LODEIRO (1980) y CAPOTE et al. (en prensa).

2.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

2.1.- Metamorfismo de los materiales detríticos.

Los materiales metasedimentarios ocupan el mayor volumen dentro del área tratada y son los que mejor permiten conocer la evolución del metamorfismo.

Desde hace tiempo es conocida la existencia en el Guadarrama Oriental de una sucesión metamórfica progresiva que comprende las siguientes zonas minerales: clorita, cloritoide, estaurolita, distena y sillimanita (FUSTER y GARCIA CACHO 1970, GARCIA CACHO op. cit., FUSTER et al. 1974). De todas ellas la única no representada en el área es la de la clorita, cuyo límite con la del cloritoide se sitúa más al E.

2.1.1.- Zona del cloritoide.

Los metasedimentos pertenecientes a esta zona se encuentran en el sector más nororiental, por encima del límite de aparición de la estaurolita (Fig. 2 y 3). Son cuarcitas, pizarras y filitas de edad Ordovícico (formaciones Rodada, Alto Rey y Constante) para las que la siguiente asociación, aparentemente en equilibrio, es diagnóstica de las condiciones P/T máximas alcanzadas:

cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide + biotita + granate +
+ albita, con opacos + circón + turmalina como accesorios.
(GARCIA CACHO, op. cit.).

Esta asociación que corresponde a la parte de alta temperatura del grado bajo con almandino (según WINKLER 1974), muestra un contrasentido. En efecu

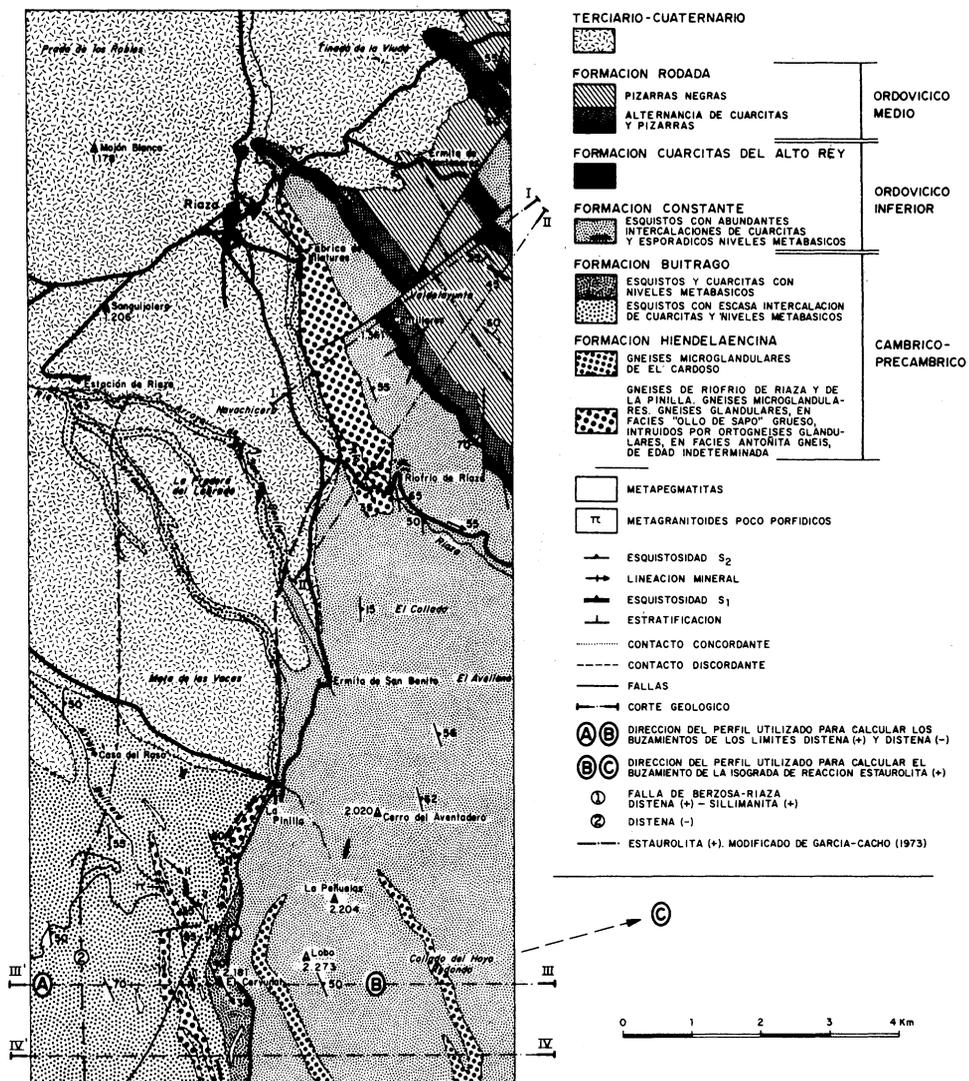
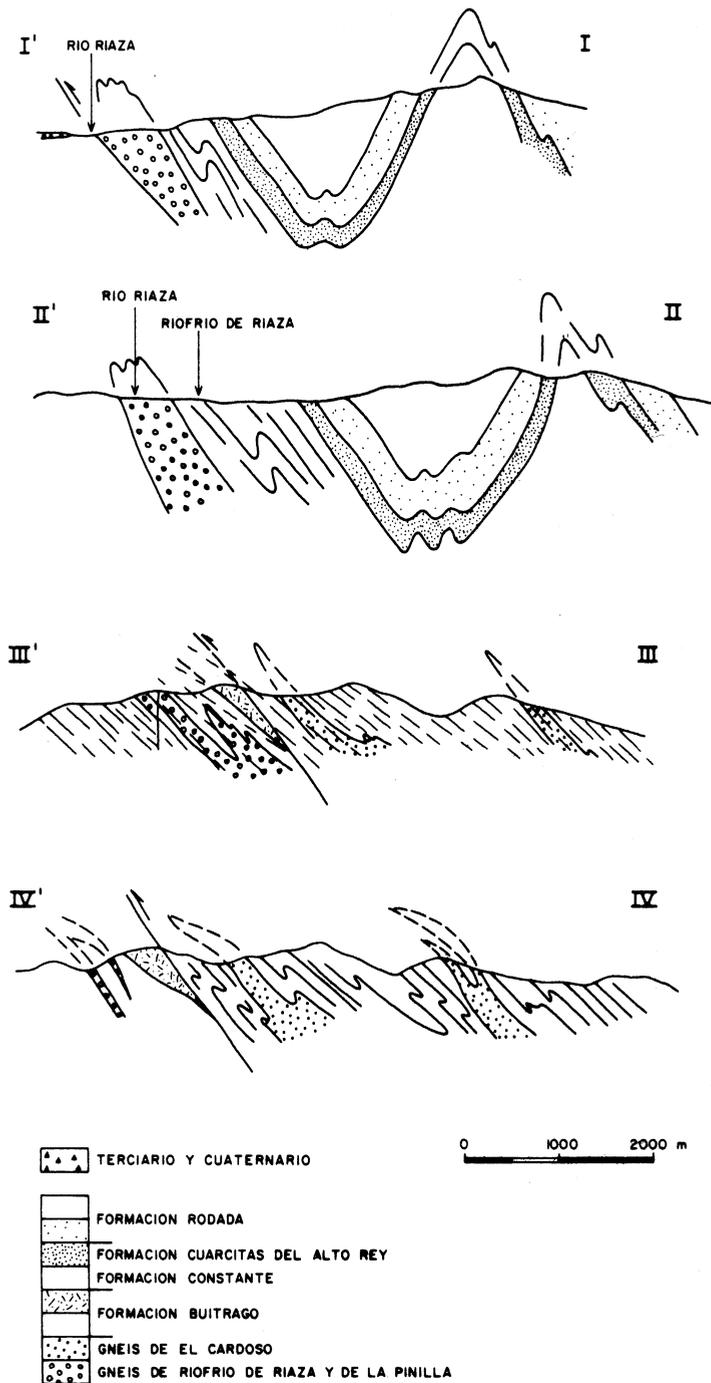


Fig. 2.- Mapa geológico del sector estudiado con expresión de las isograda y situación de los cortes de las figs. 3 y 4.



CORTES GEOLOGICOS SERIADOS

Fig. 3.- Cortes geológicos seriados.

to, de acuerdo con WINKLER (op. cit.) el par granate + clorita impide la coexistencia de cloritoide + biotita; sin embargo, en las muestras estudiadas no se observan fases inestables. Una posible explicación aparece si las blastesis de cloritoide y granate se producen con un importante desfase temporal, de manera que uno de los minerales esté fuera de su campo de estabilidad en el momento de crecimiento del otro; de hecho el granate es generalmente anterior al crecimiento de cloritoide.

2.1.2.- Zona de la estaurolita.

La zona de la estaurolita es la que tiene una mayor representación en el área (Fig. 2). Los materiales detríticos que están dentro de ella son esquistos y cuarcitas del Ordovícico.

La asociación en equilibrio de este dominio es la siguiente:

cuarzo + biotita + moscovita + estaurolita + almandino +
+ plagioclasa (2), con opacos + apatito + circón + turmalina
como accesorios.

Las condiciones metamórficas representadas por esta asociación son ya del grado medio (WINKLER op. cit.). La blastesis de estaurolita se produce durante F_1 , en la interfase $F_1 - F_2$ y después de F_2 . Estaurolitas sincrónicas con F_2 son muy raras o inexistentes en el área tratada. El crecimiento del granate almandínico se sitúa en F_1 y en la interfase $F_1 - F_2$.

La inexistencia del silicato aluminico en las metapelitas de la zona de la estaurolita se explica por la ausencia de composición apropiada (ARENAS et al. 1980). La presencia de microláminas composicionales con un quimismo compatible con la formación de silicatos aluminicos (segregaciones con cuarzo + plagioclasa + andalucita, ARENAS et al. op. cit.) permiten deducir que las condiciones del metamorfismo no fueron, siempre en la zona de la estaurolita, superiores a las de la formación de andalucita. Si

en algún momento de la evolución metamórfica de las condiciones P/T hubieran permitido formación de distena o sillimanita, sería de esperar su presencia en las abundantes segregaciones cuarzo-plagioclasas (hecho muy frecuente en las zonas con distena y sillimanita), como inversión de andalucita en las venas donde esta aparece.

El límite entre la zona del cloritoide y la de la estaurólita se realiza mediante una banda de coexistencia de ambos minerales que, de acuerdo con GARCIA CACHO (op. cit.), no supera los 500 m. de potencia. Con objeto de estudiar este límite en la vertical se ha levantado un perfil perpendicular al trazado cartográfico de la isograda estaurólita (+) de GARCIA CACHO (op. cit.) (Fig. 4). El método de proyección es el mismo que describe THOMPSON (1976) para asociaciones de los Alpes suizos.

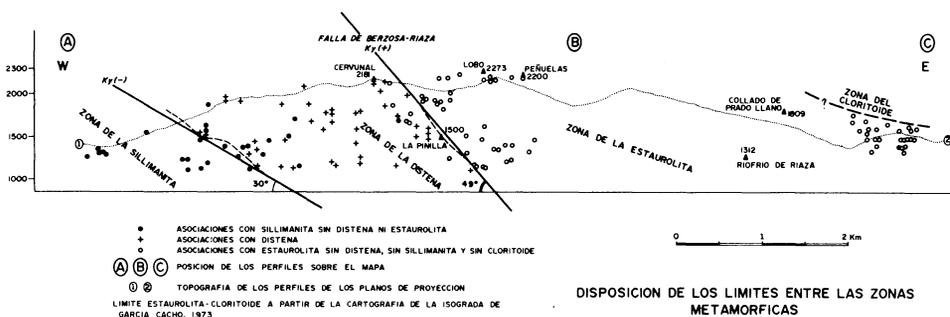


Fig. 4

En el perfil se han representado puntos situados sobre la línea cartográfica estaurolita (+). En contra de lo que podría esperarse, las asociaciones con estaurolita (aquí medidoras de su primera aparición) no se sitúan sobre un plano sino que se agrupan en torno a un volumen. Este hecho confirma la opinión de GARCIA CACHO (op. cit.) acerca de la existencia de una zona de transición entre los grados bajo y medio; esta banda de transición tiene una potencia, de acuerdo con el perfil, de más de 400 m. y debe ser interpretado, según sus características, como una verdadera "isograda de reacción". Si se acepta el límite superior del volumen de puntos como representativo del tránsito cloritoide-estaurolita, la isograda de reacción estaurolita (+) buza en la actualidad ligeramente hacia el E.

2.1.3.- Zona de la distena.

La zona metamórfica con distena aparece inmediatamente al W de la de la estaurolita. Los materiales metasedimentarios que la integran son cuarcitas, esquistos y paragneises pertenecientes a la formación Buitrago. Las composiciones de los esquistos y paragneises de esta zona metamórfica son netamente distintos a los de las metapelitas de la zona de la estaurolita (ARENAS et al. op. cit.).

La asociación mineral de esta zona es la siguiente:

cuarzo + biotita + plagioclasa + almandino + estaurolita +
 + distena + andalucita + sillimanita + rutilo, con opacos + (3)
 + apatito + circón + turmalina como accesorios.

Dentro de esta asociación aparecen fases en desequilibrio que permiten dividirla en dos paragénesis en equilibrio:

- P-1: cuarzo + biotita + plagioclasa + moscovita + almandino +
 + estaurolita + distena + rutilo. (4)

- P-2: cuarzo + biotita + plagioclasa + moscovita + sillimanita
(5)

La primera paragénesis se desarrolla en general en momentos anteriores a la F_2 , esencialmente en la interfase $F_1 - F_2$ y en el final de F_1 , aunque recientemente se han propuesto crecimientos sincrónicos tempranos con F_2 (CAPOTE et al. en prensa). Crecimientos de estauroлита posteriores al desarrollo de P-2 se observan en la parte estructuralmente superior de la zona de la distena.

Las condiciones indicadas por P-1 son superiores a 500 °C (presencia de estauroлита WINKLER, op. cit.) para una P nunca inferior a 3,5 kbar (considerando los límites de fase más baja entre los polimorfos de silicato aluminico, HOLDAWAY 1971). Las condiciones superiores de P/T no pueden ser estimadas por la ausencia de minerales más significativos.

La segunda paragénesis representa, en relación a la primera, condiciones inferiores en P y superiores en T. Su desarrollo va ampliamente ligado a la segunda fase de deformación, produciéndose la transformación, incluso total, de granate, estauroлита, distena y rutilo en fases estables en P-2.

Las escasas inversiones de distena a andalucita, en metasedimentos, representan condiciones intermedias entre (4) y (5), y son anteriores al desarrollo generalizado de la segunda paragénesis.

La evolución de los polimorfos de silicato aluminico en las venas de segregación cuarzosas también se realiza hacia el término de mayor temperatura (sillimanita), siendo por tanto compatibles con lo observado en litologías metasedimentarias (ARENAS et al. op. cit.).

El límite entre la zona de la estauroлита y la de la distena consiste, como veremos, en un cabalgamiento de F_2 plegado por F_3 (falla de Berzosa-Riaza CAPOTE et al. 1977; GONZALEZ LODEIRO 1980; CAPOTE et al. en prensa). En la Fig. (4) puede observarse la nitidez del límite y su buzamiento actual que alcanza valores de, aproximadamente, 50° al E.

El carácter mecánico del contacto entre la zona de la estaurolita y la de la distena explica satisfactoriamente la rápida secuencia de zonas metamórficas existentes en las proximidades de Riaza, donde con un incremento de carga de unos 1500 m. se pasa del grado bajo (zona del cloritoide) a la aparición de sillimanita. Si los buzamientos deducidos en la Fig. (4) son correctos, es de esperar que el accidente de Berzosa-Riaza intersec-te en algún punto a la isograda de reacción estaurolita (+); de hecho GON-ZALEZ LODEIRO (1980) reconoce esta intersección al N de Torrelaguna.

El contacto mecánico también explica el brusco incremento de P y T que se observa entre la paragénesis de la zona de la estaurolita (2) y la paragénesis (3) y (4) de la zona con distena. A este respecto conviene aclarar que la presencia de sillimanita a ambos lados del accidente (CAPOTE et al. en prensa) no ha podido ser comprobada en la región de Riaza, donde este mineral aparece invariablemente, al W del accidente de Berzosa-Riaza.

2.1.4.- Zona de la sillimanita.

Paragneises, esquistos y escasas cuarcitas (miembro inferior de la formación Buitrago) constituyen los materiales detríticos de la zona de la sillimanita. Composicionalmente son tipos más gravuáquicos que las equivalentes de la zona de la estaurolita y de la distena, siendo mayoritaria-mente incapaces de formar estaurolita durante el proceso metamórfico (ARE-NAS et al., op. cit.).

La asociación representativa de este dominio es la siguiente:

cuarzo + biotita + plagioclasa + moscovita + feldespato potásico +
+ sillimanita + almandino con opacos + apatito + circón + (6)
+ turmalina como accesorios.

La marcada inestabilidad del granate almandínico permite, también aquí, distinguir dos paragénesis:

- P-1: cuarzo + biotita + plagioclasa + moscovita + almandino (7)
- P-2: cuarzo + biotita + plagioclasa + sillimanita + feldespato
potásico + moscovita. (8)

La edad de ambas paragénesis es la misma que sus equivalentes en la zona de la distena. La paragénesis primera (7) representa condiciones de presión, aparentemente inferiores a las de la paragénesis (4), sin embargo no puede descartarse que la mayor intensidad de la asociación (8) frente a la (5) borrara completamente otras fases más significativas.

La paragénesis (8) debe interpretarse como de tránsito a condiciones de alto grado sin moscovita primaria; generadas al W de la región tratada.

En tránsito entre la zona de la distena y la de la sillimanita aparece en la Fig. (4) como un límite bastante neto que en la actualidad buza unos 30° al E. Pese a que la separación entre estos dominios también va acompañado de un cambio en la composición de los sedimentos, no hay ninguna evidencia que justifique un carácter mecánico del contacto.

De acuerdo con los límites inferior y superior para la zona con distena su potencia media, aquí, puede estimarse en 1800 m.

2.2.- Metabasitas.

Materiales metabásicos aparecen en todas las zonas metamórficas, si bien es en los miembros inferior y superior de la formación Buitrago donde son más abundantes. Son litologías tanto paraderivadas (rocas de silicatos cálcicos) como ortoderivadas (anfibolitas) con muy diferentes potencias y condiciones de yacimiento. La ausencia casi total de texturas originales sedimentarias o ígneas, y la falta de datos geoquímicos sobre la composición de roca total y fases minerales nos lleva a tratar únicamente aquí, y de manera descriptiva, las paragénesis existentes.

En el afloramiento aparecen como rocas bandeadas o masivas con unas poten-

cias que oscilan entre los pocos cms. y 10 ó 15 ms. (niveles próximos a los gneises glandulares en el arroyo de la Buitrera). Las texturas son bandeadas heterogranulares, nematoblásticas, granonematoblásticas o en "gerbes" con unos tamaños de grano que oscilan entre finos y gruesos (incluso anfibolitas pegmatíticas).

2.2.1.- Zona del cloritoide.

Los niveles metabásicos en este dominio están reducidas a escasa y finas intercalaciones dentro de la formación Constante. Se trata de cuarcitas o cuarcitas plagioclásicas anfibólico-granatíferas con frecuentes texturas en "gerbes".

2.2.2.- Zona de la estaurolita.

Las metabasitas de esta zona metamórfica comprenden niveles intercalados semejantes a los de la zona anterior y las controvertidas anfibolitas incluidas en el gneis de El Cardoso (SCHÄFER, op. cit.; GARCIA CACHO op. cit. NAVIDAD 1978; ARENAS et al. op. cit.; CASQUET y FERNANDEZ CASALS en prensa).

La asociación presente en estas litologías es:

cuarzo + epidota/clinozoisita + anfíbol verde + granate + (9)
+ plagioclasa + biotita con opacos + circón + apatito + esfena +
+ sericita como accesorios y + clorita + prehenita como retrometamórficos.

Aparte de las transformaciones propias del retrometamorfismo, no hemos encontrado otras inestabilidades dentro de la asociación.

2.2.3.- Zona de la distena.

Dentro de este dominio es donde se sitúan la mayor parte de las metabasitas existentes en el área. Los niveles principales forman alineaciones, marcadas por megaboudines, desde la parte más meridional hasta la proximidades de Riaza.

La asociación presente en estas metabasitas es la siguiente:

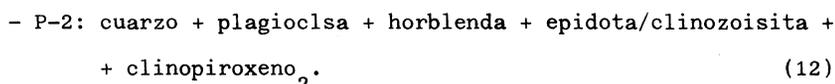
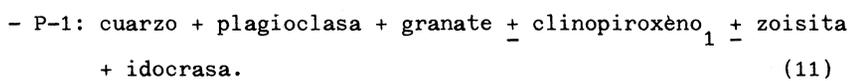
cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno + granate + epidota/clinozoisita/zoisita + horblenda + idocrasa con opacos + esfena + feldespato potásico + circón + biotita + carbonatos + apatito + sericita/moscovita como accesorios y + clorita + prehnita como retrometamórficos. (10)

Los clinopiroxenos dominantes son términos intermedios (salita y ferrolasita) de la serie diopsido-hedenbergita (ARENAS 1979). En general no son estables en la asociación anterior (10) y muestran caracteres relictos con frecuentes transformaciones a anfíbol o anfíbol y plagioclasa. En algunos niveles donde el clinopiroxeno no es muy abundante (diopsiditas) no se observa inestabilidad del mineral, por lo que a falta de datos químicos no puede descartarse la presencia de más de una generación de clinopiroxeno.

El granate presenta también marcada inestabilidad en comparación con el anfíbol y epidota/clinozoisita, siendo muy frecuente transformaciones parciales (generalmente en atolon) o totales a anfíbol + epidota/clinozoisita + plagioclasa.

La idocrasa aparece generalmente blindada en plagioclasa, en cristales esqueléticos relictos. La zoisita es un mineral muy escaso que muestra invariablemente, inversión a clinozoisita: su presencia ha sido constatada gracias a la conservación de núcleos sin transformar blindados en la epidota monoclinica.

La serie de transformaciones anteriores y las relaciones de contacto permiten dividir la asociación (10) en dos paragénesis en equilibrio. Estas paragénesis son, para los minerales fundamentales, las siguientes:



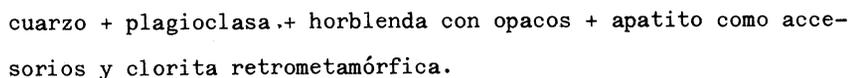
La primera paragénesis tiene características predeformativas con relación a F_2 mientras que el desarrollo de la segunda está ligada ampliamente a esta fase.

En general, y pese a la ausencia de datos químicos, las paragénesis (11) y (12) parecen representar condiciones superiores a la de la asociación (9). Este hecho y el cambio rápido desde la asociación (9) a las (11) y (12) (las paragénesis (11) y (12), existentes ya sobre la línea de traza cartográfica del accidente de Berzosa-Riaza dejan paso a la asociación (9) pocos metros más al E) apoya de nuevo, el carácter mecánico del límite entre las zonas de la distena y de la estauroлита.

La paragénesis (11) y (12) deben ser contemporáneas y equivalentes, respectivamente, a la paragénesis (4) y (5) de los metasedimentos de la zona de la distena.

2.2.4.- Zona de la sillimanita.

Los únicos afloramientos de metabasitas que hemos encontrado dentro de este dominio corresponden a anfibolitas masivas con textura nematoblástica y grano medio. Su asociación es:



Por desgracia la pobreza paragenética de estas litologías no nos permite

a) Gneises glandulares, facies Ollo de Sapo.

Constituyen la mayor parte del afloramiento de Riofrio de Riaza, así como escasas apariciones en la zona media de la banda situada al W del accidente de Berzosa-Riaza.

En Riofrio de Riaza están situados por debajo del Ordovícico, el cual descansa discordante sobre ellos (ARENAS et al. op. cit.; GONZALEZ LODEIRO 1980, 1981) y limitados por el W por el accidente de Berzosa-Riaza.

En función del tamaño de grano se pueden distinguir dos subfacies: gneises glandulares de grano grueso a muy grueso y gneises microglandulares.

Los primeros están situados en la parte inferior de la serie. Son gneises de textura blastoporfídica foliada con la siguiente asociación mineral:

feldespato potásico + plagioclasa + moscovita + biotita + cuarzo
con apatito + circón + opacos como accesorios.

El feldespato potásico en individuos de hasta 10 cm. y/o la plagioclasa en menor medida constituyen la mayoría de las glandulas. La mesostasis es cuarzo-feldespato-micacea, siendo muy variable aunque abundante, la proporción de filosilicatos que constituyen la foliación. La relación feldespato potásico/plagioclasa es próxima o inferior a 1. La intensa recristalización existente (zona de la estaurólita) no permite precisar entre un origen plutónico o subvolcánico, pero las características texturales parecen descartar un carácter efusivo.

Los gneises macroglandulares se encuentran por encima de los anteriores y aparecen solamente en el afloramiento de Riaza-Riofrio de Riaza. Su potencia es muy variable de unos pocos metros, como puede observarse en el puente sobre el Rio Riaza de la carretera al Collado de la Quesera a unos 60 m. en la transversal de la fábrica de hilaturas de Riaza. En otros puntos son inexistentes descansando entonces el Ordovícico sobre las facies

macroglandulares.

Son gneises con o sin glandulas pequeñas con una composición similar a las facies macroglandulares aunque con algunas diferencias como son la relación feldespato potásico/plagioclasa que siempre es mucho menor que 1, llegando a estar ausente el feldespato potásico y el ser la matriz mucho más micácea.

El origen de estos tramos es probablemente y de acuerdo con la mayor parte de los autores que han estudiado estos tramos en otros puntos de la región y en el NW peninsular, vulcano-sedimentario.

b) Gneises glandulares, facies Antofñita.

Se encuentran en algunos puntos del afloramiento de Riaza y Riofrio de Riaza, en La Pinilla y en el afloramiento más al S (Fig. 2).

Son gneises de composición similar al Olló de Sapo de grano grueso, con glandulas de feldespato (con texturas "frals", muy frecuentes) de menor tamaño que rara vez sobrepasan los 5 ó 6 m. de longitud. La matriz es más feldespática que en la facies Olló de Sapo y el valor de la relación feldespato potásico/plagioclasa sobrepasa frecuentemente la unidad.

La turmalina es un accesorio común, aparecen en cristales idiomorfos-subidiomorfos y predeformativos, incluso glandularizados, con unas longitudes de hasta centímetros.

La génesis de estos gneises es claramente metaplutónica, situándose el protolito en un cuerpo granítico de dos micas, como ha sido establecido por GONZALEZ LODEIRO (1980), NAVIDAD y PEINADO (en prensa), en la región de Hiendelaencina.

Lo mismo que en la anterior región y como ya han señalado los autores antes citados las facies tipo Antofñita tienen carácter intrusivo sobre las

formaciones infraordovícica (formaciones Hiendelaencina y Buitrago).

c) Leucogneises.

Aparecen en filones de potencia variable (entre pocos centímetros y varios metros) dentro de los gneises ya descritos. Su densidad es variable, siendo máxima en el afloramiento más meridional de La Pinilla. Son gneises leucocráticos de grano fino o medio con glandulas feldespáticas muy escasas o inexistentes de 1-2 cm. de longitud. Su composición mineral es la siguiente:

cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, (en proporciones menores o incluso ausentes) y como accesorios apatito, turmalina, granate, circón y opacos.

La tabla 1 muestra el análisis modal de cuatro leucogneises. Como queda de

	1	2	3	4	MEDIA
CUARZO	51,41	38,23	36,21	45,31	42,79
FELDESPATO POTASICO	31,93	37,35	37,94	42,52	37,43
MOSCOVITA	6,79	8,31	9,80	3,32	7,05
BIOTITA	2,46	0,07	-----	1,52	1,01
PLAGIOCLASA	7,15	15,70	15,47	4,89	10,80
APATITO	0,20	-----	-----	0,15	0,08
TURMALINA	-----	-----	-----	2,02	0,50
OPACOS	0,04	0,30	0,56	0,22	0,28
TOTAL	99,98	99,80	99,98	99,95	99,94

TABLA 1. Análisis modales de leucogneises.

manifiesto, en dicha tabla, son rocas esencialmente cuarzo-feldespáticas con una relación feldespato potásico/plagioclasa siempre mayor que 2.

La turmalina aparece en individuos microcristalinos y en concentraciones de cristales que llegan a alcanzar una longitud y anchura de unos 10 a 15 cms.

El granate se encuentra en cristales o agregados de individuos de hasta 3 cms. de diámetro (con o sin inclusiones). Los contornos son de idiomorfos a esqueléticos, englobando poiquilíticamente cuarzo y más raramente biotita desordenada. También son frecuentes crecimientos íntimos entre granate y turmalina apareciendo esta en agregados alotriomorfos intersticiales en el granate.

El crecimiento de agregados de turmalina y/o granate suele realizarse en microdominios composicionales rodeados de cuarzo, en las que no suelen aparecer feldespatos, tan abundantes en el resto de la roca. Estos micro-

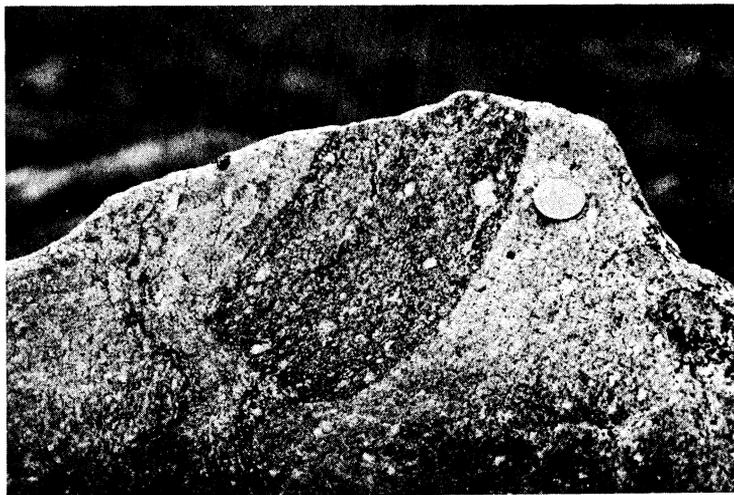


Fig. 5.- Gneis leucocrático con enclave algo más básico probablemente cogenético.

dominios composicionales pueden deberse a un empobrecimiento en elementos ferromagnesianos durante la cristalización de granate y turmalina. En base a los datos anteriores este crecimiento debió realizarse en condiciones magmáticas.

En los casos en que la potencia de los leucogneises es considerable (afloramiento meridional de La Pinilla), pueden aparecer enclaves elipsoidales de hasta 20 a 30 cms. de longitud (Fig. 5).

Los enclaves son de grano fino a medio y tienen contenido en biotita mucho mayores que los de leucogneises encajantes.

La textura de todos los gneises leucocráticos estudiados apoya un origen a partir de metamorfismo de rocas microgranudas. Dada la composición que poseen (tabla 1) hay que pensar en granitoides aplíticos de dos micas de carácter intrusivo. La intrusión no sólo se realiza sobre los tipos glandulares, sino que en algunos puntos de la zona con distena aparecen leucogneises intrusivos sobre los materiales metasedimentarios (proximidades de La Pinilla). El paralelismo que en algunos de los afloramientos de la zona de la distena tienen los filones de leucogneises se explica perfectamente por una reorientación al plano de cizalla de F_2 . Esta reorientación va muchas veces acompañada de una intensa milonitización. Fuera de la zona de la distena (afloramiento de Riofrio de Rianza) las relaciones de discordancia entre leucogneises y foliación llegan a ser notorios.

d) Metagranitoides poco porfídicos.

Se encuentran bien representados en el arroyo de la Buitrera. Son rocas cuarzo-feldespáticas con dos micas, grano medio y textura granuda. Su composición es intermedia entre los leucogneises y los gneises glandulares en facies Antoñita.

Localmente aparecen unas veces muy poco deformados, y otras con una intenu

sa foliación de F_2 . En ellos no se ha encontrado restos de la primera esquistosidad, lo que unido a la aparición de núcleos poco deformados nos hace pensar en una intrusión sincrónica o tardía con la F_2 .

e) Metapegmatitas.

Aparecen únicamente al W de la falla de Berzosa-Riaza. Intruyen sobre formaciones ortoderivadas o metasedimentarias alcanzando su máximo desarrollo en la zona metamórfica con distena.

Son rocas de grano muy grueso, con cristales de cuarzo, feldespato y mica de hasta 15 cms. Los accesorios más frecuentes son turmalinas, granate y apatito. Su potencia oscila entre los pocos centímetros (Fig. 8) y los 4-5 m. Localmente (proximidades de Cervunal) tienen enclaves de los meta-sedimentos encajantes.

Regionalmente aparecen como megaboudines fuertemente estirados por F_2 y con una foliación interna de esta misma fase (no tienen la deformación de F_1). La foliación muy grosera, se manifiesta en la mayoría de los casos por una reorientación de los grandes filosilicatos originales. El emplazamiento de estos cuerpos es sincrónico a tardío con la F_2 .

Cuerpos pegmatíticos similares a los descritos aquí han sido citados recientemente por CAPOTE et al. (en prensa) a lo largo de todo el recorrido de la falla de Berzosa-Riaza. Según los citados autores, las pegmatitas son el resultado de la fusión parcial en la zona de raíces del cabalgamiento, considerando también que su emplazamiento se realiza durante F_2 .

3.- DEFORMACION EN LA ZONA DE CIZALLA

3.1.- Macroestructura de primera fase.

La primera fase de deformación da lugar en este sector a dos grandes macroestructuras que de E a N son (Fig. 1):

- Sinclinal de Majaelrayo.
- Anticlinorio de El Cardoso-Riaza.

El sinclinal de Majaelrayo es una estructura apenas afectada por las fases posteriores. Su núcleo está situado hacia el E (en las proximidades de Madriguera y Serracin) y en el afloran materiales del Silúrico. Su traza axial tiene una dirección media N-S con inflexiones hacia el NNW en el N y al SSE en el S. La línea de charnela, con las mismas direcciones que la superficie axial, tiene cabeceos tanto al S (en el S) como hacia el N (en el N). El buzamiento de la superficie axial varía de 70° al N a vertical (GONZALEZ LODEIRO 1980).

En el sector aquí estudiado sólo se observa el flanco occidental. Tiene una dirección NNW, y en él aparecen un pequeño anticlinal a la altura de la ermita de Hontanares con inclinación de la línea de charnela hacia el S y superficie axial subvertical. Este pequeño anticlinal está afectado por fallas de dirección NE-SW, subverticales cuyos labios hundidos son los más septentrionales.

El anticlinorio de El Cardoso-Riaza se encuentra bastante afectado, aunque no en toda su extensión con la misma intensidad, por las fases posteriores. La estructura de primera fase corresponde a un gran anticlinorio de dirección media N-S vergente hacia el E, que se extiende desde el N de Torreleguana hasta Riaza (Fig.1). En su parte occidental está afectado por la falla de Berzosa-Riaza, por lo que sólo se observa parte de su flanco inverso (GONZALEZ LODEIRO 1980) (el núcleo y el flanco normal estarían situados

más hacía el W antes de que funcionara dicha falla). Debido a la tercera fase la vergencia actual es hacía el W. En el sector estudiado sólo se observa la parte N de este flanco inverso, que está constituido por un anticlinal menor, muy modificado por las fases posteriores, en cuyo núcleo afloran los gneises de El Cardoso. Tiene esta estructura una dirección NNW-SSE en el N que va girando a la N-S a medida que nos desplazamos hacía el S. La inclinación de la línea de charnela tiene variaciones importantes, así mientras en el N es de unos 10° hacía el S, más hacía el S en la zona del Pico del Lobo es subvertical o fuertemente buzando hacía el N.

La geometría de las macroestructuras de F_1 de los materiales situados al W de la falla de Berzosa-Riaza es difícil de establecer dada la intensidad de la deformación de la F_2 y el grado de metamorfismo alcanzado durante la misma. No obstante, es muy probable que fueran pliegues con la misma dirección y vergencia que los situados más hacía el E.

3.2.- Macroestructuras de segunda fase.

La macroestructura más importante originada durante esta fase es la falla de Berzosa-Riaza. Este gran accidente de dirección media N-S se prolonga desde Torrelaguna hasta Riaza (Fig. 1). Su buzamiento actual, de subvertical a 60° al E, es debido a la tercera fase de deformación. Si descontamos el efecto de esta tercera fase de buzamiento sería de unos 20° a 30° al W y el sentido de movimiento hacía el ESE. Como hemos dicho antes este accidente afecta a pliegues menores del flanco inverso del anticlinorio de El Cardoso-Riaza y pone en contacto a materiales con grados de metamorfismo distinto. Con respecto a la primera características podemos ver que, a lo largo de su recorrido, este accidente corta a pliegues de la F_1 . En efecto, mientras que en el S y fuera de este sector el accidente está situado al W del sinclinal de la Peña de Cabra (Fig. 1) (este sinclinal es el pliegue más occidental que se observa en el flanco inverso del anticlinorio de

El Cardoso-Riaza), en el sector estudiado este sinclinal no se observa, situándose el accidente inmediatamente al W del afloramiento de gneises de Riofrio de Riaza-Riaza. Es decir, que la dirección del plano de falla es oblicua a las superficies axiales de los pliegues de la primera fase y además su buzamiento menor.

Con respecto a la segunda características se puede observar (Fig. 1) que mientras que en el S la falla pone en contacto la zona con distena con la zona del cloritoide, en el sector septentrional se pone en contacto la zona con distena con la de la estaurolita, lo cual es coherente con la forma de cortar los pliegues.

Otra característica importante de esta estructura es su rejuego en momentos posteriores en parte de su trazado, creándose a veces un nuevo plano, como una falla con un salto vertical importante, cuyo bloque hundido es el occidente. Esto se pone de manifiesto por la existencia de diques de cuarzo muy tardíos en el plano de falla o en zonas próximas, y por milonitas y brechas de falla cuyas características son totalmente distintas de las producidas en la deformación dúctil como puede verse cerca de Riaza al SE de la fábrica de Hilaturas.

3.3.- Macroestructuras de tercera fase.

La macroestructura más importante debido a esta fase es un gran pliegue angular de dirección aproximadamente N-S, si tomamos como superficie de referencia la estratificación, y superficie axial buzando ligeramente hacia el E. Esta flexión, que se observa claramente al S del sector aquí estudiado, es la que provoca el cambio de vergencia de las estructuras de primera fase y el cambio de buzamiento de la falla de Berzosa-Riaza.

3.4.- Meso y microestructuras.

Asociadas a las estructuras descritas anteriormente se originan una serie de microestructuras y mesoestructuras entre las que destacan esquistosidad, lineación de estiramiento, meso y micropliegues y venas de cuarzo.

a) Esquistosidad.

Esta estructura aparece asociada a las tres fases de deformación y ha sido descrita anteriormente por GONZALEZ LODEIRO (1980).

La esquistosidad debida a la F_1 que se observa en los materiales pelíticos y arenosos presenta variaciones importantes dentro del sector. Así mientras que en el E en los tramos pizarrosos del Ordovícico medio (sinclinal de Majaelrayo) consiste en un "slaty cleavage" bien desarrollado en los de la formación Constante y Buitrago aparece como una "schistosity". Esta última se observa en pocas ocasiones ya que, la mayor parte de las veces es tá muy afectada por una esquistosidad posterior que está en relación con la deformación de F_2 . Cuando se observa viene marcada por mica blanca y biotita. Tanto el cuarzo como la plagioclasa y el feldespato están muy orientados, no observándose cuarzo detrítico debido al elevado grado de re cr is t al i z a c i o n de l a r o c a.

La esquistosidad generada durante la F_2 se presenta bien como una "esquistosidad de crenulación" o como una "schistosity" siempre observable a simple vista o con la lupa, como una esquistosidad secundaria. Esto es especialmente claro en los materiales pelíticos situados en la parte externa de los pliegues de material competente, en donde por lo general consiste en una esquistosidad de crenulación mientras que en la parte interna es una "schistosity" en dominios; unos marcados por cristales de mica blanca y biotita alargados, y con los planos basales subparalelos a la esquistosidad y otros por zonas más ricas en cristales de cuarzo, los cuales están

normalmente alargados con la longitud mayor subparalela a la esquistosidad. En los materiales cuarcíticos suele encontrarse como una "schistosity", donde todavía se observan restos de la esquistosidad anterior y otros con una estructura milonítica en donde apenas quedan restos de la esquistosidad anterior. En este caso los granos de cuarzo son muy alargados con bordes rectos en el contacto con las bandas de micas y en estructuras "ribbon". En los niveles cuarzo feldespáticos tiene un aspecto semejante al anterior, estando en este caso los cristales de plagioclasa y feldespato también alargados en la dirección de la esquistosidad y con los bordes rectos en el contacto con las bandas de mica.

La esquistosidad de F_3 aparece en los materiales pelíticos de la formación Rodada como una esquistosidad de crenulación bien desarrollada, mientras que en los niveles arenosos es más espaciada, teniendo las láminas de esquistosidad formas irregulares y discontinuas. Esto mismo ocurre cuando el material afectado ha sufrido una fuerte recristalización durante la F_2 , como es el caso de aquellos situados en la zona de deformación dúctil.

b) Lineaciones de estiramiento.

Estas se observan sobre todo en los niveles de gneises glandulares y leucogneises fuertemente afectados por la segunda fase de deformación.

Están marcadas por crecimientos de cuarzo en zonas abrigadas de cristales de feldespato y por minerales deformados (cuarzo y biotita) en el plano X Y del elipsoide de deformación finita (x y z) (Fig. 6). Por el contrario en los planos Y Z la roca parece una L - tectonita, siendo las sombras de presión pequeñas y simétricas.

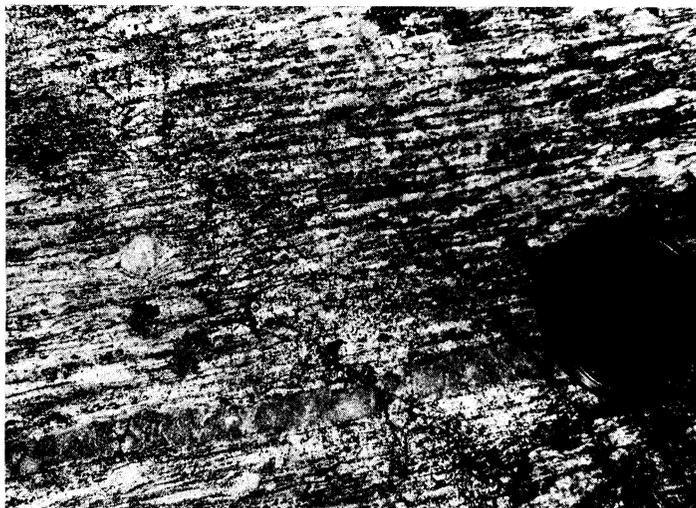


Fig. 6.- Ortogneis glandular deformado por F_1 y F_2 mostrando el ¹estiramiento.

c) Meso y micropliegues.

Los pliegues menores debidos a la primera fase de deformación que se observan en la formaciones Rodada y Alto Rey son de la clase 1c y 3, los primeros en las capas competentes y los segundos en las incompetentes, mientras que los que hay en la formación Constante en las capas competentes son por lo general de la clase 1c pero muy próximos a la clase 2 (GONZALEZ LODEIRO 1980).

Los pliegues menores de la segunda fase se observan solamente en las zonas próximas a la zona de cizalla. Son pliegues por lo general de pequeño tamaño, asimétricos con casi siempre el mismo sentido de rotación, con variaciones importantes del ángulo antre flancos (entre 10° y 40°) en un mismo pliegue, charnelas bastante curvas dispuestas en escalón, y que por lo general pertenecen a la clase 1c pero muy próximos a la 2 (GONZALEZ LODEIRO 1980).

Los pliegues de tercera fase, son por lo general, en las capas competentes, de formas redondeadas y subredondeadas, y de la clase 1c próxima a 1b, mientras que en las incompetentes son de tipo angular (GONZALEZ LODEIRO 1980).

d) Venas de cuarzo.

Este tipo de estructura es muy frecuente en todo el área en especial en la zona donde los efectos segunda fase son más intensos. Asociadas a la primera fase de deformación se producen una serie de grietas rellenas de cuarzo. En las zonas donde la deformación ligada a la F_2 es poco intensa o inexistente (sinclinal de Majaelrayo) estas venas aparecen poco deformadas e indican una deformación no rotacional.

Por el contrario en las zonas donde la deformación es intensa estas están normalmente muy afectadas por una deformación rotacional, la cual se manifiesta por estar plegadas asimétricamente. Durante la segunda fase también se producen venas de cuarzo que por lo general están plegadas siendo su plano axial la S_2 (Fig. 7). La forma de estos filones es en "almendra" y con los extremos disimétricos que indican el sentido de movimiento de la deformación de cizalla. También se observan otros filones boudinados tanto de cuarzo como de pegmatita en el interior de los cuales hay



Fig. 7.- Vena de cuarzo en forma de almendra plegada por F_2 con S_2 con esquistosidad de plano axial.

crecimientos de minerales, como turmalina (Fig. 8), en forma sigmoidal que también indican el sentido de movimiento. Dentro de las venas de cuarzo es frecuente encontrar distena, andalucita y sillimanita.

La distena aparece en venas producidas en la primera fase de deformación y tal vez al principio de la segunda. Esta última es coetánea con la que se forma en condiciones estáticas en aquellos volúmenes de roca no afectado por F_2 . Esta distena a medida que progresa la deformación pasa primero a andalucita y posteriormente a sillimanita (polimorfo este último estable durante esta fase). También en este momento se producen nuevas venas, pero estas sin distena, y sí con andalucita o sillimanita. Las venas con andalucita como único polimorfo, aparecen en el autóctono en zonas próximas al plano de falla (ARENAS et al. 1980) y representan una generación de las mismas sincrónicas con la F_2 , en un sector en el que posteriormente no se alcanzaron las condiciones de sillimanita.

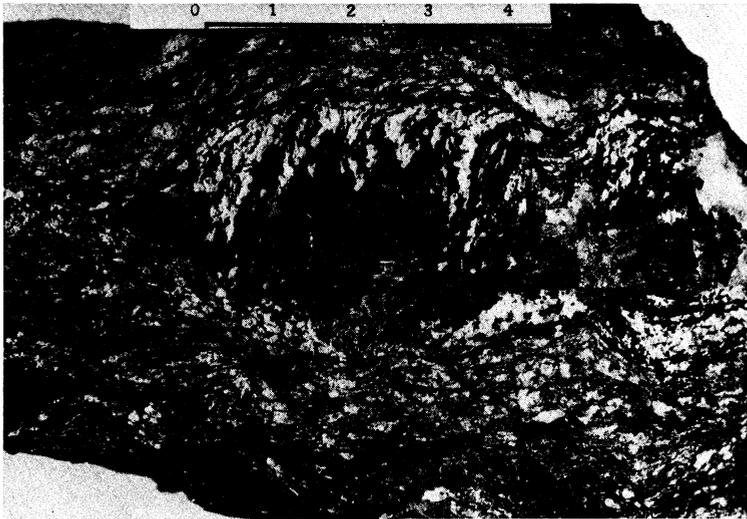


Fig. 8.- Microvena pegmatítica con crecimiento de turmalinas sin F_2 .

3.5.- Interpretación estructural.

De las tres fases de deformación descritas las dos primeras se realizan en condiciones fuertes de P/T y corresponden a un mismo episodio de tec tónica tangencial que producen un importante acortamiento cortical. Aunque este episodio se ha dividido en dos fases, dada la superposición de estructuras que se observa en el terreno, corresponde sin embargo a un proceso continuo en el que es muy difícil un límite que separe ambas fases. De hecho, y en otras partes del Sistema Central es fácil comprobarlo (GONZALEZ LODEIRO 1980), los pliegues de primera fase tienen cambios impor tantes tanto en su disposición como en su morfología según su situación con respecto a las áreas donde la deformación de la segunda fase es muy intensa. En efecto, dentro del sector estudiado se puede observar que los pliegues de la primera fase en el sinclinal de Majaelrayo, tienen la super ficie axial subvertical y los meso y micropliegues son de las clases 1c en las capas competentes y 3 en las incompetentes, mientras que más hacia el W debieron ser más tumbados y aunque pertenecen a la clase 1c son sin em bargo muy próximos a la clase 2. Esto puede interpretarse como que los plie gues de la primera fase sufren una horizontalización y aplastamiento mayor a medida que nos aproximamos a la zona de cizalla dúctil de Berzosa-Riaza. En esta zona de cizalla dúctil una de las características más importantes de la deformación es su carácter rotacional. Este carácter rotacional, se pone de manifiesto por una serie de estructuras como son entre otras la existencia de planos de cizalla y de esquistosidad coherentes, pliegues con charnelas curvas muy acusadas y fuerte asimetría y venas de cuarzo plegadas asimétricas con sombras de presión también asimétricas. Otra característica importante de esta deformación es su heterogeneidad, la cual se manifiesta porque el valor de la deformación tiene variaciones importantes a escala de afloramiento, observándose en una misma roca zonas con estructuras miloníticas que han destruido su textura original y otras en las cuales esta es perfectamente reconocible.

Todo ello nos lleva a pensar que la deformación durante la segunda fase corresponde a un cizallamiento simple heterogeneo similar al descrito por otros autores en otros sectores del Sistema Central (CAPOTE et al. 1977; GONZALEZ LODEIRO, 1980 y CAPOTE et al., en prensa) y de el NW peninsular (BASTIDA y PULGAR, 1978; PULGAR, 1980; MARTINEZ CATALAN, 1980, 1981).

4.- INTERPRETACION Y CONCLUSIONES.

Como hemos visto a lo largo de todo el trabajo, la zona de cizalla de Berzosa-Riaza tiene una gran importancia tanto desde el punto de vista estructural como metamórfico. El funcionamiento de este accidente y la deformación asociada explica de manera bastante satisfactoria la evolución del metamorfismo y las relaciones entre este y el proceso de deformación.

Una de las características más notables en este sector era el poco desarrollo en anchura de las zonas de metamorfismo y también el cambio de condiciones P/T durante el proceso de metamorfismo y deformación. Estos problemas han sido tratados en trabajos anteriores por (GONZALEZ LODEIRO, 1980; CAPOTE et al., en prensa).

A continuación proponemos un esquema evolutivo que intenta explicar entre otros hechos los dos anteriores.

1º) La primera fase de deformación da lugar a la generación de pliegues de dirección N-S vergentes al E a los que se asocia una esquistosidad de plano axial. Las condiciones de P/T durante esta fase de deformación da lugar a un metamorfismo tipo distena-almandino.

2º) Con el inicio de la segunda fase de deformación que es continuación de la primera, (se distinguen de ella porque el mecanismo de deformación más importante es el cizallamiento simple heterogeneo), las condiciones P/T siguen siendo semejantes a las de la primera y se producen cristalizaciones de granate, distena, estaurolita y rutilo en condiciones estáti-

cas (sectores no afectados inicialmente por la deformación de cizalla) y distena en el interior de venas creadas por esta deformación.

3º) Con la propagación de la deformación por cizallamiento simple heterogeneo al volumen de roca que actualmente ocupa, el gradiente metamórfico evoluciona a condiciones de mayor temperatura. En el alóctono la distena es ya inestable y las condiciones pasan sucesivamente por los campos de estabilidad de andalucita y sillimanita. En el autóctono no se sobrepasan las condiciones de formación de andalucita (mineral que por condiciones composicionales sólo se genera en segregaciones de cuarzo). Tampoco se alcanzaron condiciones de presión suficientes ni en la etapa precoz ni posteriormente para la formación de distena.

4º) En los últimos estadios de el funcionamiento del cabalgamiento termina el climax del metamorfismo progrado en la mayor parte del alóctono, generándose solamente estaurolita posttectónica tanto en el autóctono como en la base del alóctono debido a la sobrecarga del material cabalgante. El incremento térmico debido a esta sobrecarga no parece muy importante en los materiales que aquí afloran, puesto que no se superan las condiciones que se alcanzaron en la primera etapa de recristalización metamórfica.

Las condiciones de presión en el alóctono, como consecuencia de su movimiento, son inferiores respecto a la etapa anterior lo que se manifiesta por la desestabilización de la paragénesis con estaurolita + distena + rutilo en rocas pelíticas, sustituida por sillimanita + biotita como fases fundamentales. En rocas metabásicas la transformación equivalente es el reemplazamiento de la paragénesis con clinopiroxeno, granate, zoisita por plagioclasa y anfíbol. Aunque el descenso total de presión que produce el cabalgamiento no puede ser estimado, la ausencia de granate almandínico de cualquier composición sugiere un valor importante.

5.- BIBLIOGRAFIA

- ARENAS, R. (1979): Petrogenesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza: Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid.
145 p.
- ARENAS, R.; CASQUET, C.; PEINADO, M. (1980): El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas: Cuadernos do Lab. Geol. Laxe. 1, p. 117-146.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J. (1978): La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica NW de España): Trabajos de Geol. Univ. de Oviedo 10, p. 75-124.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central: Bol. Geol. Min. 86, p. 581-596.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER; SCHMIDT; WALTER. (1973): Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien): Munster. Forsch. Geol. Paläont., 28, p. 27.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977): El límite entre las zonas asturooccidentales y Galaico-Castellana en el Sistema Central: Bol. Geol. Min. 88, p. 517-520.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamiento en el Sistema Central Español: VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular. (en prensa).
- CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981): Las anfibolitas de la región de Buitrago de Lozoya: VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular (en prensa).
- FUSTER, J.M.; GARCIA CACHO, L. (1970): Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama Oriental (Sistema Central Español): Est. Geol. 26, p. 327-329.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A.; PEINADO, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español: Bol. Geol. Min. 85, p.7595-600.

- GARCIA CACHO, L. (1973): Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español: Tesis Fac. Cienc. Univ. Complutense Madrid, p. 319.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980): Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español): Tesis Fac. Cienc. Univ. Salamanca, p. 334.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981): Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación: Cuadernos do Lab. Geol. Laxe, 2, p. 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981): La estructura del anticlinorio del Olló de Sapo en la región de Hiendelaencina (Extremo Oriental del Sistema Central Español): VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular (en prensa).
- HAMMANN, W.; SCHMIDT, K. (1972): Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien): N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 5, p. 294-299.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalucite and the aluminium silicate phase diagram: Amer. Journal. Science 271, p. 97-132.
- MARTINEZ-CATALAN, J.R. (1980): L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le dôme de Lugo (Galice-Espagne): C.R. Acad. Sc. Paris 290, p. 179-182.
- MARTINEZ-CATALAN, J.R. (1981): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector oeste de la zona asturoccidental-leonesa): Tesis Fac. Ciencias. Univ. de Salamanca, p. 317.
- NAVIDAD, M. (1978): Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores Nord-occidental y central del Macizo Ibérico: Tesis Inédita Univ. de Madrid, p. 235.
- NAVIDAD, M.; PEINADO, M. (1981): Ortogneises y metasedimentos de la formación infrabasal al Olló de Sapo (Macizo de Hiendelaencina Guadarrama Oriental): VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular (en prensa).

- PULGAR, J. (1980): Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España): Tesis Fac. de Ciencias Univ. de Oviedo, p. 334.
- SCHÄFER, G. (1969): Geologie und Petrographie im ostlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge. (Sierra de Guadarrama, Spanien): Münster. Forsch. Geol. Paläont. 10, p. 207.
- THOMPSON, P.H. (1976): Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional metamorphism: Contrib. Mineral. Petrol. 52, p. 277-295.
- WINKLER, H.G.F. (1974): Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer-Verlag p. 320.